

---

令和2年度原子力規制庁委託成果報告書

自然事象等の評価に関する研究

---

---

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
令和3年3月

---



本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果を取りまとめたものです。

本報告書に関する問合せは、原子力規制庁までお願いします。



1	自然事象等の評価に係る科学的・技術的知見の取得	1-1
1.1	隆起・沈降及び侵食評価手法に関する科学的・技術的知見の取得	1-1
1.1.1	隆起・沈降等の地質変動事象の総合的な検討	1-1
1.1.1.1	上北平野～下北半島東部における第四紀の地形・地質構造 発達史の検討	1-1
1.1.1.2	微小地震解析に基づく上北平野～下北半島東部の応力場・ 構造区の検討	1-8
1.1.1.3	海成・河成段丘を用いた上北平野～下北半島東部の隆起活動評価	1-11
1.1.1.4	中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した地質変動事象の 取り扱い方法の検討	1-18
1.1.2	沿岸域における河川の下刻・側刻に伴う侵食過程の検討	1-27
1.1.2.1	はじめに	1-27
1.1.2.2	海水準低下にともなう河川の下刻量に関する既存知見の整理	1-27
1.1.2.3	氷期における河床縦断形・下刻量の検討	1-29
1.1.2.4	海水準低下にともなう河川の下刻量のモデル化	1-32
1.1.2.5	海水準低下にともなう河川の下刻量の評価手法の検討① —茨城県那珂川—	1-32
1.1.2.6	海水準低下にともなう河川の下刻量の評価手法の検討② —愛知県豊川—	1-34
1.1.2.7	MIS 5dの海水準低下にともなう下刻量の評価	1-35
1.1.2.8	河川流路が既存の埋没谷・海底谷の位置から 変化する可能性の検討	1-38
1.1.2.9	まとめと今後の課題	1-39
1.2	断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得	1-43
1.2.1	断層の力学・水理特性の評価手法に関する検討	1-43
1.2.1.1	断層の滑動による地盤の力学的・水理学的性能評価に関する 知見の整理	1-43
1.2.1.2	Dilation Tendencyを用いた断層及び断層周辺の応力場を 考慮した水理特性の評価手法に関する検討	1-46
1.2.1.3	露頭やコアから得られる亀裂に関する情報からの 3次元透水係数の推定	1-48
1.2.1.4	断層の水理特性の評価手法に関する中間とりまとめと今後の課題	1-55
1.2.2	岩盤中の弱面すべりに関する検討	1-67
1.2.2.1	弱面すべりの評価手法に関する実験的検討① —弱面すべりに 与える間隙水圧の影響—	1-68
1.2.2.2	弱面すべりの評価手法に関する実験的検討② —弱面の連結に よる弱面すべりの進展—	1-81
1.2.2.3	中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した弱面すべりの 取り扱い方法の検討	1-101
1.2.2.4	まとめと今後の課題	1-105
2	天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得	2-1
2.1	ボーリング調査による既存地下水流動モデルとの比較・検証	2-1
2.1.1	ボーリング掘削調査による原位置データの取得	2-2
2.1.1.1	ボーリング掘削概要	2-2

2.1.1.2	原位置水理試験および岩芯試料を用いた室内透水試験	2-18
2.1.1.3	温度検層	2-35
2.1.1.4	揚水試料化学分析	2-40
2.1.1.5	間隙水化学分析	2-48
2.1.2	地表水調査による上北平野周辺の降水の水素－酸素同位体の特徴	2-56
2.1.3	中間域における概念モデルの検証およびモデルの更新	2-60
2.1.3.1	原位置水温データによる地下水流動状況の検討	2-60
2.1.3.2	地下水流動概念モデルとの比較（その1）： 地下水年代（地下水涵養時期・温度）	2-65
2.1.3.3	地下水流動概念モデルとの比較（その2）： 地下水高温域についての検証	2-66
2.1.3.4	地下水流動概念モデルの更新	2-67
2.1.4	コア試料を用いた地下水の地球化学環境変遷に関する検討	2-70
2.1.5	まとめと今後の課題	2-74
2.2	調査対象地域の3次元広域地下水流動解析モデルの構築と 技術的指標の影響評価	2-81
2.2.1	技術的指標	2-81
2.2.2	解析モデル	2-82
2.2.3	パラメータスタディ	2-90
2.2.4	解析結果	2-93
2.2.5	考察	2-119
2.2.6	まとめと今後の課題	2-121
3.	研究に必要な国内外の情報収集	3-1
4.	検討委員会の開催	4-1
5.	本事業に関する研究成果の取りまとめ	5-1
5.1	中深度処分の許可基準規則のうち廃棄物埋設地の場所（自然条件等）に 関する研究	5-3
5.1.1	火山活動	5-3
5.1.2	断層活動	5-45
5.1.3	重力作用により変位が生ずるおそれが高い地すべりの滑動 －陸化した過去の海底地すべりの再滑動性－	5-101
5.1.4	深度の確保　－侵食・堆積活動－	5-119
5.1.5	深度の確保　－隆起・沈降活動－	5-133
5.1.6	天然資源	5-149
5.2	中深度処分の許可基準規則のうち廃棄物埋設地及び坑道に関する研究	5-153
5.2.1	廃棄物埋設地の水理地質構造及び地下水流動	5-153
5.2.2	廃棄物埋設地における岩盤の力学的状態と水理学的特性 －坑道掘削による掘削影響領域の検討－	5-187
5.2.3	廃棄物埋設地における岩盤の力学的状態と水理学的特性 －化学的浸透圧－	5-199

5.3 中深度処分の事業規則のうち閉鎖措置計画の認可基準に関する研究	5-209
5.3.1 地質及び水理環境モニタリングの手法, 計画等の妥当性に 関する知見の整理	5-209
5.4 その他の地下環境に関する研究	5-221
5.4.1 深部流体	5-221
5.4.2 微生物	5-237



## 1 自然事象等の評価に係る科学的・技術的知見の取得

### 【仕様書記載内容】

中深度処分においては、中深度処分においては、侵食による深度の減少を考慮しても、廃棄物埋設地について少なくとも10万年間にわたって70mの深度を確保することが求められている。また、廃棄物埋設地について少なくとも10万年間にわたって断層活動による地層の著しい変動がないことが求められている。それらを踏まえ、原子力規制庁が隆起・沈降、侵食及び断層等の活動が天然バリアの性能に与える影響を考慮し、天然バリアの性能評価の妥当性を判断するために必要な科学的・技術的知見を蓄積する観点から、以下に示す検討を行う。

### 1.1 隆起・沈降及び侵食評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

#### 【仕様書記載内容】

過年度において、中深度処分の評価対象とする期間及び領域を考慮した隆起・沈降及び侵食を評価する手法の技術的妥当性を判断するために、海成段丘を使った隆起量評価手法等について科学的・技術的知見の蓄積を行った。本事業においては、過年度までに得られた研究成果を踏まえ、中深度処分の評価対象とする期間及び領域において、地質構造発達史を考慮した隆起・沈降及び侵食の時空間的な変遷について調査及び検討を行い、隆起・沈降等の評価手法の妥当性を判断するための科学的・技術的知見を取りまとめる。

#### 1.1.1 隆起・沈降等の地質変動事象の総合的な検討

##### 【実施内容】

平成31年度は、上北平野～下北半島東部の地形地質構造発達史を概観し、また海成段丘を対象とした隆起活動評価を行い、周辺地域との間の隆起速度の差について検討した。

令和2年度は、平成31年度までの調査結果を踏まえ上北平野～下北半島東部を対象とした、地形・地質構造発達史に基づく、隆起活動等の空間的・年代的な変遷について取りまとめを行う。また、中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した隆起等の地質変動事象の取り扱い方等に関して取りまとめを行う。

令和2年度は、主に以下について検討し、取りまとめを行う。

- 上北平野～下北半島東部における第四紀の地形・地質構造発達史の検討
- 微小地震解析に基づく上北平野～下北半島東部の応力場・構造区の検討
- 海成・河成段丘を用いた上北平野～下北半島東部の隆起活動評価
- 中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した地質変動事象の取り扱い方等の検討

##### 【成果】

#### 1.1.1.1 上北平野～下北半島東部における第四紀の地形・地質構造発達史の検討

本項では、上北平野～下北半島東部における地形・地質構造発達史に、以下の項目に分けて検討・取りまとめを行い、最後に今後の課題について述べる。

- ・古第三紀から現在にかけての東北日本弧の位置と応力場の変遷
- ・上北平野～下北半島東部地域の地形・地質構造発達史
- ・今後の課題

#### 古第三紀から現在にかけての東北日本弧の位置と広域応力場の変遷

日本弧は古第三紀までユーラシア大陸の一部であった。新第三紀に入り、ユーラシア大陸から分断され、大陸と日本弧の間に日本海が形成された。また、その過程において、東北日本弧は反時計回り、西南日本弧は時計回りの運動を起こし、現在の位置に移動した。この間に、東北日本弧と沈み込むプレートの位置関係も変化している（例えば、山元, 1991<sup>1)</sup>; Otofujii et al.,

1994<sup>2)</sup>; Sato, 1994<sup>3)</sup>; Yamaji and Yoshida, 1998<sup>4)</sup>; Kimura et al., 2005<sup>5)</sup>; Acocella et al., 2008<sup>6)</sup>; 大槻, 2009<sup>7)</sup>; Yoshida et al., 2014<sup>8)</sup>; Hosoi et al., 2015<sup>9)</sup>)。上記から、本地域は古第三紀から現在にかけて多様な応力場を経験していると考えられる。本項において、Sato (1994)<sup>3)</sup>と Yoshida et al. (2014)<sup>8)</sup>を参考にして、東北日本弧の広域応力場の時代的変遷を以下の4つの期間にわけて述べる(図 1.1.1.1-1)。

#### I. 陸弧期(35-27 Ma)

Stage 3 の時期には、まだ東北日本弧がユーラシア大陸の東縁に位置していた。この時期に東北日本弧の応力場は中立的な応力場から正断層型の応力場に変化し(Sato, 1994<sup>3)</sup>; 大槻, 2009<sup>7)</sup>)、穏やかなリフト活動が起こり始めたと考えられる(Kano et al., 2007<sup>10)</sup>; Yoshida et al., 2014<sup>8)</sup>)。

#### II. 伸張期(27-13.5 Ma)

Stage 3 に続いて、Stage 4 の時期にも穏やかなリフト活動が続いていた(Kano et al., 2007<sup>10)</sup>; Yoshida et al., 2014<sup>8)</sup>)。この時期の応力場は、岩脈群の方位から NNE-NE 方向の最大水平圧縮( $\sigma_{Hmax}$ ) だったと考えられる(Sato, 1994<sup>3)</sup>; Yoshida et al., 2014<sup>8)</sup>)。

Stage 5~6 の時期に日本海形成に伴うリフト活動が活発になり(Kano et al., 2007<sup>10)</sup>)、堆積盆形成と海進が起こった(例えば、細井・天野, 2013<sup>11)</sup>)。Sato (2014)<sup>3)</sup>と Yoshida et al. (2014)<sup>8)</sup>において、この時期に東北日本弧の反時計回りの運動を伴い、 $\sigma_{Hmax}$  が NW-NNW 方向をもつ引張場で正断層が発達したと指摘されている。一方、古地磁気・岩石磁気学的研究により、16.4–15.1 Ma から 14 Ma の間に東北日本弧は約 45°の反時計回り運動をしたことが指摘されている(Hosoi et al., 2015<sup>9)</sup>)。

Stage 5~6 から Stage 7 の間の時期である 15 Ma 頃に日本海の拡大が終了し(大槻, 2009<sup>7)</sup>)、東北日本弧の応力場は NW-SW 方向の引張方向を持つ正断層型に変化した(Sato, 1994<sup>3)</sup>; Yoshida et al., 2014<sup>8)</sup>)。また、東北日本弧は沈降した(例えば、Kano et al., 2007<sup>10)</sup>; Yoshida et al., 2014<sup>8)</sup>)。

#### III. 遷移期(13.5-3.5 Ma)

Stage 8~9 の時期には、東北日本弧はほぼ海の下に存在しており、Stage 8 では中立的な応力場であった。Stage 9 において  $\sigma_{Hmax}$  が NE 方向の弱い逆断層型の応力場に変化した。また、Stage 10~11 になると  $\sigma_{Hmax}$  が ENE 方向の逆断層型の応力場に変化し、隆起・陸化が進んだ(Yoshida et al., 2014<sup>8)</sup>)。

#### IV. 地殻短縮期(3.5-0 Ma)

Stage 12~13 になると太平洋プレートの西進運動が活発化し、 $\sigma_{Hmax}$  が概ね東西方向をなす逆断層型の応力場に変化した。この応力場に伴い、伸張期に形成された正断層が逆断層として再活動するようになった(例えば、2008年岩手・宮城内陸地震の地震断層や下北断層など)。ここで日本列島周辺のフリーエア重力異常を図 1.1.1.1-2 に示す。東北地域では 50~150 mGal 程度の正の異常である。これは、東北地域が圧縮場によって短縮変形し、それに伴って隆起が生じていることを示す。この隆起の背景となる地殻に働く応力場は約 350 万年前から続くものである。

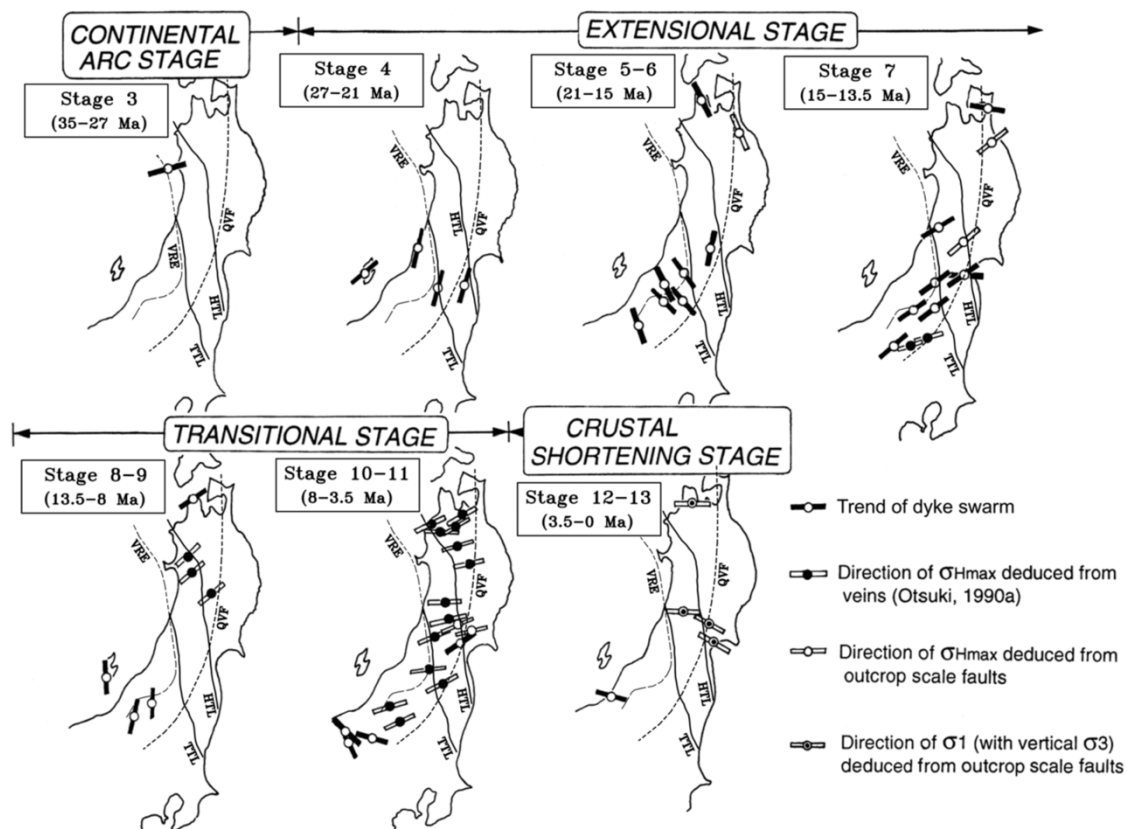


図 1.1.1.1-1 35 Ma 以降の東北日本弧の地域応力場 (Yoshida et al., 2014<sup>8)</sup>).

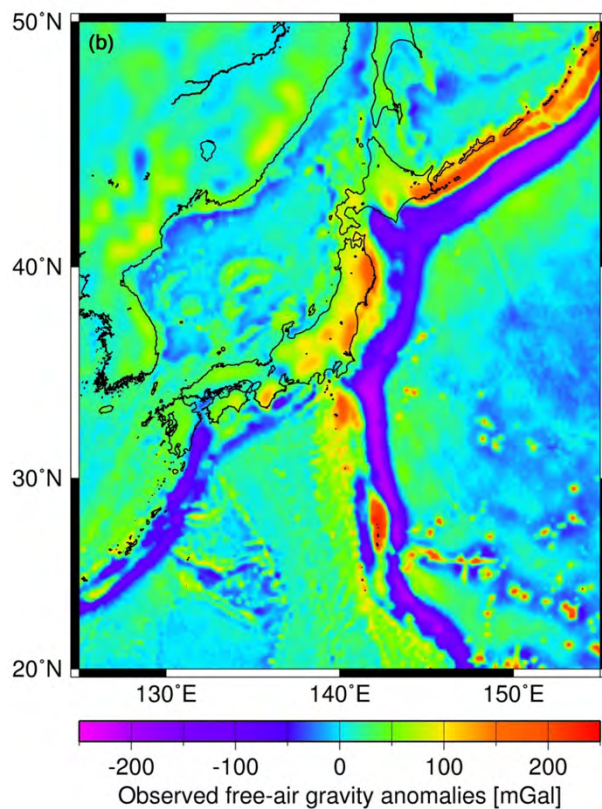


図 1.1.1.1-2 日本列島周辺のフリーエア重力異常図 (Hashimoto et al., 2008<sup>12)</sup>).  
暖色系の領域はフリーエア重力異常が正の領域である。

上北平野～下北半島東部地域の地形・地質構造発達史

下北半島は本州の最北端に位置し、その形状はマサカリ型を呈しており、マサカリの柄にあたる部分が下北半島東部にあたる。下北半島東部は、北側は津軽海峡、東側は太平洋、西側は陸奥湾と三方を海に囲まれ、南側に上北平野が存在する。下北半島東部では、第四系火山噴出物が新第三系を覆っている。吹越山地は主に背斜構造を示す新第三系の泊層(火山岩類)からなり、尻屋崎には中生界の付加体である尻屋層が分布する。田名部低地は厚い第四系により埋積される。上北平野には数段の段丘面が発達し、その基盤として野辺地層が段丘崖に露出する(例えば、根元・氏家, 2009<sup>13)</sup>。

上北平野～下北半島東部にわたる広域的な構造発達として、本地域は 2.5 Ma 頃までは海底下に存在していたが、太平洋プレートからの圧縮を受け、1.7-0.7 Ma 頃に海水面よりも上側に隆起し、現在に至る(例えば、Yoshida et al., 2014<sup>8)</sup>)。しかしながら、下北半島から上北平野にかけて山地と低地が交互に存在し、また、多様な岩相が露出していることから、より小規模な地質変動が多数発生していたと考えられる。この地域に分布する浜田層(海成層)に含まれる化石群等から推定される古水深・環境、年代等の情報に注目すると、約 1.2 Ma から現在の隆起場になった可能性がある報告もある(図 1.1.1.1-3; 産業技術総合研究所, 2013<sup>14)</sup>)。

以上を総合すると、上北平野～下北半島東部地域は約 100 万年前からは隆起場となったと考えられる。その背景となる応力場が約 350 万年前から  $\sigma_{Hmax}$  が東西方向の圧縮の場であることを踏まえると、下北半島東部～上北平野地域においては、 $\sigma_{Hmax}$  が東西方向の圧縮の場にさらされてから、少なくとも 100 万年程度以上が経過した後に隆起場となったと考えられる。

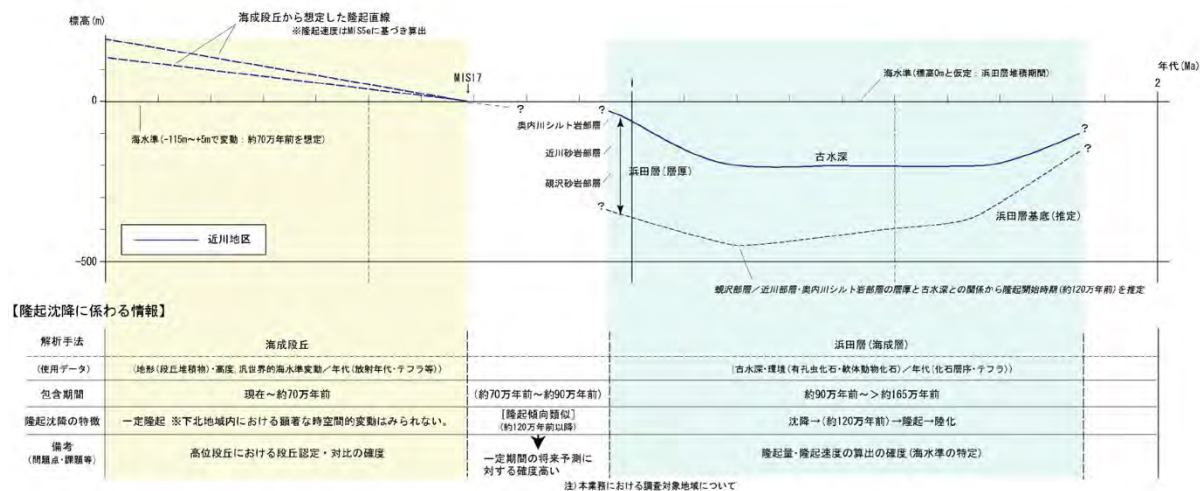


図 1.1.1.1-3 下北地域の第四紀における隆起沈降傾向 (産業技術総合研究所, 2013<sup>14)</sup>).

応力場の変化から隆起場になるまでの時間差については、東北地域では短縮変形に伴う隆起場の移動として記録されている。Awata and Kakimi (1985)<sup>15)</sup> は東北地方において、日本海沿岸の活断層(北由利衝上断層)と、脊梁山脈より東方(太平洋側)の活断層(奥羽山地東縁断層帯)の活動開始時期から、北由利衝上断層が先に活動開始し、その後奥羽山地東縁断層帯が活動を開始したことを示し、逆断層運動場の東進を指摘した図 1.1.1.1-4)。このことは、道家ほか(2012)<sup>16)</sup>でも同様の指摘がなされており、東北日本は 3.5~3.0 Ma から現在のような東西圧縮場のテクトニックセッティングに置かれても現在の活断層の開始年代には数百万年の幅がある(図 1.1.1.1-5)。さらに、褶曲を伴う地形発達の度合いから、日本海東縁地域における、最近数万年の断層関連褶曲活動場の東方への移動が指摘されている(Otsubo and Miyakawa, 2015<sup>17)</sup>)。



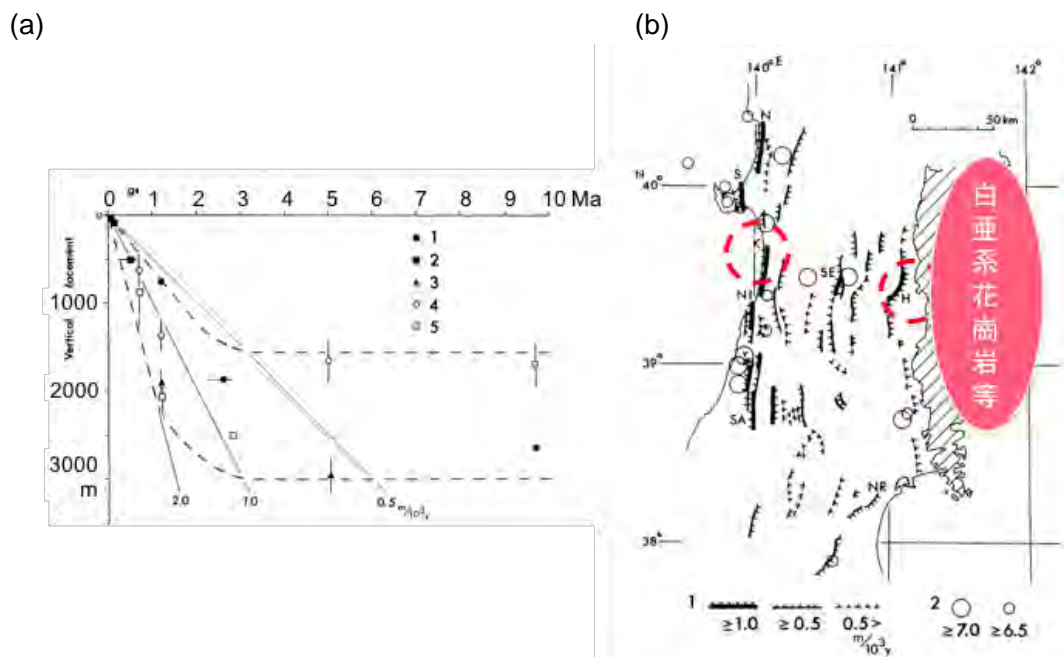


図 1.1.1.1-4 (a)東北日本，北由利衝上断層 (K) での隆起時期 (Awata and Kakimi, 1985<sup>15)</sup>), (b)北由利衝上断層と奥羽山脈東縁断層 (H) の位置関係。

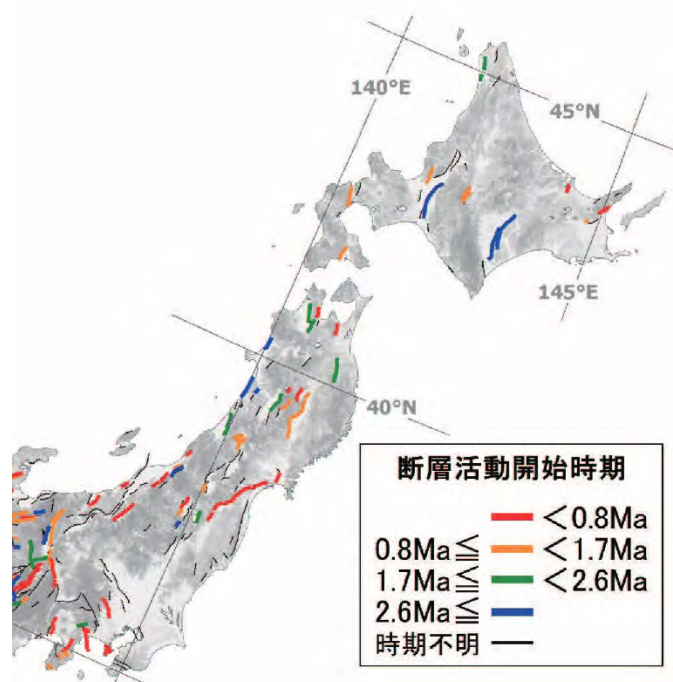


図 1.1.1.1-5 既存情報に基づく活断層の活動開始時期の分布(道家ほか, 2012<sup>16)</sup>). 東日本を抜粋. 主要な活断層について, 現在の運動様式になった時期を色で示す. 暖色系であればあるほど, その活断層の現在の運動様式になった時期が現在に近いことを示す.

### 今後の課題

現在までに東北日本弧のテクトニクス解明に向けて, 様々な分野 (層序学, 岩石学, 構造地質学, 古地磁気学など) で研究が進められて, テクトニクスモデルが提案され, 議論が行われている。しかしながら, 近年, 研究手法が多種多様であるために分野間での整合性の検討が必

要であり、また、データ精度の向上やデータ数増加により過去の研究の見直しが必要であることが指摘されている（例えば、細井・天野, 2013<sup>11)</sup>; Haji et al., 2019<sup>18)</sup>）。そのため、上北平野～下北半島東部の地質構造発達史と地域応力場を検討するにあたり、今後も東北日本弧のテクトニクスに関する最新研究の動向を整理し、テクトニクスモデルを改善していく必要がある。また、断層運動を含む隆起・沈降の評価においては、応力場の変遷のみならず、時間スケールを踏まえての広域テクトニクスおよび地史の評価を行う必要がある。広域的にはプレート運動の安定性の検討が挙げられる。プレート運動の安定性については、プレート運動が変動事象に対して一番独立した事象であり、かつ、変動事象発生の起源であるため、それら変動事象の時間スケールはプレート運動よりも短い時間になる。場所によってはそれより短い期間でも予測はできない。プレート運動に関しては個々のプレート別に考慮する必要がある。東北日本の下に沈み込む太平洋プレートは、8 cm/年程度の速度で西北西方向に移動している (Wei and Seno, 1998<sup>19)</sup>; 図 1.1.1.1-6)。太平洋プレートは運動方向と速度は極めて安定しており、過去 500 万年間でも変化はわずかであるが、100 万年スケールでは 15°程度変動することが知られている (Jackson et al., 1975<sup>20)</sup>)。また、上記のプレート運動を踏まえて上で、対象地域の大構造を様々なスケールで把握する手法の整理 (重力異常の急変帯の意味付け等, 図 1.1.1.1-7) が重要となる。

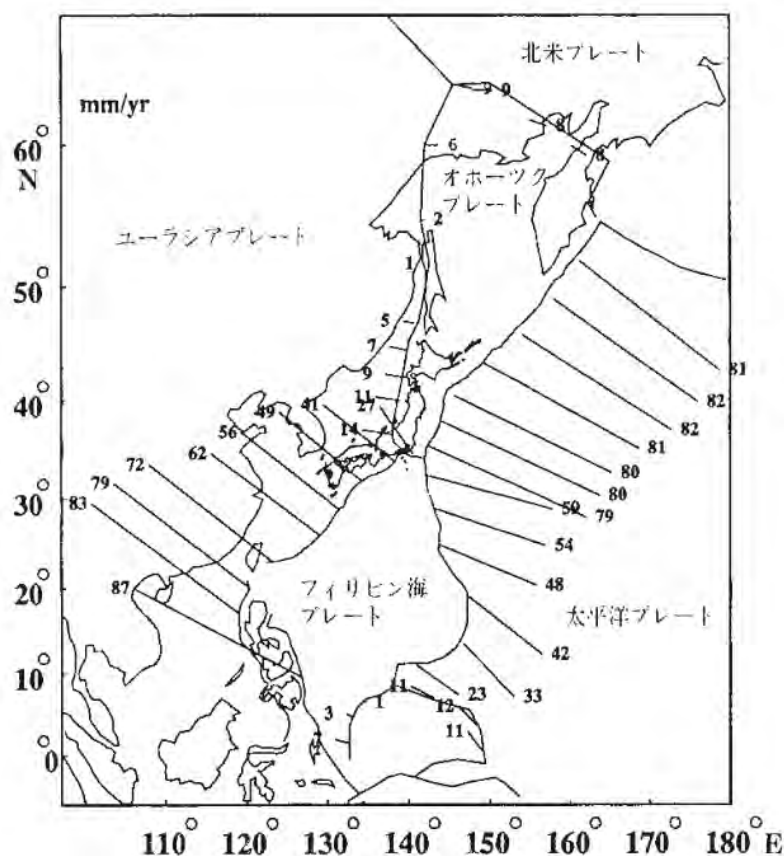


図 1.1.1.1-6 日本付近のプレート境界におけるプレート相対運動 (Seno et al., 1993<sup>21)</sup>, 1996<sup>22)</sup>). 速度の単位は mm/yr.

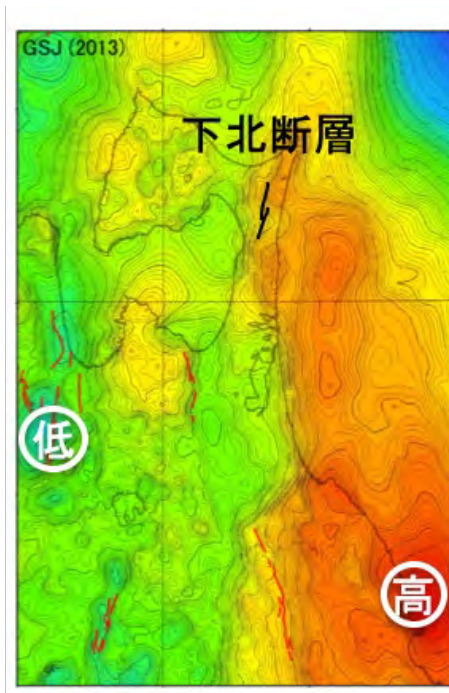


図 1.1.1.1-7 上北平野-下北半島の重力異常 (地質調査総合センター, 2013<sup>23)</sup>).  
ブーゲー異常. 北東北地域前弧域では下北断層 (黒線) や活断層 (赤線) が重力異常の急変帯にあたる.

【引用文献】

- 1) 山元孝広 (1991) 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地質調査所月報, 42(3), 131–148.
- 2) Otofujii, Y., Kambara, A., Matsuda, T., Nohda, S. (1994) Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3–4), 503–518. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90087-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90087-6)
- 3) Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, 99(B11), 22261–22274. <https://doi.org/10.1029/94JB00854>
- 4) Yamaji, A., Yoshida, T. (1998) Multiple tectonic events in the Miocene Japan arc: The Heike microplate hypothesis. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 93(10), 389–408. <https://doi.org/10.2465/ganko.93.389>
- 5) Kimura, J., Stern, R. J., Yoshida, T. (2005) Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 969–986. <https://doi.org/10.1130/B25565.1>
- 6) Acocella, V., Yoshida, T., Yamada, R., Funicello, F. (2008) Structural control on late Miocene to Quaternary volcanism in the NE Honshu arc, Japan. *Tectonics*, 27(5), TC5008. <https://doi.org/10.1029/2008TC002296>
- 7) 大槻憲四郎 (2009) 日本列島新生代テクトニクスの概要解説. 大地, 50, 44–51.
- 8) Yoshida, T., Kimura, J., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Honda, S., Ishikawa, M., Prima, O. D. A., Kudo, T., Shibasaki, B., Tanaka, A., Imaizumi, T. (2014) Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 385, 335–387. <https://dx.doi.org/10.1144/SP385.15>
- 9) Hosoi, J., Okada, M., Gokan, T., Amano, K., Martin, A. J. (2015) Early to Middle Miocene rotational tectonics of the Ou Backbone Range, northeast Japan. *Island Arc*, 24(3), 288–300. <https://doi.org/10.1111/iar.12109>

- 10) Kano, K., Uto, K., Ohguchi, T. (2007) Stratigraphic review of Eocene to Oligocene successions along the eastern Japan Sea: Implication for early opening of the Japan Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 20–32. <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.07.003>
- 11) 細井 淳・天野一男 (2013) 岩手県西和賀町周辺奥羽脊梁山脈における前期～中期中新世の火山活動と堆積盆発達史. *地質学雑誌*, 119(9), 630–646. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2013.0035>
- 12) Hashimoto, C., Sato, T., Matsu'ura, M. (2008) 3-D simulation of steady plate subduction with tectonic erosion: current crustal uplift and free-air gravity anomaly in northeast Japan. In *Earthquakes: Simulations, Sources and Tsunamis* (pp. 567–583). Birkhäuser Basel.
- 13) 根本直樹・氏家良博 (2009) 青森県の地質. *大地*, 50, 52-68.
- 14) 産業技術総合研究所 (2013) 平成 24 年度地質関連事象の時間スケールに応じた不確実性の検討. 独立行政法人原子力安全基盤機構委託研究報告書, 77p.
- 15) Awata, Y., Kakimi, T. (1985) Quaternary Tectonics and Damaging Earthquakes in Northern Honshu, Japan. *Earthq. Predict. Res.*, 3, 231-251.
- 16) 道家涼介・谷川晋一・安江健一・中安昭夫・新里忠史・梅田浩司・田中竹延 (2012) 日本列島における活断層の活動開始時期の空間的特徴. *活断層研究*, 37, 1-15.
- 17) Otsubo, M., Miyakawa, A. (2016) Landward migration of active folding based on topographic development of folds along the eastern margin of the Japan Sea, northeast Japan. *Quaternary International*, 397, 563–572.
- 18) Haji, T., Hosoi, J., Yamaji, A. (2019) A middle Miocene post-rift stress regime revealed by dikes and mesoscale faults in the Kakunodate area, NE Japan. *Island Arc*, 28(4), e12304. <https://doi.org/10.1111/iar.12304>
- 19) Wei, D., Seno, T. (1998) Determination of the Amurian plate motion, in *Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia*. *Geodynam. Series*, ed. by Flower, M., Chung, S. L., Lo, C. H., and Lee, T. Y., 27, 337-346.
- 20) Jackson, E. V., Shaw, H. R., Bargar, K. E. (1975) Calculates geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 26, 145-155.
- 21) Seno, T., Stein, S., Gripp, A.E. (1993) A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, 98, 17941–17948.
- 22) Seno, T., Sakurai, T., Stein, S. (1996) Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? *J. Geophys. Res.*, 101, 11305–11315.
- 23) 地質調査総合センター (2003) 100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 第 2 版, 数値地質図 G-1, 地質調査総合センター.

#### 1.1.1.2 微小地震解析に基づく上北平野～下北半島東部の応力場・構造区の検討

対象地域の隆起・沈降活動の年代の変遷とその空間的スケールを理解するためには、隆起・沈降活動に大きな影響を与える応力場の時空間変動を明らかにし、総合的な検討を行う必要がある。しかし、対象地域である青森地域を中心とした東北地方北部は地震活動度が低いために、地震学的データを用いた詳細な応力場の推定が行われていない。そこで、平成 31 年度は対象地域である上北平野～下北半島東部（青森東部）の応力場の時空間的変動を明らかにするために、微小地震解析に基づく応力場の推定を行った。その結果、青森県東部の応力場が東北日本弧の一般的な応力場である WNW-ESE 圧縮の逆断層型の応力場とは異なることが判明した (Maeda et al., 2020<sup>1</sup>)。

令和 2 年度は、島弧横断方向での応力場の空間的变化を検証するため、青森県西部の地震学的データを用いた応力場の推定を行う。青森県西部は、青森県東部同様に地震活動が低調であり、微小地震の震源位置の空間的な分布も偏っているため、解析結果もそれらの地震活動の偏



りの影響を受けることが予測されるが、全体的な傾向の把握には大きな問題はないと考えられる。以下では、青森西部を対象に実施した、(i) 小・微小地震の発震機構解の決定、(ii) 応力場の推定について順に記述し、最後にこれまでのまとめと今後の課題について述べる。

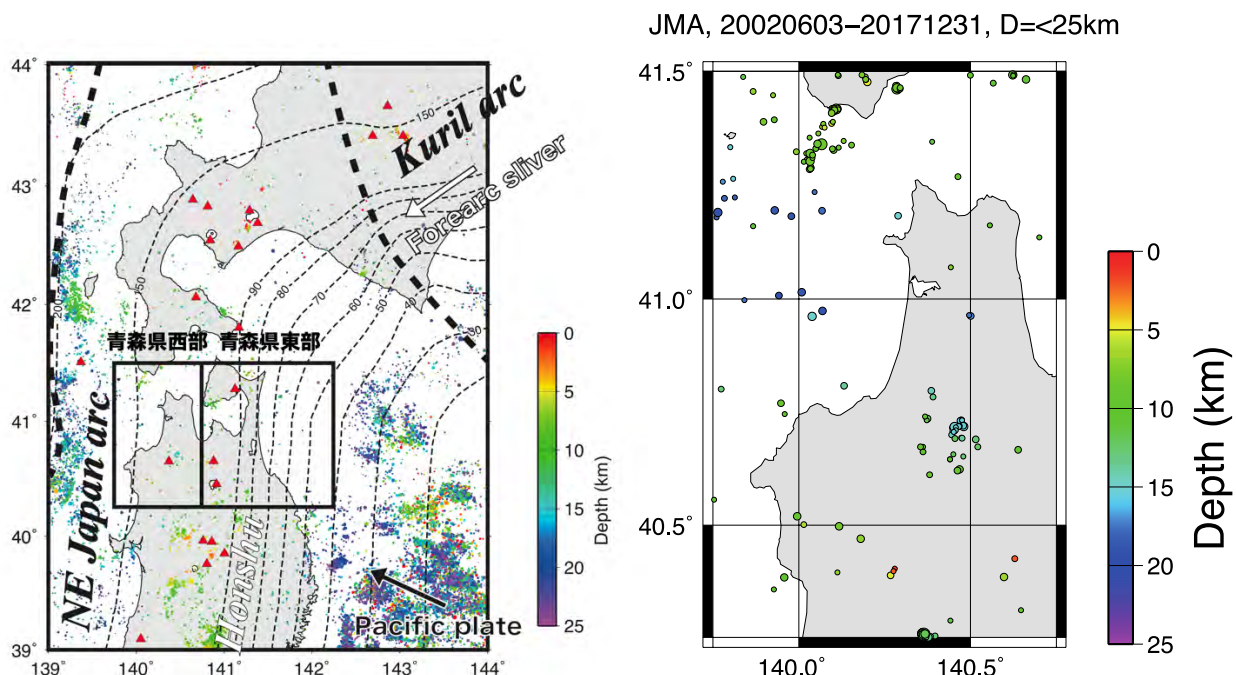


図 1.1.1.2-1 調査対象地域と震源分布. 色は発生深度を表す.

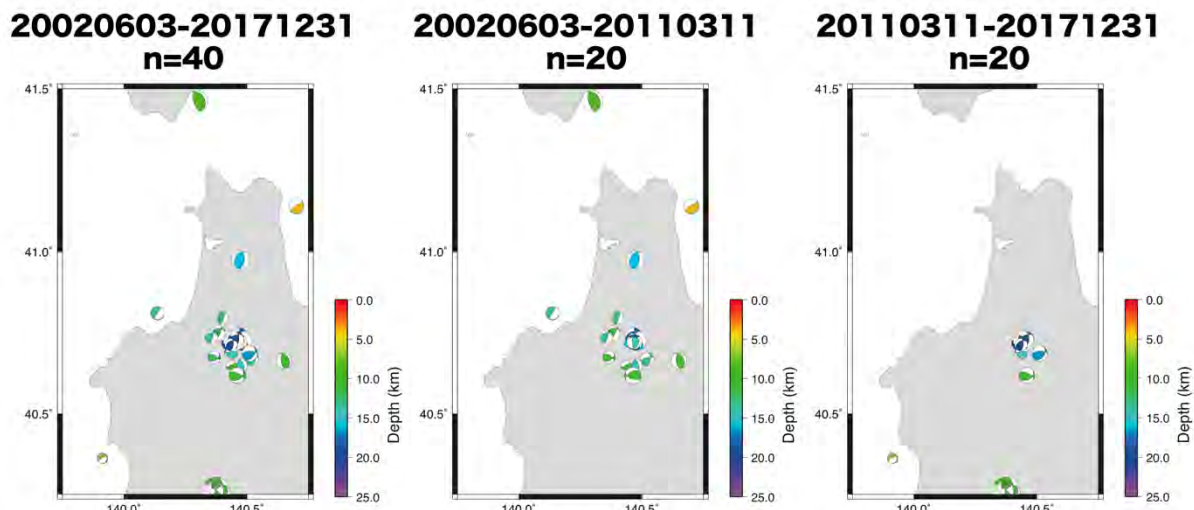


図 1.1.1.2-2 決定した発震機構解の分布. 色は発生深度を表す.

### 小・微小地震の発震機構解の決定

青森西部で発生した 179 イベント (図 1.1.1.2-1) を研究対象とし、Hi-net (防災科学技術研究所高感度地震観測網) からイベント波形データをダウンロードした。各地震の波形データを win-地震波形検測支援プログラム (ト部・東田, 1992<sup>2)</sup>) を用いて、P 波初動極性を読み取った。本研究で使用した波形データは、気象庁一元化震源において、マグニチュードの大きさが 2.0 よりも大きい地震である。解析期間は 2002 年 6 月 3 日から 2017 年 12 月 31 日までとした。波形読み取りを行った後、ソフトウェア pick2mec (Maeda, 1992<sup>3)</sup>; 片尾・飯尾, 2004<sup>4)</sup>) を

用いて、発震機構解を決定し、その中から信頼度の高いもの（観測点 10 以上、スコア値 0.9 以上、解の数が 10 以下、Kagan 角の最大値 35°以下）を採用した。その結果、179 イベント中 40 イベントが信頼度高い発震機構解として決定された（図 1.1.1.2-2 左）。なお、発震機構解の決定に用いた速度構造は、浅部の地震の発震機構解を安定させるために Hasegawa et al. (1978) の速度構造を使用した。

### 応力場の推定

応力テンソルインバージョンにより応力場の推定を実施した。応力場の推定には、前項で決定した 40 イベントの発震機構解をデータとして使用する。応力テンソルインバージョンの手法は平成 31 年度で実施した手法と同様に、Michael (1984<sup>6)</sup>、1987<sup>7)</sup> が提案した手法を用いた。この手法は、①断層面での最大剪断応力の方向とスリップの向きが同じ、②解析を行う領域・期間内で応力場が一定、③剪断応力の大きさが全ての地震で等しい、④地震は既存の多様な走向傾斜をもつ弱面に沿って発生、といったことが仮定されている。この手法では、応力軸の向きと応力比  $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  を推定できる。ここで、 $\sigma_1$ 、 $\sigma_2$ 、 $\sigma_3$  はそれぞれ圧縮方向を正にとった場合の最大、中間、最小の主応力軸を示す。

推定した応力インバージョンの結果を図 1.1.1.2-3 に示す。小・微小地震を含めた発震機構解のデータから推測された青森西部の応力場は、WNW-ESE 圧縮の逆断層型の応力場であることが判明した（図 1.1.1.2-3）。次に、応力場が時間変化していないかを検討するために、解析期間中に発生した 2011 年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）を対象として、その前後における発震機構解の時間的変化を検討した。その結果、青森西部は 2011 年東北地方太平洋沖地震前後で応力場に大きな変化がないことが判明した（図 1.1.1.2-3）。

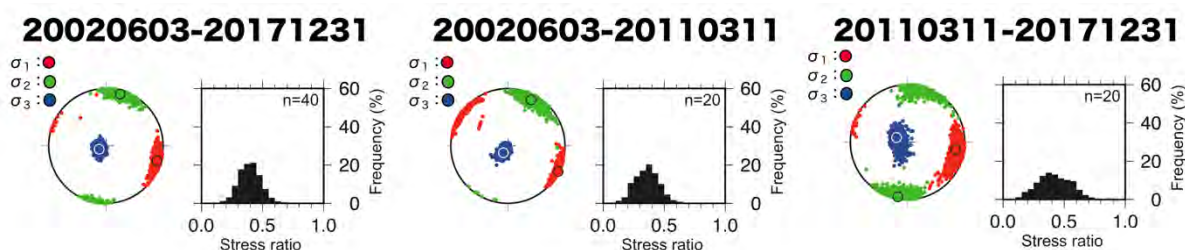


図 1.1.1.2-3 推定された青森県西部の応力場と応力比。

(左) 全期間（2002/06/03~2017/12/31）の応力場（n は使用したイベント数）

(中) 東北地方太平洋沖地震前（2002/06/03~2011/03/10）の応力場、

(右) 東北地方太平洋沖地震後（2011/03/11~2017/12/31）の応力場。

### まとめと今後の課題

青森地域を含む東北地域北部は地震活動度が低く、また、大規模な地震も発生していないため、これまで本地域の詳細な応力場は検討されていなかった。しかし、小・微小地震の波形データを使用することにより、現在の地域応力場を推定することが可能であることが判明した。平成 31 年度および令和 2 年度に実施した応力場の解析結果は、表 1.1.1.2-1 のようにまとめられ、島弧横断方向で応力場が異なること、また 2011 年東北地方太平洋沖地震の影響も異なることが判明した。

本解析結果から、青森県西部の応力場は一般的な東北日本弧の応力場であることが判明したが、応力場推定に用いた発震機構解の分布に偏りがあるため、より局所的な応力場を見ている可能性もある。本地域のような地震活動が低い地域の応力場を詳細に明らかにするためには、観測点数を増やし(臨時観測点を配するなど)、より小規模(Mj<2.0)な地震の発震機構解を決定する必要があると考えられる。

表 1.1.1.2-1 青森県東部と西部の応力場のまとめ.

	2002/06/03～2017/12/31	2002/06/03～2011/03/10	2011/03/11～2017/12/31
青森県東部	NE-SW 圧縮の 逆断層型	NNE-SSW 圧縮の 逆断層型	ENE-WSW 圧縮の 逆断層型
青森県西部	WNW-ESE 圧縮の 逆断層型	WNW-ESE 圧縮の 逆断層型	WNW-ESE 圧縮の 逆断層型

## 【引用文献】

- 1) Maeda, S., Matsuzawa, T., Okada, T., Katao, H., Yoshida, T., Kosuga, M., Otsubo, M. (2020) Spatiotemporal variations in the stress field in the northeasternmost part of the NE Japan arc: constraints from microearthquakes. *Earth, Planets and Space*, 72 (1). <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01245-8>
- 2) ト部 卓・東田進也 (1992) win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版). 地震学会講演予稿集, 2(P41), 331.
- 3) Maeda, N. (1992) A method of determining focal mechanisms and quantifying the uncertainty of the determined focal mechanisms for microearthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(6), 2410–2429.
- 4) 片尾 浩・飯尾能久 (2004) 丹波山地の微小地震の発震機構. 京都大学防災研究所年報, 47(B), 673–677.
- 5) Hasegawa, A., Umino, N., Takagi, A. (1978) Double-planned structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan Arc. *Tectonophysics*, 47(1–2), 43–58. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90150-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90150-6)
- 6) Michael, A. J. (1984) Determination of stress from slip data: Faults and folds. *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 11517–11526. <https://doi.org/10.1029/JB089iB13p11517>
- 7) Michael, A. J. (1987) Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. *Journal of Geophysical Research*, 92(B1), 357–368. <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00357>

## 1.1.1.3 海成・河成段丘を用いた上北平野～下北半島東部の隆起活動評価

海成段丘を用いた隆起速度評価手法として、小池・町田 (2001)<sup>1)</sup>などの従来の方法では、地形判読により得られた旧汀線の標高から陸成層の層厚と段丘堆積物が堆積した当時の海水準を引いたものを隆起量とし、それを火山灰層序から見積もった段丘形成年代を除することで隆起速度を見積もってきた。しかし、この方法では、以下のような問題があった。

- ① 旧汀線の存在する段丘崖近傍では崖錘堆積物の影響で浅海堆積物の上に堆積した陸成層が厚くなることを考慮できていない可能性がある (宮崎・石村, 2018<sup>2)</sup>)。
- ② 浅海堆積物と陸成堆積物を正確に認定できていない可能性がある。
- ③ 確実度 I 以外の段丘編年がどの程度正確か分からない。

そのため産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014<sup>3)</sup>, 2015<sup>4)</sup>) ならびに産業技術総合研究所 (2016<sup>5)</sup>, 2017<sup>6)</sup>, 2018<sup>7)</sup>, 2019<sup>8)</sup>, 2020<sup>9)</sup>) では、露頭における堆積相解析により認定した過去の海面付近の堆積物 (前浜・後浜堆積物) の高度と、採取した海成層試料へのカリ長石の post-infrared infrared stimulated luminescence (pIRIR)法 (Thomsen et al., 2008<sup>10)</sup>) の適用により得た年代から隆起速度を求める手法を開発した。この手法では、直接的に過去の海面付近の堆積物の高度を算出し、かつその堆積物の堆積年代も直接求めることができるため、従来の問題点は解決される。

青森県上北平野～下北半島東部周辺部は、日本で最も海成段丘が広く分布する地域の一つであり、手法を適用するためのモデルフィールドとして適している。本項では以下について取りまとめを行い、最後にこれまでのまとめと今後の課題について述べる。

- ・堆積層解析とルミネッセンス年代測定を組み合わせた隆起速度評価手法
- ・海成・河成段丘を用いた隆起活動とその時空間スケールの検討
- ・平成31年度の検討において残された課題に対する令和2年度の取り組み
- ・まとめと今後の課題

### 堆積層解析とルミネッセンス年代測定を組み合わせた隆起速度評価手法

産業技術総合研究所では、海成段丘構成層の堆積相解析により認定した過去の海面付近の堆積物（前浜・後浜堆積物）の高度と、海成層試料に含まれるカリ長石のpIRIR年代測定により得られた年代から隆起速度を求める手法を開発し、MIS5eからMIS9までの海成段丘に開発した隆起速度評価手法を適用してきた。ここでは、MIS5eの下田代露頭（図1.1.1.3-1）に堆積相解析とpIRIR年代測定法を適用し、隆起速度を見積もった事例を紹介する（産業技術総合研究所、2020<sup>9)</sup>）。

本露頭には、標高+32.9 mから+37.0 mまでの厚さ4.1 mの地層が露出し、上半分の+34.9 m以上は茶褐色で塊状のシルト～粘土から成るレス堆積物が認められる。露頭最下部を構成する厚さ70 cmの含礫砂層～礫層は、垂角～垂円の細礫～小礫を含み、砂がちな部分では重鉍物が濃集する平行葉理が認められる。その上位を厚さ10 cmの極細粒～中粒砂層が覆い、同様に重鉍物が濃集する平行葉理が発達する。この砂層は、下位より、淘汰が悪く塊状で細礫をわずかに含む極細粒～粗粒砂層（厚さ20 cm）、黄色で軽石質のテフラ（KK19-T2；厚さ15 cm）、塊状で火山灰質の極細粒～中粒砂層（厚さ60 cm）、砂質テフラ（KK19-T1；厚さ10 cm）が順に認められ、上位のレス堆積物に覆われる。なお、この砂質テフラ（KK19-T1）は火山灰分析によりToya（106ka；白井ほか、1997<sup>11)</sup>）と推測された。礫と互層する砂層に認められる重鉍物が濃集する平行葉理は、前浜での堆積を示唆することから、これらの砂礫互層は前浜堆積物と考えられる。上位を覆う塊状の砂層は植物の根による擾乱が示唆され、また礫をほとんど含まないことから、後浜～風成堆積物と考えられる。隆起量の指標としては、KK19-T2の下位の後浜堆積物の上限+34mを採用した。

段丘構成年代に関しては、対象となる堆積物はそれほど厳密でなくても構わない。田村ほか（2006）<sup>12)</sup>にもあるように、海水準の低下と地盤の隆起に伴い、後に海成段丘となる浜堤平野は、主に浅海堆積物から構成され、層厚は地域によって異なることが想像されるが、堆積期間はおおむね数千年間である。これは、例えばMIS5eの形成年代（123±7ka, Lisieck and Raymo, 2005<sup>13)</sup>）に対して10%以下であり、pIRIR年代測定の誤差よりも小さいこともある。そのため、隆起量の指標となる堆積物だけを年代測定の対象としなくても、それを含む浅海堆積物ならば得られる年代に違いはないため、段丘形成年代を示すpIRIR年代は、この露頭においては後浜堆積物gsj19-266と前浜堆積物gsj19-267から得た。pIRIR法には測定温度条件によりいくつか手法があるが、gsj19-266による基礎実験の結果からpIRIR<sub>200/290</sub>法を採用した。なお、pIRIR法で得られる蓄積線量の補正に関しては、産業技術総合研究所（2020<sup>9)</sup>）などを参考にさせていただきたい。得られた年代は、gsj19-266が158±13ka、gsj19-267が144±11kaと、MIS5eの年代（123±7ka, Lisieck and Raymo, 2005<sup>13)</sup>）に対しては少し古く見積もられている。しかし、過年度のMIS5eの年代結果とは調和的な年代であり、MIS7,9の試料でも同様の過大評価は見られる。pIRIR年代においては、残存線量の見積もりや年代補正は現在も課題としてあるため、今後もpIRIR法に係る最新の研究のレビューや年代測定事例を増やすことで、問題点を解決していくことが重要と考える。なお、本露頭における隆起速度は0.23m/kyと見積もられ、



この結果は他の露頭ならびに先行研究の結果と合わせて次項で検討する。

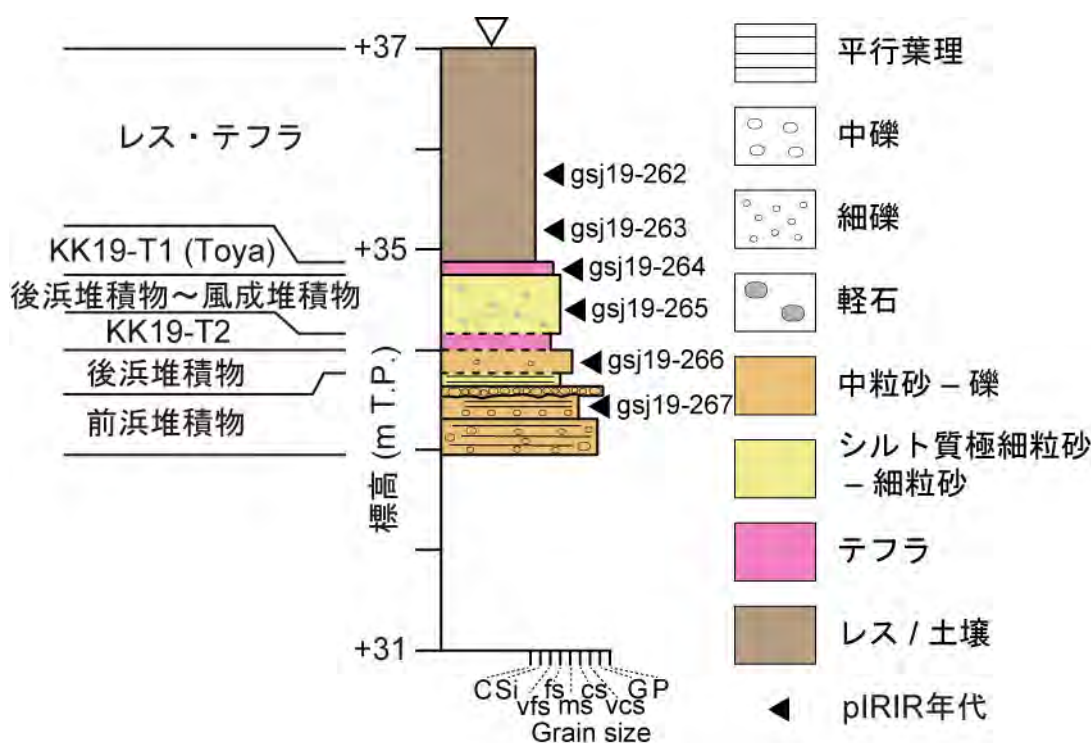


図 1.1.1.3-1 下田代露頭柱状図（産業技術総合研究所，2020<sup>9)</sup>）

#### 海成・河成段丘を用いた隆起活動とその時空間スケールの検討

本課題ならびに先行研究の隆起速度評価手法の特徴は産業技術総合研究所（2020）<sup>9)</sup>で紹介しているため詳細は省き、海成・河成段丘に基づく上北平野～下北半島東部の隆起速度の評価結果を図 1.1.1.3-2 に示す。

上北平野～下北半島ならびにその周辺地域の隆起速度の先行研究の結果は主に MIS5e に限られるため、まずは MIS5e の海成・河成段丘の結果より空間スケールの検討を行う。本課題で得られた隆起速度は、旧汀線から離れた露頭からの結果であるため、全て過小評価されている可能性があるため、検討からは省く。最も正確に隆起速度を求めている Matsu'ura *et al.* (2014)<sup>14)</sup>により下北半島北部の稲崎の隆起速度は 0.14~0.23m/ky とされた。それより南部の下北半島東部～上北平野の太平洋岸にかけては、本課題を含め 0.3m/ky 程度を上限値とする値が示されている。また、この緯度付近では陸奥湾側も太平洋側とほぼ同程度の値であるが、野辺地断層より西側ではやや低い値となっている。崖錐堆積物の層厚を考慮するなど比較的確実度の高い手法を用いている宮崎・石村（2018）<sup>2)</sup>により、上北平野の南部の太平洋側～三陸海岸北部（八戸～中野）にかけて南に向かって隆起速度が減じる傾向を示しながら 0.3~0.1m/ky の値が示されている。一方で、同じ三陸海岸北部で大上（2015）<sup>15)</sup>は隆起速度を 0.42m/ky と見積もっているが、ここでは小池・町田（2001）<sup>1)</sup>の旧汀線高度を参考としたこともあり、崖錐堆積物の層厚を考慮していない結果、宮崎・石村（2018）<sup>2)</sup>より高い値となったと考えられる。宮崎・石村（2018）<sup>2)</sup>は、現時点では要因を断定することは困難であるとしつつも八戸市付近とその南部において隆起速度に差がある可能性を示唆し、上北平野から南へ向かって地殻変動速度が減じていく傾向が 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時・地震後の地殻変動の傾向と一致していることから、この地域を下北半島～上北平野の隆起域から三陸海岸南部の沈降域へ遷移する地域と考えている。

以上の検討から、広範囲に連続的に段丘面が発達している地域においても、隆起量を正確に

見積もると地域によって異なる可能性があると言える。廃棄物埋設地において隆起量を見積もる際には、以下のような検討を行うことが望ましいと考えられる。

- ・広域的に確認でき、かつ隆起量の指標となりうる MIS 5e 海成段丘のような海成段丘を対象に、旧汀線付近での隆起量を廃棄物埋設地周辺を対象にある程度広域的に確認・評価する。旧汀線付近に露頭が存在しない場合は、ボーリング調査によりコア試料を採取し、露頭と同様に堆積相解析を行い、海成層上面高度を把握する。
- ・旧汀線付近で把握された隆起量の空間分布を基に空間スケールと構造区を把握し。廃棄物埋設地を含んだ構造区における隆起傾向を把握する。
- ・隆起量の評価地点が旧汀線から離れた場所にある場合は、旧汀線から海岸に向かう方向の海底地形の傾きを別途確認し、評価地点の隆起量を評価する。評価地点の延長上にある旧汀線付近の隆起量は、海底地形の傾きを補正して別途推定する必要があることに留意する。

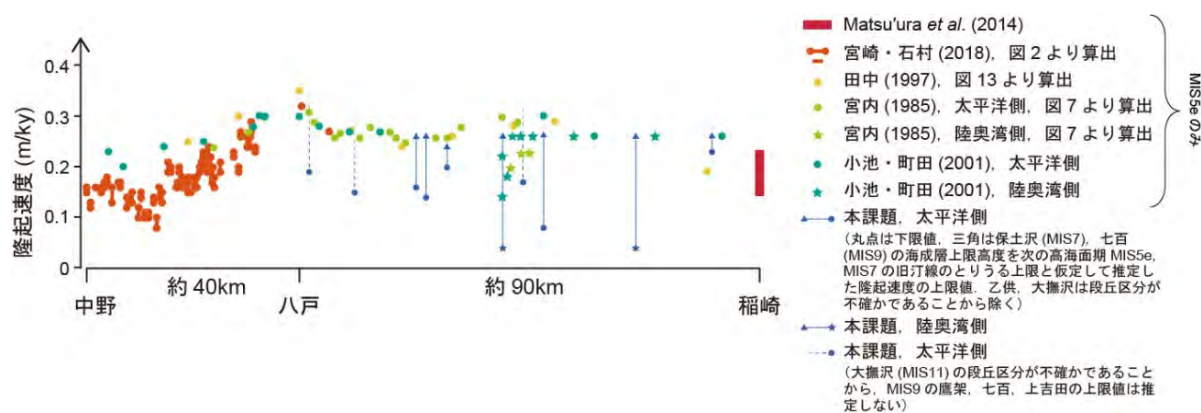
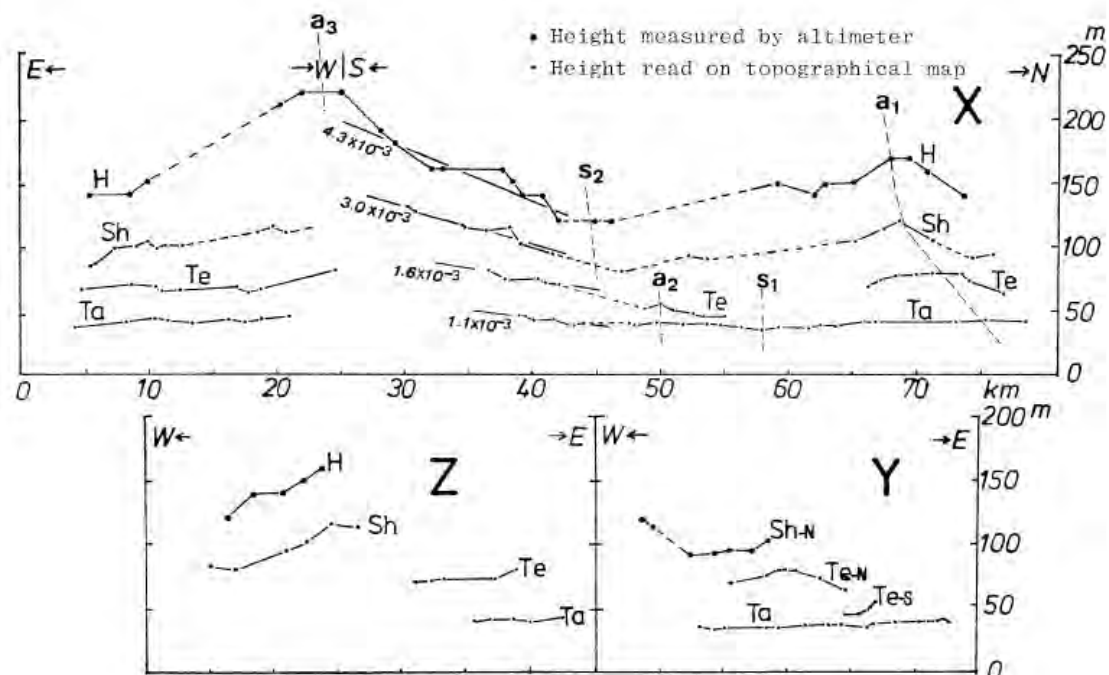


図 1.1.1.3-2 下北半島～三陸海岸北部の隆起速度の見積もり結果  
(産業技術総合研究所, 2020<sup>9)</sup>)

隆起速度や隆起傾向の時間的な変遷については、MIS7 以前の段丘に関しては MIS5e ほど確実度が高い段丘編年が行われていないこともあり、先行研究を含め正確な隆起速度による検討は難しい。宮内 (1985)<sup>16)</sup>は、上北平野において MIS5e~MIS11 相当の高位面までを対象として隆起速度を見積もり、南北方向では大局的には小川原湖北西方と馬淵川流域で高くなり、奥入瀬川～七戸川周辺と馬淵川以東で低くなる傾向を示すとしている (図 1.1.1.3-3)。また、北上山地の曲隆運動の影響が平野部にまで及んだことを示すとされる奥入瀬川南部の傾動は、古い段丘面ほど傾動量が大きく、傾動運動の累積が見られるとしている (図 1.1.1.3-3)。

これらを踏まえると、少なくとも高位面形成後からは隆起が継続しており、また廃棄物埋設に係る 10 万年スケールにおいては過去約 40 万年前から 30 万年前、30 万年前から 20 万年前、20 万年前から 10 万年前、10 万年前から現在にかけての計 4 回のサイクルにおいて隆起速度の変化を検討できる可能性があることになる。しかし、宮内 (1985)<sup>16)</sup>においては、堆積相解析を行ったとの記述はなく、また MIS7 以前の段丘編年についても小池・町田 (2001)<sup>1)</sup>の確実度 I 相当で行っていることは確認できないため、ここでは隆起速度の詳細な議論は行わない。後述する隆起・沈降速度を求めるための調査方法などを参考に、形成年代の異なる海成段丘を対象に確度の高い隆起速度を求めることで、隆起速度や隆起傾向の時間的な変遷に関する議論が可能になると考えられる。



第11図 旧汀高線度の投影断面図

H: 高位面 Sh: 七百面 Te: 天向岱面 Ta: 高嶺面 -N: 投影面より北側  
 -S: 投影面より南側  $a_1, a_2, a_3$ : 背斜軸  $s_1, s_2$ : 向斜軸(第12図と対応)  
 X: 投影面内の数字は旧汀線の傾動量を示す。

Fig. 11 Projected heights of former shorelines

H: Higher surface Sh: Shichihyaku surface Te: Tengutai surface Ta: Takadate surface  
 -N: north side of projected plane -S: south side of projected plane  $a_1, a_2, a_3$ : anticlinal axis  
 $s_1, s_2$ : synclinal axis (corresponding to Fig. 12)  
 Numerals on the X-plane show the amount of tilting of former shorelines.

図 1.1.1.3-3 旧汀線高度の投影断面図 (宮内, 1985<sup>16)</sup>)

平成 31 年度の検討において残された課題に対する令和 2 年度の取り組み

過年度の隣接する地域間 (上北平野—上北平野以南) での隆起速度の検証において, 大上 (2015)<sup>15)</sup>と宮崎・石村 (2018)<sup>2)</sup>の隆起速度に違いが見られた。これは, 大上 (2015)<sup>15)</sup>が参考にした小池・町田 (2001)<sup>1)</sup>の旧汀線高度の見積もりでは崖錐堆積物の層厚を考慮していないことからであると考えた。一方で, この三陸海岸北部の MIS5e の海成段丘は小池・町田 (2001)<sup>1)</sup>の段丘編年では確実度 I ではないことから, この地域の MIS5e の段丘面の対比が正確ではない可能性も否定できない。そこで, 令和 2 年度は本地域における段丘面对比の正確さを検証するため, pIRIR 年代測定用の試料採取を行うための露頭調査を実施した。

現地調査では, 大上 (2015)<sup>15)</sup>と宮崎・石村 (2018)<sup>2)</sup>を参考にし, 青森県八戸市から南方へ階上町, そして岩手県洋野町の海岸付近とその 1~2km 程度内陸までの MIS5e の海成段丘が分布している地域 (小池・町田, 2001)<sup>1)</sup>を調査した。しかし, 実際に現地で露頭を探したところ, 上北平野のように露出状況がよく堆積層解析を行うのに適した露頭は確認できなかった。海岸露頭では, 5~10m 程度の垂直な海食崖の上部 2~3m 程度の場所に堆積相解析に適した堆積物がありそうではあったが, 調査を行うためにはロープ等を使ってその場所まで行く必要があり, 安全上の見地から詳細な調査は困難であると判断した。詳細な露頭調査はできなかったが, 露頭を下から見上げたところでは, 浅海堆積物と思われるものの層厚は上北平野などと比較すると薄く見えたが, 海退期の堆積物であれば薄いこともあるため, それをもって本地域の堆積物の特徴とすることは難しい (図 1.1.1.3-4)。

令和 2 年度の調査では, 三陸海岸北部の露頭調査により試料を採取することはできず, 上北



平野や下北半島東部で行ってきたこれまでの調査にはなかったことである。三陸海岸北部地域は、上北平野や下北半島東部と比較して、山地が海に近く、段丘面が狭いことが原因の一つであると考えられる。また、そのことが原因か堆積物自体の保存も悪いようにも見えたが、これは露頭に接近した調査を実施できていないため判断できない。一方で、今後の調査においては、容易に堆積物試料が採取できる露頭がないことも想定し、ハンドオーガーによる試料採取やロープアクセス調査も念頭に置いて調査する必要があることがわかった。ただし、そのような調査でこれまでの上北平野や下北半島東部の調査と同程度の精度での堆積相解析が可能かどうかに関しては、今後検討する必要がある。

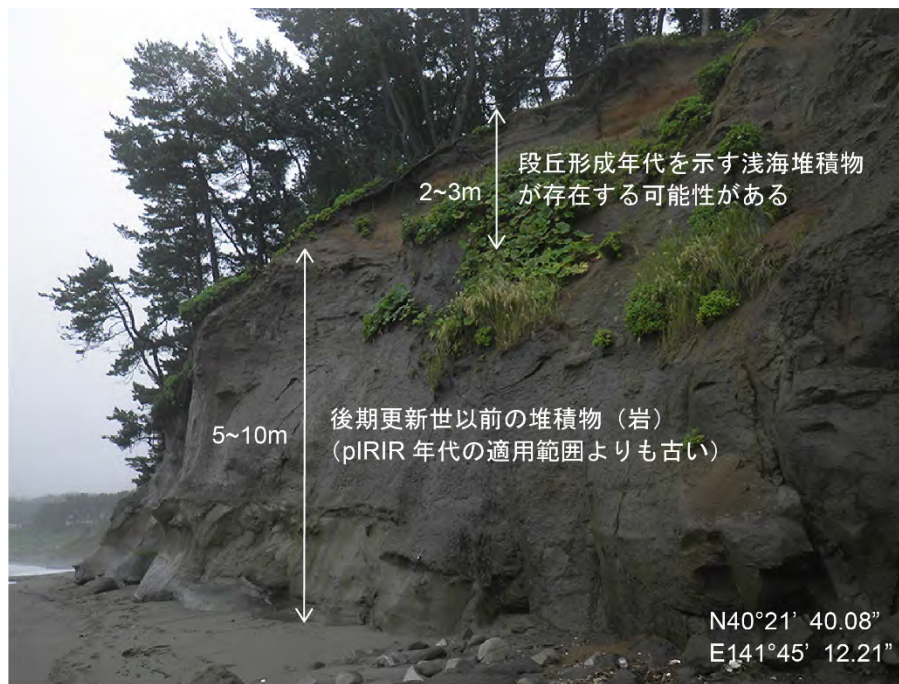


図 1.1.1.3-4 三陸海岸北部の露頭の一例

### まとめと今後の課題

本研究では、過年度からの海成・河成段丘を用いた上北平野～下北半島東部周辺部を含めた隆起活動評価とその時空間スケールの検討をとりまとめ、前年度に課題として残った点を検証した。過年度までの隆起速度の空間スケールの検討では、段丘編年における確実度 I の MIS5e の段丘を用いることで、広範囲に連続的に段丘面が発達している地域においても、隆起量を見積もると地域によって異なる可能性があることが判明した。廃棄物埋設地において隆起量を見積もる際には、廃棄物埋設地周辺をある程度広域的に旧汀線付近での隆起量を評価し、その空間スケールと構造区を把握する必要がある。また、隆起量の評価地点が旧汀線から離れた場所にある場合は、旧汀線から海岸に向かう方向の海底地形の傾きを別途確認し、評価地点の延長上にある旧汀線付近の隆起量は、海底地形の傾きを補正して推定する必要があることに留意する必要があるとされた。一方で、隆起速度や隆起傾向の時間的な変遷については、形成年代の異なる段丘面において隆起傾向が過去数十万年間にわたり継続し、計 4 回の 10 万年サイクルにおいて隆起速度の変化を検討できる可能性がある。一方で、その段丘編年の不確かさや堆積相解析の有無から、詳細な検討は現状では難しかった。

これまでの委託研究において開発した隆起速度評価手法は、堆積相解析により高精度に隆起量を見積もり、pIRIR 年代測定においてテフラに依存せずに直接的に段丘の形成年代を見積もることができることなど、従来の方法と比較して優れている部分が多いが、露頭が限られた場

所にしかないことから、隆起速度は下限値しか得られない可能性が高い。また、今年度の調査においては、適当な露頭が見つからなかったことから、本手法をいかなる場所でも適用するためには、ロープアクセス調査やボーリング試料の採取など、これまでとは異なるアプローチが必要となってくる。一方で、pIRIR法の年代精度については、MIS7以前の試料に関しては未だ誤差が大きく、またMIS5eの年代においても過大評価される傾向がある。

最後に、これまでの委託研究による隆起速度評価手法と従来の研究を合わせて、隆起・沈降速度を求めるための理想的な調査方法の一例を示す(図 1.1.1.3-5)。隆起量の指標となる旧汀線高度は、まずは地形判読(①)によりおおまかな旧汀線の位置を把握した上で、露頭調査(②)を行う。その際、旧汀線位置から離れた場所にしか露頭がない場合は、ボーリング調査(③)を行い、旧汀線位置を詳細に決定する。露頭調査・ボーリング調査ともに、前浜・後浜堆積物を認定するための堆積相解析を行う。年代決定は、火山灰層序による段丘編年(④)が確実度Iであるならば他の手法を併用する必要はないが、確実度I以外であるならば、pIRIR法など(④')を併用して確実度I相当の段丘編年を担保すべきである。ただし、pIRIR法による試料は、前浜・後浜堆積物に限らず浅海堆積物ならばどれも誤差範囲内で同程度の年代であると推測されるため採取しやすいもので構わないが、年代精度を確認する必要がある。最後に、海水準変動(⑤)に関しては、MIS5e以前の高海水準期については先行研究ごとにその値が異なり(MIS7: +5m; Chappell, 1994<sup>17)</sup>, -9m; Waelbroeck et al., 2002<sup>18)</sup>, -16m; EPICA, 2004<sup>19)</sup>), どの値を採用するかで隆起速度によっては計算上MIS7の海成段丘が形成されない地域も出てくる可能性がある。東北日本においてどの先行研究を採用するのが最善か、今後検討していく必要がある。

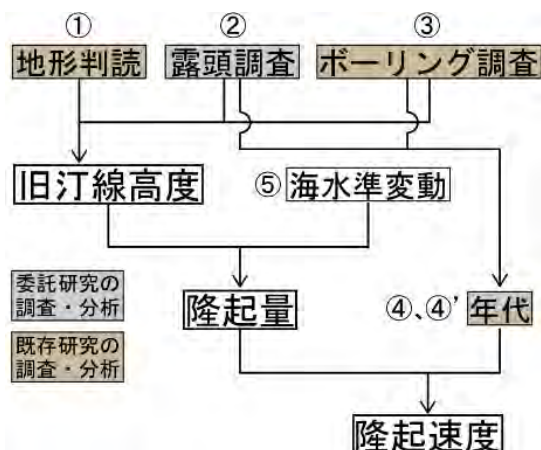


図 1.1.1.3-5 隆起・沈降速度を求めるための調査方法の一例

【引用文献】

- 1) 小池一之・町田洋(編)(2001)日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122p.
- 2) 宮崎真由美・石村大輔(2018)テフロクロノロジーに基づく三陸海岸北部における最終間氷期海成段丘の形成年代と最終間氷期以降の地殻変動の再検討. 地学雑誌 127, 735-757
- 3) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2014)地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備):平成25年度事業報告書
- 4) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2015)平成26年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費(地質関連情報の整備)事業:平成26年度事業報告
- 5) 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
- 6) 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

- 7) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書(自然事象等の評価手法に関する調査)
- 8) 産業技術総合研究所 (2019) 平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書(自然事象等の評価手法に関する調査)
- 9) 産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 年度原子力規制庁委託成果報告書(廃棄物埋設における自然事象等を考慮した地盤の性能評価に関する研究)
- 10) Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts . *Radiation Measurements* 43, 1474-1486
- 11) 白井正明, 多田隆治, 藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中-後期テフラの同定と年代. *第四紀研究* 36, 183-196
- 12) 田村亨, 斎藤文紀, 増田富士雄 (2006) 浜堤平野における沖積層の層序と堆積学的解釈: 仙台平野と九十九里浜平野の例. *地質学論集* 59, 83-92
- 13) Lisieck L. and Raymo M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography* 20, PA1003
- 14) Matsu'ura, T., Kimura, H., Komatsubara, J., Goto, N., Yanagida, M., Ichikawa, K. and Furusawa, A. (2014) Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Shimokita Peninsula, northeastern Japan: A preliminary investigation of the buried shoreline angle. *Geomorphology* 209, 1-17
- 15) 大上隆史 (2015) 三陸海岸北部における遷急点を伴う河床縦断形の中期更新世以降の変化. *第四紀研究* 54, 113-128
- 16) 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四期地殻変動. *地理学評論* 58, 492-515
- 17) Chappell, J. (1994) Upper Quaternary sea levels, Coral Terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. *Journal of Geography* 103, 828-840
- 18) Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., and Labracherie M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305
- 19) EPICA community members (2004) Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628

#### 1.1.1.4 中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した隆起等の地質変動事象の取り扱い方法の検討

中深度処分においては、処分深度について将来およそ 10 万年程度の期間にわたって 70m の離隔距離を保つこととされている。中深度処分の対象となる放射性廃棄物の量については、日本原子力研究開発機構埋設事業センターが平成 30 年度に実施した埋設処分の対象とする見込み量の調査結果（日本原子力研究開発機構埋設事業センター，2019）によれば、ピット処分の対象となる放射性廃棄物の見込み量のその約 1/5 以下程度であり、それほど大きな廃棄物埋設地が必要とされるわけではないと考えられる。

中深度処分の評価期間である将来およそ 10 万年程度の期間については、第四紀後半以降の気候・海水準変動を考慮すると、海退-海進の 1 サイクルの変動が発生する期間として捉える必要がある。また、この 10 万年程度の期間については、例えば茨城県那珂川低地では MIS 5e 以降の隆起量は海岸部で最も大きく、内陸に向かって単純に減少する傾向（幡谷，2006<sup>1)</sup>）が顕著であるが、24 万年～12 万年前の間の海成段丘・河成段丘の比高に基づく隆起傾向は MIS 5e 以降と反対で、海岸部が沈降していること（山元，2013<sup>2)</sup>）が指摘されており、10 万年程

度の期間の内に隆起・沈降の傾向が変化しうることを考慮に入れなければいけない期間と考えられる。

廃棄物埋設地の立地点が確定すれば、その地域の詳細な調査により、隆起・沈降等の地質変動事象を含めた地形・地質構造発達史の解明が可能である。しかし、立地点が確定していない段階では、数値シミュレーションを用いた広域的な地殻変動モデリングからの知見の援用も有効と考えられる。以下では、数値シミュレーションを用いた広域的な地殻変動モデリングについての検討結果と、これまで 1.1.1 節で検討してきた成果をもとに中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した地質変動事象の取り扱い方について取りまとめる。具体的には、以下について検討・取りまとめを行う。

- ・日本列島の地質構造発達過程に関する数値シミュレーションに係る既存知見の整理
- ・プレートの沈み込みパラメータの変化による地質構造発達への影響に関する検討
- ・中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した隆起等の地質変動事象の取り扱い方の検討

#### 日本列島の地質構造発達過程に関する数値シミュレーションに係る既存知見の整理

Matsu'ura and Sato (1989)<sup>3)</sup>は、プレート境界の定常的な沈み込みをプレート境界の断層食い違い (dislocation) モデルで表現し、プレート境界が上に凸の弧状に屈曲している場合に、プレートの定常的な沈み込みが隆起沈降といった長期的な地殻変形や、応力蓄積に寄与することを示した。Hashimoto et al. (2008)<sup>4)</sup>は、このプレート境界の dislocation モデルを日本周辺のプレート境界に適用することで、日本周辺の長期的な隆起沈降パターンを大局的に再現している (図 1.1.1.4-1)。

日本列島における隆起・沈降パターンをシミュレーションする上で、地殻のレオロジーの不均質性が重要であることが数値シミュレーションから指摘されている (例えば, Cho and Kuwahara, 2013a<sup>6)</sup>; Muto et al., 2013<sup>7)</sup>; 芝崎 2013<sup>8)</sup>)。地殻のレオロジーは、地震学的に決定される地殻構造、実験で得られた各種岩石の変形を支配する構成則、地温勾配といった温度情報等を基に決定される。東北地方の隆起パターンを理解する上では、ホットフィンガーと呼ばれる背弧側から脊梁山脈の火山フロントに向けて東西に伸びる、指状の高温帯に起因するレオロジーの不均質性が重要となる (図 1.1.1.4-2; Shibazaki et al., 2016<sup>9)</sup>)。Shibazaki et al. (2016)<sup>9)</sup>のシミュレーションでは、日本海東縁から脊梁山脈にかけての高い隆起速度帯が、下北半島以北では太平洋側まで広がる様に表現されている (図 1.1.1.4-3)。これは、脊梁のホットフィンガー上で観測されるような高い地温勾配が、下北半島北西部～中部でも観測されるためだと考えられるが、下北半島東部の測点が少ないことから偽像である可能性もあると考えられる。いずれにせよ、上北平野から下北半島東部における隆起・沈降に伴う地質構造発達メカニズムを理解するには、対象地域周辺のレオロジーの不均質性を加味した検討が必要であることが示唆される。野外での観察・観測結果に加え、これらの数値シミュレーションの知見を援用することにより、力学的プロセスに基づいた上北平野～下北半島東部における地形・地質構造発達史の理解が進むことが期待できる。



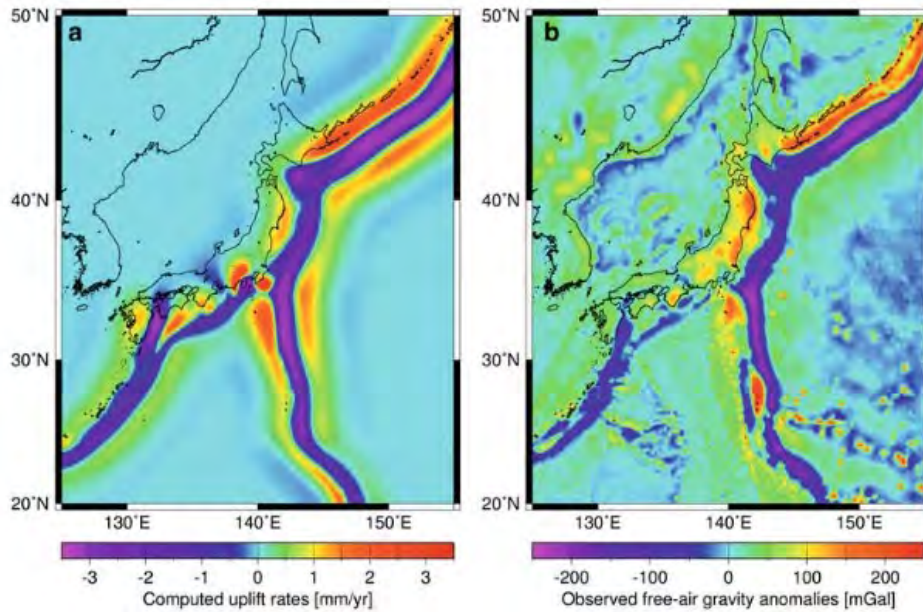


図 1.1.1.4-1 計算によりモデル化された日本周辺の地表面隆起率と観測されたフリーエア重力異常(Hashimoto et al., 2008<sup>4)</sup>).

(a)太平洋プレートとフィリピン海プレートの単純な定常沈み込みで計算される地表面の隆起. 日本海溝での最大沈降速度は約 2.5mm/年, 南海トラフでの最大沈下速度は約 1.5mm/年である. 東北日本, 南西日本ともに最大隆起量は約 1.5mm/yr である. (b) 衛星高度計(Sandwell and Smith, 19975))によるフリーエア重力異常.

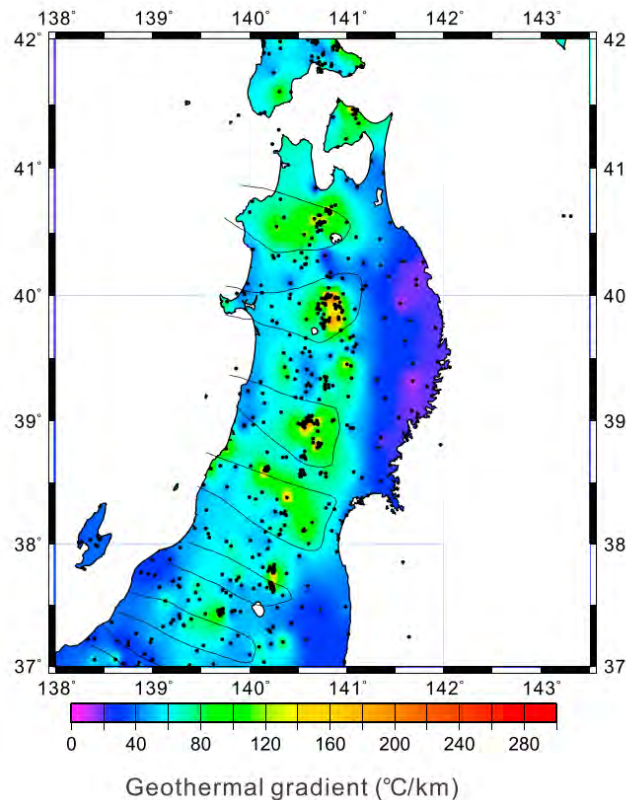


図 1.1.1.4-2 東北日本における地温勾配の分布 (Shibazaki et al., 2016<sup>9)</sup>). 使用された観測点 (Matsumoto, 2007<sup>10)</sup>; Tanaka et al., 2004<sup>11)</sup>) が黒点で示される. 黒い線は Tamura et al. (2002)<sup>12)</sup>が提案したホットフィンガーに対応している.



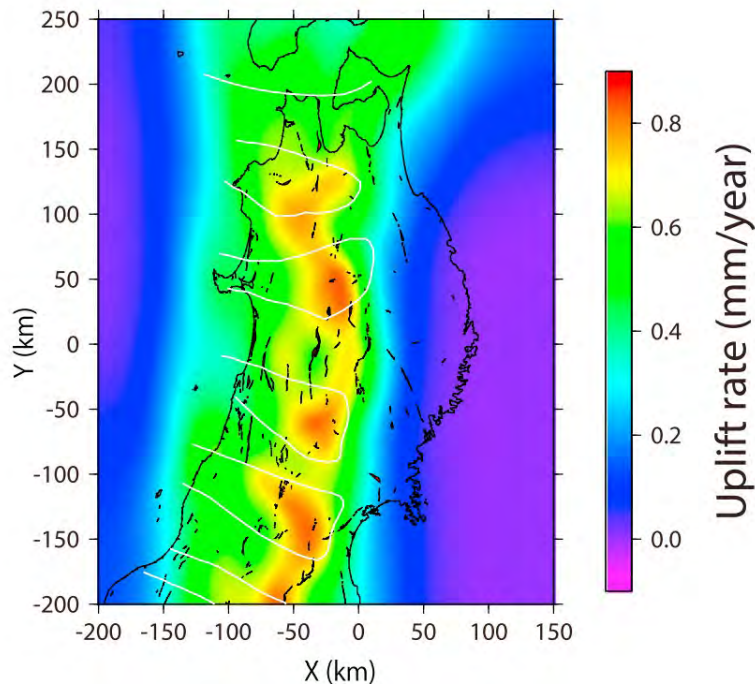


図 1.1.1.4-3 150 万年間の平均隆起速度 (Shibazaki et al., 2016<sup>9)</sup>).

#### プレートの沈み込みパラメータの変化による地質構造発達への影響に関する検討

隆起・沈降といった地殻変動を引き起こすような様々な要件の違いによる地形・地質構造発達の変化に関して、数値シミュレーションでは該当するパラメータを変更することでその影響を検討することができる。令和 2 年度は、地震学的に決定される地殻構造、地温勾配といった温度情報を基に構築された粘弾性構造の 3 次元モデルを基に、地殻変動を引き起こす主要因であるプレートの沈み込みに関するパラメータを変化させた場合に、地殻変動がどれほど変化するかについて検討を行う。

Cho and Kuwahara (2013a)<sup>6)</sup>では、コンラッド面 (大陸地殻上部と下部の地球物理学的な境界)・モホ面 (地球の地殻とマントルとの境界) の深度 (Katsumata, 2010<sup>13)</sup>), 弾性波速度構造 (Matsubara et al., 2008<sup>14)</sup>), 温度構造モデル (Cho and Kuwahara 2013b<sup>15)</sup>) に基づいて、3 次元的な粘弾性構造をモデル化している (図 1.1.1.4-4)。ここでは、Cho and Kuwahara (2013<sup>6)</sup>) の日本列島の粘弾性構造の 3 次元モデルのうち (図 1.1.1.4-5), 上北平野を含む東北地方の粘弾性構造モデルに対して、プレートの沈み込みに関するパラメータ (①短縮速度, ②短縮方向) を変化させた検討を行う。

##### ① 短縮速度変化モデル

Cho and Kuwahara (2013a)<sup>6)</sup>では、新潟神戸ひずみ集中帯で観測されるひずみ速度などを参考に、東北日本の粘弾性構造モデルに全体で 50 nanostrain/year の平均ひずみ速度を与えている (図 1.1.1.4-6a)。仮に、長期的なプレートの沈み込み速度の変化などにより、モデル全体での平均ひずみ速度が 2 倍のひずみ速度 (100 nanostrain/year) になった場合 (図 1.1.1.4-6b) と、平均ひずみ速度が 1/2 倍のひずみ速度 (25 nanostrain/year) になった場合 (図 1.1.1.4-6c) の 2 ケースについて、100,000 年間の隆起量を計算した。

シミュレーションの結果から、短縮ひずみ速度の変化により 100,000 年後の隆起量が変化することが確認された。一方、ひずみ速度が大きくなるほど隆起量が増加するのに対し、隆起パターンは変化しない。

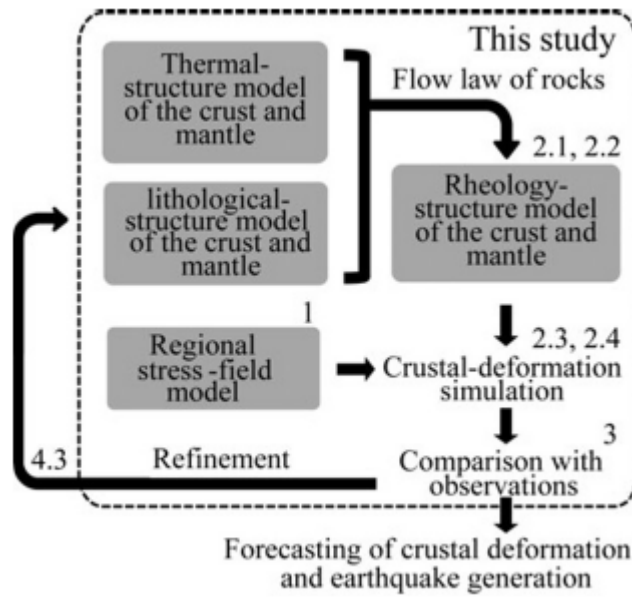


図 1.1.1.4-4 地殻変動シミュレーションを行うためのフロー図 (Cho and Kuwahara, 2013a<sup>6)</sup>). 数字は Cho and Kuwahara (2013a)<sup>6)</sup>中のセクション番号に対応している.

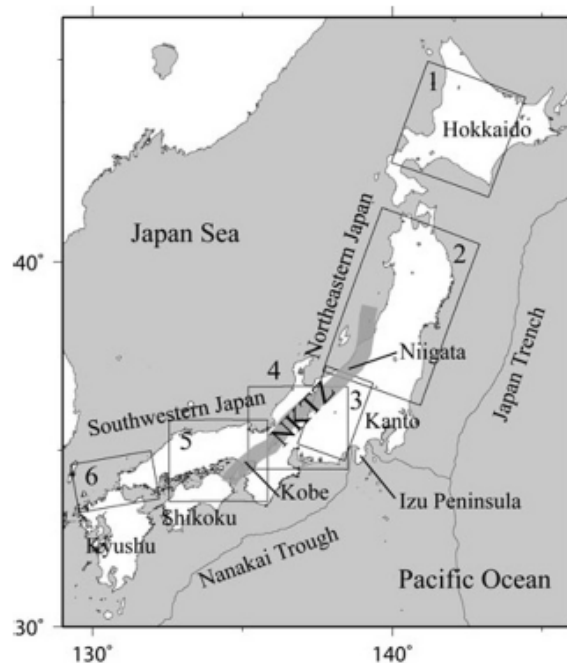


図 1.1.1.4-5 分割された FEM 計算のターゲットゾーンの配置 (Cho and Kuwahara, 2013a<sup>6)</sup>). 斜線部分の「NKTZ」は, Sagiya et al.2000 (2000)<sup>16)</sup>の新潟神戸ひずみ集中領域を示している.

② 短縮方向モデル

Cho and Kuwahara (2013a)<sup>6)</sup>では, 太平洋プレートの沈み込み方向を参考に, N110°E に短縮方向を設定している。仮に, 長期的なプレートの沈み込み方向の変化などにより, 短縮方向が N95°E になった場合 (図 1.1.1.4-6d) について, 50 nanostrain/year の平均ひずみ速度を与えて 100,000 年間の隆起量を計算した。

シミュレーションの結果から, 短縮方向が変化することでわずかに隆起パターンが変化することが確認された。N110°E 方向に短縮された場合に比べ, N95°E 方向に短縮された場合の方が, 脊梁山脈沿いに隆起帯が集中しわずかに隆起量も大きくなる傾向が見られた。

今回実施したような広域的なひずみ速度や短縮方向の大規模な変化は、これまでの地質学的情報からは発生可能性は低いものと考えられる。一方、地質学的なスケールで観察される変形パターンの時空間変化（例えば、Otsubo and Miyakawa, 2016<sup>17)</sup>）は、現在測地的に観測されるような変形パターン（ひずみ速度・短縮方向）が長期間に渡って一定に継続するとは限らないことを示す。今回のシミュレーション結果は、地質学的調査により明らかになった上北平野～下北半島東部における第四紀の地形・地質構造発達史に対して、将来もこれまでと同様の発達傾向が同じ割合で進行するかどうかは、局所的な事象としてのみならず、広域的なテクトニクスの枠組みの中で検討される必要があることを示唆する。

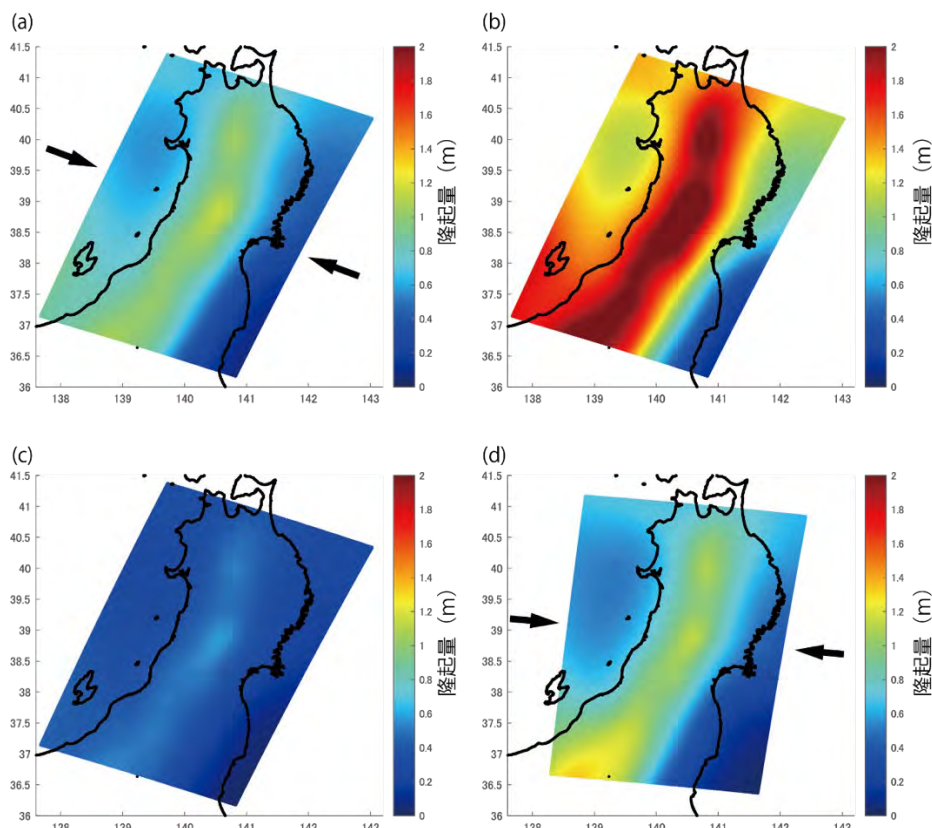


図 6 Cho and Kuwahara (2013a)<sup>6)</sup>の日本列島の地殻変動シミュレーションモデルに基づく、東北地方の 100,000 年間の隆起量。

(a) Cho and Kuwahara (2013b) と同様に N110°E 方向に 50 nanostrain/year の平均ひずみ速度を与えた場合。黒矢印は N110°E 短縮方向。(b) N110°E 方向に 100 nanostrain/year の平均ひずみ速度を与えた場合。(c) N110°E 方向に 25 nanostrain/year の平均ひずみ速度を与えた場合。(d) N95°E 方向に 50 nanostrain/year の平均ひずみ速度を与えた場合。黒矢印は N95°E 短縮方向。

#### 中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した隆起等の地質変動事象の取り扱い方の検討

中深度処分の評価期間である将来およそ 10 万年程度の期間については、第四紀後半以降の気候・海水準変動を考慮すると、海退－海進の 1 サイクルの変動が発生する期間として捉える必要がある。また、この 10 万年程度の期間については、例えば茨城県那珂川低地では MIS 5e 以降の隆起量は海岸部で最も大きく、内陸に向かって単純に減少する傾向（幡谷, 2006<sup>1)</sup>）が顕著であるが、24 万年～12 万年前の間の海成段丘・河成段丘の比高に基づく隆起傾向は MIS 5e 以降と反対で、海岸部が沈降していること（山元, 2013<sup>2)</sup>）が指摘されており、10 万年程度の期間の内に隆起・沈降の傾向が変化しうることを考慮に入れなければいけない期間であることに留意する必要がある。

本研究では、上北平野～下北半島東部を対象として、1.1.1.1項において第四紀の地形・地質構造発達史について、1.1.1.2項において応力場・構造区について、1.1.1.3項において隆起活動評価と隆起活動に基づく構造区について、本項の前半部において数値シミュレーションを用いた広域的な地殻変動モデリングからの知見について検討してきた。これらの知見に基づけば、上北平野～下北半島東部のように地域を限定したとしても、隆起活動の時間的・空間的な変遷・変化が認められることが明らかである。

廃棄物埋設地の将来およそ10万年程度の期間にわたる隆起等の地質変動事象の予測を行うためには、①廃棄物埋設地が含まれる構造区（空間スケール）の認定、②当該構造区の周辺地域含む広域の地形・地質構造発達史（時間スケール）の把握により、廃棄物埋設地の将来予測を行う必要があると考えられる。

廃棄物埋設地が含まれる構造区（空間スケール）の認定には、まず1.1.1.2項のような微小地震の発震機構解を用いた応力場の検討（2011年東北地方太平洋沖地震などの大地震前後での応力場の変化の有無なども含む）により同一応力場に属する構造区を認定し、次いでMIS 5e海成段丘面のように広範囲に連続的に発達する段丘の旧汀線付近における高度分布の詳細かつ確度の高い調査（ボーリング調査などを含む）により隆起量の分布の変曲点・傾きなどを抽出し、構造区を区分することが考えられる。

地形・地質構造発達史（時間スケール）の把握においては、大局的な地形・地質構造発達史の把握とともに、以下のような時間軸における詳細な検討が必要と考えられる。

- ・約350～300万年前に発生した東西圧縮場への応力場の変化に対して、実際に隆起活動が発生するまでの時間遅れがどの程度であったのか？
- ・MIS 5e以降の隆起量に対してMIS 7～MIS 5eの隆起量が比例関係にあるのか？

さらに、廃棄物埋設地点の隆起量を評価する際には、以下の検討が必要と考えられる。

- ・河成段丘を用いた内陸部の隆起量評価結果と海成段丘面を用いた内陸部の隆起量評価結果とは整合しているか？ 評価された隆起・沈降量などに傾きはあるのか？
- ・隆起量の評価地点が旧汀線から離れた場所にある場合は、旧汀線から海岸に向かう方向の海底地形の傾きを別途確認し、評価地点の隆起量が評価されているか？ 評価地点の延長上にある旧汀線付近の隆起量は、海底地形の傾きを補正して別途推定されているか？
- ・陸地から大陸斜面方向に向かう傾動が認められる地域（太田ほか、2010<sup>18)</sup>）においては、廃棄物埋設地の隆起量を評価するにあたって、傾動量が適切に評価されているか？

将来予測においては、把握された地形・地質構造発達史を基に将来もこれまでと同様の発達傾向があるとして予測することが一般的である。将来予測には不確実性が伴い、特に外部要因（プレート運動や火山活動）の変化は将来予測に大きな影響を与えるため、外部要因の変化に関する将来の不確実性に関する知見の蓄積と影響の評価が必要である。適当な評価モデルを用いた数値シミュレーションにより、地殻変動などの外部要因の変動に伴う地形・地質構造発達差を把握することできる可能性があり、現在観察・観測される地殻変動要因がどのように地形・地質構造発達に影響を与えるかを評価できる可能性があることに留意すべきである。

中深度処分においては、処分深度について将来およそ10万年程度の期間にわたって70mの離隔距離を保つこととされている。将来およそ10万年程度の期間にわたる隆起等の地質変動事象の予測を行うためには、本項で述べたような中深度処分の深度や評価期間等を考慮した地質変動事象の取り扱いが必要であると考えられる。

### 【引用文献】

- 1) 幡谷竜太 (2006) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(3)-過去10万間の隆起量分布により明らかにされる内陸部の地殻運動-, 電力中央研究所報告,

- no.N05017, 21p.
- 2) 山元孝広 (2013) 東茨城台地に分布する更新統の新層序とMIS5-7海面変化との関係：地下地質とテフラ対比による茨城層，見和層，夏海層，笠神層の再定義．地質調査研究報告，64，225-249.
  - 3) Matsu'ura, M. and Sato, T. (1989). A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries, *Geophysical Journal*, 96, 23–32.
  - 4) Hashimoto, C., Sato, T., & Matsu'ura, M. (2008). 3-D simulation of steady plate subduction with tectonic erosion: current crustal uplift and free-air gravity anomaly in northeast Japan. In *Earthquakes: Simulations, Sources and Tsunamis* (pp. 567–583). Birkhäuser Basel.
  - 5) Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F. (1997), Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*102, 10039–10054.
  - 6) Cho, I. and Kuwahara, Y. (2013b). Numerical simulation of crustal deformation using a three-dimensional viscoelastic crustal structure model for the Japanese islands under east-west compression. *Earth, Planets and Space*, 65(9), 1041–1046.
  - 7) Muto, J., Shibazaki, B., Ito, Y., Iinuma, T., Ohzono, M., Matsumoto, T., & Okada, T. (2013). Two - dimensional viscosity structure of the northeastern Japan islands arc - trench system. *Geophysical research letters*, 40(17), 4604–4608.
  - 8) 芝崎文一郎. (2013). 奥羽脊梁山脈周辺および中越地域における地殻の変形と断層形成過程のモデル化: 内陸大地震発生過程解明に向けて. *地質学雑誌*, 119(2), 91–104.
  - 9) Shibazaki, B., Okada, T., Muto, J., Matsumoto, T., Yoshida, T., & Yoshida, K. (2016). Heterogeneous stress state of island arc crust in northeastern Japan affected by hot mantle fingers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(4), 3099–3117.
  - 10) Matsumoto, T. (2007), Terrestrial heatflow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, *Am. Geophys. Union, Fall Meeting 2007*, abstract #T23A-1217.
  - 11) Tanaka, A., M. Yamano, Y. Yano, and M. Sasada (2004), Geothermal gradient and heatflow data in and around Japan, *Digital Geoscience Map DGM P5*, Geological Survey of Japan.
  - 12) Tamura, Y., Y. Tatsumi, D. Zhao, Y. Kido, and H. Shukuno (2002), Hotfingers in the mantle wedge: New insights into magma genesis in subduction zones, *Earth Planet. Sci.*
  - 13) Katsumata, A. (2010) Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis. *Jour. Geophys. Research*, 115, B04303, doi:10.1029/2008JB005864, 2010
  - 14) Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara (2008) Three-dimensional P- and S-velocity structures beneath the Japan islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86–103, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.016
  - 15) Cho, I. and Y. Kuwahara (2013a) Constraints on the three-dimensional thermal structure of the lower crust in the Japanese Islands, *Earth Planets Space*, 65, 855–861.
  - 16) Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2303–2322, 2000.
  - 17) Otsubo, M., & Miyakawa, A. (2016). Landward migration of active folding based on topographic development of folds along the eastern margin of the Japan Sea, northeast Japan. *Quaternary International*, 397, 563–572.
  - 18) 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・町田 洋・松田時彦 (2010) 日本列島の地形学. 東京大学出版会, 204p.



## 1.1.2 沿岸域における河川の下刻・側刻に伴う侵食過程の検討

### 【実施内容】

平成31年度は、海退に伴う沿岸域の埋没谷の侵食を評価するため基底深度等に関する既存資料の整理を行い、河川の流路位置と河川縦断形について予察的な検討を行った。令和2年度は、海退に伴う沿岸域の埋没谷の谷埋め堆積物等の完新世堆積物の削剥・侵食が中深度処分に与える影響について、中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した取りまとめを行う。なお、取りまとめに当たっては、評価地点の地形学的な位置・特徴と将来の海退に伴う河川の位置・縦断形の変化の予測可能性の関係を整理し、取りまとめるものとする。

### 【成果】

#### 1.1.2.1 はじめに

中深度処分の廃棄物埋設地については、将来10万年程度の期間に起こりうる海水準変動に伴って発生する海食や河川の下刻・側刻等による侵食による深度の減少を考慮しても70mの深度を確保していることが求められている。

第四紀後期には約10万年サイクルの氷期—間氷期サイクルにともない汎世界的に海水準が大きく変動してきた。汎世界的な海水準はMIS 5e(約120 ka)において現在よりも3 mほど高く、MIS 2(約25 ka)には現在よりも130 mほど低下したとされている(Spratt and Lisiecki, 2016<sup>1)</sup>)。このような氷期の海水準低下にともなう河川の下刻および側刻によって開析谷が形成され、後氷期の海水準上昇にともなう開析谷は軟弱な堆積物によって埋積された。また、最終間氷期最盛期のMIS 5eの後のMIS 5d(約110 ka)には、汎世界的な海水準は-50 mほどまで低下したと推測され、河川による急激な下刻が生じたと考えられる。このような海水準の低下にともなう河川の下刻と側刻は、廃棄物埋設地の地表との離隔距離を減少させるだけではなく、地形変化に伴って地下水流動、特に流出点の移動に大きな影響を与えられられる。さらに、将来の河川の流路が埋没谷や海底谷の位置から変化した場合、河川の下刻が以前とは異なる様相を示したり、地下水の流出点が大きく移動したりする可能性がある。

令和2年度は、海水準低下にともなう河川の下刻・側刻に関して以下の検討を行なった。

- ・海水準低下にともなう河川の下刻量に関する既存知見の整理
- ・氷期における河床縦断形・下刻量の検討
- ・海水準低下にともなう河川の下刻量のモデル化
- ・海水準低下にともなう河川の下刻量の評価手法の検討① —茨城県那珂川—
- ・海水準低下にともなう河川の下刻量の評価手法の検討② —愛知県豊川—
- ・MIS 5dの海水準低下にともなう下刻量の評価
- ・河川流路が既存の埋没谷・海底谷の位置から変化する可能性の検討

#### 1.1.2.2 海水準低下にともなう河川の下刻量に関する既存知見の整理

将来の海水準低下にともなう河川の下刻量を予測するため、日本原子力研究開発機構(2008)<sup>2)</sup>では日本の22の河川について、①MIS 2に形成された埋没谷の基盤地質、②埋没谷の深度、③現在の河口から氷期の河口までの距離などの関係を検討している。その結果、ほとんどの河川において氷期の海水準低下に対して最終氷期最盛期において河川縦断形が平衡状態に近いほど十分に下刻されていること(図1.1.2-1)、最終氷期最盛期の海退距離(現在の河口から最終氷期最盛期の河口までの距離;河口の延伸長)が大きいほど現在の河口付近での埋没谷(MIS 2に形成された開析谷)の深さが浅く、遠浅の海底地形では現在の河口付近での下刻量が小さいことなどを示した。

幡谷ほか(2016)<sup>3)</sup>は、現在の河口付近における埋没谷の深度とMIS 5eの海水準の高さととの差に基づいて、北海道から九州まで45地域の河川の現在の河口付近での下刻量を推定し、



現在の河口付近における下刻量は MIS 5e 以降の隆起量に 100 m を加えた値が最大であることを示した (図 1.1.2-2)。

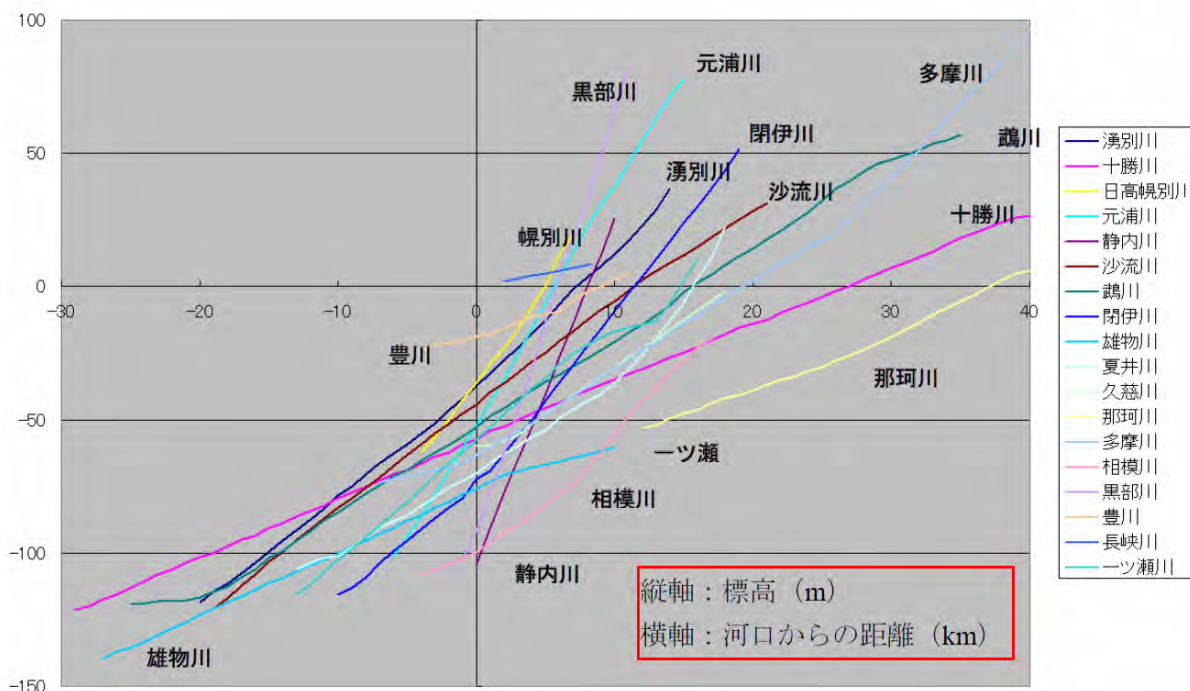


図 1.1.2-1 MIS 2 最終氷期の河床縦断形 (日本原子力研究開発機構, 2008<sup>2)</sup>)

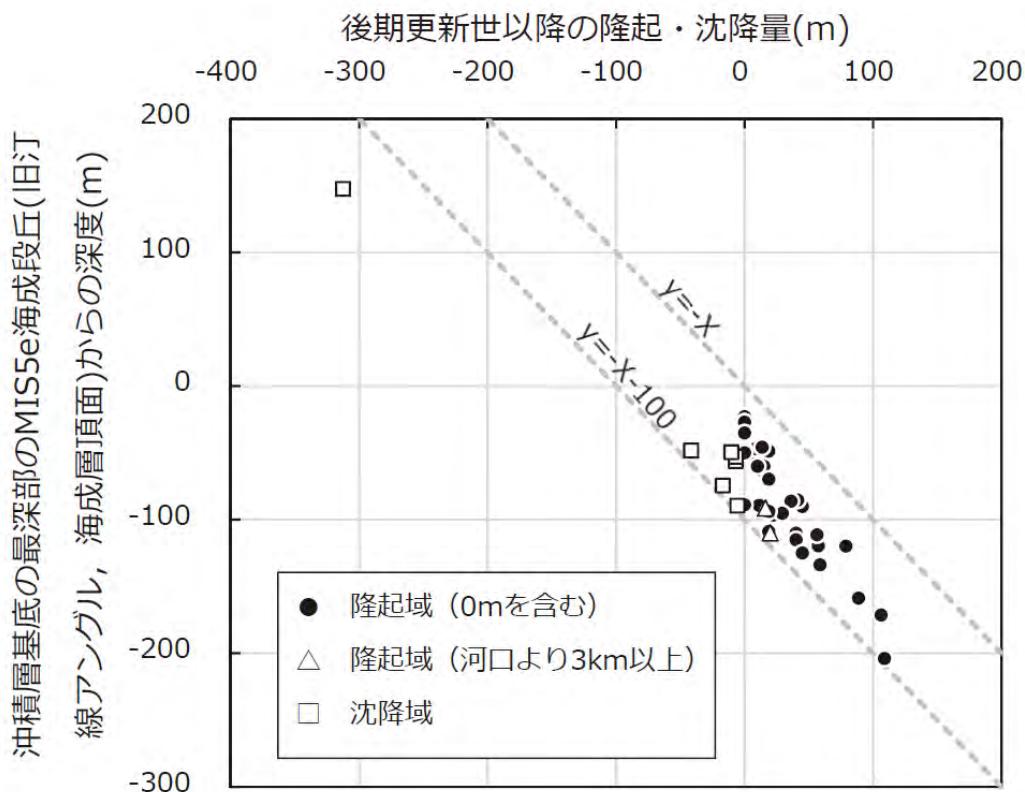


図1.1.2-2 後期更新世以降の隆起・沈降量 (x) に対する沖積層基底の最深部とMIS 5e海成段丘 (旧汀線アングル, 海成層頂面) からの深度 (y) のプロット現在の河口での埋没谷の深さと氷期の河口までの距離 (河口の延伸長) の関係 (幡谷ほか, 2016<sup>3)</sup>)



1.1.2.3 氷期における河床縦断形・下刻量の検討

日本原子力研究開発機構（2008）<sup>2)</sup> は、図 1.1.2-3 に示すように最終氷期最盛期の海退距離（現在の河口から最終氷期最盛期の河口までの距離；河口の延伸長）が大きいほど現在の河口付近での埋没谷（MIS 2 に形成された開析谷）の深さが浅く、遠浅の海底地形では現在の河口付近での下刻量が小さい傾向があるとしている。しかし、図 1.1.2-3 において、日高幌別川と元浦川は河口の延伸長が短いにもかかわらず、現在の河口付近における埋没谷の深さが浅く、全体の傾向とは異なる点にプロットされている。これに対し、日本原子力研究開発機構（2008）<sup>2)</sup> は、日高幌別川と元浦川は河床の基盤岩が白亜紀～新第三紀中新世の堆積岩であり、侵食に対する抵抗性が強いために、最終氷期最盛期においても河川縦断形が平衡状態に達するほどの下刻が発生しなかったためと推定している。しかし、日本原子力研究開発機構（2008）<sup>2)</sup> により氷期の河床縦断形（図 1.1.2-1）として示された日高幌別川・元浦川の河床縦断形は、他の河川と比べて特に平衡状態に達していないと判断される要素が見当たらないようにも見える。

日本原子力研究開発機構（2008）<sup>2)</sup> が検討の対象とした河川は比較的大きな河川であり、河川流量などを考慮すれば大きな下刻能力を有している河川と考えられる。これらの規模の河川であっても氷期に河川縦断形が平衡状態に達しないのであれば、将来的な河川の最大下刻量を予測する際に河川流量などのほかに基盤岩の削剥耐性など様々なデータが必要となることになり、河川の下刻を予測することに相当程度の困難の困難が伴うと考えられる。

以下では日本原子力研究開発機構（2008）<sup>2)</sup> のデータを用いて、氷期における河床縦断形や下刻量について再検討を行う。日本原子力研究開発機構（2008）<sup>2)</sup> や幡谷ほか（2016）<sup>3)</sup> は、氷期の河床縦断形や下刻量を検討する際に、現在の河口付近という位置を基準としているが、その地形学的な意味について考察を行って位置の基準として採用した旨の記述はない。本検討では、現在の河口が MIS 2 の最終氷期最盛期においてどのような位置にあったのか、その地形学的な意味を考慮した上で、氷期における河床縦断形や下刻量について検討を行う。

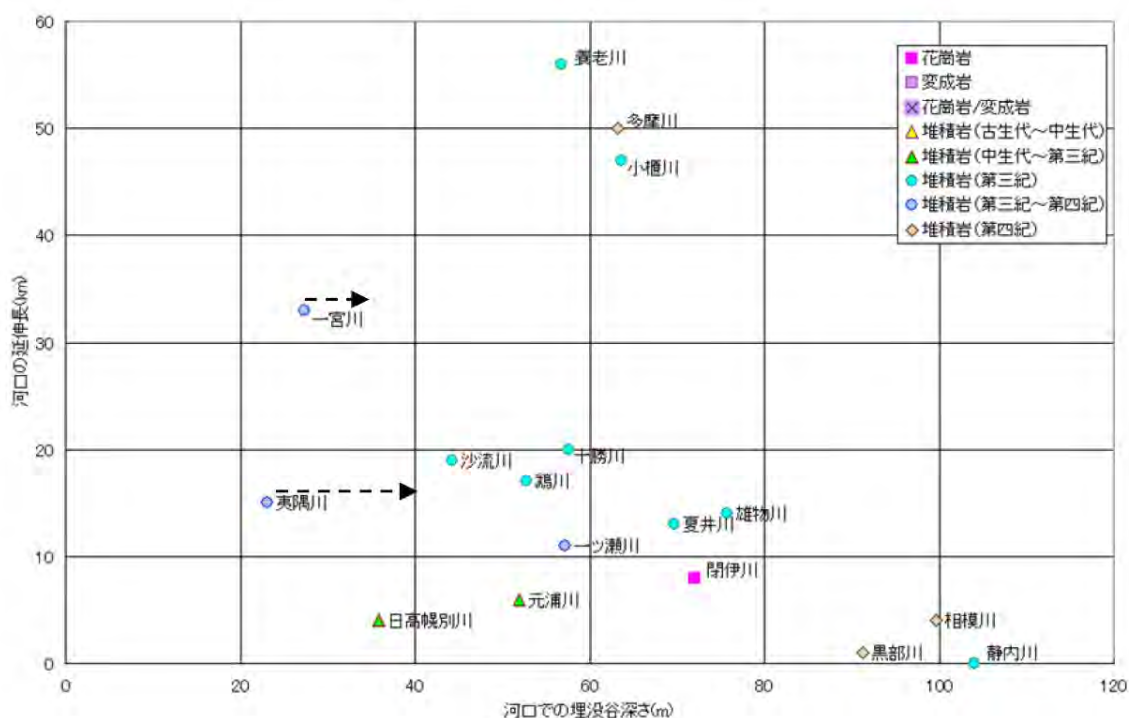


図 1.1.2-3 現在の河口での MIS 2 に形成された埋没谷の深さと MIS 2 の河口までの距離（河口の延伸長）の関係（日本原子力研究開発機構，2008<sup>2)</sup>）

MIS 2 の最終氷期最盛期における河川縦断形が平衡状態であり、少なくとも MIS 1 の沖積低地が形成された高度までは河川縦断形が平衡状態であったと仮定できる場合(図 1.1.2-1)、MIS 2 の河川縦断形は MIS 2 の河床標高が 0 m となる地点よりも低い区間で平衡状態であったと考えることができる。MIS 2 の河床標高が 0 m となる地点を始点 ( $x = 0$ ) として、MIS 2 の最終氷期最盛期の河口までの距離 ( $x = 1$ ) によって現河口の位置を正規化した検討を以下で行う。日本原子力研究開発機構(2008)<sup>2)</sup>において検討対象とされた河川のうち、現河口に対して MIS 2 最終氷期最盛期の河口位置までの延伸長を算出できない 4 河川を除いた 18 河川について、現河口の位置を正規化するために必要な距離データと正規化された距離 ( $x = 0 \sim 1$ )、また現河口の位置における埋没谷深度を表 1.1.2-1 に、それらをプロットしたものを図 1.1.2-4 に示す。なお、日高幌別川の氷期における河口の位置と延伸長は、岩崎ほか(1991)<sup>4)</sup>にもとづいて見直した値を採用している。

図 1.1.2-4 から、現河口の位置は正規化した距離尺度において様々な場所に位置すること、また、氷期の河口までの距離が短くなるほど埋没谷深度が大きくなることが分かる。現河口からの氷期の河口までの距離が大きいほど現在の河口付近における下刻量が小さいことは既存研究において指摘されていたが(図 1.1.2-3; 日本原子力研究開発機構, 2008<sup>2)</sup>)、氷期の河口までの距離をそのまま用いるのではなく正規化した距離を用いて氷期の地形を評価したほうが、埋没谷深度との関係をより直截的に捉えることができる。

図 1.1.2-4 には、河床縦断形が平衡状態かつ直線であり、最終氷期最盛期の河口の標高が-120 m であったと仮定した場合の河床縦断形を実線で、河口の標高が-100 m および-140 m であったと仮定した場合の河床縦断形を破線で示してある。現河口付近における埋没谷底の標高は、基本的にこの範囲内に収まっている。なお、赤色の破線で囲んだ外れ値である河川は多摩川・養老川・小櫃川のデータであり、いずれも東京湾に注ぐ河川である。これらの河川は、東京湾に注ぐ他の大河川により形成された地形の影響があり、最終氷期最盛期の河口までの距離を正確に推定することができなかつたとされている(日本原子力研究開発機構, 2008<sup>2)</sup>)。

また、図 1.1.2-4 において、河川縦断形が平衡状態に達するほど下刻しなかった河川は、平衡状態の河床縦断形から大きく外れて高い位置にプロットされるはずである。しかし、そのような河川は日本原子力研究開発機構(2008)<sup>2)</sup>が対象とした河川においては認められない。日本原子力研究開発機構(2008)<sup>2)</sup>は、図 1.1.2-3 において日高幌別川と元浦川は河口の延伸長が短いにも関わらず、現河口付近における埋没谷の深度が浅いため、最終氷期最盛期においても河川縦断形が平衡状態に達するほどの下刻が発生しなかったと推定しているが、図 1.1.2-4 からは日高幌別川と元浦川も河川縦断形が平衡状態となっていたことが示唆される。

河床縦断形の凹型度(河床勾配の変化率)が大きいほど、任意地点における標高は小さくなる。平衡状態における河床縦断形の凹型度は、摩耗による土砂の粒径の下流方向への減少(Blom et al., 2016<sup>5)</sup>)や隆起速度(Wickert and Schldgen, 2019<sup>6)</sup>)などによって支配されている。氷期における日本の河床縦断形が直線的であることは多くの既存研究によって指摘されている。礫を主体とする河川が平衡状態となる場合における河床縦断形の凹型度は小さいと考えられ(Wickert and Schldgen, 2019<sup>6)</sup>)、氷期に基底礫層を堆積させるような河川の河床縦断形が直線によって近似できることが図 1.1.2-1 や図 1.1.2-4 から示唆される。従って、評価対象地点を流下する河川についてボーリング調査等により沖積層基底に礫層が存在するかを確認することによって、将来の河川縦断形を予測するデータを取得することが期待される。

表 1.1.2-1 河口付近における埋没谷深度および河口の相対位置に関するデータ

日本原子力研究開発機構（2008）<sup>2)</sup> のデータを使用。現在の河口から氷期における河床高さが標高 0 m になる地点までの距離は、日本原子力研究開発機構（2008）<sup>2)</sup> の氷期河床縦断形から読み取った。雄物川と相模川については氷期の河床高さが 0 m となるまでのデータが示されていないため、河床縦断形を外挿して推定した。日高幌別川の現在の河口から氷期の河口までの距離は岩崎ほか（1991）<sup>4)</sup> にもとづいて見直した。

	現在の河口付近における埋没谷深度 (m)	現在の河口から氷期の河口までの距離 (km)	現在の河口から氷期の河床高が標高 0 m となる地点までの距離 (km)	正規化した河口の位置
湧別川	37	20	7	0.259
十勝川	58	20	27	0.574
日高幌別川	36	11	5	0.313
元浦川	52	6	6	0.500
静内川	104	0	8	1.000
沙流川	44	19	11	0.367
鶴川	53	17	16	0.485
閉伊川	72	8	11	0.579
雄物川	76	14	25	0.641
夏井川	70	13	16	0.552
多摩川	63	50	19	0.275
養老川	57	56	13	0.188
小櫃川	64	47	19	0.288
夷隅川	23	25	9	0.265
一宮川	27	33	8	0.195
相模川	100	4	20	0.833
黒部川	91	1	6	0.857
一ツ瀬川	57	11	9	0.450

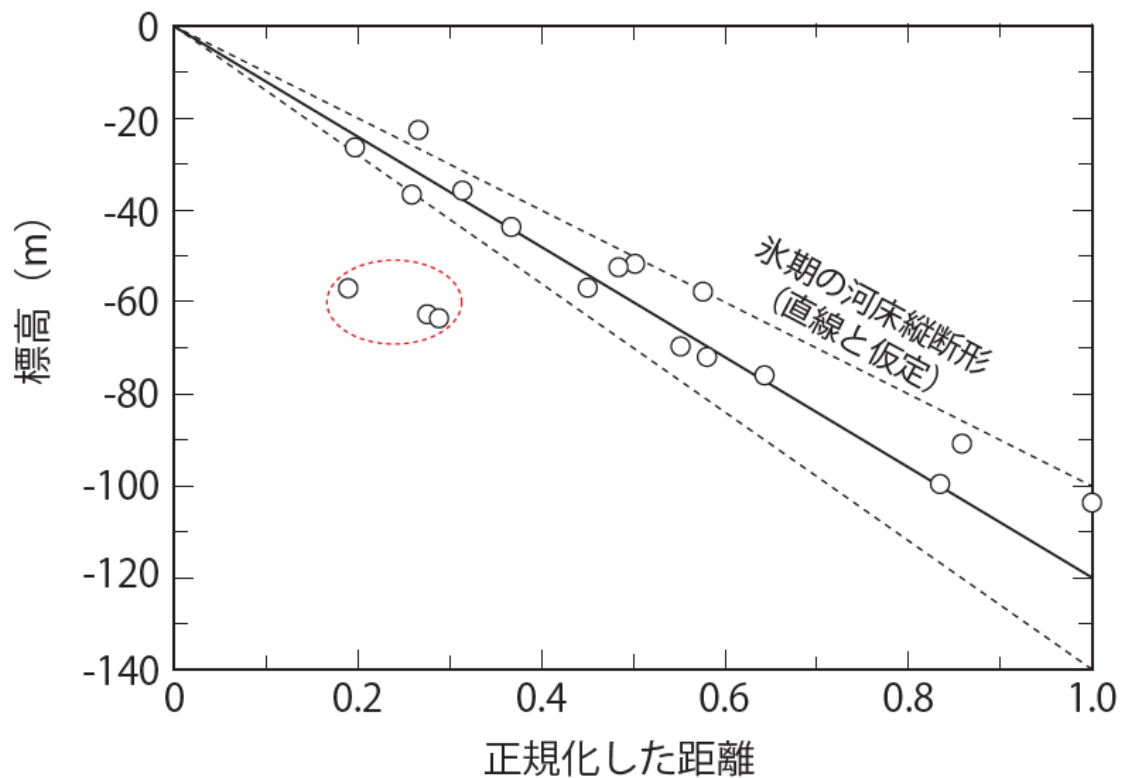


図 1.1.2-4 複数の河川における氷期の河口の相対的な位置と河床の標高の関係

## 1.1.2.4 海水準低下にともなう河川の下刻量のモデル化

相対的な海水準低下による河川の下刻は、河口から上流側に向かって伝搬するため、上流側まで海水準低下の影響が及ぶまでに一定の時間を要する。また、現在の下流域には海水準上昇にともなって堆積した沖積層が厚く分布しているため、将来の海水準低下にともなう河川の下刻量は、上流－中流－下流などの河川における相対的な位置関係によって異なると考えられる。

海水準変動量は隆起による成分と汎世界的な海水準変動による成分に分けることができることから、相対的な海水準変動によって引き起こされる下刻量もそれぞれの成分に分けることができると考えられる（図 1.1.2-5）。

比較的大きな河川であり、十分な下刻能力を有する河川については、1.1.2.3 項で検討したように、基盤岩の侵食に対する抵抗性が一定以下であれば、最終氷期の海水準低下に対して平衡状態に近いほど十分に下刻したと考えられる<sup>7)</sup>。MIS 6 の氷期に河川縦断形が平衡状態となった河川において、MIS 2 の最終氷期までの期間に隆起が生じた場合、隆起量に相当する下刻が上流側まで一様に生じたと考えられる（図 1.1.2-5）。吉山・柳田（1995）<sup>7)</sup> も、MIS 6 と MIS 2 における河床縦断形が平衡状態であったと仮定することで、河口付近での MIS 6 の河床と MIS 2 の河床（沖積層基底礫層）との標高差にもとづいて隆起量（＝下刻量）が推定できると想定している。

一方、MIS 6 から MIS 5 への河床縦断形の変化が汎世界的な海水準上昇によって引き起こされたことを考慮すると、MIS 5 から MIS 2 への汎世界的な海水準変動による下刻量は MIS 5 の堆積物が厚い下流側で増加すると考えられる（図 1.1.2-5）。

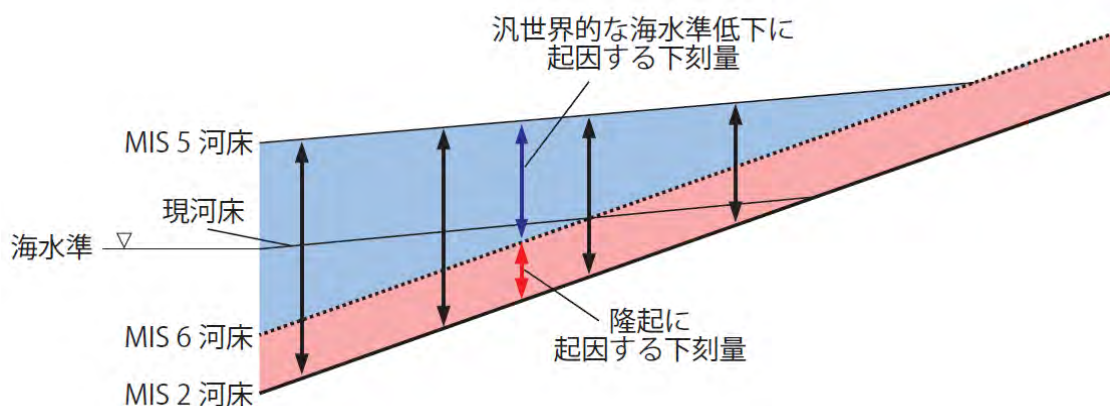


図 1.1.2-5 MIS 6～2 の河床縦断形の変化における隆起・海水準変動の影響

## 1.1.2.5 海水準低下にともなう河川の下刻量の評価手法の検討① —茨城県那珂川—

将来の海水準低下にともなう河川の下刻量を推定・評価するためのナチュラル・アナログとして、MIS 5 以降の河川下刻量の検討を図 1.1.2-5 のモデルに基づいて行う。ここでは、MIS 5 の海成段丘の発達がよく、既存ボーリング柱状図が豊富な茨城県の那珂川を対象として MIS 5 の海成段丘からの下刻量の検討を試行する。

那珂川が流下する東茨城・那珂台地には MIS 5e～c に対比される段丘面が広く分布する（小池・町田，2001<sup>8)</sup>；山元，2013<sup>9)</sup>）。図 1.1.2-6 は、那珂川流域における MIS 5 e～c の海成段丘面の縦断形を 5 m メッシュの DEM を用いて作成し、沖積層の基底面の縦断形を地盤情報検索サイト「KuniJiban」のデータを精査して作成したものである。沖積層基底面の縦断形の黒点は、沖積層基底面の縦断形を描く際に使用したボーリング柱状図の位置・深度を示す。

沖積層基底面は、MIS 5 e～c に形成された海成段丘面を開析・下刻して形成された MIS 2 の開析谷の深度を示したものである。地形面を基準とすると、下刻量は現在の河口付近では -105 m であるが、内陸側へ向けて下刻量は減少し、MIS 5e の旧汀線付近では -55～65 m となり、現



在の河口付近と比べて、MIS 5eの旧汀線付近では下刻量が半分程度となっている(図 1.1.2-6)。これは、MIS 5eの海成段丘面と比べて、沖積層基底面の標高が内陸側へ向けて大きく増加することを反映したものであり、前項のモデル(図 1.1.2-5)で予測される下刻量分布と整合的である。内陸側における実際の下刻量は現河口から内陸側に離れるほど、そして沖積層基底面の勾配とMIS 5の海成段丘面の勾配との差が大きいほど、現河口付近における下刻量よりも小さくなる。

幡谷ほか(2016)<sup>3)</sup>の手法による現河口付近の下刻量の算出方法では、MIS 5eと推定される旧汀線アングルが標高50m、現河口付近での沖積層基底が標高-75mであるため、下刻量の推定値は-125mとなる。幡谷ほか(2016)<sup>3)</sup>の手法による下刻量の推定は、本研究の手法と比較して、旧汀線アングルの標高と実在する海成段丘面の標高との差が大きいほど、現在の河口付近における下刻量を過大評価することになる。

那珂川低地のMIS 5e以降の隆起量は、MIS 5e相当とされた旧汀線アングルの標高(小池・町田, 2001)<sup>8)</sup>とMIS 5eの海水準を+5m(幡谷ほか, 2016<sup>3)</sup>)と仮定することにより、+45mと推定されている(幡谷ほか, 2016<sup>3)</sup>)。将来の海水準低下量がMIS 2と同程度であり、隆起傾向が一樣に継続すると仮定した場合、前項のモデル(図 1.1.2-5)に基づけば、現在の沖積層基底面から隆起量を減じた深度までの下刻が生じることが予測される。

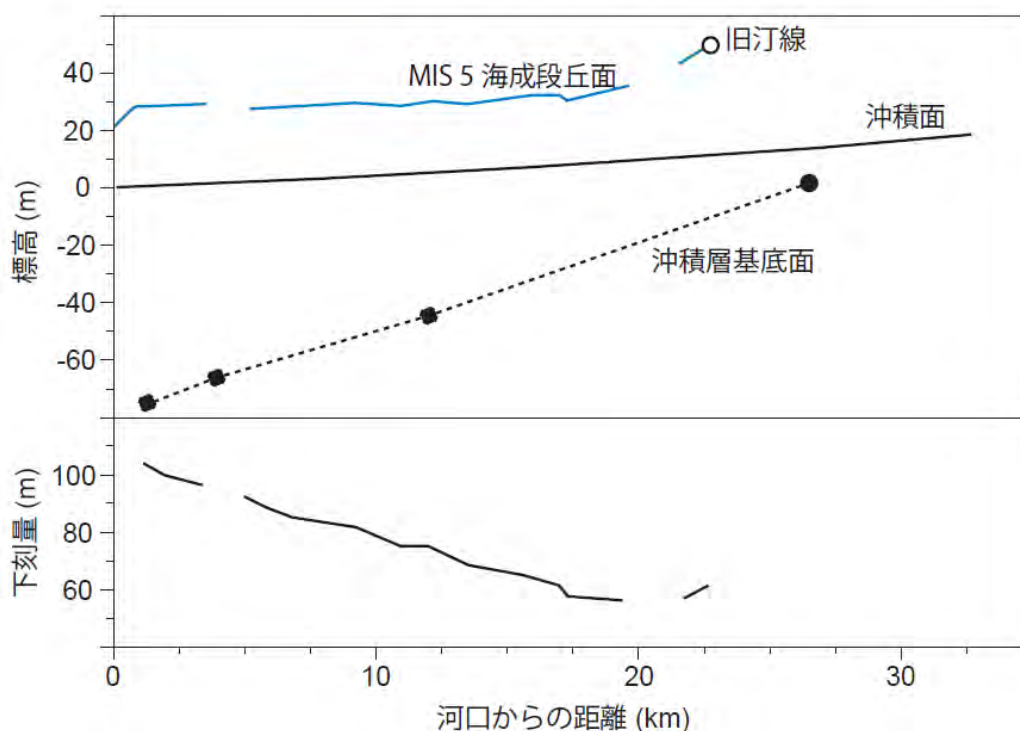


図 1.1.2-6 那珂川における MIS 5 地形面および沖積層基底面の縦断形と下刻量

茨城県那珂川では、河口から4kmほど内陸側の沖積低地の標高-15m付近において、基盤岩によって構成される埋没地形面が認められる(図 1.1.2-7;「KuniJiban」の東水戸道路沿いのボーリング柱状図にもとづいて作成)。これはMIS 5以降の海水準低下の途中の下刻から取り残されて段丘化した地形面であると考えられるが、元々はMIS 6の埋没谷底であった可能性がある。河口から4km付近における沖積層基底の標高は約-65mであり、この埋没地形面との標高差は50mである。この埋没地形面と同様な埋没地形は那珂川上流に複数確認されており、山元(2013)<sup>9)</sup>は見和古那珂川チャンネルと総称している。

那珂川低地における MIS 5e 以降の隆起傾向が一様隆起であり、かつそれ以前から継続していたと仮定した場合、MIS 6 (約 130 ka) から最終氷期最盛期の終わり (約 20 ka) までの隆起量は、図 1.1.2-7 における MIS 6 の埋没地形面と MIS 2 の沖積層基底面との標高差 50m と比較的近い値になると予測されるため、埋没地形面が MIS 6 の埋没谷底であり、そこから隆起量分だけ下刻したことを示唆するものと考えられる。しかし、この埋没地形面が MIS 6 の埋没谷底であったことを実証することは容易ではないと思われる。この埋没地形面が MIS 6 に形成された地形面であったと仮定した場合、地形面上に MIS 6 において堆積した堆積物は、最終氷期の海水準低下の過程において河川によって侵食され、保存されていない可能性が高いからである。

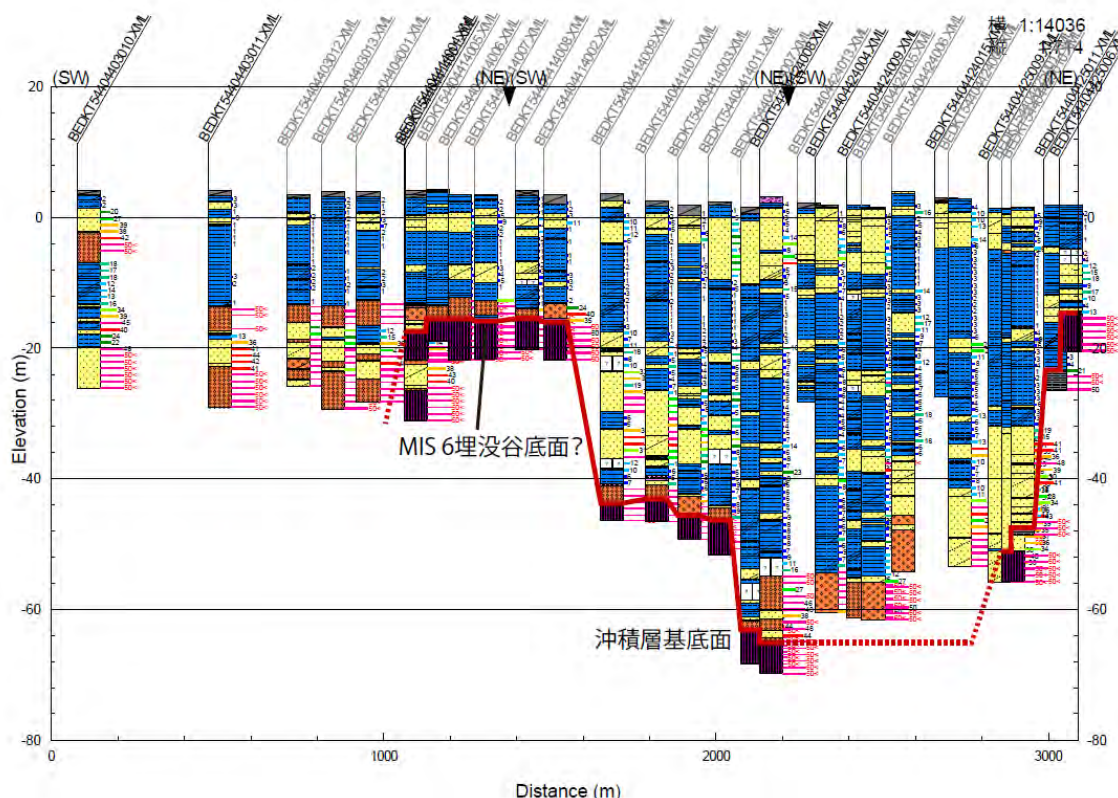


図 1.1.2-7 那珂川における地形地質断面図

### 1.1.2.6 海水準低下にともなう河川の下刻量の評価手法の検討② —愛知県豊川—

MIS 5 の海水準上昇にともなう堆積物は容易に侵食されることを考慮すると、MIS 5e の海水準の高さ (幡谷ほか, 2016<sup>3)</sup>) や現在の海水準 (日本原子力研究開発機構, 2008<sup>2)</sup>)、MIS 5 に形成された地形面を基準とした下刻量よりも、MIS 6 に形成された埋没谷底からの下刻量が地形学的には重要であると考えられる。しかし、日本の河川において MIS 6 の河床縦断形を明確に捉えることができた例は非常に少ない。

愛知県の豊川においては MIS 6 の河成堆積物である小坂井基底礫層が広く認められる (堀, 1998<sup>10)</sup>)。豊川においては、MIS 5 の堆積面は MIS 4~3 に河川侵食を受け、同時期に堆積した河成層からなる小坂井面が広く分布しているため、MIS 5 における地形面を基準として下刻量を推定することができない。MIS 6 の小坂井基底礫層と MIS 2 の沖積層基底礫層の上面の縦断形は非常に似ており、標高差は 10 m 以下である (図 1.1.2-8 ; 堀, 1998<sup>10)</sup>)。MIS 6 の小坂井基底礫層と MIS 2 の沖積層基底礫層の層厚には大きな違いはないため、MIS 6 および MIS 2 における下刻量はほぼ同じと考えられる。豊川における隆起速度は明確ではないものの、隆起速度が非常に小さかったために、MIS 6 から MIS 2 にかけて下刻があまり生じず、MIS 6 の流路



と異なった位置に MIS 2 の流路が形成され、MIS 6 の河床面が保存されたと推定される。

MIS 6 の河床縦断形を確実に推定するためには、豊川の例のように MIS 6 の堆積物が保存されている必要がある。そのためには、MIS 5~3 の段丘面下に MIS 6 の地形面が保存されている沈降~中立傾向にある地域において、埋没地形面を対象とした調査を行い、その上位の堆積物の堆積年代を測定することにより、河床縦断形の変化を確認することが必要であり、今後の事例研究の蓄積が望まれる。

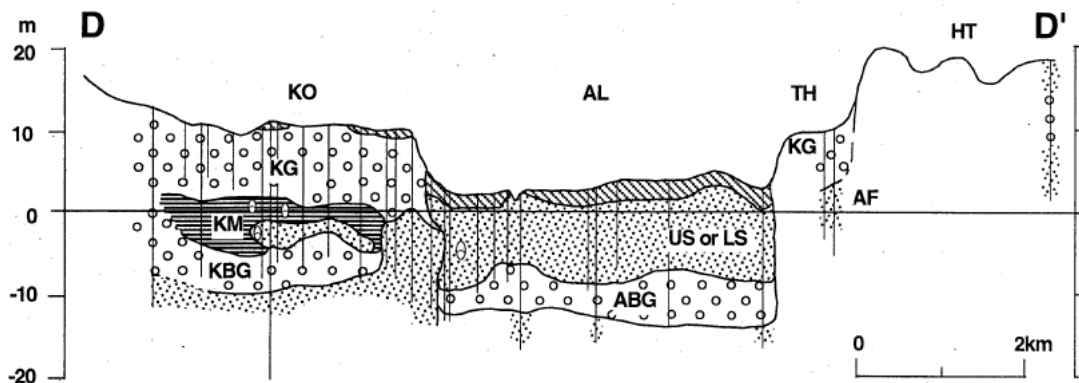


図 1.1.2-8 豊川における地形地質断面図 (堀, 1998<sup>5)</sup>)  
KBG が小坂井基底礫層, ABG が沖積層基底礫層を示す。

#### 1.1.2.7 MIS 5d の海水準低下にともなう下刻量の評価

最終間氷期には 120 ka 以降、約 1 万年かけて海水準が -50 m ほど低下し、その後約 4 千年間は比較的安定したと推測される (Spratt and Lisiecki, 2016<sup>11)</sup>)。このような MIS 5d における海水準低下に対応する河成段丘の例は日本においてあまり知られていない。青森県下北半島の老部川沿いには MIS 5d に形成されたと考えられる河成段丘が見られるため (日本原燃株式会社, 2019<sup>11)</sup>)、MIS 5d の海水準低下に対する河川の応答を検討することができる。

老部川沿いには MIS 5e の海成段丘を開析して形成された河成段丘が分布しており、河成段丘面上から広域テフラである Toya が検出されたことから MIS 5d に形成されたと推定されている (日本原燃株式会社, 2019<sup>11)</sup>)。この河成段丘面を構成する堆積物の露頭の位置図および柱状図 (ROB1~5) をそれぞれ図 1.1.2-9, 図 1.1.2-10 に示す。

ROB1~5 地点では最下部の鷹架層の砂層の上位に MIS 5 の上部外浜堆積物、礫質の河川堆積物、氾濫堆積物およびレス堆積物の順に認められる (図 1.1.2-10)。

- ・上部外浜堆積物： 層厚 1.3 m 以下、小礫が点在する淘汰の良い中粒砂~粗粒砂であり、セット高が 40 cm 以下のトラフ型斜交層理、低角および高角の平板状斜交層理および平行層理を示す。鷹架層の砂層と接する下端の侵食面直上では亜円礫~超円礫の細礫~大礫が点在もしくは薄層を成している。
- ・礫質の河川堆積物： 層厚 0.6~1.5 m で、亜角礫~亜円礫の中礫~大礫によって構成されており、上部外浜堆積物を侵食して覆っている。礫層は ROB4 地点の最上部を除いて礫支持であり、堆積構造は認められない。ROB1 地点の礫層に挟まれた砂層はチャンネル状に産出することから、礫洲上に発達したシュートチャンネルの埋積物と推測される。ROB4 地点では 3 枚の礫層とその間に砂層が認められ、上位 2 つの礫層はわずかに平行層理を示す。また、ROB4 地点の最下部の礫層の下端には青灰色の中礫~大礫サイズの偽礫を含む。ROB1, ROB4 地点では流路の側方への移動にともなう上方細粒化が認められる。
- ・氾濫堆積物およびレス堆積物： ROB1, ROB2 地点では灰色のシルト層から成る氾濫堆積物が、ROB3 地点では放棄流路を充填する灰色の泥層が礫質の河川堆積物を覆っており、

レス堆積物へと漸移する。

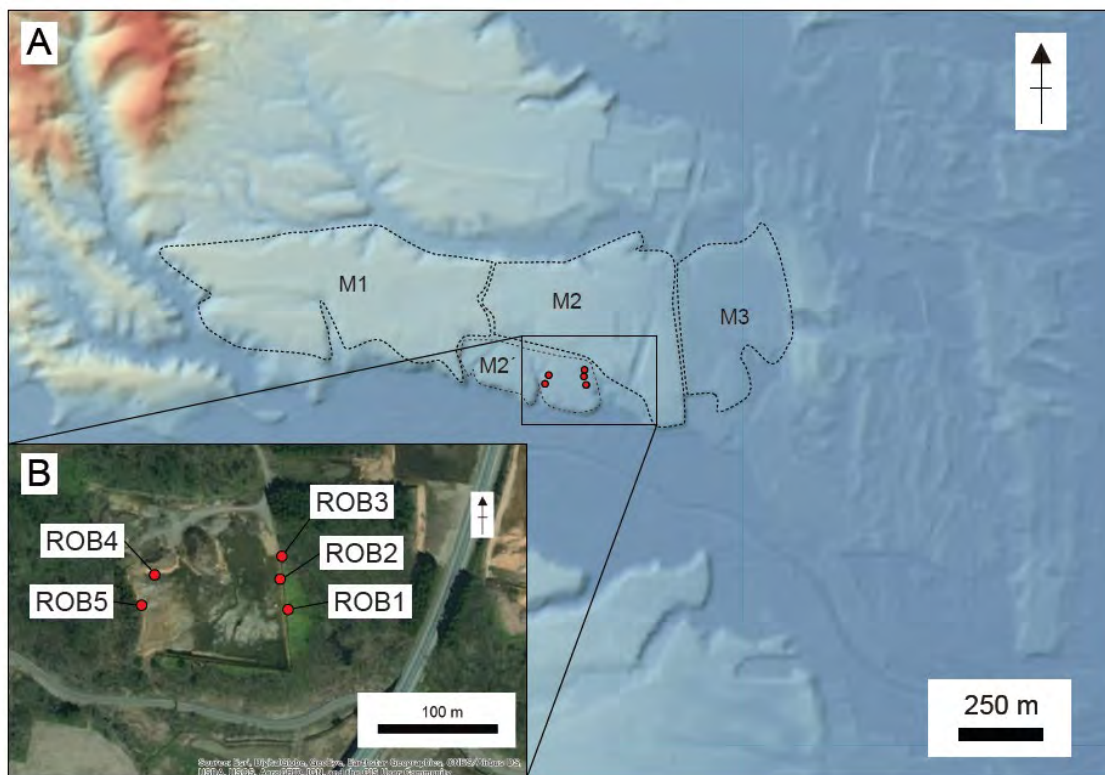


図 1.1.2-9 老部川沿いの河成段丘の位置図  
段丘面区分は日本原燃株式会社（2019）<sup>11)</sup> に基づく。

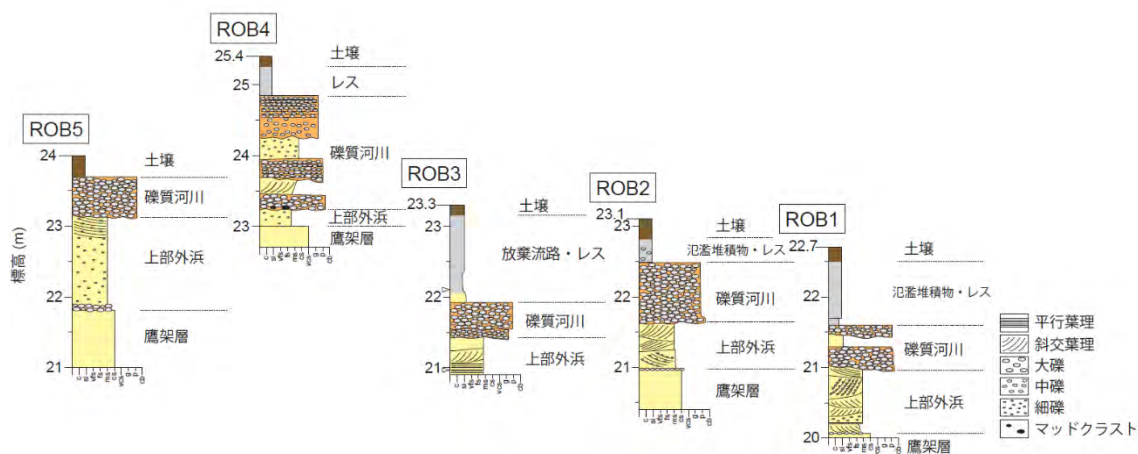


図 1.1.2-10 M2面における柱状図

MIS 5d 河成層の下位には上部外浜の堆積物が認められ、河川の下刻は基盤岩まで達しなかったことが明確である。河成段丘が形成されるためには河床が平衡状態となり側方移動が卓越する必要がある。最終間氷期の堆積物は軟弱であり、下刻に対する抵抗性は非常に低いと考えられるにも関わらず、MIS 5d の海水準低下時には ROB1～5 地点において軟弱な前浜堆積物が侵食されずに保存されている。このことは、当時の河川が“detachment-limited”（侵食された物質はすべて下流側へと運搬可能であり、下刻速度は河床の基盤岩や土砂を河川が侵食する能力によって依存している）ではなく“transport-limited”（河床変動が河川の運搬能力によって決められており、運搬される土砂は河床から制限なく容易に得られる）な状態であったことを示唆

する。MIS 5d の低海水準は 4 千年程度継続しており、その際に河川が平衡状態になったと推測される。

ROB1~5 地点では河成堆積物の基底の標高は 21~23 m、勾配は約 0.02 (2/100) であり、河成段丘面の勾配と同じである。河成層の基底は海成段丘面よりも 10 m 程度低い (図 1.1.2-11)。MIS 5e の旧汀線標高が八戸周辺と同様の 40 m (宮崎・石村, 2018<sup>12)</sup>) であると仮定すると、MIS 5d における 50 m の海水準低下時における相対的海水準は標高-10 m 程度であったと推定される。河床勾配を 0.02 と仮定して直線によって河床を海側に延長すると、現在の河口から約 0.6 km 内陸側において標高-10 m となる。したがって、当時の河口は現在の河口よりも約 0.6 km 内陸側に位置していたと推測される。

MIS 5d 時点における河床を内陸側へ延長すると、河口から約 3 km 内陸側において MIS5e の旧汀線付近を通る。MIS 5d において河床縦断形が平衡状態に達していたと考えられるため、MIS 5d における河床縦断形は MIS 5e の旧汀線よりも内陸側へとそのまま延長されると推定される。MIS 5e 時点において旧汀線よりも内陸側において海成段丘面に連続的に続く河成地形面が存在したならば、MIS 5d へ向けて顕著な河床上昇が生じる必要がある。しかし、MIS 5d において河床上昇を引き起こすような土砂供給量の顕著な増加があったかについては明らかではない。一方、MIS 5e 時点で旧汀線よりも内陸側が基盤岩河床であった場合、土砂供給量の増加などが無くても矛盾なく地形発達を説明することが可能である。従って、MIS 5e 時点の旧汀線付近が基盤岩河床の下流端であったと推測される。

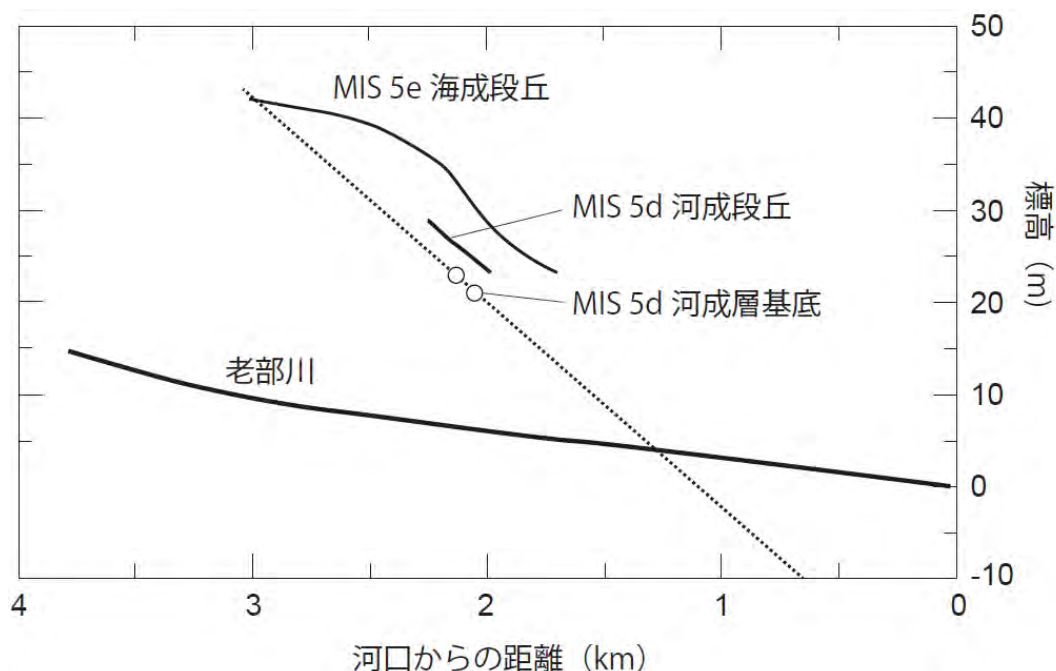


図 1.1.2-11 段丘面および現在の老部川の縦断形  
MIS 5d の河成層基底の標高は ROB1 地点および ROB5 地点における値を示す。

老部川において基盤岩河床から沖積河川へと変化する地点は、現在は河口から約 3.8 km 上流側に位置している。MIS 5d における河床縦断形の推定における不確実性はあるものの、MIS 5e~MIS 5d において基盤岩河床の下流端の位置は現在の河口位置より約 3 km 内陸側であったと推測される。MIS 5e と MIS 1 の二つの間氷期において海水準上昇量が大きく変わらないことを踏まえると、沖積低地の上流端の移動は隆起速度と河川による下刻速度とのバランスによって決定されると考えられる。つまり、老部川においては下刻がわずかに卓越していたことが示唆される。

MIS 5d のような亜氷期の海水準低下時における河床縦断形についてはほとんど知られていないが、ここでは氷期と同様に直線的であったと仮定する。さらに、“transport-limited”の区間の上流端の位置と、海水準低下時の河口の位置を推定することで、将来の海水準低下時における河床縦断形をラフに推定できると考えられる。MIS 5d のような海水準低下は 1.5 万年と短期間ではあるため、“transport-limited”の区間の上流端（MIS 5e に堆積した低地のの上流端）における基盤岩の侵食に対する抵抗性が相対的に強い場合には、隆起および侵食による“transport-limited”の区間の上流端の位置・標高の変化は小さいと仮定できる。一方、海水準低下時には河口において土砂が堆積しながら海岸線が海側へと移動するため（Catuneanu, 2002<sup>13)</sup>）、現在の海底地形において低下した海水準と同等の水深を持つ地点よりも海側に位置すると推測される。河口の前進速度は海底地形および土砂供給量などによって決められるが、ここでは比較的小さな河川であり土砂供給量が多くないために河口の前進速度が小さいと仮定することで、現在の海底地形において低下した海水準と同等の水深を持つ地点へと移動すると考えることができる。

将来において MIS 5d と同様な海水準低下が発生し、海水準が現在よりも 50 m 低下した場合の老部川の河床縦断形は、以下のように推定される。現在の沖積低地のの上流端は河口から約 3.8 km 上流にあり、標高は約 13.5 m である。海上保安庁（1982）<sup>14)</sup> の海底地形図によると老部川沖では水深 50m までの勾配は 1/20～1/50 と比較的一定であり、水深-50 m となる地点は河口から 2.5 km 海側である。これらの 2 点を直線で結ぶことで、海水準低下時における河床縦断形が推定される。なお、河川縦断形を検討する場合、河道の方位についても考慮する必要があるが、老部川の北方約 4km 付近を流下する出戸川の埋没谷の方位が東北東—西南西であることを考慮するとそれほど大きな影響は与えないものと考えられる。この手法で推定される河床勾配（約 1/100）は、MIS 5d の河成段丘から推定される河床勾配（2/100）の半分と緩やかである。MIS 5e の最終間氷期よりも沖積層の上流端が内陸側へと移動し、河口位置が海側へ移動しているために、全体としての河床勾配が緩やかになったためであると考えられる。

本研究では単純化のため、河床縦断形を直線であると仮定した。礫河床の河床縦断形は一般的に直線的であるものの、河床縦断形を直線と仮定することで侵食量を過小評価する可能性があることに留意する必要がある。また、沖積低地のの上流端の標高変化が小さいと仮定したが、侵食に対する抵抗性が小さい基盤岩の場合には、短期的な海水準低下に対して大きく下刻される可能性があるため、沖積低地のの上流端における基盤岩の侵食に対する抵抗性の評価が重要である。さらに、将来の河口位置の推定において海底地形図を用いているが、海底地形図では特定の河川を除いて埋没谷の形状が判別できるような空間分解能での調査がなされていない。本研究では、将来の-50 m の海水準低下時に老部川沖 2.5 km 海側の地点に河口が形成されるとしたが、埋没谷の形状を詳細な音波探査や反射法地震探査などにより明らかにすれば、河口位置がより内陸側に想定される可能性があることに留意すべきである。

#### 1.1.2.8 河川流路が既存の埋没谷・海底谷の位置から変化する可能性の検討

海水準の低下にともなう河川の下刻によって、現在の沖積低地が位置する場所では開析谷が形成される。次の氷期に向けて海水準が低下する時点における河川の位置が、次に形成される開析谷の位置に大きな影響を与えられとされる。完新世において、最終氷期に形成された開析谷を完全に埋積した後、流路の位置がつけ変わることで、開析谷を外れて最終間氷期以前の古い地形面上に流路が移動する場合がある（Blum et al., 2006<sup>15)</sup>）。開析谷を外れた地点に流路がある状態から海水準の低下により下刻が開始した場合、最終氷期とは異なる位置に開析谷が新たに形成される可能性がある。

流路が古い地形面上へと付け変わるためには、開析谷が完全に埋積されることで沖積低地と古い地形面との標高差がほとんどない状態となる必要がある。したがって、隆起によって更新

世の地形面が沖積低地よりもある程度高い場合には、開析谷が完全に埋積される可能性は比較的低いと考えられる。そのような地域では、複数の氷期-間氷期サイクルを通して開析谷の位置が変化しないため、MIS 6の河成堆積物はMIS 2における下刻によって侵食されてしまうと考えられる。

愛知県の豊川ではMIS 6に形成された開析谷底面が広く保存されているが(堀, 1998<sup>10)</sup>、これは隆起速度が非常に小さいためであると推測される。豊川では、沖積低地がMIS 4~3に堆積した河成層により形成された小坂井面と接しており、その標高差は上流側ほど大きいものの、次の氷期の前半には小坂井面の最上部を構成する小坂井礫層と同様に厚い河成礫層が堆積することによりMIS 2に形成された開析谷やMIS 1に堆積した沖積層を完全に埋積する可能性がある。

既存の開析谷内において下刻が生じる場合でも、下刻の過程における河川の側方侵食によって既存の埋没谷の谷壁を侵食しながら新たな谷が形成され可能性がある。海水準が低下することで河床は低下するが、幅のある谷地形が形成されるためには、河床において砂州や礫州が堆積することにもなう側刻が生じる必要がある(Blum et al., 2013<sup>15)</sup>)。下刻時には側刻にともなう谷壁からの土砂の供給が生じるため、下刻の過程において堆積物がある程度の層厚を持って堆積することが数理モデルによっても示唆される(Blum et al., 2013<sup>15)</sup>)。しかし、海水準が完全に低下して河床縦断形が平衡状態となった後、側方侵食によって開析谷が広げられる過程で下刻時の堆積物は侵食されてしまい、保存されない可能性がある。

Martin et al. (2011)<sup>16)</sup> は開析谷の幅や下刻量に関する実験、数理モデルの構築およびフィールドデータとの比較を行っている。Martin et al. (2011)<sup>16)</sup> で提案された数理モデルや実験で形成された開析谷は、実際の開析谷の幅よりも過大であり、その理由として谷壁の侵食に対する抵抗性が数理モデルや実験において十分に考慮されていないこと、そして流下方向への流量の増加がフィールドでは下方や側方への浸透が発生するため小さいことが挙げられている。

#### 1.1.2.9 まとめと今後の課題

沿岸域における河川の下刻・側刻に伴う侵食過程に関して、氷期-間氷期サイクルにともなう河川の下刻および河床縦断形の変化についての既存知見を整理した。日本原子力研究開発機構(2008)<sup>2)</sup> では、日本の22の河川について①MIS 2に形成された埋没谷の基盤地質、②埋没谷の深度、③現在の河口から氷期の河口までの距離などの関係を検討し、ほとんどの河川において氷期の海水準低下に対して最終氷期最盛期において河川縦断形が平衡状態に近いほど十分に下刻されていることなどを示した(図1.1.2-1)。幡谷ほか(2016)<sup>3)</sup> は、現在の河口付近における埋没谷の深度とMIS 5eの海水準の高さとの差に基づいて北海道から九州まで45地域の河川の現在の河口付近での下刻量を推定し、現在の河口付近における下刻量はMIS 5e以降の隆起量に100 mを加えた値が最大であることを示した(図1.1.2-2)。

間氷期の堆積物が低地を埋めている後氷期の現在において、将来予測される河川による最大下刻は、将来の氷期最盛期にもたらされると考えられるため、氷期最盛期における河川縦断形の推定は重要な意味を持つ。日本原子力研究開発機構(2008)<sup>2)</sup> では、比較的大きな河川を対象に氷期の河川縦断形や下刻量について検討しているが、一部の河川については基盤岩の侵食抵抗性が高く、最終氷期最盛期においても河川縦断形が平衡状態に達していないと結論付けている。日本原子力研究開発機構(2008)<sup>2)</sup> と全く同じデータを用いて、現在の河口位置を最終氷期最盛期の河口位置の距離で標準化して埋没谷の深度との関係を整理したところ、日本原子力研究開発機構(2008)<sup>2)</sup> が河川縦断形が平衡状態に達していないと結論付けた河川についても河川縦断形が平衡状態に達していた可能性が高いと考えられる。最終氷期最盛期における河川縦断形や下刻量を検討する際には、現在の河口位置や氷期の河口位置を単に距離で比較する



のではなく、氷期の河口位置に基づいて現在の河口位置を正規化することにより、下刻量との関係を直截的に理解できることが明らかになった。また、比較的大きな河川については、下刻能力が高いことから、最終氷期最盛期における河床縦断形を平衡状態とみなしてよいことが明らかになり、将来の最大下刻量を予測する上で重要な知見が得られた。なお、評価対象地域に存在する河川の流量が少なく下刻能力が低いと考えられる場合については、ボーリング調査や反射法地震探査・音波探査などを用いて、沖積層基底面の内陸部から海域にかけての変化を把握することにより、将来の海水準低下時の河川の下刻への応答を予測することができると考えられる。また、低海水準期が長いほど河川による下刻が進むため、下刻量の推定においては低海水準の期間がどれほど続く可能性があるのか、また河川縦断形が平衡状態に達する際にはどれほどの下刻量が必要となるのかについてさらに検討する必要がある。

海水準変動量は隆起による成分と汎世界的な海水準変動による成分に分けることができることから、相対的な海水準変動によって引き起こされる下刻量もそれぞれの成分に分けることができると考えられる(図 1.1.2-5)。MIS 6 の氷期に河川縦断形が平衡状態となった河川において、MIS 2 の最終氷期までの期間に隆起が生じた場合、隆起量に相当する下刻が上流側まで一様に生じたと考えられる(図 1.1.2-5)。また、MIS 5 から MIS 2 への汎世界的な海水準変動による下刻量は MIS 5 の堆積物が厚い下流側で増加すると考えられる(図 1.1.2-5)。MIS 6 と MIS 2 の河床縦断形を比較して下刻量を推定することが下刻量や下刻速度を推定する最も良い方法であると考えられる。しかし、MIS 6 の河床縦断形を明らかにすることは容易ではなく、現在残されている地形や堆積物から MIS 6 の河床縦断形をいかに復元することができるのかについて、さらなる検討が必要である。

MIS 5e~c に形成された海成段丘面が河川の流下方向に長く分布する茨城県那珂川において、MIS 5c から MIS 2 にかけての河川による下刻量を以下のように定義し、下刻量の分布を検証した。

下刻量 = (MIS 5e~c 海成段丘面の上面標高) - (MIS 2 の基底面標高)

下刻量の分布(図 1.1.2-6)は、河口付近で最大値(-105m)を示すものの内陸側に向けて急激に減少し、図 1.1.2-5 のモデルと整合的であった。下刻量の最大値は、幡谷ほか(2016)<sup>3)</sup>による計算値-125m よりも小さい値となった。那珂川低地の MIS 5e 以降の隆起傾向が一様であり、かつ今後も継続すると仮定し、将来の海水準低下量が MIS 2 と同程度である場合は、図 1.1.2-5 のモデルに基づけば、現在の沖積層基底面から再検討された隆起量を減じた深度までの下刻が生じることが予測される。

図 1.1.2-5 のモデルでは、MIS 6 と MIS 2 の河床の比高を用いて隆起量を算出することができることを示している。しかし、日本の河川において MIS 6 の河床縦断形を明確に捉えることができた事例は極めて少ない。愛知県の豊川においては MIS 6 の河成堆積物である小坂井基底礫層が広く認められる(堀, 1998<sup>10)</sup>)。MIS 6 の小坂井基底礫層と MIS 2 の沖積層基底礫層の上面の縦断形は非常に似ており、標高差は 10 m 以下である(図 1.1.2-8; 堀, 1998<sup>10)</sup>)。豊川における隆起速度は明確ではないものの、隆起速度が非常に小さかったために、MIS 6 から MIS 2 にかけて下刻があまり生じず、MIS 6 の流路と異なった位置に MIS 2 の流路が形成され、MIS 6 の河床面が保存されたと推定される。MIS 6 の河床縦断形を確実に推定するためには、豊川のように MIS 6 の堆積物が保存されている必要があると考えられる。そのためには、MIS 5~3 の段丘面下に MIS 6 の地形面が保存されている沈降~中立傾向にある地域において、埋没地形面を対象とした調査を行い、その上位の堆積物の堆積年代を測定することにより、河床縦断形の変化を確認することが望ましい。

MIS 5d の海水準低下に対する河川の下刻について、老部川では基盤岩に達するほど下刻が進行する前に河床縦断形が平衡状態となったことが示唆された。また、沖積低地の上流端が最終



間氷期よりも現在の方がやや内陸側に位置していると推測され、隆起をわずかに上回る下刻が進行している可能性がある。いくつかの仮定にもとづいて、MIS 5d と同等の海水準低下が今後生じた場合の下刻量をラフに推定することが可能であり、数値シミュレーションの結果の検証に用いることができると考えられる。それらの仮定については詳細な評価が必要であり、特に沖積低地の上流端における基盤岩の侵食に対する抵抗性には注意が必要である。また、海水準低下時の河口の位置については、小さな谷地形の有無によって、海水準低下時の河口位置が大きく異なることに留意する必要がある。MIS 5d において形成されたと推測される段丘面は日本において報告例が少ないものの、さらなる研究例の蓄積が必要と考えられる。

将来の氷期における河川の位置が現在と異なる場合、廃棄物埋設地の深度の確保の基準点や地下水流動場の流出点が移動することになる。一定程度の隆起速度がある地域であれば、最終間氷期以前の古い地形面を完全に埋積する高度まで沖積低地における堆積が進行しないと考えられるため、将来の氷期における河川の位置が埋没谷・海底谷の位置から移動する可能性は低いと考えられる。しかし、隆起速度が小さい地域や、0 あるいはマイナスの地域では、古い地形面が完全に埋積される可能性があり、埋積後に流路がつけ変わることで、流路が埋没谷から外れた位置へと移動することがある。そのような状態から海水準低下が生じた場合、前の氷期とは異なる位置に開析谷が新たに形成される。どの程度の隆起速度があれば開析谷が完全に埋積されず、河川流路が移動しないかについては、さらなる検討の必要がある。下刻の過程においては、砂州や礫州が堆積することで側刻が生じることにより、開析谷の幅が広がると考えられる。開析谷の幅については数理モデル、数値シミュレーション、フィールドデータの全てにおいて研究の蓄積が少なく、検討が必要である。

#### 【引用文献】

- 1) Spratt, R.M. and Lisiecki, L.E. (2016) A Late Pleistocene sea-level stack. *Climate of the Past*, 12, 1079–1092.
- 2) 日本原子力研究開発機構 (2008) 平成 20 年度地層処分に係る水文地質学的変化による影響に関する調査報告書.
- 3) 幡谷竜太・柳田 誠・鳥越祐司・佐藤 賢 (2016) 後期更新世以降の現海岸線での下刻. *応用地質*, 57, 15–26.
- 4) 岩崎孝明・吉永秀一郎・平川一臣 (1991) 元浦川・日高幌別川の河成段丘. *地理学評論*, 64A, 597–612.
- 5) Blom, A., Viparelli, E., and Chavarrías, V. (2016) The graded alluvial river: Profile concavity and downstream fining. *Geophysical Research Letters*, 43, 6285–6293.
- 6) Wickert, A.D. and Schildgen, T.F. (2019) Long-profile evolution of transport-limited gravel-bed rivers: *Earth Surface Dynamics*, 7, 17–43.
- 7) 吉山 明・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. *地学雑誌*, 104, 809–826.
- 8) 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122p.
- 9) 山元孝広 (2013) 東茨城台地に分布する更新統の新層序とMIS5-7海面変化との関係: 地下地質とテフラ対比による茨城層, 見和層, 夏海層, 笠神層の再定義. *地質調査研究報告*, 64, 225-249.
- 10) 堀 和明 (1998) 豊川中・下流域における後期更新世以降の地形発達史. *地理学評論*, 71A, 254–271.
- 11) 日本原燃株式会社 (2019) 第 296 回核燃料施設等の新規規制基準適合性に係る審査会合 資料 1-1.
- 12) 宮崎真由美・石村大輔 (2018) テフクロロジーに基づく三陸海岸北部における最終間

- 氷期海成段丘の形成年代と最終間氷期以降の地殻変動の再検討. 地学雑誌, 127, 735–757.
- 13) Catuneanu, O. (2002) Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Science*, 35, 1–43.
  - 14) 海上保安庁 (1982) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1), 第 6372 号, むつ小河原.
  - 15) Blum, M.D. and Aslan, A. (2006) Signatures of climate vs. sea-level change within incised valley-fill successions: Quaternary examples from the Texas Gulf Coast. *Sedimentary Geology*, 190, 177–211.
  - 16) Martin, J., Cantelli, A., Paola, C., Blum, M. and Wolinsky, M. (2011) Quantitative modeling of the evolution and geometry of incised valleys. *Journal of Sedimentary Research*, 81, 64–79.

## 1.2 断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

### 【仕様書記載内容】

過年度において、中深度処分の評価対象とする期間における断層、地すべり面及び層理面（以下「断層等」という。）の滑動による廃棄物埋設地及びその周辺の力学的損傷、水理学特性の変化等の評価手法の妥当性を判断するために、水理学的影響を考慮した力学試験等を行った。本事業においては、過年度に得られた研究成果を踏まえ、断層等の性状、間隙水圧等の状態設定が断層等の滑動性に与える影響について評価するために、これらの状態設定を変えた試験を複数実施し、断層等の周辺の力学的損傷、水理学特性の低下等に関する評価手法の妥当性を判断するために必要な科学的・技術的知見を取りまとめる。

### 1.2.1 断層の力学・水理特性の評価手法に関する検討

#### 【実施内容】

平成 31 年度は、断層活動に伴うクラック形成等が地下水流動に与える影響とその継続性について先行研究をレビューし、断層プロセスゾーンや断層コアが長期的な地下水流動に与える影響について課題の整理を行った。

令和 2 年度は、断層プロセスゾーンや断層コアが長期的な地下水流動に与える影響について取りまとめを行うとともに、平成 31 年度に実施した現地調査等に加え、延岡衝上断層を対象とした断層周辺の亀裂及び石英脈の分布状況に関する調査を実施する。また、露頭観察や測定等からクラックの幾何学情報を抽出し透水テンソルを推定する手法、透水テンソルと実測された透水係数との比較等に関する検討を行う。これらの知見を踏まえ、現地調査から導出されるクラックテンソルや透水テンソル、Dilation Tendency を用いた断層及び断層周辺の応力場を考慮した水理特性の評価手法に関して中間的な取りまとめを行うとともに、より定量的な評価を行うための課題の抽出を行う。また、必要に応じて、室内試験および数値解析的な検討を行う。

#### 【成果】

##### 1.2.1.1 断層活動による地盤の力学的・水理学的影響に関する知見の整理

地下の断層やフラクチャーがある場での流体移動への影響は、1.断層破碎帯、2.断層の外のフラクチャーの連結の度合いを考慮する必要がある。クラックを伴う断層周辺の透水構造の評価の際は、クラックネットワークの把握クラックの姿勢、連結、その位置の把握が重要である。野外調査の結果からは、断層コアからの距離に伴って大小のクラック密度の急激な減衰が報告されている（Chester and Logan, 1986<sup>1)</sup>；Johri et al., 2014<sup>2)</sup>；Mitchell and Faulkner, 2009<sup>3)</sup>；Savage and Brodsky, 2011<sup>4)</sup>；Wilson et al., 2003<sup>5)</sup>）。また、これは断層の長さ（Vermilye and Scholz, 1998<sup>6)</sup>）および断層の変位（Faulkner et al., 2011<sup>7)</sup>；Keren and Kirkpatrick, 2016<sup>8)</sup>）に伴って増減する。さらに、クラック密度は断層の先端での破碎の程度や断層の連続性にも依存する（Fossen and Rotevatn, 2016<sup>9)</sup>；McGrath and Davison, 1995<sup>10)</sup>；Peacock et al., 2017<sup>11)</sup>）。そこで、地表の風化や封圧の解放の影響を受けないボーリングコア試料を使った浸透率測定は有効であるが、一般にダメージゾーンの試料から高い透水性が得られるものの（Evans et al., 1997<sup>12)</sup>；Rawling et al., 2001<sup>13)</sup>；Wibberley and Shimamoto, 2003<sup>14)</sup>）、クラックの重複や断層ガウジでの滑りにより断層コア周辺の透水性で程度が変わる場合がある（Leclère et al., 2015<sup>15)</sup>）。コア試料での結果では、主に微細なクラックの影響を受け、断層帯での浸透率の下限を示すことになる（Clauser, 1992<sup>16)</sup>）。上記で示す、クラックの密度やクラックと断層コアからの距離や断層構造との関係がダメージゾーン全体の透水構造にどのように影響するか、そしてその場で測定された水理特性がどの程度一般性があるのかについては世界的にも検討が進んでいる状況である。

図 1.2.1.1-1 は、スイス、Grimsel のテストサイトでの Wall damage（断層破碎帯）と Liking

damage (断層の外のクラックネットワーク) の透水率の違いの概念図である。この図で示すように、断層帯そのもの(図 1.2.1.1-1 の Wall damage)より連結度の高いクラック周辺(図 1.2.1.1-1 の Linking damage)の方が透水率の高い場合がある(Brixel et al., 2020a<sup>17)</sup>)。クラックの連結により、クラックを通じた流体拡散がより遠方に促進される(図 1.2.1.1-2)。また、このようなことを評価するためには、断層周囲のクラックの不均一を調べるための適切なボーリング調査が必要となる。

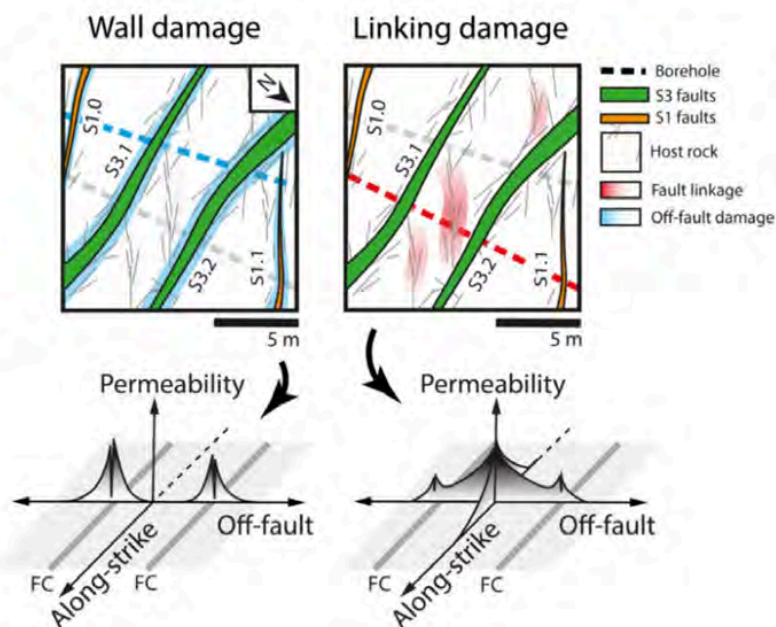


図 1.2.1.1-1 スイス Grimsel テストサイトでの Wall damage (断層破砕帯) と Linking damage (クラックネットワーク) の透水率の違いの概念図(Brixel et al., 2020a<sup>17)</sup>)。

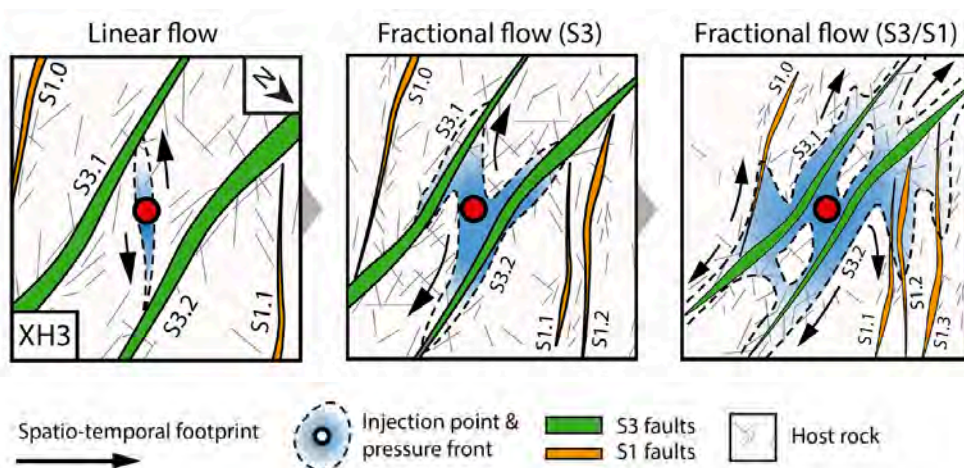


図 1.2.1.1-2 スイス Grimsel テストサイトでのクラックの連結がもたらす流体の拡散を示す概念図(Brixel et al., 2020b<sup>18)</sup>)。赤丸印は注水地点を示す。

地表や構内の露頭では、風化による粘土化や酸化物質の影響を受けている場合は地下水の流動に関する情報を得にくいため地下水の透水性を過小に評価すること、応力解放の影響は地下水の透水性を過大に評価する可能性があることなどの留意点があげられる(例えば、杉山ほか, 2003<sup>19)</sup>)。

一般的に多孔質媒体とみなされる堆積軟岩において、クラックの水理学的影響範囲を適切に見積もるための有効な手段として、観察されるクラックの種類、性状、方向性を分類して、そ



の分類された中のグループ毎に主要な透水経路としての役割を果たしているか否かの検討を行うことが提案されている(杉山ほか, 2003<sup>19</sup>)。杉山ほか(2003)<sup>19</sup>は、時代的に第四紀に近く固結度のやや低い堆積岩と想定される三浦層群の清澄層および安野層(新第三紀中新世～鮮新世)で検討したところ、透水性への寄与は断層よりも後の時期に形成された節理(クラック)の方が相対的に大きく、とくにトレース長の長い節理(クラック)の役割が大きいことを示した。また、層理面とクラックの姿勢の関係(クラックが層理面に対しての角度)の確認が重要であり、層理面そのものよりも層理面に対して高角なクラックの方が透水性は高く、主要な水みちとなる場合がある(図 1.2.1.1-3, 石井・福島, 2006<sup>20</sup>)。石井・福島(2006)<sup>20</sup>は、北海道稚内地域での第三紀堆積岩中に分布する露頭スケールの小規模な断層周辺の小断層やクラックを調べ、層理面に対して高角なクラックがその地域の代表的な応力場の最小主応力軸に直交すること、面に酸化帯が認められることなどから、層理面に対して高角なクラックの方が透水性は高いことを報告した。クラックの開口性や連続性・連結性については、コアで認められたクラックのうち孔壁画像と対比できたクラックが占める割合を示すクラックの対比率や、クラックがFP(流体電気伝導度検層で認められる電気伝導度の変曲点で示される地下水の流出入箇所を示す指標)に対応する割合を示すFP寄与率が有効な指標となる場合がある(舟木ほか, 2009<sup>21</sup>)。舟木ほか(2009)<sup>21</sup>は、石井・福島(2006)<sup>20</sup>と同様に北海道稚内地域での第三紀堆積岩を対象に、岩石の透水性としては、声間(こいとい)層は多孔質媒体として機能し、稚内層は声間層と比べ亀裂性媒体としての性質が強いことを示し、第三紀堆積岩でも透水性の特徴が異なることを報告している。

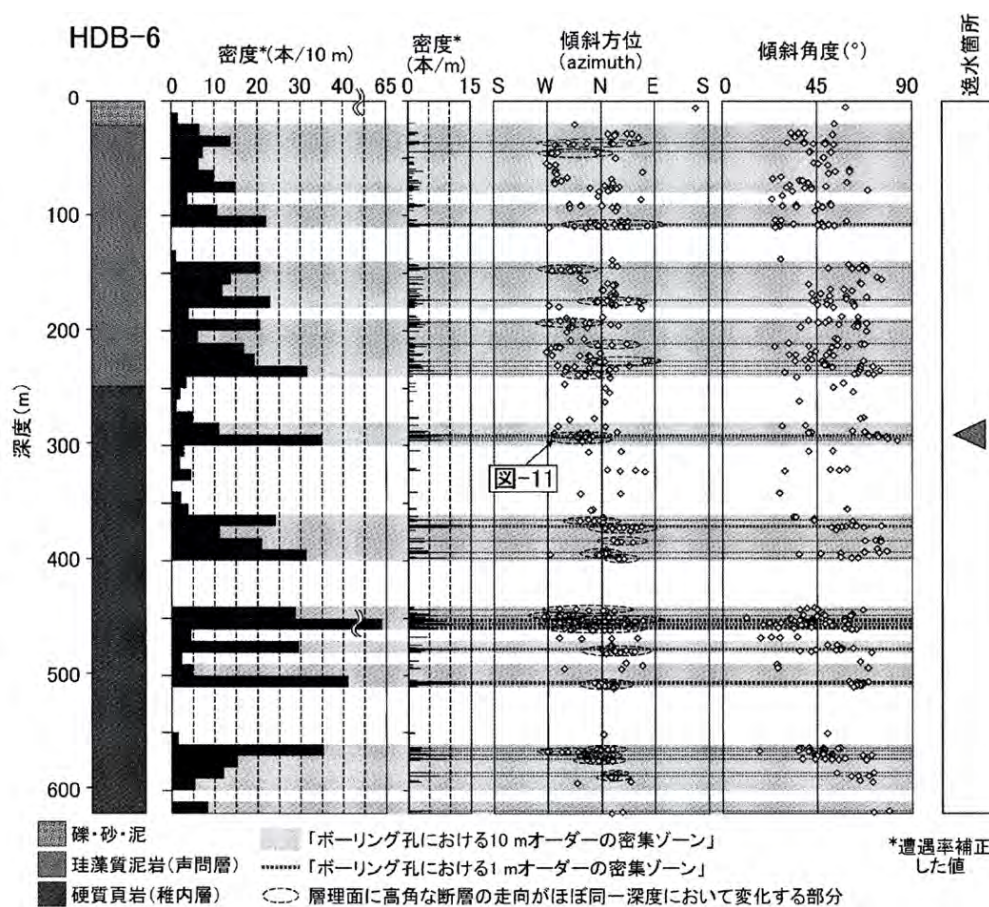


図 1.2.1.1-3 北海道幌延地域で実施されたボーリングにおける層理面に高角な断層の分布密度・方向性と逸水箇所(石井・福島, 2006<sup>20</sup>)。

1.2.1.2 Dilation Tendency を用いた断層及び断層周辺の応力場を考慮した水理特性の評価手法に関する検討

平成31年度は、宮崎県延岡衝上断層周辺で野外調査を行い、平均して50 $\mu$ mほど開口幅をもつクラックが多く認められた。定常の応力場(その場の長期的に働くテクトニックな応力場)では開口せずにダイレーションが高くないクラックであっても、周囲の断層運動による応力変化によって一時的に開口しやすい状態になる場合があった。令和2年度は、引き続き、延岡衝上断層周辺で野外調査を行い、特にプロポをより促すと予想される幅の広いクラックの有無について調査を行った。クラックの開口幅の大きさとダイレーションテンデンス(DT; Ferrill et al., 1999<sup>22</sup>)の関係を整理しておく必要がある。そのため、幅の広いクラックについて、クラック形成時の応力の推定と推定された応力に基づくDTを見積もり、幅とDTの関係を検討した。そして、結果に基づいて1つの断層運動が周囲にどの程度の範囲まで応力変化を生じさせるかの整理を行った。



図 1.2.1.2-1 宮崎県延岡衝上断層周辺で認められる幅が1 cm を超える石英脈 (V).  
M : 構造的メランジュ.

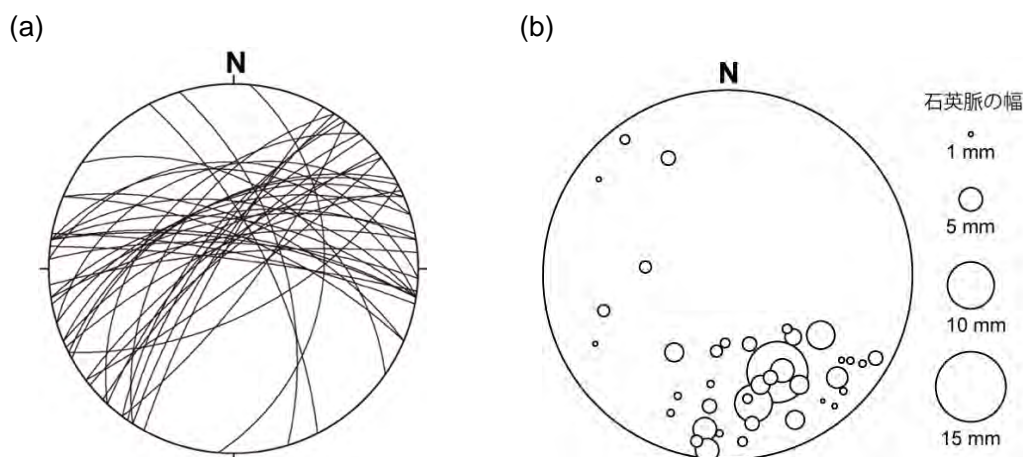


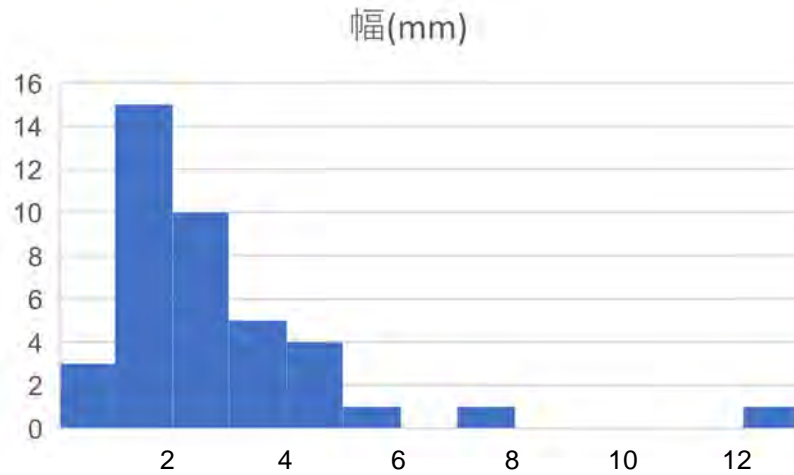
図 1.2.1.2-2 宮崎県延岡衝上断層周辺で認められる幅が大きい石英脈の  
(a) 走向傾斜 (下半球等角投影), (b) 石英脈の極 (下半球等積投影).  
極の円の大きさはシミュレーの幅の違いを示す.

宮崎県延岡衝上断層周辺での野外調査の結果、開口幅が1 cm を超えるクラックも認めることができた(図 1.2.1.2-1)。これらのクラックの大部分は北東-南西走向の姿勢をなす(図 1.2.1.2-



2a)。調査では、0.85 mm～13 mm の幅を持つクラックが認められた（図 1.2.1.2-2b, 3）。これらのクラックはいずれも石英で充填されている（図 1.2.1.2-1）。これらの石英の幅はクラックの開口幅とみなすことができる。

(a)



(b)

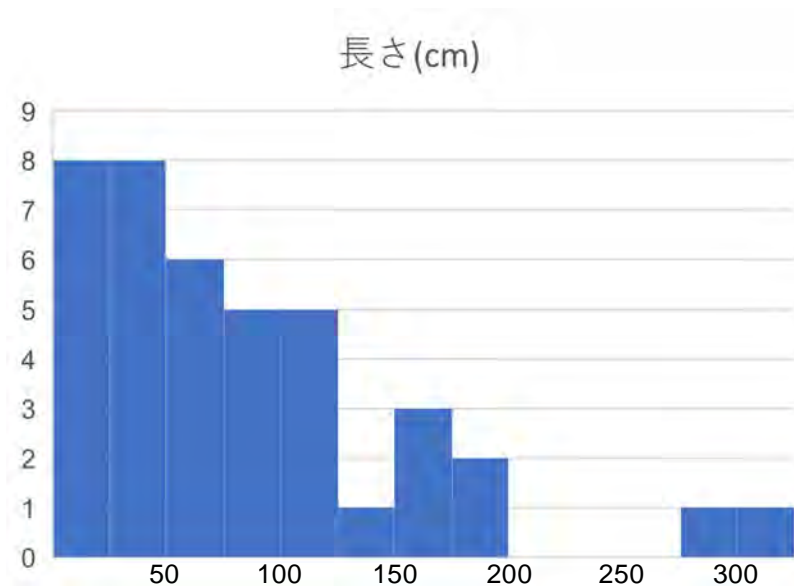


図 1.2.1.2-3 宮崎県延岡衝上断層周辺で認められる幅が大きい石英脈の幅 (a) と長さ (b) のヒストグラム。

Sato et al. (2013)<sup>23)</sup>の逆解析を用いて、石英脈形成時の応力を求めた（図 1.2.1.2-4）。求められた応力は、おおむね北北西－南南東方向に引っ張るような正断層型応力である（図 1.2.1.2-4）。図 1.2.1.2-4 の灰色矢印は延岡衝上断層の運動方向（Kondo et al., 2005<sup>24)</sup>）を示すが、求められた応力の $\sigma_3$ の方向は延岡衝上断層の運動方向にほぼ平行である。つまり、これらの石英を充填するクラックは、Otsubo et al. (2016)<sup>25)</sup>と同様に、延岡衝上断層の運動による応力解放後の正断層型応力によって形成されたと考えられる。

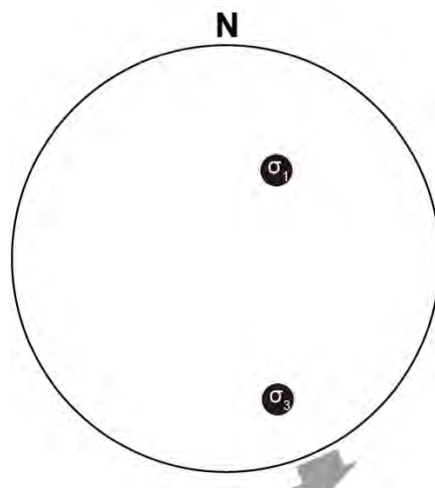


図 1.2.1.2-4 宮崎県延岡衝上断層周辺で認められる幅が大きい石英脈の走向傾斜情報から推定される引っ張り亀裂形成時の応力状態。最大圧縮応力 $\sigma_1$ と最小圧縮応力 $\sigma_3$ の方向を示す。灰色矢印は延岡衝上断層の運動方向 (Kondo et al., 2005<sup>24)</sup>)。

求められた応力を用いて DT を見積もった結果を図 1.2.1.2-5 に示す。DT の結果は、極が $\sigma_3$ の方向に近いクラックでは DT が高く、極が $\sigma_1$ の方向に近いクラックでは DT が小さい。DT と幅の広い石英脈の姿勢の関係は、DT が高いクラックでは幅が大きい、つまり流体が多く流れやすいことが示されているが、DT が 0.6 程度のクラックでも石英脈の幅は 5 mm~10 mm と広い。つまり、DT が高くないクラックにおいても流体が多く流れている可能性がある。前年度に整理したクラックテンソルの考え方では、流体移動には亀裂の幅の 3 乗で効く (Oda, 1982<sup>26)</sup>; 竹村・小田, 2002<sup>27)</sup>)。つまり、亀裂が開口すればするほど流体移動が促進される。

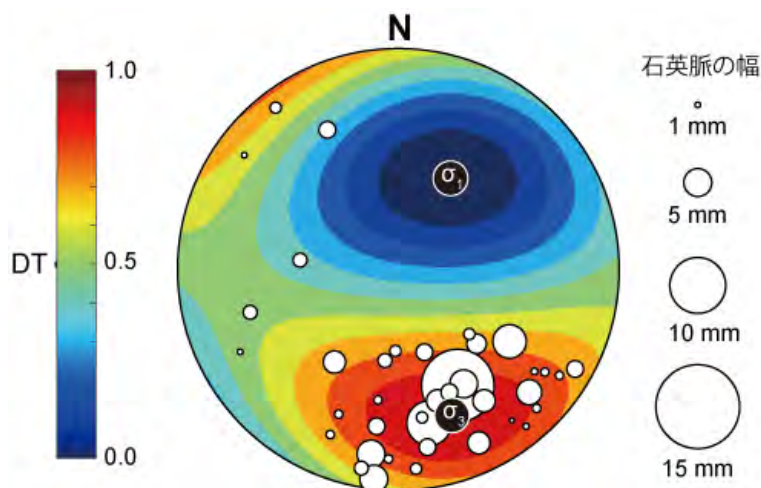


図 1.2.1.2-5 図 1.2.1.2-3 の応力から推定されるダイレクションテンデンス (DT) と幅の広い石英脈の姿勢の関係 (下半球等積投影)。DT の結果に石英脈の極を重ねた (下半球等積投影)。極の円の大きさはシミュレーの幅の違いを示す。

### 1.2.1.3 露頭やコアから得られる亀裂に関する情報からの 3 次元透水係数の推定

宮崎県延岡市で見られる延岡衝上断層 (図 1.2.1.3-1) の下盤の石英脈を対象として、石英脈形成時の透水係数の推定を行う。延岡衝上断層の石英脈形成時の応力状態などは Otsubo et al. (2016)<sup>24)</sup>により議論されており、その大部分は亀裂内部の流体圧上昇に伴う水圧破碎によるものとしている。本研究では、海岸露頭で衝上断層から下盤側に 7 つのグリッド (2.5 m x 2.5 m)

を作成し、原位置にて石英脈の走向  $a$ 、傾斜  $b$ 、幅  $t$ 、長さ  $l$  を測定した。走向と傾斜はスマートフォンのアプリ FieldMOVE (Midland Valley 社) にて行い、幅はクラックスケールにより測定した。ここで、測定の対象とした石英脈は長さ 3 cm 以上の長さで石英脈内もしくは石英脈と母岩の間に滑り痕の認められないものを対象とした。また、海岸露頭では、10 m を超える長さの石英脈が見られるが、設定したグリッド内ではグリッドを跨ぐ石英脈は対象外とした。グリッドを跨ぐような長い石英脈は露頭スケールで別途、走向傾斜、幅、長さの測定を行なった。本研究では露頭スケールの石英脈については、トレースマップの作成ができなかったため扱わず、グリッドでのデータを基に下盤の透水性の議論を行うこととする。透水テンソルを算出する際に必要となる単位体積あたりのクラックの総面積である  $S_0$  を求めるため、それぞれのグリッドの画像をドローンにて撮影したものを基図として石英脈のトレースマップを作成し、南北方向と東西方向の走査線に交わる石英脈の数  $m(\mathbf{q})$  と  $|\mathbf{q} \cdot \mathbf{n}|$  を求めた。ここで、 $m(\mathbf{q})$  と  $|\mathbf{q} \cdot \mathbf{n}|$  はトレースマップに書かれた石英脈の端点の座標をデジタイザーで読み取り、プログラムにより算出した。これらの原位置での測定値とトレースマップから得られた値より(16)式を用いて 3 次元の透水係数の推定を行なった。また、(16)式を用いる際の要請として、クラックの方向と長さの統計的独立があることから、帰無仮説を「方向と長さの分散は等しい」、対立仮説を「方向と長さの分散は等しくない」として  $t$  検定により相関の検討を行なった。ここでは、方向と幅、幅と長さについても同様な検討を行った。

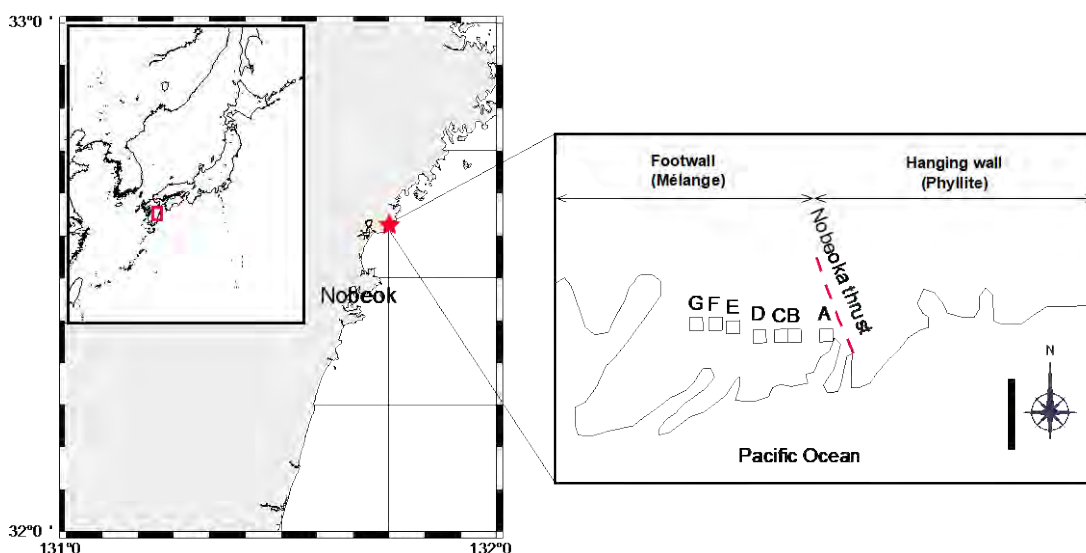


図 1.2.1.3-1 調査地点 (宮城県延岡市の延岡衝上断層の海岸)。

また、母岩部の物性値を得るため、下盤露頭での転石を 35 mm x 35 mm x 70 mm ほどの大きさに加工し弾性波速度の測定を行った。弾性波速度は P 波速度を測定し、3 方向から測定した。ただし方向は任意の互いに直交する方向である。

現地で採取できた試料の多くに開口亀裂が認められた。また、試料の寸法も小さいため、力学・透水試験用試料として加工することが困難である。そこで、弾性波速度と透水係数に関してクラックテンソル理論に基づいた議論を行うための基礎情報を得るための方法を考えるために、フローポンプ法による透水試験および加熱による損傷試料の作成を行った。フローポンプ法による透水試験では、来待砂岩を用いた試験を行い、装置の確認を行った。また、加熱による損傷試料の作成では、井内石 (宮城県、硬質泥岩) を用いて、700 度の温度下で 5 時間加熱し、その後、水にて急冷することで人工的な亀裂の形成を試みた。試料は 15 cm x 10 cm x 2 cm の寸法である。

図 1.2.1.3-2 に原位置で測定したグリッドごとの石英脈の走向傾斜をまとめたステレオネットを示す(細野 MS, 2021 にデータを追加)。ここで、ステレオネットへの投影は下半球であり、シュミットネットを使用した。また、図 1.2.1.3-3 にはグリッドごとと全体の石英脈の長さおよび幅の頻度分布を示す。石英脈のファブリックから見ると、gridA, gridB-D, gridE-G と異なる 3 つの傾向がでていいる。延岡衝上断層の走向傾斜が  $N10^{\circ} W10-20^{\circ} E$  であることより, gridE-G は断層にほぼ垂直で断層の走向方向に, gridB-D はほぼ垂直で断層の走向から東方向に回転した方向に, gridA は gridB から漸位するように断層に斜交する方向となっている。gridA は断層近傍ということで, 断層のせん断運動の影響をうけたことで, 断層からはなれている他のグリッドとは異なるファブリックを持っていると考えられる。

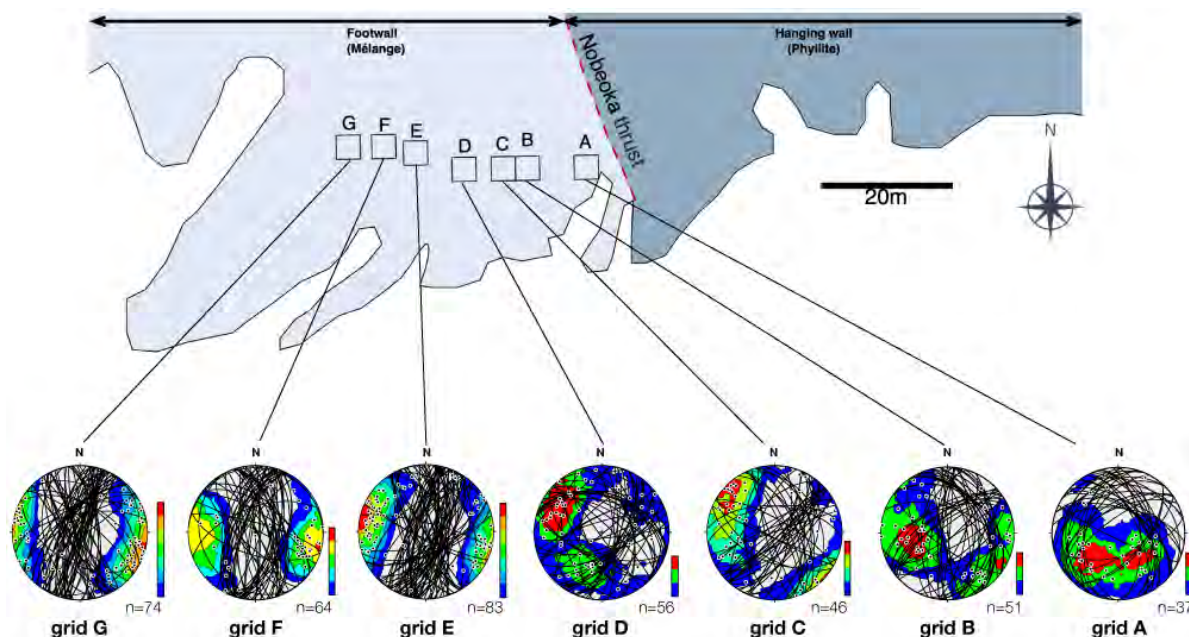


図 1.2.1.3-2 調査地域内で測定したグリッド毎の石英脈の走向傾斜。

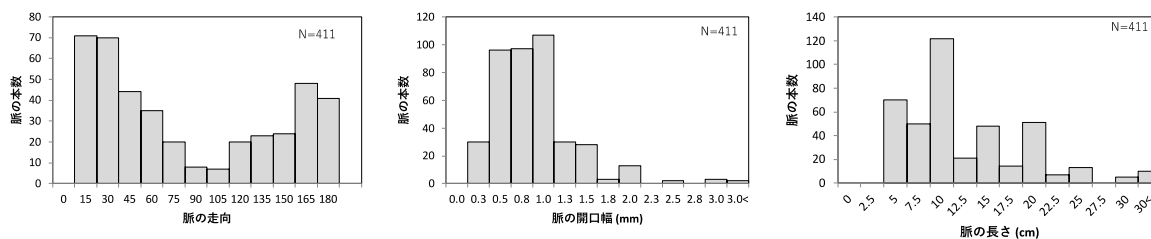


図 1.2.1.3-3 グリッド毎の石英脈の長さおよび幅の頻度分布。

現地では grid 内の石英脈に対して, 走向傾斜・幅・長さの幾何情報の測定を行っており, これらの関係が統計的に独立かどうかを確認するため, t 検定を行った。ここでは, gridA-G で測定した全石英脈を対象に行った。図 1.2.1.3-3 にそれぞれの幾何情報の頻度分布をまとめた。これらの幾何情報を用いて t 検定を行った結果, 片側検定での有意水準 5% でいずれも P 値 0.05 以下となり等分散の仮定が棄却された(表 1.2.1.3-1)。すなわち, 方向と長さ, 方向と幅, 長さ と幅はそれぞれ統計的に独立しているという。しかしながら長さ と幅は 5% 棄却域で 4.8% であることより, 何らかの関係はあるかもしれない。これはアスペクト比がある程度一定であることを潜在的に示しているものと考えられる。



表 1.2.1.3-1 本調査地点の各グリッドで得られた石英脈に関する幾何情報。

$\begin{pmatrix} F_{11} & F_{12} & F_{13} \\ & F_{22} & F_{23} \\ \text{Symm.} & & F_{33} \end{pmatrix}$			$\begin{pmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ & k_{22} & k_{23} \\ \text{Symm.} & & k_{33} \end{pmatrix}$			F0=F <sub>ii</sub>	$\begin{pmatrix} k_1 \\ k_2 \\ k_3 \end{pmatrix}$	Trend	Plunge
$\begin{pmatrix} 0.928 & -0.014 & 0.164 \\ & 1.363 & 0.824 \\ \text{Symm.} & & 1.294 \end{pmatrix}$			$\begin{pmatrix} 1.12\text{E-}09 & 5.71\text{E-}12 & -6.87\text{E-}11 \\ & 9.33\text{E-}10 & -3.46\text{E-}10 \\ \text{Symm.} & & 9.62\text{E-}10 \end{pmatrix}$			3.58	$\begin{pmatrix} 1.31\text{E-}09 \\ 1.10\text{E-}09 \\ 5.97\text{E-}10 \end{pmatrix}$	22.5 284.5 186.7	44.9 7.9 44.0
$\begin{pmatrix} 0.197 & -0.028 & 0.042 \\ & 0.145 & 0.042 \\ \text{Symm.} & & 0.123 \end{pmatrix}$			$\begin{pmatrix} 1.25\text{E-}10 & 1.30\text{E-}11 & -1.96\text{E-}11 \\ & 1.49\text{E-}10 & -1.96\text{E-}11 \\ \text{Symm.} & & 1.59\text{E-}10 \end{pmatrix}$			0.46	$\begin{pmatrix} 1.84\text{E-}10 \\ 1.34\text{E-}10 \\ 1.15\text{E-}10 \end{pmatrix}$	33.7 175.0 279.8	48.0 35.1 20.0
$\begin{pmatrix} 0.178 & -0.047 & 0.047 \\ & 0.152 & -0.004 \\ \text{Symm.} & & 0.066 \end{pmatrix}$			$\begin{pmatrix} 8.80\text{E-}11 & 1.92\text{E-}11 & -1.92\text{E-}11 \\ & 9.87\text{E-}11 & 1.76\text{E-}12 \\ \text{Symm.} & & 1.34\text{E-}10 \end{pmatrix}$			0.40	$\begin{pmatrix} 1.41\text{E-}10 \\ 1.10\text{E-}10 \\ 6.91\text{E-}11 \end{pmatrix}$	70.7 208.8 303.8	66.4 18.1 14.7
$\begin{pmatrix} 0.234 & -0.028 & 0.076 \\ & 0.309 & 0.022 \\ \text{Symm.} & & 0.168 \end{pmatrix}$			$\begin{pmatrix} 2.87\text{E-}10 & 1.68\text{E-}11 & -4.59\text{E-}11 \\ & 2.42\text{E-}10 & -1.32\text{E-}11 \\ \text{Symm.} & & 3.27\text{E-}10 \end{pmatrix}$			0.71	$\begin{pmatrix} 3.60\text{E-}10 \\ 2.59\text{E-}10 \\ 2.36\text{E-}10 \end{pmatrix}$	72.9 248.1 339.7	54.9 35.0 2.2
$\begin{pmatrix} 0.489 & -0.087 & 0.049 \\ & 0.156 & -0.029 \\ \text{Symm.} & & 0.079 \end{pmatrix}$			$\begin{pmatrix} 8.23\text{E-}11 & 3.05\text{E-}11 & -1.71\text{E-}11 \\ & 1.99\text{E-}10 & 1.01\text{E-}11 \\ \text{Symm.} & & 2.26\text{E-}10 \end{pmatrix}$			0.72	$\begin{pmatrix} 2.29\text{E-}10 \\ 2.05\text{E-}10 \\ 7.24\text{E-}11 \end{pmatrix}$	167.4 15.9 284.1	74.6 13.6 7.1
$\begin{pmatrix} 0.220 & -0.002 & 0.009 \\ & 0.064 & 0.018 \\ \text{Symm.} & & 0.061 \end{pmatrix}$			$\begin{pmatrix} 2.13\text{E-}10 & 3.37\text{E-}12 & -1.57\text{E-}11 \\ & 4.77\text{E-}10 & -3.11\text{E-}11 \\ \text{Symm.} & & 4.82\text{E-}10 \end{pmatrix}$			0.34	$\begin{pmatrix} 5.11\text{E-}10 \\ 4.49\text{E-}10 \\ 2.12\text{E-}10 \end{pmatrix}$	4.0 177.4 270.3	47.8 42.1 3.3
$\begin{pmatrix} 0.282 & -0.054 & -0.028 \\ & 0.100 & 0.023 \\ \text{Symm.} & & 0.047 \end{pmatrix}$			$\begin{pmatrix} 1.98\text{E-}09 & 7.31\text{E-}10 & 3.77\text{E-}10 \\ & 4.44\text{E-}09 & -3.17\text{E-}10 \\ \text{Symm.} & & 5.16\text{E-}09 \end{pmatrix}$			0.43	$\begin{pmatrix} 5.29\text{E-}09 \\ 4.58\text{E-}09 \\ 1.73\text{E-}09 \end{pmatrix}$	353.7 198.2 105.9	70.9 17.5 7.4

次にドローンにより空中から撮影した画像を基図(図 1.2.1.3-4)として作成した各グリッドのトレース図を用いて、走査線に交わる石英脈の本数  $M(\mathbf{q})$  を総走査線長さ  $L$  で割った単位走査線長さに交わる石英脈の本数  $m(\mathbf{q})$  を求めた。 $m(\mathbf{q})$ 、石英脈のトレース方向  $n$  と走査線の方  
向  $\mathbf{q}$  を(8)式にいれ、単位体積中の石英脈の総面積  $S_0$  を求めた。また、現地の測定結果よりク  
ラックテンソル  $F_{ij}$  および透水テンソル  $k_{ij}$  を求めた(表 1.2.1.3-2)。ここで、クラックテンソル  
 $F_{ij}$  の第一不変量である  $F_0 (=F_{ii})$  はクラックの直径に重みを付けた密度の指標である。また、  
表 1.2.1.3-2 には透水テンソルの主値となる  $k_1, k_2, k_3$  とそのそれぞれの方向(固有ベクトル)  
のトレンドとプランジを示した。透水係数は固有透水係数(浸透率)で表しており、単位は  $\text{m}^2$   
である。

表 1.2.1.3-2 クラックテンソル  $F_{ij}$  および透水テンソル  $k_{ij}$ .

	t値	P値(片側)
方向—長さ	21.0940692	1.5206E-79
方向—幅	-21.782703	1.1605E-83
長さ—幅	-1.6606978	0.04857822

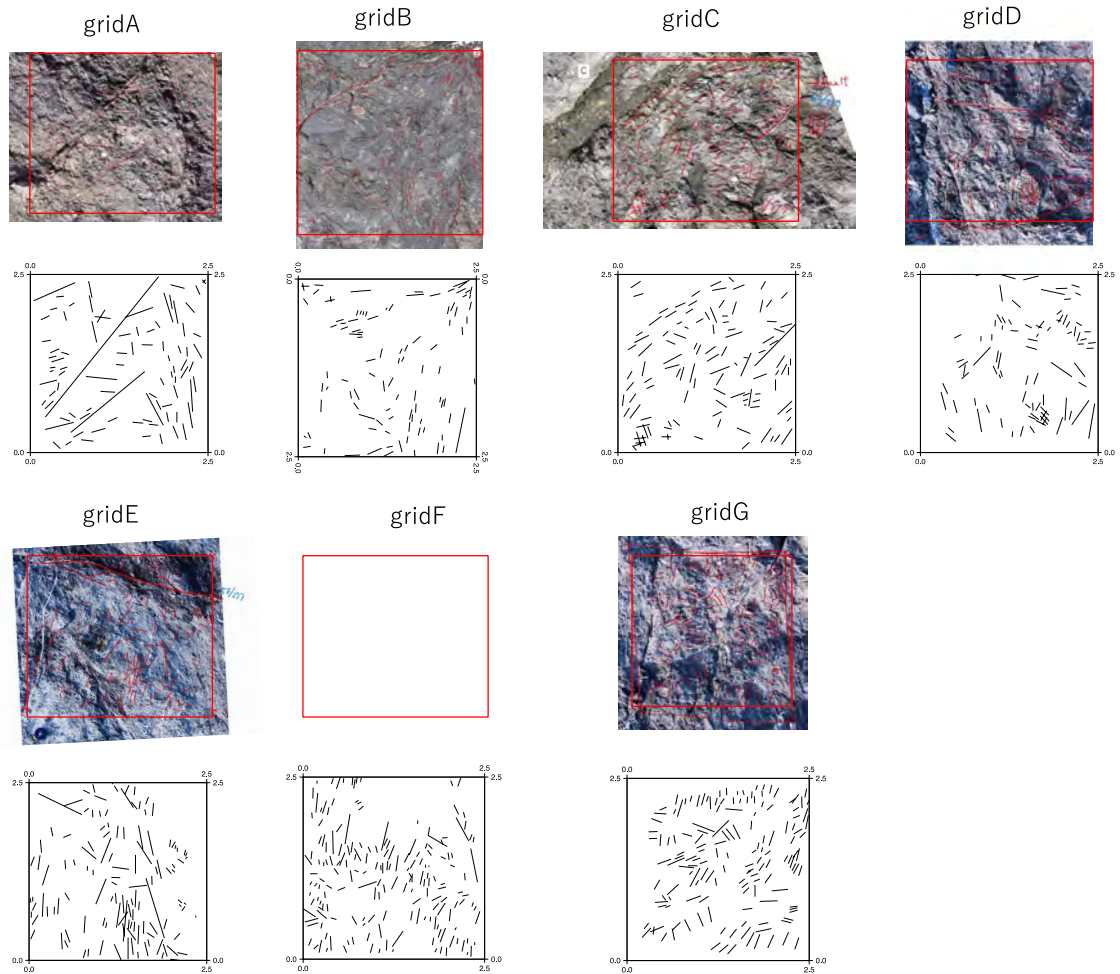


図 1.2.1.3-4 空中から撮影した画像を基に作成した各グリッドのクラックのトレース図。

最大の透水係数となる  $k_1$  の値と方向の断層からの距離ごとの変化を図 1.2.1.3-5 にまとめた。最大透水係数  $k_1$  は断層近傍で高い値を示し、離れるに従い小さくなっていくが、最もはなれた **gridG** では高い値となっている。**gridB-F** の値よりも高い最大透水係数となった断層に最も近い **gridA** と最も遠い **gridG** の透水係数は、石英脈の幾何構造の視点からみると異なる背景をもっていると考えられる。図 1.2.1.3-5 に示したクラックテンソル  $F_{ij}$  から求めたクラック密度の指標  $F_0$  をみると **gridA** と **gridG** はそれぞれ、**3.58** と **0.43** となっていることから、**gridA** での透水係数は石英脈の密度が高いことで、**gridG** での透水係数は開口幅が広いことでそれぞれ高くなっているものと考えられる。また、最大透水係数の方向は、延岡衝上断層に対してほぼ垂直な方向であり、断層に近づくときと走向方向にずれている (図 1.2.1.3-6)。これは、石英脈形成時の流体の移動経路となる開口亀裂が引張成分により形成されているとすると、断層にかかるせん断応力成分が断層近傍に作用しているためと考えられる。



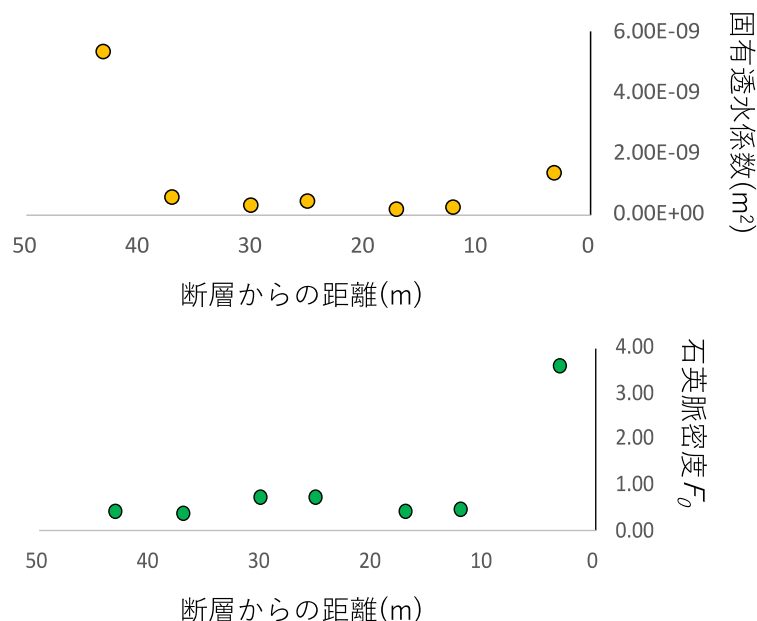


図 1.2.1.3-5 上：最大透水係数 k1 の断層からの距離の変化，  
下：石英脈密度の断層からの距離の変化。

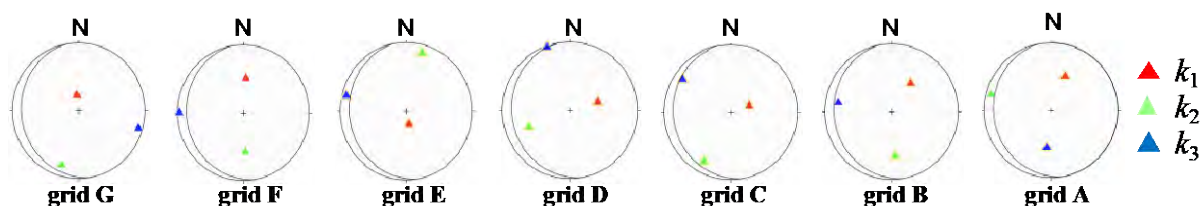


図 1.2.1.3-6 透水係数 k<sub>1</sub>, k<sub>2</sub>, k<sub>3</sub> の方向。  
ステレオネット中の大円は延岡衝上断層の走向傾斜である。

転石から採取した下盤の試料の弾性波速度は最大の P 波速度が 5.32 km/s であった。測定した試料には亀裂が確認できるものもあり、P 波速度にはばらつきがある。参考に、同じ弾性波計測装置で計測した、インタクトな岩石の P 波速度は、来待砂岩で 2.99 km/s、稲田花崗岩で 3.71km/s、大理石（ピアンコカララ）で 5.00km/s であった。下盤の試料の異方性比は 1.09～1.45 であったが、肉眼で亀裂の確認できるものを除くとおおよそ 1.1～1.2 であった。この違いは層理面に対しての異方性と考えられるが、石英脈の影響もあると考えられる。P 波速度は Takemura and Oda (2005)<sup>28)</sup>による次式によりクラックテンソルを求めることができる。

$$F_{ij} = \kappa(V_{ij}^{-1} - \delta_{ij}) \quad (1)$$

ここで、

$$V_{ij}k_ik_j = \left(\frac{v^k}{v_0}\right)^2 \quad (2)$$

ここで、 $v^k$  は  $k$  方向の弾性波速度であり、 $v_0$  はクラックが存在しない母岩部の弾性波速度である。本研究の場合、 $v^k$  は母岩部と石英脈の弾性波速度となる。ここで、石英脈の弾性波速度は母岩部よりも高いと考えられることからその脈が増えるほど弾性波速度は速くなる。石英脈の弾性波速度がわかれば、差し引きをすることで石英脈の部分が空隙になった場合の弾性波速度を推定することができ、石英脈をクラックとおいた時の弾性波速度が求まり(1)式よりクラックテンソルの推定が可能となる。当然ながら対象を石英脈でなく空隙をもつクラックとした場合、そのままの弾性波速度を  $v^k$  とすれば良い。

透水試験に関して、来待砂岩に対して行ったフローポンプ法の結果を表 1.2.1.3-3 に示す。これらの値は同一のブロックの試料に対して行われた透水試験の結果と桁の単位で一致しており、再現性のある透水係数が得られていることを確認した。また、加熱試験による損傷試料を図 1.2.1.3-7 に示した。700 度加熱水冷後の試料は試料を貫く亀裂が生成されており、亀裂間にも肉眼で観察できるほどの開口幅の亀裂が生成されていた。加熱前後での弾性波速度の測定を行い、加熱前試料で 5.4～5.8 km/s，加熱後で 3.5～4.5 km/s と変化をしていた。加熱後の弾性波速度に範囲があるのは、同一面内の 5 箇所弾性波速度を測定したためである。

表 1.2.1.3-3 来待砂岩に対して行ったフローポンプ法の結果。

封圧 (MPa)	5.0	8.0	10.0	13.0
透水係数(m/s)	$1.50 \times 10^{-10}$	$9.40 \times 10^{-11}$	$6.29 \times 10^{-11}$	$4.90 \times 10^{-11}$

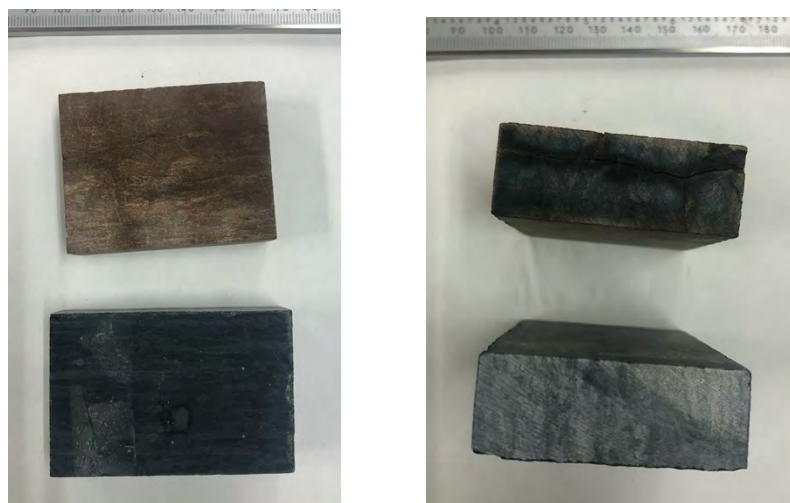


図 1.2.1.3-7 左：透水試験に用いた岩石試料，右：岩石試料の断面  
(いずれも上：700 度加熱水冷後の試料，下：インタクト試料)。

弾性波速度と透水係数をクラックテンソル理論で扱うための基礎情報として、亀裂情報のわかっている試料に対して弾性波速度の測定と透水係数の測定を行う必要がある。ここで、弾性波速度の測定は  $v_0$  を得るために行うため、亀裂が完全に閉塞した状態の弾性波速度が必要となり、封圧を上昇させながら弾性波速度の変化を確認する必要がある。ここで、上昇の目安は亀裂が閉塞したと力学的に考えられる応力一歪で弾性挙動となる直線部がでるまでの封圧となる。また、その測定方向は 9 つの弾性定数を決めるため、P 波速度のみであれば少なくとも 9 方向の弾性波速度を測定する必要がある。ここで得られる弾性定数は弾性波速度から得るものであるため、動的弾性定数となる。また、同時に 3 方向の歪みを測定することにより、封圧上昇初期の弾性領域からはずれた領域の非弾性歪から亀裂の平均的な開口幅  $\langle w \rangle$  を得ることができる。この封圧上昇初期の領域での亀裂は開口しており、水で満たされている状態であり、この時の弾性波速度は  $v^*$  となり式(18)から  $V_{ij}$  を決めることができ、式(1)よりクラックテンソルを決めることができる。Takemura and Oda (2005)<sup>28)</sup>では乾燥試料に対して式(1)によりクラックテンソルを推定しており、その関係は  $F_{ij} = 0.65(V_{ij}^{-1} - \delta_{ij})^{1.39}$  と報告している。しかしながら、飽和試料での測定例がないため、この指数を実験から決める必要がある。このクラックテンソルに開口幅情報を加えることで、透水テンソルを求めることが可能になると考えられる。ただし、クラックの直径の 2 次モーメントを 3 次モーメントに変換しなければいけないなどの課題があるが、クラックの分布を指数関数などで仮定することで変換は可能である。今後、亀裂情報の

わかった試料を用いて封圧下での透水・歪・弾性波速度の測定を行い、データを蓄積する必要があると考えられる。そのためには、同一岩種の試料において、異なる亀裂密度を持つ試料が必要となるため、その試料の作製方法の一つとして、加熱冷却による方法が適用可能であると考えられる。また、本研究での透水試験装置に9方向の弾性波速度が測定可能な機器をいれることで、上述の実験が可能となる。

#### 1.2.1.4 断層の水理特性の評価手法に関する中間とりまとめと今後の課題

##### 1.2.1.4.1 Dilation Tendency (DT) の原理・適用性・適用範囲

既存断層周辺のクラックが流体の移動経路と考えた場合、クラックの開き具合 (dilation, ダイレーション) は、そのクラックを流体が通りやすいかどうかを大きく左右するため、クラックや断層を含む地殻応力場、これらのクラックの dilation を支配する要因の一つとして挙げられる (Ferrill et al., 1999<sup>22</sup>)。特に、クラックや断層の dilation と流体の通しやすさは、クラックや断層の面に作用する有効法線応力の大きさに依存する (図 1.2.1.4-1)。Ferrill et al. (1999<sup>22</sup>) は、既存の断層周辺のクラックがその場の応力場が変化した時に流体を通しやすくなるのかどうかの指標として、dilation tendency (DT) を提案した。DT は  $DT = (\sigma_1 - \sigma_n) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  の式で示される。 $\sigma_1$  と  $\sigma_3$  はそれぞれ最大圧縮応力および最小圧縮応力を示し、 $\sigma_n$  はクラックの面に対する法線方向を示す。DT が 1 の場合はその場の応力場においてはクラックが最も流体の通しやすく、DT の値が 0 の場合はその場の応力場においてはクラックが最も流体の通しにくい (Ferrill et al., 1999<sup>22</sup>)。

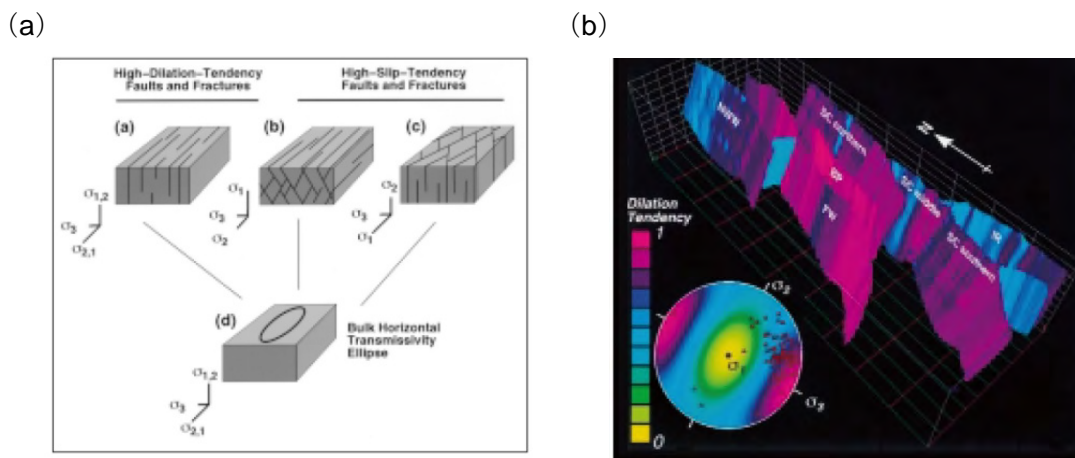


図 1.1.4-1 (a) Dilation tendency (DT) と (b) 米国ネバダ州ユッカマウンテンの断層に適用した例 (Ferrill et al., 1999<sup>28</sup>)。

#### DT を適切に見積もるために必要な項目・条件と見積を誤る要因

##### ①DT の変化に応じた岩石中の透水性の変化

断層からの距離に応じた変化を踏まえながら、DT の変化に応じた岩石中の透水性の変化を検討する必要がある。その際は評価期間内での応力場の変化の有無と変化した際の DT の変化を検討する必要がある。

##### ②ダメージゾーン内での透水係数のばらつき

ダメージゾーンを伴う断層の場合、断層面に沿った 1~3 桁の透水係数の低下が報告されている (Sigda et al., 1999<sup>29</sup>; Rawling et al., 2001<sup>13</sup>; Balsamo and Storti, 2010<sup>30</sup>; Ballas et al., 2013<sup>31</sup>; Balsamo et al., 2013<sup>32</sup>)。粘土含有量の低い砂岩のダメージゾーンに沿った透水係数は、変形していない砂岩と比較して、通常 4~5 桁も大きく減少する (Fisher and Knipe, 2001<sup>33</sup>)。

ダメージゾーンに沿った透水係数は異方性をもち、ダメージゾーンに垂直な面での透水係数が最も低下する (Antonellini and Aydin, 1995<sup>34</sup>) ; Sigda et al., 1999<sup>29</sup>) に留意しなければならない。また、ダメージゾーンでの力学的・水理学的影響範囲の評価については、ダメージゾーン中の岩片の粒径やアスペクト比の空間的な変化が指標の一つになり、岩片間の隙間への流体流入後の鉱物沈殿によって透水性が変化する場合があることに注意する (図 1.2.1.4-2; Billi et al., 2003<sup>35</sup>)。

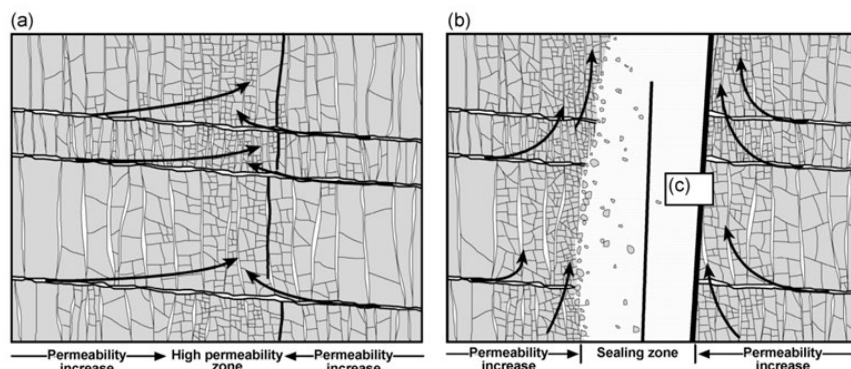


図 1.2.1.4-2 ダメージゾーン中の透水性の時間変化 (Billi et al., 2003<sup>35</sup>)。 (a) 岩片間への流体の流入, (b) 岩片間への鉱物沈殿による透水性の減少。

### ③岩石やクラックの異方性の評価

異方性を持つような岩石・岩盤のクラックの密度は、調査する観察面の方向に依存した結果を示すことが指摘されている (竹村・小田, 2002<sup>27</sup>) ため、断層周辺での水理学的影響範囲を議論する際には、鉱物脈やクラックの密度や異方性などの情報を取り込んだ形で議論をしていく必要性があり、より一般的な物理量として表現する必要がある。(詳細に関しては、平成 30 年度原子力規制委員会委託事業報告書「2.1.3.3 断層活動による力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る課題の抽出」を参照)

クラックの開口幅は、クラックの開きやすさ (DT) に依存するため、結果としてクラックを介した流体の移動は DT に依存すると言うことができる。クラックが流体の移動経路となった場合であっても、クラックの空隙を流れる間隙水から石英やカルサイト等の鉱物が晶出しクラックが閉塞され、流体の移動経路とならなくなることが考えられる。中深度処分等で想定される温度・圧力条件下で、どのようにクラックの閉塞が進むかについて今後検討を進める必要がある。

#### 1.2.1.4.2 クラック情報に基づくクラックテンソル・透水テンソルの推定の原理・適用性・適用範囲

クラックの 3 次元での幾何学的特徴は、クラックを円盤近似すると、クラック直径  $r$ 、開口幅  $t$ 、走向  $\alpha$ 、傾斜  $\beta$ 、クラックの面積  $s$ 、単位体積あたりのクラック体積密度  $\rho$  で表すことができる。これらの幾何学的特徴を用いたクラックの定量化をクラックテンソルにより行う (Oda, 1984<sup>36</sup>)。 (詳細に関しては、平成 31 年度原子力規制庁委託事業報告書「1.2.1.1 断層コア・プロセスゾーンが地下水流動に与える影響」を参照)

クラックの中心が体積  $V$  の領域内に  $m(V)$  個あるとすれば、クラック体積密度  $\rho$  は次式で定義できる。

$$\rho = \frac{m(V)}{V} \quad (1)$$

クラックの方向はクラック主面に立てた単位法線ベクトル  $\mathbf{n}$  で記述すると、方向余弦  $(n_1,$

$n_2, n_3$ ) は、その走向  $\alpha$  と傾斜  $\beta$  を使って次のように書くことができる (図 1.2.1.4-3)。

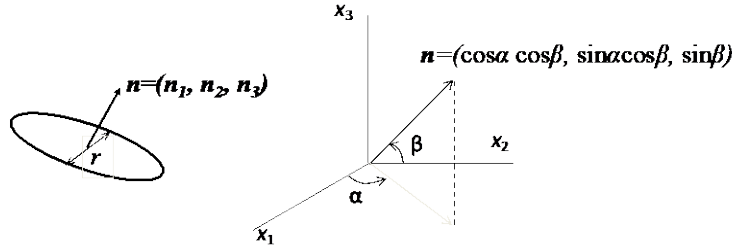


図 1.2.1.4-3 クラックの走向・傾斜情報のベクトル化

$$\mathbf{n} = \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\alpha \sin\beta \\ \sin\alpha \sin\beta \\ \cos\beta \end{pmatrix} \quad (2)$$

それぞれのクラックから得られるベクトル  $\mathbf{n}$  のダイアド  $\mathbf{n} \otimes \mathbf{n}$  の平均値を取ると、次式で定義される 2 階のファブリックテンソル  $\mathbf{N}$  が定義を定義することができる。

$$\mathbf{N} = \frac{1}{2m^{(V)}} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} \mathbf{n}^{(k)} \otimes \mathbf{n}^{(k)} \quad (3)$$

ここで、 $\mathbf{N}$  を成分で標示すると以下のように表せる。

$$N_{ij} = \begin{pmatrix} N_{11} & N_{12} & N_{13} \\ \text{Symm.} & N_{22} & N_{23} \\ & & N_{33} \end{pmatrix} = \frac{1}{2m^{(V)}} \begin{pmatrix} \sum n_1^{(k)} n_1^{(k)} & \sum n_1^{(k)} n_2^{(k)} & \sum n_1^{(k)} n_3^{(k)} \\ \sum n_2^{(k)} n_2^{(k)} & \sum n_2^{(k)} n_3^{(k)} & \\ \text{Symm.} & & \sum n_3^{(k)} n_3^{(k)} \end{pmatrix} \quad (3')$$

ここで、 $k$  は  $k$  番目のクラックのことであり、また  $2m^{(V)}$  個の平均になっているのは、1 つのクラックに 2 つの単位ベクトルを割り当てていることによる。ベクトル  $\mathbf{n}$  の方向余弦 ( $n_1, n_2, n_3$ ) は、その走向  $\alpha$  と傾斜  $\beta$  を使って書けることから、露頭やボアホール壁面などで測定した走向・傾斜から  $N_{ij}$  を直接決定することができる。また、それぞれの成分は  $x_1$  方向を東、 $x_2$  方向を北、 $x_3$  方向を鉛直とすると、例えば  $N_{11}$  は東方向への集中度合いを意味しており、ステレオネット上にクラックの法線をプロットした時の集中度合いを定量的に表現していると言える。クラックは方向だけでなく、大きさを持っているため、先の  $N_{ij}$  に大きさに関する項目を加える必要がある。Oda(1982<sup>37)</sup>)によるクラックの大きさと方向をテンソル形式で表現したクラックテンソル  $\mathbf{F}_{ij}$  を以下で定義することができる。

$$F_{ij} = \frac{1}{2m^{(V)}} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} (\rho s^{(k)} r^{(k)}) \mathbf{n}^{(k)} \otimes \mathbf{n}^{(k)} \quad (4)$$

ここで、 $\mathbf{F}_{ij}$  は 2 階のテンソルであるため、その第一不変量として、 $F_{ii} (=F_{11}+F_{22}+F_{33})=F_0$  が得られる (アインシュタインの総和規約を採用する)。クラックを直径  $r^{(k)}$  の円盤で表し、

$$s^{(k)} = (\pi/4)(r^{(k)})^2, \quad n_i^{(k)} n_i^{(k)} = (n_1^{(k)})^2 + (n_2^{(k)})^2 + (n_3^{(k)})^2 = 1$$

の関係に注意すれば、不変量  $F_0$  は次式で与えられる。

$$F_{ii} = F_0 = \frac{\pi}{4V} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} (r^{(k)})^3 = \frac{\pi}{4} \rho \langle r^3 \rangle \quad (5)$$

ただし  $\langle r^n \rangle$  は  $r$  の  $n$  次のモーメントであり、

$$\langle r^n \rangle = \frac{1}{m^{(V)}} \sum_{k=1}^{m^{(V)}} (r^{(k)})^n \quad (6)$$



で定義され、クラック直径の  $n$  乗  $rn$  の平均値を表している。ここで、 $\rho\langle r^3 \rangle$  はクラックに沿う水の流れを論じたパーコレーション理論では、クラック密度を表しており、クラック相互の連結性を測る指標 (Robinson, 1984<sup>38</sup>; Suzuki et al., 1998<sup>39</sup>) として使われていることから、第一不変量  $F_0$  はクラック密度の指標であると言える。また、クラックの開口幅を  $t$  とすれば、クラックの間隙体積は  $(\pi/4)r^2t$  に等しい。さらに、開口幅  $t$  がクラックの直径  $r$  に比例しているとすればアスペクト比  $\eta(t=\alpha r)$  が定義でき、間隙率  $\phi$  は次式で定義できる、(Oda et al., 2002a<sup>40</sup>, b<sup>41</sup>)。

$$\phi = \frac{\eta}{V} \sum_{k=1}^{m^{(v)}} \frac{\pi}{4} (r^{(k)})^3 = \eta \frac{\pi}{4} \langle r^3 \rangle = \eta F_0 \quad (7)$$

すなわち、 $F_0$  は間隙率  $\phi$  と同じ意味を持つこととなる。

(4)式で定義されるクラックテンソルは 3次元のクラックに関する幾何学的情報があれば決定することができる。しかしながら現実的に3次元のクラックの幾何学的情報を収集することは困難である。これまでに、3次元のクラックテンソルを推定する方法としてステレオロジーを用いた方法(Kanatani, 1985<sup>42</sup>; Oda, 1984<sup>36</sup>); Oda, 1994<sup>43</sup>; 竹村・小田, 2002<sup>27</sup>); Takemura & Oda, 2004<sup>44</sup>)が提案されている。

クラックテンソル  $F_{ij}$  は  $F_0 N_{ij}$  と書き表すことができ、クラックの方向と密度が統計的に独立であれば、 $F_0$  と  $N_{ij}$  と分離することができる。まず、クラックの密度の指標である  $F_0$  について、Oda(1984)<sup>36</sup>)は単位ベクトル  $\mathbf{q}$  で表される方向に引いた走査線とクラックの交点数  $m(\mathbf{q})$  と切断面上で観察されるクラックとの交線の長さ  $l$  (トレース長さ)を用いて、次式で推定することができることを示している。

$$F_{ij} = \frac{3\pi \langle l^2 \rangle}{8 \langle l \rangle \langle |\mathbf{q} \cdot \mathbf{n}| \rangle} m(\mathbf{q}) \quad (8)$$

一方、 $N_{ij}$  については、走向傾斜の直接測定から決定することができるが、Kanatani (1985)<sup>42</sup>)により提案されている走査線と交わるクラック交点数  $m(\mathbf{q})$  を用いる方法でも推定可能である。この推定法は Takemura & Oda (2004)<sup>44</sup>)により直接測定との比較から十分な長さの走査線を使えば許容できる範囲の誤差となることが確認されている。

クラックや空隙をモデル化し透水係数を推定する方法として、等価管路モデルが使われることがある(例えば、林・高橋, 1999<sup>45</sup>); 林ほか, 1999<sup>46</sup>)。しかしながら、等価管路モデルでは、方向性を扱うことは困難であり、露頭などでの観察情報から決める事は困難である。

クラックを含む岩盤・岩石の透水を考える際、ここでは、基質部を不透水と仮定することとする。クラックに沿う水の流れを平行板間(開口幅  $t$ )の層流と仮定すれば、その局所的な流速  $v(\mathbf{c})$  は  $J(\mathbf{c})$  を動水勾配とすると、次式で与えられる。

$$v_i^{(c)} = \frac{\lambda g}{12\nu} t^2 J_i^{(c)} \quad (9)$$

ここで、 $g$  は重力加速度であり、 $\nu$  は動粘性係数である。 $\lambda=1$  とすると上式は、いわゆる三乗則である。また、一般的には、 $0 \leq \lambda \leq 1$  の不等式が成立する。クラックの交点で水頭損失は無く、また  $\lambda$  は  $n$  や  $r$  には無関係に定まると仮定すると透水テンソル  $k_{ij}$  は次式で与えられる。

$$k_{ij} = \frac{\lambda}{12} (P_{kk} \delta_{ij} - P_{ij}) \quad (10)$$

ここで  $P_{ij}$  は、クラックの幾何学的性質のみに依存する2階の対称テンソルであり、次式で与えられる(Oda, 1985)<sup>56</sup>)。

$$\lambda = \lambda(F_{ij}) \quad (11)$$

ここで、 $\lambda$  に関しては、 $0 \leq \lambda \leq 1$  の不等式を満足することのみが分かっている。Oda et al. (1987)<sup>47</sup>)はクラックに方向性がある場合、 $\lambda$  を次式のように一般化した。

$$\lambda = \lambda(F_{ij}) \quad (12)$$

さらに、(11)式は  $t = \eta r$  であり、更に変数  $n, r$  が統計的に独立であると仮定できれば、

$$P_{ij} = 8\pi\eta^3\rho \int_0^{r_m} r^5 f(r) dr \int_{\Omega/2} n_i n_j 2E(n) d\Omega = 8\pi\eta^3\rho \langle r^5 \rangle N_{ij} \quad (13)$$

と書くことができる。さらに、ステレオロジーを利用することで、 $P_{ij}$  は次の表現を得る(Oda et al., 2002b)<sup>41)</sup>。

$$P_{ij} = \eta^3 \frac{15\pi \langle l^4 \rangle}{4} \frac{m(q)}{\langle l \rangle \langle |q \cdot n| \rangle} N_{ij} \quad (14)$$

(14) 式は  $l, m(q), \eta$  で決めることができるため、 $P_{ij}$  は露頭などで測定可能な量で決めることができ、(10)式に代入することで透水テンソル  $k_{ij}$  は、無次元パラメーター  $\lambda$  を除いて全て計測できる量によって表されたことになる。

### クラック情報に基づくクラックテンソル・透水テンソルの適用例

Oda(1982)によるクラックテンソルによる透水テンソルモデルを使ったクラックを含む岩盤・岩石の透水係数の推定は多くの研究者によって行われている。例えば、Ioannou and Spooner (2007)<sup>48)</sup>は、カナダケベック州 Matagami 地域において、石英脈を用いてクラックテンソルを推定し、クラックを含む岩体の透水係数が  $10^{-6}$  m/秒から  $10^{-9}$  m/秒と母岩の斑レイ岩の透水係数 ( $10^{-24}$  m/秒) に比べて遥かに大きいことを示した (図 1.2.1.4-4)。

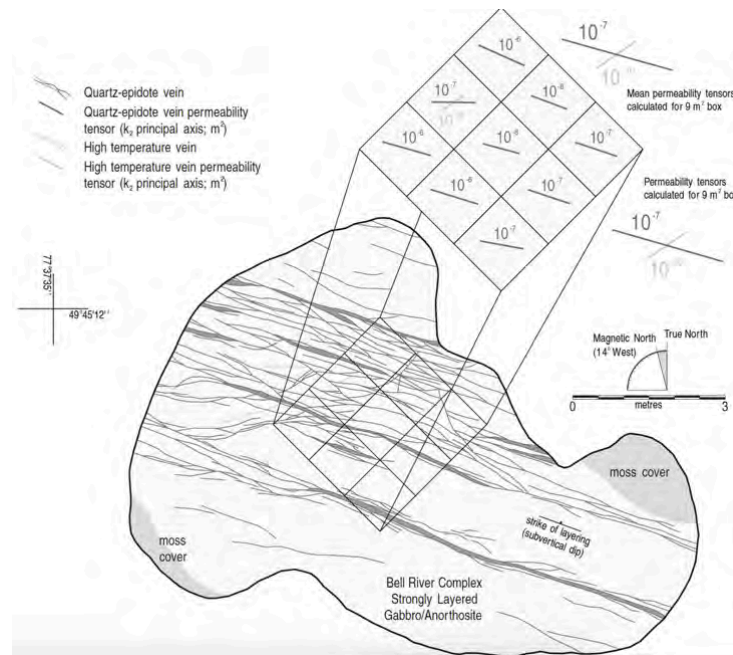


図 1.2.1.4-4 カナダケベック州 Matagami 地域の石英脈を用いた透水係数の空間分布 (Ioannou and Spooner, 2007<sup>48)</sup>)。

### 1.2.1.4.3 断層活動による力学的影響範囲と水理学的影響範囲の関係

ダメージゾーンと低透水性な断層コアの破碎帯によって透水性が増加すると仮定すると、断層帯の透水性モデルを図 1.2.1.4-5 (Bense et al., 2013<sup>49)</sup>) のように示すことができる。Caine et al. (1996)<sup>50)</sup>による総説論文において、断層帯の地質学的な断層コアおよびダメージゾーンを考慮したモデルは、低透水性な断層コア部分と高透水性なダメージゾーン部の総合的な特性をもつ断層透水性構造に変換される (図 1.2.1.4-5)。Savage and Brodsky (2011)<sup>51)</sup>などの野外データは、断層コアとダメージゾーンの割合が断層中の透水性の増加とともにどのように

変化するかを論じている。その結果、露頭の断層帯は複数の断層コアを有し、ダメージゾーンが重なることがある（図 1.2.1.4-5c）。これらの複数の断層を有する複合断層帯における高いクラック密度は、個々のダメージゾーンの密度の重ね合わせとして解釈することができる（例えば Savage and Brodsky, 2011<sup>51)</sup>）。ダメージゾーンが重なっている場合、断層間が狭い間隔の断層帯の場合には、個々の断層帯の重ね合わせを仮定して透水性構造を導き出すことが一般的である（図 1.2.1.4-5e）。断層によってもたらされる地質構造の不均質性は、断層岩の連続性と分布に直接的に影響を与える。（詳細に関しては、平成 30 年度原子力規制庁委託事業報告書「2.1.3.2 断層活動による水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る知見の整理と課題の抽出」を参照）

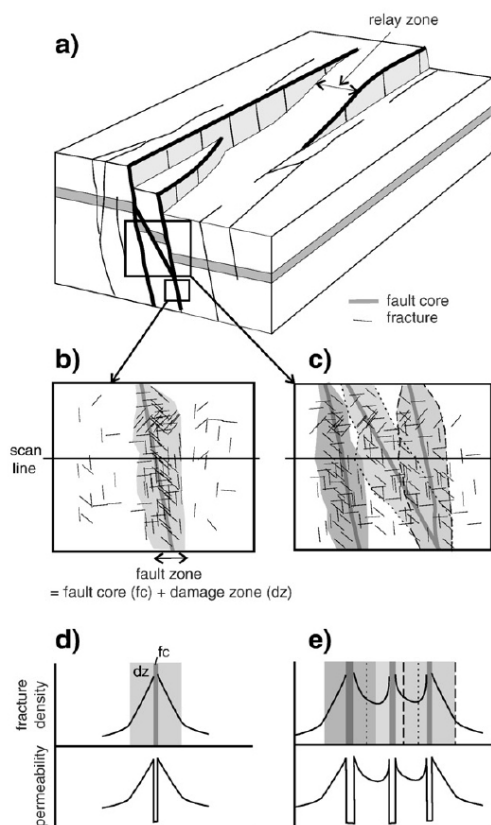


図 1.2.1.4-5 断層帯周辺の変形構造と透水性の関係 (Bense et al., 2013<sup>49)</sup>).  
灰色領域が断層コアおよびダメージゾーンである。

Scholz and Anders (1994)<sup>52)</sup>は、ダメージゾーンに存在するプロセスゾーンが地下流体に対してコンジットとして働くのに対し、カタクラスティックゾーンが地下流体に対しバリアとして働くなど、両者が対照的な役割を果たすことを指摘している（図 1.2.1.4-6）。

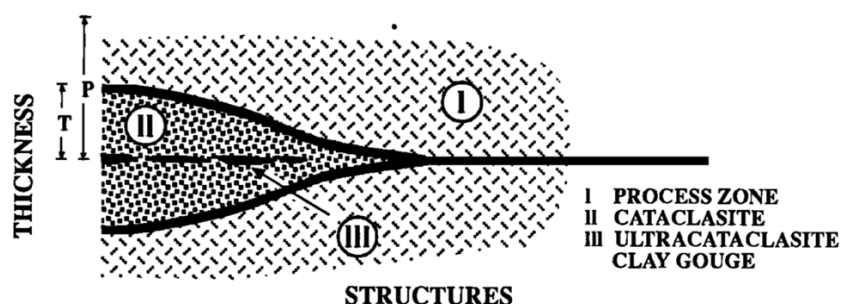


図 1.2.1.4-6 断層構造の概念図 (Scholz et al., 1993<sup>53)</sup>).

Caine et al. (1996) 50)は、断層運動に伴って形成された構造とそれに関連する透水性構造について、1)断層変位の大部分をまかなう透水性の小さい断層コア、2)クラックが多く透水性の大きいダメージゾーンの2つの構造として定義した(図 1.2.1.4-7; 例えば, Caine et al., 199650) ; Lin and Yamashita, 2013<sup>54)</sup>; 重松ほか, 2018<sup>55)</sup>)。Caine et al. (1996) 50)は、断層が流体に対してコンジットもしくはバリア、またはその両方として働くかは、断層コアとダメージゾーンの割合や構造を構成する粒子のサイズ(母岩の特性)によって決定されると指摘している。(詳細に関しては、平成31年度原子力規制庁委託事業報告書「1.2.1.1 断層コア・プロセスゾーンが地下水流動に与える影響」を参照)

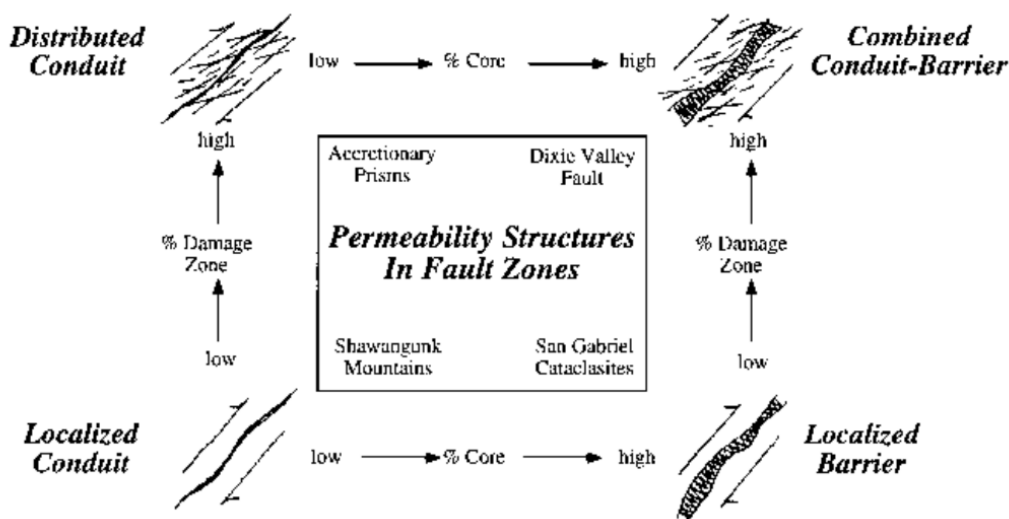


図 1.2.1.4-7 断層構造に関連した流体移動に関する概念図 (Caine et al., 1996<sup>50)</sup>).

**断層活動による水理学的影響範囲を適切に見積もるために必要な項目・条件と見積を誤る要因**

断層帯の幅、特に透水性の大きいプロセスゾーンの幅は、地下水流動をモデル化する上で重要である。ただし、プロセスゾーンの中でも透水係数は大きく変化することに留意する必要がある。例えば、堆積岩を切る断層がダメージゾーンを伴う場合、断層面に沿って透水性が1~3桁程度低下することがあることが報告されている(図 1.2.1.4-8; Sigda et al., 1999<sup>29)</sup> ; Rawling et al., 2001<sup>13)</sup>; Balsamo and Storti, 2010<sup>30)</sup>; Ballas et al., 2013<sup>31)</sup>; Balsamo et al., 2013<sup>32)</sup>)。粘土含有量の低い砂岩のダメージゾーンに沿った透水係数は、変形していない砂岩と比較して、通常4~5桁も大きく減少する(Fisher and Knipe, 2001<sup>33)</sup>)。ダメージゾーンに沿った透水係数は異方性をもち、ダメージゾーンに垂直な面での透水係数が最も低下する(Antonellini and Aydin, 1995<sup>34)</sup> ; Sigda et al., 1999<sup>29)</sup>)。また、ダメージゾーンでの力学的水理学的影響範囲の評価については、ダメージゾーン中の岩片の粒径やアスペクト比の空間的な変化が指標の一つになり、岩片間の隙間への流体流入後の鉱物沈殿によって透水性が変化する場合があることに注意する必要がある(Billi et al., 2003<sup>35)</sup>)。

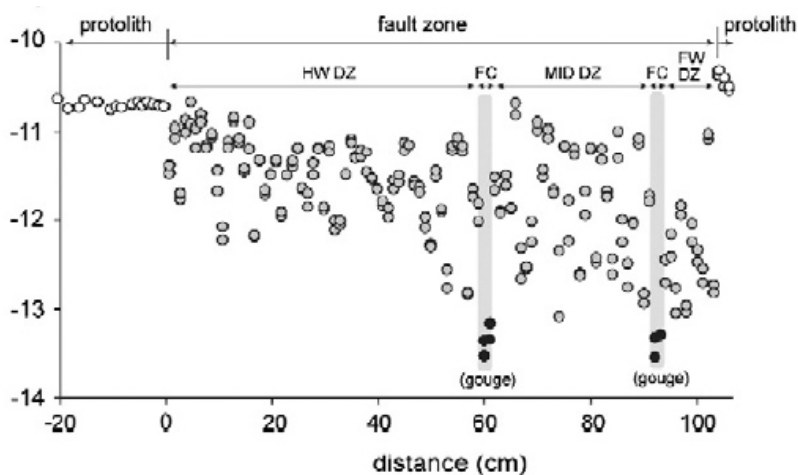


図 1.2.1.4-8 南イタリアのクロトーネ盆地の砂岩中の断層帯で推定された透過率[m<sup>2</sup>] (Balsamo and Storti, 2010<sup>30</sup>).

クラックを伴う断層周辺の透水構造の評価の際は、クラックネットワークの把握クラックの姿勢、連結、その位置の把握が重要である。図 1.2.1.4-9 で示すように、断層帯そのもの（図 1.2.1.4-9 の Wall damage）より連結度の高いクラック周辺（図 1.2.1.4-9 の Linking damage）の方が透水率の高い場合がある (Brixel et al., 2020a<sup>17</sup>)。また、このことを評価するためには、断層周囲のクラックの不均一を調べるための適切なボーリング調査が必要となる。さらに、地表や構内の露頭では、風化による粘土化や酸化物質の影響を受けている場合は、地下水の流動に関する情報を得にくいために地下水の透水性を過小に評価すること、応力解放の影響により地下水の透水性を過大に評価する可能性があることなどの留意点があげられる（例えば、杉山ほか, 2003<sup>19</sup>）。

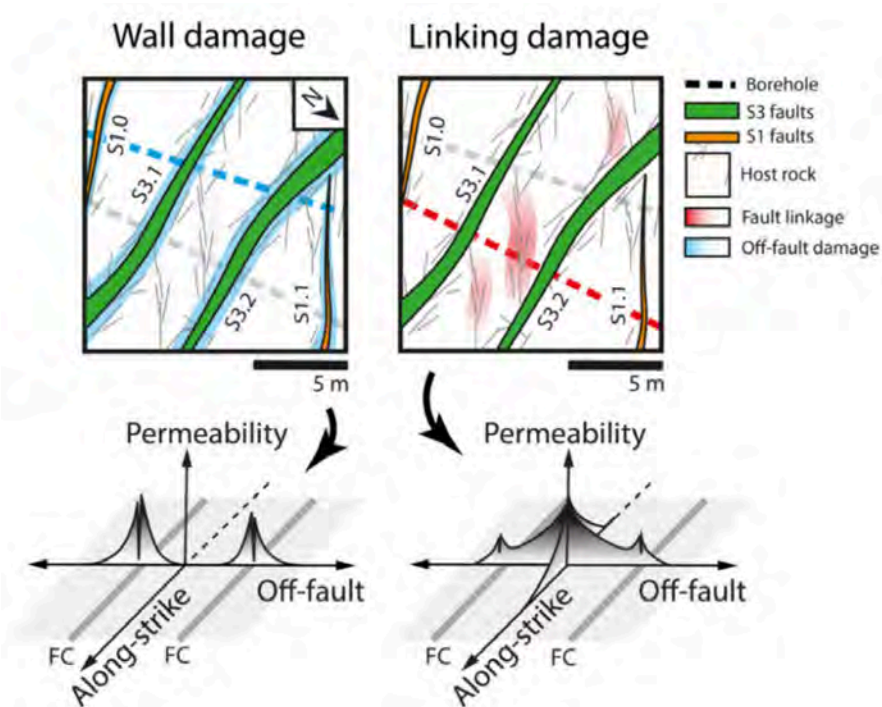


図 1.2.1.4-9 スイス、Grimsel のテストサイトでの Wall damage（断層破碎帯）と Linking damage（断層の外のクラックネットワーク）の透水率の違いの概念図 (Brixel et al., 2020a<sup>17</sup>)。



## 1.2.1.4.4 残された課題

断層の水理学的影響範囲の評価に関しては、クラックの大きさや連続性に差があるクラックが集中した領域での定量的な透水係数やダイレーションテンデンス (DT) についての知見の整備が必要である。変形帯に沿った透水係数の減少幅および空間的な広がりに対する検討が今後の課題である (例えば, Torabi and Fossen, 2009<sup>57)</sup>)。

クラックを介した流体移動特性の評価では、多くの変形履歴を持ち、異なるクラックパターンが想定される地下環境を踏まえる必要がある。まずは、単純なクラック配置の中で応力変化によってどの程度の DT の振れ幅があるかを検討する。次に、クラック密度や分布と透水性の関係の評価する上で、均一でない岩体が均一ではないことを踏まえつつ、方向・傾斜・幅のバリエーションをダメージの履歴として捉え、ダメージの累積がどのように影響があるか、クラックの差別化、どのグループのクラック群が流体移動に効くか? を検討する。その際は、クラック、密度分布との比較、ミクロスケールでの評価 (CT スキャン) が有効である可能性がある。

地下の水循環プロセスでのクラックの効果については、地下の水循環プロセスの中でクラックの存在がどのように影響があるのかを考える。フラクチャーの不均一を考慮した地下水流動シミュレーションに関する手法の開発が必要である。

## 【引用文献】

- 1) Chester, F. M., Logan, J. M. (1986) Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 124(1-2), 79,106. <https://doi.org/10.1007/bf00875720>
- 2) Johri, M., Zoback, M. D., Hennings, P. (2014) A scaling law to characterize fault-damage zones at reservoir depths. *AAPG Bulletin*, 98(10), 2057–2079. <https://doi.org/10.1306/05061413173>
- 3) Mitchell, T. M., Faulkner, D. R. (2009) The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 31(8), 802–816. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.05.002>
- 4) Savage, H. M., Brodsky, E. E. (2011) Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones. *Journal of Geophysical Research*, 116, B03405. <https://doi.org/10.1029/2010JB007665>
- 5) Wilson, J. E., Chester, J. S., Chester, F. M. (2003) Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas system, California. *Journal of Structural Geology*, 25(11), 1855–1873. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(03\)00036-1](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(03)00036-1)
- 6) Vermilye, J.M., Scholz, C. H. (1998) The process zone: A microstructural view of fault growth. *Journal of Geophysical Research*, 103(B6), 12,223–12,237. <https://doi.org/10.1029/98JB00957>
- 7) Faulkner, D., Mitchell, T., Jensen, E., Cembrano, J. (2011) Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes. *Journal of Geophysical Research*, 116, B05403. <https://doi.org/10.1029/2010JB007788>
- 8) Keren, T. T., Kirkpatrick, J. D. (2016) The damage is done: Low fault friction recorded in the damage zone of the shallow Japan Trench décollement. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 3804–3824. <https://doi.org/10.1002/2015JB012311>
- 9) Fossen, H., and Rotevatn, A. (2016) Fault linkage and relay structures in extensional settings – A review. *Earth-Science Reviews*, 154, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014>
- 10) McGrath, A. G., Davison, I. (1995) Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, 17(7), 1011–1024. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00116-h](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00116-h)
- 11) Peacock, D. C. P., Dimmen, V., Rotevatn, A., Sanderson, D. J. (2017) A broader classification

- of damage zones. *Journal of Structural Geology*, 102, 179192. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.08.004>
- 12) Evans, J. P., Forster, C. B., Goddard, J. V. (1997) Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 19(11), 1393–1404. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(97\)00057-6](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(97)00057-6)
- 13) Rawling, G. C., Goodwin, L. B., Wilson, J. L. (2001) Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault zone types. *Geology*, 27(1), 43–46.
- 14) Wibberley, C. A. J., Shimamoto, T. (2003) Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: The Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, 25(1), 59–78. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(02\)00014-7](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(02)00014-7)
- 15) Leclère, H., Cappa, F., Faulkner, D., Fabbri, O., Armitage, P., Blake, O. (2015) Development and maintenance of fluid overpressures in crustal fault zones by elastic compaction and implications for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 4450–4473. <https://doi.org/10.1002/2014jb011759>
- 16) Clauser, C. (1992) Permeability of crystalline rocks. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 73(21), 233–233. <https://doi.org/10.1029/91eo00190>
- 17) Brixel, B., Klepikova, M., Jalali, M. R., Lei, Q., Roques, C., Kriestch, H., Loew, S. (2020a) Tracking Fluid Flow in Shallow Crustal Fault Zones: 1. Insights From Single - Hole Permeability Estimates. *Journal of Geophysical Research*, 125, <https://doi.org/10.1029/2019JB018200>.
- 18) Brixel, B., Klepikova, M., Lei, Q., Roques, C., Jalali, M. R., Kriestch, H., Loew, S. (2020b) Tracking Fluid Flow in Shallow Crustal Fault Zones: 2. Insights From Cross - Hole Forced Flow Experiments in Damage Zones. *Journal of Geophysical Research*, 125, <https://doi.org/10.1029/2019JB019108>.
- 19) 杉山和稔・池田則生・齋藤茂幸・諸岡幸一・内田雅大 (2003) 露頭観察に基づく新第三紀堆積岩中の水理・物質移行経路抽出の試み. *応用地質*, 43, 372–381.
- 20) 石井英一・福島龍朗 (2006) 新第三紀珪質岩における断層の解析事例. *応用地質*, 47, 280–291.
- 21) 舟木泰智・石井英一・常盤哲也 (2009) 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか? *応用地質*, 50, 238–247.
- 22) Ferrill, D. A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S., Armstrong, A., Morris, A. P. (1999) Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada. *GSA Today*, 9, no. 5, 1–8.
- 23) Sato, K., Yamaji, A., Tonai, S. (2013) Parametric and non-parametric statistical approaches to the determination of paleostress from dilatant fractures: Application to an Early Miocene dike swarm in central Japan. *Tectonophysics*, 588, 69–81. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.008>
- 24) Kondo, H., Kimura, G., Masago, H., Ohmori-Ikehara, K., Kitamura, Y., Ikesawa, E., Sakaguchi, A., Yamaguchi, A., Okamoto, S. (2005) Deformation and fluid flow of a major out-of-sequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan. *Tectonics*, 24.
- 25) Otsubo, M., Miyakawa, A., Kawasaki, R., Sato, K., Yamaguchi, A., Kimura, G. (2016) Variation of stress and pore fluid pressure using vein orientation along seismogenic megasplay fault - example of Nobeoka Thrust, southwestern Japan. *Island Arc*, 25, 421–432.
- 26) Oda, M. (1982) Fabric tensor for discontinuous geological materials. *Soils and Foundations*, 22, 96–108.
- 27) 竹村貴人・小田匡寛 (2002) マイクロクラックの 3 次元構造解析による花崗岩質岩石の脆性破壊機構. *地質学雑誌*, 108, 453–464.
- 28) Takemura, T. and Oda, M. (2005) Changes in crack density and wave velocity in association

- with crack growth in triaxial tests of Inada granite, *Journal of Geophysical Research*, 110(B05401) 1-14.
- 29) Sigda, J. M., Goodwin, L. B., Mozley, P. S., Wilson, J. (1999) Permeability alteration in small displacement faults in poorly lithified sediments: Rio Grande Rift, central New Mexico. In: Haneberg, W. C., Mozley, P. S., Casey Moore, J., Goodwin, L. B. (Eds.), *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust*, vol. 113. American Geophysical Union, Washington D. C., pp. 51–68.
- 30) Balsamo, F., Storti, F. (2010) Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Croton basin, southern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 822837. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.016>.
- 31) Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E. (2013) Shear enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). *Journal of Structural Geology*, 47, 3–15.
- 32) Balsamo, F., Bezerra, F. H. R., Vieira, M. M., Storti, F. (2013) Structural control on the formation of iron-oxide concretions and Liesegang bands in faulted, poorly lithified Cenozoic sandstones of the Paraíba Basin, Brazil. *GSA Bulletin*, 125 (5/6), 913–931. <http://dx.doi.org/10.1130/B30686.1>.
- 33) Fisher, Q. J., Knipe, R. J. (2001) The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18(10), 1063–1081.
- 34) Antonellini, M., Aydin, A. (1995) Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometric properties. *AAPG Bulletin*, 79(5), 642–671.
- 35) Billi, A., Salvini, F., Storti, F. (2003) The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25, 1779–1794.
- 36) Oda, M. (1984) Similarity rule of crack geometry in statistically homogeneous rock masses, *Mechanics of Materials*, 3, 119-129.
- 37) Oda, M. (1982), Fabric tensor for discontinuous geological materials, *Soils and Foundations*, 22, 96–108.
- 38) Robinson, P. C. (1984) Connectivity, flow and transport in network models of fractured media. Ph. D. dissertation, Oxford Univ., Oxford, 1984.
- 39) Suzuki, K., Oda, M., Yazmazaki, M. and Kuwahara, T. (1998) Permeability changes in granite with crack growth during immersion in hot water, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 35(7), 907-921.
- 40) Oda, M., Katsube, T. and Takemura, T. (2002a) Microcrack evolution and brittle failure of Inada granite in triaxial compression tests at 140 MPa, *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), ECV 9-1-17.
- 41) Oda, M., Takemura, T. and Aoki, T. (2002b) Damage growth and permeability change in triaxial compression tests of Inada granite, *Mechanics of Materials*, 34, 313-331.
- 42) Kanatani, K., 1985. Measurement of crack distribution in a rock mass from observation of its surface, *Soils & Foundations*, 25, 77-83.
- 43) Oda, M. (1994) Stereology on Crack Geometry, *Research of Pattern Formation*, edited by R. Takaki, 517-535.
- 44) Takemura, T. and Oda, M. (2004) Stereology-based fabric analysis of microcracks in damaged granite, *Tectonophysics*, 387, 131-150.
- 45) 林 為人・高橋 学(1999)高温履歴を有する稲田花崗岩の透水係数と等価管路モデルに基づく評価, *応用地質*, 40(1), 25-35.
- 46) 林 為人・高橋 学・西田 薫・張 銘 (1999) 透水挙動に関する等価管路モデルおよび堆積岩への適用例, *応用地質*, 29(6), 535-539.

- 47) Oda, M., Hatsuyama, Y. and Ohnishi, Y. (1987) Numerical experiments on permeability tensor and its application to jointed granite at Stripa Mine, Sweden, *Journal of Geophysical Research*, 92(B8), 8037-8048.
- 48) Ioannou, S. E., Spooner, E. T. C. (2007) Fracture Analysis of a Volcanogenic Massive Sulfide-Related Hydrothermal Cracking Zone, Upper Bell River Complex, Matagami, Quebec: Application of Permeability Tensor Theory. *Economic Geology*, 102, 667–690.
- 49) Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O., Scibek, J. (2013) Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171–192.
- 50) Caine, J. S., Evans, J. P., and Forster, C. B. (1996) Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11), 1025–1028.
- 51) Savage, H. M. and Brodsky, E. E. (2011) Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones. *Journal of Geophysical Research*, 116, B03405. <https://doi.org/10.1029/2010jb007665>
- 52) Scholz, C. H. and Anders, M. H. (1994) The Permeability of Faults. In: Hickman, S., Sibson, R., Bruhn, R. (Eds.), *Proceedings of the Workshop LXIII, The Mechanical Involvement of Fluids in Faulting*, US Geological Survey Open-File Report 94–228, California, pp. 247–253.
- 53) Scholz, C. H., Dawers, N. H., Yu, J. Z., Anders, M. H. and Cowie, P. A. (1993) Fault growth and fault scaling laws: preliminary results. *Journal of Geophysical Research*, 98, 21951–21961.
- 54) Lin, A., 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, 1–15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.006>
- 55) 重松紀生・大谷具幸・小林健太・奥平敬元・豊島剛志 (2018) 陸域断層の内部構造. *地質学雑誌*, 124(9), 759–775. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2018.0004>
- 56) Oda, M. (1985) Permeability tensor for discontinuous rock masses, *Geotechnique*, 35(4), 483-495
- 57) Torabi, A., Fossen, H. (2009) Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *AAPG Bulletin*, 93, 919–938.

## 1.2.2 岩盤中の弱面すべりに関する検討

## 【実施内容】

平成31年度は、すべり面に作用する間隙水圧が適正に評価されていない可能性があるため、間隙水圧を作用させながら一面せん断試験を行い、弱面すべりの評価に必要なすべり面の強度定数の取得を開始した。また、すべり面にかかる上載荷重やすべり面の固着の影響を検討する一面せん断試験を長崎大学工学研究科への再委託により実施した。

令和2年度は、平成31年度に引き続き、すべり面に作用する間隙水圧の影響に関する実験的データを取得し、間隙水圧が弱面すべりに与える影響をすべり面の強度定数（ $c$ と $\phi$ ）で整理し、弱面すべり時の力学的安定性評価手法として取りまとめを行う。また、上載荷重を制御した条件下における弱面での破壊の進行や力学的挙動に関する実験を長崎大学工学部への再委託により実施し、弱面の連結による弱面すべりの進展について力学的安定性評価の観点から取りまとめを行う。また、弱面すべりの存在する地点の地形学的な位置・特徴と将来の侵食等による力学的不安定の発生の可能性についても取りまとめを行う。これらを総合して、海底地すべり面等の弱面すべりの再滑動性について取りまとめる。

## 【成果】

平成30年度の検討から、中深度処分で考慮すべき期間（今後約10万年間）において、地すべり面等の弱面が再滑動する可能性を評価する際には、地すべり面を含むブロック全体の考慮期間中の性状の変化や、侵食などによる地すべり脚部の削剥などの可能性を考慮した上で判断することが重要であることを示した（産業技術総合研究所，2019<sup>1)</sup>）。特に、陸化した海底地すべり面の再滑動に影響を与えるパラメータのうち（1）すべり面にかかる上載荷重，（2）せん断強度（地すべり面の性状を含む）および周辺岩盤の力学特性，（3）作用しうる間隙水圧，について再滑動評価の指標として必要な視点を整理した。その中で、平成31年度は、地すべり面と周辺岩盤との力学的・水理学的特性を評価するための手法として、間隙水圧を作用させることのできる一面せん断試験および固着域を有する弱面すべりの一面せん断試験を行った（産業技術総合研究所，2019<sup>1)</sup>）。

令和2年度は、弱面すべり面の再活動性に関する取りまとめを行うことを目的に、平成31年度に引き続き2つの異なるタイプのせん断試験を行った。

- ①間隙水圧を作用させることのできる一面せん断試験を実施し、間隙水圧が弱面すべりに与える影響をすべり面の強度定数で整理した。
- ②上載荷重を制御した条件下における弱面での破壊の進行や力学的挙動に関する実験を長崎大学工学部への再委託により実施した。雁行状き裂の地質構造的パラメータ(傾斜角と連結性)を変化させながら、それらが弱面すべり面のせん断破壊と力学的挙動に与える影響について整理し、力学安定性評価手法の提案を行った。

また、地すべり等の弱面すべりが重力作用により生ずることから、既存の地すべり面等が存在する地点の地形学的な位置・特徴と将来の侵食等による力学的不安定の発生の可能性について検討を行い、海底地すべり面等の弱面すべりの再滑動性について取りまとめた。

本項では以下の4課題について、検討・取りまとめを実施した。

- ・弱面すべりの評価手法に関する実験的検討① —弱面すべりに与える間隙水圧の影響—
- ・弱面すべりの評価手法に関する実験的検討② —弱面の連結による弱面すべりの進展—
- ・中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した弱面すべりの再滑動性の検討
- ・弱面すべりの力学的安定性評価の課題



### 1.2.2.1 弱面すべりの評価手法に関する実験的検討① —弱面すべりに与える間隙水圧の影響—

岩石の力学特性は、全応力と岩石の間隙やき裂に存在する間隙水圧との関係で表すことが一般的であり、これらは通常有効応力として表現される。地下の間隙水圧は、地圧や地殻応力等に対して反作用力として働き、岩石に作用する応力（つまり有効応力）が減少する。弱面すべり面においても、間隙水圧が上昇すると不連続面に作用する有効応力が低下し、すべりを引き起こす要因となる。しかし、間隙水圧がどのように断層面やすべり面に作用しているのかを現場で計測することは難しく、間隙水圧と弱面のすべりについては詳細に検討することはできていない。特に、岩盤の不連続面のラフネスと間隙水圧がせん断挙動に与える影響について詳細に調べた研究は少ない。

通常、間隙水圧が岩石のせん断強度に与える影響を調べる際には、三軸圧縮試験結果が用いられる（Bishop and Henkel, 1962<sup>2)</sup>）。複数の供試体を用いて三軸圧縮試験を行い、破壊時の垂直応力と封圧を用いて、モールの応力円をせん断応力と垂直応力の関係図に描くことで、破壊包絡線（例えばモール・クーロンの破壊規準）を決定する。また、モール・クーロンの破壊規準から、粘着力  $c$  とせん断抵抗角  $\phi$  を算出し、弱面すべりの強度定数として安定解析に用いることができる。一般に、間隙水圧を作用させると、有効垂直応力が減少するため、モールの円は間隙水圧分だけ応力図を移動し破壊の包絡線に近づく。

一方、弱面すべり面の再滑動性を評価する観点からは、インタクトな岩石を破壊する三軸圧縮試験よりも、元々弱面を含む岩石に対して、せん断荷重と垂直荷重を直接的に載荷することのできる一面せん断試験が適していると考えられる。通常、間隙水圧は等方的な応力であるため、せん断応力に対する影響はないが、垂直応力は有効応力と全応力の区別をする必要がある。また、せん断速度が早い場合や、岩石中の排水速度が遅い場合には、せん断力の上昇につれて岩石中に過剰間隙水圧が生じ、せん断強度を低下させる可能性がある（Goodman, 1975<sup>3)</sup>）。しかし、一般的に一面せん断試験は止水が難しく、不連続面に高い間隙水圧を作用させる実験はほとんど行われていない。Murthy (2002)<sup>4)</sup> は三軸試験装置と一面せん断試験の違いを比較しており、一面せん断試験の弱点として間隙水圧を作用させることの難しさに言及している。

平成 31 年度は、この問題点を解決するため、間隙水圧を作用させることのできる一面せん断試験用治具を作成し、試験を実施した。平成 31 年度の検討の結果、海底地すべり面等の弱面すべりの再滑動性については、地震時の振動の影響による弱面の強度低下が考えられるため、地震時の間隙水圧の変動とすべり挙動を解明する必要があることを示した。また、レーザーキャナーを用いて不連続面の破面性状を数値化し、せん断による面の凹凸の変化や、間隙水圧がせん断面に与える影響について検討することの必要性を示した。

令和 2 年度は、平成 31 年度に引き続き、すべり面に作用する間隙水圧の影響に関する実験的データを取得した。特に、せん断すべり中の、せん断荷重、垂直変位、および流量の時間変化についての計測およびステージごとの計測値の関係性について詳細に検討した。また、間隙水圧が弱面すべりに与える影響をすべり面の強度定数で整理した。

#### 1.2.2.1.1 試験装置概要

本研究では、産業技術総合研究所が所有する真三軸試験装置を利用し、圧力容器内で一面せん断試験を実施した。本試験装置の詳細は、平成 31 年度の原子力規制庁委託成果報告書（産業技術総合研究所, 2019<sup>1)</sup>）に記載しているため、ここでは概要を説明する。

真三軸試験装置は、圧力容器による拘束圧下で 2 方向の剛体ピストンを制御し、3 方向の主応力軸に独立して荷重・変位を制御することが可能な力学試験装置である(図 1.2.2.1-1)。本試

験機のメリットは、3方向の剛体ピストンを使用する他の試験機と比較すると、角の影響が小さく、高い拘束圧下で間隙水圧を制御した試験が可能なことである(Kwasniewski et al., 2012<sup>5)</sup>)。本試験装置には、力学試験装置に加えて、透水試験ユニットが接続されており、岩石を変形・破壊させながら透水係数の変化を計測することができる(図 1.2.2.1-1)。岩石試料は高圧耐性の配管を通して2台のシリンジポンプ (TELEDYNE ISCO 社製) に接続されており、水圧および流量が計測・制御されている。本試験機によって、岩石の変形特性や透水特性に関する様々な研究が行われている(Sato et al., 2018<sup>6)</sup>; Panaghi et al., 2018<sup>7)</sup>)。

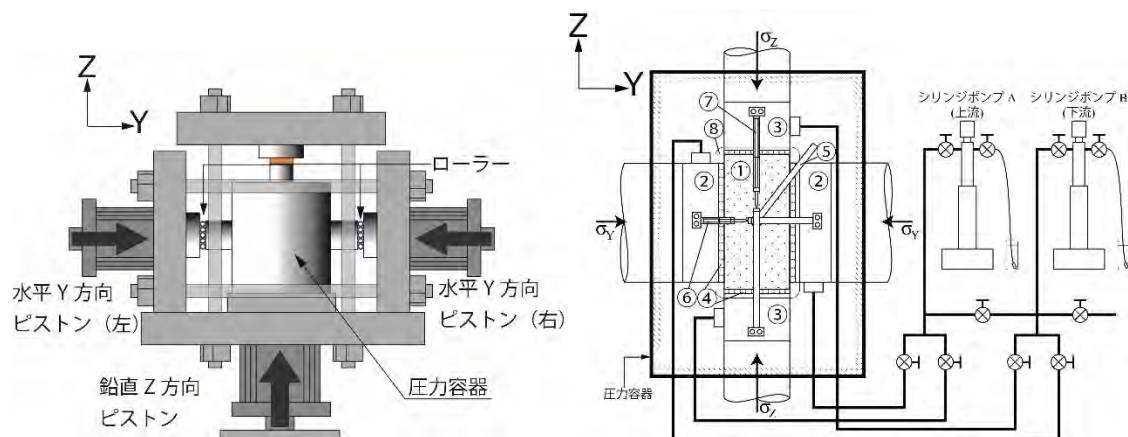


図 1.2.2.1-1 真三軸試験装置：(左) 模式図概要，(右) 圧力容器内部の詳細。①は供試体，②と③は Y と Z 方向の治具，④は分水用の多孔質金属板，⑤，⑥，⑦はそれぞれ X，Y，Z 方向の LDT，⑧はシリコンシーラントである。

### L 字型治具を用いた一面せん断-透水試験装置

本研究では、図 1.2.2.1-2 に示すように L 字型の治具を用いて一面せん断荷重を作用させた。図 1.2.2.1-2a に示すように、鋼材の L 字型治具を、岩石試料の左右に食い違うように配置し、真三軸試験機の剛性の高いピストンによってせん断荷重と垂直荷重を作用させる。ここでは、不連続面を Y 軸に垂直になるように配置し、Z 方向がせん断荷重、Y 方向が垂直荷重、さらに X 方向が側方荷重とした(図 1.2.2.1-2c)。Z 方向のせん断荷重は、下部のピストンを上昇させることによって載荷する(図 1.2.2.1-2d)。下部に配置した L 字型の治具は水平移動をしないように試験機の底盤に設置する必要があるため、岩石試料設置の際に L 字型の治具と片側の水平 (Y 方向) ピストンを接触させ、実験中はピストンの位置を固定した。もう一方の水平 (Y 方向) ピストンは荷重制御で進入させ、上部の治具を通して一定の垂直荷重が不連続面に加わるように制御した。せん断中の Y 方向ピストンと治具間の摩擦は、ピストンの接続部のローラーによって軽減した(図 1.2.2.1-1)。各主応力方向の変位は、5 つの高感度変位計 LDT (濱田電機製) によって計測した(図 1.2.2.1-2e)。

本実験では、3 方向の荷重 (せん断荷重、垂直荷重、側方荷重) および間隙水圧を作用させながら鉛直 Z 方向の透水係数を計測することができる。図 1.2.2.1-2b に示すように、せん断荷重が作用する面は、治具に透水用の溝を設けることにより、接続された透水ラインを通して試料内を流体が流れる仕組みになっている。一方、垂直荷重が作用する面には低粘性シリコンを塗布し、治具と試料の隙間を流体が流れないようにした。さらに、治具で岩石が覆われていない面 (側方荷重が作用する面) には低粘性シリコンおよびシリコンシーラントを塗布し、岩石表面の被覆および岩石-治具間を接合した (図 1.2.2.1-2e)。また、せん断変位が生じる不連続面に高弾性なゲルシートを貼付することにより、大きなダイレーションを伴う変形時の封圧媒体の流入を防止した。ゲルシートおよびシリコンシーラントは ~4.0mm のせん断

変形にも追随し、リークしないことを実験により確認した。本試験装置の利点についての詳細は、平成31年度の原子力規制庁委託成果報告書（産業技術総合研究所，2019<sup>1)</sup>）でまとめられている。通常的一面せん断試験と比較して、①圧力容器を使用しているので比較的高い間隙水圧を作用させることができること、②真三軸試験機を利用することによって3主応力方向の荷重の制御が可能であること、③剛性ピストンがせん断荷重から発生する回転モーメントを打ち消す機構を有していることが挙げられる。

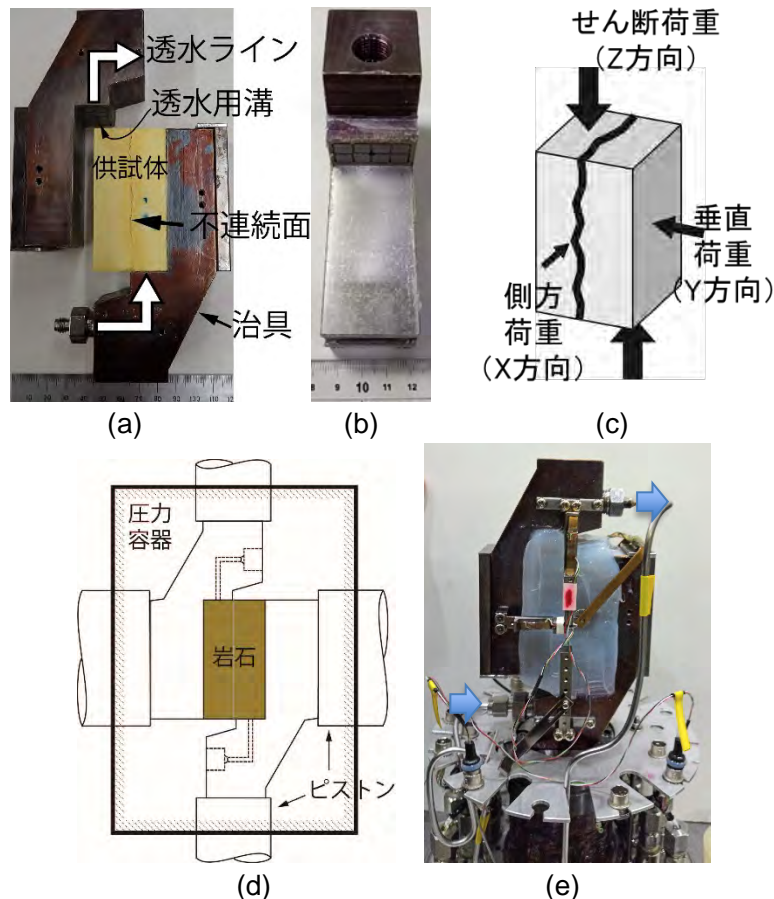


図 1.2.2.1-2 L字型の治具および供試体：(a)治具と供試体の配置，(b) 治具の側面，(c) 荷重方向，(d)治具と供試体および真三軸試験装置のピストンの関係，(e)シリコンで被覆した岩石と治具にLVDT 変位計および配管を接続した様子（青矢印は配管内の水の流れの方向を示す）

#### 1.2.2.1.2 模擬岩石試料

不連続面の粗さがせん断強度に与える影響を調べるため、同じ不連続面の複製が可能な歯科用硬石膏を模擬岩石試料として用いた。使用した石膏の力学特性を表 1.2.2.1-1 に示す。図 1.2.2.1-3 に示すように、天然の岩石の不連続面をシリコンで型取りし、石膏を流し込むことにより不連続面を複製した。模擬岩石試料の大きさは  $35 \times 35 \times 70$  mm とし、不連続面は  $35 \times 70$  mm (長辺方向がせん断方向)である。不連続面作成の手順を以下に述べる。

- ・ギロチン型切断機によって砂岩を切断し不連続面を作成する。
- ・図 1.2.2.1-3 に示すように、型取り用シリコンゴムによって、切断した片方の岩石の不連続面の型をとる。シリコンが固化した後に岩石から離型しやすいようにするため、岩石の不連続面にはあらかじめ離型剤を塗布しておく。
- ・固化したシリコンに石膏を流し込む。石膏と水の割合は 1:0.24 とし、混ぜ合わせ開始から1分間以上攪拌する(図 1.2.2.1-4)。

- ・石膏を流し込んだシリコンを、振とう器で2分程度振動させ、気泡を排除する。その後、2時間以上定置し、固化させる。なお、使用した硬石膏の強度発現は1時間程度であり、その後はほぼ変化しない。
- ・固化させた石膏の不連続面に、新たに石膏を流し込み、もう片方の石膏を作成する。
- ・作成した石膏を岩石研削盤で成形する。

表 1.2.2.1-1 模擬岩石試料の力学特性

	圧縮強度	ヤング係数	ポアソン比
模擬岩石試料	27.0MPa	5.6GPa	0.19

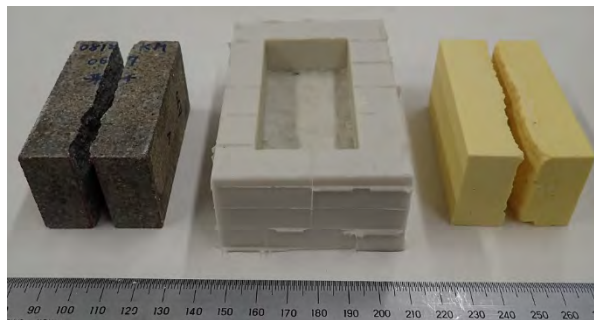


図 1.2.2.1-3 模擬岩石試料の型取り。左：不連続面を持つ来待砂岩，中央：来待砂岩の不連続面を型取りしたシリコン，右：型取りした後の石膏



図 1.2.2.1-4 左：シリコンに石膏を流し込んだ様子，右：振盪器による石膏内の気泡の除去

### 1.2.2.1.3 模擬岩石試料の不連続面のラフネス

本実験では、不連続面が比較的なめらかな供試体（S1 および S2）と比較的粗い供試体（R1 および R2）を用いてせん断挙動に与える影響を調べた。図 1.2.2.1-5 にそれぞれの供試体の不連続面を示す。石膏の不連続面を数値化するために、非接触型の 3D レーザースキャナーを用いて不連続面形状を測定した（図 1.2.2.1-6）。測定値は、3次元座標を有する点群であり、測定点の間隔は、x,y,z 方向ともに 50 $\mu$ m である。試験体は回転式の台に固定し、2方向の測定を行うことにより 360 度の試料の表面点群を取ることが可能である。不連続面のラフネスを定量的に評価するために、広く使用されている指標である JRC(Joint Roughness Coefficient)値を用いた(Barton, 1973<sup>8)</sup>)。以下に、ラフネスの指標である  $Z_2$  値を用いた JRC 値の算出方法を示す(Yu and Vayssade, 1991<sup>9)</sup>)。

$$Z_2 = \left[ \frac{1}{M-1} \sum_{i=1}^{M-1} \left( \frac{\Delta x}{\Delta y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

$$JRC = 64.22Z_2 - 2.31 \quad (2)$$



ここで、 $\Delta x$ 、 $\Delta y$  はそれぞれ不連続面上の計測間隔、不連続面の標高の差、 $M$  は計測点数である。ここでは、計測された点群との誤差が最も小さい平面である最小二乗平面を計算し、そこからの点の距離を標高としている。Barton の JRC 値は 2 次元平面におけるラフネスの指標である。本研究では、面全体のラフネスを評価するため、不連続面を覆うように一定の間隔で 10 本の測線を引きその平均値を JRC 値とした。表 1.2.2.1-2 に 4 つ模擬岩石試料の不連続面の JRC 値を示す。JRC の値から、実験前の不連続面はほぼ同様のラフネスを示すことがわかる。同じ不連続面を有する供試体の JRC 値の若干の違いは、面全体の JRC 値を測定する際に用いる 10 本の測線位置が異なることによる。表 1.2.2.1-2 からわかるように、S1 と S2 供試体は不連続面全体にわたって小さな凹凸が分布しているが、R1 と R2 供試体は不連続面の中央付近に大きな凹凸が存在している。

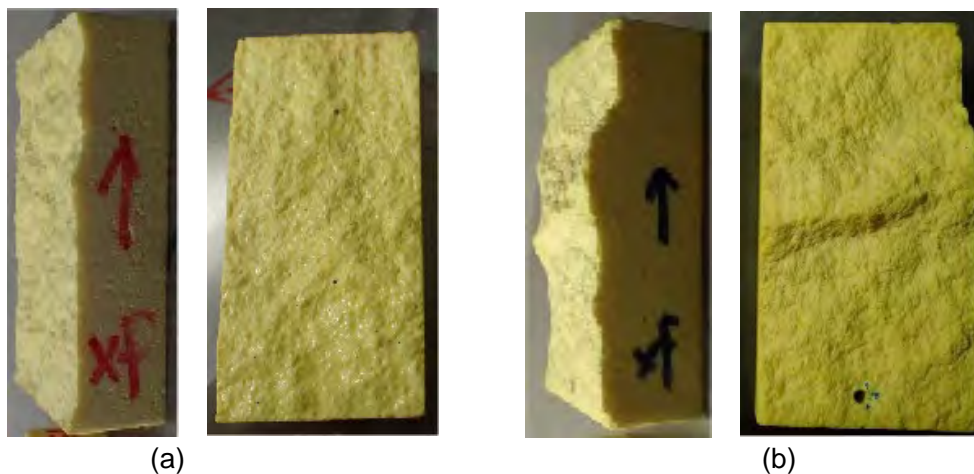



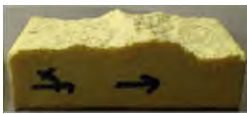
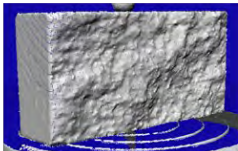
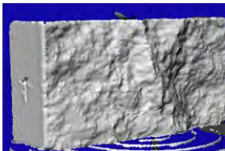
図 1.2.2.1-5 石膏で作成した不連続面：(a)比較的なめらかな面，(b)比較的粗い面



図 1.2.2.1-6 3D レーザースキャナーによる不連続面の点群データの測定



表 1.2.2.1-2 模擬岩石試料の JRC と不連続面

不連続面のあらかさ	なめらか (Smooth)		粗い (Rough)		
	供試体ID	S1	S2	R1	R2
JRC(実験前)		9.04	8.87	21.16	19.42
石膏の不連続面					
3Dスキャナーによる点群データ					

#### 1.2.2.1.4 実験手順

本研究では、平成31年度の原子力規制庁委託成果報告書（産業技術総合研究所，2019<sup>1)</sup>）に記載されている載荷方法によって、模擬岩石試料のせん断挙動の計測を行った。以下に簡単に概要を述べる。通常、真三軸試験装置では圧縮試験が行われるため、角柱鋼材製のエンドピースが用いられる。一方、本研究では真三軸試験装置を利用してせん断試験を行っている。図1.2.2.1-2に示すように、L字型のエンドピースを食い違いうように配置し、真三軸試験装置のピストンによってせん断荷重を載荷させる。鉛直Z方向のピストンによってせん断荷重を、水平Y方向のピストンによって不連続面に垂直な荷重を作用させる。さらに、上述したように、通常の一面せん断試験では考慮されない側方荷重を封圧によって制御することが可能である。本実験の手順を以下に述べる。

- ① 予めイオン交換水に沈め、含水飽和させた供試体をシリコンで被覆し、試験台にセットする（図1.2.2.1-2e）。
- ② 変位計および透水ラインを取り付けた後、圧力容器内に設置する。水平Y方向のピストンは片側変位制御（実験中は変位を固定）、片側荷重制御とし、設定荷重まで載荷する。
- ③ 水平X方向荷重である封圧を油圧により設定荷重まで載荷する。
- ④ シリンジポンプの制御によって、供試体の間隙水圧を所定値に設定する。
- ⑤ 鉛直Z方向のせん断荷重をストローク変位制御によって載荷する。
- ⑥ フローポンプ（上流側流量制御、下流側定圧制御）法による透水試験を行う。

透水係数は、供試体の両端の水頭差の定常状態を確認した後、次式によって算出した。

$$k = \frac{qL}{AH} \quad (3)$$

ここで、 $k$ は供試体の透水係数（m/s）、 $q$ は流量（m<sup>3</sup>/s）、 $A$ は供試体の断面積（m<sup>2</sup>）、 $H$ は供試体両端の水頭差（m）、 $L$ は供試体の長さ（m）である。

実験条件を表1.2.2.1-3に示す。表1.2.2.1-3に示すように、せん断中の垂直荷重（水平Y方向）および封圧（X方向）は、それぞれ8MPaおよび6MPaで一定とした。せん断時のZ方向ストロークの変位速度は0.02mm/minとした。一方、透水係数を計測する際は間隙水圧の安定に時間が掛かるため、透水試験を断続的に行った試料の変位速度は0.002mm/minとした。本研究は、中深度処分相当の深度100m程度の地圧および間隙水圧を対象としている。深度100mの場合、静岩圧で2.0～2.5MPa程度、静水圧で1.0MPa程度となる。そこで本実験では、間隙水圧1MPa～3MPa程度の変化によるせん断挙動を検討した。圧力容器を用いた実験では、リークを防ぐ目的から、間隙水圧の2倍程度の封圧にすることが適切であるため、封圧を6MPa、垂直応力を8MPaに設定した。

表 1.2.2.1-3 実験条件と実験結果

供試体 ID	S1	S2	R1	R2
間隙水圧(MPa)	2	3	1	3
垂直応力(MPa)	8	8	8	8
封圧(MPa)	6	6	6	6
せん断強さ(MPa)	7.06	4.55	5.26	3.5

1.2.2.1.5 実験結果

せん断応力-せん断変位関係

図 1.2.2.1-7 にせん断応力および垂直変位（水平 Y 方向のダイレーション）とせん断変位の関係を示す。図 1.2.2.1-7a はなめらかな不連続面を持つ供試体 S1 および S2 の結果, 図 1.2.2.1-7b は粗い不連続面を持つ供試体 R1 および R2 の結果, 図 1.2.2.1-7c は载荷の方向を示す。垂直変位は、膨張方向が正としている。図 1.2.2.1-7a,b より、間隙水圧がせん断強さおよび垂直変位に影響を与えていることがわかる。間隙水圧の小さい S1・R1 供試体は、S2・R2 供試体のせん断応力よりも低い値を示しており、有効応力の原理に従う結果となった。また、不連続面の凹凸の形状が同じ供試体では、間隙水圧の大小によるせん断挙動の傾向に変化は見られなかった。

一方、不連続面の形状が異なると、せん断挙動に異なる傾向を示した。不連続面がなめらかな供試体（S1 および S2）では、ピーク前のせん断挙動はほぼ線形であり、せん断応力ピーク後に大きな応力降下を示した。応力降下後はほぼ一定の残留応力値であった。垂直変位については、せん断変位の初期段階では変化率が高く、変位が大きくなるにつれて変化率が下がる上に凸の挙動を示した。一方、不連続面が粗い供試体（R1 および R2）では、せん断応力の増加率がピークに達する前に減少し、ピーク後はなだらかに応力が減少した。垂直変位は、せん断変位の初期の段階では減少傾向であるが、その後変位が大きくなるにつれて変化率が上昇し、せん断応力ピーク後はほぼ線形に増加した。

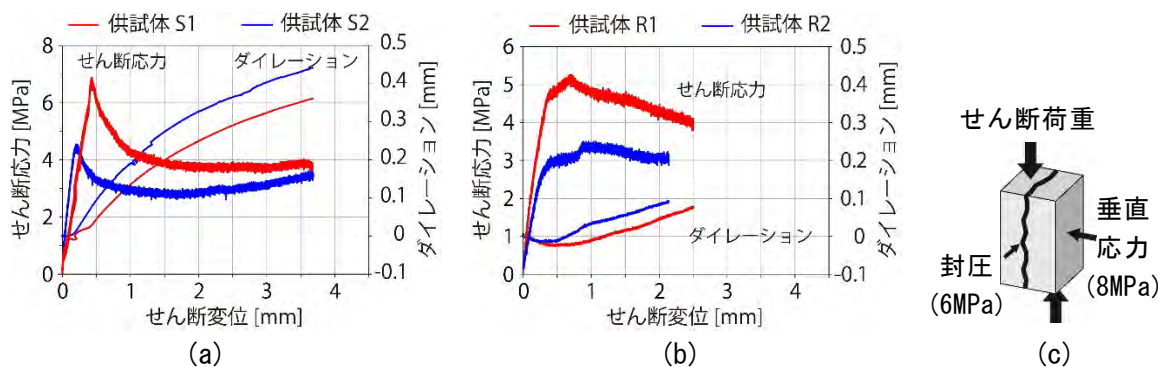


図 1.2.2.1-7 せん断応力および垂直変位（水平 Y 方向のダイレーション）とせん断変位の関係：(a) 比較的なめらかな不連続面, (b) 比較的に粗い不連続面, (c) 载荷の方向

せん断中の各計測値の時間変化

図 1.2.2.1-8 及び 9 に、せん断中のせん断応力、垂直変位、流量の時間変化を示す。せん断応力ピーク前後で特徴的な変化が計測されたため、せん断応力ピーク前後に分けて測定値の変化について述べる。なお、本実験では、間隙水圧はシリンジポンプの精度 ( $\pm 7\text{kPa}$ ) の範囲内で一定に制御されている。しかし、せん断中には、せん断変位が増加することにより圧力の変化が生じ、供試体内部の間隙水圧は変化する。本装置では、せん断変位による間隙圧力の変化が生じた場合、シリンジポンプから供試体に供給される流量が変化することで、間隙水圧が一定

値に保たれるように制御されている。正の流量はシリンジポンプから供試体への流入，負の流量は排出を示す。

図 1.2.2.1-8 及び 9 が示すように，供試体のせん断応力および垂直変位の変化に伴って流量の変化が表れているが，その傾向は岩石の粗さによって異なっている。まず，不連続面が滑らかな供試体の時間変化の傾向について述べる(図 1.2.2.1-8)。せん断応力が上昇し始めると，ほぼ同時に流量が減少した(図 1.2.2.1-8a,c)。せん断応力がピークの約 50%で流量は減少から上昇に転じた。せん断応力がピーク値を迎えると急激に流量が上昇し，その後，流量は最大値を迎えなだらかに減少した。垂直荷重は，ピーク応力までほとんど変化が見られなかったものの，ピーク応力後は膨張に転じた(図 1.2.2.1-8b)。

次に，不連続面が粗い供試体の計測値の傾向について述べる (図 1.2.2.1-9)。滑らかな供試体と同様に，载荷が始まると同時に流量は減少した(図 1.2.2.1-9a,c)。その後，せん断変位の増加とともに流量も上昇に転じたものの，ピーク応力まではほとんど変化を示さなかった。その後，せん断応力のなだらかな減少に伴い，流量の微小な反応を確認した。垂直変位は，せん断荷重の载荷とともに膨張し始め，ピーク応力後は膨張率は増加した(図 1.2.2.1-9b)。これらのせん断中の水理-力学挙動については，次節で述べる不連続面の変化に関係していると考えられるため，不連続面の変化と関連付けて後述する。

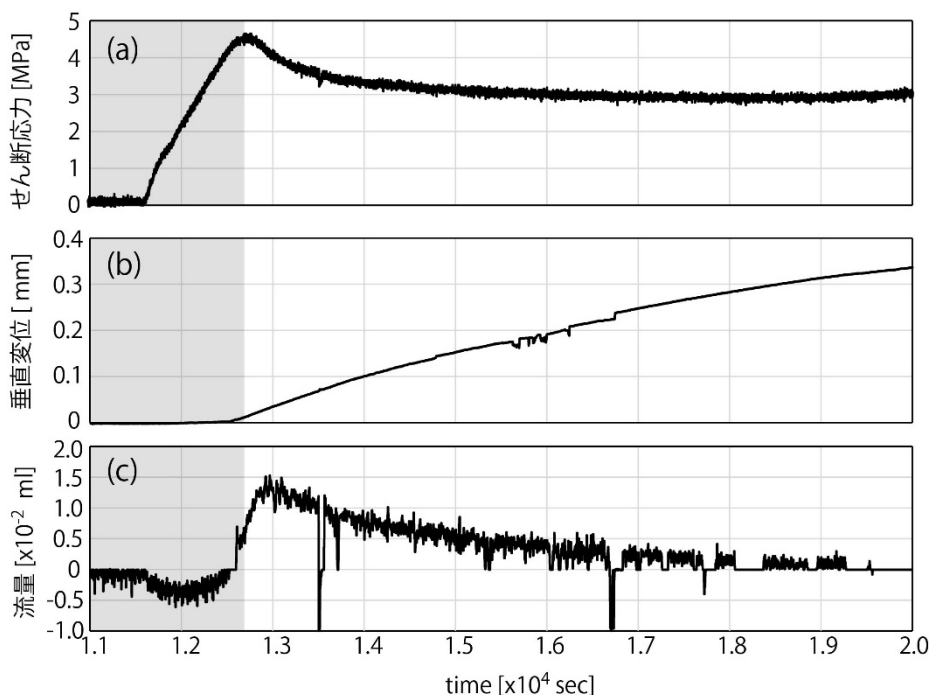


図 1.2.2.1-8 滑らかな不連続面を持つ供試体のせん断中の時間変化。  
(a)せん断応力，(b)垂直変位，(c)流量

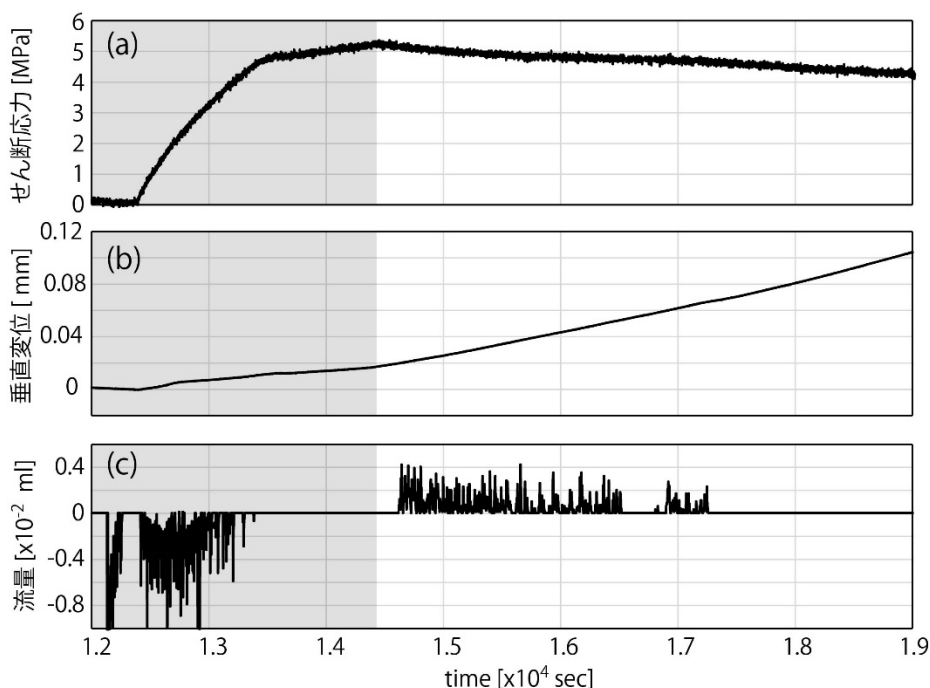


図 1.2.2.1-9 粗い不連続面を持つ供試体のせん断中の時間変化。  
(a)せん断応力,(b)垂直変位, (c)流量

#### せん断すべりによる不連続面の変化

不連続面の粗さや間隙水圧の違いが、せん断挙動へ与える影響を考察するためには、せん断試験前後の供試体の不連続面の変化を観察することが重要である。図 1.2.2.1-10 及び 11 にせん断試験前後の供試体の不連続面の様子を示す。図 1.2.2.1-10 及び 11 に示すように、どちらの供試体もせん断によって試料の凹凸の部分が擦れ、鏡肌とせん断方向に沿う条線が成形されていることが確認できる。不連続面がなめらかな供試体では、せん断による摩耗を示す条線や鏡肌が不連続面全体に分布しているのに対し、粗い供試体では一部の凹凸の大きい場所が破壊されていることがわかる(図 1.2.2.1-10c 及び 11c)。特に、粗い供試体では、せん断されたブロック状の岩石片が観察された。

これらのことから、変形の少ない初期のせん断過程では、なめらかな供試体では不連続面の接触が多く面全体でせん断力に抵抗していたと考えられる。一方、粗い供試体については、一部の凹凸の大きい場所によってせん断力に抵抗していたと考えられる。図 1.2.2.1-10 に示すように、せん断強度は R1・R2 供試体よりも S1・S2 供試体が高く、これは粗さの違いによるせん断過程の抵抗機構の違いが影響していると考えられる。

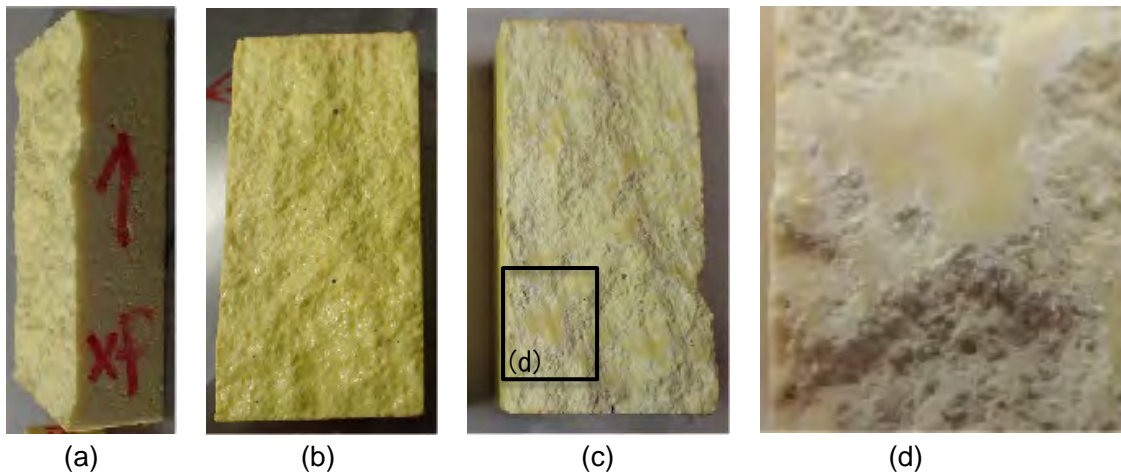


図 1.2.2.1-10 S1 供試体の不連続面：(a),(b)実験前，(c)実験後，(d)拡大写真

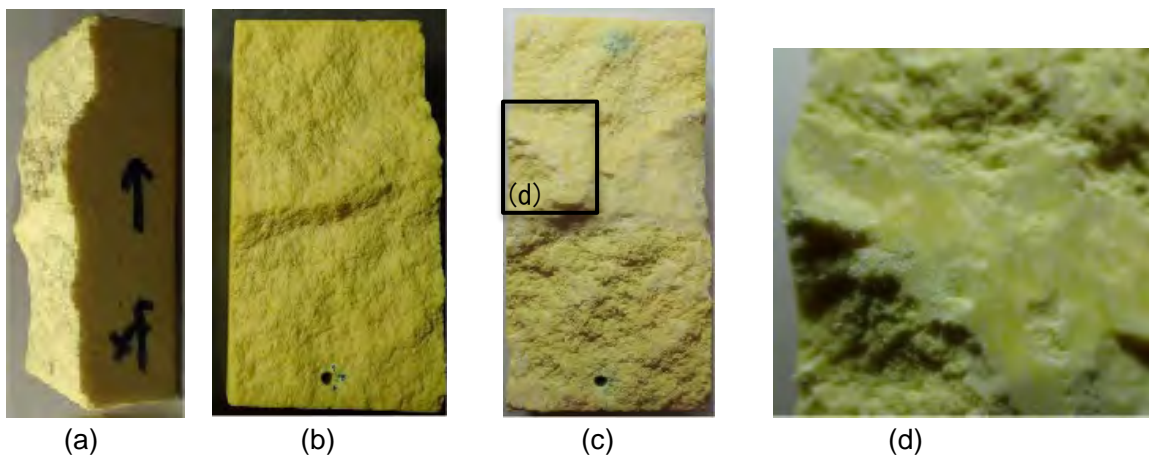


図 1.2.2.1-11 R1 供試体の不連続面：(a),(b)実験前，(c)実験後，(d)拡大写真

せん断試験前後の不連続面の凹凸の変化を定量的に把握するため、3D レーザースキャナーで不連続面の点群データを測定し、不連続面形状の解析を行った。表 1.2.2.1-4 に、せん断試験前後の不連続面の JRC 値の変化を示す。すべての供試体で JRC 値が減少した。S1・S2 供試体の JRC の変化量は、R1・R2 よりも少ないことがわかる。次に、それぞれの点群データの変化量の大きさと分布を算出した。図 1.2.2.1-12 に実験前後の不連続面の点群データの変化量の分布を示す。なめらかな供試体は、変化量は最大で 1mm 程度であり、大きな破壊は生じなかったと考えられる(図 1.2.2.1-12a)。一方、粗い供試体は変化量が大きい箇所は局所的であり、最大で 4.74mm 変化した(図 1.2.2.1-12b)。

表 1.2.2.1-4 JRC の変化

供試体 ID	S1	S2	R1	R2
JRC(実験前)	9.04	8.87	21.16	19.42
JRC(実験後)	7.23	7.90	12.42	10.07



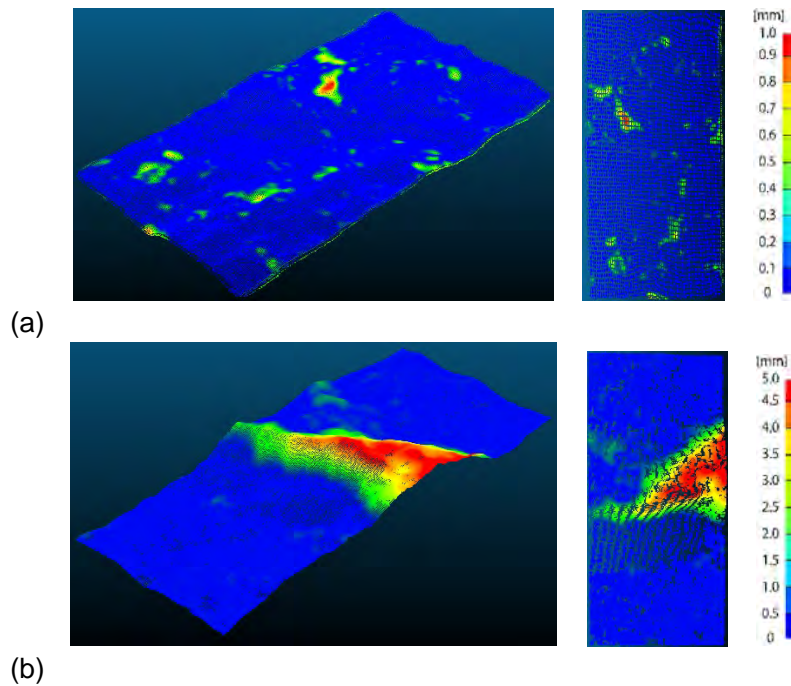


図 1.2.2.1-12 不連続面の点群データの実験前後の変化量。  
(a) なめらかな供試体,(b) 粗い供試体

#### 1.2.2.1.6 考察

##### せん断挙動が流量変化に与える影響

Saeb (1990)<sup>10)</sup> や Wei et al. (2018)<sup>11)</sup>は、不連続面の破壊状況とせん断挙動の関係性について検討し、一面せん断試験による不連続面の2つの破壊モード「アスペリティを乗り越える滑り」と「アスペリティのせん断」のモデルを提案している。提案されたモデルでは、アスペリティのせん断はダイレクションを低下させ、アスペリティの内部応力を上昇させるとしている。つまり、一つの場所により多くの応力が集中し、結果として全体的なせん断荷重は低くなる。

本実験では、垂直変位の増加および不連続面の凹凸の減少があるため、どちらの供試体においても上記の2つの破壊モードが混在しているものの、その程度は異なると考えられる。なめらかな供試体 S1・S2 は粗い供試体 R1・R2 に比べて垂直変位の増加量が大きく、さらに不連続面の凹凸の減少が少ないことから、「アスペリティを乗り越える滑り」のモードが卓越していたと考えられる。一方、粗い供試体 R1・R2 は、実験後の供試体の観察結果から、明らかに部分的な「アスペリティのせん断」が生じており、せん断応力および垂直変位ともに S1・S2 に比べて小さかった。

本実験で得られたせん断による不連続面の損傷状況と計測値の時間変化から、せん断中の不連続面の変化の過程は、以下のように解釈できる。まず、不連続面が滑らかな供試体について述べる(図 1.2.2.1-7a, 図 1.2.2.1-8, 図 1.2.2.1-10)。最初に、せん断荷重が載荷され始め、不連続面の凹凸がかみ合わさることにより不連続面の隙間が閉じる。せん断荷重の増加によって、不連続面の隙間に存在していた間隙水圧が上昇するため(過剰間隙水圧)、結果として流量が負の値となり水が排出されたと考えられる。さらにせん断変位が進むと、水は排出されなくなっている(図 1.2.2.1-8)。その後、ステージ3では、不連続面の凹凸を乗り越える滑りが始まり、垂直変位が膨張し始めた(図 1.2.2.1-8)。垂直変位の膨張とともに不連続面に隙間が生じるため、間隙水圧が減少し、結果として流量が正の値となり水が流入された。試験後の不連続面(図 1.2.2.1-10)が示すように、不連続面の凹凸の乗り越えに伴って生じる不連続面の損傷は、面全体に生じており、水の流入や応力の伝達は不連続面全体にわたって生じていたと考えられる。

次に、不連続面が粗い供試体では、不連続面が滑らかな供試体よりも、計測値の傾向が明瞭ではない(図 1.2.2.1-9)。まず、滑らかな供試体と同様に、せん断荷重の上昇とともにせん断面のかみ合わせによって流体の排出が生じていると考えられる。せん断応力の増加量が減少すると、流量の排出はほとんど見られなくなり、垂直変位は徐々に増加している。ピーク後は水が流入し垂直変位の膨張量も増加した。流量の排出が終わった後から、せん断ピーク応力に至るまでの、せん断応力の変化率が減少する傾向は、滑らかな供試体では生じなかった現象である。前述のように、不連続面が粗い供試体では、不連続面の一部が大きく剥離しており、せん断ピーク応力前の応力の変化率の減少と関連していたと考えられる。

### 弱面すべりの強度定数について

本項では、本せん断試験結果である石膏および来待砂岩の三軸試験結果から、モールの応力円およびモール・クーロン破壊規準を整理する。モールの応力円の作図には、円柱供試体を用いた三軸試験結果から、軸方向のピーク圧縮応力値  $\sigma_1$  と、封圧の  $\sigma_3$  を用いた。モール・クーロンの破壊規準式は、 $\tau$  をせん断応力 (MPa)、 $c$  を粘着力 (MPa)、 $\varphi$  を内部摩擦角 (あるいはせん断抵抗角) として以下の式で示される。

$$\tau = c + \sigma \tan \varphi \quad (4)$$

ここで、間隙水圧の影響を考慮して、式(4)を有効応力で表すと以下のようにになる。

$$\tau = c' + \sigma' \tan \varphi' \quad (5)$$

図 1.2.2.1-13 に、飽和岩石の、全応力および有効応力のモール・クーロンの破壊規準の関係を示す。間隙水圧は等方的な応力であるため、せん断応力に対する影響はない。したがって、垂直応力は有効応力と全応力の区別をする必要があるが、せん断応力は基本的に有効応力も全応力影響はない。また、通常的一面せん断試験では、供試体に作用する有効応力を把握することは難しいので、間隙水圧は作用させずに、全応力で整理し、有効応力を用いることはほとんどない。本実験では、間隙水圧を作用させながら一面せん断試験を行うことができるため、有効応力ですべり規準を検討することが可能である。

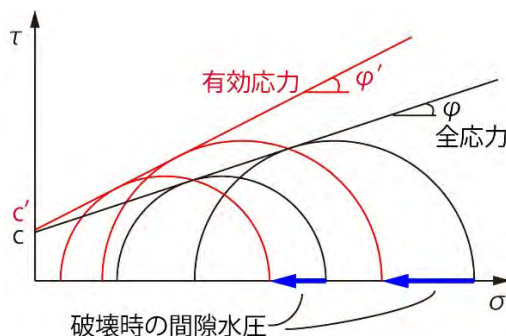


図 1.2.2.1-13 全応力および有効応力のモール・クーロンの破壊規準の関係

図 1.2.2.1-14 に、来待砂岩の三軸試験結果および、せん断試験結果から得られる弱面すべりの強度定数について示す。まず、円柱供試体を用いた三軸圧縮試験の結果から、モールの応力円を算出した。三軸試験結果は、封圧 5.3, 8.1, 14.0, 18.6MPa における、ピーク圧縮応力がそれぞれ 55.2, 61.5, 66.9, 70.8MPa である(高橋ほか, 2012<sup>12)</sup>)。モール・クーロンの破壊規準線は、三軸試験結果から得られたモール円に対し包絡線を最小二乗法でフィッティングし、強度定数の値を算出した。来待砂岩の破壊時における  $c'$  と  $\varphi'$  は、それぞれ 14.4MPa と 26.1°であった。また、平成 31 年度に行った一面せん断試験の結果から、弱面すべりの規準線を合わせて示す(産業技術総合研究所, 2019<sup>1)</sup>)。平滑な来待砂岩の不連続面に、段階的に間隙水圧を変化させたときのピークせん断応力と有効垂直応力の値を示した。せん断試験結果から、来待砂岩のすべり時における  $c'$  と  $\varphi'$  は、それぞれ 0.76MPa と 28.2°となった。不連続面を有する供試体

は、インタクトな岩石よりも低い  $c'$  を示したが、 $\phi'$  はほぼ近い値であった。

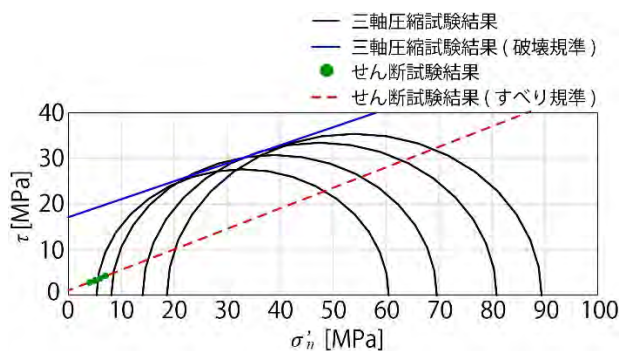


図 1.2.2.1-14 来待砂岩の試験結果

図 1.2.2.1-15 に、円柱供試体を用いた一軸・三軸試験結果から得られるモールの応力円およびモール・クーロン破壊規準を示す。石膏の一軸圧縮試験時のピーク圧縮応力は 24.9, 27.2, 28.8MPa であった。また、封圧 5MPa の三軸圧縮試験結果はピーク圧縮応力が 43.1, 44.7MPa であった。図 1.2.2.1-15 に、これらの結果から得られるモール応力円および包絡線を示す。石膏の破壊時における  $c'$  と  $\phi'$  は、それぞれ 7.73MPa と 32.4° であった。また、石膏の一面せん断試験の結果から、弱面すべりの規準線を合わせて示す。平滑な石膏の不連続面に、段階的に間隙水圧を変化させたときのピークせん断応力と有効垂直応力の値を示した。せん断試験結果から、石膏のすべり時における  $c'$  と  $\phi'$  は、それぞれ 1.2MPa と 28.9° となった。不連続面を有する供試体は、インタクトな供試体よりも  $c'$ 、 $\phi'$  共に低い値を示した。さらに、粗さの異なる不連続面をもつ供試体について、せん断試験によるピークせん断応力と垂直応力の値 (図 1.2.2.1-7) から、弱面すべりの規準線を示す。平滑な不連続面をもつ供試体に比べて、粗さのある不連続面はせん断抵抗角  $\phi'$  が大きくなる傾向を示した。しかし、粗い供試体はなめらかな供試体よりも  $\phi'$  が小さい値となった。また、 $c'$  は極端に小さい値となり、強度定数として適切に評価できているとは考えづらい。

これらの理由は、せん断中の応力・変位の時間変化 (図 1.2.2.1-8 及び 9)、および破壊前後の不連続面の変化 (図 1.2.2.1-12) を考慮すると、以下のように考えられる。前述のように、粗い不連続面を持つ供試体は、「アスペリティのせん断」がせん断ピーク応力前から生じている可能性が有る。また、せん断中に流量が変化していることから、不連続面に過剰もしくは負の間隙水圧が生じている。つまり、せん断中に変化する不連続面の粗さ、および不連続面に作用する間隙水圧の変化が  $c'$ 、 $\phi'$  に影響したと解釈できる。通常の一面せん断試験では、不連続面の粗さや間隙水圧の時間変化を計測していないため、これらの影響を考慮できていない。本試験装置を用いることによって、不連続面における粗さや間隙水圧の変形過程が、強度定数に影響する可能性を示すことができた。不連続面の粗さの時間変化や間隙水圧の時間変化に関する計測は、今後の課題である。



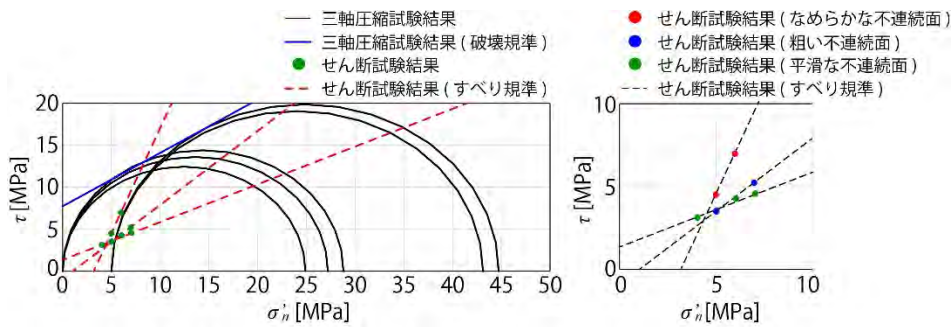


図 1.2.2.1-15 石膏の試験結果 (右は拡大図)

### 1.2.2.1.7 まとめと今後の課題

令和 2 年度は、平成 31 年度に引き続き、すべり面に作用する間隙水圧の影響に関する一面せん断試験を行い、すべり面の強度特性について検討した。非接触式の 3D レーザースキャナーを用いて不連続面の破面性状を数値化し、せん断による面の凹凸の変化や、間隙水圧がせん断面に与える影響について検討した。また、せん断すべり中の供試体の不連続面における、せん断荷重、垂直変位、および流量の時間変化についての計測結果を示し、実験後の不連続面の変化との関係性について詳細に検討した。せん断中の間隙水圧が弱面すべりに与える影響をすべり面の強度定数で整理した。本試験装置を用いた計測結果から、間隙水圧がせん断強度や垂直変位に与える影響について検討を行うことができた。また、不連続面における粗さや間隙水圧の変形過程が、強度定数に影響を与えることを示した。

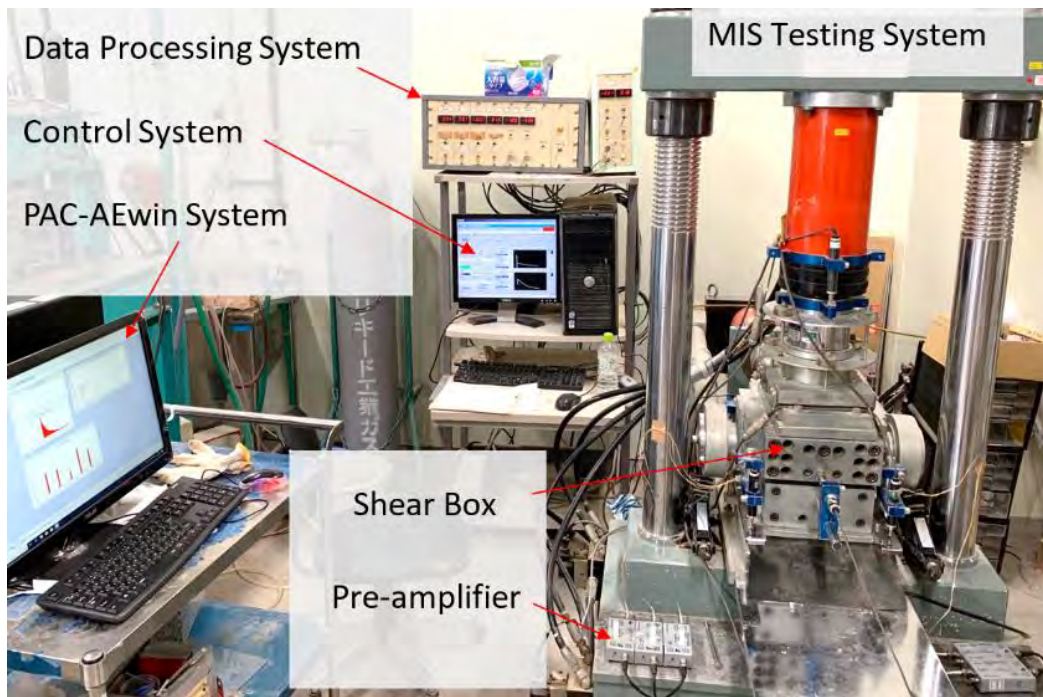
今後の課題として、不連続面の粗さの時間変化や間隙水圧の時間変化に関する計測を行い、これらの影響を適切にせん断すべり評価モデルに取り入れる必要がある。

### 1.2.2.2 弱面すべりの評価手法に関する実験的検討② —弱面の連結による弱面すべりの進展—

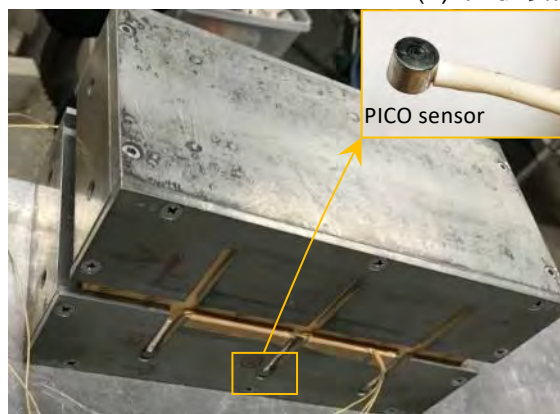
平成 31 年度は、固着域を有する弱面すべり面のせん断強度、および節理や層理面の結合によるせん断挙動を調べることを目的とし、不連続面を有する岩石に対する一面せん断挙動の検討を行った。断続的不連続面の幾何学的パラメータとして、連結性、オーバーラップ、および間隔について、それぞれの値を変化させ、せん断強度や垂直変位への影響について考察した。令和 2 年度は、平成 31 年度に引き続き、断層や地すべり等の弱面すべりの再滑動を評価するために、上載荷重を一定に制御した一面せん断試験を行い、岩盤（供試体）内部の弱面のすべりによる岩盤内部構造の変形過程や力学的影響範囲について検討を行った。特に、雁行状き裂を対象とし、その地質構造的パラメータ(傾斜角と連結性)が、せん断挙動に与える影響を調べた。また、雁行状き裂を有する弱面すべり面の力学的安定性評価モデルを提案し、雁行状き裂の地質構造的パラメータによる影響を明らかにした。

#### 1.2.2.2.1 一面せん断試験装置と試験手順

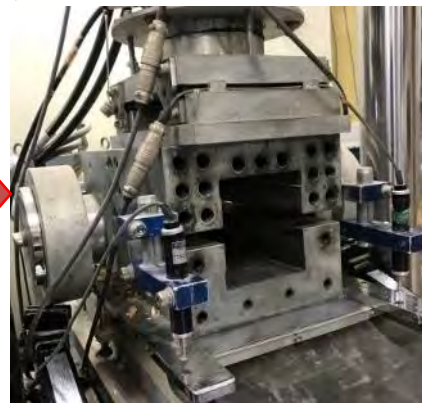
図 1.2.2.2-1 に、本実験に使用した試験装置と MIS 制御システム(制御パネル, データ収録)および AE 計測システムを示す。試験装置の詳細は、平成 31 年度の原子力規制庁委託成果報告書(産業技術総合研究所, 2019<sup>1)</sup>)に記載されているため、ここでは試験機の概要について述べる。本研究で使用した一面せん断試験は、長崎大学工学部で開発されたサーバー制御型一面せん断



(a) 試験装置概要



(b) せん断箱と AE センサー位置



(c) せん断箱の外側の様子



(e) せん断箱設置状況



(d) せん断箱と AE システムとの連結の様子

図 1.2.2.2-1 試験装置概要とせん断箱設置手順

せん断試験装置である (Jiang et al., 2004<sup>13)</sup>)。最大垂直荷重と最大せん断荷重は、それぞれ 200 kN である。図 1.2.2.2-1b~e に、せん断箱の取付手順を示す。供試体を入れたせん断箱を試験台にセットした後、供試体の上端に 0.5 MPa/min の載荷速度で所定の垂直応力を維持し、載荷



速度 0.2 mm/min でせん断载荷した。せん断载荷中、8チャンネルの PAC-AEwin システムによって AE イベントを記録した。AE イベントを記録するための PICO センサーの大きさと設置スペースの制約から、片側最大 6 個の PICO センサーを取り付けて AE イベントを計測した (図 1.2.2.2-1b)。PICO センサーの共振周波数は 50 kHz に設定し、動作周波数範囲は 100kHz~1MHz とした。

### 1.2.2.2.2 せん断試験用供試体の作成

本実験では、1.2.2.1 節と同様に、模擬岩石試料として複製が可能な硬石膏を用いた。型枠や供試体の作成方法については、平成 31 年度の原子力規制庁委託成果報告書 (産業技術総合研究所, 2019<sup>1)</sup>) に記載されている。本実験で使用した模擬岩石試料(100×100×200mm)は、雁行状き裂を有しており、その幾何学的パラメータは、傾斜角 (i)、長さ (Lj) およびロックブリッジ長さ(Lr)によって定義した。表 1.2.2.2-1 に、実験ケースを示す。連結性 (kj) は Lj と Lr の比、厚さ (Tj) は雁行状き裂の長さと同傾斜角から決定した。本研究では、8 つの傾斜角 (i=0°, ±15°, ±30°, ±60°, 90°) と 3 つの連結性 (kj=0.25, 0.50, 0.75) を設定し、それぞれのケースは、2 つの異なる垂直応力 (σn=1.0 MPa と σn =3.0 MPa) を载荷して、計 48 ケースのせん断試験を行った。雁行状き裂は、模擬岩石材料に鋼材シートを挿入することによって作製した。模擬岩石供試体は石膏と水、および遅延材を 1:0.2:0.005 の重量比で混合して作成した (Jiang et al. 2004<sup>13)</sup>)。表 1.2.2.2-2 に、模擬岩石試料の力学特性を示す。

表 1.2.2.2-1 雁行状き裂の幾何学的パラメータ

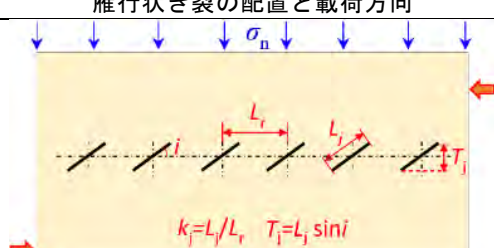
雁行状き裂の配置と载荷方向	傾斜角 (i)		連結性 (kj)		
	0°	90°	ブリッジ長さ (Lr)	き裂長さ (Lj)	kj
	15°	-15°	20 mm	5 mm	0.25
	30°	-30°	20 mm	10 mm	0.50
	60°	-60°	20 mm	15 mm	0.75
	垂直応力 (σn)		1.0 & 3.0 MPa	供試体個数	48

表 1.2.2.2-2 模擬岩石試料の力学特性

	密度	圧縮強度	ヤング係数	ポアソン比	圧裂引張強度	粘着力	摩擦角
単位	g/cm <sup>3</sup>	MPa	GPa		MPa	MPa	°
模擬岩石試料	2.066	47.4	28.7	0.23	2.5	5.3	63.3
砂岩	2.20-2.71	20-170	3-35	0.02-0.2	4-25	4-40	25-60

### 1.2.2.2.3 実験結果と考察

#### 雁行状き裂のせん断挙動

本実験では、せん断応力(τ)、せん断変位(δh)、および垂直変位(δv)の時間変化を記録した。雁行状き裂のせん断挙動は、図 1.2.2.2-2 に示すように、2 つのせん断応力のピークによって特徴づけることができる。図 1.2.2.2-3 に、垂直応力 σn が 3.0 MPa における τ-δh と δv-δh の関係を示す。図 1.2.2.2-3 a-1~d-1 に示すように、一般的に、傾斜角が正の場合 (i>0°)、第 2 ピークは第 1 ピークより低い、残留摩擦強度が大きくなった。しかし、図 1.2.2.2-4 e-1~h-1 に示すように、傾斜角が負の場合 (i<0°)、第 2 ピークは大幅に増加して、第 1 ピークより大きくなった。

せん断応力に見られる 2 つのピークは、異なるせん断の段階において現れるため、それらの

発生メカニズムについて、図 1.2.2.2-2 に示すように区別する。第1段階は、き裂が進展するステージ（ステージ1）であり、第1ピーク付近のぜい性的破壊と急激な応力低下が特徴的である。ステージ1は、初期の段階で不連続だった雁行状き裂が、新たにき裂が発生することによって連結していく過程である。ステージ2は、ステージ1で新たに発生した亀裂によって連結した巨視的な不連続面がすべる過程である。ステージ2は、不連続面のすべり挙動であるため、摩擦によるダイレーションの発生が特徴的である。したがって、第1ピーク(SR1)は雁行状き裂が連結する際に生じる強度（以下は連結強度と略称）を表し、第2ピーク(SR2)は巨視的な不連続面のピーク摩擦強度を表す。また、残留摩擦強度(SRr)はダイレーションとせん断応力があまり変化しない段階である。それぞれの応力値に対応する垂直変位を、ND1、NDr、Vd（またはid）とした。ND1はSR1でのダイレーションに対応し、新規き裂の貫通によって引き起こされる最大の力学的開口幅を表す。NDrはSRrに対応し、残留段階におけるダイレーションを示す。特に、vd(またはid)はSR2でのダイレーション角に対応しており、巨視的不連続面の粗さに関係している。

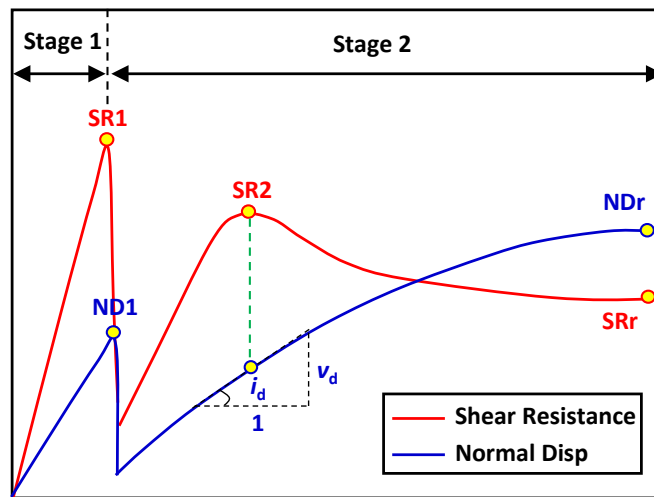


図 1.2.2.2-2 雁行き裂のせん断挙動の模式図

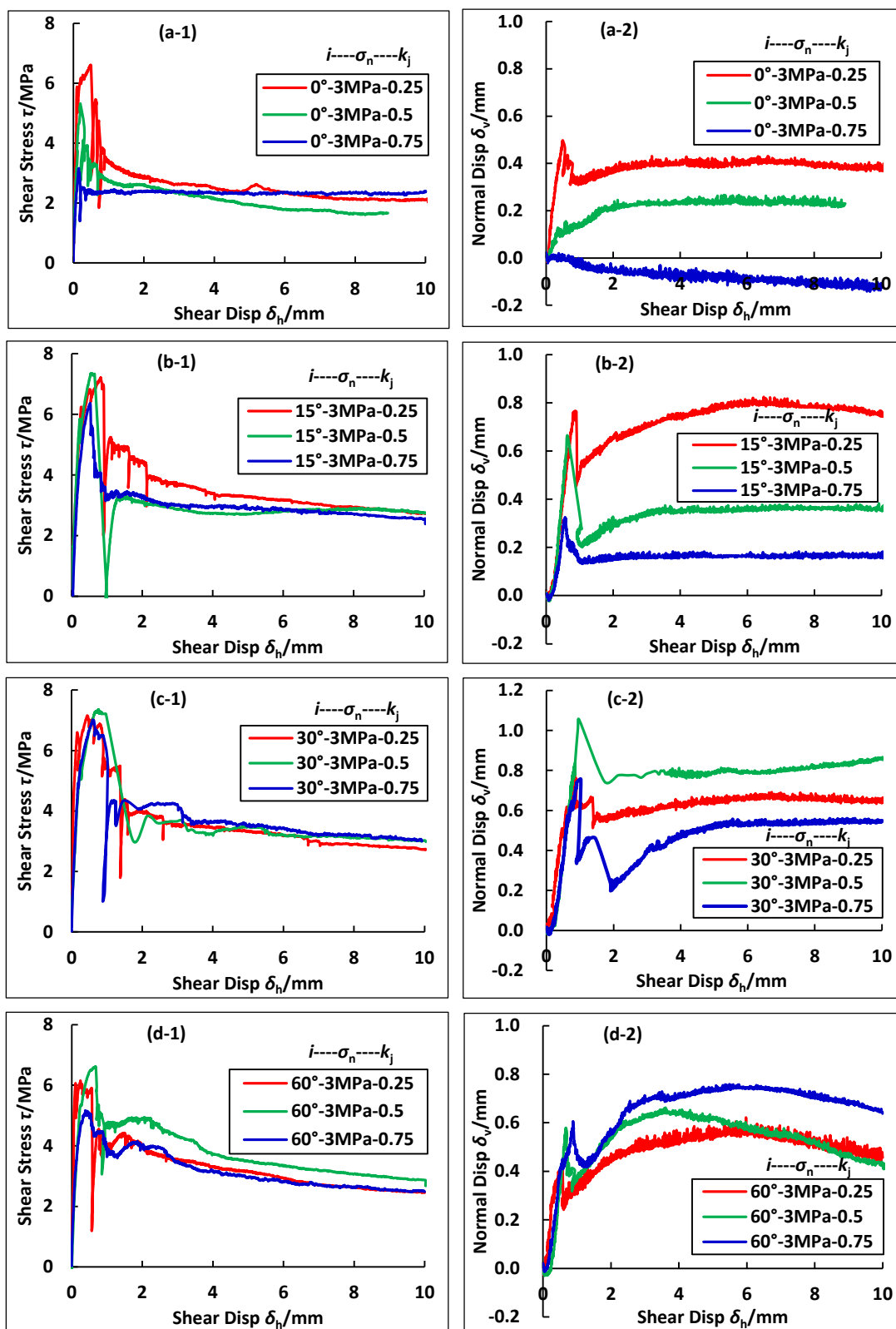


図 1.2.2.2-3 垂直応力 3MPa における，せん断応力(左側)および垂直変位(右側)とせん断変位の関係 (傾斜角  $i=0\sim 60^\circ$  のケース)

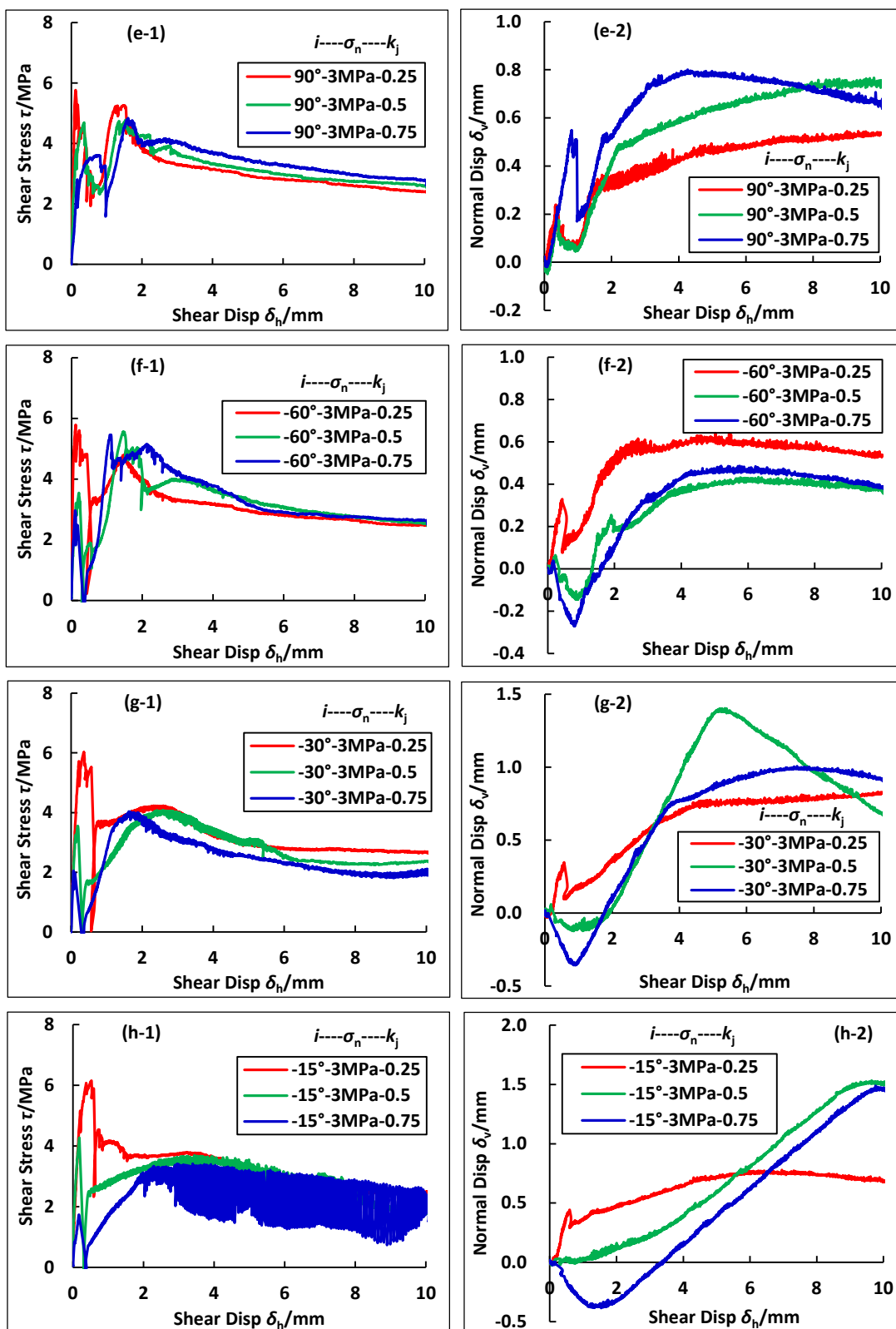


図 1.2.2.2-4 垂直応力 3MPa における、せん断応力(左側)および垂直変位(右側)とせん断変位の関係 (傾斜角  $i=90^\circ \sim 15^\circ$  のケース)

### せん断破壊構造

せん断過程におけるせん断応力とダイレーション挙動の変化は、雁行状き裂を有する供試体のせん断破壊構造と関連している。図 1.2.2.2-5 と図 1.2.2.2-6 は、 $\sigma_n=1.0$  MPa と  $\sigma_n=3.0$  MPa における実験後の供試体のせん断破壊状況をそれぞれ示す。雁行状き裂のせん断破壊は、き裂の傾斜角と連結性と伴に、新規に生じるき裂の連結にも関係している。新規に生じるき裂は、雁行状き裂の先端から進展し、ロックブリッジを形成して、最終的に巨視的な不連続面を形成する。ここでは、図 1.2.2.2-5&6 に示すように、実験後のせん断破壊構造を、以下の 5 つのタイプに分けて考察する。

- (1) 面的すべり破壊：このタイプは、 $i=0^\circ$  ( $k_j=0.5\sim 0.75$ ) の場合、ほぼ水平な貫通面として生じる。
- (2) ブロック状破壊：このタイプは、せん断破壊領域において規則的なブロックの形成によって特徴付けられる。ブロックの形や大きさは、傾斜角や連結性によって変化する。ブロック構造は傾斜角  $i=30^\circ\sim 90^\circ$  ( $k_j=0.5\sim 0.75$ ) の場合に現れるが、 $\sigma_n=3.0$  MPa において、ブロックはより破碎され、ブロック内部にも新規の引っ張りき裂が生じる。
- (3) 鋸歯状破壊：このタイプは、傾斜角が負の場合、例えば  $i=-15^\circ\sim -60^\circ$  ( $k_j=0.5\sim 0.75$ ) の場合において発生する。せん断後の巨視的な不連続は鋸歯状になり、供試体の破片が溝を埋めている。
- (4) 母岩貫通型破壊：このタイプは、雁行状き裂の先端から母岩に向けて入り込む斜めき裂であり、一般的に、 $i=15^\circ$  や  $i=30^\circ$  のような低い正の傾斜角において生じる。
- (5) 不規則な破壊：このタイプは、連結性が小さい場合 ( $k_j=0.25$ ) で生じており、上記の 4 タイプからこの不規則な破壊構造に変化している。これは、雁行状き裂の幾何学的性状よりも、母岩材料強度に関連していると考えられる。

ここで示した、5 つのタイプのせん断破壊形態は、雁行状き裂から進展する新規のき裂と連結パターンに関連している。そこで、本研究では、雁行状き裂から進展するき裂の先端を詳しく観察し、さらに 4 つのタイプに分けた (図 1.2.2.2-7a~d)、また、連結パターンを図 1.2.2.2-7e~l に示し、それぞれの特徴を以下に述べる。

- (1) 引張り-せん断き裂：図 1.2.2.2-7a に示すように、せん断に伴って生じる新規のき裂は、ほぼ水平なき裂 ( $i=0^\circ$ ) の先端から始まり、その後は引張りき裂に進展していく。図 1.2.2.2-7e に示すように、ロックブリッジでは、き裂の先端から、せん断-引張り-せん断き裂となり連結する。このタイプなき裂は、同じ水平面上の断続的なき裂のせん断破壊において広く観察されている (Zhang et al. 202014)。
- (2) 同一平面上せん断き裂：主に母岩貫通型破壊構造で観察される。図 1.2.2.2-7b に示すように、同一平面上せん断き裂は、雁行状き裂の先端から開始し、そのき裂面に沿って進展する。また、図 1.2.2.2-7f に示すように、同一平面上せん断き裂は隣接する雁行状き裂とは連結しない。
- (3) ウイングクラック：これはブロック状破壊構造および鋸歯状破壊構造で観察することができる。ウイングクラックは、通常、雁行状き裂の先端から始まり、隣接する雁行状き裂の近い先端に向かって進展し、鋸歯状破壊構造を形成する (図 1.2.2.2-7j~l)、または、隣接する雁行状き裂の遠い先端に向かって進展して、塊状破壊構造を形成する (図 1.2.2.2-7g~i)。
- (4) 傾斜せん断き裂：図 1.2.2.2-7d に示すように、これは雁行状き裂の先端に現れるが、その進展はウイングクラック (図 1.2.2.2-7g~l) と反対である。図 1.2.2.2-7g~i に示すように、傾斜せん断き裂は、ウイングクラックと雁行状き裂と繋がり、ブロックを形成する。傾斜せん断き裂の典型例として、同一平面上せん断き裂と傾斜せん断き裂が、一軸圧縮下での



弱面の先端でよく存在することが確かめられている (Bobet 2000<sup>15</sup>); Sagong and Bobet 2002<sup>16</sup>); Wong and Einstein 2009<sup>17</sup>)。

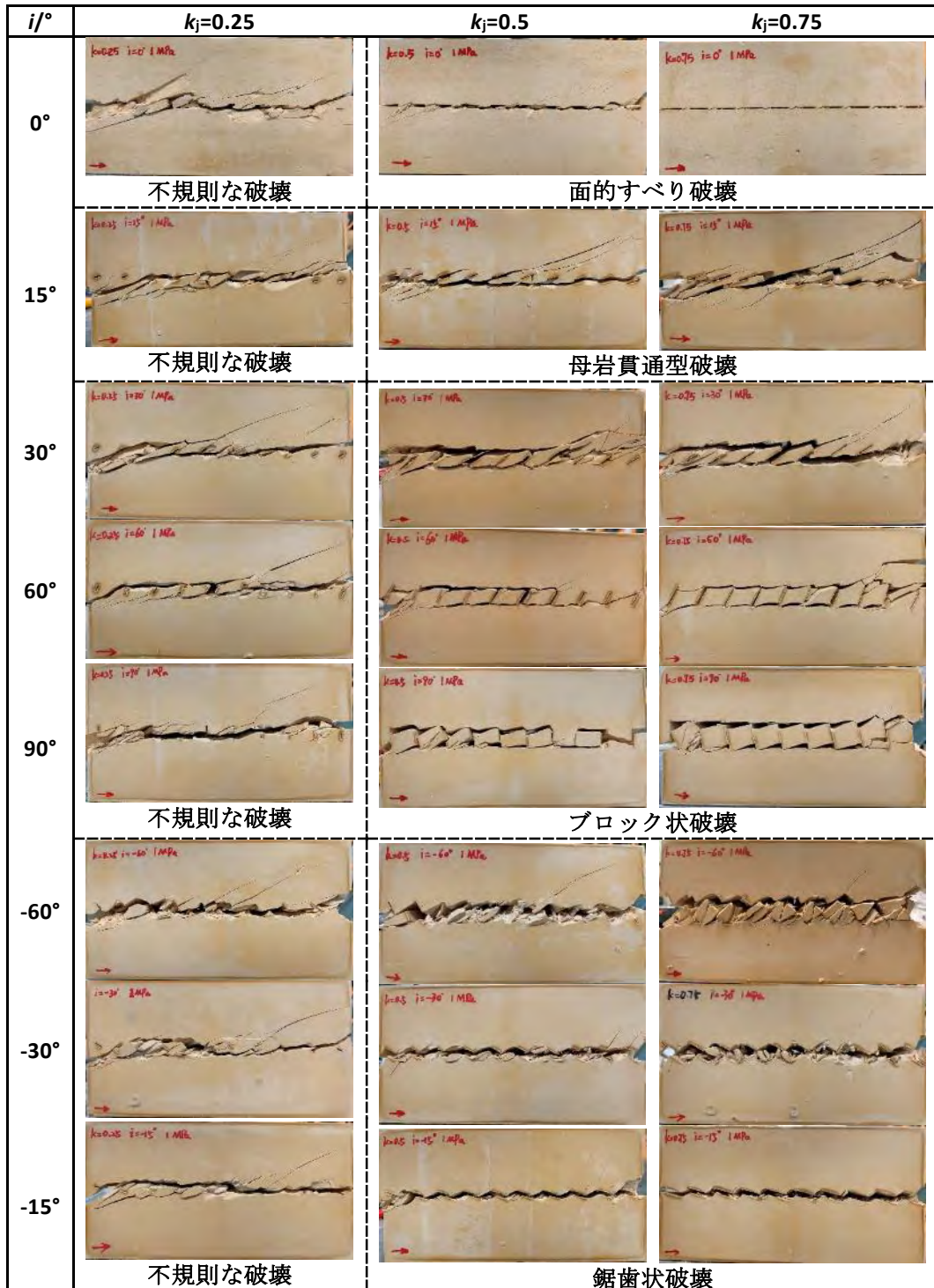


図 1.2.2.2-5 垂直応力 1.0MPa における雁行き裂のせん断破碎状況

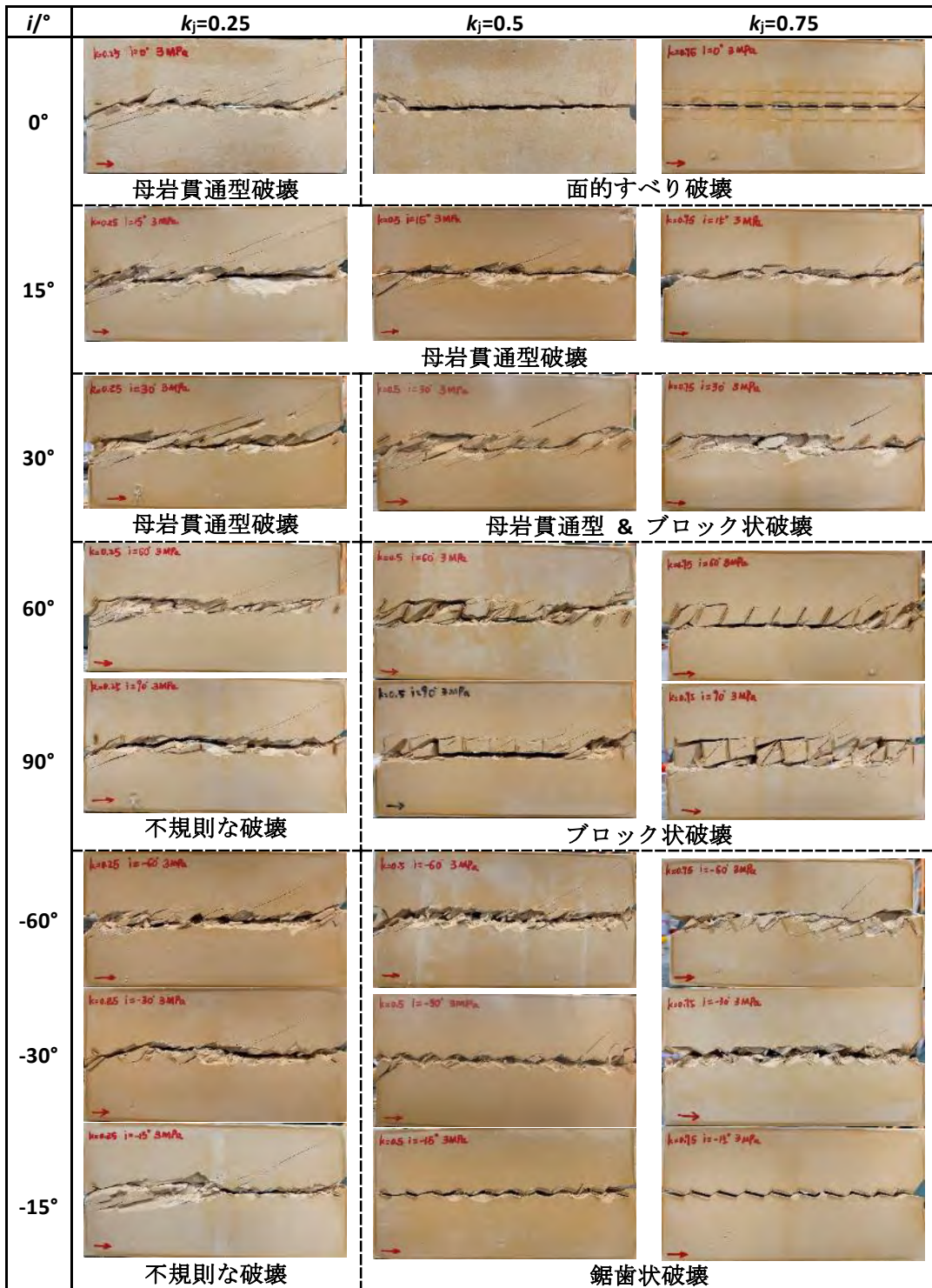


図 1.2.2.2-6 垂直応力 3.0MPa における雁行き裂のせん断破碎状況

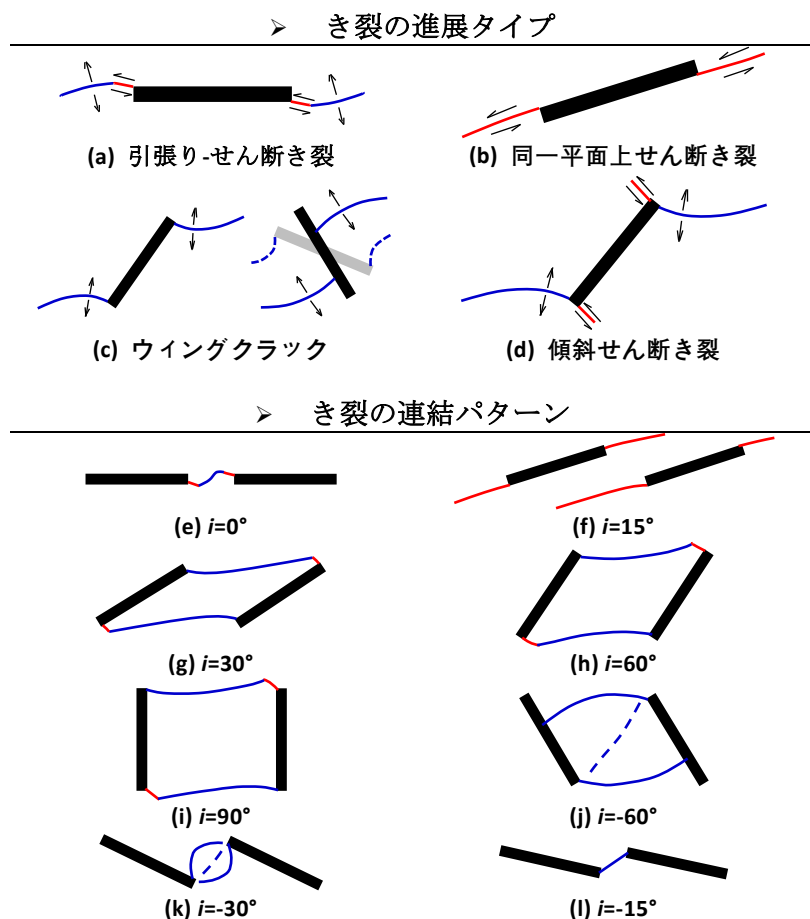


図 1.2.2.2-7 き裂の進展タイプおよび連結モード

図 1.2.2.2-8 に、異なる雁行状き裂および垂直荷重における実験後の不連続面の破壊状況を示す。図 1.2.2.2-8a~c に示すように、鋸歯状破壊では、せん断破壊した後の溝は破片が残り、鋸歯表面に明らかなすべり、摩耗、またはせん断破壊の形跡が観察できる。これは、巨視的な不連続面の滑りが生じる第2ステージにおいて、主にブロック破碎と鋸歯の摩耗が生じることを示している。しかし、図 1.2.2.2-8d に示すように、ブロック状破壊では、滑りは主にブロック表面（傾斜せん断き裂が発生する箇所）で発生し、平行で狭いスリップバンドが形成されている。また、母岩貫通型破壊では、不連続面(図 1.2.2.2-8e)およびせん断方向に沿う大きな波状の起伏(図 1.2.2.2-8f)において滑った形跡が見られる。また、図 1.2.2.2-8g~h に示すように、面的すべり破壊では、すべり面においてわずかな滑りや摩耗の形跡が観察される。異なるせん断破壊構造は不連続面の破壊状況を大きく変化させ、滑りステージにおけるせん断摩擦強度とダイレイショ挙動に影響を与える。



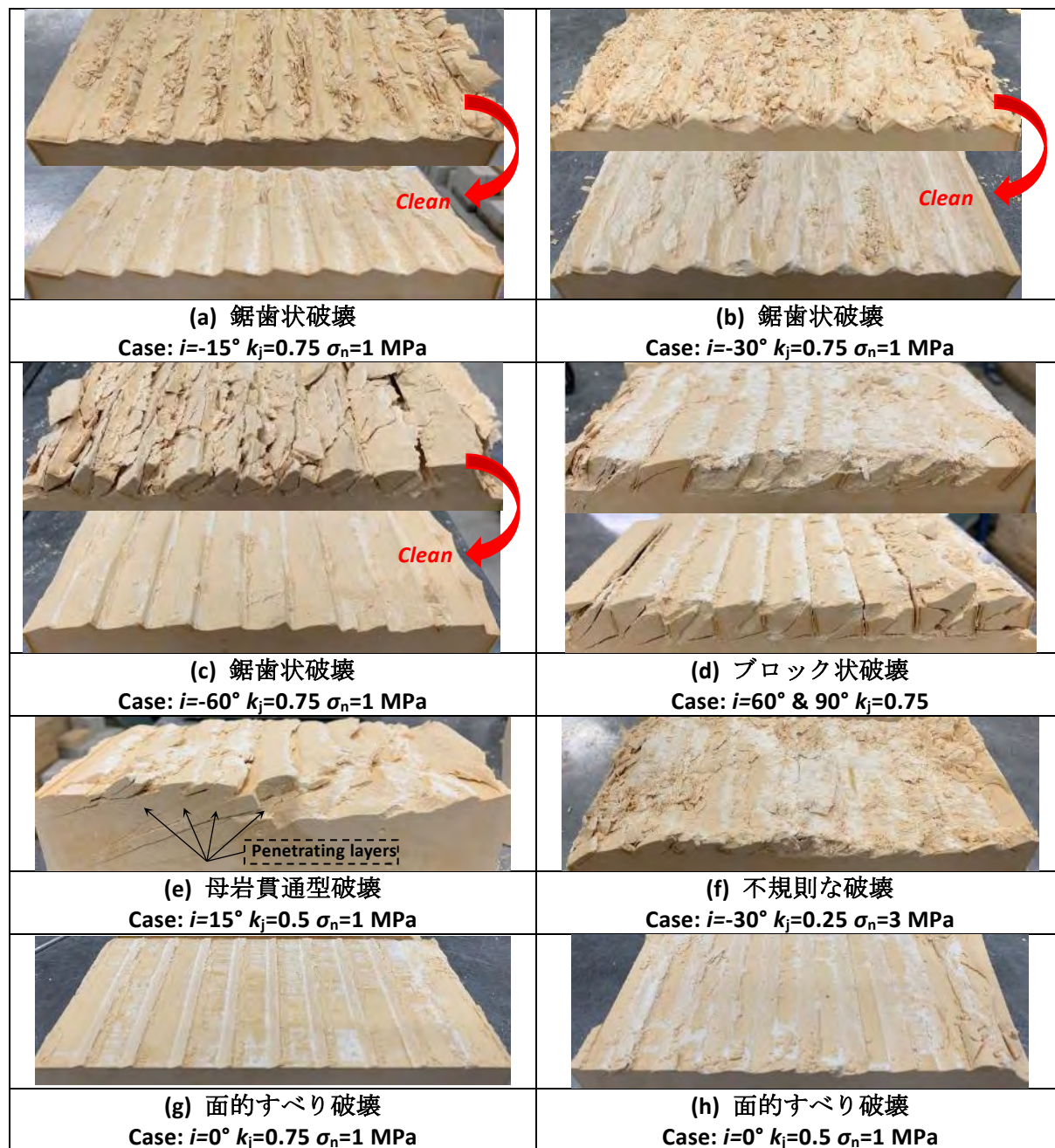


図 1.2.2.2-8 異なる雁行き裂および垂直荷重による不連続面の破壊状況

### せん断強度

図 1.2.2.2-9 に、雁行状き裂の幾何学的パラメータ（傾斜角  $i$ ，連結性  $k_j$ ）を変化させることによって、せん断強度指標(SR1, SR2, SRr)に与える影響を示す。図 1.2.2.2-9a,b は、ステージ 1 におけるピークせん断応力, SR1 を示している。連結性が大きい場合( $k_j=0.75$ )，SR1 が傾斜角によって著しく変化し、最小値は約  $i=-15^\circ$  で、最大値は  $i=15^\circ$  となった。連結性が低い場合( $k_j=0.25$ )では、傾斜角の影響は明らかではない。SR1 は連結性の増加とともに減少し、正の傾斜角で減少の程度が小さい。特に、傾斜角  $i$  が  $15^\circ \sim 30^\circ$  の場合、SR1 は連結性の影響を殆ど受けない。図 1.2.2.2-9a と b を比較すると、傾斜角と連結性の影響は、高い垂直応力下において

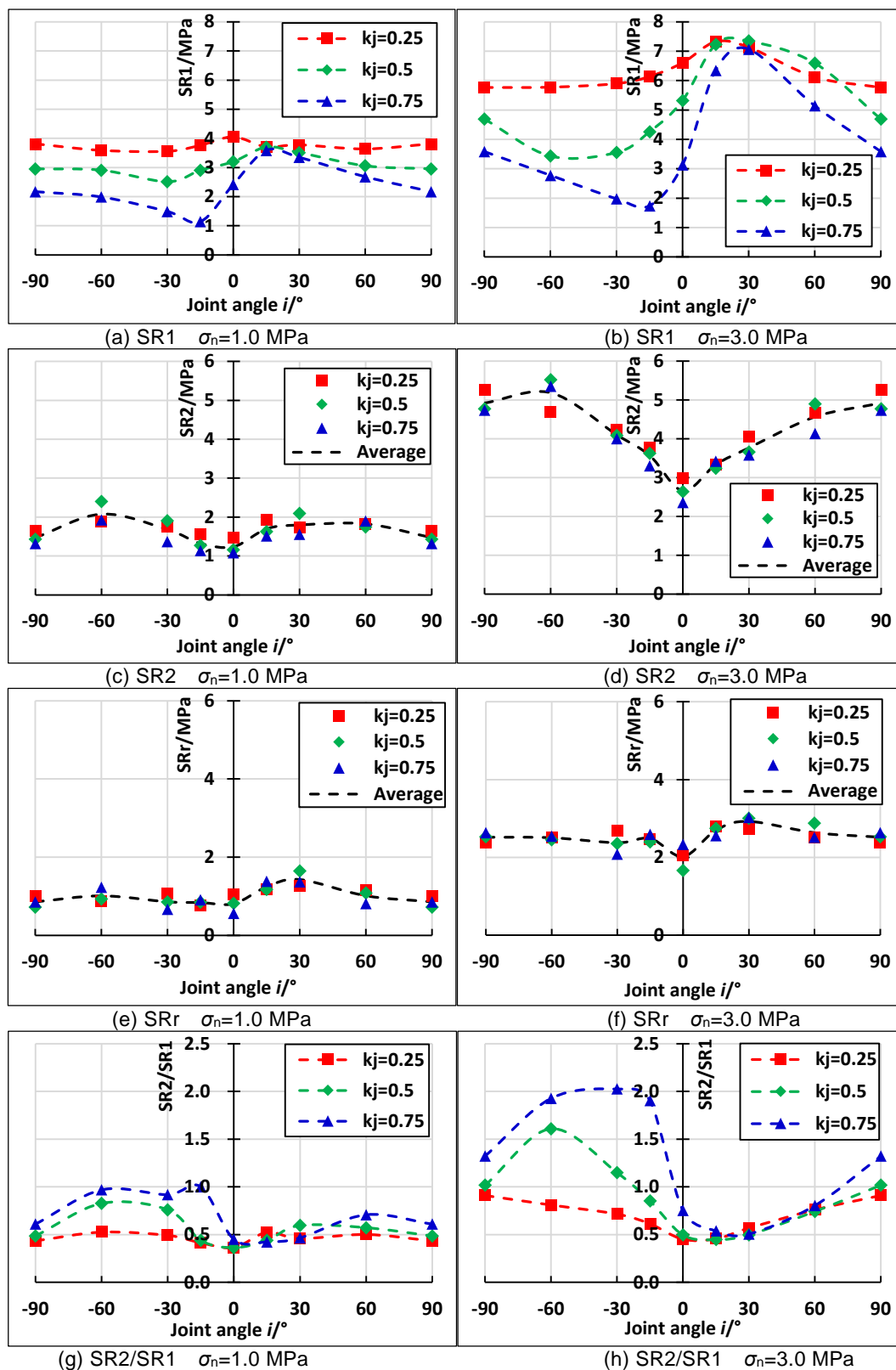


図 1.2.2.2-9 せん断強度指標 (SR1, SR2, SRr) と強度比 (SR2/SR1) の変化

より顕著になる。上記の結果からは、雁行状き裂を新規にき裂が連結する際に生じるせん断強度 (SR1)は、傾斜角、連結性、および垂直応力に大きく依存していることが分かる。

図 1.2.2.2-9c 及び d は、ステージ 2 におけるピークせん断応力、SR2 を示している。SR2



は、主に傾斜角と垂直応力の影響を受け、連結性の影響が小さいことがわかる。SR2は傾斜角によってV型に変化し、最小値は $i=0^\circ$ に現れる。正の傾斜角と負の傾斜角は、異なるせん断破壊構造を引き起こしているが(図22,23)、SR2には大きな違いがない。

図1.2.2.2-9e及びfは、ステージ2における残留せん断応力、SRrを示している。SRrは、雁行状き裂の幾何学的パラメータの影響がほとんど無く、主に垂直応力の影響を受けることがわかる。これは、ステージ2の滑りにおけるせん断強度が、摩擦特性と垂直応力に依存するためである。図1.2.2.2-9gとhは、SR2とSR1の比(SR2/SR1)の変化を示す。正の傾斜角では、SR2/SR1は約0.5~1.0であり、雁行状き裂の連結性の影響はない。しかし、負の傾斜角の場合は、特に大きな連結性と高い垂直応力において、SR2/SR1が大きくなる。例えば、 $\sigma_n=3.0\text{MPa}$ 、 $i=-60^\circ$ の場合、SR2/SR1は約1.5( $k_j=0.5$ )と2.0( $k_j=0.75$ )である。これらのことから、傾斜角が正から負になると、せん断強度はステージ1(またはSR1)からステージ2(またはSR2)に変わっていくことが明らかになった。

### 摩擦とダイレクション

図1.2.2.2-10a&bは、ステージ1のピーク応力時の垂直変位(ND1)を示す。ND1は傾斜角によって大きく変化しており、負よりも正の傾斜角の方が値が大きくなることがわかる。ND1の最大値は、 $i=15^\circ\sim 30^\circ$ であり、これは、同一平面上せん断き裂が、両サイドの母岩へ進展することに起因すると考えられる。

図1.2.2.2-10c&dは、ステージ2のピーク応力時のダイレクション角(id)の変化を示す。idは傾斜角によってV字型に変化しているが、正と負の傾斜角で大きな違いを示す。一般的に、負の傾斜角(例えば $i=-60^\circ$ )でのidは、対応する正の傾斜角( $i=60^\circ$ )よりも大きくなり、それは高い垂直応力ほど顕著になる(図1.2.2.2-10d)。idの変化は、せん断破壊構造の違いによって引き起こされると考えられる。例えば、負の角度( $i=-60^\circ$ )では、ダイレクションは主に鋸歯面に沿って上昇することにより生じる(図1.2.2.2-8c)。一方、正の角度( $i=60^\circ$ )では、滑りは主にブロック表面で発生し、前者よりidが小さくなる(図1.2.2.2-8d)。また、図1.2.2.2-10cに示すように、idは連結性の増加に伴い増加する傾向があり、特に低い垂直応力においてそれは明らかである。これは、より大きな連結性がより大きなブロックを形成し、ブロックの回転がより大きなダイレクションをもたらすためである。しかし、図1.2.2.2-10dに示すように、より高い垂直応力では、ブロックの回転が大幅に抑制されるため、連結性の影響が少なくなる。

図1.2.2.2-11に、SR2時のせん断面の状況である、滑りとブロック回転を模式的に示す。摩擦とダイレクションの特徴を明らかにするために、Pattonの法則(Patton, 1966<sup>21</sup>)に基づいて、摩擦角 $\varphi_j$ を以下のように計算する。

$$\varphi_j = \tan^{-1}(\text{SR2}/\sigma_n) - \text{id} \quad (6)$$

図1.2.2.2-10e及びfに示すように、 $\varphi_j$ はidとほぼ反対の変化を示し、傾斜角が負の場合(たとえば $i=-60^\circ$ )は、対応する正の場合(たとえば $i=60^\circ$ )より小さくなる。これは、鋸歯状破壊構造におけるブロックによる回転摩擦(図1.2.2.2-11b)が、ブロック状破壊構造におけるブロックによる回転摩擦(図1.2.2.2-11a)より小さいことによる。

図1.2.2.2-10g及びhは、垂直応力1, 3MPaにおける、残留ダイレクション(NDr)の変化をそれぞれ示す。垂直応力1.0MPaの場合、 $k_j=0.75$ において、最大値は約6mmに達する。これは鋸歯面に沿う上昇、またはブロックの回転によって引き起こされる大きなダイレクションを意味する。しかし、図1.2.2.2-10hに示すように、 $\sigma_n=3.0\text{MPa}$ の場合、NDrは大幅に減少し、傾斜角の影響はほとんど無い。これは、高い垂直応力によって、鋸歯面に沿う上昇とブロックの回転が抑制され、鋸歯の破碎とブロックの破壊に変化するためである(図1.2.2.2-6)。

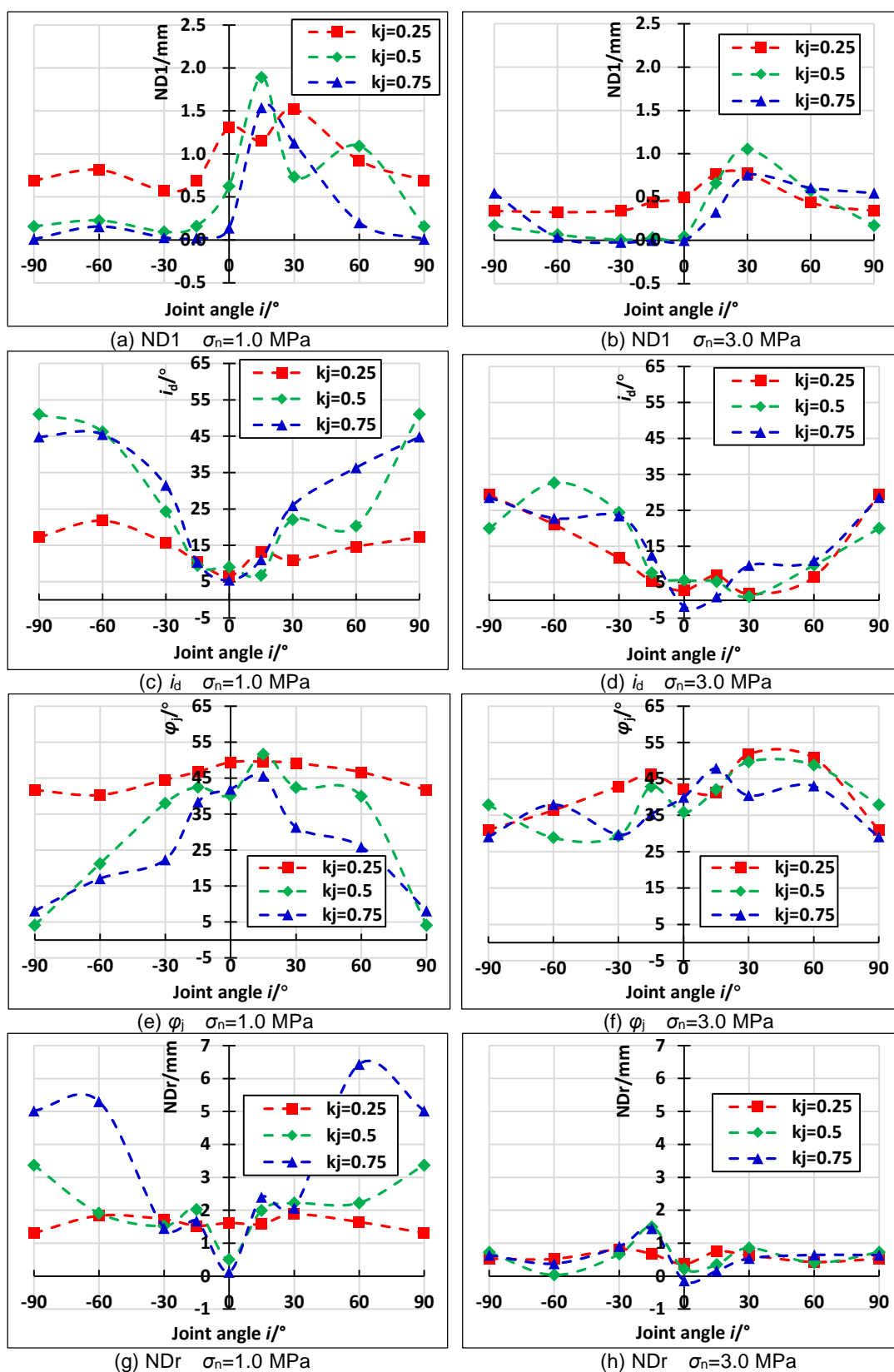


図 1.2.2.2-10 ダイレクション (ND1, NDr), ダイレクション角 ( $i_d$ ), 摩擦角 ( $\phi_j$ ) の変化

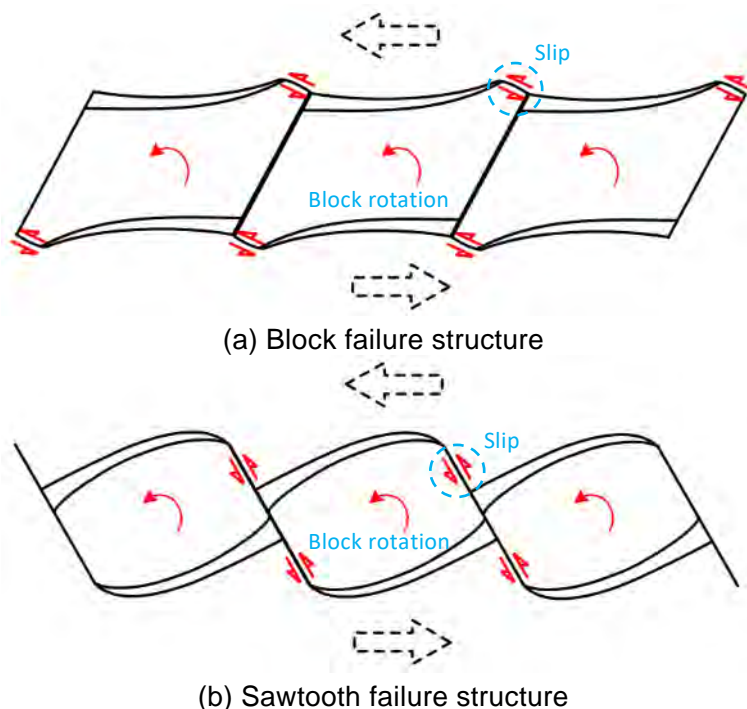


図 1.2.2.2-11 SR2におけるスリップとブロック回転

### 1.3.2.5 せん断過程におけるAEの特徴

本実験では、せん断過程におけるAEのヒット率とエネルギー率を記録している。AEヒット率は単位時間あたりのヒット回数として定義され、振幅が閾値40dBを超えるヒットのみが記録される。また、AEエネルギーは、AEヒットの持続時間の積分から算出し、エネルギー率は単位時間あたりに放出されたAEエネルギーである。

図1.2.2.2-12は、 $k_j=0.75$ における、弱面すべり面のAE応答を示し、2つのせん断ステージで異なるAE応答を示す。傾斜角が正の場合、アクティブなAEヒットは主にき裂進展ステージ(ステージ1)で生じる。一般的に、SR1付近でヒット率の急激な上昇が見られる。しかし、傾斜角が大きくなるにつれて負の値になり、アクティブなAEヒットはステージ2(特にSR2付近)に現れる。例えば、図1.2.2.2-12e, g, iに示すように、ステージ2におけるAEヒットの活動レベルはステージ1よりはるかに高くなる。

このようなAE活動の違いは、せん断破壊構造と関係していると考えられる。面的すべり破壊構造、母岩貫通型破壊構造、ブロック状破壊構造の場合、ステージ2での滑りはせん断破壊面で発生するため、ほとんど新規のき裂が形成されない。しかし、鋸歯型破壊構造では、ウィングクラックで切断されたブロックがSR2付近で破壊面の両サイドに押しつぶされ始めるので、強いAE活動が起こる。

図1.2.2.2-12は、AEエネルギーが主にステージ1で放出され、大きな応力低下と急激なヒット上昇を伴うことを示す。ステージ2では、傾斜角が負の場合でも、大きなエネルギー放出はほとんど観察されなかった。したがって、AEヒットは、雁行状き裂を有する弱面すべり面のせん断状態を予測する指標に適していると考えられる。

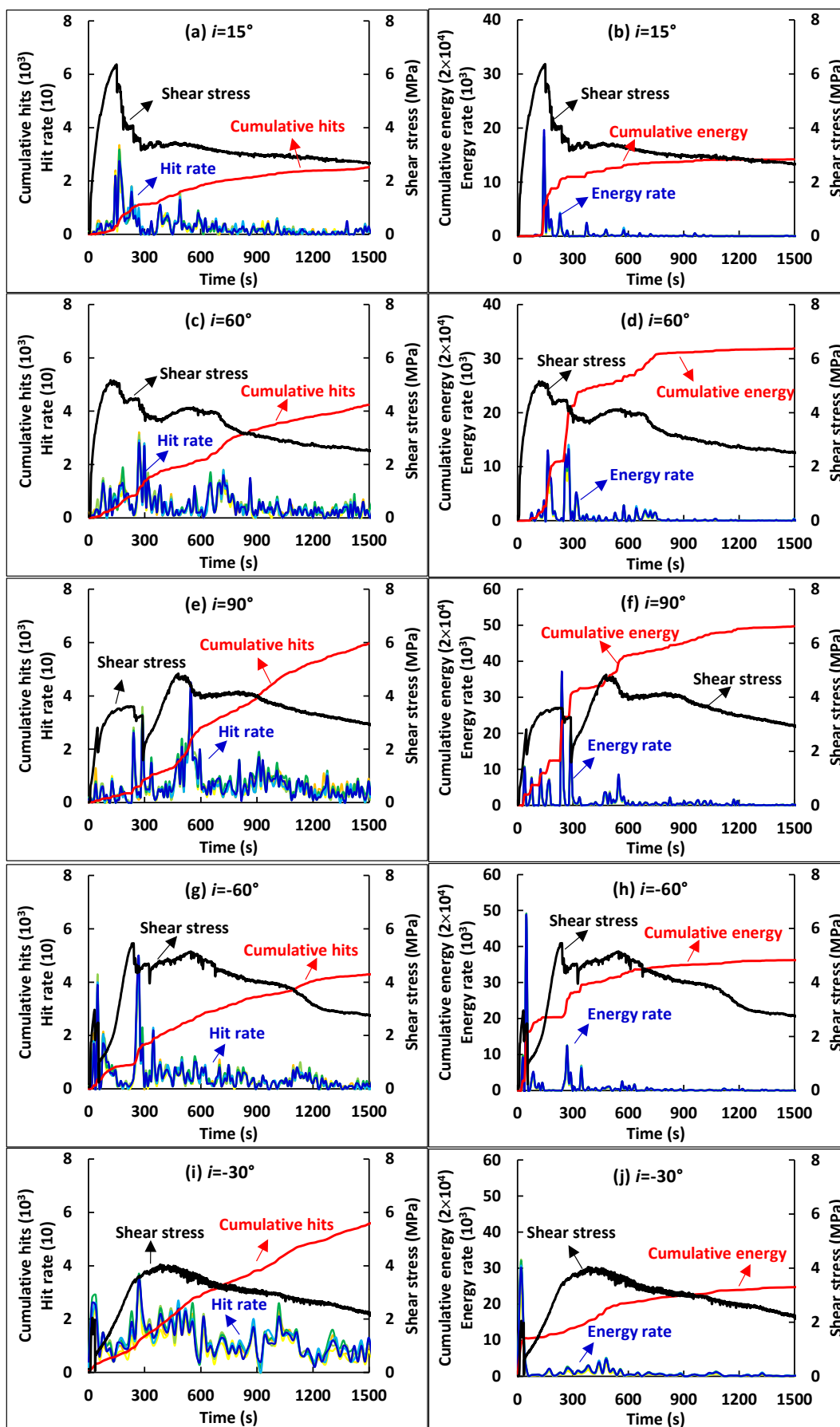


図 1.2.2.2-12 AE ヒットと AE エネルギーの時間変化 ( $k_j=0.75$ ,  $\sigma_n=3.0\text{MPa}$ ).

図 1.2.2.2-13 は、雁行状き裂構造が AE 応答に与える影響を表している。図 1.2.2.2-13a 及び b に示すように、連結性が小さい場合( $k_j=0.25$ )、傾斜角によって累積ヒットまたは累積エネルギーの差は小さくなる。これは、 $k_j=0.25$  におけるせん断破壊構造とせん断強度の変動が僅かであることにも一致している。図 1.2.2.2-13c-f に示すように、連結性が大きくなるにつれて、累積ヒットまたは累積エネルギーの差が大きくなる傾向がある。 $i=90^\circ$  や  $i=\pm 60^\circ$  などの大きな傾斜角においては、大きな累積ヒットまたは累積エネルギーが発生するが、 $i=0^\circ$  または  $i=\pm 15^\circ$  などの小さな傾斜角においては、累積ヒットまたは累積エネルギーが小さくなる。実際には、累積ヒットまたは累積エネルギーは、せん断過程における弱面すべり面の損傷進展を反映するので、弱面すべり面の幅( $T_j$ , 表 1.2.2.2-5)が大きいほど、より顕著なせん断破壊を生じる。

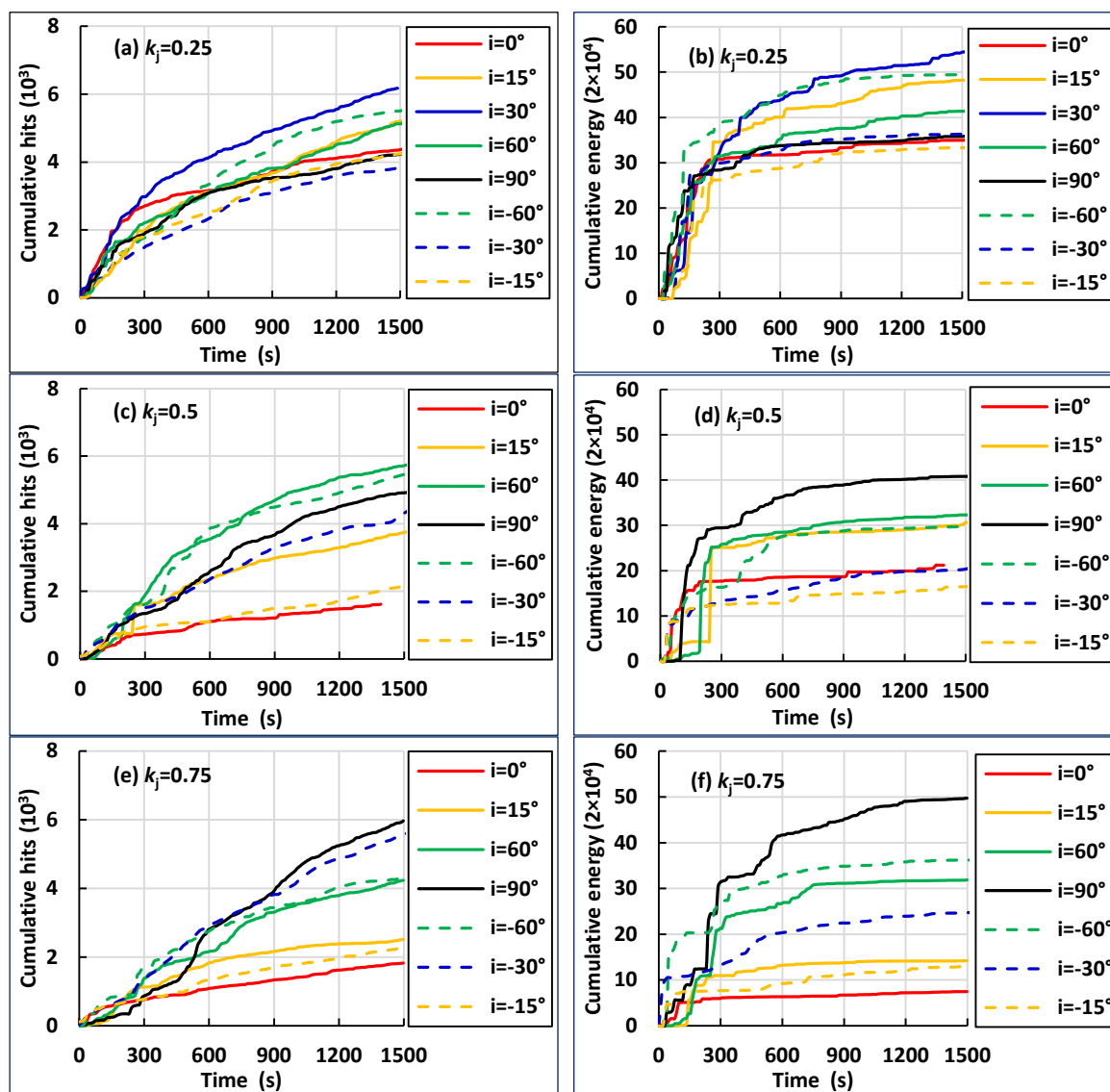


図 1.2.2.2-13 累積 AE ヒット数と累積 AE エネルギーの時間変化

#### 1.2.2.2.4 雁行状き裂を有する弱面すべり面の安定性評価モデル

本実験で示した結果から、雁行状き裂を有する弱面すべりの 2 次元平面における安定性評価モデルを提案する (図 1.2.2.2-14)。対象となるすべり面の高さは  $H$ 、すべり面の角度は  $\theta$ 、すべり面の長さは  $L_{AC}$  である。対象とするモデルの重要 ( $W$ )、せん断方向の成分 ( $F_s$ )、垂直方



向の成分 ( $F_n$ ), すべりに対する安全率 ( $f_s$ ) は次式によって求められる。

$$W = H^2\gamma/2 \tan \theta \quad (7)$$

$$F_s = W \sin \theta \quad (8)$$

$$F_n = W \cos \theta \quad (9)$$

$$f_s = SR \cdot L_{AC}/F_s \quad (10)$$

ここで、 $\gamma$  は岩盤の単位体積重量 (ここでは  $\gamma=20.66 \text{ kN/m}^3$ , 表 1.2.2.2-2),  $SR$  はすべり面のせん断抵抗である。すべり面のせん断抵抗 ( $SR$ ) は, すべり面のせん断強度を示し,  $SR1$ ,  $SR2$  と  $SRr$  によって特徴付けられる。ここでは, 3つの安全率をそれぞれ,  $f_s (SR1)$ ,  $f_s (SR2)$ ,  $f_s (SRr)$  と表す。

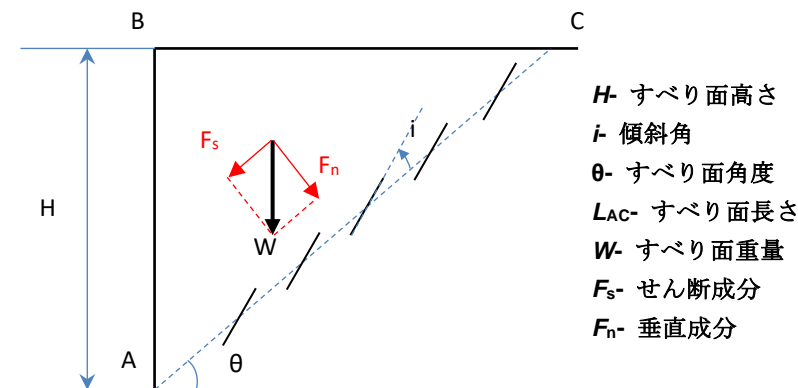


図 1.2.2.2-14 雁行状き裂を有するすべり面の模式図

安全率を計算するためには, まず特定の垂直力( $F_n$ )におけるすべり面のせん断強度( $SR$ )を設定する必要がある。本検討では, 実験結果に基づいて, せん断強度と垂直応力との関係を整理した (図 1.2.2.2-15)。図 1.2.2.2-15 に示すように, せん断強度と垂直応力の比 ( $SR/\sigma_n$ ) は  $\sigma_n$  が増加するにつれて減少するが,  $SR1/\sigma_n$  の減少率は  $SR2/\sigma_n$  と  $SRr/\sigma_n$  の減少率よりも大きい。なお,  $SR1/\sigma_n$  の平均減少率は 0.81 ( $kj=0.25$ ) から 0.66 ( $kj=0.5$ ) に減少し, 最後に 0.52 ( $kj=0.25$ ) となった。 $SR$  と  $\sigma_n$  の関係は, せん断挙動によって決定される。例えば,  $SR1$  は主にロックブリッジの脆性的破壊に関するものであり, モール・クーロン破壊規準によって, 以下のように評価することができる。

$$SR1/\sigma_n = \tan \varphi_e + c_e/\sigma_n \quad (11)$$

$$SR2/\sigma_n = \tan(id + \varphi_j) \quad (12)$$

$$SRr/\sigma_n = \tan \varphi_j \quad (13)$$

ここで,  $c_e$  と  $\varphi_e$  はき裂性岩盤の粘着力と内部摩擦角である。 $\sigma_n$  が増加すると  $SR1/\sigma_n$  は顕著に減少する。一方, 式 (12) に示すように,  $SR2$  はすべり面の摩擦とダイレーションによって決まるので,  $SR2/\sigma_n$  はわずかに減少する。また, 残留段階では, ダイレーションがなくなる傾向があり ( $id=0$ ),  $SRr/\sigma_n$  は滑り摩擦係数になり (式 (13)),  $\sigma_n$  の影響を受けない。特定の垂直応力下におけるすべり面の  $SR/\sigma_n$  については, ここでは実験結果を線形補完することによって算出する。

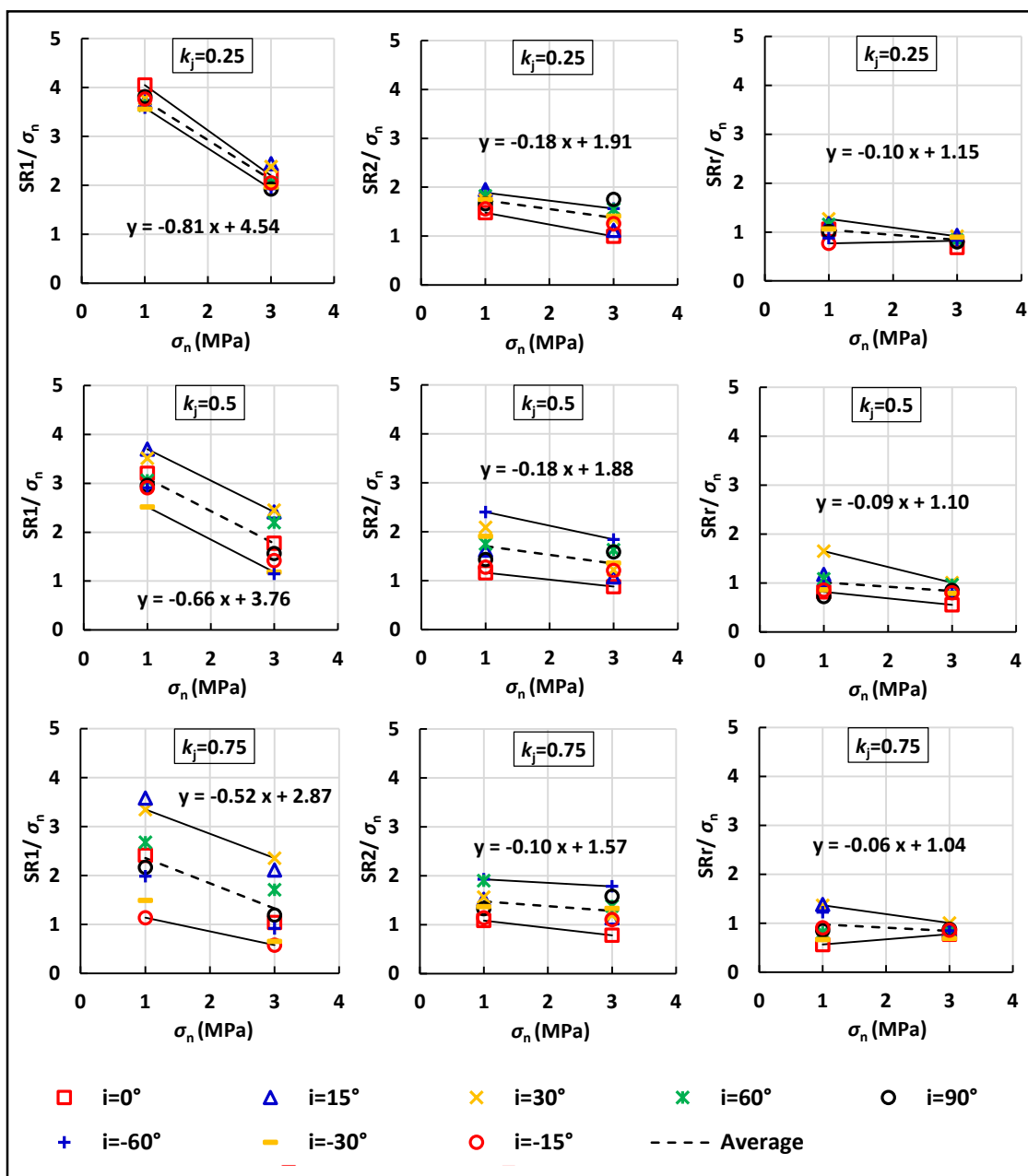


図 1.2.2.2-15 せん断強度と垂直応力の関係

図 1.2.2.2-16 は、安全率( $f_s$ )が対象範囲の高さ(H)とすべり面の傾斜角( $\theta$ )によって変化することを示す。例えば、 $i=30^\circ$ ,  $k_j=0.25$  (図 1.2.2.2-16a)の場合、 $f_s(SR1)$ ,  $f_s(SR2)$ と  $f_s(SRr)$ の変化傾向は似ているが、大きさが異なる。高さが低く、すべりの傾斜角が低いほど (例えば、 $H=100m$ ,  $\theta=15^\circ$ ),  $f_s$  のピークは大きくなるため、すべりは発生せず高い安定性があることを意味する。安全率( $f_s$ )は  $\theta$  の増加に伴い指数的に減少する (図 1.2.2.2-17a) が、 $H$  の増加に伴いほぼ線形的に減少する (図 1.2.2.2-17b)。 $\theta=75^\circ$ の場合、 $f_s$  は  $H$  によって変化せず、最小値となる。また、 $i=30^\circ$ の場合 (図 1.2.2.2-16a,c,e) では、 $f_s(SR1) > f_s(SR2) > f_s(SRr)$ となるが、 $i=-30^\circ$ の場合 (図 1.2.2.2-16b,d,f),  $f_s(SR1)$ は  $f(SR2)$ および  $f_s(SRr)$ と交差しているため、三者の大小関係は、特に負の傾斜角の場合において、高さ(H)によって変わる。このように、雁行状き裂を有する弱面すべり面の安定性を評価する際には、3つの安全率を総合的に考慮する必要がある。

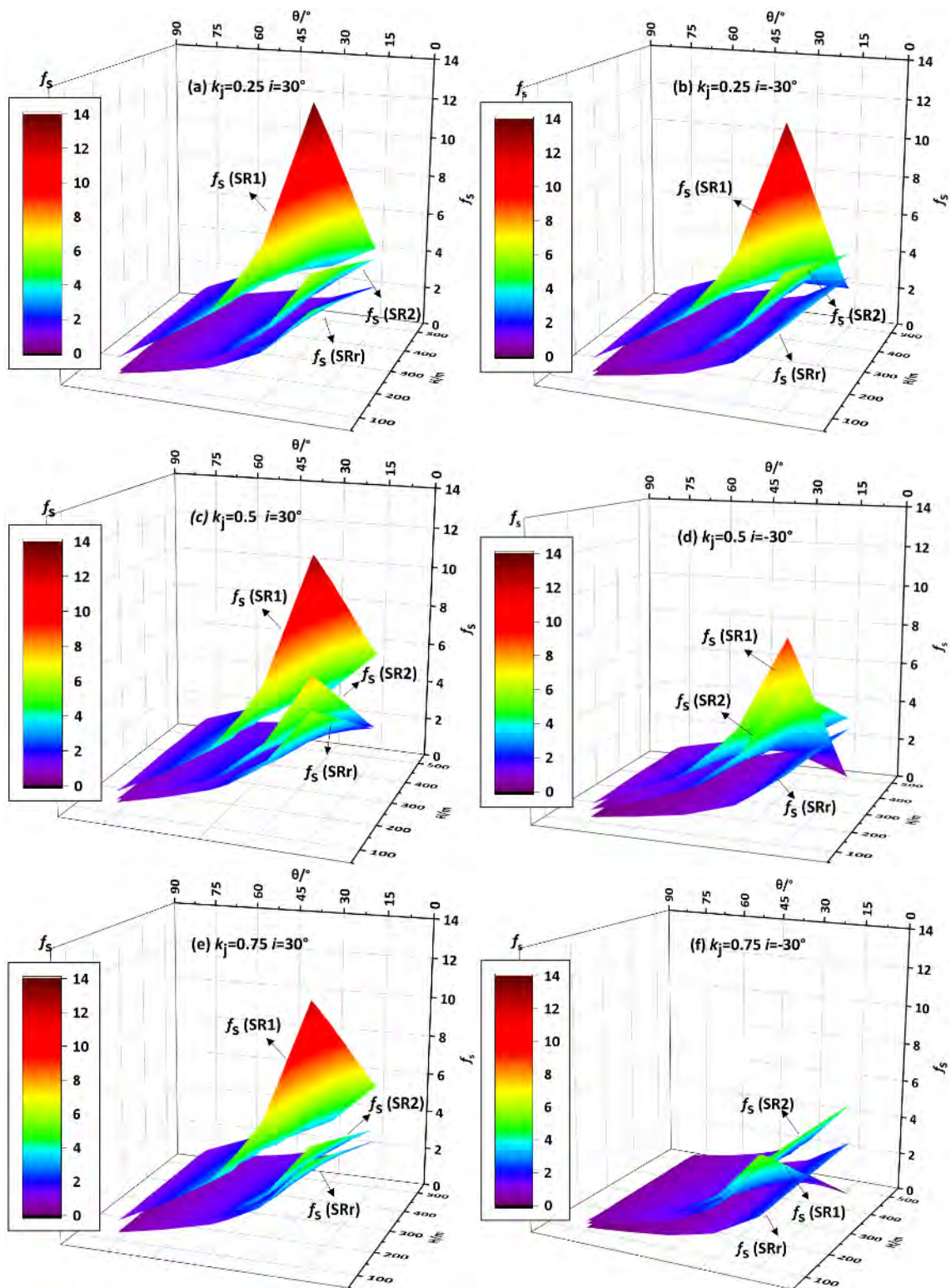


図 1.2.2.2-16 すべり面高さ(H)およびすべり面角度( $\theta$ )と安全係数の関係( $i=30^\circ$ ,  $i=-30^\circ$ ).

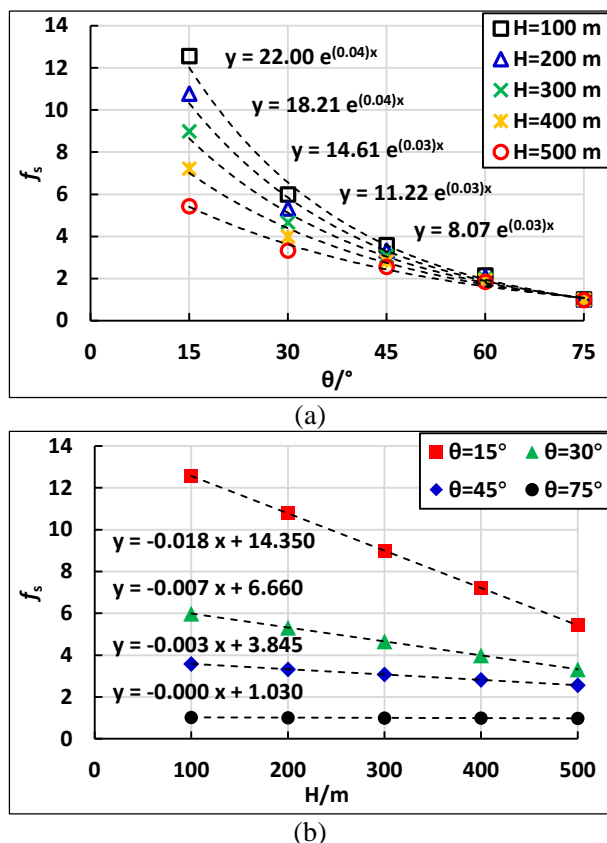


図 1.2.2.2-17  $k_j=0.75$ ,  $i=30^\circ$ における  $f_s$ (SR1)の変化:(a) $\theta$  との関係, (b)  $H$  との関係

#### 1.2.2.2.5 まとめと今後の課題

本研究では、上載荷重を一定に制御した一面せん断試験装置によるせん断実験を実施し、せん断挙動と AE 特性について詳細な計測と考察を行った。特に、雁行状き裂の幾何学的パラメータ（傾斜角と連結性）が弱面すべり面の破壊構造、せん断強度、摩擦およびダイレイションに与える影響について計測および考察を行った。本研究によって、雁行状き裂の幾何学的パラメータの力学的影響を、定量的に評価することが可能となった。雁行状き裂のパラメータの変化による、不連続面の破壊構造についてパターン化し整理した。また、雁行状き裂が、弱面の力学的安定性の評価に与える影響を示し、新しい力学安定評価手法の提案を行った。本実験で示した、雁行状き裂の幾何学的パラメータの力学的特性は、断層露頭でも観察される弱面構造であるため、断層の連結や進展の定量的な検討にも適用することができる。

今後の課題として、雁行状き裂の幾何学的パラメータは、露頭でも観察されるが、供試体と露頭とのスケールの違いが及ぼす影響についても把握する必要がある。また、雁行状き裂のパラメータが、せん断中の岩石試料の水理特性に与える影響について検討する必要がある。

#### 1.2.2.3 中深度処分の深度・規模・評価期間等を考慮した弱面すべりの再滑動性の検討

本項では、地すべり等の弱面すべりが重力作用により生ずることから、既存の地すべり面等が存在する地点の地形学的な位置・特徴と将来の侵食等による力学的不安定の発生の可能性についての検討をまず行う。次に、平成 30 年度以降に検討してきた地すべり等の弱面すべりに関する知見を総合して、海底地すべり面等の弱面すべりの再滑動性について取りまとめることとする。

中深度処分の廃棄物埋設地が立地可能な地形とその特徴

国土地理院(2011)<sup>18)</sup>は、日本の地形を形態・成り立ち・性質などから表 1.2.2.3-1 のように分類している。これらのうち中深度処分の廃棄物埋設地の位置には、将来 10 万年程度の期間にわたって 70m 以上の深度の確保が求められることから、河川浸食の直接的に影響を受ける地形は中深度処分の廃棄物埋設地として不適である。また、変形地のうち地すべり地形も重力作用により変位が生じた地形であり、不適である。従って、表 1.2.2.3-1 の地形分類のうち、中深度処分に要求される自然条件を満たすような地形は、以下のような地形と考えられる。

- ・山地・丘陵地、台地・段丘などの斜面を切り取り整地した平坦地または緩斜地（人工地形）
- ・台地・段丘（自然地形）
- ・低地（自然地形および人工地形）

表 1.2.2.3-1 主な地形分類項目（国土地理院, 2011<sup>18)</sup>）

分類項目	定義	
山地斜面等	山地・丘陵または台地の縁などの傾斜地	
変形地	崖	自然にできた幅の狭い急斜面
	地すべり地形	動きの緩急は問わず、山体の一部が土塊として下方に移動してできた地形。滑落崖は地すべり頭部にできた崖、移動体はすべった土塊の到達範囲
台地・段丘	更新世段丘	台地または段丘面のうち、更新世に形成されたもの
	完新世段丘	台地または段丘のうち、完新世に形成されたもの
山麓堆積地形	斜面の下方、山間の谷底または谷の出口等に堆積した、岩屑または風化土等の堆積地形面で、崖錐・麓扇面・土石流堆などをいう	
低地の微高地	扇状地	山麓部にあつて主として砂礫からなる扇状の堆積地形
	自然堤防	洪水時などに河川の流路沿いまたは周辺に砂やシルトが堆積してできた微高地
	砂州・砂堆・砂丘	砂州・砂堆は現在及び過去の海岸、湖岸付近にあつて波浪、沿岸流によってできた、砂または礫からなる浜堤、砂州・砂嘴などの微高地。砂丘は風によって運ばれた砂からなる小高い丘
	天井川・天井川沿いの微高地	堤防によって囲まれた河床が堤内地（堤防によって洪水から守られている人家や農地の側）より高い部分と、天井川に沿って形成された微高地
凹地・浅い谷	台地・段丘、低地の微高地などに細流や地下水の働きによって形成され相対的に低い地形。合流扇状地の境界付近における相対的に低い部分	
低地の一般面	谷底平野・氾濫平野	山地・丘陵あるいは台地・段丘を刻む河川の堆積作用が及ぶ平坦地、及び河川の堆積作用により形成された、広く開けた平坦地
	海岸平野・三角州	過去の浅海堆積面が海退により陸化した平坦地、及び河川の河口部にあつて主としてシルト、粘土などの細粒物質からなる平坦地
	後背低地	河川の堆積作用が比較的及ばない沼沢性起源の低湿地
	旧河道	過去の河川流路の跡
頻水地形	高水敷・低水敷・浜	堤外地（堤防にはさまれて水が流れている側）のうち高水時に冠水する部分、及び暴浪時に冠水する海岸の岩場、砂礫地
	湿地	地下水位が地表面に対して著しく浅い土地
水部	河川・水涯線及び水面	河川は原則として常時水流がある部分。水涯線は、自然状態における水陸の境界。水面は河川、湖沼、海、貯水池などの表面
	旧水部	海、池、沼などを、盛土や埋立等により人工的に陸化したもの
人工地形	平坦化地	山地・丘陵地、台地などの斜面を切り取り整地した平坦地または緩斜地
	農耕平坦化地	山地・丘陵地、台地などの斜面を農耕地として切り取りにより整地した土地
	切土地	山地・丘陵、台地・段丘などの造成地のうち、切り取りによる平坦地または傾斜地
	盛土地・埋立地	主として低地及び水部に土を盛って造成された平坦地または傾斜地。山地・丘陵、台地・段丘などの造成地のうち、盛土による平坦地または傾斜地
	干拓地	水部を干して陸地化した土地
	改変工事中の区域	現在人工的に地形の改変が進行中の区域

中深度処分の廃棄物埋設地に適した地形のうち、山地・丘陵地や台地・段丘は現時点において重力作用による地すべりが発生するポテンシャルを有している。一方、低地は現時点では重力作用による地すべりが発生するポテンシャルが無く、将来の海退時にしか重力作用による地すべりは発生しないと考えてよい。



### 地すべりが廃棄物埋設地に与える影響

図 1.2.2.3-1 に、地すべり脚部の削剥（海食）によって地すべり面が再滑動した場合に、廃棄物埋設地へ与える影響の模式図を示す。図 1.2.2.3-1(a)は、沿岸域に存在する深い地すべり面が海水準低下時の海食の影響によって地すべり脚部が削剥され、地すべりが滑動する状況を示している。

地すべり面で滑動が生じた場合、図 1.2.2.3-1(b)のように埋設地と地表面との離隔が不足する場合や、図 1.2.2.3-1(c)のように埋設地周辺に直接的な影響を与える場合が考えられる。即ち、中深度処分の埋設地において、海食により地すべり面が再滑動する際に想定すべきケースは、深度の確保への影響と埋設地周辺の岩盤への直接的な影響ということになる。ただし、中深度処分の埋設地が深度-70m 以深に設置されることを考慮すると、図 1.2.2.3-1(c)のような埋設地周辺への直接的な影響を与えるためには、現在の沿岸陸域・海域において、海食による大量の削剥が行われる必要があり、現実的にそのような削剥が発生する可能性は低いと考えられる。

一方、河食（下刻・側刻）による廃棄物埋設地への影響として想定すべきケースは、①廃棄物埋設地が深度 70m 以深に設置されること、②将来 10 万年間にわたって想定すべき下刻の最大深度が海進－海退 1 サイクルの隆起量を超えないと想定されることから、極めて特殊な状況を除けば、一般的には深度の確保への影響のみとなると考えられる。

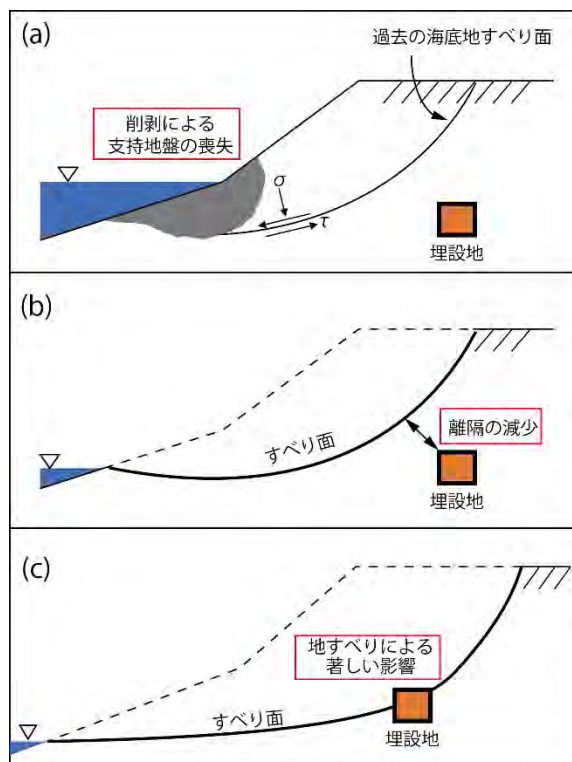


図 1.2.2.3-1 地すべりが埋設地に与える影響

(a) 海食による地すべり脚部の喪失, (b) 地すべりによる離隔の減少,  
 (c) 地すべりによる埋設地への著しい影響

### 廃棄物埋設地に存在する地すべりの再滑動性の検討

陸化した過去の海底地すべりであれ陸上地すべりであれ、地すべりブロックが重力作用によって再滑動するためには、地すべりブロックへの上乗荷重の増加、地すべり脚部の削剥、地すべり面に係る間隙水圧の上昇、地すべり面の物質特性の変化（せん断強度の低下）などが主たる要因となると考えられる。このうち中深度処分の廃棄物埋設地の場所に要求される自然条件を満たすような廃棄物埋設地において、自然事象として最も発生可能性が高い事象は、地すべ

りブロックの支持地盤の削剥による地すべりブロックの滑動と考えられる。中深度処分 of 廃棄物埋設地に対して人為的な地すべり脚部の削剥を制限したとしても、埋設地が沿岸陸域に立地した場合は海食の影響を、河川の近傍であれば河食の影響を考慮する必要がある。

中深度処分 of 自然条件の評価においては、将来 10 万年間程度の期間に発生しうる自然条件を考慮する必要がある。70～80 万年前以降の氷期-間氷期サイクルはおおよそ 10 万年周期で繰り返しており (Waelbroeck *et al.*, 2002<sup>19</sup>)、将来 10 万年間程度の期間を考慮するのであれば、おおよそ 1 回の氷期-間氷期サイクルにおいて発生する海水準変動とそれに伴う自然事象を考慮する必要がある。

地球温暖化の影響を考慮しない場合、海水準は気候の寒冷化に伴って今後ゆっくりと 100m 以上低下し、その後気候の急速な温暖化に伴って現在の海水準まで急速に回復すると考えるのが最も一般的なシナリオである。気候の寒冷化に伴う海水準の低下は、その途中で何度か急速な温暖化に伴う小規模な海水準の上昇を挟み、全体としてはゆっくりと低下することが知られている (Waelbroeck *et al.*, 2002<sup>19</sup>)。海水準上昇後にゆっくりと低下に転じる時期のような海水準停滞期には海食が進むが、現在の海面下のどの深度で海食が進むかを想定することはできない。

海水準の低下に伴い、河川の侵食基準面も低下するため、河川の下刻が進み、それに伴って河川の側刻が進行する。廃棄物埋設地が沿岸陸域に立地した場合は、海水準低下に伴う河川の下刻・側刻の影響はより顕著である。なお、隆起傾向がない地域や低地帯が広く広がっている地域を流下する河川については、河川の流路が変化する可能性が高いと考えられる。

### 過去の海底地すべり面の再滑動性の評価① —地すべり面の力学的・水理学的連続性—

廃棄物埋設地周辺に過去の海底地すべりが存在していても、海底地すべり面が力学的・水理学的に不連続面ではない場合は、海底地すべり面が弱面として働き地すべり滑動を誘発することはないと考えられる。一方、過去の海底地すべり面が力学的・水理学的に不連続面である場合、その不連続面を弱面として地すべりが誘発される可能性があるため、海底地すべり面が上下の岩盤に対して不連続面であるかどうかを判断する必要がある。

過去の海底地すべり面は、隆起等の長期間の地殻変動の作用を受けて現在は陸化しており、海底地すべりとしての最終滑動時期は陸上地すべりよりも極めて古く、地下環境下において圧密等の応力状態を経験しているため、地すべり面が固結していることがある。これらの海底地すべり面及びその近傍 (海底地すべりの滑動により破碎等を受けた領域) が、上下の岩盤に対して力学的・水理学的に連続であるか不連続であることを調べるためには、以下の方法がある。

- ・原位置試験 原位置せん断試験, 原位置透水試験
  - ・室内試験 地すべり面及びその近傍と上下の岩盤の岩石試料に対する力学・水理試験
- これらの試験により、過去の海底地すべり面の上下の岩盤に対する連続性を検証し、過去の海底地すべり面を用いた地すべりブロックの再滑動性を評価することが適切と考える。

### 過去の海底地すべり面の再滑動性の評価② —斜面の安定解析—

過去の海底地すべり面及びその近傍が上限の岩盤に対して相対的に弱面であり、海底地すべりブロックの脚部が海食・河食等によって削剥された場合、海底地すべり面にそって地すべりが発生する可能性がある。

過去の海底地すべり面の再滑動性の調査・評価手法は、陸上地すべりブロックの再滑動性の調査・評価手法と同様の斜面の安定解析により行う。陸上地すべりの再滑動性の調査・評価手法については、これまでに様々な機関や識者により取りまとめられている。例えば、土木研究所土砂管理研究グループ地すべりチーム (2007) <sup>20</sup>) は「地すべり防止技術指針及び同解説 (提

案)」において、陸上地すべり防止計画を策定する際の標準的な手法と留意点、またその要因や分類がまとめられている。

中深度処分に特有な事項としては、中深度処分の評価期間が将来 10 万年程度の期間であるため、その間に起こりうる自然条件の変化について、科学的根拠に基づいた類推を行う必要があることにある。既に述べたように現在滑動していない地すべりブロックが重力作用によって再滑動するためには、地すべりブロックへの上載荷重の増加、地すべり脚部の削剥、地すべり面に係る間隙水圧の上昇、地すべり面の物質特性の変化（せん断強度の低下）などが主たる要因となると考えられる。これらの要因について将来 10 万年程度の期間において想定される変化は、以下の通りである。

- ・上載荷重の増加： 上載荷重の変化としては、海水準変動による地下水面の位置の変化、地殻変動（隆起・沈降）や物質移動（堆積・侵食）による堆積物の増減が考えられる。また、周辺の火山活動に伴う火砕物の堆積を考慮する必要がある地域も存在する。
- ・地すべり脚部の削剥： 人為的な地すべり脚部の削剥を制限したとしても、埋設地が沿岸陸域に立地した場合は海食の影響を、河川の近傍であれば河食の影響を考慮する必要がある。最も重要な要因である。
- ・地すべり面に係る間隙水圧の上昇： 地殻変動（隆起・沈降）や物質移動（堆積・侵食）の結果として地すべり面に係る間隙水圧が変化することはありうるため考慮が必要である。
- ・地すべり面の物質特性の変化（せん断強度の低下）： 地すべり面の透水係数が低く、地すべり面直上が水みちとなっているような場合、長期的に地すべり面周辺の強度が低下する可能性がある。火山性流体や深部流体が地下水に一定以上混入している地域では、それらの流体との反応により、地すべり面の物質特性が変化する可能性があることに留意する必要がある。

これらの要因については、将来 10 万年程度の期間にわたる変化を想定し、斜面の安定解析を行う必要がある。

#### 1.2.2.4 まとめと今後の課題

弱面すべりの安定性評価を行う際には、弱層となる岩盤の弱面にかかるせん断荷重と弱面自体のせん断強度の検討が重要である。一般に、岩盤の不連続面におけるせん断強度は、母岩の力学特性、不連続面の固着の状況、不連続面周囲の作用力の状態（間隙水圧も含む）などの影響を受ける。また、不連続面の凸凹の分布や傾斜角度、せん断時の凸凹の変化過程もせん断強度に影響を与える。さらに、母岩の力学特性や周囲の作用力の状態は、岩種や風化の状況によっても大きく異なる。このように弱層の力学特性は様々な影響を受けるため、不連続面が単一に存在しない場合が多く、弱層の影響範囲の認定が難しい。また、弱層は固結状態の違いや部分的な破損が生じていることが多いため、試料の採取が難しい。

このような岩盤の弱層の力学特性を評価するための最も直接的な手法として、原位置せん断試験方法がある(小松ほか, 2011<sup>22)</sup>)。原位置せん断試験は、原位置の弱層の力学的な特性を直接評価できる手法であるが、試験が大がかりで手間やコストが掛かるため、詳細な検討をすることは難しい。原位置せん断試験を補完し、パラメータの変動による影響や試験結果の信頼性の信頼性を向上させるために、室内一面せん断試験が適用されており、弱面すべりに関する不連続面がせん断強度に与える影響についてはこれまで多くの検討が行われてきた (Patton, 1966<sup>21)</sup> ; Barton and Bandis, 1982<sup>23)</sup>; Saeb, 1990<sup>10)</sup>; Jiang et al., 2006<sup>24)</sup>)。

このように岩盤の弱面におけるせん断強度は、様々な試みがされているが、既往のモデルの限界や問題点も指摘されている。以下に、せん断試験から得られるせん断強度の主な問題点を

述べる。

- (1) 既存のせん断強度を表すモデルのほとんどは、せん断力が伝達されるせん断面積が、全体的に接していることを前提としている。しかし、実際は、不連続面のかみ合わせは完全ではなく、せん断開始時から空隙や隙間があり、せん断力の伝達が行われていない領域が存在すると考えられる。つまり、せん断力の伝達の不均質性により、一部の接触面にせん断力が過剰に作用している場合があることになる(Saeb, 1990<sup>10</sup>)。
- (2) 間隙水が孤立した空隙に存在し、その空隙がせん断に伴って変形する場合、部分的に過剰な間隙水圧が発生している可能性が考えられる。せん断速度が早い場合や、岩石中の排水速度が遅い場合には、せん断力の上昇につれて岩石中に過剰間隙水圧が生じ、せん断強度を低下させる可能性がある(Goodman, 1975<sup>3</sup>)。
- (3) 通常、せん断初期には不連続面の凹凸は大きく、せん断変位が増加すると伴に凹凸が損傷し平滑になっていく。既往のモデルでは、不連続面の凹凸の傾斜角を取り扱っているが、その損傷過程についての評価やモデル化は行っていない(Son 2020<sup>25</sup>)。

佐々木ほか(2009)<sup>26</sup>は、ダム基礎等における弱層の強度評価手法に関する報告の中で、せん断強度を正確に評価するための重要性について指摘している。図 1.2.2.4-1 に示すように、弱層の成因や性状から強度に関係する要素をもとに弱層の形態を分類した。また、佐々木ほか(2009)<sup>26</sup>は、弱層のせん断強度を、3つの要素の強度(岩盤の強度、壁面のかみ合いによる強度、充填物の強度)の組み合わせから評価できるとした。これらの要素がどの程度弱面に存在するかによって、強度試験の方法や弱層の評価が変わる。さらに、弱層の強度の評価を行う際に必要な弱層の形態として、①不連続部の有無、②壁面の粗さと充填物幅の関係、③充填物の構成、を挙げており、それぞれについて実験的検討を行っている。

佐々木ほか(2009)<sup>26</sup>の弱層の形態の中で、「複数の不連続間の関係」、「連続性に関する形態」に関しては、平成 31 年度の実験結果から、幾何学的パラメータを簡略化することで数値化し、それらがせん断挙動に与える影響を定量的に検討できることを示した(産業技術総合研究所, 2019<sup>1</sup>)。また、令和 2 年度は、「連続性に関する形態」についてより詳しく検討し、弱面すべりの安定性評価モデルを提案した(本報告書 1.2.2.2.4 項参照)。

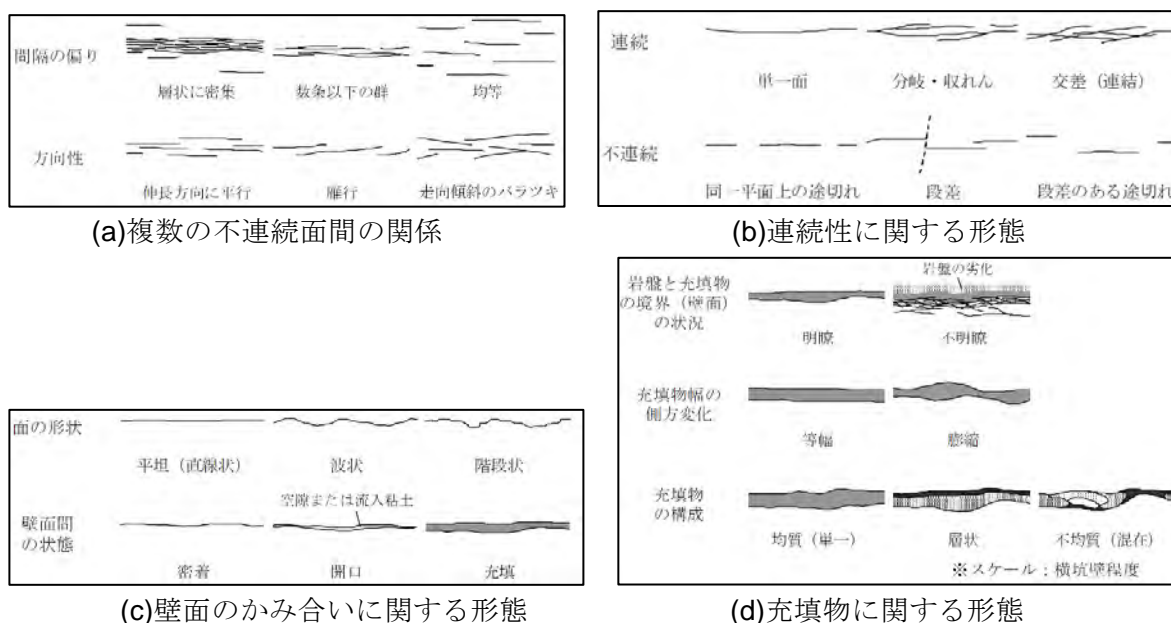


図 1.2.2.4-1 弱層の形態 (佐々木ほか(2009)<sup>26</sup>に加筆)



佐々木ほか(2009)<sup>26</sup>が指摘するように、断層面や地すべり面は、断続的な弱面が連続する一定の間隔を持つ平行またはオーバーラップした断続的き裂によって構成されている。岩盤工事では雁行状き裂（またはエシェロンき裂）が潜在的なすべり面を構成し、岩盤構造物の安定性に影響することが知られている。例えば、雁行状き裂の階段状破壊による地すべり（図 1.2.2.4-2a, Brideau et al. 2009<sup>27</sup>）や雁行状き裂の引っ張り破壊（pull-aparts）（図 1.2.2.4-2b, Kim et al. 2003<sup>28</sup>）が報告されている。通常、雁行状き裂は、主断層の周りの破砕帯で観察される（McGrath and Davison 1995<sup>29</sup> ; Kim et al. 2003<sup>28</sup>; Kim et al. 2004<sup>30</sup>）。

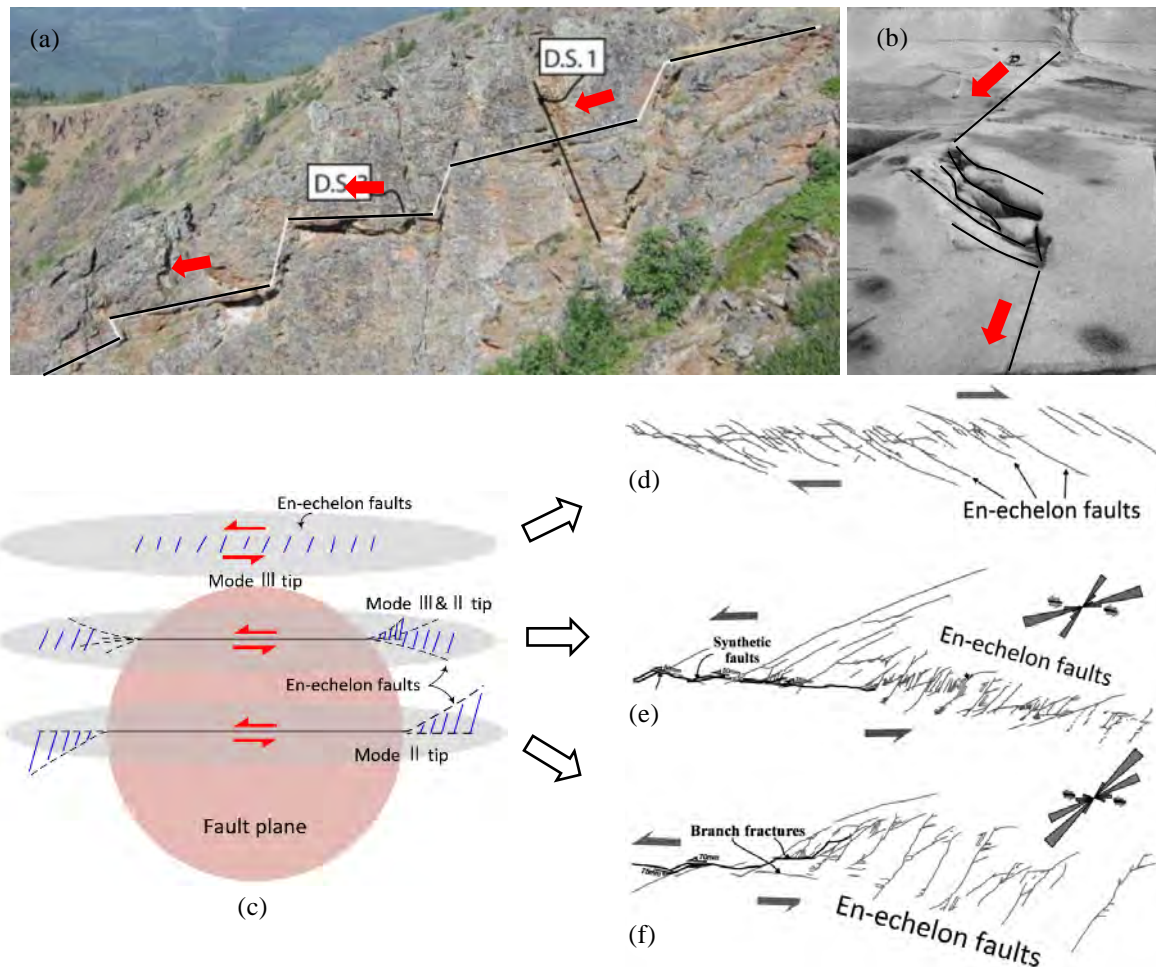


図 1.2.2.4-2 雁行状き裂の例. (a) アイシヒング川の地すべり (Brideau et al. 2009), (b) ゴゾ島, マルサーフォンの断層(Kim et al. 2003), (c) 主断層と損傷域先端の亀裂概念モデル (adapted from Kim et al. 2003), (d) 横ずれ断層の周辺に形成された破壊モードⅢの先端, (e) 横ずれ断層の周辺に形成された破壊モードⅢ&Ⅱの先端, (f) 破壊モードⅡの先端に形成された損傷帯(Kim et al. 2003<sup>28</sup>).

図 1.2.2.4-2c に示すように、断層の先端で見られる破砕帯は雁行状き裂と主断層の関係に応じて、2つの破壊モード（Mode II と Mode III）に分けることができる。図 1.2.2.4-2d に示すように、Mode III の先端の前にある雁行状き裂は、主断層の延長方向に沿って比較的長く、狭い破壊帯を示す（Granier 1985<sup>31</sup> ; Martel and Boger 1998<sup>32</sup>; Kim et al. 2004<sup>30</sup>）。一方、図 1.2.2.4-2f に示すように、Mode II の先端の前にある雁行状き裂は、一般的に、楔形破壊帯を形成し、いくつかの外向きに広がった逆断層からなる。さらに、図 1.2.2.4-2e に示すように、Mode II や III の混合した破壊帯では、雁行状き裂が他の断層構造（例えば、分岐活断層）と共存し、より



複雑な断層構造を形成する場合がある。例えば、交差した断層によって形成されたブロックは、せん断過程において回転する可能性がある。雁行状き裂の形成要因にかかわらず、岩盤の不安定性は主に断層や地すべり面の破壊とすべりによるものと考えられる。

1.2.2.2.4 項では、雁行状き裂のパラメータの変化による、不連続面の破壊構造についてパターン化し整理した。また、雁行状き裂が、弱面の力学的安定性の評価に与える影響を示し、新しい力学安定評価手法の提案を行った。雁行状き裂の幾何学的パラメータの力学的特性は、断層や地すべりの露頭でも観察される弱面構造であるため、断層や地すべりの連結や進展の定量的な検討にも適用することができると考えられる。雁行状き裂の幾何学的パラメータは、露頭でも観察されるが、供試体と露頭とのスケールの違いが及ぼす影響について把握・検討する必要がある。また、雁行状き裂のパラメータが、せん断中の岩石試料の水理特性に与える影響については今後の課題として残されている。

#### 【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2019) 廃棄物埋設における自然事象等を考慮した地盤の性能評価に関する研究. 平成 31 年度原子力規制庁委託成果報告書, 385p.
- 2) Bishop, A. W., and Henkel, D. J. (1962) The Measurements of Soil Properties in the Triaxial Test. Edward Arnold Ltd., London.
- 3) Goodman, R. E. (1975) Methods of Geological Engineering in Discontinuous Rocks. West Publishing, St. Paul.
- 4) Murthy, V. N. S. (2002) Geotechnical Engineering: Principles and Practices of Soil Mechanics and Foundation Engineering. CRC Press, New York.
- 5) Kwasniewski, M., Li, X., and Takahashi, M. (Eds.) (2012) True Triaxial Testing of Rocks. CRC Press, London.
- 6) Sato, M., Takemura, T., and Takahashi, M. (2018) Development of the permeability anisotropy of submarine sedimentary rocks under true triaxial stresses. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 108, 118–127.
- 7) Panaghi, K., Golshani, A., Sato, M., Takemura, T., and Takahashi, M. (2018) Crack tensor-based evaluation of inada granite behavior due to damage under true-triaxial testing condition. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 106, 30–40.
- 8) Barton, N. (1973) Review of a new shear-strength criterion for rock joints. Engineering Geology, 7(4), 287–332.
- 9) Yu, X., and Vayssade, B. (1991) Joint Profiles and their Roughness Parameters. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 28(4), 333–336.
- 10) Saeb, S. (1990) A variance on the Ladanyi and Archambault's shear strength criterion. International symposium of rock joints, June 4–6, Loen, 701–705.
- 11) Wei, J., Men, Y., Sun, S., Le, H., and Zhu, F. (2018) Experimental Study on 3D Roughness and Shear Failure Mechanism of Rock Mass Discontinuity. Advances in Civil Engineering, 2018, 7358205.
- 12) 高橋直樹・高橋 学・竹村貴人・藤井幸泰・朴 赫 (2012) 三軸圧縮および三軸伸張条件における来待砂岩の強度・変形特性. 応用地質, 53(3), 121–128.
- 13) Jiang, Y., Xiao, J., Tanabashi, Y., and Mizokami, T. (2004) Development of an automated servo-controlled direct shear apparatus applying a constant normal stiffness condition. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 41(2), 275–286.
- 14) Zhang, Y., Jiang, Y., Asahina, D., and Wang, C. (2020) Experimental and numerical investigation on shear failure behavior of rock-like samples containing multiple non-persistent joints. Rock Mechanics and Rock Engineering, 53(10), 4717–4744.
- 15) Bobet, A. (2000) The initiation of secondary cracks in compression. Engineering Fracture

- Mechanics, 66(2), 187–219.
- 16) Sagong, M., and Bobet, A. (2002) Coalescence of multiple flaws in a rock-model material in uniaxial compression. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39(2), 229–241.
  - 17) Wong, L. N. Y., and Einstein, H. H. (2009) Systematic evaluation of cracking behavior in specimens containing single flaws under uniaxial compression. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46(2), 239–249.
  - 18) 国土地理院 (2011) 地形分類。 [https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/lc\\_configuration.html#:~:text=%E5%9C%B0%E5%BD%A2%E5%88%86%E9%A1%9E%E3%81%A8%E3%81%AF%E3%80%81%E5%9C%B0%E5%BD%A2,%E3%82%92%E3%80%81%E5%8C%BA%E5%88%86%E3%81%97%E3%81%9F%E3%82%82%E3%81%AE%E3%81%A7%E3%81%99%E3%80%82](https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/lc_configuration.html#:~:text=%E5%9C%B0%E5%BD%A2%E5%88%86%E9%A1%9E%E3%81%A8%E3%81%AF%E3%80%81%E5%9C%B0%E5%BD%A2,%E3%82%92%E3%80%81%E5%8C%BA%E5%88%86%E3%81%97%E3%81%9F%E3%82%82%E3%81%AE%E3%81%A7%E3%81%99%E3%80%82)
  - 19) Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 295–305.
  - 20) 土木研究所土砂管理研究グループ地すべりチーム (2007) 地すべり防止技術指針及び同解説(提案). 土木研究所資料, 第4077号, 163p.
  - 21) Patton, F. D. (1966) Multiple modes of shear failure in rock. *Proceedings of the 1st congress of international society for rock mechanics, September 25-October 1, Lisbon*, 509–513.
  - 22) 小松順一・及川 洋・村岡 洋・和賀征樹・佐藤直行・阿部真郎 (2011) 軟岩不連続面のせん断強さの測定を目的とした一面せん断試験機の試作と測定結果. *地盤工学ジャーナル*, 6(2), 351–360.
  - 23) Barton, N., and Bandis, S. (1982) Effects of block size on the shear behaviour of jointed rock. *The 23rd US symposium on rock mechanics (USRMS), August 25–27, Berkeley*, 739–760.
  - 24) Jiang, Y., Li, B., and Tanabashi, Y. (2006) Estimating the relation between surface roughness and mechanical properties of rock joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 43(6), 837–846.
  - 25) Son, M. (2020) Shear Strength of Rock Joints and Its Estimation. *KSCE Journal of Civil Engineering*, 24(10), 2931–2938.
  - 26) 佐々木靖人・倉橋稔幸・吉田直人 (2009) ダム基礎等における弱層の強度評価手法の開発. 平成21年度土木研究所成果報告書.
  - 27) Brideau, M. A., Yan, M., and Stead, D. (2009) The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. *Geomorphology*, 103(1), 30–49.
  - 28) Kim, Y. S., Peacock, D. C. P., and Sanderson, D. J. (2003) Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology*, 25(5), 793–812.
  - 29) McGrath, A. G., and Davison, I. (1995) Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, 17(7), 1011–1024.
  - 30) Kim, Y. S., Peacock, D. C. P., and Sanderson, D. J. (2004) Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26, 503–517.
  - 31) Granier, T. (1985) Origin, damping, and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, 4(7), 721–737.
  - 32) Martel, S. J., and Boger, W. A. (1998) Geometry and mechanics of secondary fracturing around small three-dimensional faults in granitic rock. *Journal of Geophysical Research*, 103(B9), 21299–21314.



## 2 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

### 【仕様書記載内容】

中深度処分では、中深度処分では、廃棄物埋設地の位置に関する設計を行うために、水理地質構造、地球化学環境等を踏まえた評価対象とする領域の地下水流動評価及びそれらを踏まえた核種移行評価が必要とされる。このことから、過年度までに、中深度処分における廃棄物埋設地深度相当までの地下水、地質コア等の試料（以下「地下水試料等」という。）の採取及び分析を行い、得られたデータから地下水流動を評価するための技術的指標の抽出、地下水流動の概念モデルの作成等を実施した。本事業においては、過年度に対象とした地域において、過年度に対象とした深度より深い位置での地下水試料等の採取及び分析を行い、地下水流動を評価するための技術的指標の抽出、概念モデルの作成及び地下水流動解析を実施し、廃棄物埋設地深度の地下水流動を評価するために必要となる調査深度について検討する。また、水理学特性を評価する指標の水理パラメータを変動させた数パターンの地下水流動解析を実施し、それぞれの結果を比較検討することで水理パラメータの変動が解析結果へ与える影響について評価し、地下水流動の評価に係る科学的・技術的知見を取得する。

### 2.1 ボーリング調査による既存地下水流動モデルとの比較・検証

#### 【実施内容】

平成 31 年度のボーリング調査及び地下水試料の分析等により、広域地下水流動の中間域において深度 75 m までの水温、水質・同位体の深度プロファイル、水理特性のデータを取得し、既存地下水流動モデルにおける地下水涵養時期・水温異常域等の検証に関する予察を行った。また、原位置データにより中深度処分相当深度以浅における地下水流動区域・非流動区域の詳細な深度プロファイルを得た。

中深度処分において廃棄物埋設地の最適な地盤設計を行うためには、水理地質構造、地球化学特性等を踏まえて、地下水の涵養域、廃棄物埋設地及び流出域までの地盤の地下水流動評価が必要である。中深度処分対象深度の地下水流動系が流動規模の大きな広域地下水流動系に支配されているか、局所的な地形に依存し流出までの期間の短い局地流動系に支配されているかの評価を行う必要がある。また、約 10 万年周期で起こる海水準変動による地下水流動系の変動（流動の活発化・規模・深度の増大）や地下水流出地点の移動における上昇流などのため、地下水流動解析には対象としている廃棄物埋設地深度より深い深度までの解析の情報が必要となり、地下水流動解析における深度方向の適切な評価範囲の設定も必要となされる。

このため、令和 2 年度は、平成 31 年度に行った中間流動域のボーリング地において、中深度処分相当深度の約 3 倍程度に相当する 200 m 程度までの掘削（平成 31 年度の深度 75 m からの増掘）を行い、揚水試料およびコア試料から間隙水の採取を行う。採取された揚水試料を対象とした、水素・酸素同位体比、地下水年代指標（トリチウム、ヘリウム、放射性炭素同位体、放射性塩素同位体）から得られる地下水の涵養時期や涵養地域に関する情報と、間隙水試料の水素・酸素同位体比、一般水質等の深度プロファイルによって地下水流動系の評価を行う。原位置水理試験及び岩芯試料を用いた室内透水試験による水理特性の深度プロファイルの取得、掘削途中の孔底部における水位あるいは水圧計測による間隙水圧プロファイルの評価を併せて行い、水質プロファイルと岩芯試料を用いた実験的評価によって間隙水圧プロファイルと地下水流動系と変動の評価を行う。また、評価対象深度の増加に伴い、地下水流動中間域の 3 次元的评价を行う必要がある。このため、令和 2 年度は、小川原湖北西部を涵養域とする地下水の地球化学的特性を地表水及び既存井戸より把握し、地下水流動の中間域における、副次的な地下水流動の影響も含めた 3 次元的评价に必要な調査深度及び調査項目の抽出を行う。

以上の検討結果を地下水流動中間域における地下水流動評価のための技術的指標の抽出として取りまとめる。

また、ボーリングによって得られたコア試料を用いた天然バリアの性能評価のための廃棄物埋設地周辺の地下水の地球化学環境変遷に関する検討として、岩石試料の鉱物分析から酸化フロントや溶解フロントの位置の評価を行う。

## 【成果】

### 2.1.1 ボーリング掘削調査による原位置データの取得

#### 2.1.1.1 ボーリング掘削概要

ボーリング掘削地は図 2.1.1-1 に示したように北緯 40°43'23.13"，東経 141°13'16.64"，標高 8.0 m 地点の田圃地であり，高瀬川左岸に位置する。平成 31 年度の掘削により深度 30.65 m より更新統の野辺地層が確認されている。それ以深の予想地質状況は，現場の土地利用状況および掘削地から南西 1.6 km に存在する水源井の地質柱状図（青森県企画部，1970<sup>1)</sup>）を参考にすると，深度 106 m 程度まで更新統の野辺地層が堆積し，その後鮮新統の甲地層が現れることが予想された。本掘削調査では野辺地層及び甲地層について以下の調査を実施することとした。

- ・揚水試験
- ・揚水試料の採取および化学・同位体分析
- ・岩石コア試料を用いた室内透水試験
- ・間隙水の抽出及び化学・同位体分析

#### 1) 掘削工法およびコア試料採取

ボーリング孔掘削は，ロータリー式オイルフィールド型ボーリングマシンを使用した普通工法（ロータリー工法）とした。また，必要に応じて保孔用ケーシングを設置した。ロータリー工法の概略を図 2.1.1-2 に示す。

本検証ボーリングでは，コアから間隙水を一定間隔で抽出するため，コアボーリング部分（深度 76～200 m）については，乱れが少なく掘削水の影響を受けていないコア試料を高い採取率で採取する必要がある。そのため，原則として以下の仕様を満たすコアサンプラーを使用した。

- ・コアケースに透明樹脂パイプを用いた三重管サンプラーとした。三重管サンプラーの例を図 2.1.1-3 に，特徴と構造を図 2.1.1-4 示す。
- ・掘削ビット先端部において，コア試料と掘削泥水の接触を低減する機構が存在し，コア試料が掘削水の影響を受け難いサンプラーを使用した。

採取コア径は 85 mm 以上としており，三重管サンプラーでの採取を行った。しかし，深度 152.5 m 付近で被圧帯水層に到達し，地質状況や湧水状況等によるコア採取作業へ大きな制約が生じた。この対応として，湧水条件・コア採取条件が改善されるまでの深度区間では，レイモンドサンプラー（標準貫入試験）による掘削を行った。サンプラーの適用区間を以下に示す。

- ・深度 76.00～153.96 m：三重管サンプラー（コア採取，掘削径 φ 125 mm-コア径 φ 92 mm）
- ・深度 153.96～180.20 m：レイモンドサンプラー（土質・地質状況の確認）
- ・深度 180.20～201.42 m：三重管サンプラー（コア採取，掘削径 φ 125 mm-コア径 φ 92 mm）

深度 153.9 m 以深では，孔口からの湧水を抑制するために，掘削泥水の比重を 1.05 程度に高めた。ただし，比重の高い泥水では，送水路の狭い三重管サンプラーでは送泥水が滞り，コアリングに支障を来すことが考えられた。このため，比重の高い孔内の泥水がサンプラー内に侵入することを防ぐための逆止弁を製作し使用したが，逆止弁による送水不良が生じ，使用を中止した。この対応として，コアリング開始前に孔内の泥水比重よりやや小さい 1.03 の泥水を多く送水したのちにコアリングをおこなうことで支障なくコアを採取することができた。コアの採取率は，乱れの少ない試料採取の対象区間で 91%を達成した。



レイモンドサンプラーを使用した打ち込みによる試料採取（乱された試料）は2 m 間隔でおこなった。打ち込みにより採取した試料は、試料ビンに入れた。なおコアの欠損部分については、できる限りカッティングス等を回収した。

採取コアの処理・保管・郵送は、以下の手順で行った。

- ・サンプラー内のコアケース（アクリル管）に収納された採取コアは、そのまま掘進長0.5 m 単位で切断した。
- ・採取コアの端面を写真撮影し、岩相記載を行った。
- ・コアケースの両端をパラフィンフィルムで保護し、専用キャップを嵌め、その継ぎ目をビニールテープにより確実にシールした。
- ・コアケース表面に当該コアの採取深度と上下方向を記入したラベルを貼付した。
- ・コア欠損部分が存在する場合は、コアケースの余長を緩衝材で充填し、コアケース内の空気の容積を減らす措置を取った。
- ・採取コアは冷蔵保管し、低温保存された状態で郵送し、間隙水抽出作業を行うまで冷蔵庫で保管した。

本ボーリング孔（以下、KMK-1孔と呼ぶ）の柱状図を図2.1.1-5に示す。本調査地では、第四系更新統野辺地層、新第三系鮮新統甲地層の分布が予想される。令和元年度～二年度の構成土質・地質やその硬軟状況等から、下記に示す層序が分布すると考えられる。

- ・深度0.00 m～深度1.80 m：盛土  
暗褐灰色の礫混じりシルト。
- ・深度1.80 m～深度30.65 m：第四系完新統沖積層  
暗褐灰色の細砂，シルト，粘土が主体。最大でφ60 mmの礫，最大でφ2～6 mmの軽石を含む。基底に砂礫が層厚3.20 mで分布する。
- ・深度30.65 m～深度96.00 m：第四系更新統野辺地層  
暗緑灰色の細砂，砂礫が主体。最大でφ60 mmの礫，炭化物や貝殻片を含む。基底に硬質な軽石混じり砂が層厚3.00 mで分布し，最大でφ20 mmの軽石，スコリアを含む。
- ・深度96.00 m～深度201.42 m：新第三系鮮新統甲地層  
暗緑灰～緑灰色の細砂が主体。不均質にシルトを含み，所々で硬質。深度145.00～152.50 mではやや凝灰質な泥岩が分布する。その直下の細砂層は，被圧帯水層となっている。

## 2) 掘削泥水の管理および掘削水・洗浄水のトレーサー濃度管理

掘削には泥水を使用し、掘削水として掘削地の南西1.6 kmに存在する水源井（自噴）の水、泥剤にはベントナイトを使用した。本検証ボーリングにおける採水調査は、水質・同位体分析を行うことを目的としている。このため、採取されたコア試料から抽出された間隙水、ならびに揚水により区間採水された地下水は、掘削水・洗浄水の影響を取り除く必要がある。掘削水・洗浄水には、採取した間隙水・地下水に混入していく掘削水・洗浄水の浸透影響を評価するため、トレーサーを定量混合し、トレーサー濃度の定量管理を行った。トレーサーにはローダミンWTを用い、濃度は5.0 ppm ± 10%以内に調整した。

掘削水のトレーサー濃度管理は以下の手順でおこなった。掘削および付帯作業中は、掘削泥水のトレーサー濃度の確認を、掘進作業開始直前、掘進作業終了直後、およびその中間時間帯の3回/日おこなった。リターン水に関しては、掘削にかかった時間が3時間程度と短い場合、掘削開始前と掘削終了時の2回について、トレーサー濃度の確認をおこなった。

今回の調査では、掘削泥水のトレーサー濃度を確実に管理するために、ボーリング孔からのリターン水は送水循環に戻さず一旦隔離し、別のタンクにてトレーサー濃度を調整したのちに送水タンクに入れた。図2.1.1-6に、トレーサー濃度管理のための循環系統を示す。

ボーリング孔内に送水された泥水は、サンプラーから排出されたあと、孔口に回帰するまでに希釈されるため、常に孔内のトレーサー濃度を均一に保つことは困難である。今回の調査では、トレーサー濃度管理された泥水を掘削前に 50 L 以上送水することで、孔底のサンプラー周辺を管理されたトレーサー濃度の泥水で満たした状態で掘進をおこなった。

掘削泥水及び置換水でのローダミン WT 濃度測定結果を図 2.1.1-7 に、同じくリターン水での結果を図 2.1.1-8 に示す。リターン水は、孔底から孔口に回帰するまでに地下水と接触して希釈されるため、管理値を下回ることが多いが、泥水比重を 1.03~1.05 程度にしてからは大きく希釈されていない。

### 3) 揚水試験および地下水試料採取

採水および揚水試験で用いる揚水試験装置の概要を図 2.1.1-9 に示す。本装置は、以下の特徴を有する。

- ・採水区間の直上にシングルパッカーを設置し、採水区間を閉塞可能
- ・水中ポンプにより、採水区間からの採水と揚水試験を実施可能
- ・ストレーナーの下端から清水を噴出し、採水区間の泥水を清水に置換して洗浄可能
- ・採水区間の水圧は水圧計により観測し、観測データは地上のデータロガーとデータ収録 PC で記録（1 秒間隔でのデータ収録）が可能
- ・地上でも排水される地下水の水質を連続モニタリングし、原位置付近での水質測定結果と比較可能
- ・孔内部に地上から開閉操作できるバルブ（メインバルブ）を装備、間隙水圧測定や回復試験を効果的かつ効率的に実施可能
- ・ストレーナー部は巻線スクリーンとし、水質モニタリング装置（IDORONAUT Ocean Seven 305）を収納して孔内に設置可能

第 1 回の揚水試験は、91.00~95.92 m で段階揚水試験、連続揚水試験、採水、回復試験をおこなったが、孔内に設置した原位置モニタリング装置の電池消耗によりデータが記録されていなかったため、50 cm 下位に再度設置して連続揚水試験と回復試験を実施した。第 2 回の試験は、148~150 m の泥岩部にパッカーを設置したが、パッカーリークが生じ試験区間の遮蔽が不十分であったため、泥岩部に打設され、対象砂層との遮蔽が良好なケーシング内にパッカーを設置して試験をおこなった。第 3 回目の試験では、大きく水位を低下させると試験区間の埋没等が発生し、試験を継続させることができないため、段階揚水試験は中断し、湧水の採水のみとした。原位置測定結果を図 2.1.1-10 (a~b) に示す。

1 深度目の地下水試料採水は、連続揚水試験中にシングルパッカーで閉塞した採水区間からポンプで揚水することにより地上にて行った。採水区間は 91.0-95.9 m である。パッカー式採水システムを設置後、ロッドの先端から孔内洗浄水を噴出させて孔内洗浄を行った。エアリフトを併用した孔内洗浄は、地下水中に溶存する希ガス組成に影響を及ぼす可能性があるため行っていない。孔内洗浄水は、給水タンク内のトレーサー添加後の水を使用した。地下水試料の採取条件は、トレーサー濃度が掘削水のトレーサー濃度の 5% 以下に低下することであったが、連続揚水試験中は 1 時間に一度の間隔でトレーサー濃度を測定した結果、連続揚水試験中に 0.016 ppm 以下（掘削水のトレーサー濃度の 0.4% 以下）まで低下した。そこで、採水はトレーサー濃度が低いレベルで安定しているのを確認したうえで、連続揚水試験の最終盤に行った。2 深度目（152.50~153.96 m）および 3 深度目（190.70~201.42 m）の採水は、ポンプ揚水ではなく、ローダミン濃度の低下を確認したうえで自噴湧水を採取した。それぞれのトレーサー濃度は 0.023、0.027 ppm である。

各採水区間から水質・同位体（水の同位体，炭素安定同位体，放射性炭素同位体，放射性塩素同位体，トリチウム）分析用に約 6 L，溶存希ガス分析用に銅管に 3 本の試料を採取した（3 深度目の採水については，銅管は 2 本採取）。なお，トレーサー濃度の推移と水質・同位体の変動を確認するため，連続揚水中にトレーサー濃度の測定と合わせて一部の水質・同位体試料分析用に試料を予備試料として採取した。

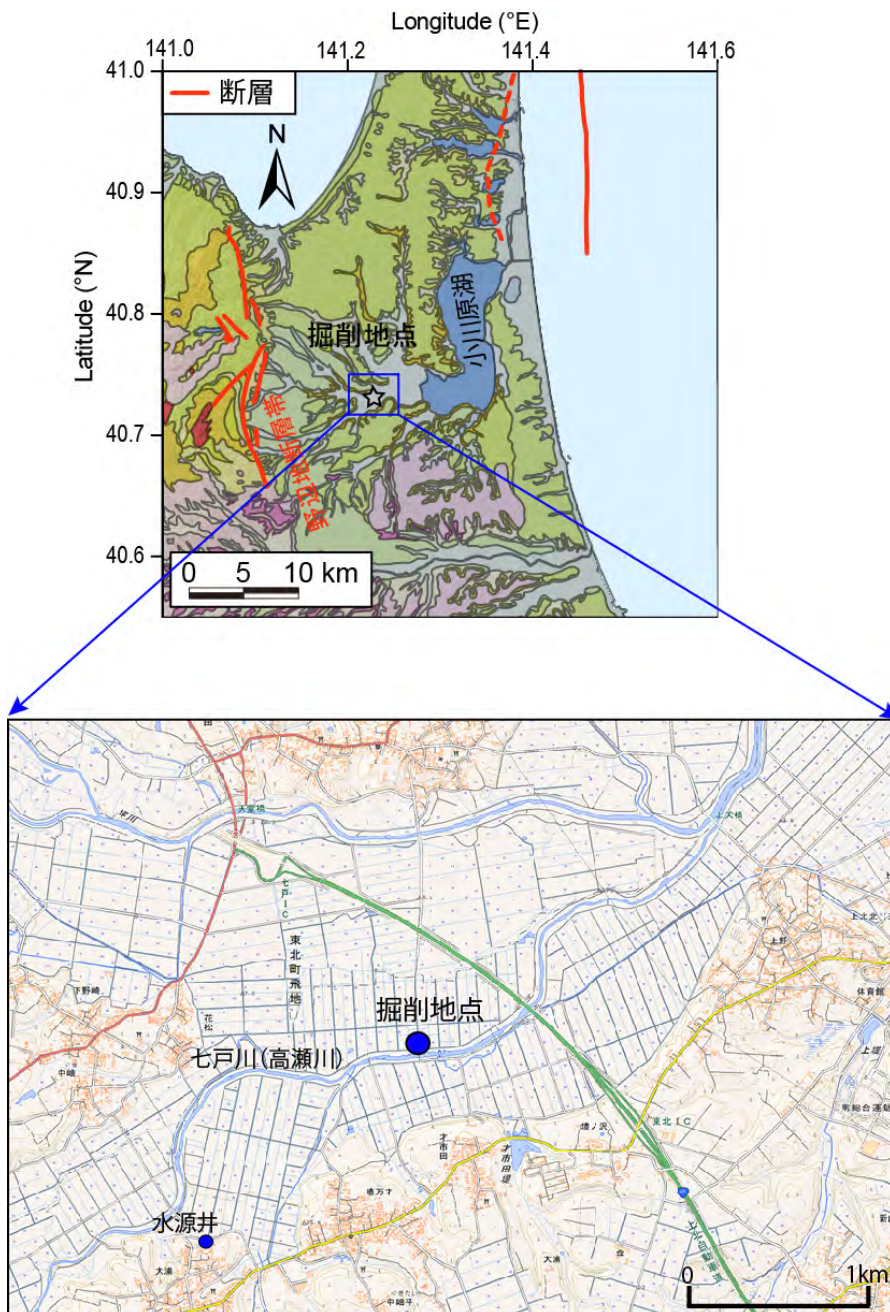


図 2.1.1-1 ボーリング掘削地

住所：青森県上北郡東北町大浦中渡 75-8 番地。上図はシームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2015<sup>2)</sup>），下図は地理院地図（国土地理院）を利用して表示。

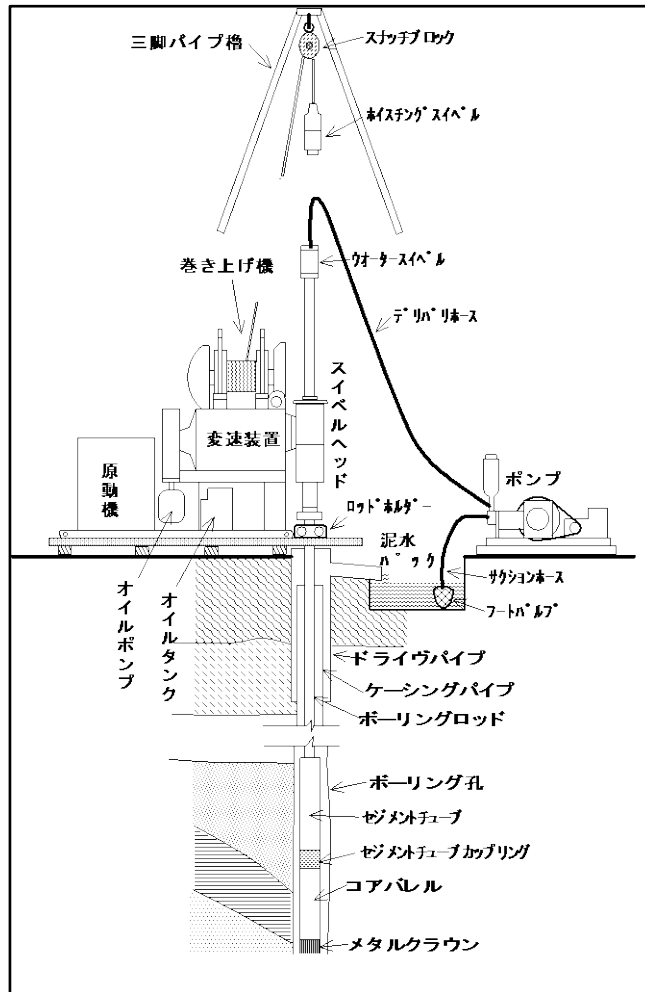


図 2.1.1-2 ロータリー工法の概略

従来の、超軟弱地層・砂質・軟質土のコア採取にはデモンサンプラー等が主に使用されてきましたが、この度 コア径φ75mm のトリプル（三重管）サンドサンプラーが、先端部品の改良工夫により高品質の自然に近いコア採取が可能になりました。使用範囲も先端部品の交換で軟弱土の採取まで幅広くご利用できます。現場の要望から誕生しました逸品です。現場の必需品としてお薦めします。

超軟弱の採取可能な優れ物

	従来型			新型
サイズ	76	86	116	100
コア採取長	1.0M	1.0M	1.0M	1.0M
外径	76mm	86mm	116mm	100mm
コア径	55mm	65mm	88mm	75mm
全長	1558mm	1525mm	1720mm	1475mm
重量	21kg	25kg	50kg	33kg
外内管クリアランス	1.5mm	1.5mm	2.5mm	2mm
ロッドネジ	40.5RS	40.5RS	40.5/RS	40.5RS
掘削水	清水・泥水	清水・泥水	清水・泥水	清水・泥水
RS	対応	対応	対応	対応

特殊形状シュウ

軟質用 S

切替可能

硬岩用 SM

切替可能

破裂帯用 RS

オプション商品

超軟質土コア採取が実現!!

シートタイプ

サンドバケット

低コスト!

SU75管使用可能

コア目視が不要な場合

図 2.1.1-3 三重管サンプラーの例

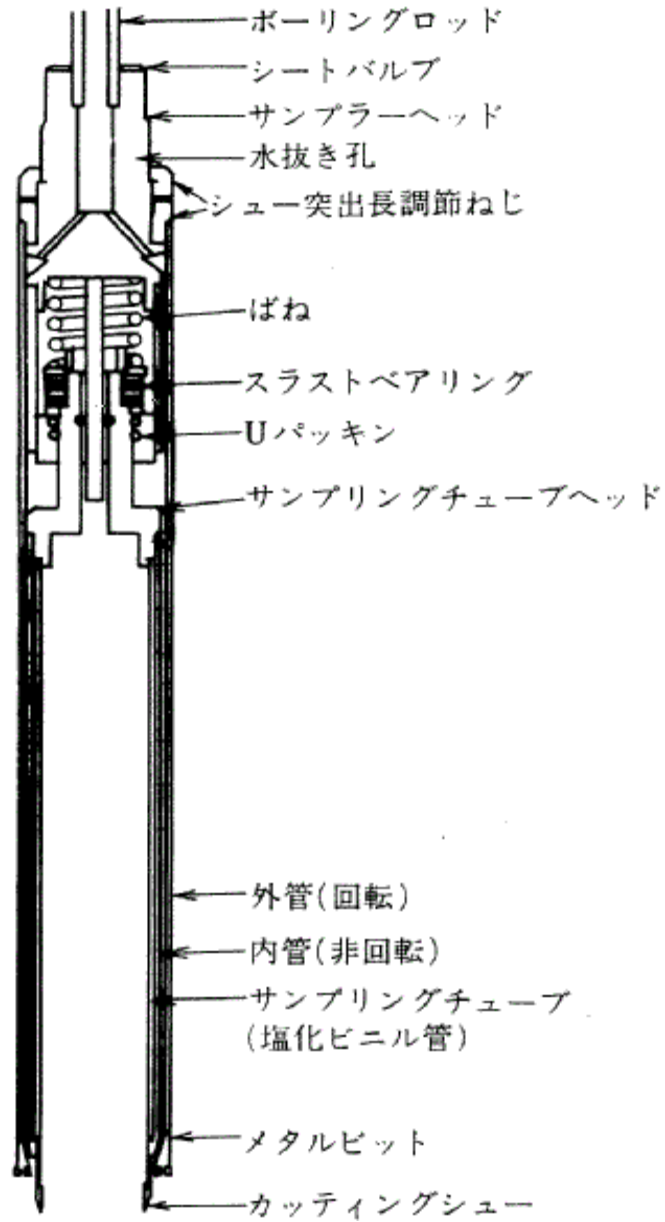


図 2.1.1-4 三重管サンプラーの特徴と構造



第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

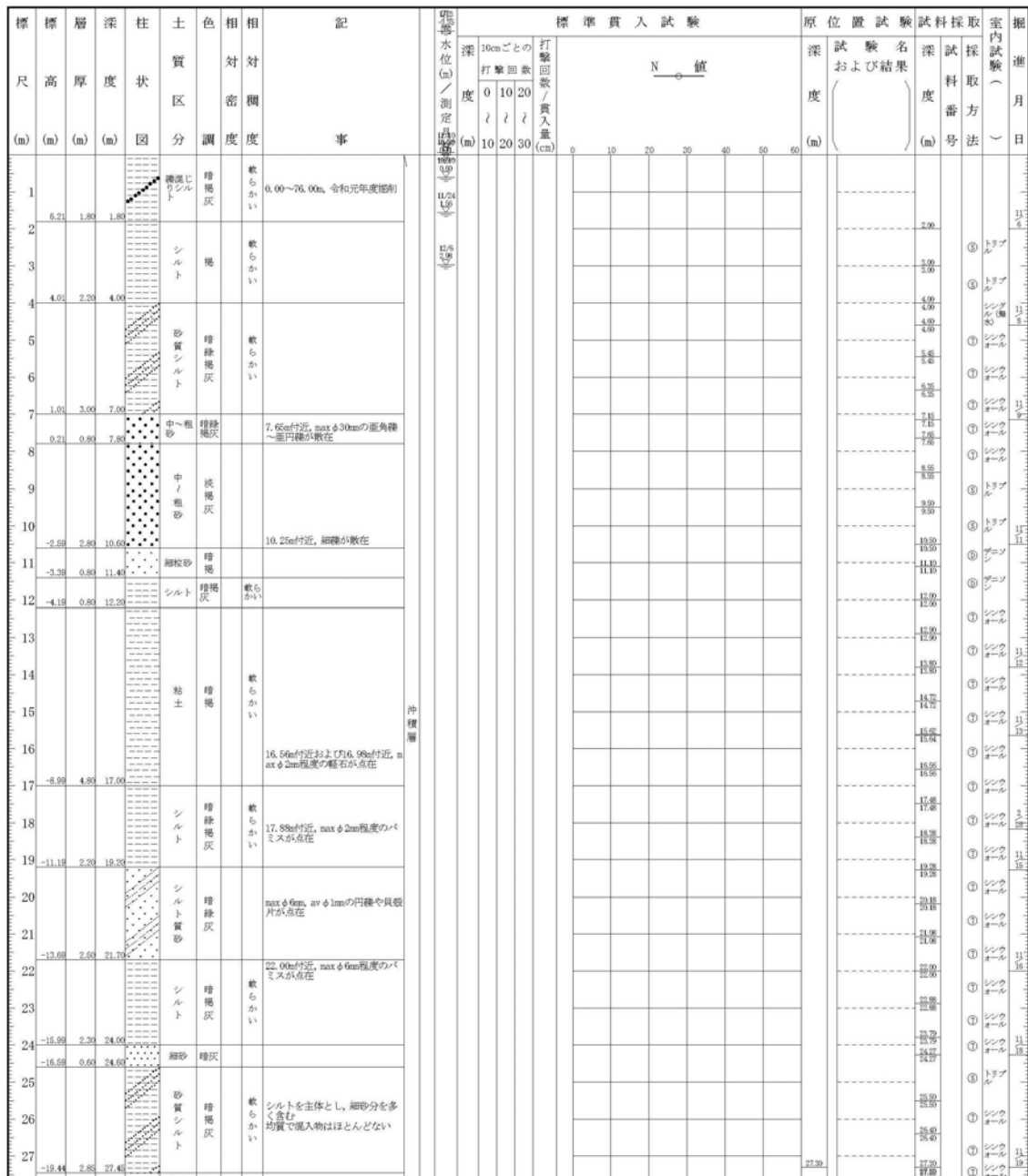


図 2.1.1-5 ボーリング柱状図

第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

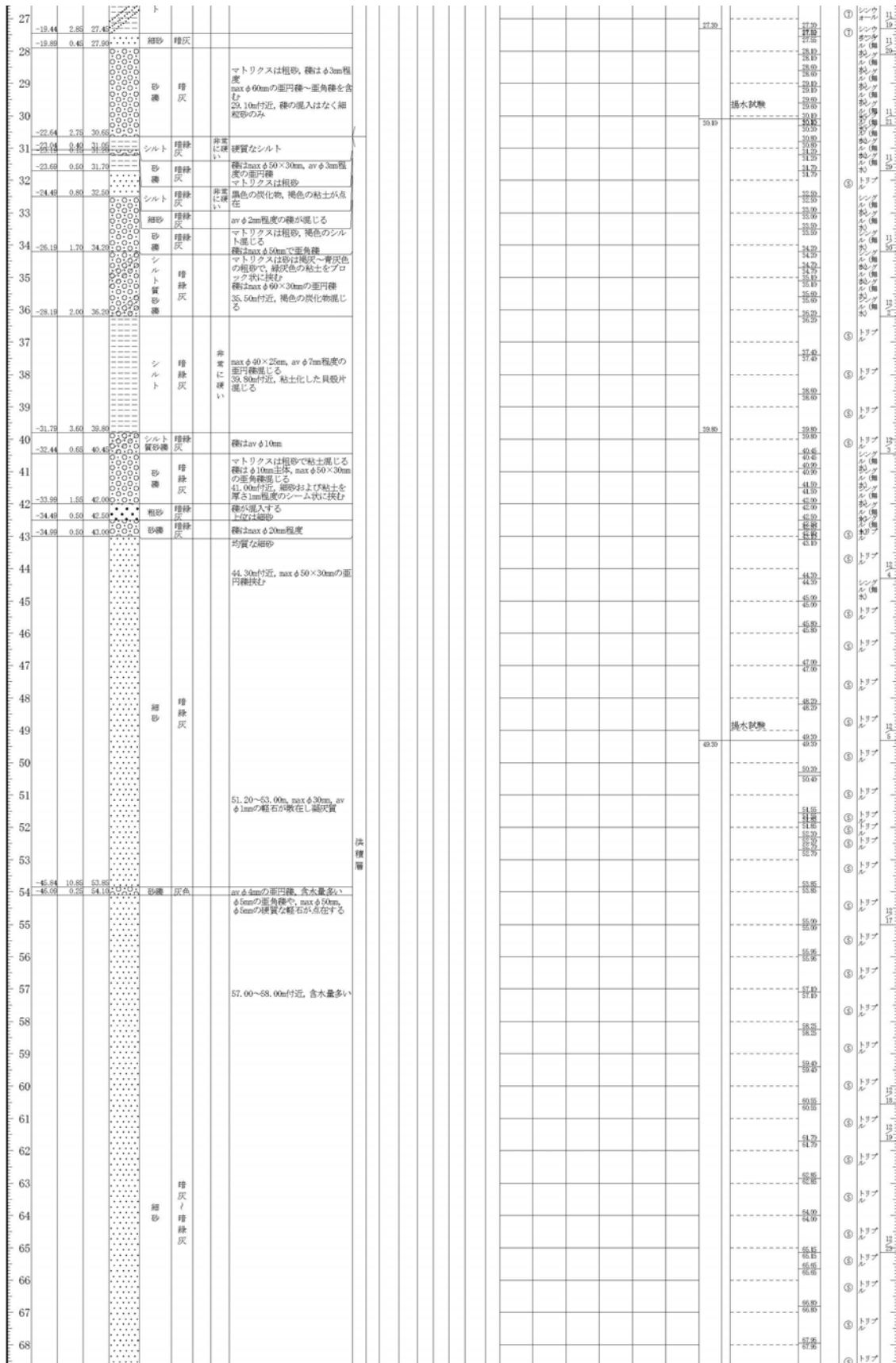


図 2.1.1-5 (つづき) ボーリング柱状図

第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

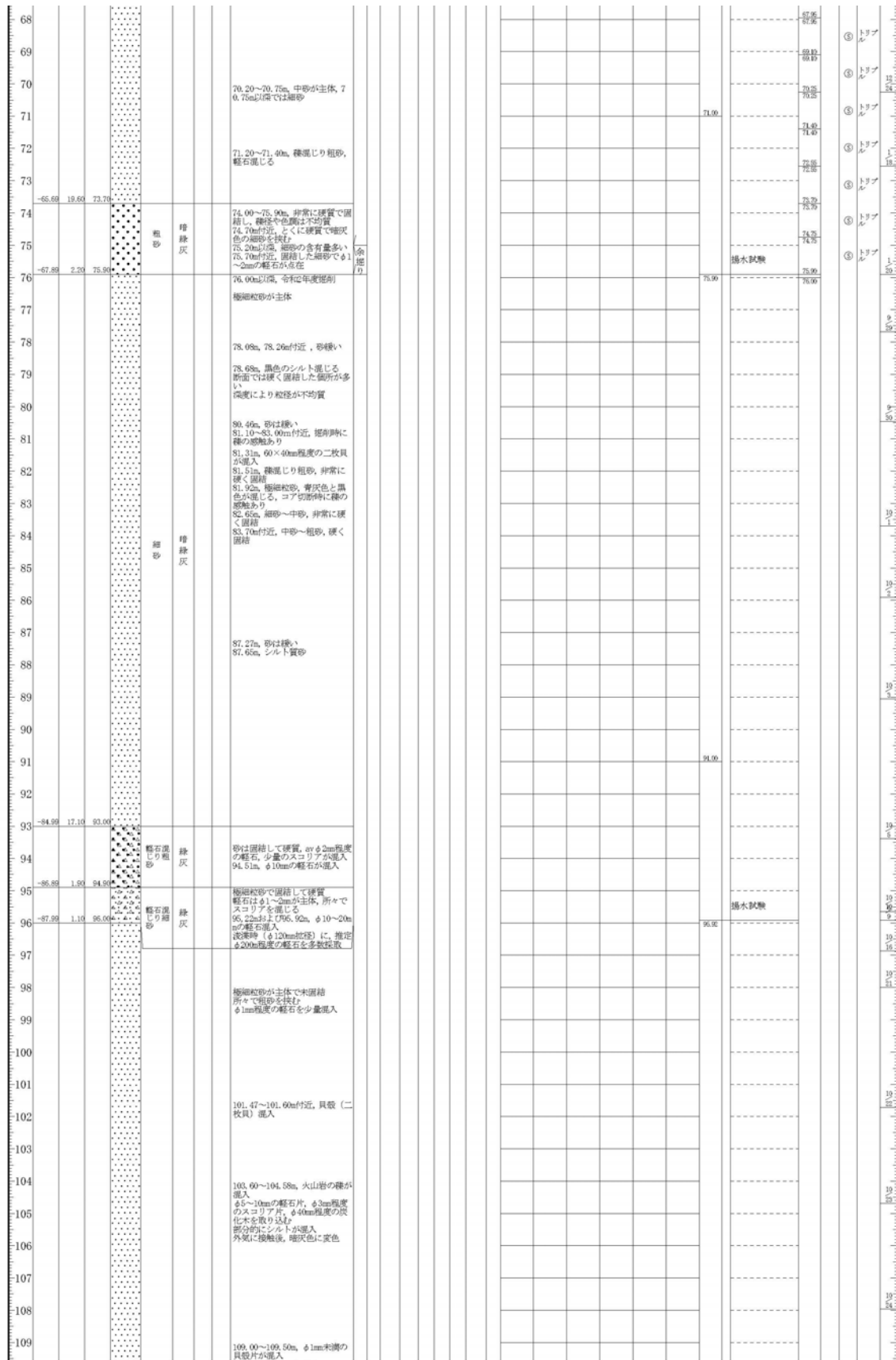


図 2.1.1-5 (つづき) ボーリング柱状図

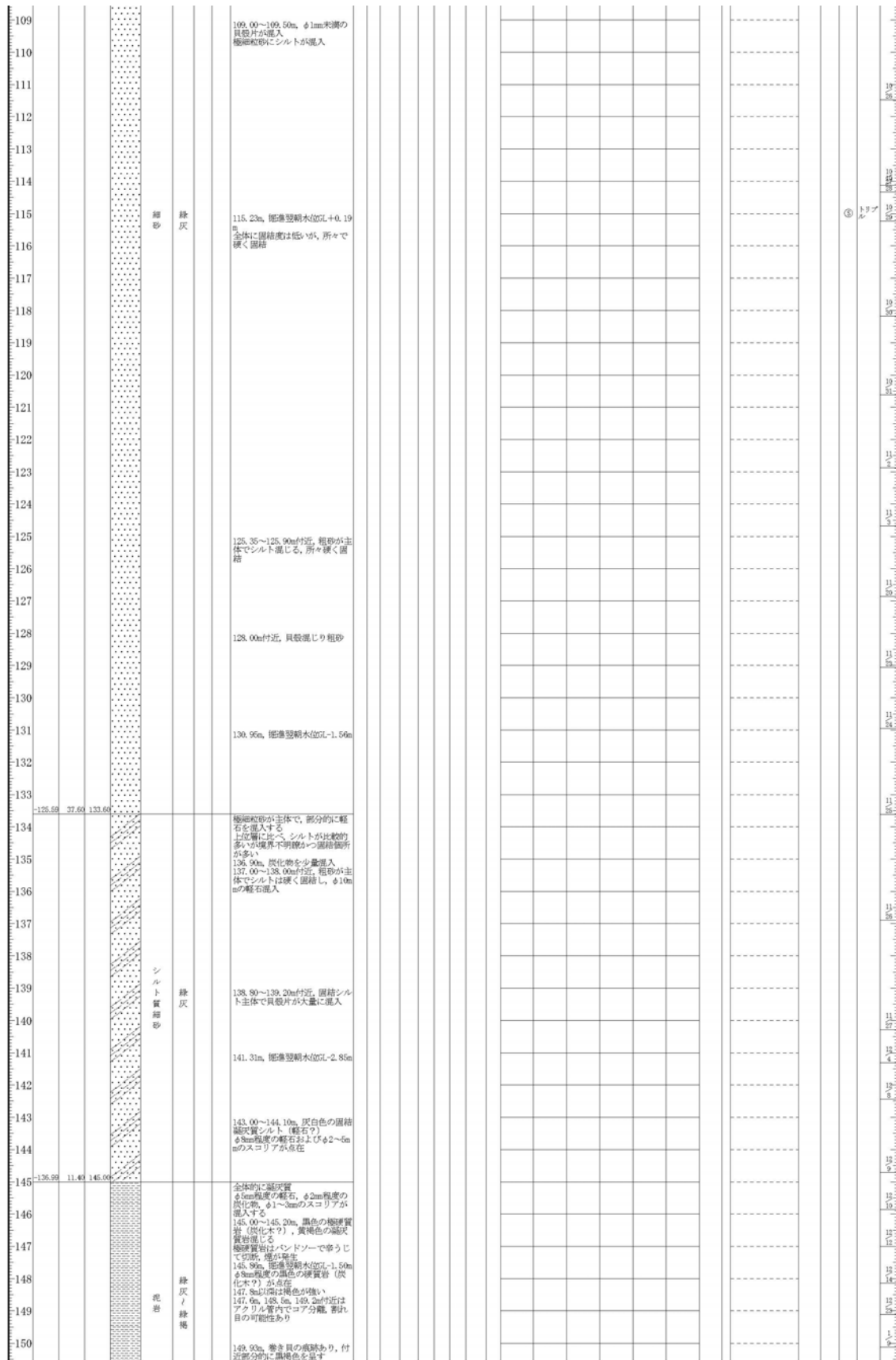


図 2.1.1-5 (つづき) ボーリング柱状図

第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

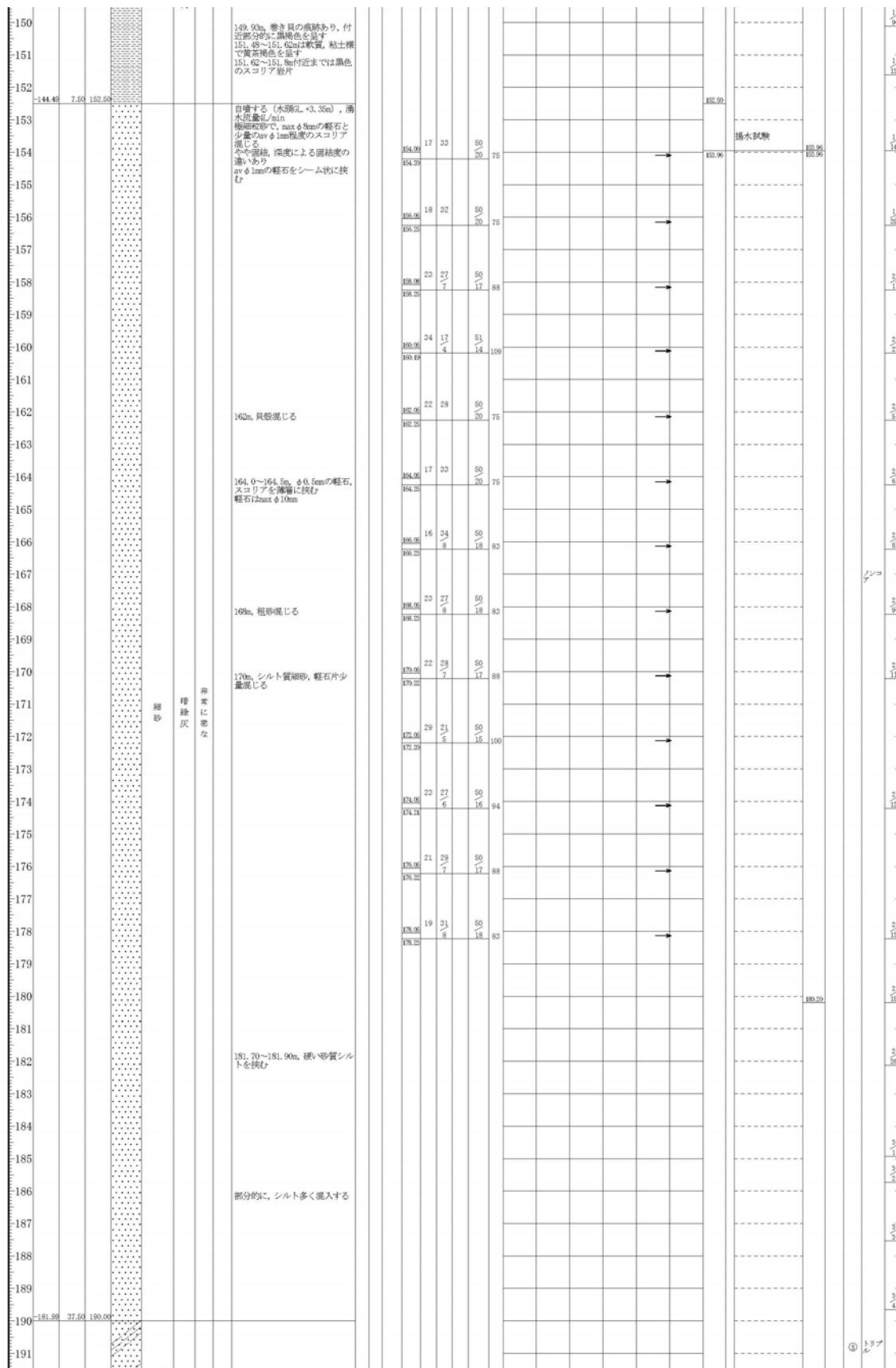


図 2.1.1-5 (つづき) ボーリング柱状図



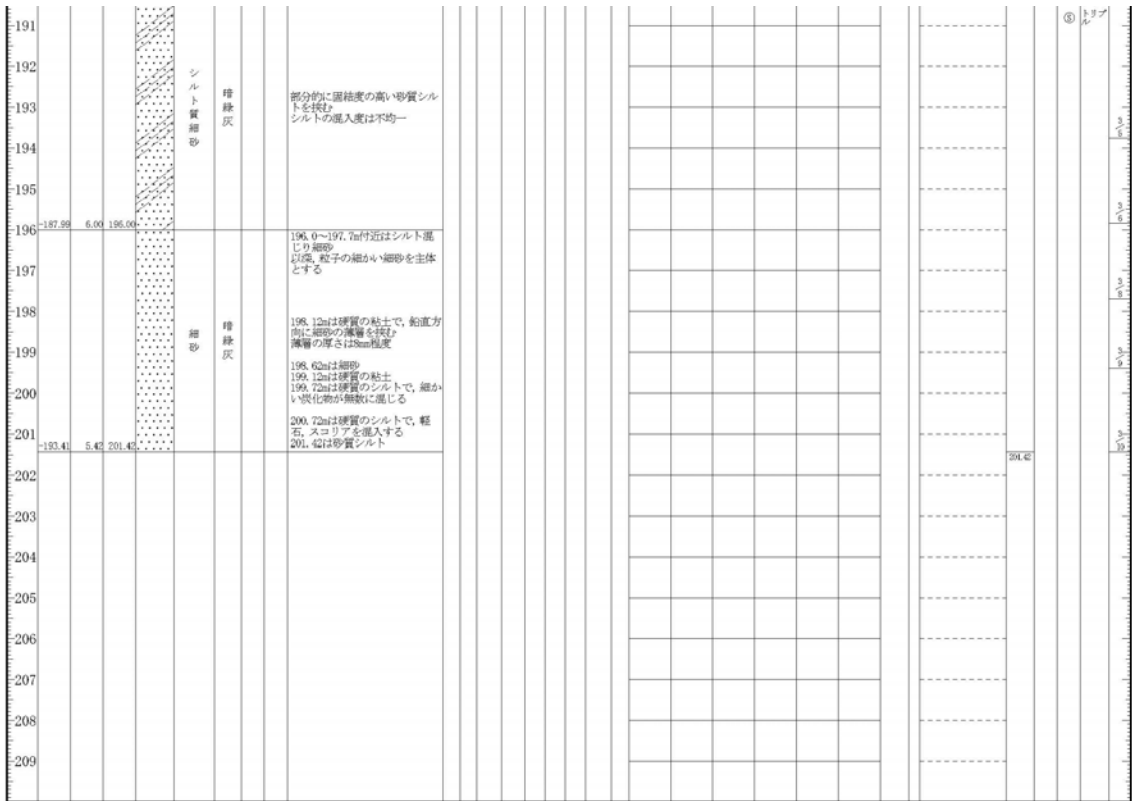


図 2.1.1-5 (つづき) ボーリング柱状図

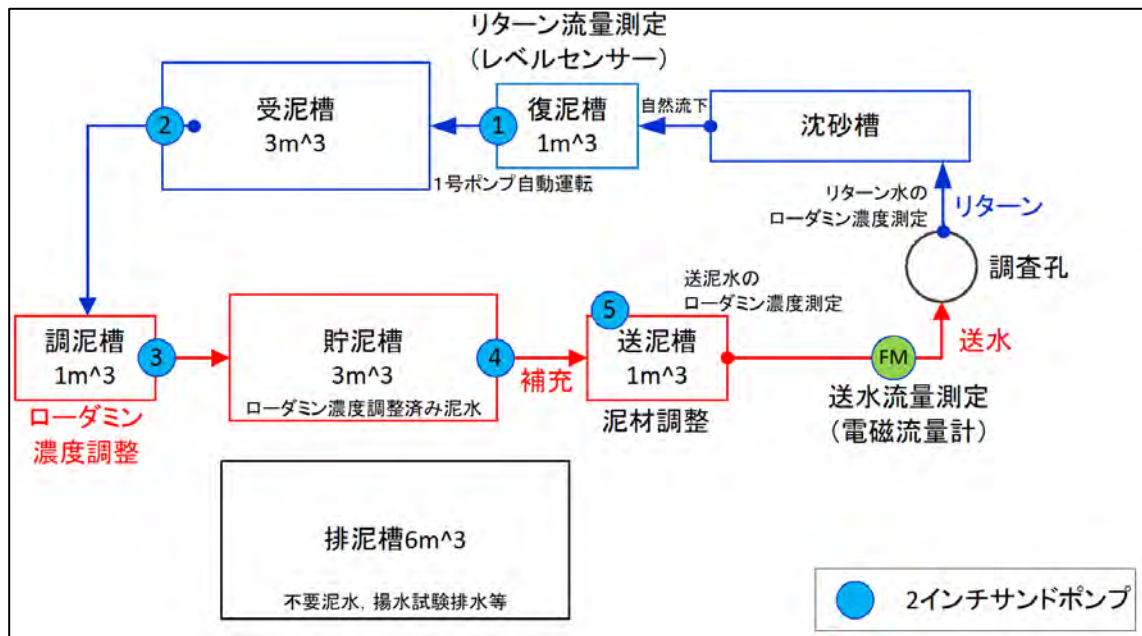


図 2.1.1-6 トレーサー濃度管理のための循環系統

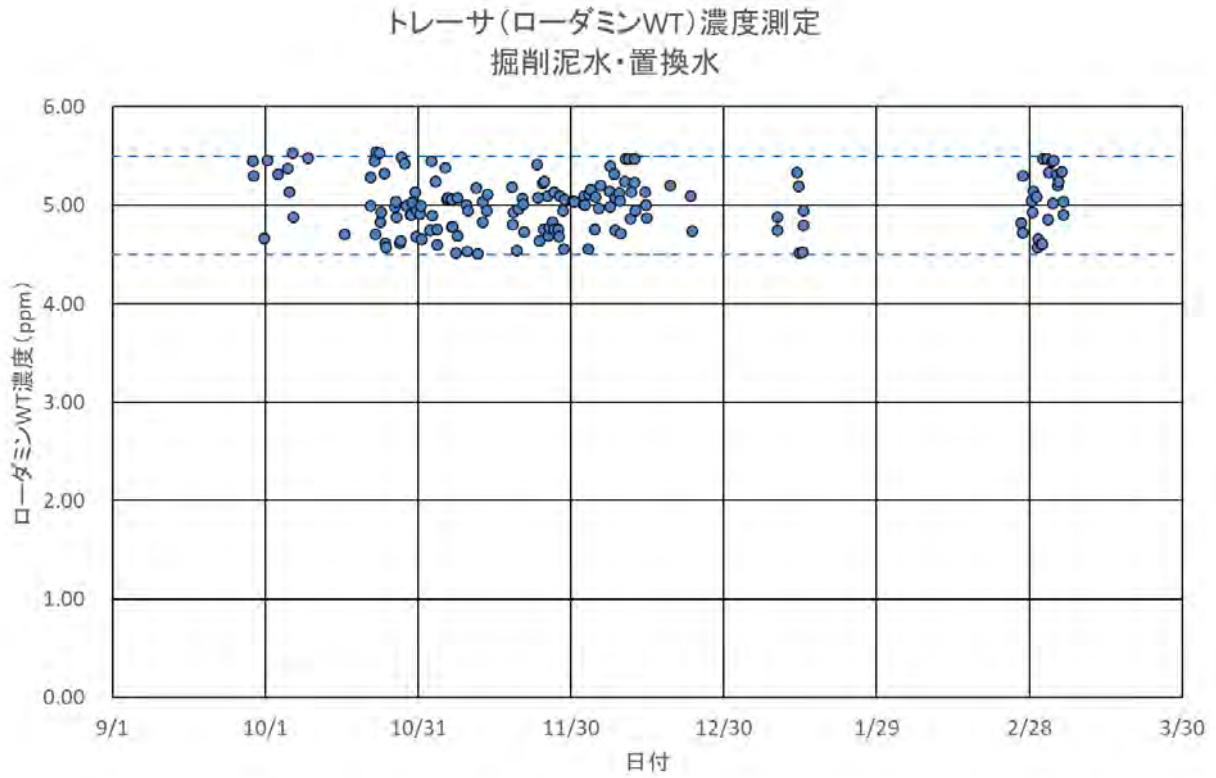


図 2.1.1-7 ローダミン WT 濃度測定 (掘削泥水・置換水)

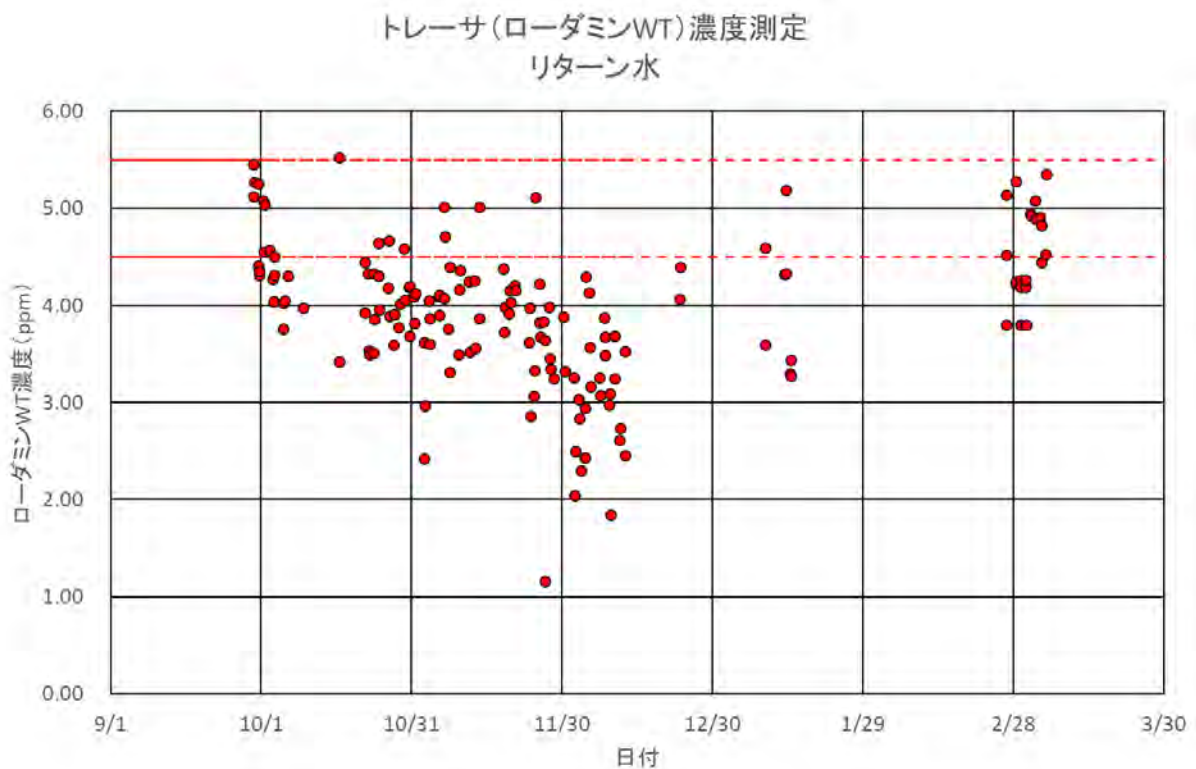


図 2.1.1-8 ローダミン WT 濃度測定 (リターン水)

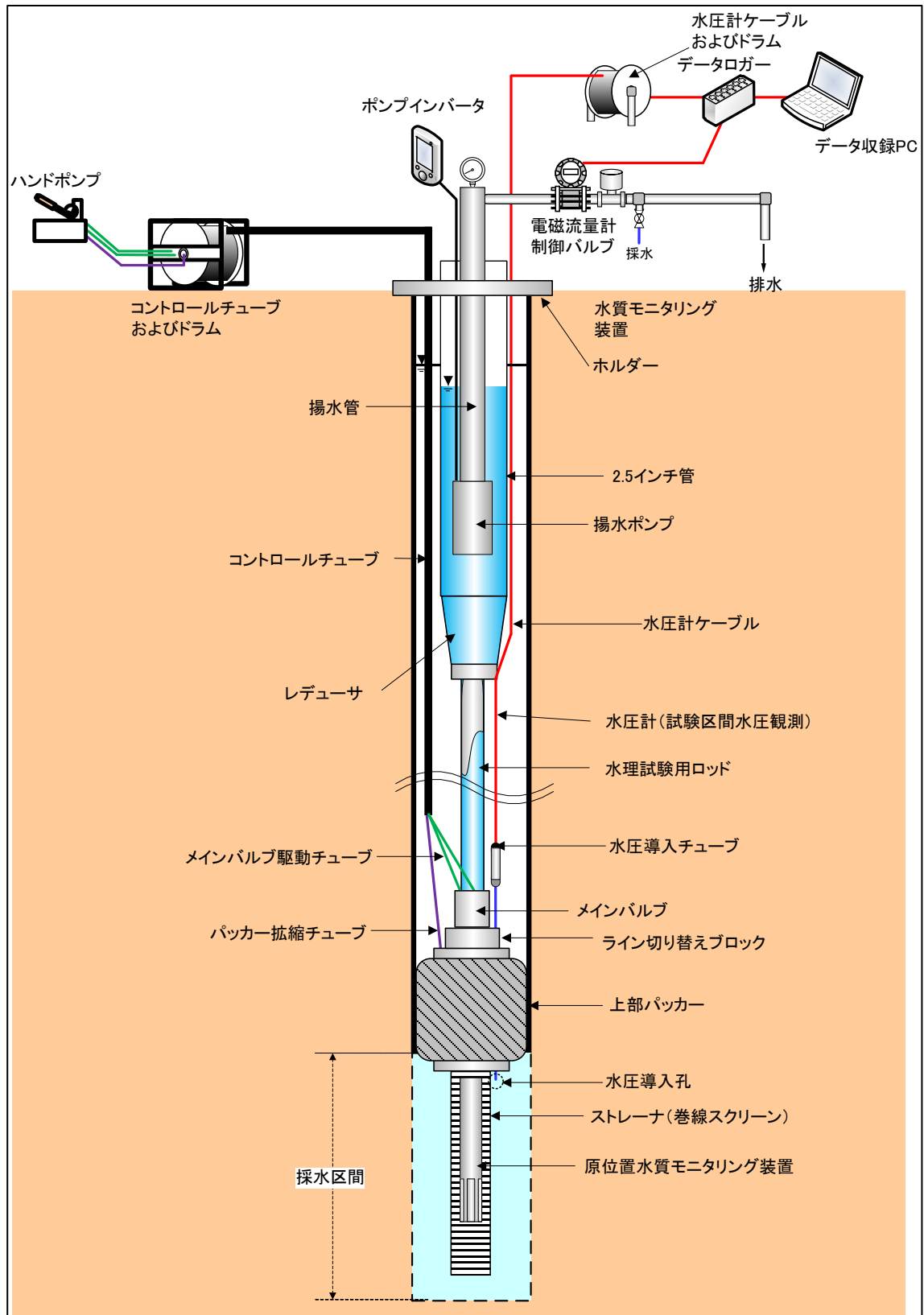


図 2.1.1-9 揚水試験装置の概要

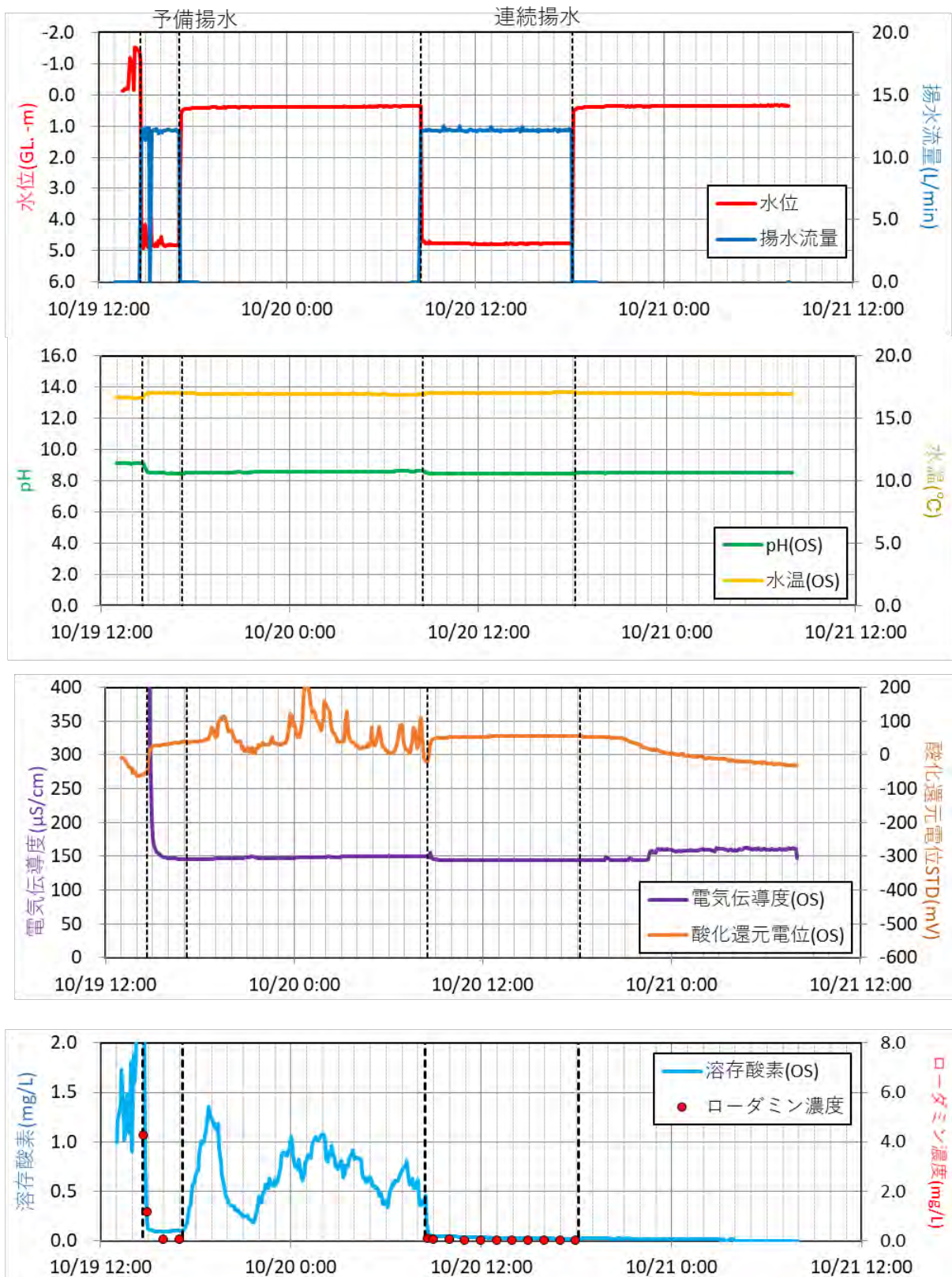


図 2.1.1-10 (a) 原位置水質モニタリング結果 (91.50~96.86 m)



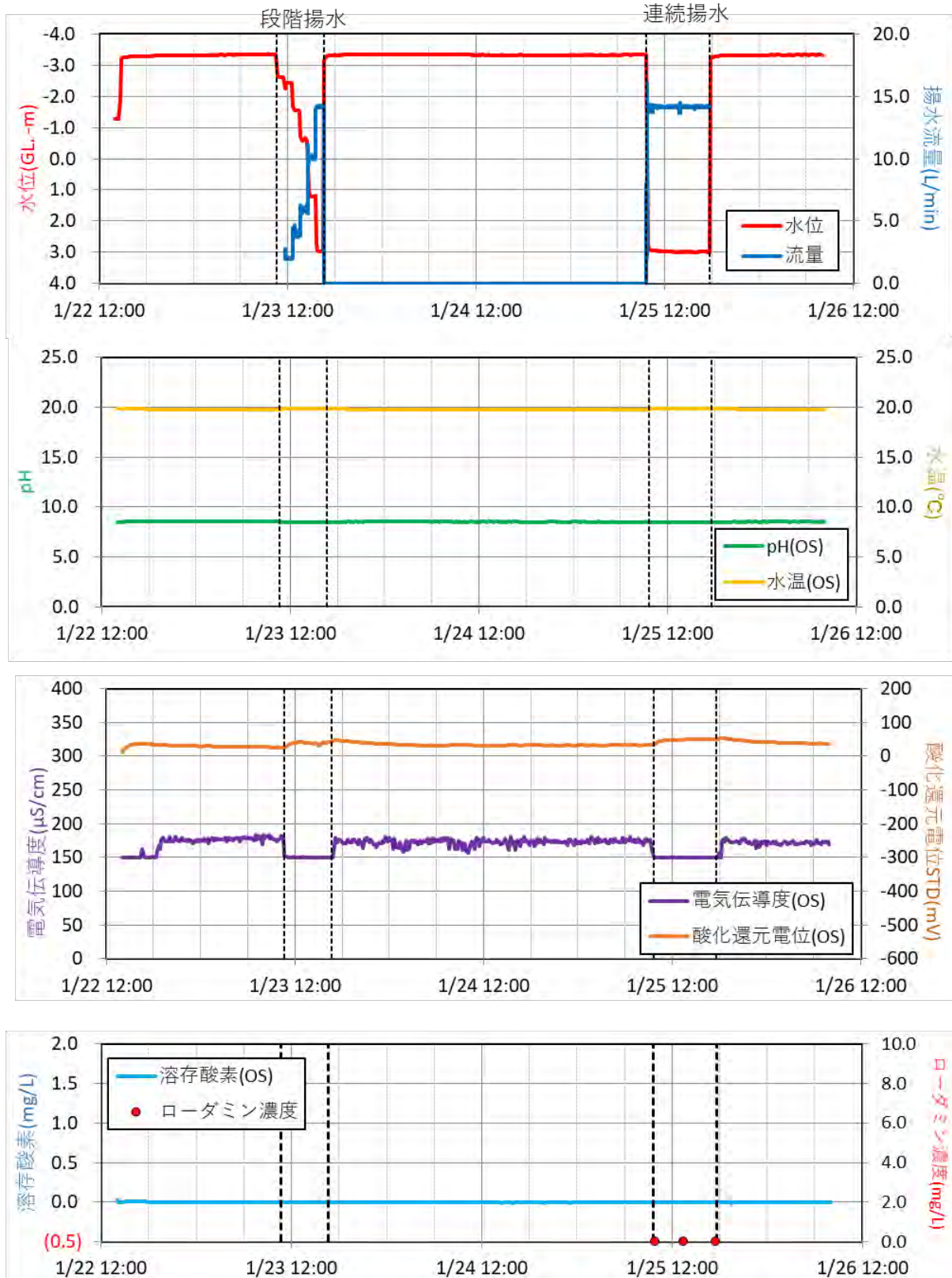


図 2.1.1-10 (b) 原位置水質モニタリング結果 (152.50~153.96 m)



2.1.1.2 原位置水理試験および岩芯試料を用いた室内透水試験

1) ボーリング掘進時の孔内水位の変化

ボーリング掘削において、掘削深度ごとの孔底深度、ケーシング設置深度と、掘削後翌朝の孔内水位の変動を図 2.1.1-11 に示す。

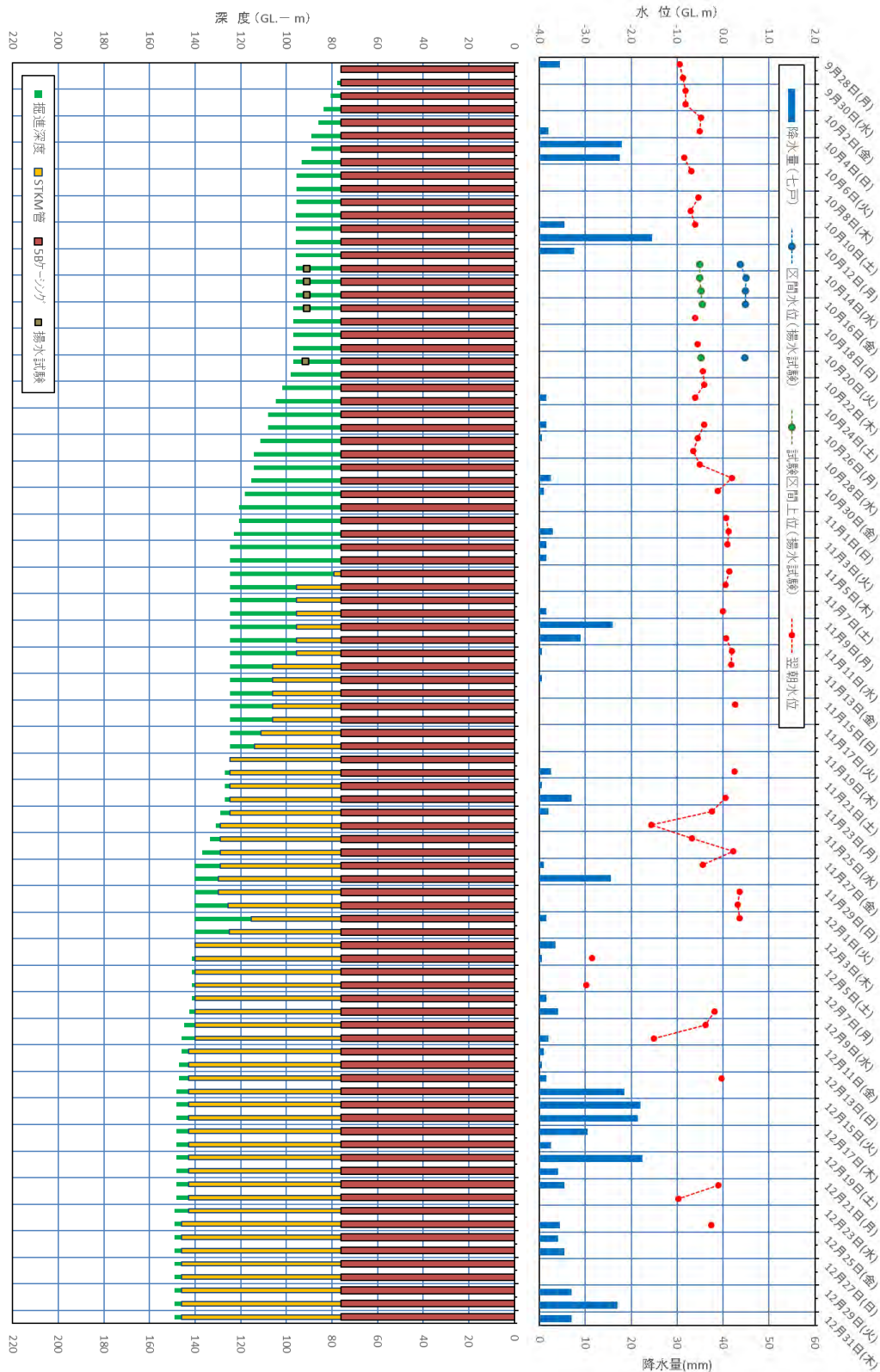


図 2.1.1-11 掘削深度、ケーシング挿入深度と孔内水位

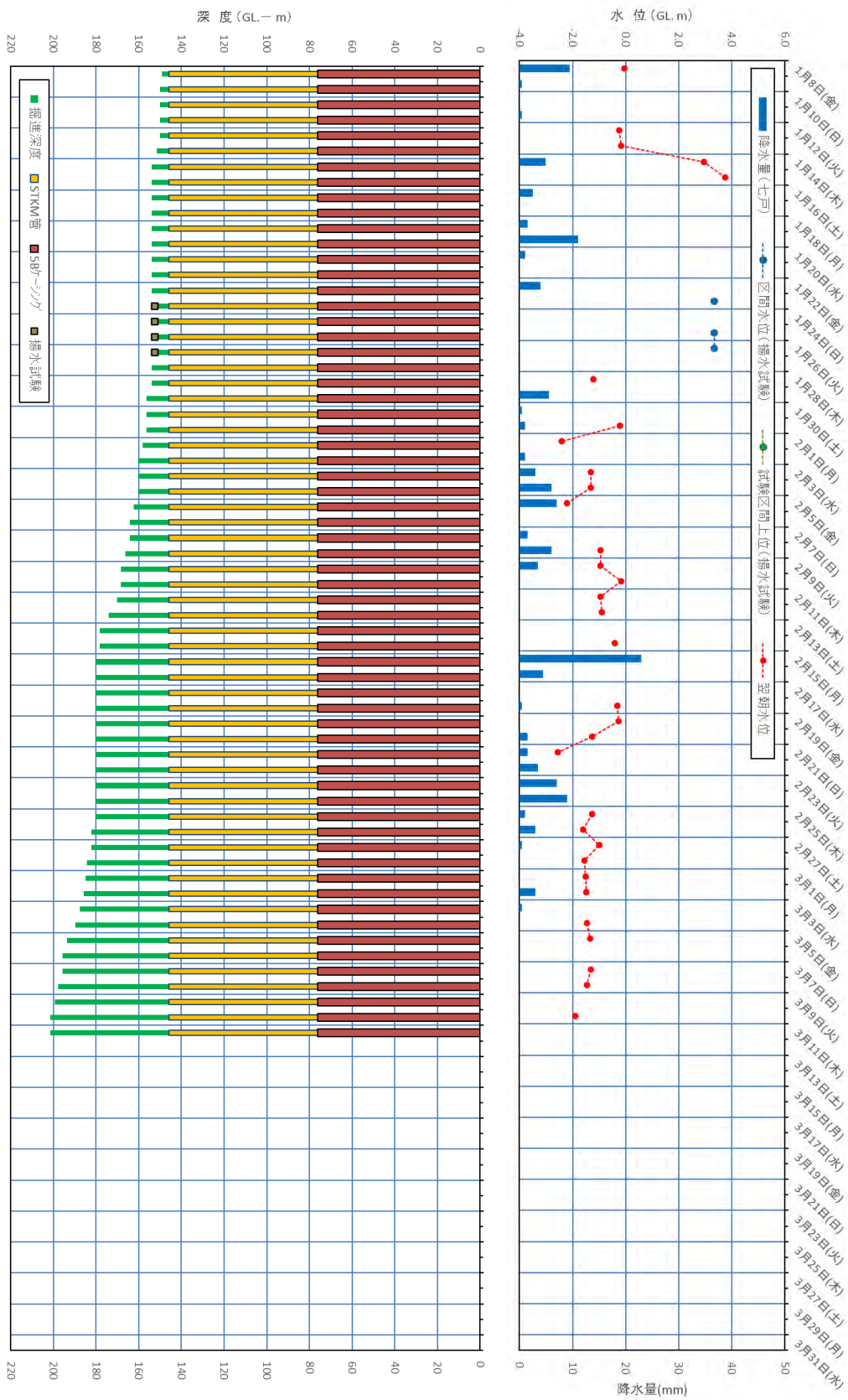


図 2.1.1-11 (つづき) 掘削深度, ケーシング挿入深度と孔内水位

### 1) 揚水試験

揚水試験は、孔内からの採水を行った2区間に対して、採水に先立って実施した。第1回目の試験は、91.00～95.92 mで段階揚水試験、連続揚水試験、採水、回復試験をおこなったが、孔内に設置した原位置モニタリング装置の電池消耗によりデータが記録されていなかったため、50 cm 下位に再度設置して連続揚水試験と回復試験を実施した。第2回目の試験は、148～150 mの泥岩部にパッカーを設置したが、パッカーリークが生じ試験区間の遮蔽が不十分であったため、泥岩部に打設され対象砂層との遮蔽が良好なケーシング内にパッカーを設置して試験をおこなった。第3回目の試験では、大きく水位を低下させると試験区間の埋没等が発生し、試験を継続させることができないため、段階揚水試験は中断した。

孔内洗浄は、孔内に揚水試験装置を設置し、パッカーを拡張させる前に、ローダミン濃度を5 ppm ± 10%に調整した清水を、孔内の揚水試験装置のストレーナーから噴出させておこなった。ボーリング孔内全てを清水に置換すると孔壁崩壊を起こす危険があるため、孔内洗浄は、採水区間内のみとした。孔内洗浄後、パッカーを拡張させ、間隙水圧測定をおこなった後に揚水試験を行った。

#### (1) 段階揚水試験

段階揚水試験は、揚水流量を段階的に上昇させ水位を測定した。揚水流量の段階は6段階とし、各段階1時間、水位測定間隔は最長10分とした。段階揚水試験結果の概念を図2.1.1-12に示す。段階揚水試験結果は、各段階の揚水流量 $Q$ と初期水位からの水位低下量 $\Delta h$ をグラフにプロットして整理した。プロットした各点を直線で結び、変曲点の流量を限界揚水流量とする。また、適正揚水流量は限界揚水流量の80%とする。なお、地盤の透水性によっては使用する装置（ポンプ、流量測定、制御機器）の性能限界を超え、適正揚水流量が得られない場合がある。段階揚水試験結果の整理例を図2.1.1-13に示す。今回の段階揚水試験結果を図2.1.1-14および図2.1.1-15に示す。両深度の試験とも、限界揚水流量と適正揚水流量は得られておらず、連続揚水試験は、第6段階での流量とした。

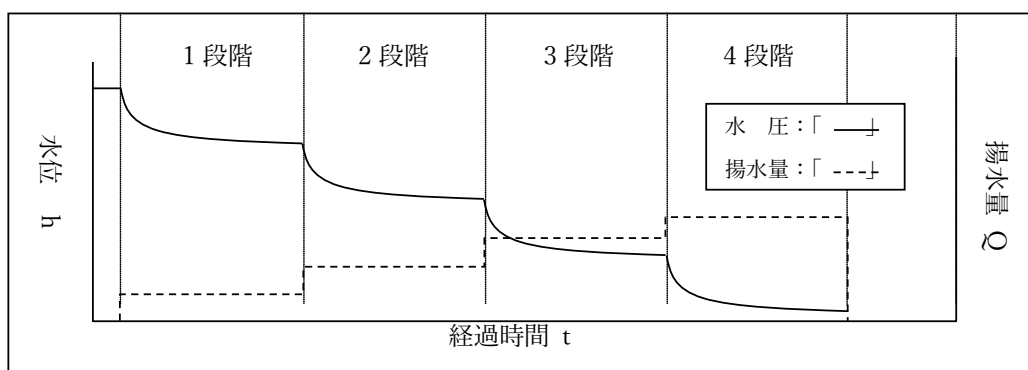


図 2.1.1-12 段階揚水試験結果の概念

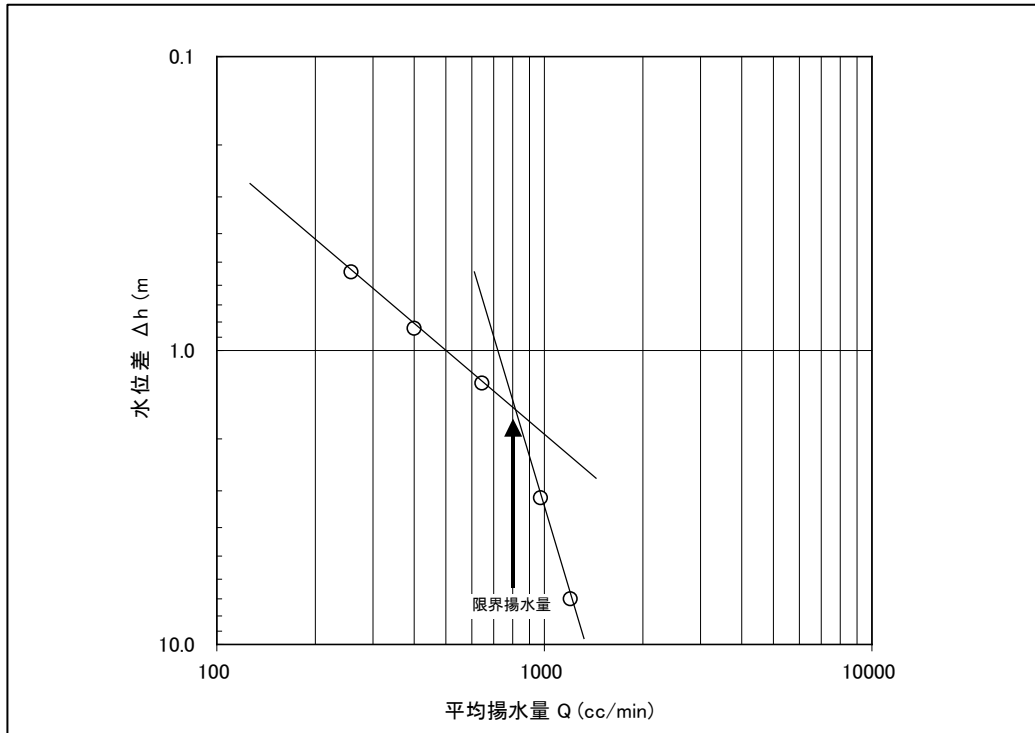


図 2.1.1-13 段階揚水試験結果の整理例

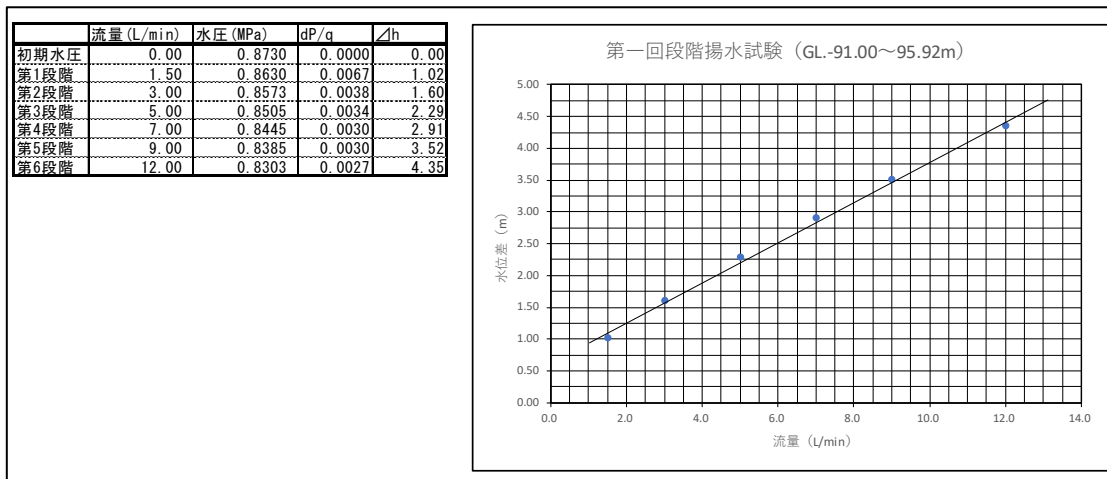


図 2.1.1-14 段階揚水試験結果 (91.00~95.92 m)

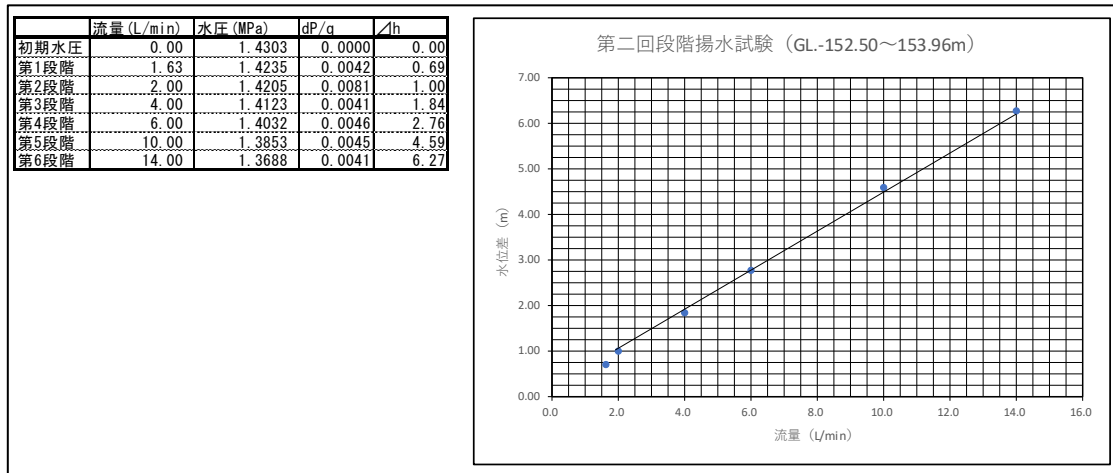


図 2.1.1-15 段階揚水試験結果 (152.50~153.96 m)

(2) 連続揚水試験および水位回復試験

連続揚水試験の揚水流量は、段階揚水試験で得られた適正揚水流量とするが、今回の試験では限界揚水流量等は求められておらず、ポンプ等の性能に応じた流量とした。連続揚水試験は8~12時間とし、その後、8~12時間の水位回復試験をおこなった。水位測定間隔は、データロガーにより1秒間隔とした。原位置水質モニタリング装置の測定記録間隔は10分とした。水位回復試験は孔内部のメインバルブを閉鎖することによる水圧回復を観測した。連続揚水試験の概要を図2.1.1-16に示す。

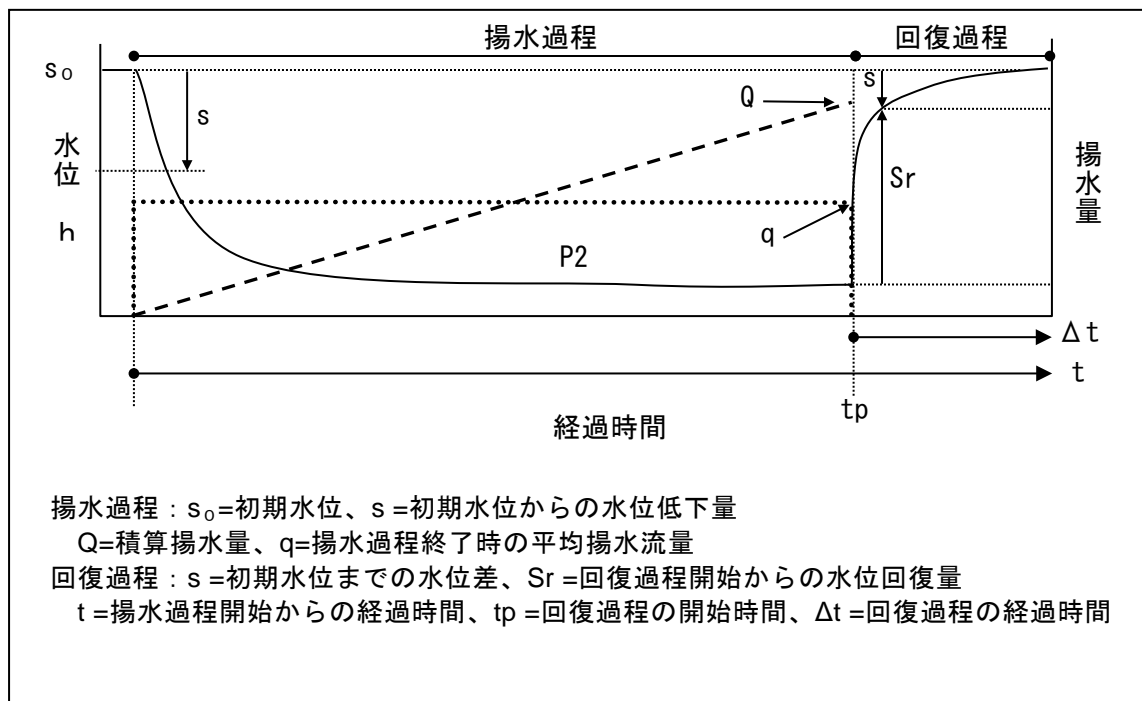


図 2.1.1-16 連続揚水試験の概要



水理定数の算出は以下の手順でおこなった。

【揚水過程の整理手順】

揚水過程からの算出は Cooper-Jacob 法 (Cooper and Jacob, 1946<sup>3)</sup>) とした。以下に手順を示す。

- ① 片対数グラフの対数目盛りに 経過時間  $t$  を, 算術目盛りに初期水位からの水位低下量  $s$  をとり,  $\text{Log } t - s$  曲線を作成する (図 2.1.1-17)
- ②  $\text{Log } t - s$  曲線に近似する直線を引き, 直線の 1 サイクル間における水位差  $\Delta s$  を求め, 透水量係数  $T$  を算出する。
- ③  $\text{Log } t - s$  曲線の直線部分の延長が  $s = 0$  と交わる点  $t_0$  を求め, 貯留係数  $S$  を算出する。

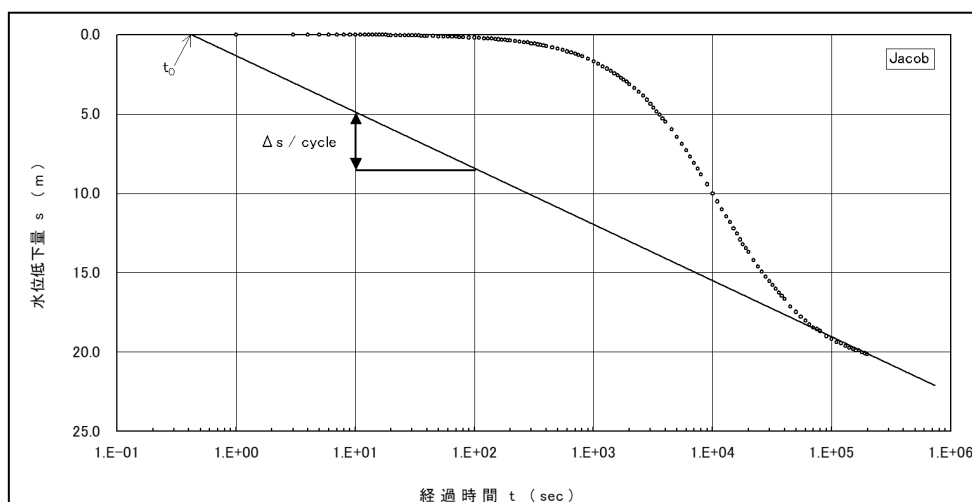


図 2.1.1-17 揚水過程の  $\text{Log } t - s$  グラフ

算出式は以下のとおりである。

ここに,

$T$ : 透水量係数 ( $\text{m}^2/\text{sec}$ )

$S$ : 貯留係数

$s$ : 水位低下量(m)

$\Delta s$ :  $\text{Log } t$  の 1 サイクル間における水位降下量(m)

$r$ : 試錐孔半径 (m)

$q$ : 平均揚水量 ( $\text{m}^3/\text{sec}$ )

$t_0$ :  $s=0$  における経過時間  $t$  (sec)

【回復過程の整理手順】

回復過程からの算出は Agarwal 法 (Agarwal, 1980<sup>4)</sup>) とした。以下に手順を示す。

- ① 片対数グラフの対数目盛りに Agarwal の等価時間 ( $tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)$ ) を, 算術目盛りに水位回復量  $Sr$  をとり,  $\text{Log } (tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)) - Sr$  曲線を作成する (図 2.1.1-18)
- ②  $\text{Log } (tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)) - Sr$  曲線に近似する直線を引き, 直線の 1 サイクル間における水位差  $\Delta Sr$  を求め, 透水量係数  $T$  を算出する。
- ③  $\text{Log } (tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)) - Sr$  曲線の直線部分の延長が,  $Sr = 0$  と交わる点  $(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))_0$  を求め, 貯留係数  $S$  を算出する。

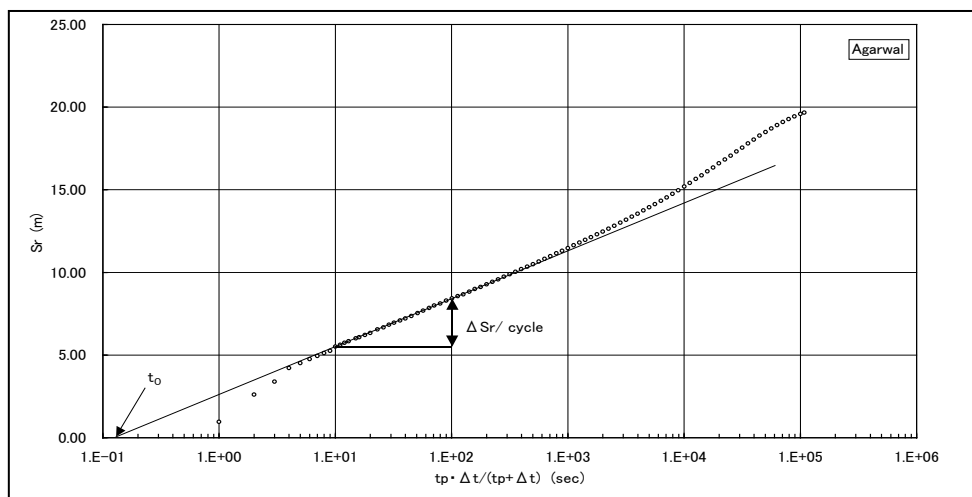


図 2.1.1-18 回復過程の  $\text{Log}(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)) - Sr$  グラフ

解析式は以下のとおりである。

$$T = \frac{0.183q}{\Delta Sr}$$

$$S = \frac{2.25T}{r^2} \cdot (tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))_0$$

ここに、

T : 透水量係数 ( $\text{m}^2/\text{sec}$ )

S : 貯留係数

s : 水位低下量(m)

$\Delta Sr$  :  $\text{Log}(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))$  の 1 サイクル間における水位降下量(m)

r : 試錐孔半径 (m)

q : 平均揚水量 ( $\text{m}^3/\text{sec}$ )

$(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))_0$  :  $s=0$  における  $(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))$  (sec)

デリバティブプロットグラフ (Bourdet, 1983<sup>5)</sup>; Horne, 1995<sup>6)</sup>) の概要を、図 2.1.1-19 に示す。グラフは、経過時間 t と試験開始直後からの水圧変化量  $\Delta P$  を両対数グラフにプロットする。あわせて、経過時間 t と“傾き”の関係をプロットする。回復試験の場合は、t を Agarwal の等価時間  $(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))$  とする。

プロットから、Cooper-Jacob 法と Agarwal 法で近似直線をとる領域を抽出する。近似直線をとる領域は、原則として図 2.1.1-19 にしめす IARF (放射状均質流れ) の領域とするが、地盤の状況により同図の形状とならない場合がある。

揚水試験結果の一覧を表 2.1.1-1 に示す。また、水理定数の算出図を、図 2.1.1-20~27 に示す。今回の揚水試験では、揚水開始後、比較的早期に低下水位が定常状態となったが、デリバティブプロットで井戸貯留の影響領域後の水位変化の直線勾配を抽出し透水係数等を算出した。

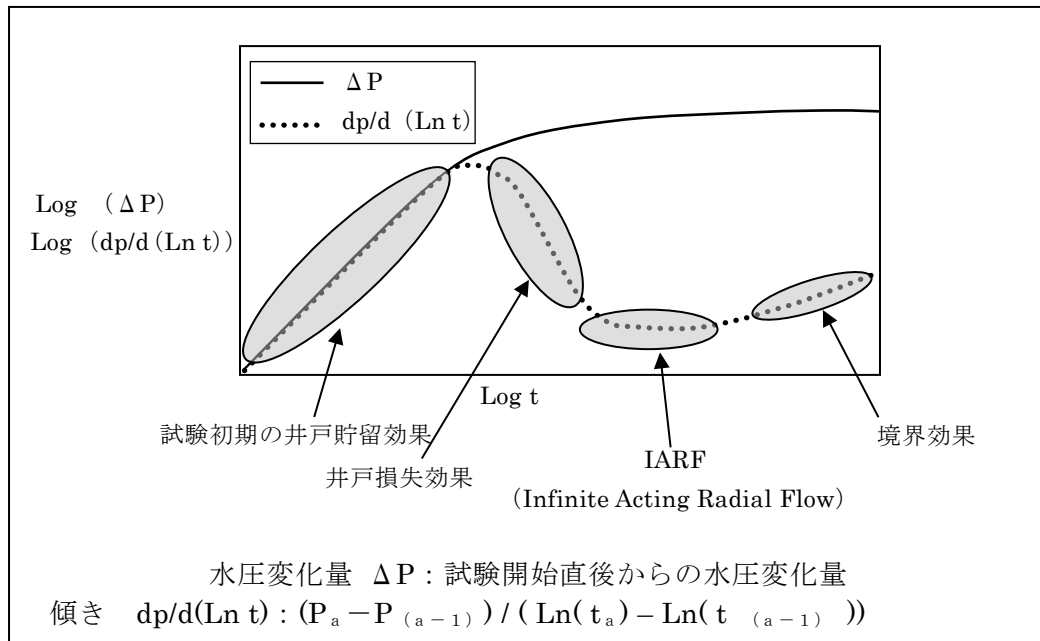


図 2.1.1-19 デリバティブプロットグラフの概要

表 2.1.1-1 揚水試験結果一覧

時期	試験深度 (GL. - m)	区間長 (m)	地質	地質	平衡水位 (GL. m)	試験方法	算出方法	透水量係数 T (m <sup>2</sup> /sec)	透水係数 k (m/sec)	貯留係数 S (-)	比貯留係数 Ss (1/m)
令和元年度	27.30 ~ 30.10	2.80	完新統沖積層	砂礫	-2.47	連続揚水試験	Cooper-jacob	3.81E-04	1.36E-04	1.28E-05	4.55E-06
						回復試験	Hvorslev (定常式)	1.49E-04	5.32E-05		
	39.80 ~ 49.30	9.50	更新統野辺地層	砂礫~細砂	-0.06	連続揚水試験	Cooper-jacob	2.11E-04	2.22E-05	7.59E-06	7.99E-07
						回復試験	Hvorslev (定常式)	1.43E-04	1.51E-05		
	71.00 ~ 75.90	4.90	更新統野辺地層	細砂~粗砂	0.00	連続揚水試験	Cooper-jacob	4.17E-04	8.51E-05	2.82E-15	5.75E-16
						回復試験	Hvorslev (定常式)	9.92E-05	2.02E-05		
令和2年度	91.00 ~ 95.92	4.92	更新統野辺地層	細砂~軽石混じり砂	0.49	連続揚水試験	Cooper-jacob	2.36E-04	4.81E-05	1.42E-24	2.88E-25
						回復試験	Hvorslev (定常式)	3.61E-05	7.34E-06		
	91.50 ~ 96.86	5.36	更新統野辺地層~鮮新統甲地層	細砂~軽石混じり砂	0.47	連続揚水試験	Cooper-jacob	2.85E-04	5.32E-05	6.38E-32	1.19E-32
						回復試験	Hvorslev (定常式)	3.49E-05	6.51E-06		
	152.50 ~ 153.96	1.46	鮮新統甲地層	細砂	3.35	連続揚水試験	Cooper-jacob	2.37E-04	1.62E-04	2.74E-32	1.88E-32
						回復試験	Hvorslev (定常式)	2.02E-05	1.38E-05		
	~	0.00	鮮新統甲地層			連続揚水試験	Cooper-jacob	2.02E-04	1.39E-04	1.23E-27	8.46E-28
						回復試験	Hvorslev (定常式)				

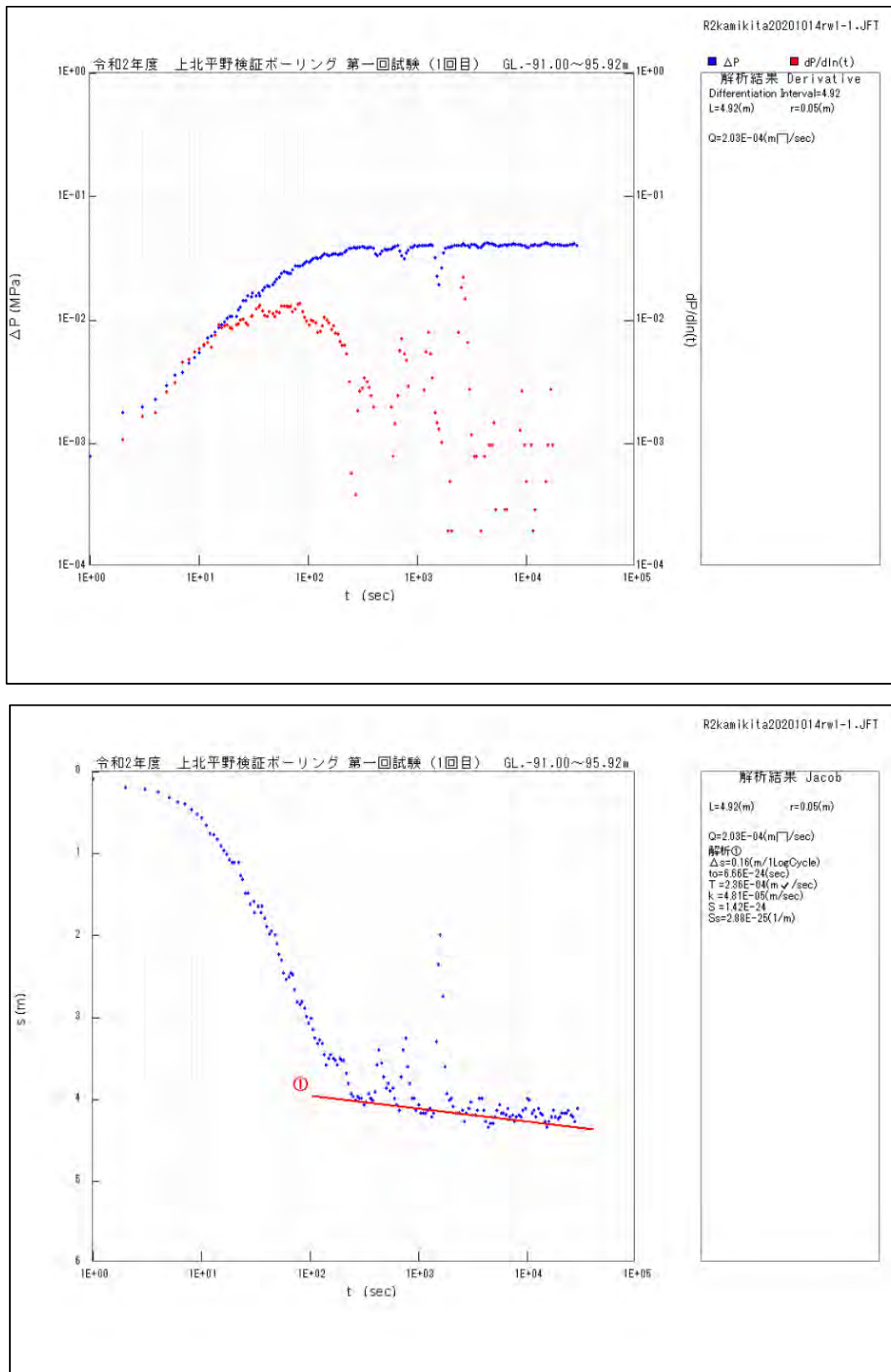


図 2.1.1-20 水理常数の算出図（第1回揚水試験，1回目）  
 上段：Derivative Plot，下段：Cooper-Jacob

第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

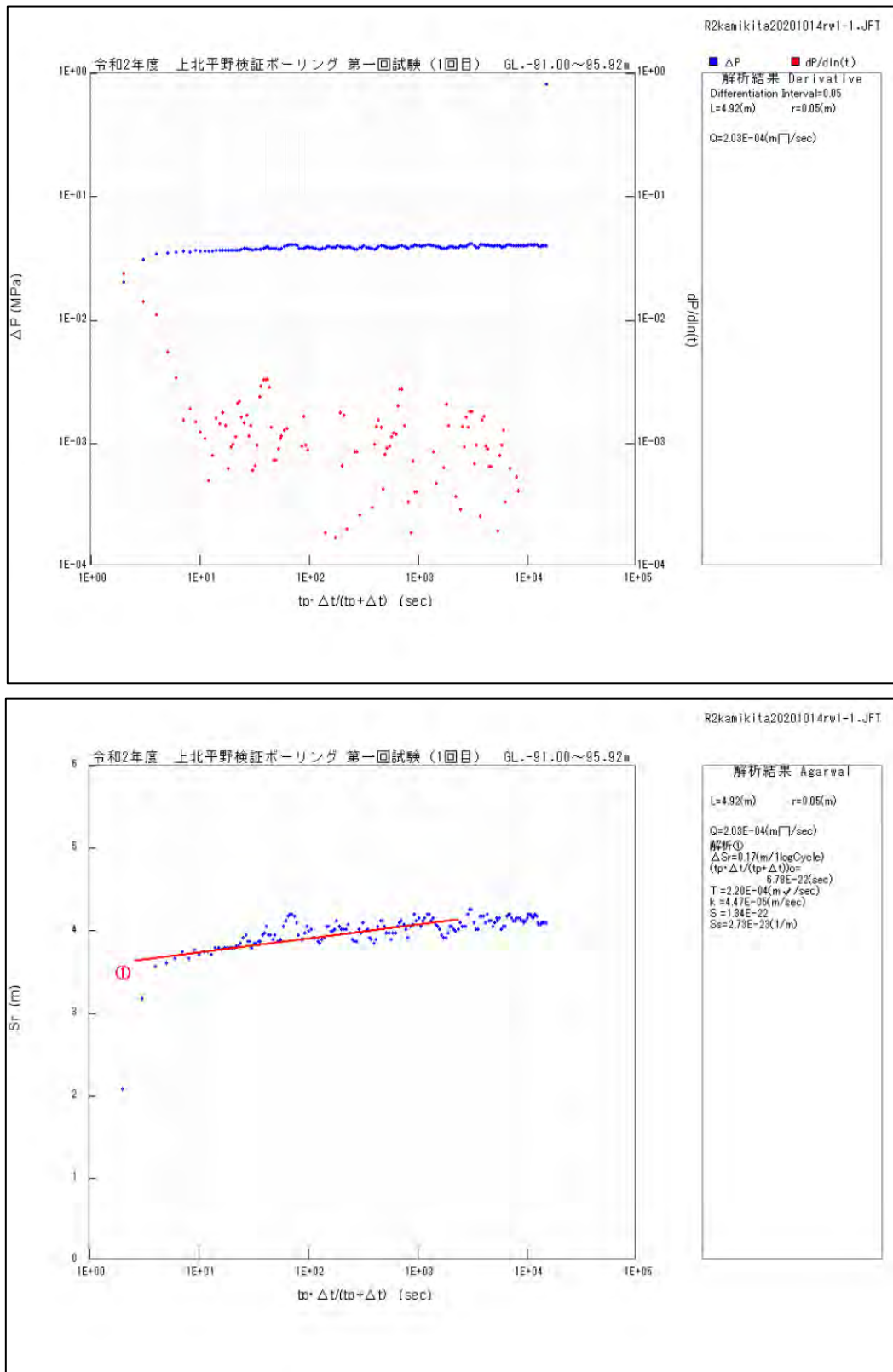


図 2.1.1-21 水理常数の算出図 (第 1 回回復試験, 1 回目)  
 上段 : Derivative Plot, 下段 : Agarwal



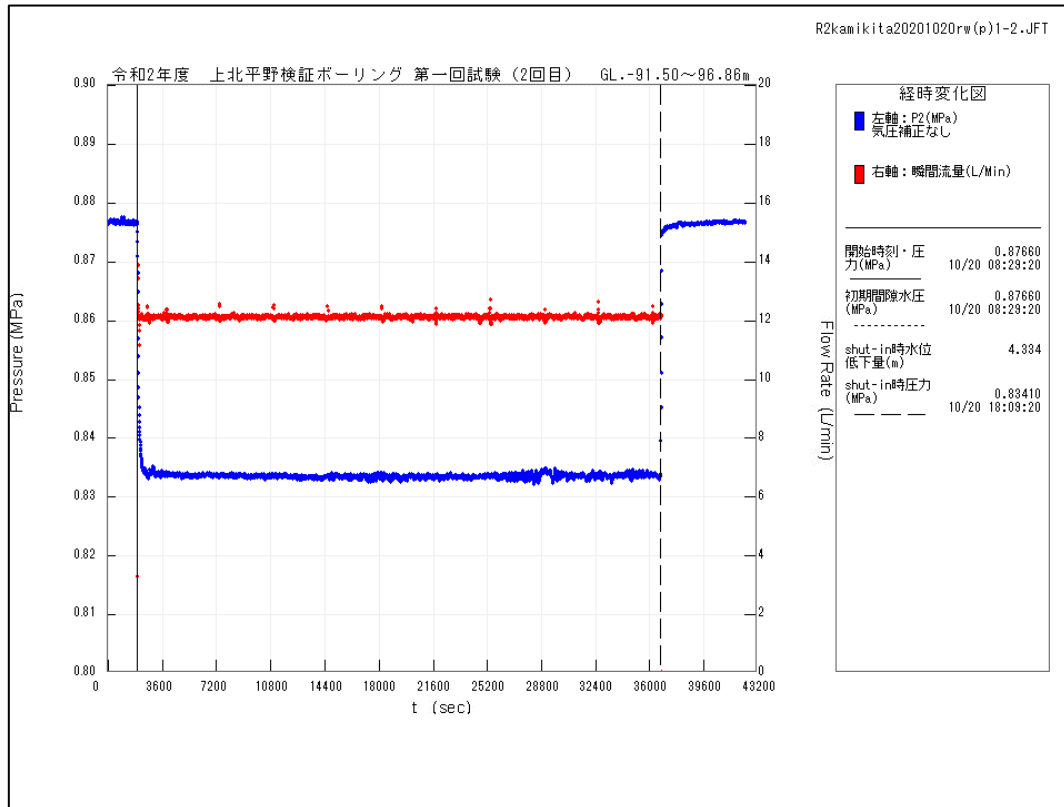


図 2.1.1-22 水圧-流量変化図 (第1回揚水試験, 2回目 (再))

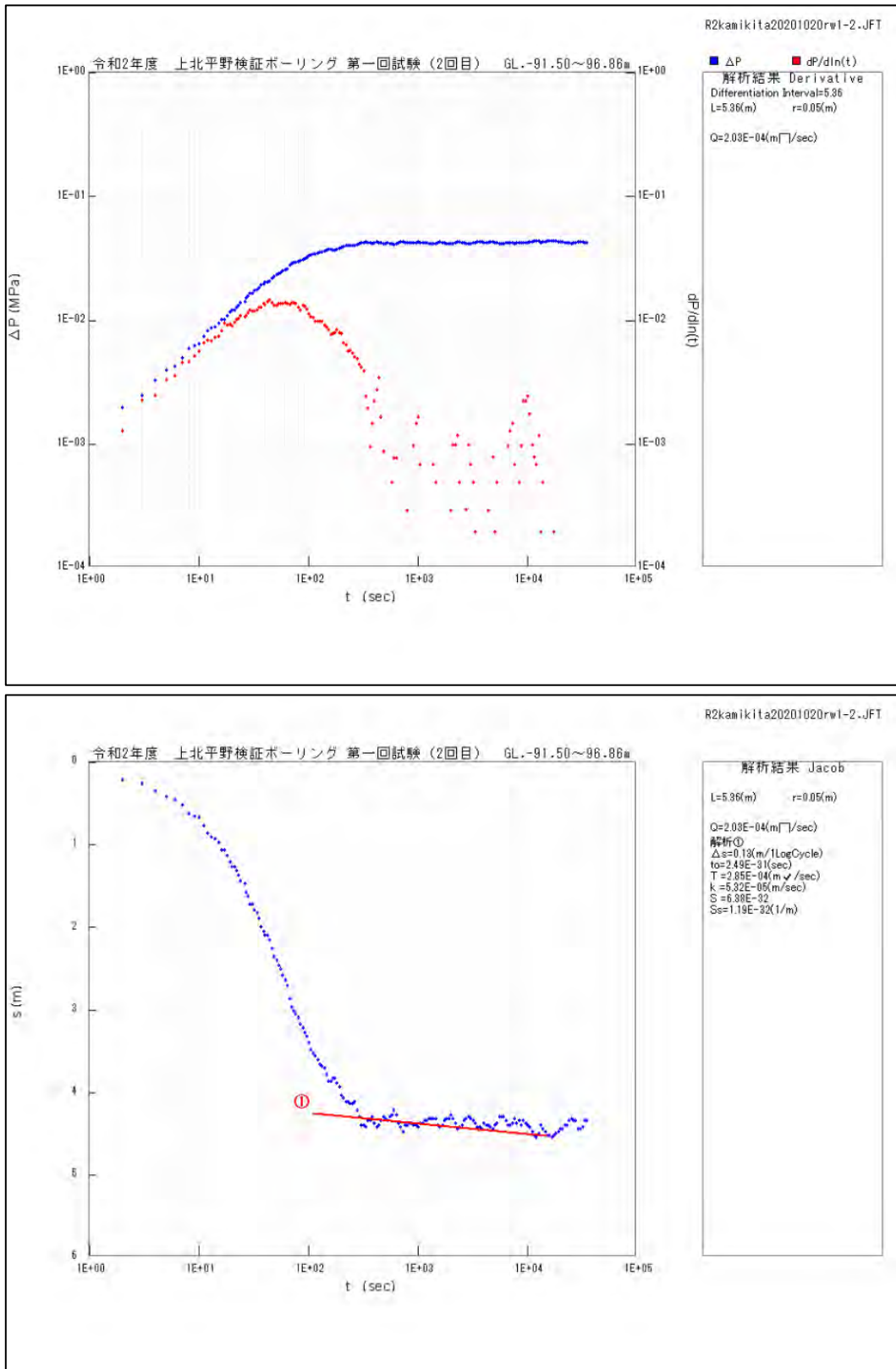


図 2.1.1-23 水理常数の算出図 (第2回揚水試験, 2回目 (再))  
 上段: Derivative Plot, 下段: Cooper-Jacob

第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

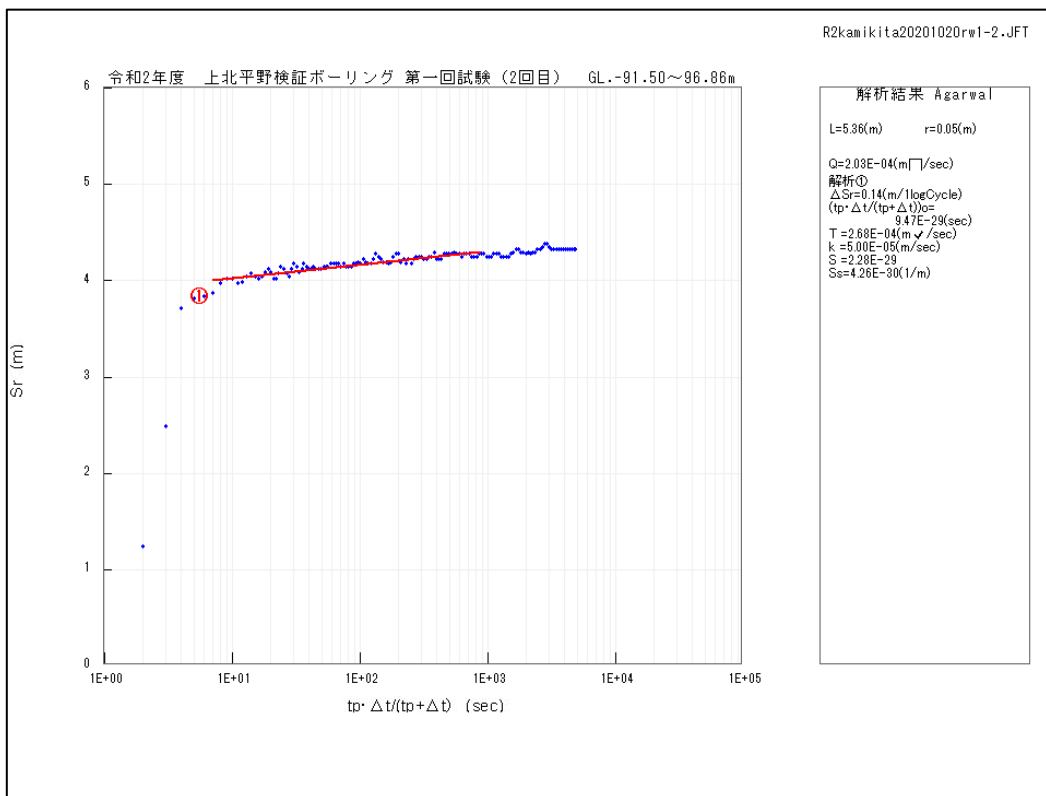
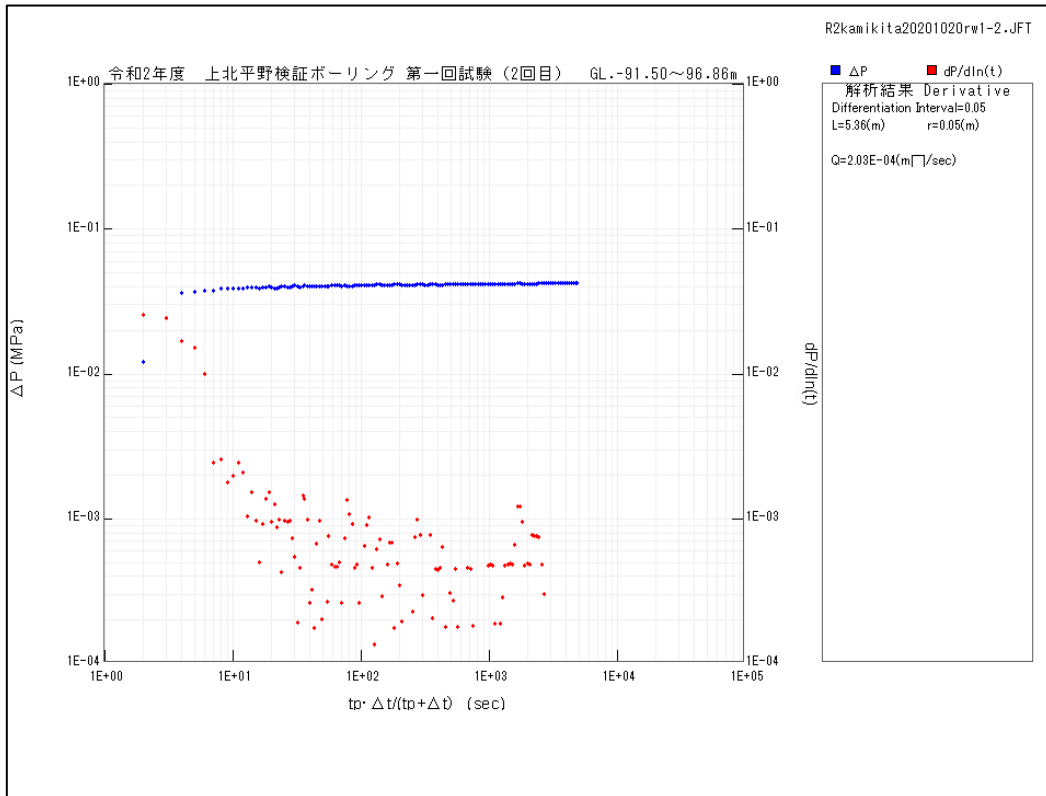


図 2.1.1-24 水理常数の算出図 (第2回回復試験, 2回目 (再))  
上段: Derivative Plot, 下段: Agarwal

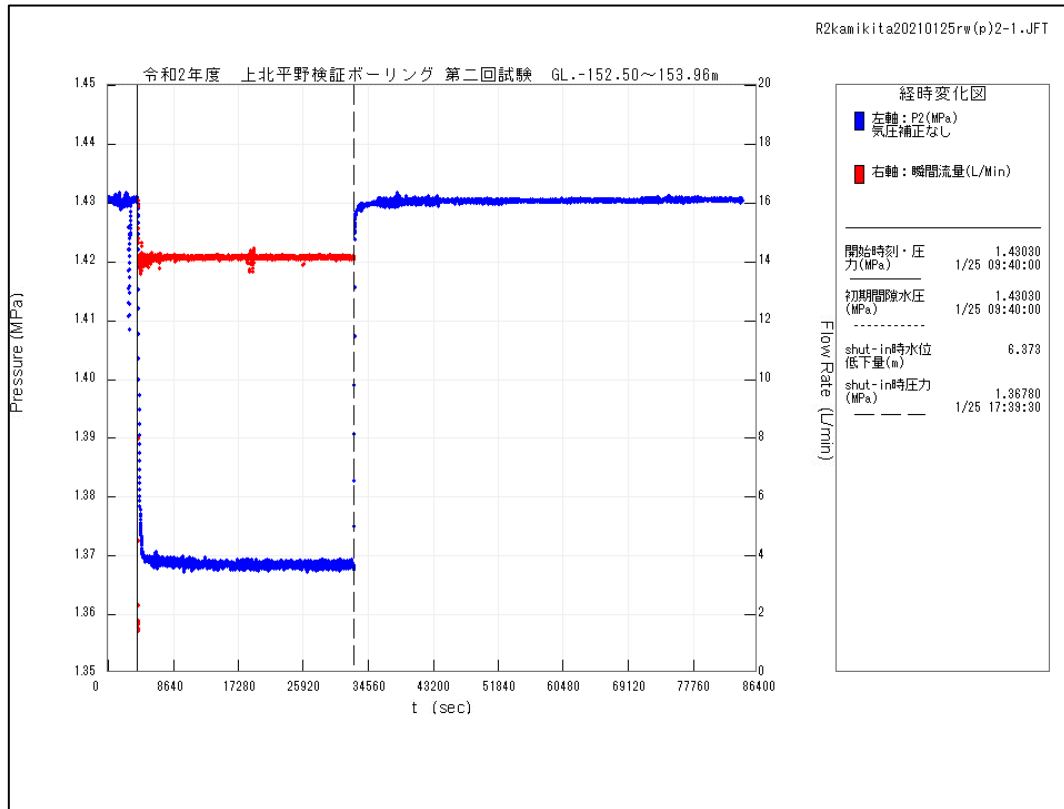


図 2.1.1-25 水圧-流量変化図 (第2回揚水試験)

第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

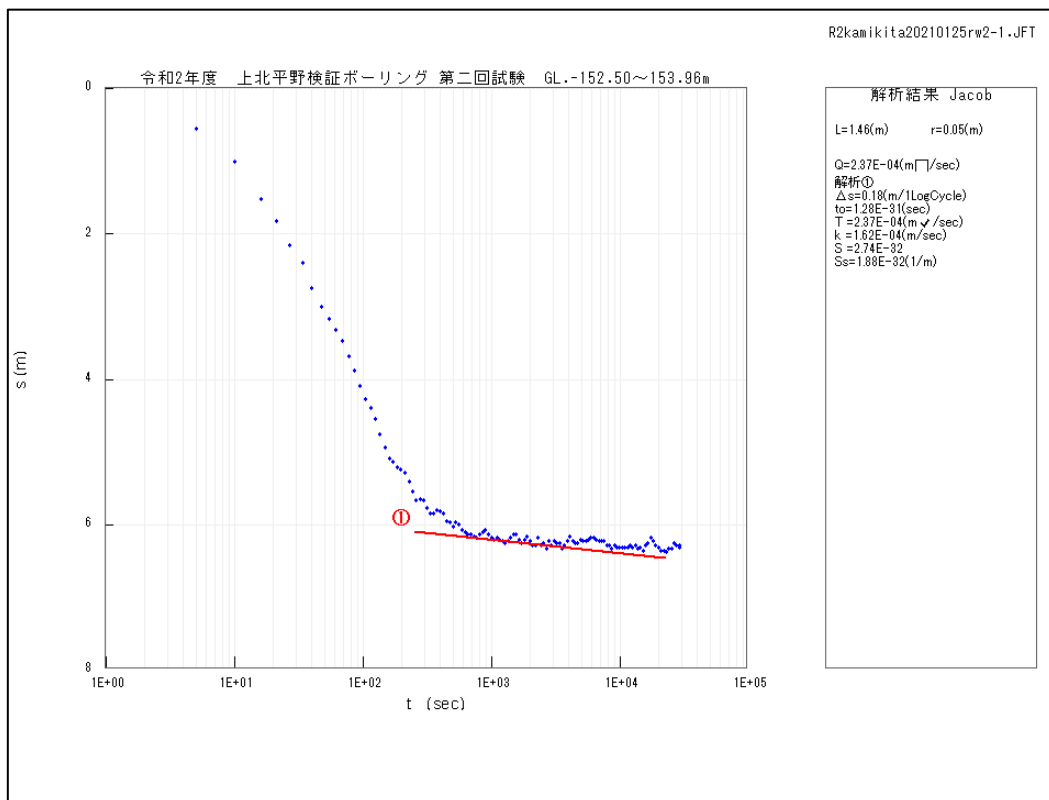
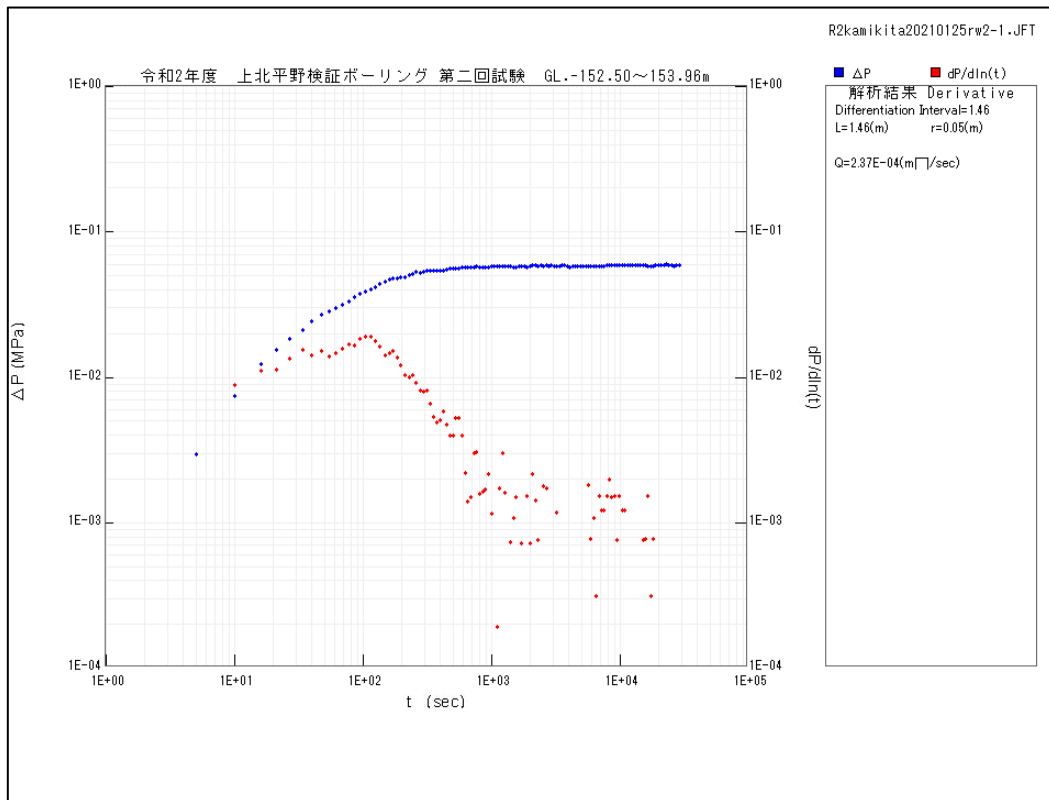


図 2.1.1-26 水理常数の算出図 (第2回揚水試験)  
 上段: Derivative Plot, 下段: Cooper-Jacob



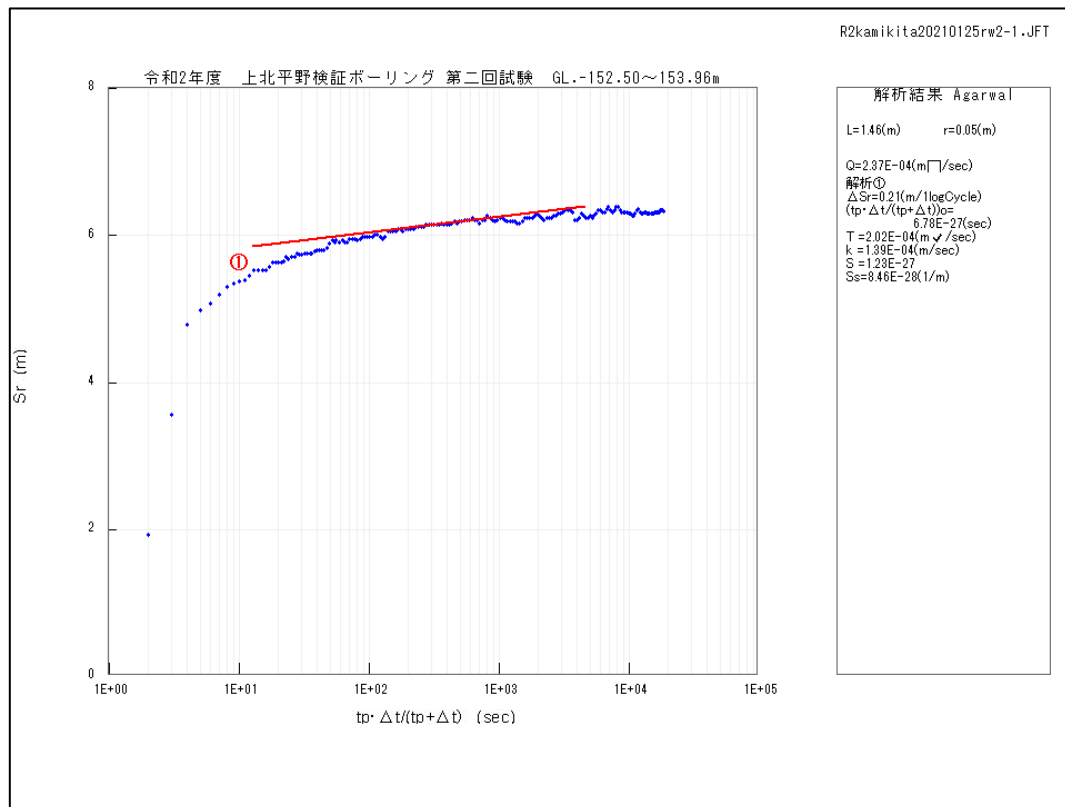
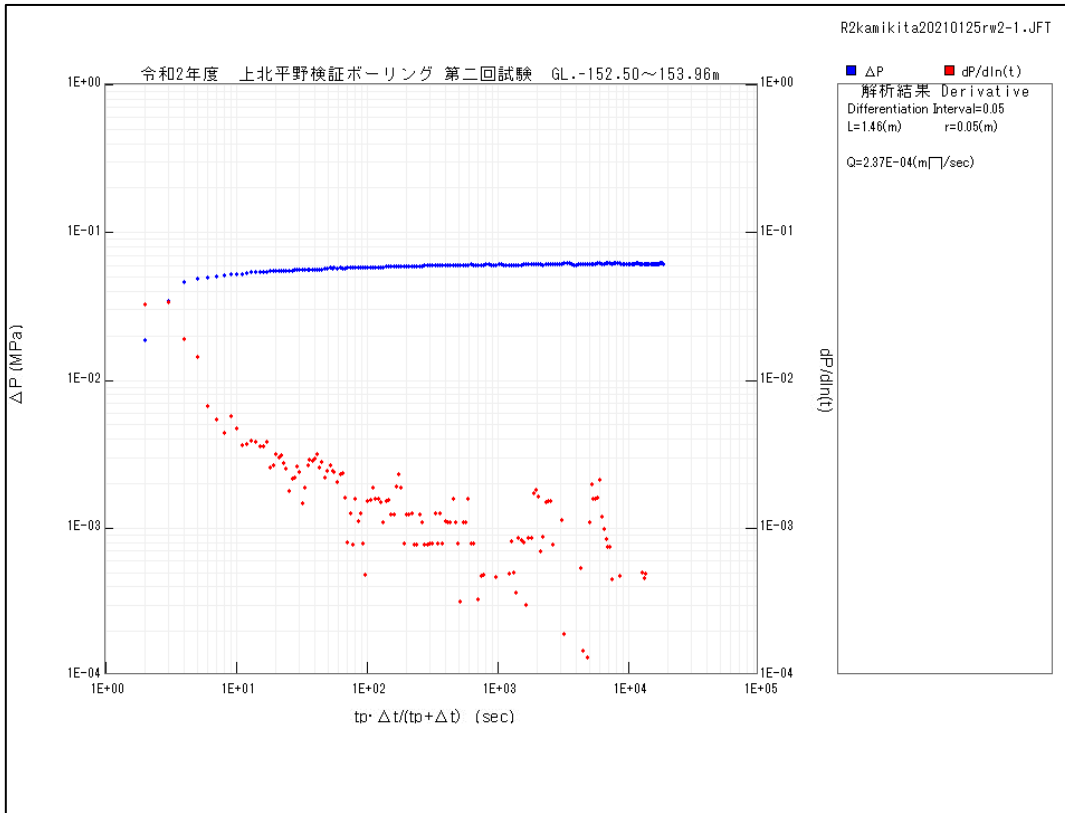


図 2.1.1-27 水理常数の算出図 (第 2 回回復試験)  
上段 : Derivative Plot, 下段 : Agarwal

### 3) 室内透水実験

室内透水試験は、試験が可能な条件として、比較的固結度が高い試料が得られた深度で実施する必要がある。今年度取得された岩芯試料の中で、条件を満たす以下の2試料に関して試験を実施した。試験は定水位法（水頭差 0.4 m）で定常状態での流量を測定して実施した。

以下に実施深度、地質状況及び透水係数評価結果を示す。

- ・深度 GL-96.18 m～96.23 m：固結度が高い軽石混り細砂，透水係数  $6.27 \times 10^{-7}$  m/s
- ・深度 GL-146.38 m～146.53 m：凝灰質泥岩，透水係数  $4.07 \times 10^{-7}$  m/s

### 4) 揚水試験と室内透水試験の比較

令和元年度及び今年度の揚水試験による透水係数評価結果を図 2.1.1-28 に示す。

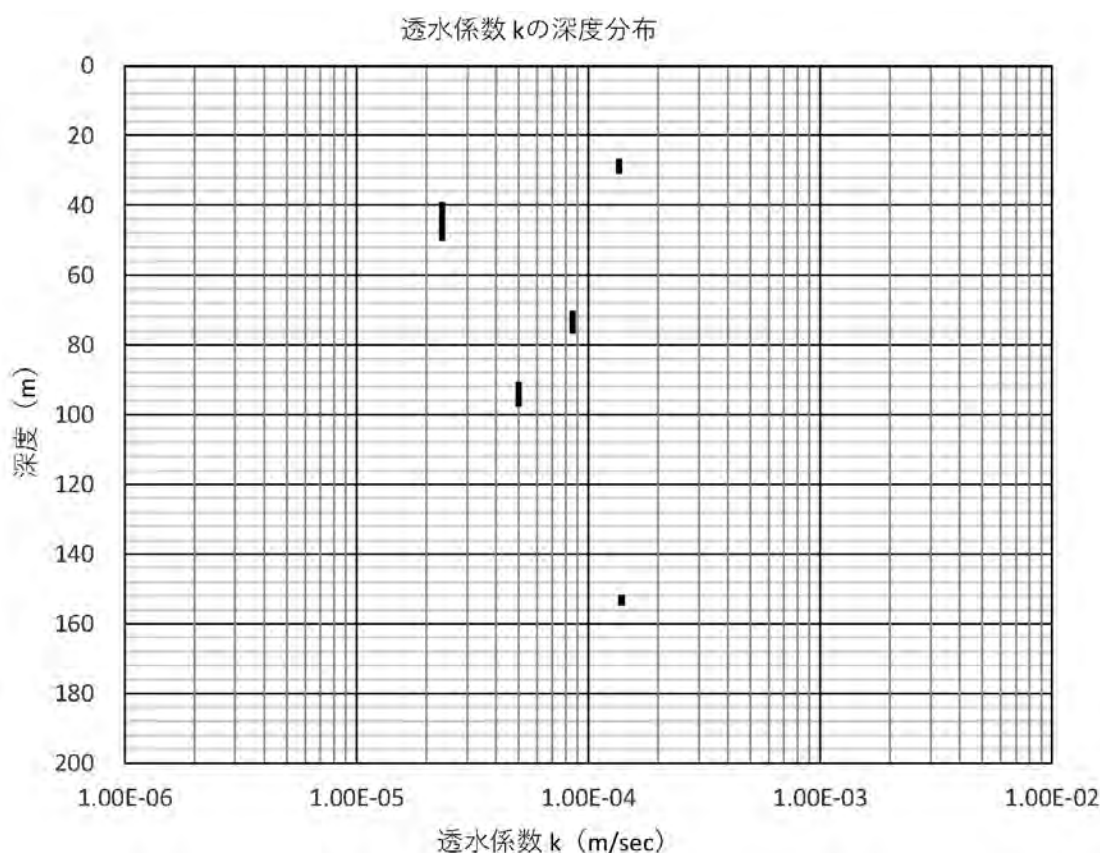


図 2.1.1-28 揚水試験による透水係数評価結果

透水係数は全体的に  $10^{-5}$  m/s～ $10^{-4}$  m/s のオーダーを示している一方、室内透水試験区間を含む GL-91.50 m～95.86 m 区間において、室内透水試験では  $10^{-7}$  m/s オーダーであるのに対し、揚水試験では  $5.00 \times 10^{-5}$  m/s と、約 2 オーダー高い値となっている。揚水試験では地下水試料採取の観点から比較的透水性が高いと考えられる区間を抽出して実施している中で、一部固結度が高い区間は、周辺と比較して 2 オーダー程度低い透水係数を示していると考えられる。この傾向は深度 GL-152.50 m～153.96 m の区間においても同様と推測される。

一方、2.2 節で詳述する、温度分布や水頭・水圧分布を比較的良く再現する数値解析モデルにおいて、揚水試験の深度 GL-152.50 m～153.96 m に相当する甲地層の浸透率は  $10^{-14}$  m<sup>2</sup>～ $10^{-13}$  m<sup>2</sup>（透水係数に換算して  $10^{-7}$  m/s～ $10^{-6}$  m/s）であり、揚水試験の結果からは 2 オーダー

程度低い値となっている。数値解析における最適モデルは、帯水層内の低透水部の影響を受けた結果となっていると考えられる。

### 2.1.1.3 温度検層

#### 1) 地下温度を指標とした地下水流動評価

地下温度は地下水環境を理解する上で優れた指標の一つである。ボーリング孔や観測井の温度検層により得られる地下温度プロファイルには、地下水流動に伴う熱移流の影響が反映されており、この影響を抽出・評価することで地下水の涵養域、流動方向、流出域の見積もりが可能である（佐倉，1984<sup>7)</sup>）。例えば、広域的な地下水流動系の検討に適用される他（例えば、宮越ほか，2003<sup>8)</sup>），一つの地点で深度方向に連続したデータを得られる利点を活用して、深度による地下水流動を区分した事例、深度による地温勾配の変化に基づいて各帯水層における地下水流動の違いを検討した事例などがある（宮越，2005<sup>9)</sup>）。地下水開発地域の事例では、特に揚水が集中する帯水層において活発な地下水流動を反映して地温勾配は複雑に変化し、水理地質条件と整合的であることも報告されている（宮越ほか，2016<sup>10)</sup>）。

一方、地下温度プロファイルには、地表面温度変化の影響も反映される。短周期の変動ほど地下に伝播する過程で減衰するため、気温の日変化の影響は地下 50 cm 程度まで、季節変動（年変化）の影響は深くとも 20 m 程度まで及ぶ。また、都市化や地球温暖化等の気候変動に起因した長期の温暖化傾向の影響は季節変動より深部まで及んでおり、過去数十～100 年程度の温暖化傾向の影響は 70～100 m を超える深度にまで到達していることを確認した事例も報告されている（谷口，2005<sup>11)</sup>）。したがって、地下温度プロファイルの評価においては、これら影響を適切に抽出した上で、地下水流動の評価に適用する必要がある。

本節では、本事業で掘削したボーリング孔における 5 回の温度検層により得られた地下温度プロファイルの特徴と変化に認められた地下水流動の影響について報告する。この検討においては、工事の一時休止および休工中の孔内作業無実施期間を利用して実施した 2 回の地下温度モニタリングの結果に基づき、地下温度プロファイルに対する掘削工事の影響を確認した上で、地温勾配に基づく深度区分を再評価した。また、本地点周辺の水源井・温泉井の既存水温データの分布に、本地下温度プロファイルを補間することで、観測データの妥当性を評価し本地域周辺の地下水流動評価への適用を試みた。

## 2) 観測方法

### (1) 地下温度プロファイルの繰り返し観測

孔内温度検層による地下温度プロファイルの測定は、本ボーリング孔掘削工事の休止中と休工中の 2020 年 1 月 7 日から 2021 年 1 月 5 日までの間の孔内作業無実施期間を利用して、計 5 回繰り返して実施した（プロファイル①～⑤，表 2.1.1-2）。プロファイル①，②は 2019 年度、プロファイル③～⑤は 2020 年度に観測した。なお、プロファイル①は産業技術総合研究所（2020）<sup>12)</sup>に掲載した。

地下温度プロファイルの測定は、サーミスタ温度計（分解能：0.01℃，精度：±0.02℃）のセンサープローブをボーリング孔内に投入し、孔口付近の任意の高さを基準点として、孔内水位から温度計の自重によるセンサープローブの降下限界深度までの測定深度区間における孔内水温を 1 m 間隔で連続的に測定した（表 2.1.1-2）。ただし、孔内水位およびセンサープローブ降下限界深度から 3 m 以内の測定値については、センサープローブの孔内投入作業や降下限界深度確認作業により孔内の水温分布を乱している恐れがあるため検討から除外した。測定に際しては、温度計の熱時定数（応答速度：約 1 秒以下）を考慮して、表示値が十分に安定していることを確認してから測定値とした。

孔内水温を地下温度として取り扱うためには、孔内に発生する水の流れなどの孔内攪乱が生じておらず孔内の水温分布が安定しており、孔内水温が周囲と温度平衡となり地層温度を反映している必要がある。本研究のように孔径が 15 cm 程度と小さく、地温勾配が極端に大きくない場合は、主要な孔内攪乱の要因として近隣での地下水の揚水を反映した孔内水位の大きな変化や掘削工事の孔内作業に起因してボーリング孔内に生じる水の流れの影響が挙げられる。プロファイル①～⑤測定前後の孔内水位の変化は 0.05 m 以内であり、測定中に大きな変化は認められなかった。また、プロファイル①～⑤には孔内の水の対流を示すような測定時の温度不安定や特異な地温勾配は認められなかった。したがって、測定した孔内水温はボーリング孔周囲の地下温度を十分に反映しており、地下温度プロファイルとして取り扱えると判定した。

表 2.1.1-2 地下温度プロファイルの繰り返し観測と掘削工事の状況

温度検層	測定日	工事状況（括弧内は孔内作業無実施期間）	孔内作業無実施日数	孔底深度	ケーシング 下端深度	測定深度区間
プロファイル①	2020/1/7	工事休止終期（2019/12/26～2020/1/7）	約12日	70.2m	69.6m	3.4～66.4m
プロファイル②	2020/3/17	休工初期（2020/1/24～2020/9/24）	約53日	75.9m	75.9m	0.7～73.7m
プロファイル③	2020/7/30	休工終期（2020/1/24～2020/9/24）	約188日	75.9m	75.9m	0.7～73.7m
プロファイル④	2020/12/25	工事休止初期（2020/12/24～2020/1/7）	約1日	147.0m	145.8m	1.2～145.2m
プロファイル⑤	2021/1/5	工事休止終期（2020/12/24～2020/1/7）	約12日	147.0m	145.8m	1.2～141.2m

## (2) 地下温度モニタリングによる連続観測

繰り返し測定で得られたプロファイル②と③、④と⑤の比較から推定される断続的な変化を補間して連続した変動を把握し、これらプロファイル測定時前に実施された孔内作業の影響の残留の大きさを評価するために、地下温度と孔内水位のモニタリングを工事の一時休止と休工中に計 2 回実施した（モニタリング①、②、表 2.1.1-3）。モニタリング①は 3 深度（15, 20, 40 m）に水温ロガー（分解能 0.001℃）を設置して 1 時間間隔で各深度の水温変化を観測した。モニタリング②は孔内 6 深度（20, 30, 35, 50, 75, 100 m）に水温ロガー（分解能 0.001℃）を設置して 10 分間隔で水温変化を観測した。さらに両モニタリングでは圧力ロガーを孔内に設置し、1 時間間隔で孔内水位の変化を観測した。圧力ロガーの測定値は、青森地域気象観測所の気圧（地上）データ（気象庁、2021<sup>13)</sup>）を用いて水位に換算した。換算値は実測値と比較して妥当性を確認した。また、降水の影響を確認するため、最寄りの気象庁七戸地域気象観測所の降水量（日降水量もしくは 1 時間降水量）（気象庁、2021<sup>13)</sup>）と比較検討した。

表 2.1.1-3 地下温度モニタリングによる連続観測と掘削工事の状況

	モニタリング期間（観測日数）	観測項目	孔底深度	工事状況
モニタリング①	2020/3/19～2020/7/29（約132日）	水温（深度15, 20, 40m）, 水位	75.9m	休工（孔内作業無実施期間：2020/1/24～2020/9/24）
モニタリング②	2020/12/25～2021/1/5（約11日）	水温（深度20, 30, 35, 50, 75, 100m）, 水位	147.0m	工事休止（孔内作業無実施期間：2020/12/24～2020/1/7）

## 3) 観測結果

### (1) 地下温度プロファイルの繰り返し観測

地下温度プロファイルの繰り返し観測結果（表 2.1.1-4、図 2.1.1-29）から、プロファイル①～⑤の全てに深度に対する温度変化が認められた。ただし、地温勾配は一様ではない。深度約 19 m 以浅では、それよりも深い深度と比較して、相対的に温度変化が大きい。地温勾配（下方に増温する場合：地温勾配>0）は、プロファイル①と③、プロファイル②、④、⑤では、前者が地温勾配<0、後者が地温勾配>0 であり、変化の傾向が異なる（図 2.1.1-30）。深度約

19 m 以深では、全プロファイルで地温勾配 $>0$ であるが、変化の大きさは深度より異なる。一方、プロファイル①～⑤に共通する深度 68 m 以浅について比較すると、プロファイル④が全体に最も低温であり、プロファイル①, ②の順で温度が高くなる。これらのプロファイルよりも、プロファイル③と⑤は全体に温度が高く、プロファイル③と⑤は温度差が小さく近似する。各プロファイルの温度差は一様ではなく測定時期や深度により異なり、本研究期間中に地下温度が複雑に変化したことを示している。

表 2.1.1-4 プロファイル①～⑤の測定結果

プロファイル① 2020/1/7		プロファイル② 2020/3/17		プロファイル③ 2020/7/30		プロファイル④ 2020/12/25		プロファイル⑤ 2021/1/5	
深度 (m)	温度 (°C)	深度 (m)	温度 (°C)	深度 (m)	温度 (°C)	深度 (m)	温度 (°C)	深度 (m)	温度 (°C)
10.4	11.4	10.7	11.4	10.7	11.7	10.2	10.8	10.2	11.5
20.4	12.0	20.7	12.2	20.7	12.3	20.2	11.5	20.2	12.3
30.4	12.5	30.7	12.9	30.7	12.9	30.2	12.2	30.2	12.9
40.4	13.4	40.7	13.7	40.7	13.8	40.2	13.0	40.2	13.7
50.4	14.2	50.7	14.4	50.7	14.4	50.2	13.7	50.2	14.3
60.4	14.9	60.7	15.0	60.7	15.0	60.2	14.4	60.2	14.9
		70.7	15.6	70.7	15.6	70.2	15.0	70.2	15.5
						80.2	15.5	80.2	16.1
						90.2	16.0	90.2	16.6
						100.2	16.3	100.2	17.0
						110.2	16.5	110.2	17.4
						120.2	17.1	120.2	17.8
						130.2	17.5	130.2	18.3
						140.2	17.8	140.2	18.8

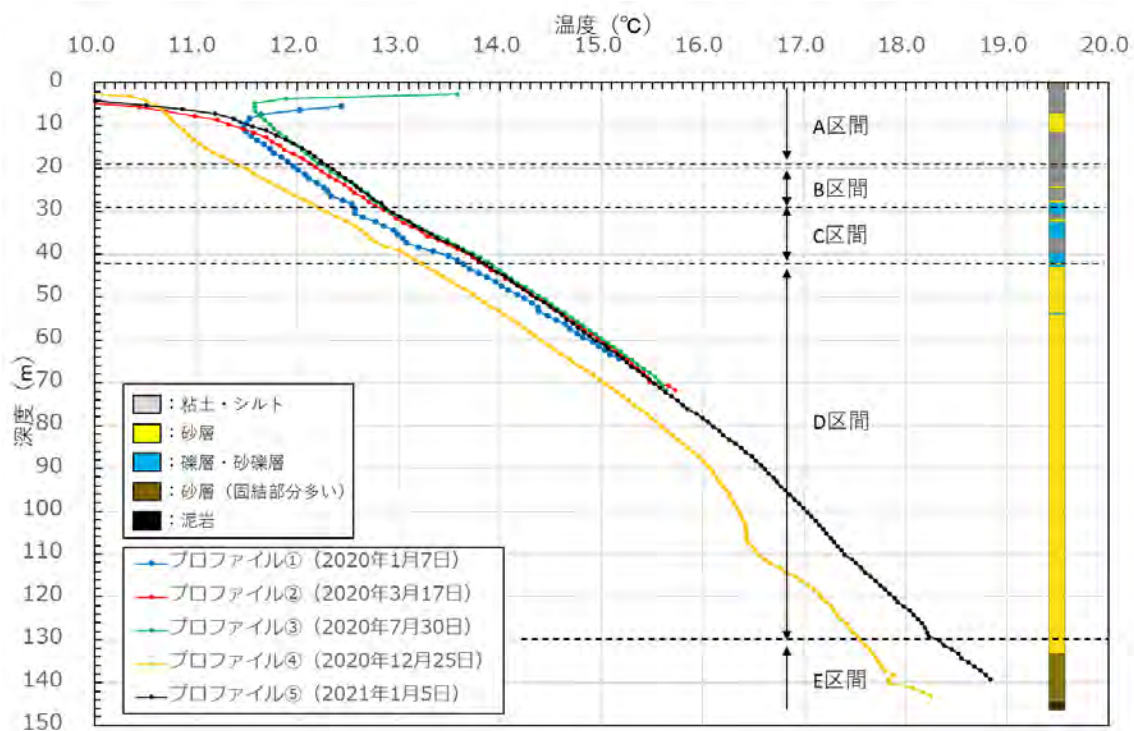


図 2.1.1-29 プロファイル①～⑤の測定結果



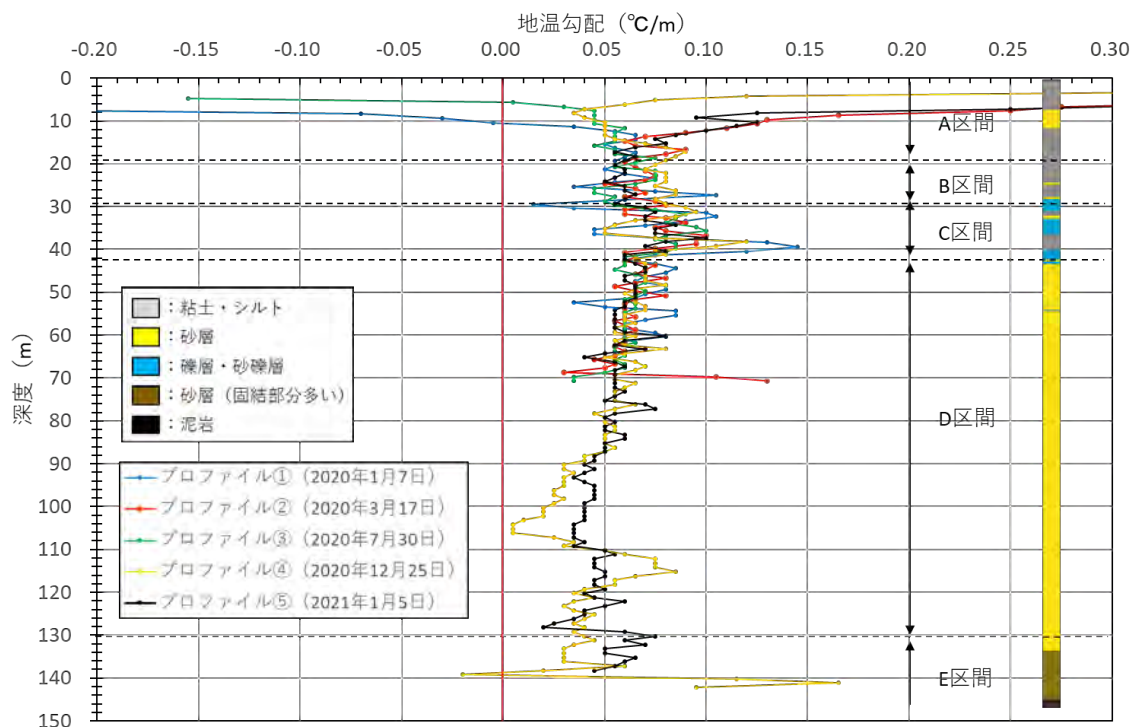


図 2.1.1-30 プロファイル①～⑤の地温勾配変化

## (2) 地下温度モニタリングによる連続観測

プロファイル①～⑤では、孔内作業無実施日数が1日のプロファイル③で最も低温であり、プロファイルに認められる温度差は掘削工事の影響を反映していると予想される。プロファイル①～⑤の測定前に実施された孔内作業の影響評価を目的として地下温度モニタリングを実施した(表 2.1.1-3)。本研究では、モニタリング期間中を通じた変化の把握を目的としており、周期が1日より短い変動は検討の対象としない。観測日数が約133日のモニタリング①は、1時間値の温度と水位の24時間分を平均して日平均温度として検討に用いた。観測日数が11日と少ないモニタリング②は、10分値の温度の60分間分を用いて1時間平均温度として検討に用いた。なお、モニタリング①と②では、孔底深度およびケーシング設置深度が異なる(表 2.1.1-2, 表 2.1.1-3)。

昨年度工事終了後から今年度工事開始前までの休工中の2020年3月19日～7月29日に実施したモニタリング①について(図 2.1.1-31)、孔内水位はG.L.-0.1～0.2 m程度を推移し、3月中旬～5月中旬よりも5月下旬～7月下旬の方が変動が大きい。本地点最寄りの気象庁七戸地域気象観測所の日降水量(気象庁, 2021<sup>13</sup>)と比較すると、降水量が相対的に少ない期間(～5月18日)は、降水量が多い期間と比較して、日平均水位の変化が少ない傾向がある。地下温度は深度が増すほど高く、プロファイル②, ③とは測定時間が完全に一致しないが、概ね整合している。0.05°Cを超える顕著な変動について、深度15 mでは周期が数日から数十日程度の変動が認められるが、深度20 mおよび40 mでは確認されない。これらの深度ではモニタリング期間の全体を通じて地下温度は上昇傾向が認められ、期間全体の観測値に基づく最小二乗法で求めた近似直線の傾きとして求めた上昇率は、深度15 m: 約 $1.3 \times 10^{-3}$ °C/日(決定係数0.88), 深度20 m: 約 $0.8 \times 10^{-3}$ °C/日(決定係数0.94), 深度40 m: 約 $0.4 \times 10^{-3}$ °C/日(決定係数0.90)であり、極めて大きい上昇傾向が確認された。

工事休止中の2020年12月25日～2021年1月5日に実施したモニタリング②について(図 2.1.2-32)、孔内水位はG.L.-0.22から0.03 m程度上昇した。ただし、1月5日に実施した

孔内作業の際には孔内水面が凍結していることが確認されており、測定値が影響を受けている可能性がある。測定値の異常も確認され、異常値は欠測として取り扱った。モニタリング①と異なり、孔内水位の変動と降水（降雪含）の関係は明確には認められない。地下温度は、深度が増すと高くなり、プロファイル④、⑤の測定値と概ね整合している。いずれの深度でも、モニタリング期間中の全体を通じて上昇傾向を示すが、概ね12月30日を境として前半と後半で上昇傾向が異なっており、前半よりも後半の方が上昇率は小さい。モニタリング①と②による連続観測の結果は、本掘削工事の影響の一部は地下環境に温度低下として反映されており、工事の一時休止および休工中の温度上昇として残留する影響の低減過程が示されていると考えられる。

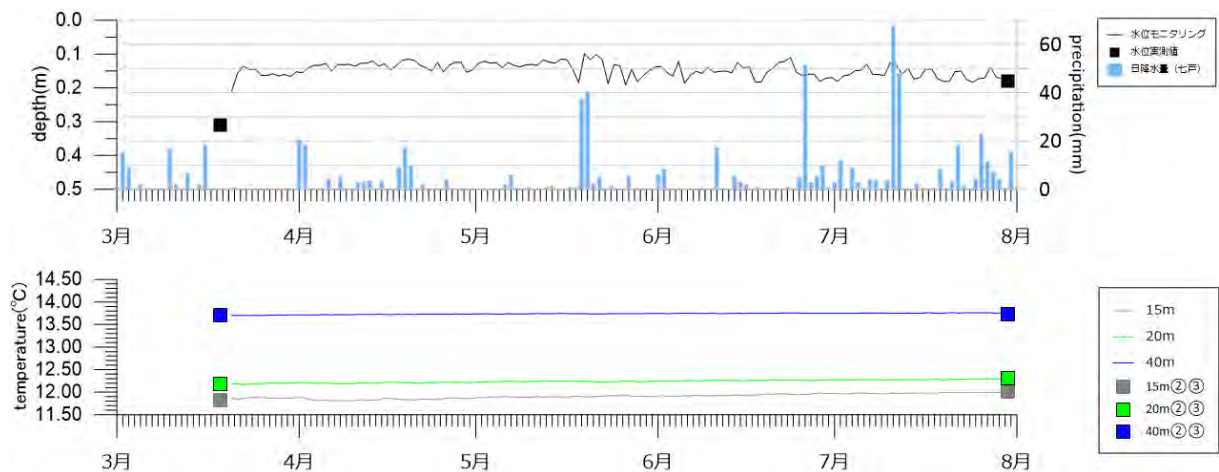


図 2.1.1-31 モニタリング①の観測結果（凡例の②・③はプロファイルの測定値を示す）

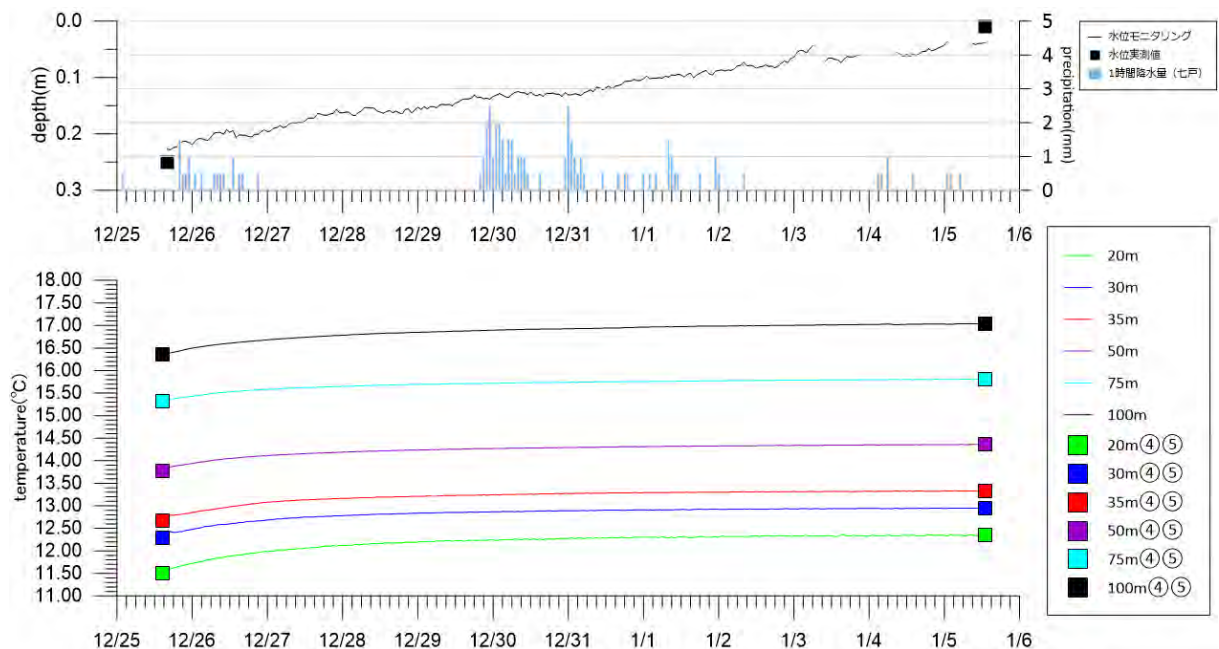


図 2.1.1-32 モニタリング②の観測結果（凡例の④・⑤はプロファイルの測定値を示す）

### 2.1.1.4 揚水試料化学分析

#### 1) 水質の結果

今年度のボーリング調査によって採取した揚水試料のうち、現在までに水質分析の結果が得られている2深度(91.0-95.9 m, 152.5 - 154.0 m(自噴))について、昨年度の3深度(27.3-30.1 m, 39.8-45.0 m, 71.0-75.9 m)の揚水試料と併せて、主要溶存イオンの組成を表2.1.1-5、図2.1.1-33 および図2.1.1-34に示した。これらの揚水試料の水質組成は、いずれもCa・Na・Mg-HCO<sub>3</sub>型あるいはNa・Ca・Mg-HCO<sub>3</sub>型であり、小川原湖の北～西側および南～東側の既存井戸における地下水の水質組成と比較すると、小川原湖北～西側の地下水に近い組成を示している。揚水深度毎の水質の特徴を見てみると、27.3-30.1 m, 39.8-45.0 mの地下水と比較して、より深層の71.0-75.9 m, 91.0-95.9 m, 152.5 - 154.0 mの地下水は相対的にSO<sub>4</sub>に富んでいることがわかる。細砂主体の岩相が続く71.0-75.9 mと91.0-95.9 mでは水質組成に大きな違いは見られないが、145-152.5 mの泥岩を挟んだ下位の細砂層から自噴した152.5 - 154.0 mの地下水では、僅かではあるがNaとKが多く含まれ、より滞留時間が長い地下水の特徴を有しているものと考えられる。図2.1.1-33では、これら3深度の揚水試料は掘削地点に近い(南西方向に約1.6 kmに位置する)既存の水源井(深度200 mの自噴井)における水質組成とほぼ重なるように分布しており、既存データとも整合的な結果となっている。

表 2.1.1-5 揚水試料の水質組成 (産業技術総合研究所 (2020) <sup>12)</sup>のデータを含む。)

試料名	Temp	pH	EC	DO	トレーサー濃度	δD	δ <sup>18</sup> O	Na	K	Mg	Ca
	(°C)		(uS/cm)	(mg/L)	(ppm)	(‰)	(‰)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
KMK1_27.3-30.1m	13.7	7.2	245	0.02	0.015	-64.6	-10.05	16.88	2.60	5.96	15.26
KMK1_39.8-45.0 m	14.5	7.9	154	0.00	0.015	-66.5	-10.15	14.18	2.13	4.81	10.06
KMK1_71.0-75.9 m	15.6	8.6	140	0.00	0.033	-64.8	-10.08	12.98	1.64	3.29	8.13
KMK1_91.0-95.9 m	16.6	7.8	135	0.14	0.023	-65.0	-10.10	13.53	1.93	3.75	10.10
KMK1_152.5-154.0 m	8.9	8.1	153	0.97	0.015	-65.7	-10.18	15.28	3.37	3.96	8.23
KMK1_190.7-201.4 m	12.7	9.0	151	0.40	0.027	-67.8	-10.28	---	---	---	---

試料名	Li	NH <sub>4</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	CO <sub>3</sub>	OH	F	NO <sub>3</sub>	NO <sub>2</sub>	PO <sub>4</sub>	Br
	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
KMK1_27.3-30.1m	0.00	0.35	5.92	0.08	105.43	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.34	0.03
KMK1_39.8-45.0 m	0.00	0.12	5.46	2.96	78.47	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.61	0.02
KMK1_71.0-75.9 m	0.00	0.00	5.81	8.05	58.49	1.30	0.00	0.12	0.14	0.00	0.33	0.01
KMK1_91.0-95.9 m	0.00	0.00	5.40	7.84	60.06	1.24	0.00	0.12	0.01	0.00	0.26	0.02
KMK1_152.5-154.0 m	0.01	0.00	5.55	9.16	63.68	0.48	0.00	0.11	0.00	0.00	0.17	0.02
KMK1_190.7-201.4 m	---	---	5.98	7.72	50.60	4.25	0.00	0.20	0.01	0.00	0.51	0.02

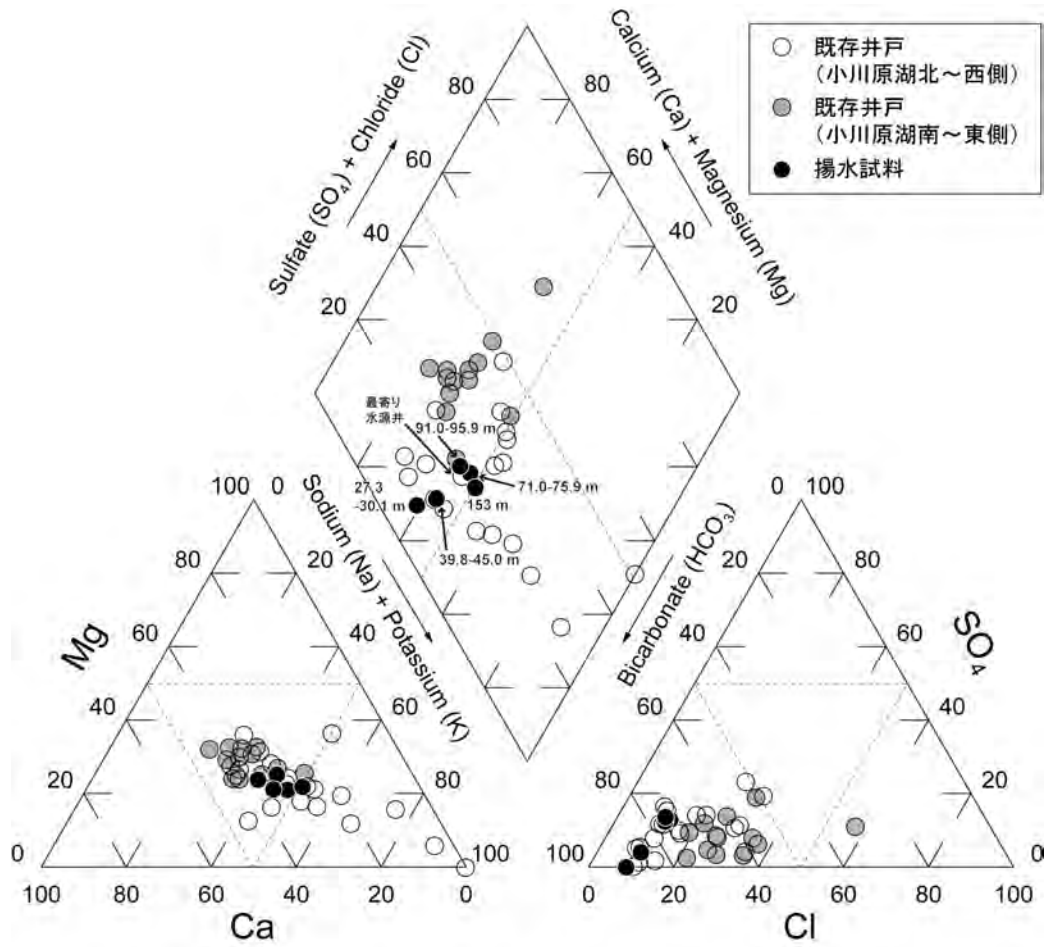


図 2.1.1-33 高瀬川流域における浅層地下水（既存井戸）と揚水試料の水質組成の比較  
産業技術総合研究所（2010<sup>14</sup>，2018<sup>15</sup>，2019<sup>16</sup>，2020<sup>12</sup>）のデータを含む。

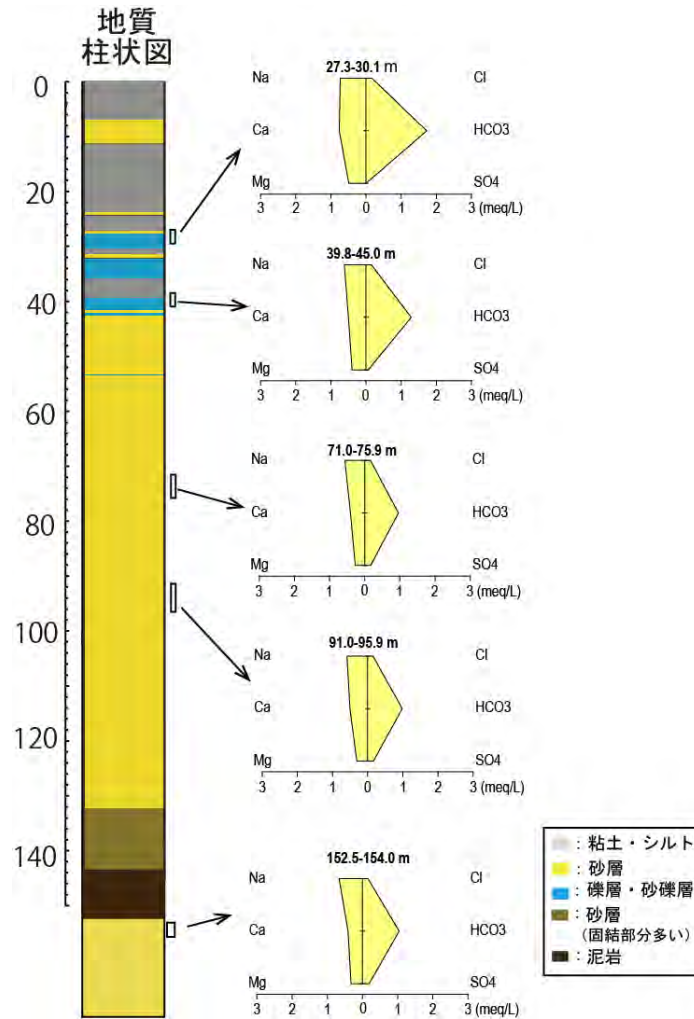


図 2.1.1-34 揚水試料の水質組成（ヘキサダイアグラム）  
産業技術総合研究所（2020）<sup>12)</sup>のデータを含む。

## 2) 水の水素・酸素同位体，トリチウム濃度，炭素同位体，放射性塩素同位体の結果

次に、揚水試料の水素安定同位体比および地下水年代指標の分析結果をまとめる。水素安定同位体比は-68‰から-65‰の範囲にあり、最も浅い 27.3-30.1 m から 152.5-154.0 m までほとんど変化はなく、周辺の既存井戸から採取された地下水とも同等の値である（図 2.1.1-35(a)）。最深部の 190.7-201.4 m において-68‰とやや低くなり、より深い既存井戸の地下水試料（掘削地点よりも東側）の値に近くなっている。現在の七戸川流域の河川水の水素同位体比は、-64‰から-58‰の範囲にある。一般に、高標高部にもたらされる降水ほど水素・酸素同位体比が低くなる傾向にあるため（同位体高度効果）、高標高部における涵養の影響について検討してみる。図 2.1.1-36 では、揚水試料の水素同位体比について、標高との関係を既存井戸の地下水試料および河川水と比較した。実際に、七戸川流域の河川水の水素同位体比については、全体的には採水地点の標高が高いほど低くなる傾向がある程度確認できる。仮にこのような高標高部での地下水涵養（例えば、-64‰に近い水素同位体比をもつもの）が主体となったとしても、それだけで揚水試料や小川原湖西部における既存井戸における水素同位体比（-68‰から-64‰）を説明することは困難である。また、掘削地点と七戸川上流域の高標高部との間には野辺地断層帯が存在しており、地下水流動に対する断層の影響の可能性を考慮すると、このような高標高部が直接的あるいは支配的な涵養域となっていることは考えにくい。

揚水試料のトリチウム (<sup>3</sup>H) は、27.3-30.1 m では  $0.06 \pm 0.02$  TU とごく僅かに含まれているが、39.8-45.0 m と 71.0-75.9 m では検出限界以下 (<0.03 TU) である（図 2.1.1-35(b)）。ま



た、91.0-95.9 m と 152.5-154.0 m については、通常レベルの分析では検出限界以下 (<0.3 TU) となっており、周辺の既存井戸のデータのほとんどが検出限界以下 (<0.05 TU) であることと整合的である (図 2.1.1-35(b))。これに加えて、昨年度の揚水試料の  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  比について、 $^3\text{H}$  濃度との関係を図 2.1.1-37 に示した。最も浅い 27.3-30.1 m については  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  比が 4 深度の中では最も高く、前述のように  $^3\text{H}$  も僅かに検出されているため、若い水が混入している可能性を完全には排除できない。一方、 $^3\text{H}$  が検出限界以下であった 39.8-45.0 m と 71.0-75.9 m では、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  比はより低い値を示しており、上北平野北部における既存井戸データとも整合的な値となっている。従って、これらの深度では、揚水試料に対する若い水の混合の影響はないものと判断できる。91.0-95.9 m については、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  比はやや高いが、前述の通り  $^3\text{H}$  は通常レベルの分析では検出限界以下である。

表 2.1.1-6 に  $^{14}\text{C}$  較正年代の計算結果を示しているが、このうちの Median Probability (確率分布の中央値) の年代を基に周辺地下水と比較した (図 2.1.1-35(c))。他の年代指標と同様に試料採取時を基準とした地下水年代で考えると、揚水試料の  $^{14}\text{C}$  年代は 1 万年~1 万 6 千年程度に相当する。全体として深層ほど年代が古い傾向にはあるが、39.8-45.0 m で特に古い年代を示している。ここで、トレーサーとして用いたローダミン WT 濃度から見積もると、揚水試料に対する掘削水の混入割合は 0.2-0.5% である。また、掘削水の調製に利用した最寄りの水源井 (深度 200 m の自噴井) における  $^{14}\text{C}$  年代は 1 万 3 千年程度である。従って、掘削水の混入は、得られた年代分布にはほとんど影響していないものと考えられる。なお、39.8-45.0 m と 152.5 - 154.0 m では 1 万 6 千年程度の  $^{14}\text{C}$  年代が得られたが、同等の年代値は周辺の既存井戸データでは確認されておらず、スクリーン幅が広い既存井戸では捉えられていなかったより詳細な地下水年代分布が、本ボーリング調査によって明らかとなったと考えられる。

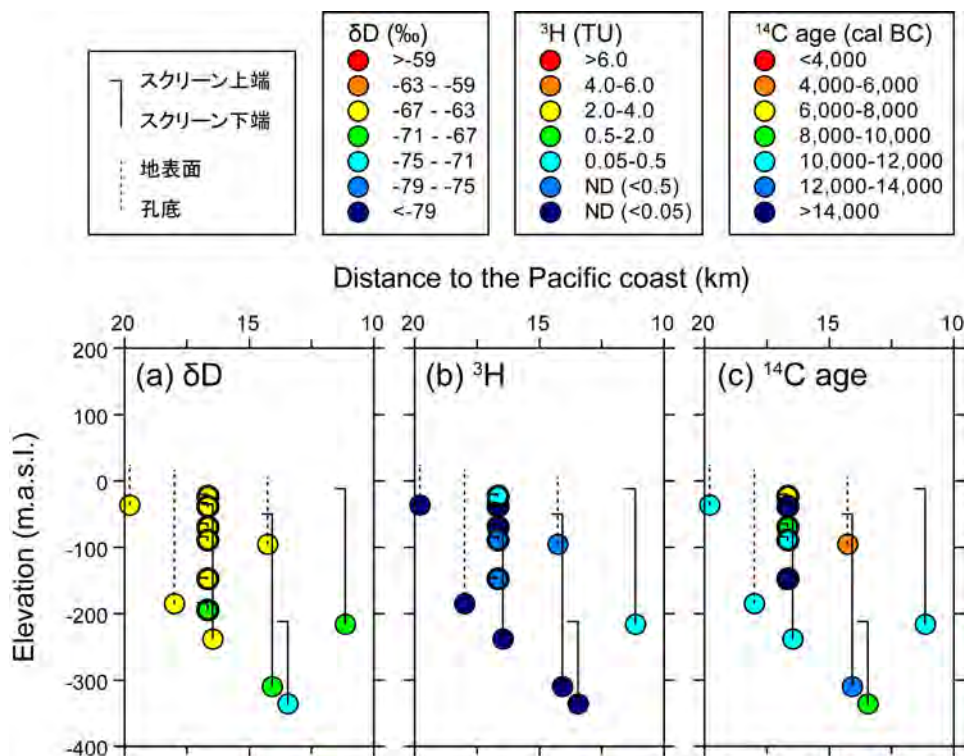


図 2.1.1-35 小川原湖西部における浅層地下水(既存井戸)と揚水試料の水素安定同位体比(a),  $^3\text{H}$  濃度 (b),  $^{14}\text{C}$  年代 (c) の比較

太枠の○が揚水試料を示す。産業技術総合研究所 (2010<sup>14)</sup>, 2018<sup>15)</sup>, 2019<sup>16)</sup>, 2020<sup>12)</sup> のデータを含む。

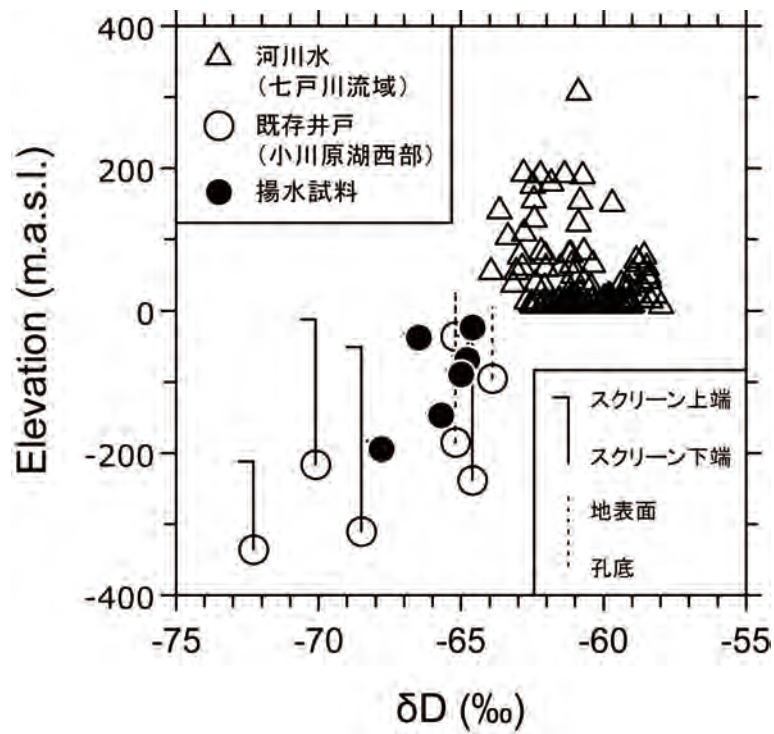


図 2.1.1-36 七戸川流域の河川水，小川原湖西部の浅層地下水（既存井戸），揚水試料の水素安定同位体比と標高との関係

産業技術総合研究所（2018<sup>15)</sup>，2019<sup>16)</sup>，2020<sup>12)</sup>）のデータを含む。

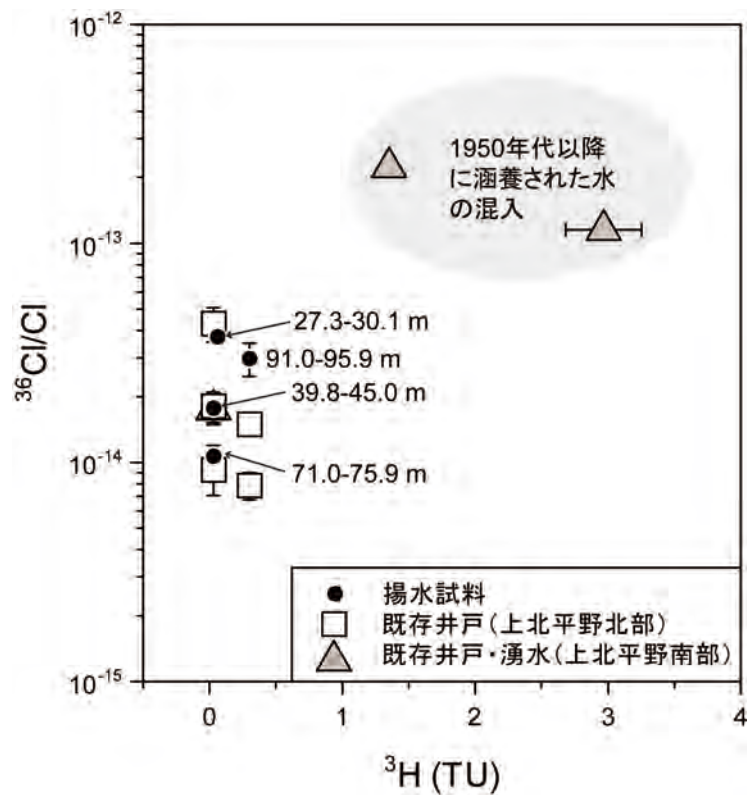


図 2.1.1-37 揚水試料と浅層地下水（既存井戸）・湧水試料の  $^3\text{H}$  濃度と  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  比の関係  
0.03 TU 以下および 0.3 TU 以下の  $^3\text{H}$  濃度は、それぞれ 0.03 TU および 0.3 TU としてプロットした。

産業技術総合研究所（2018<sup>15)</sup>，2019<sup>16)</sup>）のデータを含む。

表 2.1.1-6 揚水試料の  $^{14}\text{C}$  較正年代の計算結果

Depth (m)	$^{14}\text{C}$ calibrated age (2 $\sigma$ ) (cal BC)* <sup>1</sup>	Median Probability (cal BC)* <sup>1</sup>
27.3-30.1* <sup>2</sup>	7,940 - 7,894 (0.0983) 7,863 - 7,850 (0.0181) 7,843 - 7,605 (0.8381)	7,748
39.8-45.0* <sup>2</sup>	14,493 - 14,186 (0.9545)	14,339
71.0-75.9* <sup>2</sup>	9,042 - 9,030 (0.0143) 8,819 - 8,630 (0.9402)	8,735
91.0-95.9	11,356 - 11,223 (0.9545)	11,289
152.5 - 154.0	14,234 - 13,921 (0.9545)	14,082

\*<sup>1</sup> 較正プログラム Calib 8.20 (Stuiver et al., 2021<sup>17</sup>) および較正曲線

IntCal20 (Reimer et al., 2020<sup>18</sup>) を使用して較正を実施した。

\*<sup>2</sup> 産業技術総合研究所 (2020) <sup>12</sup> のデータを再計算した。

### 3) 溶存希ガスの結果

次に、揚水試料の溶存希ガス濃度とヘリウム同位体の結果を表 2.1.1-7 および図 2.1.1-38 に示した。いずれの揚水試料とも再現性を見るために複数本の銅管に試料を採取し測定を行っている。本年度掘削の 91.0-95.9 m, 152.5 - 154.0 m および 190.7 - 201.4 m 地点のヘリウム同位体比( $^3\text{He}/^4\text{He}$  比)と  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  比の関係は昨年度の深度の結果と同様に溶存空気の値に近く、地下水涵養時に大気と平衡にあった溶存成分あるいは **Excess Air** (気泡) として混入している大気成分以外の成分 (地下水流動中に加わる成分) は顕著ではない。ただし、図 2.1.1-38 を見るとわずかではあるが大気溶存成分から地殻成分を加える方向にずれているのがわかる。表 2.1.1-8 には、地下水流動中に付加された  $^4\text{He}$  (geogenic  $^4\text{He}$ ) 濃度の計算値を示した。これは、ネオン(Ne)・アルゴン(Ar)・クリプトン(Kr)・ゼノン(Xe)濃度より地下水涵養時の温度と **Excess Air** の混入量を求め、大気溶存成分および **Excess Air** に起因する  $^4\text{He}$  の濃度を実測値から差し引くことによって求められたものである。地下水流動中に付加される成分 (geogenic  $^4\text{He}$ ) 濃度は  $0 \sim 4.5 \times 10^{-9} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$  ( $\text{cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$  は 1 g の水に溶存する気体の標準状態での体積を表す) となる。この geogenic  $^4\text{He}$  濃度と当該帯水層に対比される堆積岩 (砂子又層) 中の U, Th 濃度をそれぞれ 1.3, 2.6 ppm (産総研未公表データ), 帯水層間隙率を 0.4, 密度を  $2.3 \text{ g/cm}^3$  とした時に上記の geogenic  $^4\text{He}$  量を蓄積するために必要な時間を Kipfer et al. (2002) <sup>19</sup> の式:

$$t = \frac{{}^4\text{He}_{\text{rad}}}{J_{\text{He}}}$$

$$J_{\text{He}} = \Lambda_{\text{He}} \frac{\rho_r}{\rho_w} (1.19 \times 10^{-13}[\text{U}] + 2.88 \times 10^{-14}[\text{Th}]) \cdot \frac{1-\theta}{\theta}$$

ここで、 $t$  は  $^4\text{He}$  蓄積年代、 ${}^4\text{He}_{\text{rad}}$  は geogenic  $^4\text{He}$  濃度、 $J_{\text{He}}$  は帯水層で発生する  $^4\text{He}$  生成量、 $\Lambda_{\text{He}}$  は帯水層岩石からの  $^4\text{He}$  放出率 (=1),  $\rho_r \cdot \rho_w$  は岩石および水の密度、 $[\text{U}] \cdot [\text{Th}]$  は岩石中の U・Th 濃度、 $\theta$  は間隙率を示す。

により計算すると、<約 7,000 年となる。ただし、各パラメータの不確実性によるこの年代の不確実性は大きく、例えば岩石中の U・Th 濃度を半減させると年代は倍増し、間隙率を 0.4 か

ら0.5に変化させると年代は約1.5倍に増える。各パラメータの不確実性を考慮に入れると<sup>4</sup>He蓄積年代は氷期、間氷期の区別をつけることは不可能であるが、トリチウムが検出されるような数十年程度の水ではなく、ある程度の期間は地下に滞留しているが数万年以上経過した古い水ではないことが推定され、トリチウム濃度や<sup>14</sup>C年代と矛盾するものではないといえる。

水に対するNe・Ar・KrおよびXeの溶解度は、その水と平衡にある大気温度に依存する。これらの元素はヘリウムとは異なり、岩石より放出される成分・深部より上昇する成分の混入量は極端に低い(<sup>40</sup>Arを除く)。従って、地下水中のこれらの元素濃度は、脱ガスが起こらない限り、地下水涵養時の情報を保持していると考えられることから、地下水に溶存しているこれらのガス量を測定することにより涵養時の温度(通気帯で滞留している間の年平均気温)を推定することが可能となる(Aeschbach-Hertig et al., 1999<sup>20</sup>)など。

地下水中の希ガス(Ne, Ar, Kr, Xe)の濃度(Ci)は、以下に示されるように涵養温度(T), 塩分濃度(S), 気圧(P)および, Excess Air量に依存する。

$$C_i = C_i^*(T, S, P) + R \cdot A \cdot z_i$$

ここで、AはExcess Air混入量(cm<sup>3</sup>/g)、z<sub>i</sub>は大気中の希ガス濃度(cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>)、Rは分別係数(通常は1)を示す。C<sub>i</sub><sup>\*</sup>(T, S, P)は溶解度に依存した希ガス濃度であり、その計算式はKipfer et al. (2002)<sup>19</sup>)に示されている。Aeschbach-Hertig et al. (1999)<sup>20</sup>)の計算プログラムおよび表2.1.1-7に記した希ガスの濃度を用いて計算した涵養温度の結果を表2.1.2-8に示した。希ガス濃度は涵養温度とともに気圧にも大きく依存するため、ここではボーリング掘削地の標高(8 m)と、涵養場所の最上流側と推定される野辺地断層周辺の標高(約100 m)での気圧を用いた2通りの計算を行った。標高の違いによって涵養温度計算値は約0.4℃異なっている。また、同一深度での2回の分析値から計算した涵養温度は最大で約3℃程度の差があり、データのばらつきは大きい。しかし、これらの計算値はすべて現在の上北平野の年平均気温よりも低い。

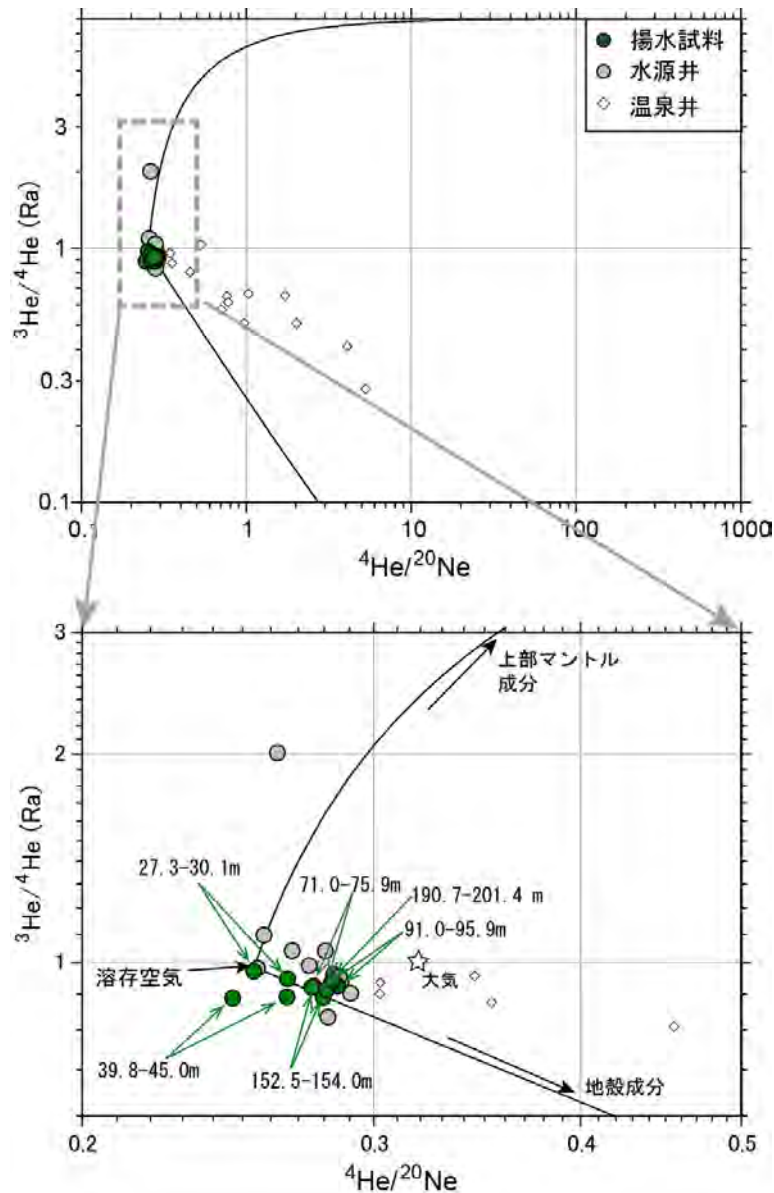


図 2.1.1-38 揚水試料の  $^3\text{He}/^4\text{He}$  と  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  の関係

比較のため高瀬川流域における浅層地下水・深層地下水のプロットも行っている。  
産業技術総合研究所 (2020) <sup>12)</sup> のデータを含む。

表 2.1.1-7 揚水試料の希ガス濃度およびヘリウム同位体比

産業技術総合研究所 (2020) <sup>12)</sup> のデータを含む。

試料名	$^4\text{He}$	$^{20}\text{Ne}$	$^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}$	$^{84}\text{Kr}$	$^{132}\text{Xe}$	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$
	(cm <sup>3</sup> STP/gH <sub>2</sub> O)								(Ra)
KMK1_27.3-30.1m	5.10E-08	2.01E-07	1.37E-06	4.07E-04	5.54E-08	3.71E-09	0.254	1.36E-06 ± 2.02E-08	0.972
KMK1_27.3-30.1 m	5.09E-08	1.91E-07	1.35E-06	4.02E-04	5.46E-08	3.71E-09	0.266	1.33E-06 ± 2.46E-08	0.947
KMK1_39.8-45.0 m	4.84E-08	1.96E-07	1.34E-06	4.01E-04	5.46E-08		0.247	1.24E-06 ± 2.43E-08	0.888
KMK1_39.8-45.0 m	5.14E-08	1.93E-07	1.36E-06	4.02E-04	5.61E-08	3.88E-09	0.266	1.25E-06 ± 2.75E-08	0.891
KMK1_71.0-75.9 m	6.40E-08	2.26E-07	1.47E-06	4.34E-04	5.68E-08		0.283	1.31E-06 ± 2.30E-08	0.936
KMK1_71.0-75.9 m	6.27E-08	2.27E-07	1.48E-06	4.38E-04	5.71E-08	3.78E-09	0.276	1.29E-06 ± 2.09E-08	0.925
KMK1_91.0-95.9 m	6.76E-08	2.37E-07	1.43E-06	4.23E-04	5.45E-08	3.62E-09	0.285	1.30E-06 ± 3.09E-08	0.925
KMK1_91.0-95.9 m	6.81E-08	2.44E-07	1.52E-06	4.52E-04	5.92E-08	3.92E-09	0.280	1.25E-06 ± 2.34E-08	0.889
KMK1_152.5-154.0 m	6.85E-08	2.44E-07	1.45E-06	4.30E-04	5.56E-08	3.67E-09	0.281	1.28E-06 ± 2.81E-08	0.914
KMK1_152.5-154.0 m	6.95E-08	2.53E-07	1.54E-06	4.56E-04	5.89E-08	3.95E-09	0.275	1.29E-06 ± 3.35E-08	0.920
KMK1_190.7-201.4 m	7.01E-08	2.47E-07	1.46E-06	4.36E-04	5.72E-08	3.88E-09	0.284	1.33E-06 ± 2.13E-08	0.952



表 2.1.1-8 揚水試料の希ガス濃度より計算した地下水涵養温度および地層由来の  $^4\text{He}$  (geogenic  $^4\text{He}$ ) 蓄積量産業技術総合研究所 (2020)<sup>12)</sup>のデータを含む。

試料名	涵養標高を8mとした場合		涵養標高を100mとした場合	
	涵養温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )	geogenic $^4\text{He}$ ( $\text{cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$ )	涵養温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )	geogenic $^4\text{He}$ ( $\text{cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$ )
KMK1_27.3-30.1m	8.4	0	8.1	0
KMK1_27.3-30.1 m	8.5	2.23E-09	8.1	2.22E-09
KMK1_39.8-45.0 m	9.0	0	8.6	0
KMK1_39.8-45.0 m	8.1	2.28E-09	7.7	2.27E-09
KMK1_71.0-75.9 m	7.4	4.54E-09	7.0	4.53E-09
KMK1_71.0-75.9 m	7.1	3.01E-09	6.7	3.00E-09
KMK1_91.0-95.9 m	9.3	4.01E-09	9.0	4.00E-09
KMK1_91.0-95.9 m	6.5	3.48E-09	6.1	3.47E-09
KMK1_152.5-154.0 m	9.0	2.73E-09	8.6	2.70E-09
KMK1_152.5-154.0 m	6.7	1.91E-09	6.3	1.90E-09
KMK1_190.7-201.4 m	8.3	3.69E-09	7.9	3.68E-09

## 2.1.1.5 間隙水化学分析

昨年度に引き続き、掘削コア試料から間隙水を抽出し、水質・同位体の深度プロファイル等について検討を行った。掘削コア試料の実験室内での取り扱い、概ね昨年度と同様である。主として用いたのは長さ 50 cm 単位で採取された掘削コア試料であり、切断面付近の影響を避けるため上部 5 cm と下部 9 cm を除き、残りの 36 cm 分を 3 つに切断した。これら 12 cm 単位のコア試料を用い、圧縮抽水法を基本として間隙水の抽出作業を行った。

アクリル管からコア試料を取り出し、掘削水の影響を避けるために上下および側面を一定量削り取った後、ピストン式の圧縮容器にコア試料を入れた。圧縮容器を油圧ポンプ (SMP-3012SK, 理研精機株式会社) および油圧シリンダ (MS1-150, 理研精機株式会社) によって加圧し、抽出圧力を 2.5, 5, 10, 15 MPa として段階的な抽水を行った。各圧力段階は、抽出される水がほぼ無くなるまで継続した上で、次の設定圧力へと移行させた。これによって採取された各フラクション (<15 mL) をそれぞれ 1 試料として、同一コア試料からの段階的抽水における水質・同位体組成の変化を観察した。

昨年度に抽水を行った間隙水試料に関しては、ローダミン WT 濃度から推定される掘削水の混入率が大きいものでは 9%程度あった。そのため、まずは掘削コア試料の実験室内での処理過程における工夫として、掘削コア試料のトリミング領域についての検討を行った。掘削水は掘削コア試料の表面から中心部に向かって浸透すると想定されるため、最外周部を取り除いた後に、厚さ 1 cm 程度をさらに削り取った。これを外周部トリミング試料として、残った中心部の柱状試料と併せて圧縮抽水法による間隙水抽出を行い、結果を比較した (図 2.1.1-39)。なお、トリミング試料については蒸発の影響を可能な限り避けるため、カッターを用いて削った後に速やかにビニール袋に移して密封する作業を繰り返した。図 2.1.1-39 には 5 深度の結果を示しているが、いずれの場合も外周部と中心部とでローダミン WT 濃度に大きな違いは見られない。77.17-77.29 m や 85.40-85.52 m では外周部でやや高い傾向はあるが、その差は大きくはない。このことから、掘削水の影響はすでにコア試料内部まで比較的一様に及んでおり、外周部を大きく削った場合にも影響の低減は難しいことがわかった。

一方で、図 2.1.1-39 において違いが見られたのは電気伝導度と pH である。77.17-77.29 m, 85.40-85.52 m, 96.35-96.47 m では中心部と比較して外周部から抽出した間隙水の電気伝導度が高く、pH が低い傾向が確認された。このような傾向は、74.27-74.39 m と 75.42-75.54 m で

は顕著ではない。これら2深度については昨年度に掘削されたコア試料であり、半年以上保管後に抽出作業を行ったものである。一方、77.17-77.29 m, 85.40-85.52 m, 96.35-96.47 mについては今年度に掘削されたコア試料であり、採取後1ヶ月以内に抽出作業を行っているが、外周部トリミング試料の抽水作業は中心部よりも後に実施している。昨年度に抽出した間隙水試料においても、高い電気伝導度や高濃度のSO<sub>4</sub>が度々見られていることから、電気伝導度の上昇の原因としてはコア試料の処理過程での酸化の影響が考えられる。これに対して、長期保管後に処理を行った74.27-74.39 mと75.42-75.54 mについては、先に抽水を行った中心部とその後抽水を実施した外周部トリミング試料とで電気伝導度とpHに大きな違いが見られないことから、コア試料の保管中にすでに酸化の影響が全体に及んでいる可能性が考えられる。

電気伝導度の上昇がSO<sub>4</sub>によるものとして、それがpHの低下を伴う場合、コア試料処理過程での黄鉄鉱の酸化などが想定される(De Craen et al., 2004<sup>21</sup>)。同様の水質変化は、北海道幌延地域の浜里地区におけるボーリング調査においても報告されている(産業技術総合研究所, 2013<sup>22</sup>)。このような水質変化を避けて間隙水の組成を適切に評価するためには、無酸素雰囲気下での保管・抽出作業が必要であろうと考えられる(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(編), 2012<sup>23</sup>)。

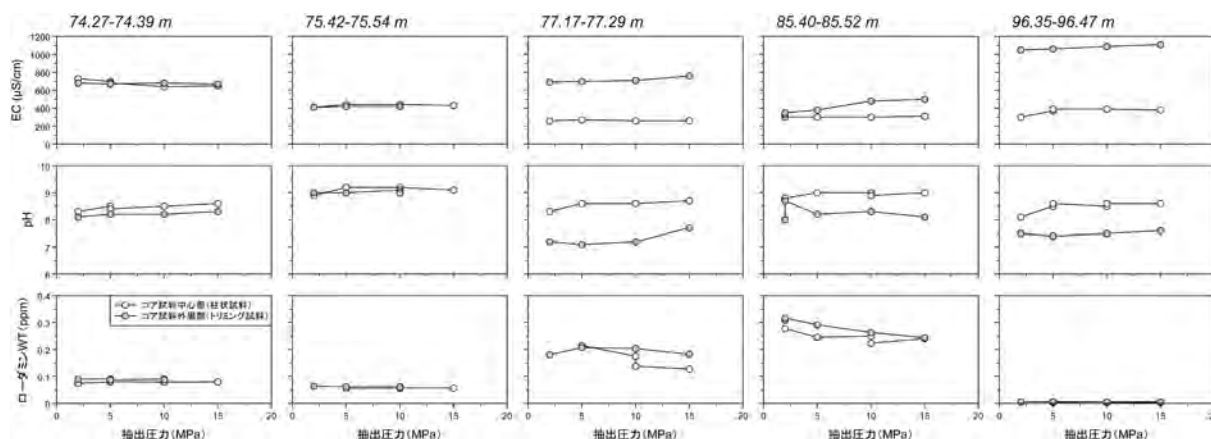


図 2.1.1-39 掘削コア試料の外周部（トリミング試料）と中心部（柱状試料）におけるローダミン WT 濃度の比較

次に、抽出された間隙水試料のローダミン WT 濃度から算出した泥水混入率を図 2.1.1-40 に示した。圧縮抽水法に加え、昨年度に実施した遠心分離法による結果と後述する吸引法による結果も併せて示している。泥水混入率が10%以上となった試料も見られたが、コアスリーブに破れや欠落がある等の明確な理由が確認できるものであった。また、泥水混入の補正の不確実性も大きくなることから、泥水混入率が10%以上となる試料については結果から除くこととした。岩相との対応を見てみると、シルトや泥岩で泥水混入率が比較的低い結果となった(図 2.1.1-40)。細砂ではばらつきが大きい。硬質の部分(深度96 m付近)では混入率が低い結果が得られた。以降では、泥水混入率に基づき、泥水混入の影響を補正した酸素・水素同位体比を用いて結果の議論を行う。補正には、掘削泥水の調製に用いた最寄りの水源井(自噴地下水)の同位体組成の平均値( $\delta D = -65.0 \pm 0.2\%$ ,  $\delta^{18}O = -10.05 \pm 0.04\%$ ,  $n = 7$ )を用いた。

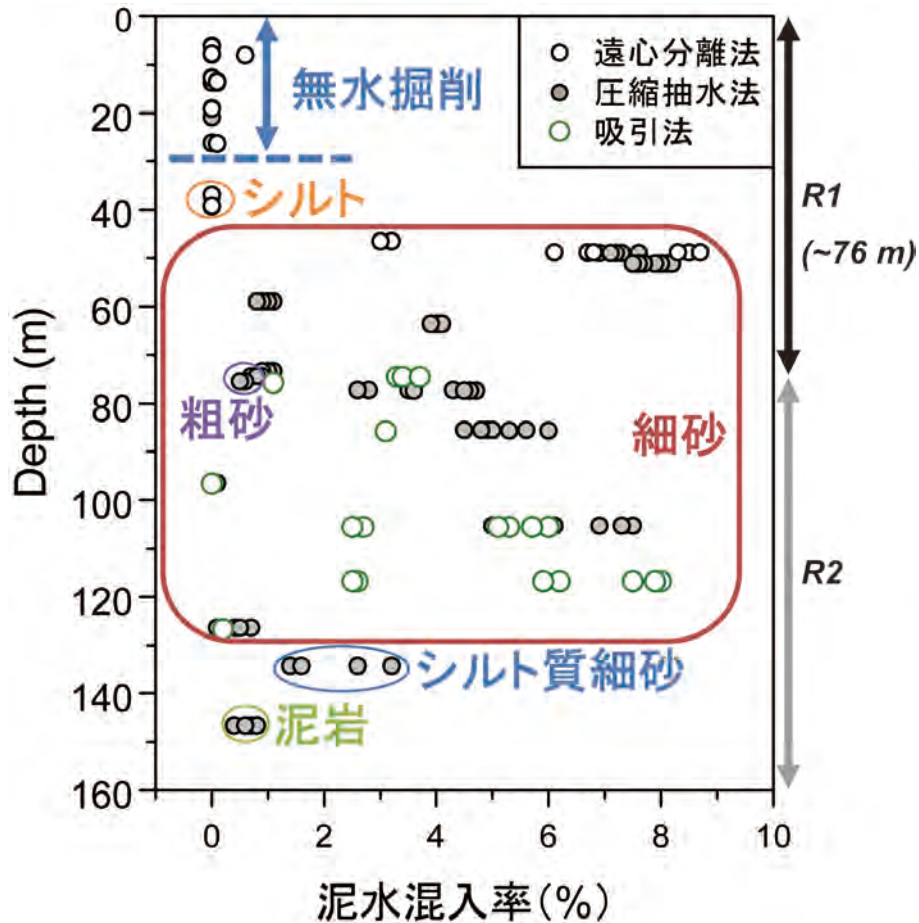


図 2.1.1-40 間隙水試料の泥水混入率

間隙水試料の水素同位体比の深度分布プロファイルを図 2.1.1-41 に示す。この図からわかるように、同一深度であってもフラクシオン毎に水素同位体比が大きく変動する結果となった。全体的な傾向としては、深度 73 m 程度以浅では同一深度におけるフラクシオン毎の変動幅は小さいが、深度 74 m 程度以深において変動が大きくなっている（図 2.1.1-41）。深度 74 m 以深における水素同位体比の値は、深度によって異なるが、七戸川流域の河川水より低い値からより高い値まで大きく変動している。

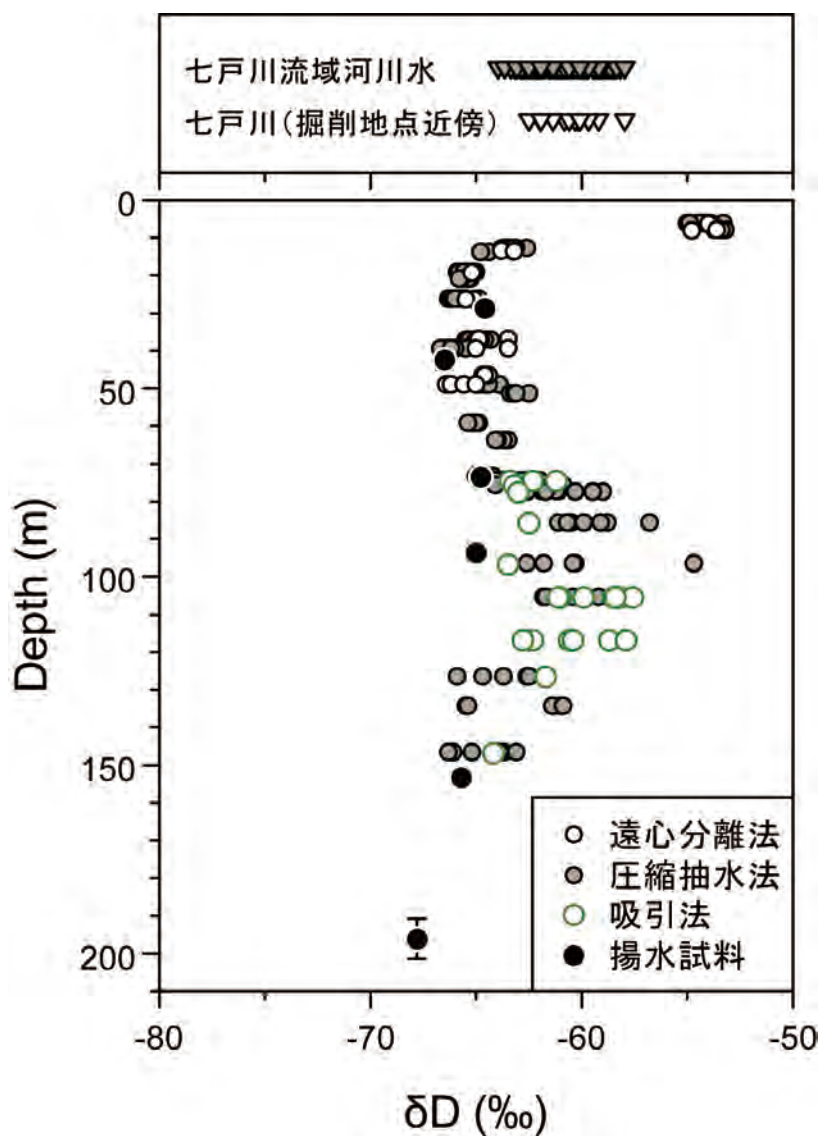


図 2.1.1-41 間隙水試料および揚水試料の水素安定同位体比の深度プロフィール  
掘削地点より上流の七戸川流域河川水、および掘削地点近傍の七戸川河川水の水素同位体比の変動幅を併せて示した。産業技術総合研究所 (2020) <sup>12)</sup>のデータを含む。

ここで、圧縮抽水法によって抽出された間隙水試料の酸素・水素安定同位体組成を図 2.1.1-42 に示した。この結果から、水素同位体比だけでなく酸素同位体比も同一深度のフラクション毎に変動しており、その同位体組成は天水線よりも酸素同位体比が高い方向へシフトする傾向が認められた。このような同位体シフトの傾向は、深度 73 m 程度以浅では確認されず、深度 74 m 程度以深で抽水を行ったすべての試料で見られた (図 2.1.1-42)。各深度について全フラクションをプロットして回帰直線を求めると、その傾きは多くが 2.7-3.0 程度であり、74 m 以深のすべての試料についての回帰直線の傾きは 2.9 であった (図 2.1.1-42)。

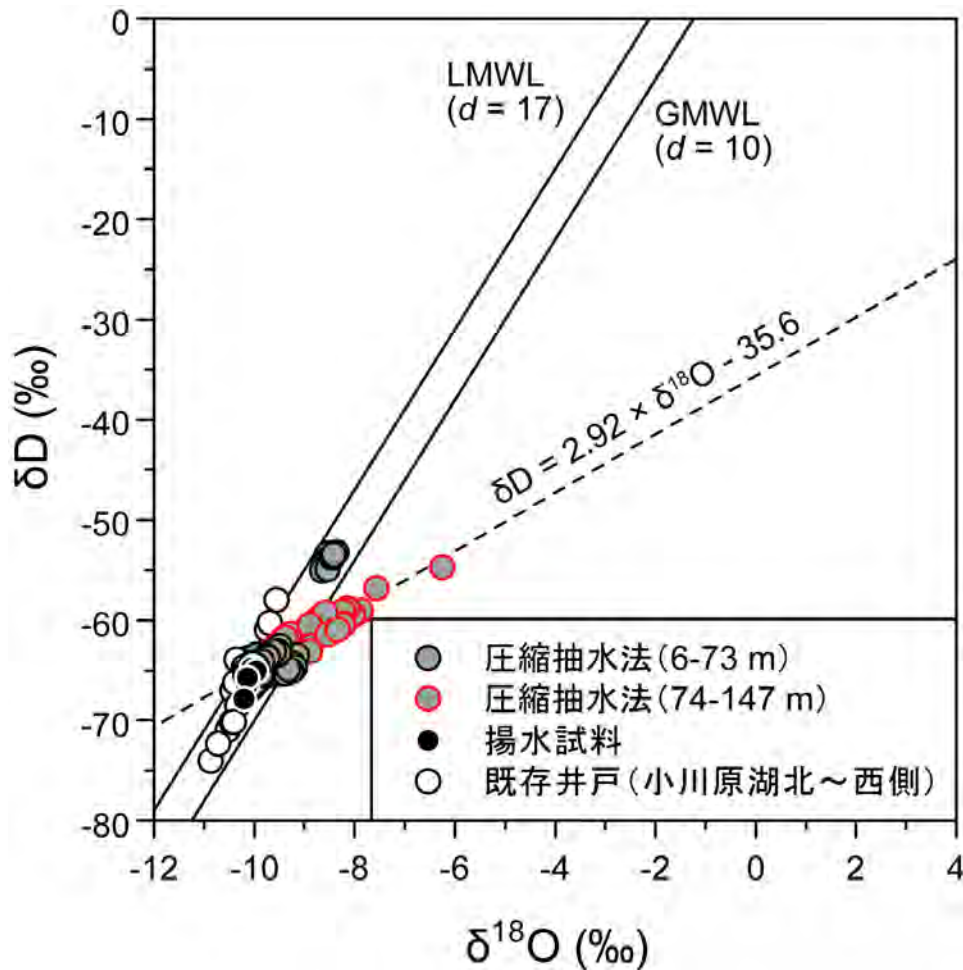


図 2.1.1-42 圧縮抽水法による間隙水試料の酸素・水素安定同位体組成  
産業技術総合研究所 (2020) <sup>12)</sup>のデータを含む。

そこで、まずは抽出方法による影響（圧縮抽水過程における同位体分別）の有無を確認するため、比較のために Rhizon sampler (Rhizosphere Research Products, Wageningen) を用いた吸引法による間隙水抽出を併せて実施した。Rhizon sampler は、従来土壌学や農学の分野において土壌溶液採取に用いられており、近年になって堆積物中の間隙水採取に適用されるようになったものである (Seeberg-Elverfeldt et al., 2005<sup>24)</sup>; Dickens et al., 2007<sup>25)</sup>)。吸引法には切断した掘削コア試料の下部 9 cm 部分を利用し、その上面からおおよそ 2.5 mm 径の孔を開け、Rhizon sampler の長さ 5 cm、直径 2 mm のポーラス部を挿入した。シリンジによる吸引でサンプラー内を負圧にすることによって生じる吸引力により、間隙水を採取することができる。これにより、自由水相当の pF 2.3 程度までの間隙水を採取できるとされている。

図 2.1.1-43 に 74 m 以深の掘削コア試料から吸引法で採取した間隙水試料の酸素・水素安定同位体組成を示した。圧縮抽水法による結果と同様に、酸素同位体比が高い方向にほぼ同じ傾きで同位体シフトする傾向が見られた。このことから、同位体シフトは抽出方法に依存したのではなく、間隙水抽出過程における同位体分別が原因ではないと考えられる。以下では、深度毎に同位体組成の特徴を見てみる。



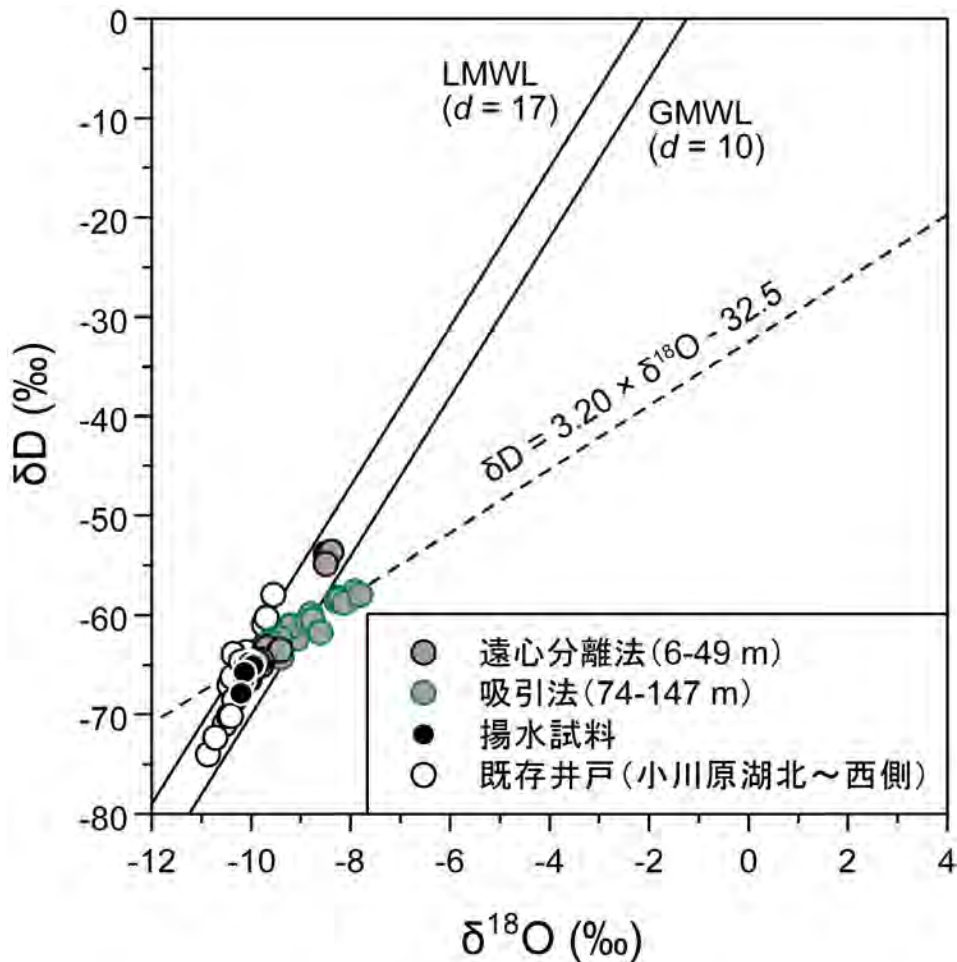


図 2.1.1-43 吸引法による間隙水試料の酸素・水素安定同位体組成  
比較のために昨年度の遠心分離法によるデータ（産業技術総合研究所，2020<sup>12)</sup>）を併せて示した。

図 2.1.1-44 では 3 つの深度（74 m 付近，96 m 付近，105 m 付近）を例として，圧縮抽水法と吸引法による個々の同位体組成を示した。74 m 付近および 96 m 付近はそれぞれ揚水深度にほぼ相当しているが，間隙水試料の酸素・水素同位体組成は，抽出方法によらず揚水試料の値を基点とした直線上に分布しているように見える（図 2.1.1-44(a)，図 2.1.1-44(b)）。また，揚水深度から外れる 105 m 付近でも同位体組成はほぼ直線となって並んでいるが，その基点は 96 m 付近よりも重い値を持っているように見える。これらの結果から想定されることとしては，掘削コア試料中にすでに同位体組成が異なる 2 種類の水が存在しており，それら 2 つの成分が混合したものが抽出されている可能性である。その場合，例えば自由水相当の移動しやすい水と結合水相当の堆積物粒子に吸着された水の違いがあり得るが，自由水相当の水を抽出していると考えられる吸引法においても同位体比の変動が見られていることと整合しない。また，同一深度での各フラクションの同位体比には，抽出圧力や抽出の順番に依存した一定の傾向はいずれの深度でも見出せず，吸着力との関係はないと考えられる。

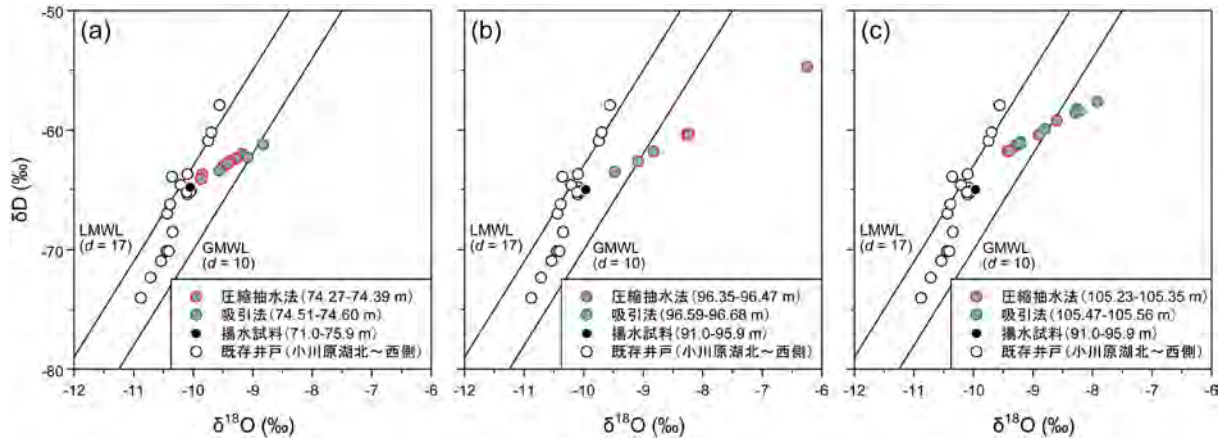


図 2.1.1-44 圧縮抽水法と吸引法による間隙水試料の酸素・水素安定同位体組成の比較  
74 m 付近 (a), 96 m 付近 (b), 105 m 付近 (c) の例を示した。

類似する同位体シフトが見られる事例としては、北海道幌延地域のボーリング調査の結果が挙げられる（嶋田ほか，2002<sup>26</sup>；寺本ほか，2006<sup>27</sup>）。この場合はフラクション毎の分析ではないが、深度に伴って間隙水の同位体組成が天水線から離れ、シフトの程度が大きくなっている。同位体組成は傾き 4 前後で海水よりも酸素同位体比が高い方向へと収斂しており、同位体比の傾向について言えば本調査と比較的近い。一方で異なる点としては、幌延地域の深層は塩水領域であり、同位体シフトに伴って Cl 濃度も大きくなっていることである（核燃料サイクル開発機構，2004<sup>28</sup>；甲斐・前川，2009<sup>29</sup>）（例えば， $\delta^{18}\text{O} = -6\text{‰}$ 程度までシフトしたとき，Cl = 1,000-2,000 mg/L 程度）。一方、本調査では間隙水試料の Cl 濃度は最大で 24 mg/L 程度であり、同位体比との相関関係も見られない（図 2.1.1-45）。また、幌延地域の事例では揚水試料は間隙水と同様の同位体組成を示しているが（核燃料サイクル開発機構，2004<sup>28</sup>，2005<sup>30</sup>），本調査では 74 m 程度以深における各深度の間隙水の同位体組成は揚水試料とは一致しない（図 2.1.1-41）。

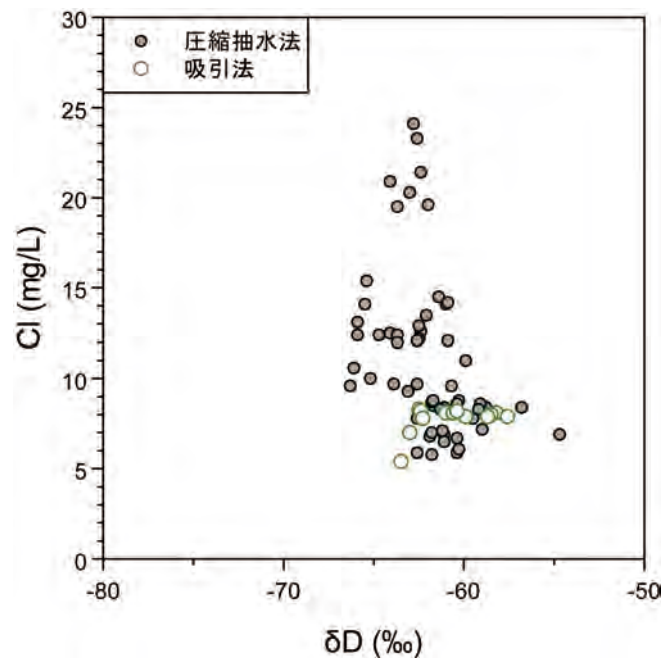


図 2.1.1-45 間隙水試料の水素安定同位体比と Cl 濃度の関係

寺本ほか(2006)<sup>27)</sup>でも変質海水の同位体比形成プロセスの1つとして言及されているが、粘土鉱物のろ過作用によって同位体分別が起こる場合があることが知られている(Coplen and Hanshaw, 1973<sup>31)</sup>)。この場合、通過する水の同位体比は軽くなり、背後に重い同位体比をもつ地下水が生じることになる。このとき、背後の地下水には溶存イオンも選択的に取り残されるはずであり、本研究でCl濃度との関係が見られないことは整合しないように思われる(図2.1.1-45)。しかしながら、本調査におけるコア試料(昨年度分の深度75 mまで)でも粘土鉱物は確認されていることから、室内実験等による検討を行っておく余地はある。以上のように、同位体シフトの原因については現時点では明らかではなく、今後も検討を行う必要がある。

### 2.1.2 地表水調査による上北平野周辺の天水の水素－酸素同位体の特徴

上北平野北部における地下水流動は、全体としては、西側の脊梁山地から東側の太平洋に流れる地下水流動が卓越すると考えられる。しかし、上北平野の北縁では、基盤岩が露出するため、南側に傾く地質構造が考えられ、上北平野北縁で基盤岩上面を流れる地下水は、全体として南に向かう流れが推定される。また、昨年度までに作成した上北平野の広域地下水流動概念モデルでは、小川原湖西側におけるより深層の地下水の浅層への上昇の可能性が示されている（産業技術総合研究所，2017<sup>32)</sup>，2018<sup>15)</sup>，2019<sup>16)</sup>，2020<sup>12)</sup>）。今年度は、小川原湖北西部を涵養域とする地下水の地球化学的特性を地表水及び既存井戸より把握し、地下水流動の中間域における、副次的な地下水流動の影響も含めた3次元的评价に必要な調査深度及び調査項目の抽出をおこなうため、小川原湖西側の高瀬川水系を対象として再採取地点を含む地表水(河川水)の現地調査を実施した。

調査は令和2年11月5日から9日にかけて、土場川・岩渡沢川(①)、赤川(②)および高瀬川の下流域(④、⑦および⑩)の合計51地点において行った。各調査地点において、水温、pH および電気伝導度の測定、試料水の採取、河川流量測定、緯経度の観測を行った。採取した河川水試料は実験室にて主要化学組成および水素・酸素同位体比の分析を行った。図2.1.2-1～2.1.2-3に、高瀬川流域における河川水のd-excess値( $d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$ )、水素同位体比および酸素同位体比の分布を○でそれぞれ示した。各図には、平成30年度および令和元年度に河川調査を行った赤川(②)、清水目川(③)、坪川(④)、中野川(⑤)、作田川(⑥)、七戸川(⑦)、道地川(⑧)、大林川(⑨)、川去川(⑩)および砂土路川(⑪)の結果を△で、浅層地下水観測の結果を□で同時に示した。

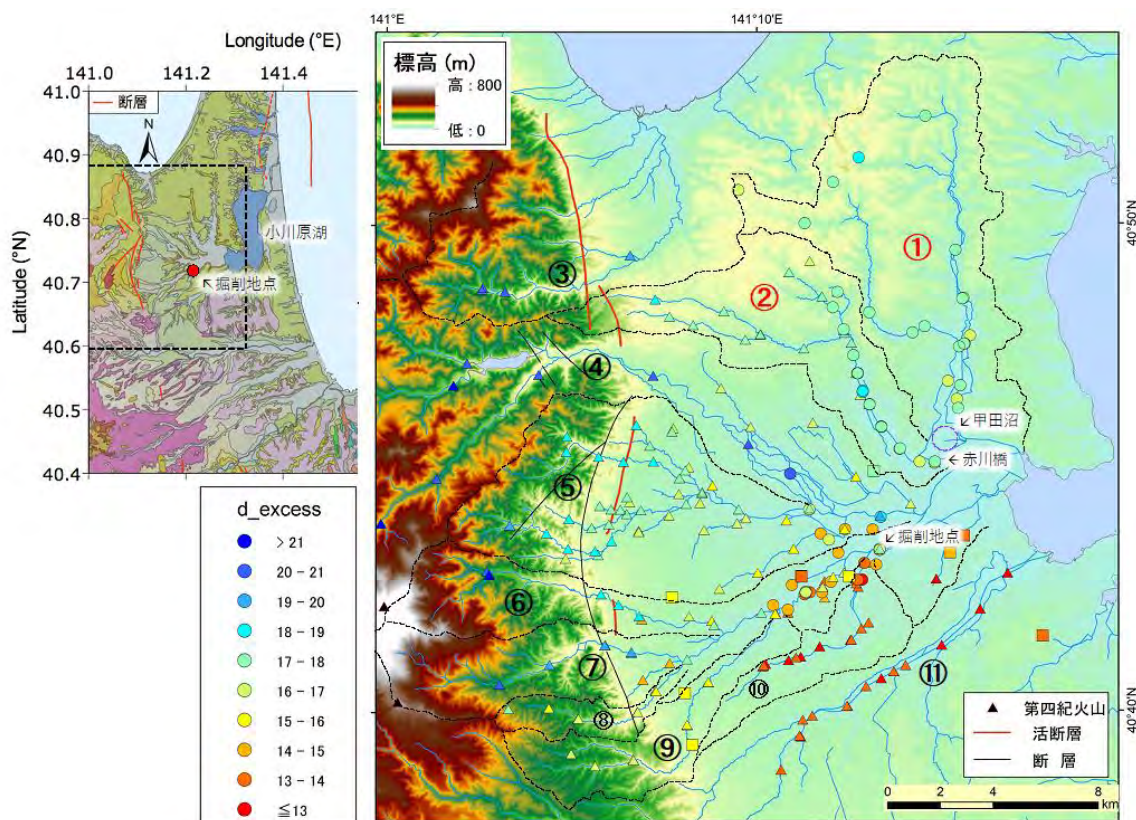


図 2.1.2-1 上北平野周辺における河川水(○,△)および浅層地下水(□)の d-excess 値の分布  
産業技術総合研究所 (2019<sup>16)</sup>，2020<sup>12)</sup>のデータを含む。地質および断層の情報は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2015)<sup>2)</sup>，第四紀火山は西来ほか(2012)<sup>33)</sup>，地形データは基盤地図情報(国土地理院)による。



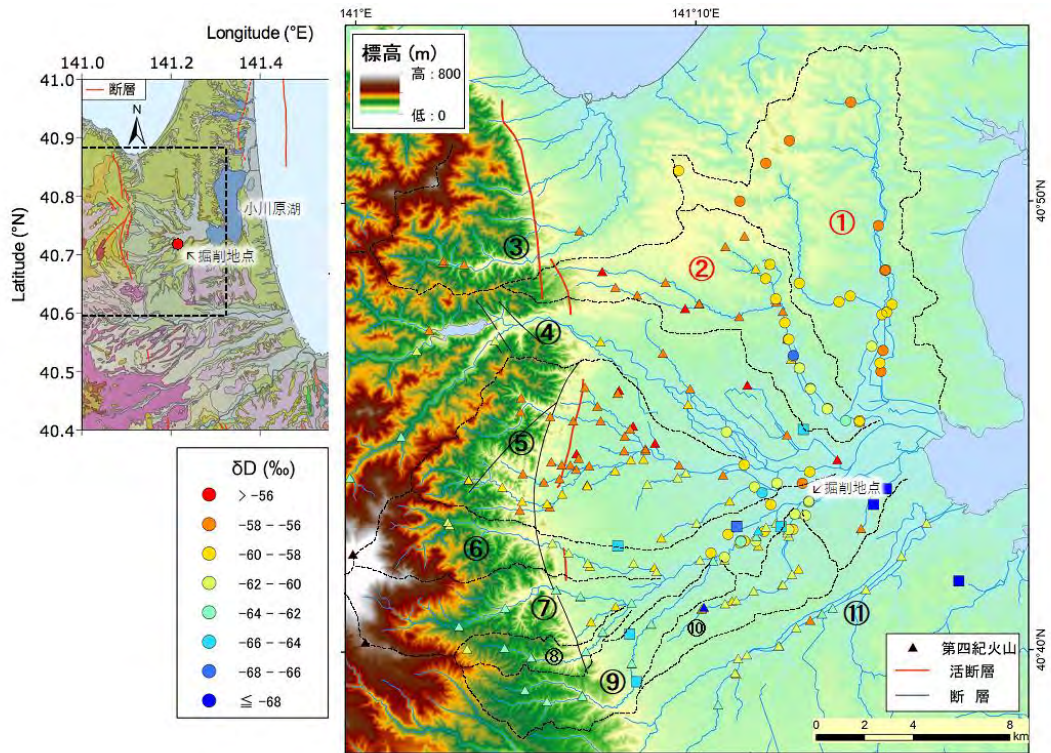


図 2.1.2-2 上北平野周辺における河川水(○,△)および浅層地下水(□)の水素同位体比分布  
産業技術総合研究所 (2019<sup>16)</sup>, 2020<sup>12)</sup>のデータを含む。地質および断層の情報は産業技術総合研究所地質調査  
総合センター(2015)<sup>2)</sup>, 第四紀火山は西来ほか(2012)<sup>33)</sup>, 地形データは基盤地図情報 (国土地理院) による。

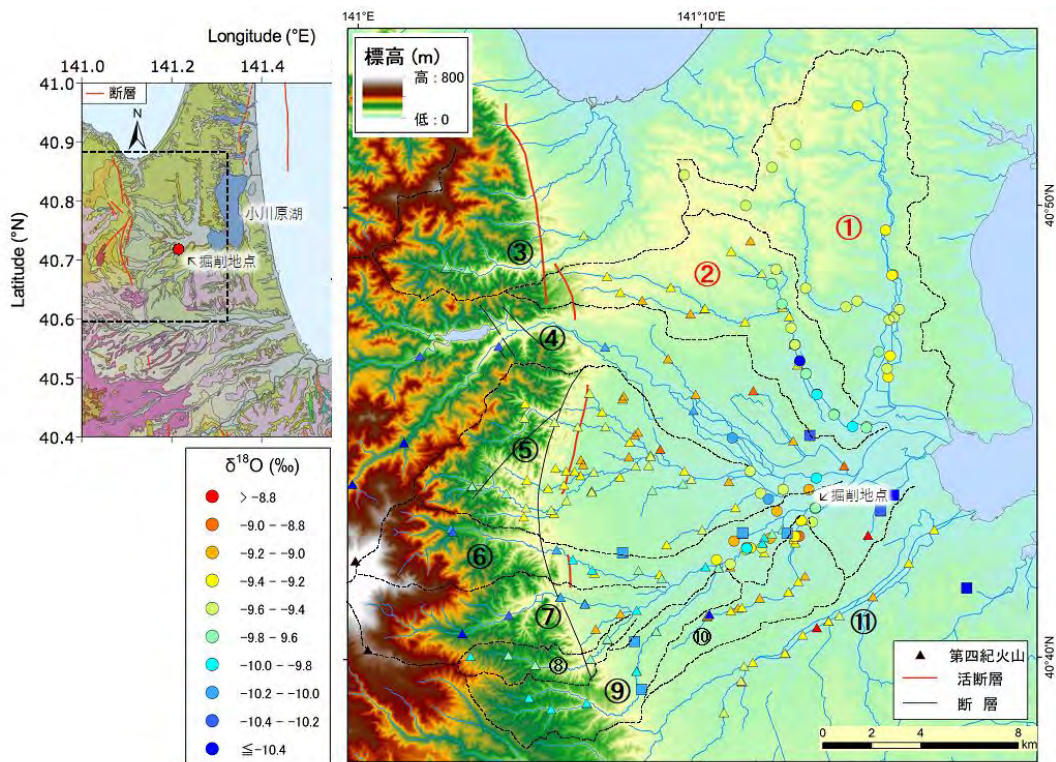


図 2.1.2-3 上北平野周辺における河川水(○,△)および浅層地下水(□)の酸素同位体比分布  
産業技術総合研究所(2019<sup>16)</sup>, 2020<sup>12)</sup>のデータを含む。地質および断層の情報は産業技術総合研究所地質調査  
総合センター(2015)<sup>2)</sup>, 第四紀火山は西来ほか(2012)<sup>33)</sup>, 地形データは基盤地図情報 (国土地理院) による。



上北平野周辺地域の地表水調査から得られた河川水および浅層地下水の **d-excess** 値の分布は以下のような特徴がある。

- (1) 上北平野周辺地域西部の高標高の山地部分では **d-excess** 値が 20 以上である場所が多い。また、西側の山地部分から流下してくる清水目川 (③) と坪川 (④) の本流では、下流部まで **d-excess** 値が高い状態が維持されている。
- (2) 上北平野周辺地域北東部に位置する土場川・岩渡沢川 (①) , 赤川 (②) , 坪川 (④) の支流および中野川 (⑤) の **d-excess** 値は、上流部で 18~20, 下流部で 15~17 の場合が多い。上流から下流に向けて **d-excess** 値は減少するが、その減少幅は小さい。
- (3) 上北平野周辺地域南東部に位置する作田川 (⑥) から砂土路川 (⑪) の **d-excess** 値は、上流部では 20 以上にもなる場所が観測されるのに対し、下流部では 13 以下になる場所が多数ある。上流から下流に向けて **d-excess** 値は著しく減少し、その減少幅は土場川・岩渡沢川 (①) から中野川 (⑤) の場合に比べ非常に大きい。
- (4) 図 2.1.2-1 から、(2)と(3)の地域の **d-excess** 値は、北東から南西方向に同じ値が帯状に分布している。すなわち上北平野周辺の **d-excess** 値は、北西から南東方向に低くなっている。土場川・岩渡沢川 (①) , 赤川 (②) あるいは中野川 (⑤) の下流域に見られる高い **d-excess** 値は、作田川 (⑥) や大林川 (⑨) の中流域あるいは上流域に見られる **d-excess** 値と同等である。一方、七戸川 (⑦) の下流域、川去川 (⑩) および砂土路川 (⑪) に見られる低い **d-excess** 値は、土場川・岩渡沢川 (①) , 赤川 (②) , 坪川 (④) の支流および中野川 (⑤) には出現しない。
- (5) 浅層地下水の **d-excess** 値はそれぞれの地域の河川水の **d-excess** 値と類似している(図 2.1.2-1)。

次に、水素同位体比および酸素同位体比の分布の特徴について述べる(図 2.1.2-2, 図 2.1.2-3)。

- (1) 上北平野周辺地域北部に位置する土場川・岩渡沢川 (①) , 赤川 (②) , 清水目川 (③) および中野川 (⑤) の上流部が、水素同位体比で **-58‰**以上という、本調査地域で一番大きな値を示す地域である。一方、上北平野周辺地域南部に位置する七戸川 (⑦) , 道地川 (⑧) および大林川 (⑨) の上流部は、水素同位体比で **-64~-62‰**という、上北地域の河川水では一番小さな値を示す地域である。それ以外の地点は、両者の中間の値を示す。
- (2) (1)に示したような同位体比の分布のため、上北平野周辺地域北部に位置する土場川・岩渡沢川 (①) , 赤川 (②) , 清水目川 (③) および中野川 (⑤) では、上流部の方が下流部に比べ水素、および酸素同位体比が高いという現象が起きている。これは、上流部の方が下流部に比べ水素、および酸素同位体比が低いという、日本の他の多くの河川で観測される水素、および酸素同位体比の分布様式とは逆の分布様式である。一方、上北平野周辺地域南部に位置する作田川 (⑥) から砂土路川 (⑪) では、上流部の方が下流部に比べ水素、および酸素同位体比が小さいという、日本の他の多くの河川で観測される水素、および酸素同位体比の分布様式と同様の分布様式が見られる。
- (3) 浅層地下水の水素同位体比は、上北平野地域の河川水では坪川 (④) の最上部でも観測されないような小さな値である(図 2.1.2-2)。酸素同位体比は坪川 (④) あるいは七戸川 (⑦) の最上部の値と同様である(図 2.1.2-3)。 **d-excess** 値分布の特徴(5)に述べたように、浅層地下水の **d-excess** 値は周辺部の河川水と同様であるので、浅層地下水の起源は、上北平野周辺地域西部の高標高の **d-excess** 値が大きい地域を流れる坪川(④)あるいは七戸川(⑦)の最上部から供給されたものではないことが明らかである。
- (4) 赤川 (②) では、上流から下流に向けて同位体比が低くなる傾向が顕著である。同様の傾向は、土場川・岩渡沢川 (①) や中野川 (⑤) でも若干見られる。水素同位体比および酸素同位体比分布の特徴(2)に示した、上流部の方が下流部に比べ同位体比が高いという、上北平野周辺地域に特有の同位体的分布の特徴の結果である可能性、あるいは特徴(3)に示した同位体的に小さな浅層地下水の影響がある可能性(産業技術総合研究所, 2020<sup>12)</sup>)が考えられる。

なお、土場川・岩渡沢川および赤川の下流域に関して以下の情報を得た。土場川・岩渡沢川

は元々直径 1km, 最大水深 3m 程の甲田沼(田中, 1992<sup>34)</sup>, p.28; 図 2.1.2-1 に位置を示した)に流れ込んでいた。甲田沼と小川原湖の間には甲田沼川という別の名称の河川があった(石山(1977)<sup>35)</sup>の第1図。詳細は, 山下・蜂ヶ崎(1963)<sup>36)</sup>参照)。昭和 37 年版と昭和 43 年版の地形図の比較から, 甲田沼は昭和 37 年から 43 年の間に埋め立てられ, 土場川・岩渡沢川および甲田沼川の流路は谷底平野の中央部から丘陵沿いに変更されたこと, 赤川は元々現在の赤川橋(図 2.1.2-1 に位置を示した)付近で南方からくる七戸川と合流していたことが読み取れる(旧七戸川の流路跡は現在も各所に点々と残っている。また, 東北町と七戸町の町界も旧七戸川の流路跡に沿っている)。また, 大正 3 年(1914)版の地形図からは, 甲田沼以外にも土場川, 赤川の下流域に広く低湿地が分布していたことが読み取れる。これらは特徴(4)に述べた土場川・岩渡沢川(①), 赤川(②)あるいは中野川(⑤)の河川水の同位体比が上流から下流に向けて低くなる傾向が顕著であることと関連がある可能性があるため, 今後, 土場川・岩渡沢川および赤川に囲まれた地域の浅層地下水(水道水源や温泉井), および丘陵から流下する非常に小規模な溪流なども含めた河川水の, さらなる詳細な調査が必要であると考えられる。

### 2.1.3 中間域における概念モデルの検証およびモデルの更新

本節では過年度までの地表水・既存孔井調査および平成31年度に行った76mまでのボーリング掘削調査結果を基に構築した地下水流動概念モデルについて、2.1.1において検討した本年度の同ボーリング孔の76mから200mまでの増掘によって得られた結果と2.1.2節において行った地表水の結果をもとに検証を行う。本年度行った掘削は、地下水流動の涵養域から流出域までの中間にあたる流動域にあたり、多くの既存水源井の取水層である鮮新統甲地層を掘削している。したがって、本節で行う検証項目として鮮新統甲地層における地下水年代の検証、地下水温の異常高温域の検証の精緻化があげられる。また、本地域の地下水水温異常の要因として推定されている上昇流の検討、さらに地下水流動の中間域における地下水流動3次元的评价に必要な調査項目およびその調査データの品質に関する検討を行う。

#### 2.1.3.1 原位置水温データによる地下水流動状況の検討

##### 1) 地温勾配変化に基づく地下温度プロファイルの深度区分

##### (1) 休工中のモニタリング連続観測に基づく掘削工事の影響評価

プロファイルの繰り返し観測結果に認められた温度差は掘削工事の影響を大きく反映していると予想される。ただし、休工終期に測定されたプロファイル③は、測定前の孔内作業無実施期間が約188日であり最も長く、プロファイル①～⑤の中では掘削工事の影響が最も小さいと推定できる。残留している掘削工事の影響の時間経過に伴う低減過程を確認するため、モニタリング①の結果を用いて、プロファイル②と③の測定の間における地下温度変化の傾向の検出を試みた。深度15、20、40mの温度変化として、モニタリング期間2020年3月18日～7月29日の最終日の日平均温度と期間内各日平均温度の差を求めた(図2.1.3-1)。0°C未満は当該日の日平均温度が7月29日の日平均温度よりも低いことを意味する。

モニタリング①の観測深度では、数日から十数日の短周期の変動を伴う期間全体を通じた上昇傾向が認められた。短周期の変動の振幅は浅部ほど大きい傾向があり、0.05°Cを超える変化は深度15mのみに確認される。孔内水位には0.1m未満の短周期の変化が認められており、地下温度の短周期と変動と関係している可能性がある。また、期間全体を通じた上昇率は浅部ほど大きい、上昇率の大きさは期間の前半と後半で異なる。期間全体を通じた上昇率について、決定係数が0.90未満の深度15mを除き、深度20、40mのモニタリング期間を前半(3月20日～5月18日:59日間)と後半(5月19日～7月29日:71日間)に分けて、これら期間の観測値に基づく最小二乗法による近似直線の傾きとして求めた上昇率を比較した。前半の上昇率は、深度20m:約 $1.0 \times 10^{-3}$ °C/日(決定係数0.90)、深度40m:約 $0.6 \times 10^{-3}$ °C/日(決定係数0.93)、後半の上昇率は深度20m:約 $0.8 \times 10^{-3}$ °C/日(決定係数0.90)、深度40m:約 $0.2 \times 10^{-3}$ °C/日(決定係数0.73)であり、両深度において時間経過に伴い上昇率が小さくなっており、残留している掘削工事の影響は時間経過と共に低減していることを示す。後半の上昇率から推定される温度変化は深度20m:約0.06°C、深度40m:約0.02°Cと見積もることができ、時間経過と共にさらに温度変化は小さくなり、工事の影響がさらに低減されると考えられる。

期間全体を含めこれら地下温度の上昇率は、既往研究で報告される国内他地域の事例(例えば、宮越ほか(2018)<sup>37)</sup>)よりも大きい。このことは、本地点で確認された地下温度上昇の主たる要因は、地球温暖化や都市化による地表面温度上昇ではないと考えられる。要因の一つとして掘削工事の影響が考えられるが、本研究ではこの要因を特定することはできない。本節の検討では後半の上昇率を参考に0.05°C以上の変化を有意として取り扱うこととして、プロファイル③は残留する掘削工事の影響が十分に低減していると判定した。

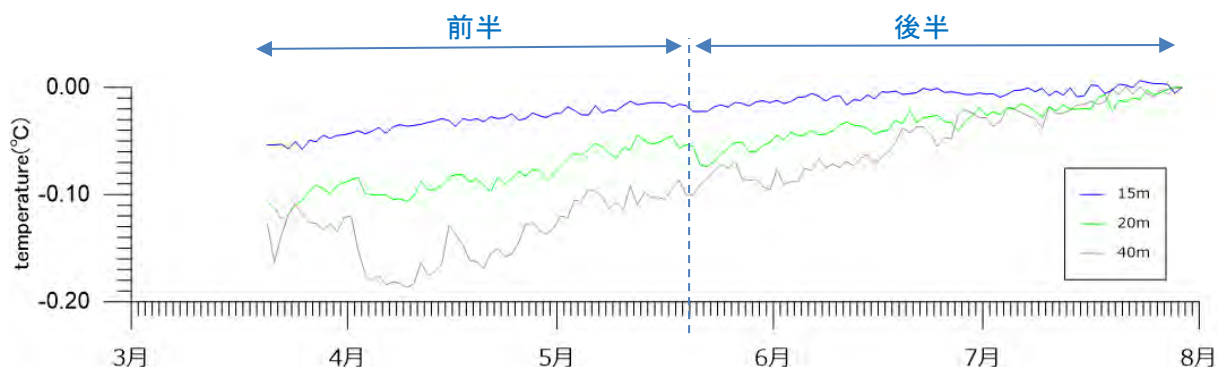


図 2.1.3-1 モニタリング①の温度変化

## (2) 工事休止中のモニタリング連続観測に基づく掘削工事の影響評価

プロファイル⑤の測定前の孔内作業無実施期間は約 12 日でありプロファイル③より少ないが、プロファイル③と深度 73 m まで近似しており、プロファイル①, ②, ④と比較して掘削工事の影響が小さいと推定できる。モニタリング②の結果を用いて、プロファイル④と⑤の測定の間における地下温度変化の検出を試みた。各深度の温度変化として、モニタリング期間 2020 年 12 月 25 日 15 時～2021 年 1 月 5 日 12 時の最終測定と期間内の各 1 時間平均温度の差を求めた (図 2.1.3-2)。0°C未満は当該時間の 1 時間平均温度が 1 月 5 日 12 時の 1 時間平均温度よりも低いことを意味する。

モニタリング②では、孔内水位は時間変化を伴いながら上昇傾向を示すが、これに対応する温度変化は明確には確認できない。地下温度は全ての深度において上昇傾向を示すが、上昇率は概ね 12 月 30 日を境として、前半よりも後半で小さく、モニタリング①と同様に残留していた掘削工事の影響が時間経過に伴い低減したことを示している。モニタリング①と同じ方法で求めた後半の上昇率は、深度 35 m : 約  $1.2 \times 10^{-2} \text{°C/日}$  (決定係数 0.92), 深度 50 m : 約  $1.3 \times 10^{-2} \text{°C/日}$  (決定係数 0.96), 深度 75 m : 約  $1.3 \times 10^{-2} \text{°C/日}$  (決定係数 0.97) に対し、深度 100 m :  $1.2 \times 10^{-2} \text{°C/日}$  (決定係数 0.96) であり、浅部ほど大きい傾向が認められたモニタリング①と異なり特定の深度で大きい傾向がある。また、これらモニタリング②の上昇率はモニタリング①の上昇率よりも十倍以上大きく、掘削工事の影響は低減が進んでいるものの、孔内作業無実施期間が短いため、プロファイル⑤には相応に残留していると見なせる。さらに特定の深度で上昇率が大きい傾向は、残留していた掘削工事の影響の低減過程では、孔内作業無実施の時間経過だけでなく、実施された孔内作業の内容や水理地質の違いを反映して深度により異なることを示唆している。

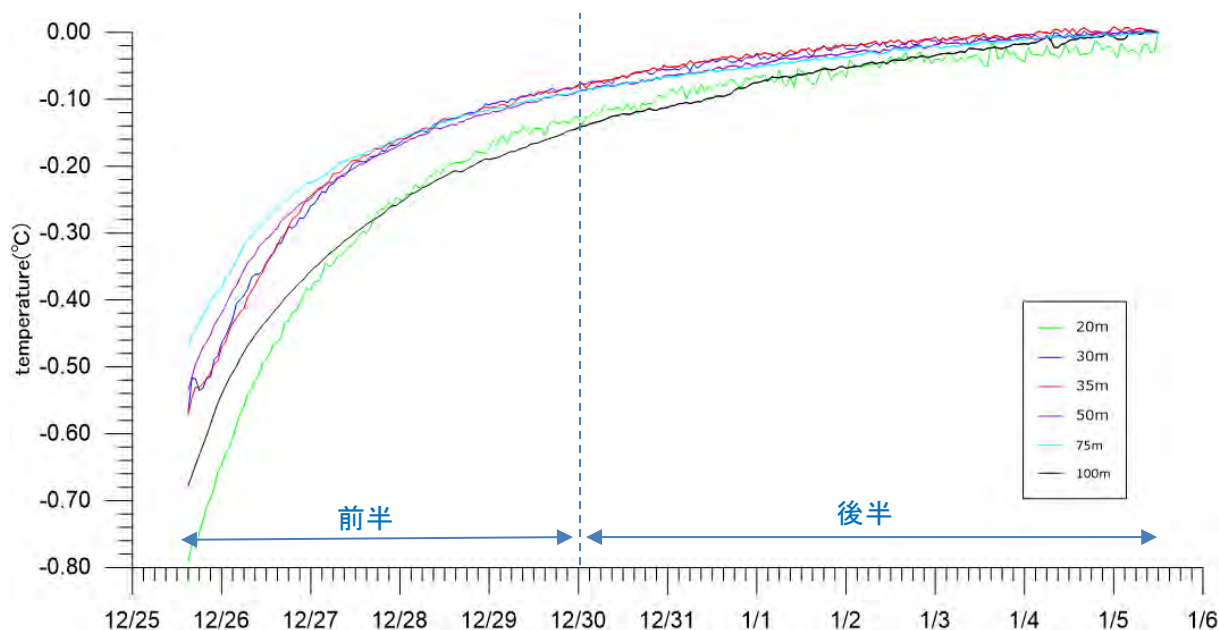


図 2.1.3-2 モニタリング②の温度変化

### (3) 地温勾配に基づく深度区分の再評価

プロファイル①の地温勾配の変化の特徴に基づいた深度区分（産業技術総合研究所，2020<sup>12)</sup>）について，本研究では掘削工事の影響を確認した上で，プロファイル③の地温勾配に基づいて再区分した。さらに，今年度の掘削延伸区間の一部である深度約 76 m から約 140 m まで，プロファイル⑤の地温勾配に基づく深度区分を検討した。

プロファイル③の地温勾配の変化から，A～D の 4 区間を再区分できる。また，プロファイル⑤の地温勾配の変化から，D，E 区間を区分できる（表 2.1.3-1）。A 区間においては，プロファイル③では地温勾配が 0°C/m 未満の値を含み，プロファイル③と⑤の差が大きい。モニタリング①の深度 15 m には数日から十数日の変化の影響が認められており，A 区間の地下温度分布は季節変化などの地表面温度変化の影響が強く反映されていると考えられ，後述する地下水流動の検討においては，A 区間のデータは除外する。

プロファイル③について，B 区間以深は季節変化などの地表面温度変化の影響は減衰しており，地下水流動の影響を強く反映していると考えられる。C 区間は，B 上位の区間，下位の D 区間と比較して，相対的に地温勾配の変動幅が大きく，地下温度が深度により複雑に変化する。D 区間は深度が増すと地温勾配が小さくなる傾向がある。プロファイル⑤について，プロファイル③と同様に D 区間では深度が増すと地温勾配が小さくなる傾向がある。E 区間は，区間 D より地温勾配が全体に大きい。



表 2.1.3-1 地温勾配に基づく深度区分

区間	深度 (m)	地温勾配 ( $\times 10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{m}$ )	特徴
A	～19	プロファイル③：-15.5～6.0	地温勾配が負の値を示す部分を含む。地温勾配の変化が大きく、プロファイル①と②の差が大きい
B	19～29	プロファイル③：4.5～7.5	下位の区間Cと比較して地温勾配の変動が小さい
C	29～42	プロファイル③：6.0～10.0	区間B,Dと比較して地温勾配の変動が大きい
D	42～130	プロファイル③：3.5～7.0 プロファイル⑤：2.0～8.0	上位の区間Cと比較して地温勾配の変動が小さい。地温勾配は低下傾向を示す
E	130～	プロファイル⑤：4.5～7.5	区間Dと比較して地温勾配が高い

## 2) 地下温度プロファイルに認められる地下水流動の影響

### (1) 深度区分に認められる掘削工事の影響

本掘削工事の影響は温度低下として確認されるが、残留する影響の低減過程は孔内作業無実施期間や深度により異なる。プロファイル③の測定値から工事の影響が大きいと期待できるプロファイル①、④の最も近い深度の測定値を差し引くことで、プロファイル③とプロファイル①、④の温度差を求めて、各深度区間における掘削工事の影響の残留の違いを評価した(図 2.1.3-3)。B 区間以深では温度差が大きいほど残留する影響の低減が小さく、プロファイルには掘削工事の影響が大きく反映されていると考えられる。

プロファイル③との温度差は、孔内作業無実施日数が 1 日であるプロファイル④で約 0.5～0.8 $^{\circ}\text{C}$ 程度、同日数が 12 日のプロファイル①では 0.1～0.4 $^{\circ}\text{C}$ 程度と小さくなり、モニタリング①と②に認められた時間経過に伴う影響低減の傾向と矛盾しない。一方、プロファイル①では B 区間よりも C 区間で温度差が大きく、深度変化も大きい。また、プロファイル④では B 区間では深度が増すと差が小さくなるが、C 区間では深度変化が大きく、C 区間では掘削工事の影響が反映され易いことが分かる。D 区間では、両プロファイルともに深度が増すと差が小さくなり、C 区間と比較して差が小さい。地下温分布に認められる掘削工事の影響は、実施された孔内作業の内容の違いも反映すると考えられる。しかしながら、測定前の孔内作業が異なるプロファイル①と④において、同じ深度区間で共通する温度差の変化傾向が認められることは、地温勾配による深度区分が透水性の違いを反映していることを示唆しており、水理地質条件の違いが地下環境に残留する掘削工事の影響の低減過程に関係していると考えられる。

掘削延伸区間を含む D 区間と E 区間について、プロファイル⑤からプロファイル④の測定値を差し引いて求めた両者の温度差(図 2.1.3-4)は、深度約 75 m まで減少する傾向が認められ、プロファイル③とプロファイル①、④の差に確認された D 区間の傾向と整合する。掘削延伸区間に相当する深度約 76 m 以深で温度差は増大しており、残留する掘削工事の影響が大きいことがわかる。また、深度約 110 m で約 0.8 $^{\circ}\text{C}$ の差の極大値が確認される。孔内作業としてプロファイル④測定の前約 70～80 日前に、深度 96 m 付近を対象に揚水試験を実施しているが、15 m 程度の深度差があるため、この作業が極大値の要因とは考え難い。当該深度で透水性が相対的に良好であり、掘削工事の影響が残留し易かった可能性を指摘できるが、掘削時の情報では地質条件の違いは報告されておらず、この要因の特定には更なる検討が必要である。深度 130 m 以深の E 区間では差が増大しており、孔底深度に近接するほど残留する掘削工事の影響が大きい。

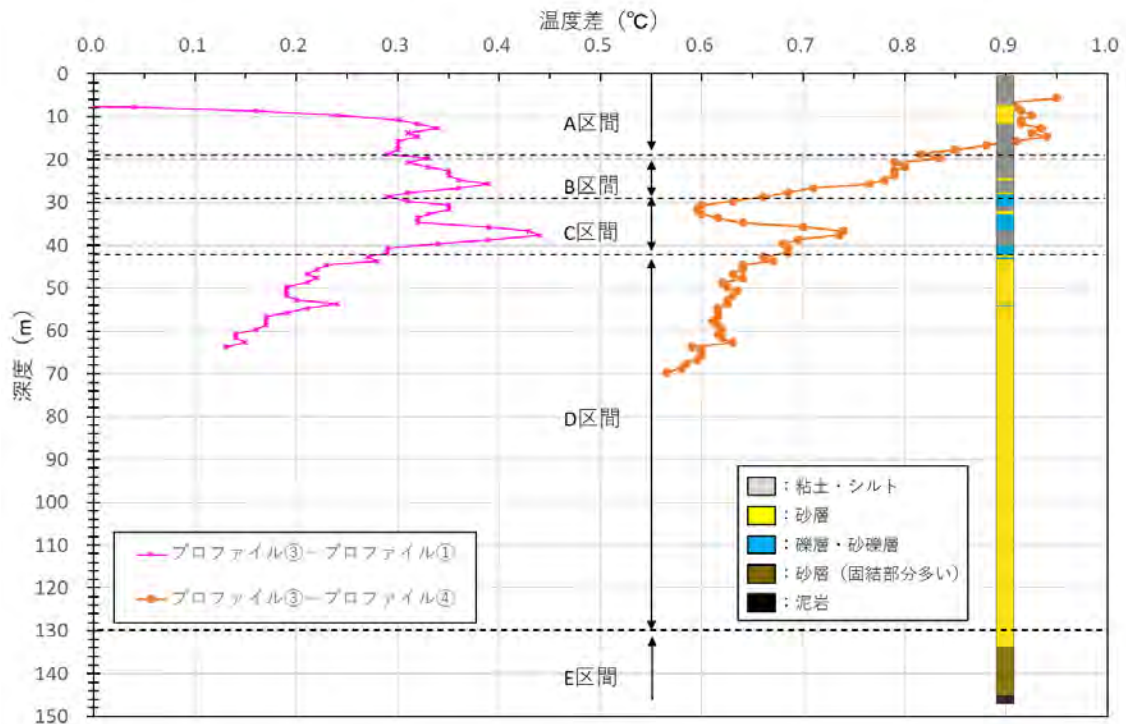


図 2.1.3-3 プロファイル③とプロファイル①・④の温度差

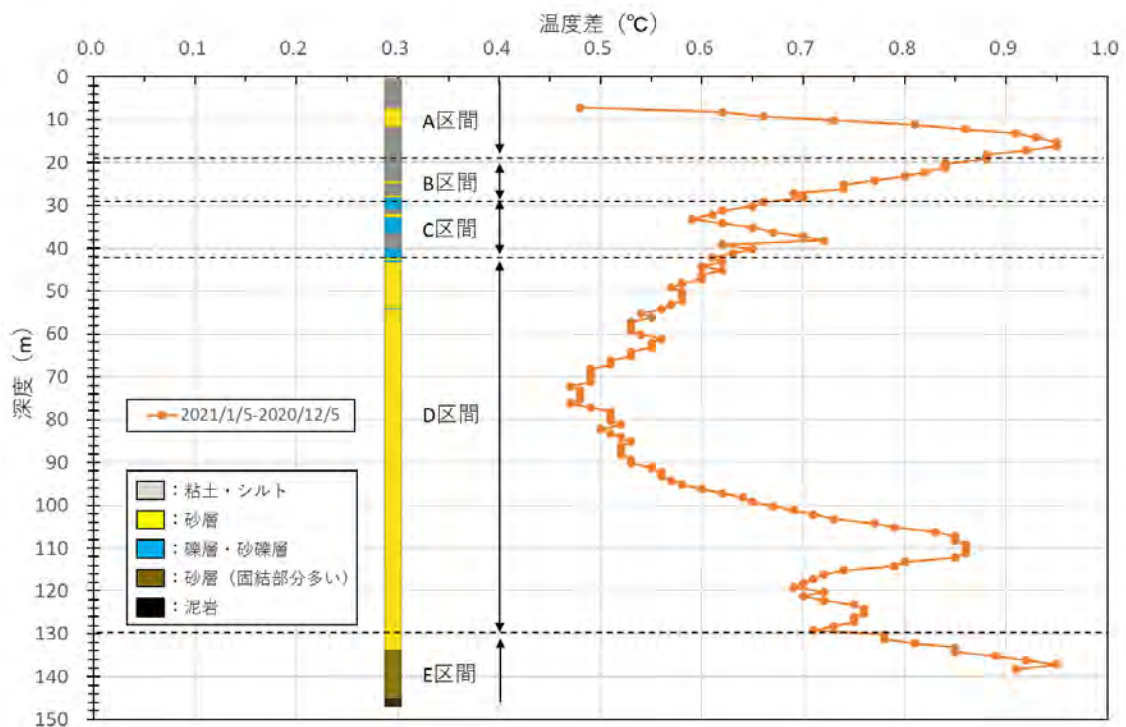


図 2.1.3-4 プロファイル⑤とプロファイル④の温度差

(2) 深度区分に認められる地下水流動の影響

B 区間以深にみられる地温勾配の変化の要因について、地質（土質分類）と対比して検討する。主に砂、砂礫層からなる C・D 区間と比較して、沖積層内のシルト層や粘土層に相当する B 区間は地温勾配が低く、地層の熱伝導率の違いを反映している。また、C・D 区間よりも相

対的に透水性が低いいため地下水流動の影響が小さく、地温勾配の変化も小さいと考えられる。このことは掘削工事の影響がB区間で下位のC区間よりも小さいことと整合する。

C区間は沖積層基底礫層とその上位のシルト層、沖積層下位のシルト層および砂礫層を複数含んでおり、深度により地質が異なる。このような地質と透水性の違いによる地下水流動の違いを反映し、地温勾配は深度により大きく変動する。礫層に相当する深度33~36 mでは地温勾配は $8.0\sim 10.0\times 10^{-2}\text{C/m}$ と大きく、シルト層に相当する深度37~40 mでは $7.5\sim 8.5\times 10^{-2}\text{C/m}$ であり、上位の礫層と比較して低地温勾配を示す。相対的に透水性が良いと考えられる礫層においてシルト層よりも地温勾配が大きいことは、本区間の地下水流動がB・D区間よりも活発であるため水理地質条件の違いが温度変化に反映され易く、透水性が良い部分に局所的な地下水流動が卓越することを示している。さらに、プロファイル①に残留する掘削工事の影響は、C区間の礫層で大きい傾向が認められ、局所的な地下水流動の影響を反映し易いことと矛盾しない。

主に砂層で構成されるD区間は、C区間よりも地温勾配の変化は小さく、地層の水理地質条件に対応した局所的な地下水流動の影響は認められない。深度が増すと地温勾配が小さくなる傾向が認められ、深度76 m以深についてプロファイル⑤で補間すると、この傾向が深度約110mまで連続する可能性があることが分かる。プロファイル⑤は掘削工事の影響の評価が必要であるが、D区間全体に連続する傾向が確認されることは、C区間よりも広域的な地下水流動の影響を示しており、地温勾配が低下する傾向から、地下水流出の影響を示している可能性がある。このようなD区間に対して、固結部を含むE区間では地温勾配が大きく、地層の熱伝導率の違いを示している可能性がある。

揚水試験における平衡水位について、B~C区間では深度27.3~30.1 m : 水位GL -2.47 m, D区間では深度39.8~49.3 m : 水位G.L.-0.06 m, 深度71.0~75.9 m : 水位GL +0.00 m, 深度91.0~95.9 m : 水位GL +0.49 mであり、C区間とD区間では水理水頭差が大きく、D区間では水理水頭は深部から浅部に向かって連続的に低下する傾向が認められた。このような水理水頭の分布は、B~D区間で地下温度変化の傾向が異なること、D区間の地下温度プロファイルには上向きの地下水流動の影響が認められることと矛盾しない。また、D区間の地下温度は前述したように連続的に変化するが、地温勾配や水理水頭の変化は一樣ではない。掘削工事の影響や水理地質条件と併せて、これらの解析を進めることで本地域の地下水流動を更に詳細に検討できると考えられる。

### 2.1.3.2 地下水流動概念モデルとの比較（その1）：地下水年代（地下水涵養時期・温度）

過年度までの地下水流動概念モデルでは、小川原湖の西部地域において寒冷期に特徴的な低水素同位体比を示す地下水が広く見られること、それらの $^{14}\text{C}$ 年代は6千年~1万5千年程度で多くが最終退氷期に相当する地下水年代を示したことから、現在よりも寒冷であった最終退氷期に涵養された地下水が流動していることを予測した（産業技術総合研究所，2019<sup>16)</sup>，2020<sup>12)</sup>）。

本ボーリング調査における揚水試料では、沖積層下部の深度27.3-30.1 mの砂礫層において、すでに七戸川流域河川水の分布範囲（-64‰から-58‰）よりもやや低い水素同位体比（-65‰）を示しており、 $^{14}\text{C}$ 年代は約1万年であった（産業技術総合研究所，2020<sup>12)</sup>）。また、間隙水試料については、深度6.0-6.3 m程度（砂質シルト層）および7.8-8.0 m程度（中~粗砂層）においては-54‰から-53‰と高い水素同位体比を示しているが、深度12.6-13.7 m程度（粘土層）では-65‰から-63‰，19.0-19.2 m程度（シルト層）では-66‰から-65‰と大きく同位体比が低下している。間隙水試料については直接的な年代の評価は困難であるが、水素同位体比の分布からは、深度12.2-17.0 mに存在する粘土層の付近に、現在（温暖期）の地下水と寒冷期に涵

養された地下水との境界が存在しているものと解釈できる。

より深度の大きい揚水試料についても、水素同位体比は河川水と比較して低い値(-67‰から-65‰)を示しており、 $^{14}\text{C}$ 年代が1万1千年から1万6千年程度であることから、寒冷期(最終退氷期)に涵養された地下水であることを示している。間隙水試料については、73 m以浅では概ね揚水試料と整合的な値を示しており、河川水の下限からやや低い程度の値である(図 2.1.1-41)。74 m程度以深の各深度においては2成分混合の傾向と解釈できるばらつきを示しており(2.1.1.5 項)、酸素・水素同位体比の評価については課題であるが、揚水深度付近では混合傾向の端成分は揚水試料の同位体組成と一致しているように見える(図 2.1.1-44(a), 図 2.1.1-44(b))。従って、揚水試料から確認された最終退氷期に涵養された地下水の流動と矛盾するものではない。

### 2.1.3.3 概念モデルの比較(その2): 地下水高温域についての検証

周辺の地下温度分布に関するデータは少ないが、既往研究では七戸や上北など七戸川周辺の地下水温について、深度は明らかではないものの水源井の水温が11~14°C程度であることが報告されている(高橋, 1967<sup>38</sup>)。また、掘削地点西方の青森平野については、100 m前後で12~14°C程度と報告されており(高橋, 1967<sup>38</sup>; 農業用地下水研究グループ, 1986<sup>39</sup>)、本観測結果と大きく乖離しない。

掘削地点から5 km以内の水源井や温泉井の水温について、公開されているデータベース(高橋ほか, 2018<sup>40</sup>)より抽出し、プロファイル③および⑤と比較した(図 2.1.3-5)。水源井や温泉井の水温は深度を特定することが難しいため、スクリーン深度の中間深度の他、上端と下端深度を併記して、この区間の温度とした。プロファイル③の測定深度の下限が約73 m、プロファイル⑤が約141 mであるのに対し、水源井や温泉井の深度は深いため直接の比較はできない。また、水源井や温泉井のデータは井戸吐出口で測定されたものであり、揚水過程で温度が変化している可能性がある。

深度50~100 mの水源井のデータには観測値と概ね一致するものあり、本観測値と周辺の水原井、温泉井のデータと大きく乖離するものではないことが分かる。水源井と温泉井のスクリーン区間の平均深度と温度の関係について、最小二乗法による近似直線の傾きから、深度100~700 m程度までの本地域の平均的な地温勾配は約 $5.9 \times 10^{-2} \text{°C/m}$ と見積もることができる。本研究のD区間の地温勾配の平均値について、プロファイル③(D区間の深度70 m以浅)は約 $6.0 \times 10^{-2} \text{°C/m}$ であり、水源井・温泉井水温データから求めた値とよく一致する。一方、プロファイル⑤は約 $5.1 \times 10^{-2} \text{°C/m}$ であり、水源井・温泉井水温データから求めた値よりも小さい。プロファイル⑤には残留する掘削工事の影響が反映されている可能性があるものの、D区間には地下水流出に特有の地温勾配変化が確認された。水源井・温泉井水温データでは、このような深度による地下水流動の違いを捉えることはできないが、本ボーリング孔の地下温度プロファイルを補間することで、広域的な地下水流動の検討に適用できる。

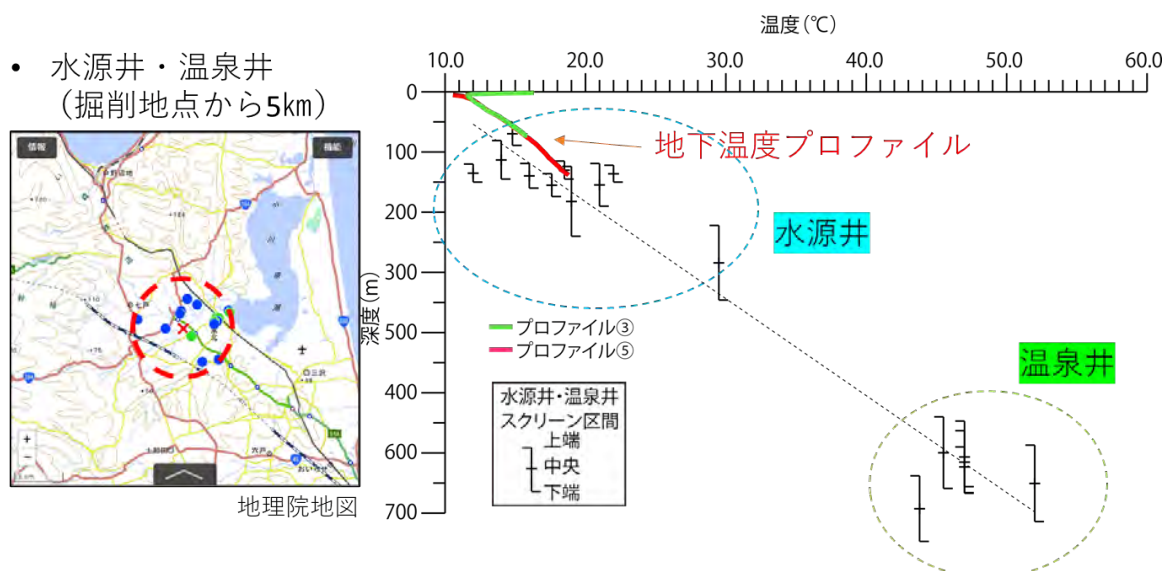


図 2.1.3-5 地下温度プロファイルと水源井・温泉井水温の比較結果

#### 2.1.3.4 地下水流動概念モデルの更新

本年度および平成 31 年度の揚水試料および間隙水の結果を踏まえると、概念モデルに示した寒冷期の特徴を示す地下水の分布する領域は、深度 20 m 程度の浅層から鮮新統甲地層まで及んでいる可能性があることが明らかとなった。

浅層に分布する寒冷期涵養の地下水の存在は、沖積層のシルト・粘土層による最終氷期以降の天水侵入の阻害が原因と考えられる。温度検層において、B 区間に区分されたこの深度範囲は地温勾配が低く、B 区間よりも下位で砂層の分布する C・D 区間よりも相対的に透水性が低いため地下水流動の影響が小さく、地温勾配の変化も小さいと解釈されており、これは最終氷期以降の天水の侵入がなく地下水が停滞的であることと整合的であるとともに、コア試料の観察とも整合的である。

43.0～133.6 m までは主に細砂層が続き、この区間で揚水した試料はいずれも低水素・酸素同位体比、 $^{14}\text{C}$  による地下水年代は 10,000～16,000 年といずれも最終退氷期に相当する年代が得られている。また、主要溶存成分の特徴はいずれも  $\text{Na} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{HCO}_3$  型であり、各イオンの濃度も比較的均質である。この 43.0～133.6 m までの区間は温度検層において D 区間に分類されており、D 区間は地下水流動が活発であり、水理地質条件に対応した局所的な地下水の流動が確認された C 区間とは異なり、区間全体に連続した変化傾向が認められ、より広域的な地下水流動の影響を示している。深部ほど地温勾配が小さくなっており、地下水流出域に特有の傾向が示されている。このことは、この区間で観測された水理水頭の深部から浅部に向かって連続的に低下する傾向と整合的である。

133.6～145.0 m に分布するシルト質砂岩、145.0～152.5 m まで分布した泥岩層の下位に再び現れた細砂層からの揚水試料も、 $\text{Na} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{HCO}_3$  型、低水素同位体、 $^{14}\text{C}$  による 16,000 年の地下水年代と、39.8-45.0m, 71.0-75.9 m, 91.0-95.9 m 地点の揚水試料の特徴と類似する。この細砂層の地下水は自噴が確認されており (GL +3.7 m)、より水理水頭は深部で高くなっていることがわかる。シルト・泥岩が挟在することにより、上部の細砂層との連結性などはこの掘削孔の柱状図のみではわからないが、水質の類似性などから上層の地下水とは異なる地下水であることを支持するデータはなく、この深度においても上昇流の影響がある可能性がある。

また、本地域の地下水流動の副次的な要素として、北から南に傾く地質構造の地下水流動の影響を見るため、上北平野北部に涵養される水の同位体の特徴を把握し、本年度掘削したボー



リングによる揚水試料の結果と比較した。北部において涵養される地下水の水素同位体は比較的高い値を示し、揚水試料の特徴とは異なる。北部において涵養された地下水の影響は見られないと考えられる。

以上をまとめると、地下水流動概念モデルの更新として図 2.1.3-6 のように本ボーリング掘削によって得られた新たな知見をまとめることができる。昨年度構築した地下水流動概念モデルにおいては、浅層においてみられた最終退氷期に地下水の存在が、鉛直浸透あるいは水平流動の速度が遅いために分布しているのか、あるいは、上昇流により古い地下水が浅層までもたらされているのかは不明であったが、今年度の調査により、上昇流により古い地下水が浅層までもたらされていることが考えられる。これは、処分地埋設地近傍の地下水流動を考えるうえで、温度検層・水位による上昇流の検討、地下水年代の分布などにより、埋設地以深の流動状態をも考慮に入れた解析が必要であることを意味する。既存孔井により構築した概念モデルのような大きな流動モデルに加えて、本調査のような水位・間隙水圧、温度検層などを地下水流動評価のための技術的指標とした地下水の鉛直方向の流動状況の確認、地下水の水質・同位体による定量的な地下水年代の推定による地下水流動概念モデルの更新により、大局的な流動と局所的な流動を把握する手法を提示した。

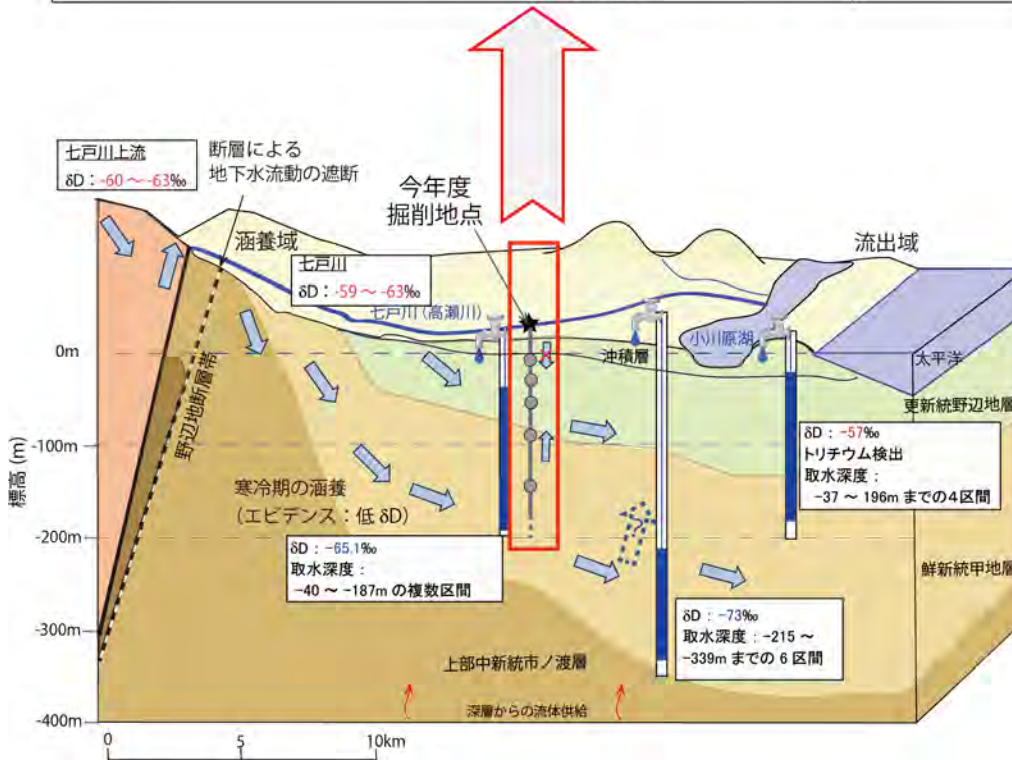
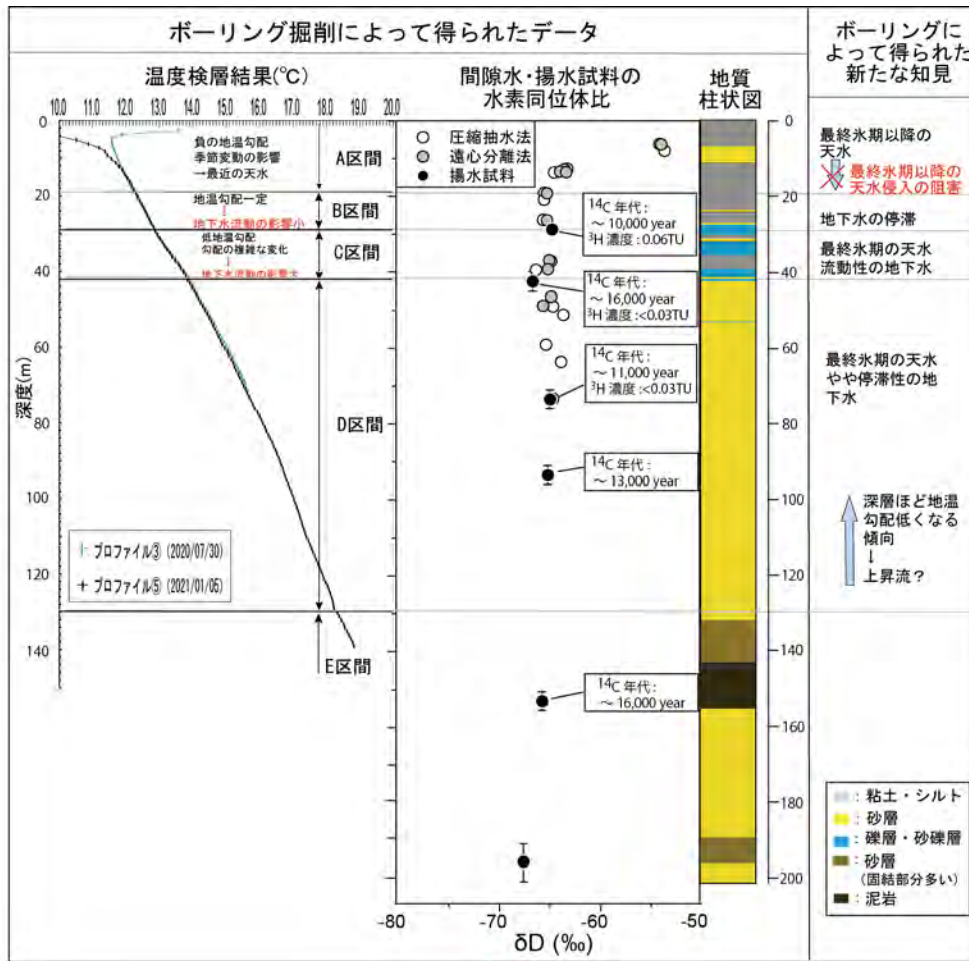


図 2.1.3-6 地下水流動概念モデルと中間域の掘削によって得られた新たな知見

### 2.1.4 コア試料を用いた地下水の地球化学環境変遷に関する検討

#### 1) 酸化・溶解フロントの位置の評価

酸化還元反応は、岩石・鉱物の風化の初生的メカニズムと考えられており、粘土、土壌及び堆積物の特性を決定づける上で、一般的である (Komadel et al., 1995<sup>41</sup>)。地層中では、酸素を含む地下水の浸透と反応によって、相対的に還元状態となっている地層中の鉱物が酸化され、酸化還元フロントを形成することが知られている (Berner, 1981<sup>42</sup>; Hoffman, 1999<sup>43</sup>)。堆積性軟岩 (半固結岩) 層や軽石凝灰岩層において、酸化帯の下部に還元帯がある場合、酸化フロント側には明瞭な褐色化したゾーンが見られる (Oyama and Chigira, 1999<sup>44</sup>; 大山ほか, 2007<sup>45</sup>)。千木良 (1992)<sup>46</sup>によれば、本ゾーンでは還元帯に含まれていた緑泥石が、スメクタイトに変換されるか若しくは分解される。また、そこでは還元帯に含まれていた黄鉄鉱が酸化し、鉄水酸化物及び硫酸が生成される。また、その硫酸が下方に移動することにより岩石が溶解され、溶解帯及び溶解フロントを形成する場合がある (千木良, 1992<sup>46</sup>)。溶解帯では硫酸塩鉱物 (石膏など) が新たに生成される (千木良, 1992<sup>46</sup>)。このように、酸化フロント、溶解帯及び溶解フロントでは、試料の明瞭な色調変化や鉱物種の消長が見られる。

一般に、酸化還元反応と酸化フロントの形成、そしてそれに伴う物質移動 (例えば硫酸及び鉄の移動) は、放射性廃棄物等の埋設処分において、地質環境が有する長期的な機能を評価する上で重要なナチュラルアナログである (吉田ほか, 2003<sup>47</sup>; 大山ほか, 2007<sup>45</sup>)。10 万年以上の評価期間を考える場合、海水準の変動等による地下水流動系の変化に伴い廃棄物埋設地深度の地球化学的環境の変動も考えられる。高海水準期の現在においては地下水流動の緩慢化により酸化フロント・溶解フロントは上昇していると思われたため、ボーリングによって得られたコア試料の鉱物分析から過去の酸化フロントや溶解フロント位置変遷の評価を目的として、本調査では、次の作業を実施した。まず、ボーリング (KMK-1) コア試料の変質鉱物を同定し、それら鉱物の生成環境 (生成温度、pH および酸化還元状態) を推定した。さらに試料の色調変化と変質鉱物種の消長に着目し、酸化フロント及び溶解フロントの痕跡を検討した。

#### 2) 地質概要

調査地には、上位より沖積層、野辺地層 (更新世) 及び甲地層 (鮮新世) が広がる。沖積層は、上北台地の河谷沿いの低地を覆い、シルト、粘土、砂及び礫からなる (大沼, 1972<sup>48</sup>)。野辺地層は層厚: 150 m であり上北台地の基盤をなして広く分布し、主に軟質な砂岩から構成され、泥層を挟む (宮内, 1985<sup>49</sup>; 根本・氏家, 2009<sup>50</sup>)。甲地層は、野辺地層と不整合に接し、上北台地の広い範囲に断続的に分布する。主に砂岩及びシルト岩からなり、凝灰岩を挟む (根本・氏家, 2009<sup>50</sup>)。

#### 3) KMK-1 コア試料の産状

本調査では、小川原湖西方 (図2.1.1-1) におけるKMK-1 コア試料 (深度: 0-75 m) を肉眼観察した。層厚、土質及び色調区分は、図2.1.1-5による。

沖積層では、土質は深さ方向に変化に富み、層厚0.5~5 mの細~粗砂、粘土及びシルトが主に積層していた。それらはほぼ指で壊れる程度に脆く、概ね暗褐~暗褐灰色であった。散点的に茶褐色の薄層 (厚さ: 0.5 cm) を挟在していた。また、中~粗砂層 (深度: 7.00-7.80 m) 及びシルト質砂層 (深度: 19.20-21.70 m) に限って、それぞれ暗緑褐灰色及び暗緑灰色を示した。沖積層の最下底 (深度: 30.65 m) には暗灰色の砂礫が分布していた。

野辺地層の上部 (深度: 30.65-43.5 m) でも、沖積層と同様に土質は深さ方向に変化に富み、層厚: 0.5~5 mのシルト、細~粗砂及び砂礫が積層していた。それらは同様に脆く、総じて暗緑灰色であった。深度: 39.77-39.80 mのシルト中には黒色の垂角礫 (長径: 最大1.5 cm) や白色の貝殻片が多く見られた。一方、下部 (深度: 43.5-73.70 m) では、土質は上部に比べて均一であり、細砂が主に分布していた。固結度は上部よりやや増すものの、カッターナイフで切断出来る程度であった。ただし、深度64 m付近には指で崩れる程度の脆い砂 (層厚: >3 cm)

が挟在していた。深度：73.70-75.0 mでは粗砂が分布していた。いずれの試料も暗灰～暗緑灰色を示した。

#### 4) 分析方法

本分析では、恒温室内で約1年間保存した KMK-1 コア試料を用いた。幾つかの異なる色調の部分から12点を選び、岩石カッターでサンプリングチューブごと2～3 cm厚の輪切りにした後（図 2.1.4-1(a)）、分離した試料から不定方位試料と定方位試料を作成し、X線回折装置（図 2.1.4-1(b)）を用いて回折実験を行った。実験の流れ概要は図 2.1.4-2 の通り。なお、それら実験方法の詳細は付録（本節 7）に記す。

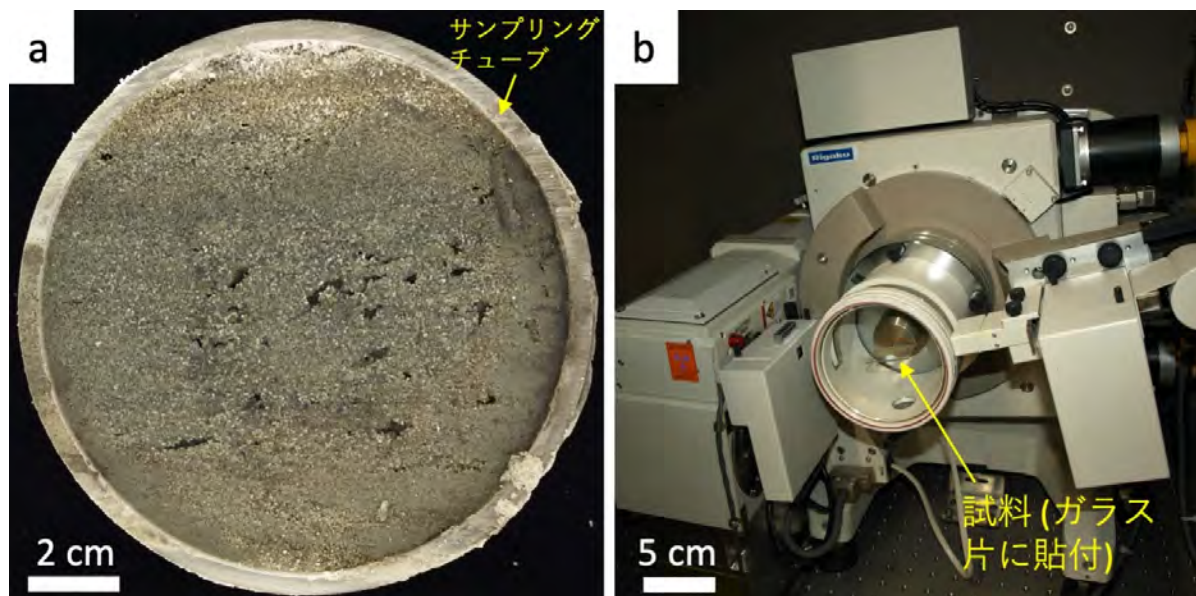


図 2.1.4-1 (a) KMK-1 コア試料の輪切り断面（深度：44.97m）。(b) X線回折装置（理学 Rint 2500V, GSJ-Lab, 産総研）写真は試料導入部の蓋を開き試料をセットした状態。

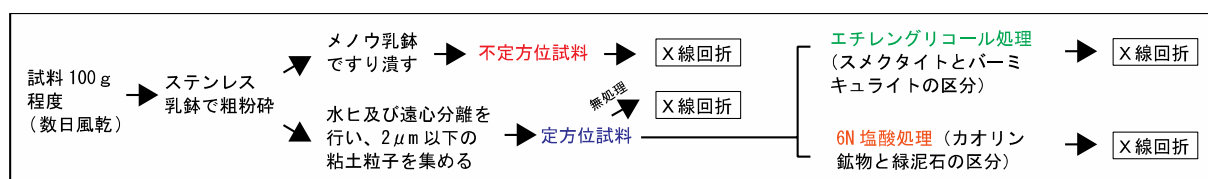


図 2.1.4-2 X線回折実験の流れ（分析試料作成及び実験方法概要）

#### 5) X線回折実験結果

X線回折実験による同定鉱物の種類、及びそれらの深度ごとの分布概要を図 2.1.4-3 にまとめる。測定試料 12 点それぞれの深度、分析 ID、色調、土質並びに鉱物同定結果の詳細は、付録（本節 7）に記す。

変質鉱物は、沖積層では土質及び色調に拘わらず、主にスメクタイト、ハロイサイト及びカオリン鉱物（カオリナイト、ナクライト及びディッカイドのいずれか）が検出された。また、局所的に、暗褐色粘土から濁沸石が検出された。また、黄鉄鉱が暗褐色粘土（深度：14.19-14.22 m）から検出された。一方、野辺地層でも土質及び色調に拘わらず、主にスメクタイト及びカオリン鉱物が検出された。暗灰～暗緑灰色の細砂からは散点的にイライトが検出された。

原岩鉱物は主に石英及び曹長石であり、全ての深度試料から検出された。方解石が野辺地層の貝殻片を含む暗緑灰シルトから検出された。また、黄鉄鉱が暗緑灰色シルト（深度：

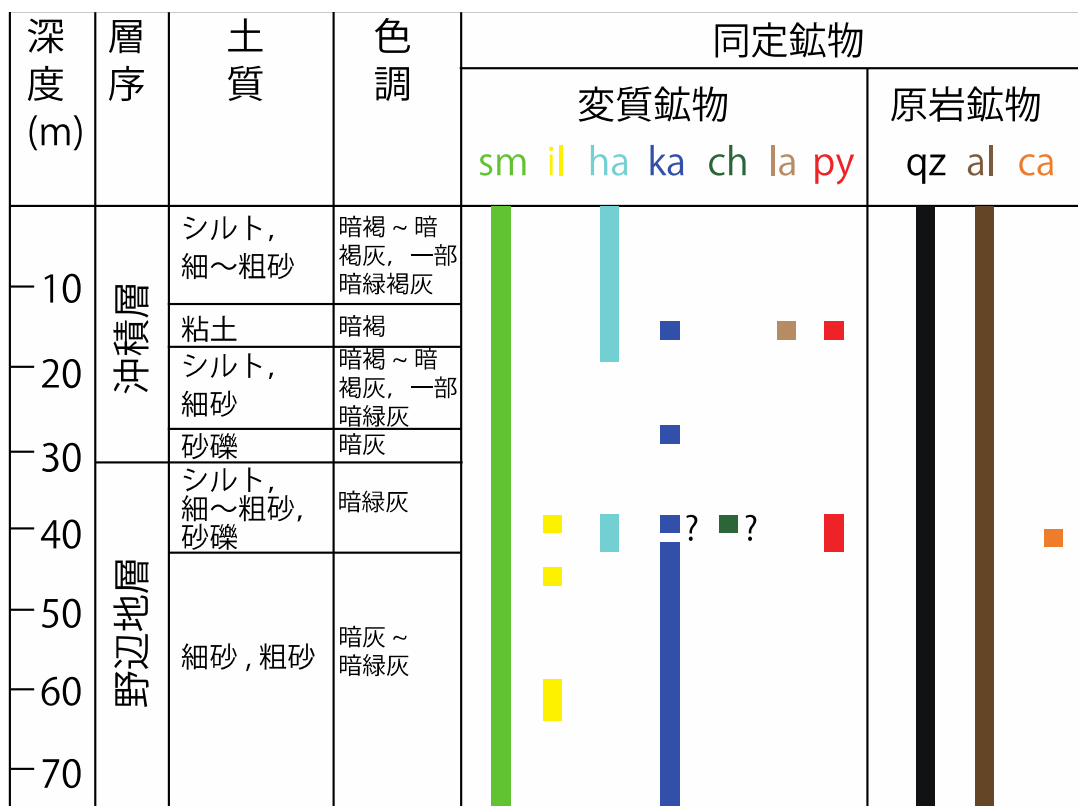


38.47-39.80 m) から検出された。

6) 考察

KMK-1 コア試料の変質鉱物組合せの特徴から、深度 75 m 以浅は次のような鉱物安定環境であったと考えられる。スメクタイト及びハロイサイトが共存することから、概して低温（常温～<100°C）および中性～酸性環境であった（Hedenquist et al., 1996<sup>51)</sup>）。また、それらと共存するカオリン鉱物は、以下の理由からカオリナイトと考えられる。ディッカイト及びナクライトが比較的高温（150°C 以上）且つ酸性環境で安定であるのに対し、カオリナイトは常温～200°C 且つ酸性環境で安定である（Hedenquist et al., 1996<sup>51)</sup>；白土, 1988<sup>52)</sup>）。本調査では、1)に記したような試料の明瞭な色調変化や変質鉱物の消長は見られなかった（図 2.1.4-3）。従って酸化フロント、溶解ゾーン及び溶解フロントの痕跡は特定出来なかった。しかし、黄鉄鉱は堆積岩層など還元的環境で安定な鉱物であることから（例えば木村ほか, 1999<sup>53)</sup>）、その深度分布（図 2.1.4-3）と地下水流動制約の関係の考察は、次のように地下水流動概念モデルと整合的である。

沖積層粘土層の黄鉄鉱の存在（深度：14.19-14.22 m）は、水素同位体比分析結果による以下の考察と整合する。沖積層のシルト・粘土層は、最終氷期後の酸素に富む地表水下降を阻害し、下層の地下水の停滞を招いたと考えられている（図 2.1.3-6）。これは、シルト・粘土層は難透水層として還元的環境にあることを意味する。また、野辺地層上部シルト層の黄鉄鉱の存在（深度：38.47-39.80 m）は、深度：39.8-45.0 m における還元的な水の存在（揚水試料の溶存酸素量が 0.00 mg/L, 図 2.1.1-5）とも矛盾しない。さらには、同黄鉄鉱の存在は、沖積層下部から野辺地層上部にかけて（深度：19-42 m）、地下水が停滞もしくは最終氷期の天水（古地下水）が流動していると考えられることを支持する。



略字：al=曹長石, ca=方解石, ch=緑泥石, ha=ハロイサイト, il=イライト, ka=カオリン鉱物, la=濁沸石, py=黄鉄鉱, qz=石英, sm=スメクタイト

図 2.1.4-3 KMK-1 コア試料の鉱物同定結果



7) 付録：粘土鉱物の同定方法と同定結果

以下に、詳細な粘土鉱物同定方法（不定方位試料作成とその測定、定方位試料作成とその無処理測定、エチレングリコール処理及び塩酸処理方法）並びに試料 12 個各々の同定結果を記す。

(1) 不定方位試料作成と不定方位測定

輪切り状試料を風乾後、各々100 g 程度を分離し、ステンレス乳鉢で粗砕した。さらに指先でざらつきが感じられない程度までメノウ乳鉢ですり潰した。粉末化した試料をアルミニウム製試料ホルダーに圧入し測定用試料とした。岩石に含まれる鉱物全体を大局的に判定するため、広範囲（回折角： $2\theta = 2-70^\circ$ ）に走査した。

(2) 定方位試料作成と定方位無処理測定

ステンレス乳鉢で粗砕した試料の一部から、水ヒ法（例えば Moore & Reynolds, 1997<sup>54</sup>）により粘土粒子（サイズ：2  $\mu\text{m}$  以下）を少量（3~200 mg）採取し、定方位プレパラートを作成し測定用試料とした。主な底面反射が見られる回折角範囲（ $2\theta = 2-15^\circ$ ）に走査した。

(3) エチレングリコール処理

定方位測定にて 15~14Å（ $2\theta = 6^\circ$ 付近）に反射が見られた場合、膨潤性粘土鉱物（スメクタイト等）の確認のため、定方位プレパラートにさらにエチレングリコールを噴霧し湿らせた後、20 分程度放置し、回折角範囲（ $2\theta = 2-15^\circ$ ）に走査した。

(4) 塩酸処理

定方位試料の回折パターンにてカオリン鉱物と緑泥石の判別が出来ない場合（約 7Å 反射のピークを持つが、3.5Å 反射でのピークが明瞭でなく両者の判別が出来ない場合）は、定方位分析用試料の一部を、ウォーターバスを用いて 90~100°C の塩酸(6N)の中で 1 時間加熱後、遠沈させた。遠沈後 pH が中性になるまで試料を水洗した。さらに試料を乾燥させた後プレパラートを作成し、同様な回折角範囲（ $2\theta = 2-15^\circ$ ）に走査した。

(5) 同定結果

表 2.1.4-1 KMK-1 ボーリングコアの鉱物同定結果

深度 (m)	分析 I D	層序	土質	色調	同定鉱物								
					変質鉱物					原岩鉱物			
					ス メ ク タ イ ト	ハ イ ラ イ ト	カ ロ リ ン 鉱 物	緑 泥 石	濁 沸 石	黄 鉄 鉱	石 英	曹 長 石	方 解 石
7.62-7.65	20201127_4.raw		中~粗砂	暗緑褐色	○	○					○	○	
14.19-14.22	20201127_3.raw	沖積層	粘土	暗褐色	○	○	○		○	○	○	○	
21.47-21.50	20201127_2.raw		シルト質砂	暗緑灰色	○	○					○	○	
26.77-26.80	20201127_1.raw		砂質シルト	同上	○		○				○	○	
38.47-38.50*	20201126_8.raw		シルト	暗緑灰色	○	○	○	○?	○?		○	○	○
39.77-39.80	20201126_7.raw		同上	同上	○	○	○			○	○	○	○
44.97-45.00	20201126_1.raw		細砂	同上	○	○	○				○	○	
52.12-52.15	20201126_6.raw	野辺地	同上	同上	○		○				○	○	
59.378-59.40	20201126_5.raw		同上	暗灰~暗緑灰色	○	○	○				○	○	
63.97-64.00	20201126_4.raw		同上	同上	同上	○	○	○				○	○
74.07-74.10	20201126_2.raw		同上	同上	同上	○		○				○	○
75.22-75.25	20201126_3.raw		同上	同上	暗緑灰色	○		○				○	○

\*：試料は定方位無処理測定にて約7Å反射のピークを持つが、ごく微量（11mg）の粘土のため塩酸処理が出来ず、カオリン鉱物と緑泥石の判別が出来なかった。

### 2.1.5 まとめと今後の課題

本事業では、平成 31 年度に行った上北平野における広域地下水流動系の涵養域から流出域までの間の中間流動域のボーリング地において、中深度処分相当深度の約 3 倍程度に相当する 200m 程度までの掘削（平成 31 年度の深度 76 m からの増掘）を行うとともに当該地域の副次的な地下水流動の影響も含めた 3 次元な地下水流動概念モデルの検証および更新を行った。またボーリングによって得られたコア試料を用いた天然バリアの性能評価のための廃棄物埋設地周辺の地下水の地球化学環境変遷に関する検討として、岩石試料の鉱物分析から酸化フロントや溶解フロントの位置の検討を行った。

ボーリング掘削においては、地下水流動を評価する技術的指標の抽出・検証のため、3 深度の採水区間から揚水による地下水試料採取および岩石コア試料から抽出した間隙水の水質・同位体組成・溶存ガス成分の分析を行った。また、原位置水理試験および岩芯試料を用いた室内透水試験による水理特性の深度プロファイルの取得、掘削途中の孔底部における水位あるいは水圧計測による間隙水圧プロファイルの評価を併せて行い、水質プロファイルと岩芯試料を用いた実験的评价によって間隙水圧プロファイルと地下水流動系と変動の評価を行った。さらに、孔内水温プロファイル（温度検層）より、深度による温度やその勾配の変化と地質構造の対比に基づき、各層における地下水流動状況を検討した。以下にその概要をまとめる。

#### 1) 揚水試料の化学的特徴と地下水年代

昨年度の 3 深度（27.3-30.1 m, 39.8-45.0 m, 71.0-75.9 m）、今年度の 2 深度（91.0-95.9 m, 152.5 - 154.0 m（自噴））の揚水試料の水質組成は、Ca・Na・Mg-HCO<sub>3</sub> 型から Na・Ca・Mg-HCO<sub>3</sub> 型であり、掘削地点近傍の既存井戸における水質組成と整合的である。揚水試料の水素同位体比は -67‰ から -65‰ の範囲にあり、現在の七戸川流域の河川水（-64‰ から -58‰）よりも低い値を示している。また、溶存希ガスによる涵養温度についても現在の上北平野の年平均気温よりも低いことから、現在よりも寒冷な時期に涵養された地下水であると判断できる。<sup>3</sup>H 濃度や <sup>36</sup>Cl/Cl 比の結果からは、最浅部（27.3-30.1 m）における僅かな影響の可能性を除けば、揚水試料に対する若い水の混合の影響はないものと考えられた。揚水試料の <sup>14</sup>C 年代は 1 万年～1 万 6 千年程度となり、地下水の涵養時期は最終退氷期であることが明らかとなった。これらの最終退氷期に涵養された地下水は、少なくとも揚水深度の範囲以上に分布し、比較的広範囲にわたっていることを示唆している。

#### 2) 間隙水抽出の結果と課題

掘削コア試料から抽出される間隙水試料について、コア試料のトリミング領域を工夫することによって掘削泥水混入の影響を低減できるかを検討した。その結果、コア試料の中心部と外周部とで抽出された間隙水のローダミン WT 濃度に大きな違いはなく、細砂層における泥水混入率の低減は難しいことがわかった。また、掘削後の保管期間が異なるコア試料から抽出した間隙水の pH と電気伝導度から、コア試料の処理過程や保管中における酸化が、抽出される間隙水の化学組成に影響を及ぼしていることが示唆された。

圧縮抽水法および吸引法により段階的な間隙水抽出を行った結果、深度 74 m 程度以深において、同一深度のフラクション毎の水素・酸素同位体比に大きな変動が見られた。同位体組成は、傾き 3 程度で天水線よりも酸素同位体比が高い方向へシフトする傾向が認められた。この傾向は、抽出方法の違いや抽出圧力等にも依存せず、堆積物粒子への水の吸着力とも関係していないと考えられた。現時点では同位体シフトの原因は明らかではないが、例えば粘土鉱物のろ過作用による同位体分別など、室内実験等によって検証可能なものを含め、継続して検討を進める必要がある。

### 3) 原位置水理試験および室内透水試験による水理特性, 間隙水圧プロファイルと地下水流動系と変動の評価

本事業において, 原位置の揚水試験と室内透水試験における透水係数は約2オーダーの差があり, 室内透水試験の方が低い結果となった。これは室内試験を実施可能な試料として比較的固結度が高い試料に限られる一方, 揚水試験は地下水試料を採水可能な区間で実施するため, 低透水層を含んだとしても全体的に透水性が高い区間で実施されることが主な原因であるが, 地下水流動概念モデル構築において採用する水理特性の決定には課題が残されている。一方, 三次元地下水流動解析の最適モデルにおける甲地層の透水係数は室内透水試験に近い値を示している。ここでは定常状態での水圧及び温度に対して, 解析結果と実測結果を比較しているという要因もあるが, 特に温度分布に関して揚水試験結果を用いた場合に実測と解析の差が大きくなる傾向が見られた。最終的には数値解析による最適化によって代表的な水理特性を評価することが望ましいが, 評価の初期値としての代表的物性の抽出には課題が残されている。

### 4) 温度検層による地下水流動評価

本研究におけるボーリング孔の温度検層による地下温度プロファイルの繰り返し観測とモニタリングによる連続観測から, 掘削工事の影響の評価抽出を試みた。残留する掘削工事の影響の低減過程は水理地質条件の差異を反映しており, 区間により異なることが確認された。

また, 地温勾配の変化に基づく深度区分の再評価と延伸区間の区分より, 5つの深度区分に分類された。5つの深度区分は地質(土質分類)と対比され, 季節変動の影響が大きいA区間を除いて, それぞれの区間の水理地質条件を考慮した上で, 沖積層に相当し相対的に地下水の流動が活発ではないB区間と地下水流動の影響が大きいC区間, D区間と, 固結部や泥岩層を含むE区間を区分することができた。区間Cでは地下水流動が活発であり, 水理地質条件に対応した局所的な地下水の流動が確認された。一方, D区間はC区間と異なり, 区間全体に連続した変化傾向が認められ, より広域的な地下水流動の影響を示す。深部ほど地温勾配が小さくなっており, 地下水流出域に特有の傾向を示している。さらに, 本観測結果は周辺の水源井・温泉井水温データとも整合的であった。

### 5) 上北平野北部における地表水調査による副次的な地下水流動評価

小川原湖西側の高瀬川水系(土場川・岩渡沢川, 赤川および高瀬川)を対象として, 再採取地点を含む地表水(河川水)の現地調査を51地点において実施した。採取した河川水試料の水素・酸素同位体比の分析を行い, その分布の特徴を明らかにした。

- (1) 上北平野周辺地域北部に位置する, 土場川・岩渡沢川から中野川では, 上流部の方が下流部に比べ水素, および酸素同位体比が高いという日本の他の多くの河川で観測される水素および酸素同位体比の分布様式とは逆の分布様式が見られる。一方, 上北平野周辺地域南部に位置する作田川から砂土路川では, 上流部の方が下流部に比べ水素および酸素同位体比が低いという, 日本の他の多くの河川で観測される水素および酸素同位体比の分布様式と同様の分布様式が見られる。
- (2) 浅層地下水の水素同位体比は, 上北平野周辺地域の河川水では坪川の最上部でも観測されないような低い値であることが明らかになった。浅層地下水の **d-excess** 値は周辺部の河川水と同様であるので, 浅層地下水の起源は, 上北平野周辺地域西部の高標高の **d-excess** 値が大きい地域を流れる坪川あるいは七戸川の最上部から供給されたものではないことも明らかである。
- (3) 赤川では, 上流から下流に向けて同位体比が低くなる傾向が顕著である。同様の傾向は土場川・岩渡沢川や中野川でも若干見られる。(1)に示した, 上流部の方が下流部に比べ同位体比が高いという, 上北平野周辺地域北部に特有の同位体的分布の特徴の結果である可能性,

あるいは (2) に示した、低い同位体を持つ地下水の影響がある可能性が考えられる。

今後は、土場川・岩渡沢川および赤川に囲まれた地域の浅層地下水（水道水源や温泉井）、および丘陵から流下する非常に小規模な溪流なども含めた河川水の、さらなる詳細な調査が必要であると考えられる。

### 6) 地下水流動概念モデルの更新と地下水流動の 3 次元的评价に必要な調査深度および調査項目の抽出

昨年度構築した地下水流動概念モデルにおいては、浅層においてみられた最終退氷期に地下水の存在が、鉛直浸透あるいは水平流動の速度が遅いために分布しているのか、あるいは、上昇流により古い地下水が浅層までもたらされているのかは不明であった。今年度の調査により浅層に分布する寒冷期涵養の地下水は、沖積層のシルト・粘土層による最終氷期以降の天水侵入の阻害が原因と考えられる。更新統の野辺地層および鮮新統の甲地層にまたがる 43.0～133.6 m までは主に細砂層が続き、深部ほど地温勾配が小さくなっており、上昇流の傾向が示されている。このことは、この区間で観測された水理水頭の深部から浅部に向かって連続的に低下する傾向と整合的である。

既存孔井により構築した概念モデルのような大きな流動モデルに加えて、本調査のような水位・間隙水圧、温度検層などを地下水流動評価のための技術的指標とした地下水の鉛直方向の流動状況の確認、地下水の水質・同位体による定量的な地下水年代の推定による地下水流動概念モデルの更新により、大局的な流動と局所的な流動を把握する手法を提示した。

### 7) コア試料による地下水の地球化学環境変遷に関する検討

小川原湖西方の KMK-1 コア試料の鉱物分析の結果、深度 75 m 以浅は概して低温（常温～<100°C）かつ中性～酸性環境にあったことがわかった。深度ごとの試料の明瞭な色調変化や変質鉱物の消長は見られず、酸化フロント、溶解ゾーンおよび溶解フロントは特定出来なかった。しかし、還元環境で安定である黄鉄鉱が、沖積層や野辺地層上部のシルト・粘土層に存在することは、水質化学分析データの考察結果（同層準における還元的な水の存在、地下水の停滞もしくは古い地下水の流動）と整合する。また、水質化学分析データの同考察から、現在の酸化フロントは、深度 30 m 以浅（沖積層）に存在すると考えられる。そのため、今後は、沖積層の各シルト・粘土層とそれら上位層（砂層など）の境界部のコア試料を重点的に用いて調査を実施する必要がある。より細分に色調変化の肉眼観察を行うとともに、酸化や溶解に伴う鉱物組織や元素の移動濃集の有無を、それぞれ鏡下観察および蛍光 X 線元素マッピング分析等で確認する。併せて X 線回折実験を行って変質鉱物の消長の有無を確認し、現在の酸化フロント、溶解ゾーンおよび溶解フロントの痕跡を検討する。さらには、深部（75 m 以深）のコア試料を用いて同様な観察および実験を行い、過去の酸化フロント、溶解ゾーンおよび溶解フロントの痕跡を検討する。また、変質鉱物組合せから続成環境を推定し、海水準変動に照らして、調査域の過去の地質環境変遷を考察する。以上の観察、実験および考察から地質の化学的環境変遷をコア試料から評価する手法の妥当性および課題について検討する必要がある。

#### 【引用文献】

- 1) 青森県企画部 (1970) 青森県地下水調査報告書. 青森県企画部, 206 p.
- 2) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2015) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.
- 3) Cooper, H. H. and Jacob, C. E. (1946) A Generalized Graphical Method for Evaluating Formation Constants and Summarizing Well Field History. American Geophysical Union

- Transaction, 27(4), 526-534.
- 4) Agarwal, R. G. (1980) A New Method to Account for Production Time Effects When Drawdown Type Curves Are Used to Analyze Build up and Other Test Data. SPE paper 9289. 55th Annual Fall Meeting, Dalls, Tex., 1-13.
  - 5) Bourdet, D. (1983) A New set of type curves simplifies well test analysis, World Oil, pp95-106.
  - 6) Horne, R.N. (1995) Modern Well Test Analysis. A Computer-Aided Approach. Second Edition, Petroway, Inc. ,p 257.
  - 7) 佐倉保夫 (1984) 温度による地下水調査法. 日本地下水学会誌, 26, 4, 193-197.
  - 8) 宮越昭暢・内田洋平・佐倉保夫・林武司 (2003) 地下温度分布からみた関東平野の地下水流動. 日本水文科学会誌, 33, 3, 137-148.
  - 9) 宮越昭暢 (2005) 地下温度分布からみた地下水流動都環境変化. 地下水技術, 47, 9, 1-10.
  - 10) 宮越昭暢・林武司・安原正也・森川徳敏 (2016) 関東平野北部における地下温度の高温域の構造と変化. 地下水学会誌, 58, 1, 47-62.
  - 11) 谷口真人 (2005) 気候変動と地下水, 地下水学会誌, 47, 5-17.
  - 12) 産業技術総合研究所 (2020) 平成31年度原子力規制庁委託成果報告書 廃棄物埋設における自然事象等を考慮した地盤の性能評価に関する研究.
  - 13) 気象庁 (2021) 過去の気象データ検索. <https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>
  - 14) 産業技術総合研究所 (2010) 平成21年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査(放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質情報データの整備) 平成21年度事業報告書.
  - 15) 産業技術総合研究所 (2018) 平成29年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査.
  - 16) 産業技術総合研究所 (2019) 平成30年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査.
  - 17) Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W. (2021) CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org/>, accessed 2021-2-5.
  - 18) Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., and Talamo, S. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). Radiocarbon, 62(4), 725-757.
  - 19) Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., and Stute, M. (2002) Noble gas in lakes and groundwaters. Review in Mineralogy and Geochemistry, 47, 615–700.
  - 20) Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U., and Kipfer, R. (1999) Interpretation of dissolved noble gases in natural waters. Water Resources Research, 35, 2779-2792.
  - 21) De Craen, M., Van Geet, M., Wang, L. and Put, M. (2004) High sulphate concentrations in squeezed Boom Clay pore water: Evidence of oxidation of clay cores. Physics and Chemistry of the Earth, 29, 91-103.
  - 22) 産業技術総合研究所 (2013) 沿岸域塩淡水境界・断層評価技術高度化開発 平成24年度成果報告書. 産業技術総合研究所. 521 p.



- 23) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（編）（2012）概要調査の調査・評価項目に関する技術資料—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—。地質調査総合センター研究資料集, no.560, 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 24) Seeberg-Elverfeldt, J., Schlüter, M., Feseker, T. and Kölling, M. (2005) Rhizon sampling of porewaters near the sediment-water interface of aquatic systems. *Limnology and Oceanography: Methods*, 3, 361-371.
- 25) Dickens, G.R., Koelling, M., Smith, D.C., Schnieders, L. and the IODP Expedition 302 Scientists (2007) Rhizon sampling of pore waters on scientific drilling expeditions: An example from the IODP Expedition 302, Arctic Coring Expedition (ACEX). *Scientific Drilling*, 4, 22-25.
- 26) 嶋田純・小坂寛・国丸貴紀・川村淳（2002）間隙水中の安定同位体比に基づく低透水性海成堆積岩盤中の地下水流動の解釈。日本地下水学会 2002 年秋季講演会講演要旨, 206-209.
- 27) 寺本雅子・嶋田純・國丸貴紀（2006）コア間隙水中の安定同位体比をもとにした低透水性堆積岩盤における地下水挙動の兆候。応用地質, 47(2), 68-76.
- 28) 核燃料サイクル開発機構（2004）高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発—平成 15 年度報告—。JNC TN1400 2004-007.
- 29) 甲斐邦男・前川恵輔（2009）北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と塩化物イオン濃度。石油技術協会誌, 74(1), 96-106.
- 30) 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.
- 31) Coplen, T.B. and Hanshaw, B.B. (1973) Ultrafiltration by a compacted clay membrane—I. Oxygen and hydrogen isotopic fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 2295-2310.
- 32) 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 年度事業報告書。
- 33) 西来邦章・伊藤順一・上野龍之（2012）第四紀火山岩体・貫入岩体データベース。地質調査総合センター速報, 60, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 34) 田中正明（1992）日本湖沼誌。名古屋大学出版会。530p.
- 35) 石山尚珍（1977）小川原湖とその北方の湖沼群について。地質調査所月報, 28, 623-628.
- 36) 山下鏡一・蜂ヶ崎君男（1963）土場川埋立開田地における不良土とその改良。東北農業研究, No.5, 88-90.
- 37) 宮越昭暢・林武司・濱元栄起・八戸昭一（2018）埼玉県南東部における地下温度の長期観測結果に認められた地下温暖化とその成因。地下水学会誌, 60, 4, 495-510.
- 38) 高橋稠（1967）地下水調査地域にみられる水温の総括的研究, 地質調査所報告, 219, 1-41.
- 39) 農業用地下水研究グループ「日本の地下水」編集委員会編（1986）日本の地下水。地球社, 1043p.
- 40) 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本斉・佐藤努・高橋浩・森川徳敏・清水徹・宮越昭暢・戸崎裕貴・東郷洋子・稲村明彦・半田宙子・仲間純子・中村有理・竹内久子・大丸純・清水日奈子・尾山洋一・大和田道子・切田司（2018）深層地下水データベース（第2版）。地質調査総合センター研究資料集, no.653. <https://www.gsj.jp/researches/openfile/openfile2018/openfile0653.html>
- 41) Komadel, P., Madejova, J. and Stucki, J.W. (1995) Reduction and reoxidation of nontronite: questions fo reversibility. *Clays and Clay Minerals*, 43(1), 105-110.

- 42) Berner, R.A. (1981) A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 359-365.
- 43) Hoffman, B.A. (1999) Geochemistry of natural redox fronts -A review. Nagra Technical Report, 99-05, 156 p.
- 44) Oyama, T. and Chigira, M. (1999) Weathering rate of mudstone and tuff on old unlined tunnel walls. *Engineering Geology*, 55, 15-27.
- 45) 大山隆弘・猪原芳樹・長岡 亮 (2007) 地下岩盤の地化学環境調査・評価技術の開発-六カ所サイト試験空洞周辺岩盤の酸化還元状態と将来予測-. 電力中央研究所報告：N07001.22 p.
- 46) 千木良雅弘 (1992) 建設工事における風化・変質作用の取扱い方 4. 軟岩の風化作用. *土と基礎*, 40(8), 71-79.
- 47) 吉田英一・山本鋼志・田中姿郎・與語節生 (2003) 酸化還元フロントの形成と二次的物質移動現象-地質環境中汚染物質の移動と長期的固定に関するアナログ研究-. *地質学雑誌*, 109(9), 548-558.
- 48) 大沼善吉 (1972) 青森県むつ小川原地域の地質的特性について. *応用地質*, 13(1), 8-22.
- 49) 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. *地理学評論*, 58(Ser.A)-8, 492-515.
- 50) 根本直樹・氏家良博 (2009) 青森県の地質, *協会誌大地*, 50, 東北地質調査業協会, 52-68.
- 51) Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A. and White, N.C. (1996) Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. *Resource Geology Special Publication No. 1*. Tokyo, Japan: Society of Resource Geology.
- 52) 白土晴雄 (1988) 粘土鉱物学. 朝倉書店. 185 p.
- 53) 木村進一・鹿園直建・野原昌人・岩井修平 (1999) 化学的風化に伴う微量・希土類元素の挙動-男鹿半島, 女川層堆積岩の例-. *応用地質*, 40(5), 281-294.
- 54) Moore, D.M. and Reynolds, R.C., Jr. (1997) X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, 2<sup>nd</sup> edition. Oxford, UK: Oxford University Press.



## 2.2 調査対象地域の3次元広域地下水流動解析モデルの構築と技術的指標の影響評価

### 【仕様書記載内容】

中深度処分では、廃棄物埋設地の位置に関する設計を行うために、水理地質構造、地球化学環境等を踏まえた評価対象とする領域の地下水流動評価及びそれらを踏まえた核種移行評価が必要とされる。地下水流動を評価するための技術的指標の抽出、概念モデルの作成及び地下水流動解析を実施し、廃棄物埋設深度の地下水流動を評価するために必要となる調査深度について検討する。また、水理学的特性を評価する指標の水理パラメータを変動させた数パターンの地下水流動解析を実施し、それぞれの結果を比較検討することで水理パラメータの変動が解析結果へ与える影響について評価し、地下水流動の評価に係る科学的・技術的知見を取得する。

### 【実施内容】

平成31年度において、亀裂系岩盤及び多孔質岩盤における地下水流動モデル構築に必要な水理、水文学的な技術的指標とモデル構築の流れを示した。また、中深度処分において掘削制限領域の設定を行うための参考情報として、平成31年度の調査対象領域（上北平野小川原湖周辺）の3次元水理地質構造モデルの構築と地下水流動解析を実施した。

広域地下水流動の定量的な解析モデルを構築する上でのそれぞれの指標の重要度を評価するためには、各指標が解析結果に与える感度等を、実際に数値解析を行って評価する必要がある。

そのため、令和2年度には、平成31年度に構築した小川原湖周辺の3次元地下水流動モデルを拡張し、調査地域を包含する広域地下水流動系の評価のための3次元モデルを構築する。その際に平成31年度に検討を行った広域地下水流動概念モデルの情報を組み込んだ水理地質構造モデル、パラメータを設定する。その上で、透水係数や降雨涵養量等の多孔質媒体地域を対象とした技術的指標（水理パラメータ）に関して、数パターンの設定を行い、ボーリング調査地点及び過年度の既存孔井地点における水圧や塩分濃度等の観測データとの比較を行う。その結果を基に、技術的指標から地下水流動モデルを構築する過程における適用性の取りまとめを行うとともに、新たなデータを用いた地下水流動モデル更新における技術的指標の適用性に関する整理を行う。

### 【成果】

#### 2.2.1 技術的指標

昨年度までの調査により広域及び処分場スケールの多孔質媒体での指標として表2.2.1-1に示す項目があげられている。本課題ではモデル構築のための指標として地質構造、断層分布、水理特性を取り上げた。具体的には地質構造と断層分布には既存の地質図、物理探査及びボーリング調査にかかる既往報告を参照し、水理特性については原位置試験及び室内実験にかかる既往報告を参照した。亀裂等卓越構造については参照するデータがないことから対象外とした。検証及びモデル更新についての指標として水圧分布、水質（塩分濃度）分布、水温分布を取り上げた。水温分布は元の表にはないが本課題において有用と判断されたので追加した。同位体分布（滞留時間）については、直接扱うことはできないが関連する情報は得られるので考察に加えた。異常間隙水圧等の成因（キャップロック、浸透圧等）については対象外とした。指標と選択したパラメータについては次節以降に詳述する。

表 2.2.1-1 空間スケール及び岩種による技術的指標と調査・評価方法<sup>1)</sup> (抜粋・加筆)

空間スケール	岩種	用途	指標	調査・評価手法
広域及び 処分場 スケール	多孔質 媒体	モデル 構築	地質構造	地表踏査、物理探査
			断層分布	地表踏査、物理探査、ボーリング調査
			水理特性	原位置試験、室内実験
			亀裂等卓越構造	ボーリング調査、原位置試験
		検証 及び モデル 更新	水圧分布	地下水モニタリング
			水質（塩分濃度） 分布	原位置採水・分析
			同位体分布（滞留 時間）	原位置採水・分析
			異常間隙水圧等 の成因（キャップ ロック、浸透圧 等）	地下水モニタリング、ボーリング調査、室内試験
			温度分布	温度検層

## 2.2.2 解析モデル

### 1) 解析領域

解析領域は上北平野において平成 31 年度事業の KMK-1 掘削地点及び関係する水系を取り囲む図 2.2.2-1 に示す海陸あわせて面積約 1,500 km<sup>2</sup> の範囲とした。具体的には、陸域では、河口から約 30 km 上流の山間部に差し掛かるまでの奥入瀬川，そこから土筆森，黒森，八甲田山，田代平，烏帽子岳，野辺地まではほぼ分水界，そこから東は起伏の小さい低平な台地状地形なので直線に海岸までとした。海域は海岸から約 10 km から約 15 km 沖合にあたる東距約 63 km までとした。地形的な最高点は八甲田山付近の海拔 1,520 m，最低点は領域北東部の水深 200 m である。小川原湖の最大水深は 25 m である。深さ方向の解析領域は海拔-1,000 m までとした。

なお，地図に示される座標は特に断らない限り平面直角座標系（平成 14 年国土交通省告示第 9 号）第 X 系により，横軸は東距（easting），縦軸は北距（northing）で単位は m，断面図の縦軸は海拔標高で単位は m，高距は水平距に対して 5 倍強調とする。

### 2) 離散化

地下水流動解析に使用したソフトウェアは米国 Lawrence Berkeley 国立研究所が開発した



TOUGH2<sup>2)</sup>を利用した。TOUGH2は本課題が対象とする熱塩流動を扱うことが可能で、地層処分の分野<sup>3),4)</sup>はもとより、地熱開発<sup>5)</sup>、CO<sub>2</sub>地中処分<sup>6)</sup>などの様々な分野において使用実績のあるソフトウェアとして知られる。

このソフトウェアは解法として **integrated finite difference** 法を用い、離散化はボロノイ分割によることを特徴とする。離散化のためのボロノイ分割の要素中心を次のように配置した。まず平面に最初に **KMK-1** 掘削地点を一点配置し、続いて断層を示す点を線状に配列し、掘削地点周辺では **500 m** 以内に点が近接しないように、それ以外では **1 km** 以内に点が近接しないように乱数を用いてランダムに点を配置した。これは利用できる情報の多寡に応じた表現にして計算の負荷を軽減することを意図するものである。これらの平面的に配置された点から深度方向についても地表付近での **1 m** 間隔から最深部での **300 m** 間隔まで次第に粗く刻むように点を配置した。これらの点が要素となるようにボロノイ分割を実施し、平面的に **1,833** 要素、全体として **53,195** 要素に離散化した。なお、地形データとして、陸域では国土地理院の基盤地図情報（数値標高モデル）**10m** メッシュ（標高）<sup>7)</sup>を、海域では日本海洋情報センター**500m** メッシュ水深データ（**J-EGG500**）<sup>8)</sup>を利用した。

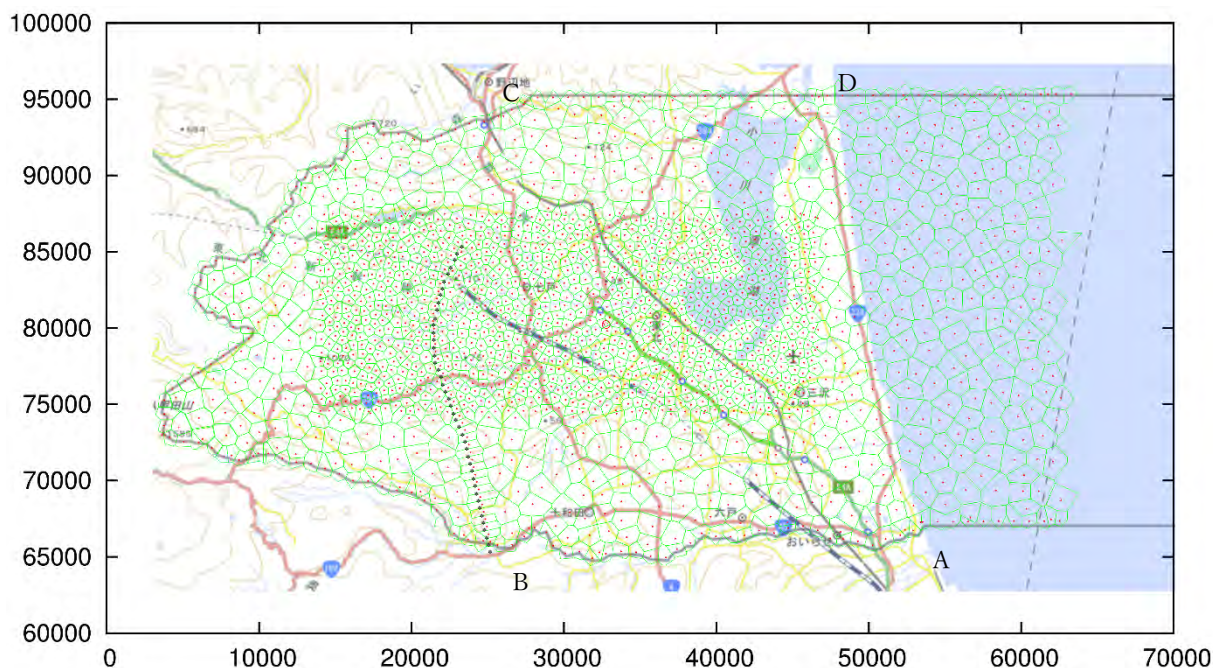


図 2.2.2-1 解析領域と離散化

\* 断層要素, ◎KMK-1 掘削地点. 領域境界, A-B:奥入瀬川, B-C:おおよそ分水界, C-D:地形的起伏なく直線.  
座標系: 日本平面直角座標 X 系 (単位 m). 地形データ 陸: 国土地理院基盤地図情報 (数値標高モデル)  
10m メッシュ (標高)<sup>7)</sup>, 海: 日本海洋情報センター500m メッシュ水深データ (J-EGG500)<sup>8)</sup>.

### 3) パラメータの選択

解析ソフトウェアを選択した時点でモデル構築に関係するパラメータとなるのは、地層の物性として、密度、空隙率、浸透率（異方性を含む）、熱伝導率、熱容量、不飽和浸透流にかかるパラメータがあげられ、ソース項のパラメータとして涵養量、熱入力（熱入力）があげられる。これらのうち本課題で着目するのが水理パラメータであること、また浸透率や涵養量のようにオーダーで値が変わるものとそうではない密度、熱伝導率、熱容量があるように、パラメータにより

とりうる値の変化幅が異なることを参酌して、密度、熱伝導率、熱容量、不飽和浸透流にかかるパラメータを全てのモデルで固定し、主として地層及び断層の浸透率と空隙率、涵養量、熱入力を可変パラメータとした。

#### 4) 要素の物性

要素への物性の割り当ては地層単位に与えた。当地域の地層区分は文献によりさまざまであるが、地下水流動解析の観点から、地下水調査報告で用いられている区分<sup>9)</sup>に依拠することにした。なお、いくつかの文献の間での地層区分の対比について表 2.2.2-2 に示す。地層分布をモデル化するに際して参考にした地質図及び地質断面図をそれぞれ図 2.2.2-2 及び図 2.2.2-3 に示す。なお、三沢層と指交関係にある地層は三沢層に一括した。八甲田山周辺地質および沖積層の深度分布について関連の既往研究等<sup>13), 14), 15)</sup>を参照した。離散化要素への地層の割り当てを付図集 2.2A-1~3 に、その一部を図 2.2.2-4 に示す。

地層ごとに割り当てた浸透率と空隙率については後述し、それ以外の共通する物性について表 2.2.2-1 にまとめる。表に示した物性について上北平野地域で実測された例はなく、掲げた数値は暫定値であるが、わが国における物性値として乾燥密度 1500~3100 kg/m<sup>3</sup> (平均 2601 kg/m<sup>3</sup>)<sup>16)</sup>、熱伝導率 0.6~4.4 W/m<sup>2</sup>℃ (平均 2.3 W/m<sup>2</sup>℃)<sup>16)</sup>、比熱 795~1131 J/kg℃ (平均 896 J/kg℃)<sup>17)</sup>といった値が知られており、暫定値はこれらの中に収まっている。不飽和浸透流については近年の数値解析で利用されることが多い<sup>18)</sup>とされる van Genuchten の式<sup>2)</sup>を用い、その相対浸透率関数及び表面張力関数のパラメータについては TOUGH2 のマニュアル<sup>2)</sup>から浸透率 1.0×10<sup>-13</sup> m<sup>2</sup>の砂層の事例を参照した。

表 2.2.2-1 すべての地層に共通して設定した物性.

乾燥密度 [kg/m <sup>3</sup> ]	飽和熱伝導率 [W/m <sup>2</sup> ℃]	乾燥比熱 [J/Kg℃]			
2650	2.0	1000.0			
相対浸透率関数 van Genuchten - Mualem model	λ	S <sub>lr</sub>	S <sub>ls</sub>	S <sub>gr</sub>	
	0.457	0.15	1.0	0.0	
表面張力関数 van Genuchten function	λ	S <sub>lr</sub>	1/P <sub>0</sub>	P <sub>max</sub>	S <sub>ls</sub>
	0.457	0.05	5.105×10 <sup>-5</sup>	1.0×10 <sup>7</sup>	1.0

表 2.2.2-2 本研究で用いた地層区分とその対比.

上北広域地下水流動モデル (本研究)		仙台通産局 (1988) <sup>9)</sup>	石油公団 (1995) <sup>10)</sup>	地質図 Navi <sup>11)</sup>		日本原燃 (2014) <sup>12)</sup>
記号 (略号)	地層	地質 (帯水層)		時代	岩石	海域層序区分
ALLUV (A)	沖積層	沖積層 (A)		新生代第四紀完新世	谷底平野・山間盆地・河川・海岸平野堆積物	
QVOLC (Q)	第四紀火山岩			新生代第四紀	玄武岩・安山岩・玄武岩質安山岩 溶岩・火砕岩	
TERRA (T)	段丘堆積物	段丘堆積物 (B)		新生代第四紀中期更新世後期～後期更新世後期	段丘堆積物	
MISAW (M)	三沢層	三沢層 (C)	甲地層	新生代第四紀更新世ジェラシアン紀～中期更新世前期	汽水成層ないし海成・非海成混合層	Bp+Cp
KACHI (K)	甲地層	甲地層 (D)		新生代新第三紀中新世メッシニアン紀～鮮新世	海成層 砂岩	Dp
ICHIN (I)	市ノ渡層	上部鷹架層 (E)	市ノ渡層			E
WADAG (W)	和田川層	下部鷹架層 (F)	和田川層	新生代新第三紀中新世後期ランギアン期～トートニアン期	安山岩・玄武岩質安山岩 溶岩・火砕岩	F
BASEM (B)	基盤	基盤				
FAULT (F)	断層					

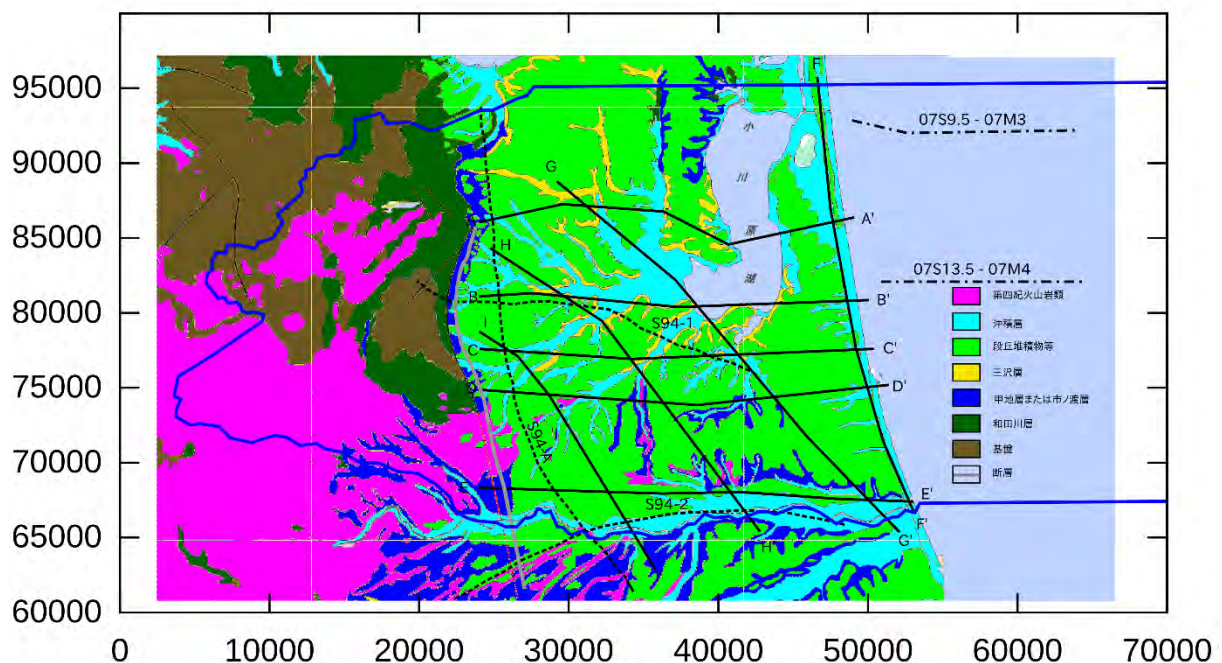


図 2.2.2-2 解析領域の地質図と地質断面線.

地質図は地質図 NAVI<sup>11)</sup>をもとに本研究で用いた地層区分に簡略化. 実線: 仙台通産局断面<sup>9)</sup>, 破線: 石油公団測線<sup>10)</sup>, 鎖線: 日本原燃測線<sup>12)</sup>. 青実線: 領域境界.

第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

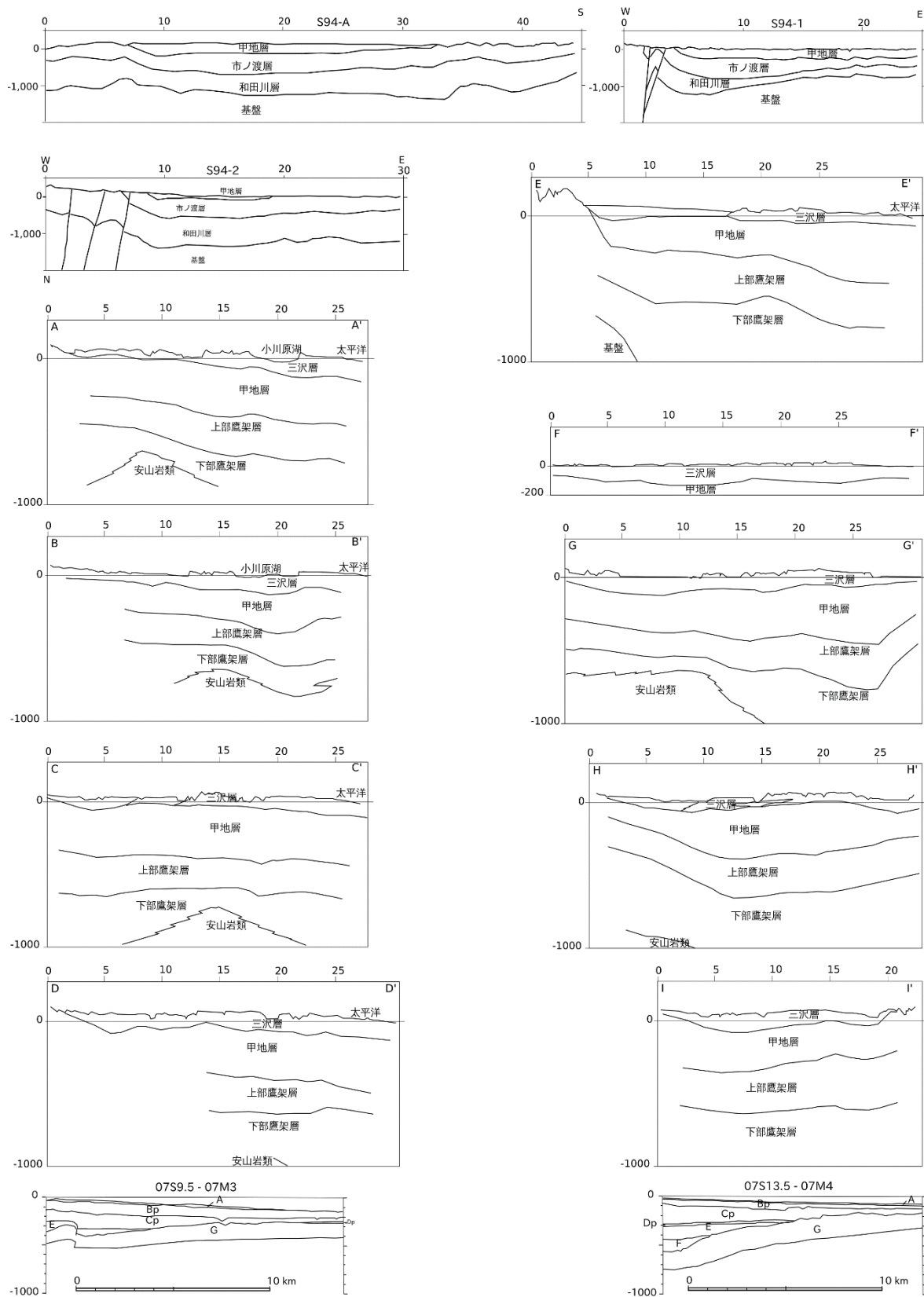


図 2.2.2-3 物性分布に参考にした地質断面図.

石油公団測線<sup>9)</sup>: S94-A, S94-1, S94-2, 仙台通産局断面<sup>10)</sup>: A-A', B-B', C-C', D-D', E-E', F-F', G-G', H-H', I-I', 日本原燃測線<sup>12)</sup>: 07S9.5-07M3, 07S13.5-07M4.



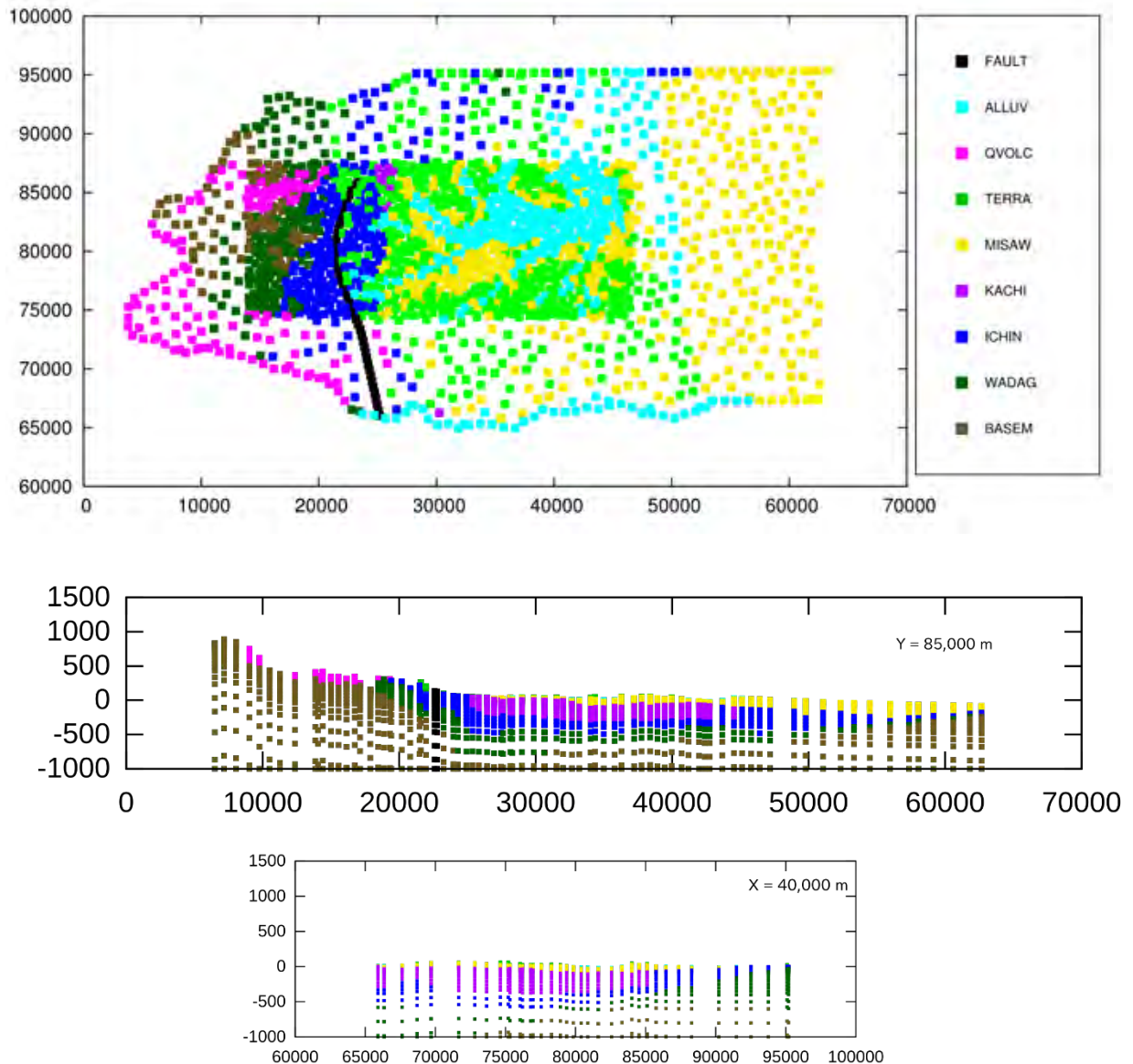


図 2.2.2-4 解析モデルで設定した地層分布例.

上：平面図，中：北距 85,000 m での東西断面，下：東距 40,000 m での南北断面.

### 5) 境界条件

領域の側方境界及び底面境界は断熱・不透水設定. 上面（地表・湖底・海底）境界は以下のように設定した。

#### 陸域

地表温度は上北平野地域の年平均気温  $10^{\circ}\text{C}$ <sup>19)</sup> に設定. 圧力は  $1 \times 10^5 \text{ Pa}$  に設定. 地下水位を地表面に固定する場合は塩濃度 0% の水に飽和する設定とした。

#### 海域

海底での年平均海水温及び水圧及び海水の塩濃度に相当する塩水に飽和する設定を海底面の要素に設定した。

具体的には、温度については日本海洋データセンター J-DOSS 1 度メッシュ水温統計<sup>20)</sup> (1906 年～2003 年) の緯度  $40.00\text{N}$ - $41.00\text{N}$ 、経度  $141.00\text{E}$ - $142.00\text{E}$  の年平均 (図 2.2.2-5) を



海底面要素深度に内挿して利用。塩分については日本海洋データセンター1度メッシュ塩分統計<sup>21)</sup> 40.00N-41.00N 141.00E-142.00E (1906年～2003年) (図 2.2.2-5) がほぼ全深度にわたり変動が小さいことからすべての海底面要素に年平均海水塩分濃度 34 psu を設定。海底の水圧は以上の塩濃度と水温分布から The international thermodynamic equation of seawater-2010<sup>22)</sup>より gswteos-10<sup>23)</sup>(vers 3.05.0-2)を利用して計算により設定した。

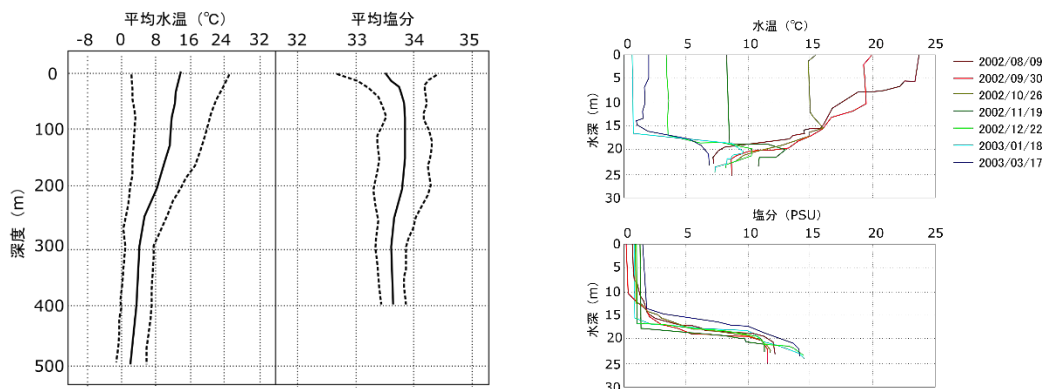


図 2.2.2-5 海域と小川原湖の水温と塩濃度の鉛直分布。

左：海域の年平均水温<sup>20)</sup>と年平均塩濃度<sup>21)</sup>(実線)。破線は±2の標準偏差(日本海洋データセンターの図を簡略化)。右：小川原湖の水温と塩濃度の季節変化<sup>24)</sup>。

## 湖域

図 2.2.2-5 に示す 2002 年 8 月～2003 年 3 月(2003 年 2 月欠測)の小川原湖の水温<sup>24)</sup>を表面、毎 5 m 深度、25 m または 25 m まで届かない場合は最深の水温を讀取して単純平均した数値を年平均水温として全深度に 9.4°C を設定する。塩分については図 2.2.2-5 に示すような深度分布を示し、湖沼技術研究会(2007)<sup>25)</sup>湖沼における水理・水質管理の技術によれば小川原湖は「水深 20 m 付近には年間を通して塩分躍層が存在し、海水の約 1/3 の濃度の塩水が貯留されているが、その上部の塩分は 1 psu 程度であり、比較的“薄い汽水湖”である。夏季には水深 10 m 付近に水温躍層が形成され、三成層状態になる。冬季には結氷することがある。」ことから、水深 20 m 以浅の湖底に 1 psu、水深 20 m 以深の湖底に 1/3 海水塩濃度 (34psu x 1/3) の塩水に飽和設定。湖底の水圧は以上の塩濃度と水温分布から gswteos-10<sup>23)</sup> (vers 3.05.0-2) を利用して計算により設定した。

## 6) ソース項

### 涵養量

高瀬川流域の年降水量 (mm) 分布状況(1998-2002 年平均)<sup>19)</sup>を図 2.2.2-6 に示す。これによると年降水量は海岸部の 1,300 mm から山間部の 2,000 mm までの間となっている。また小川原湖及び高瀬川中下流域地域の地下水涵養量として 305 ~344 mm/年は期待できるとされている<sup>9)</sup>。

以上を参酌して、涵養量は年降水量の(B) 0.01, (C) 0.05, (D) 0.08, (A) 0.1, (E) 0.3, (F) 0.5 倍の 6 通りのパラメータとして地表要素のソース項として設定した(表 2.2.3-1)。計算に用いた年降水量は図 2.2.2-6 の等値線間は両等値線の間値とし、等値線の上下限値を越える領域はそれぞれ上限値、下限値とした。

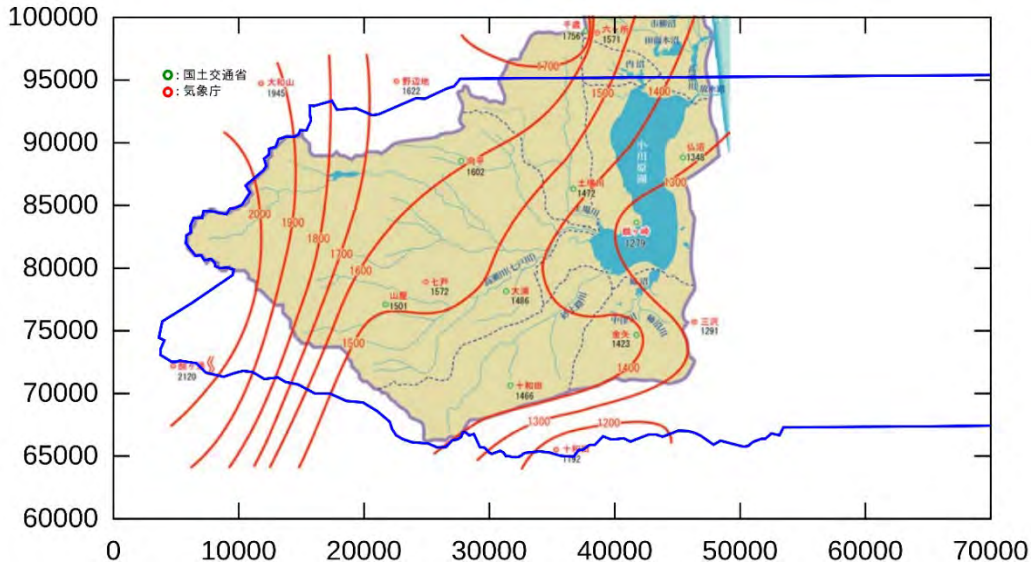


図 2.2.2-6 上北平野の年降水量.

赤実線は年降水量の等値線図 (単位 mm). 青実線は解析領域境界.

### 熱入力

「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」<sup>26)</sup>を基に図 2.2.2-7 に示すような 4 本の近似直線を設定。これを基に 5 通りの熱入力パラメータを設定した(表 2.2.3-4)。

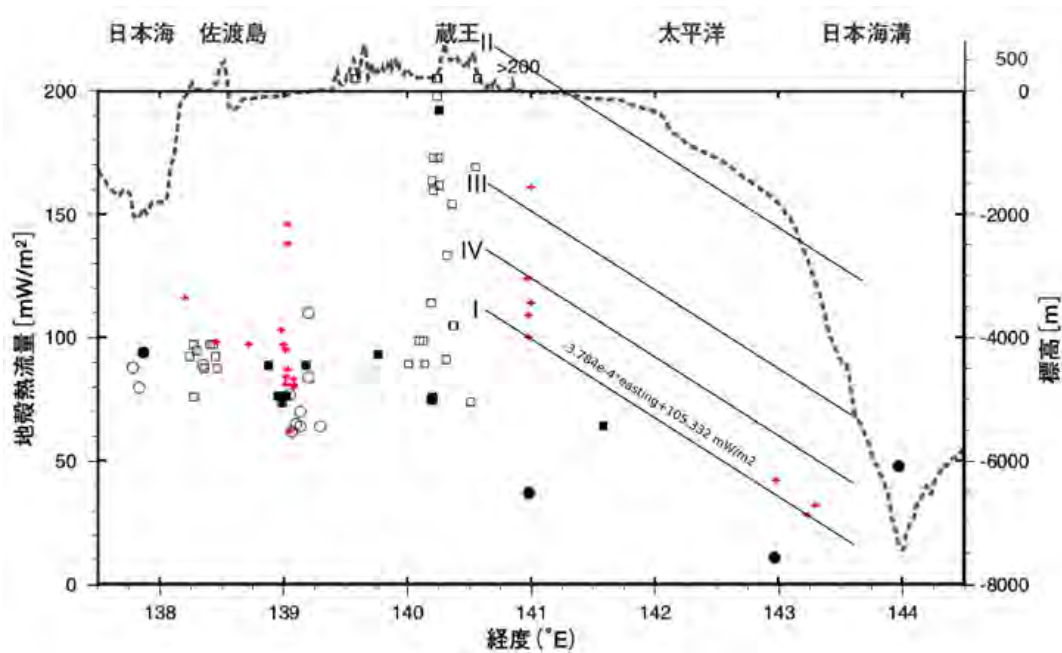


図 2.2.2-7 地殻熱流量の東北地方東西断面.

38°N に沿った日本海から佐渡島、蔵王を通り日本海溝へいたる断面図<sup>27)</sup>にデータベース<sup>26)</sup>から上北平野を含む北緯 40 度 39 分±15 分の地域の地殻熱流量データを赤+で加筆した。視察により I は  $-3.784 \times 10^{-4} \times \text{easting} + 105.332$  [mW/m<sup>2</sup>] の近似直線を、それより 25mW, 50mW, 105.332mW 大きい直線をそれぞれ IV, III, II として加筆した。easting は平面直角座標系第 X 系の東距(単位 m)である。以下、原典説明<sup>27)</sup> ○・●は地殻熱流量、□・■は地温勾配値から推定された地殻熱流量。破線は標高。黒で塗りつぶしたシンボルは、地殻熱流量・地温勾配値の中でそれぞれ最も深い温度測定点までの地表面または海底面からの深さが明記してあるもの、あるいは孔井の深さが 1,500m 以上あるもの。

## 7) 計算の進め方 - 初期値など

地下水流動シミュレーションは領域上面境界となる陸域地表面、湖底面、海底面に地下水面を拘束して全要素飽和条件で定常状態（以下飽和条件計算という）まで計算を進め、次にその結果を初期値として陸域地表面の地下水面拘束を解いて陸域地表面は空気のみとして、その下の要素に涵養量に応じた入力ソースを設定して、不飽和帯が出現しうる条件にして定常状態まで計算（以下不飽和条件計算という）を進めた。

飽和条件、不飽和条件両者に共通する設定は次のものである。側方境界及び底面境界の断熱・不透水性設定。底面への熱入力。湖底面・海底面の温度・圧力・塩濃度・飽和の境界条件設定。

飽和条件固有の設定は以下のものである。陸域地表面の境界条件として、 $10^{\circ}\text{C}$ 、 $1 \times 10^5 \text{ Pa}$ 、塩濃度 0、飽和を設定し、初期値として湖底面・海底面の境界要素を除く全要素に  $10^{\circ}\text{C}$ 、 $1 \times 10^5 \text{ Pa}$ 、塩濃度 0（計算上は  $1.0 \times 10^{-10}$ ）、飽和を設定した。

不飽和条件固有の設定は次のものである。陸域地表面境界要素を除く要素の初期値として飽和条件での計算結果を設定し、陸域地表面境界要素に  $10^{\circ}\text{C}$ 、 $1 \times 10^5 \text{ Pa}$ 、塩濃度 0（計算上は  $1.0 \times 10^{-10}$ ）、空気飽和（計算上は 0.999）を設定した。あわせて陸域地表面境界要素直下に涵養量の入力ソースを設定した。

## 8) 計算環境

地下水流動解析に使用したソフトウェアはすでに記したように Lawrence Berkeley 国立研究所が開発した TOUGH2<sup>2)</sup>である。このソフトウェアは対象となるモデルに応じて異なるパッケージを使用する。今回は塩水を考慮するので EOS7 パッケージを用いた。EOS7 パッケージは熱塩流動について密度及び粘性係数の塩濃度依存性を考慮するが、エンタルピーについては純水と等しく扱う。なお、このパッケージは飽和塩水 (brine という :  $10^5 \text{ Pa}$ ,  $25^{\circ}\text{C}$ , NaCl 24.98 wt%) を流体の端成分として扱うので、たとえば海水（塩濃度 3.4%）は塩水の組成表現として  $X_{\text{brine}} = 0.136$  となる。計算結果の塩濃度の表示はこの組成を用いている。また、分子拡散及び水理学的分散は考慮しない。

計算のソフトウェア実行環境は、Linux 2.6.32 (Red Hat 4.4.7-4)、コンパイラは Intel FORTRAN コンパイラ version 15.0.0 を利用した。可視化には TECPLOT360 EX 2014 Release 2 及び GNUPLOT version 4.2 を利用した。ハードウェア実行環境は、CPU に Intel Xeon E5-2690 v2 3.0GHz, 2CPU (トータル 20 コア) , メモリ 256GB である。一例 (モデル A16a1) として実計算時間をあげると、水位を地表に固定した条件 (飽和条件計算) で定常状態に達するまでに 39 時間、その後自由地下水にして降水を涵養する条件 (不飽和条件計算) で定常状態に達するまでに 27 時間を要した。1 モデルの計算完了に全体として約 3 日近くを要することが多い。

### 2.2.3 パラメータスタディ

パラメータスタディとして対象としたパラメータは主として涵養量、浸透率(地層及び断層)、熱入力の 4 種類とした。これらのパラメータを変動させることで、モデルは涵養量 5 ケース (A~E)、地層浸透率 22 ケース (0~21)、断層浸透率 5 ケース (a~e)、熱入力 5 ケース (I~V) を適宜組み合わせ作成し、ケースの記号を順に組み合わせでモデル名とした。たとえば涵養量ケース A、地層浸透率ケース 0、断層浸透率ケース a、熱入力ケース I のモデルは A0a1 と表現される。またケースが連続するモデル群の表示を A[6-8]eV のように記すことがあるが、これ

はモデル A6eV, A7eV, A8eV をさす。変動させたパラメータのリストを表 2.2.3-1~4 に示す。なお、浮動小数点指数部の小さな添字表示の視認性を考慮して便宜上、 $1.0 \times 10^{-5}$  を 1.0e-5 のように表示することがある。

地層浸透率は昨年度（平成 31 年度）事業<sup>1)</sup>と同様に実測値を踏まえた値をケース 0 に設定した。今年度の完新統 (ALLUV), 段丘堆積物 (TERRA), 三沢層 (MISAW) は昨年度の更新統に相当するので、ケース 0 及び 1 のこれらの地層には昨年度の更新統と同じ値が設定されている。この値は完新統と三沢層の実測値浸透率の 1:1 調和平均値である。2 以上のケースでは実測温度の再現性を考慮しながら全ての地層の浸透率を変えている（表 2.2.3-2）。

地層空隙率は地層ごとにほぼ一貫して一つの値を設定している。例外は甲地層で 0.15 のケースと 0.10 のケースがある。

断層については浸透率と空隙率を固定した組にして 5 ケース設定した。原則として浸透率が大きいほど空隙率が大きくなるような関係にあるがケース e は後から追加したのでこの原則からはずれる（表 2.2.3-3）。

すべてのケースの地層（断層）浸透率分布の北距 8,500 m 東西断面図を付図集 2.2A-4~8 に示す。

温度指標の節で後述するように、小川原湖西方の孔井の温度勾配が大きいことを再現するために領域内の北ほど熱入力を大きくした（熱入力ケース V）。さらに地層浸透率ケース 14 以上では甲地層の一部（図 2.2.3-1）を KACH2 として低浸透率とすることも試みた。

以上のパラメータの組み合わせのうち実際にシミュレーションにより解析した 40 モデルを表に示す（表 2.2.3-5）。

表 2.2.3-1 涵養量 (mm/year)

A	B	C	D	E	F
年降水量×0.1	年降水量×0.01	年降水量×0.05	年降水量×0.08	年降水量×0.3	年降水量×0.5

表 2.2.3-3 断層の浸透率 (m<sup>2</sup>) と空隙率 (括弧内)

a	b	c	d	e
6.7e-12 (0.2)	1.0e-14 (0.1)	5.0e-15 (0.05)	1.0e-16 (0.05)	5.0e-13 (0.05)

表 2.2.3-4 熱入力 (mW/m<sup>2</sup>). X: 平面直角座標系第 X 系における東距 (m).

I	II	III	IV	V
-3.784e-4 X + 105.332	-3.784e-4 X + 210.664	-3.784e-4 X + 155.332	-3.784e-4 X + 130.332	I (X ≤ 71000) IV (71000 < X ≤ 78000) III (78000 < X)

表 2.2.3-5 解析した 40 モデル

A0aI	A0aII	A1aI	A1aII	A2aI	A2aV	A3aI	A3aIII	A3aIV	A3aV
A3bV	A3cV	A3dV	A4aV	A5eV	A6eV	A7eV	A8eV	A9eV	A10aV
A11aV	A12aV	A13aV	A14aV	A15eV	A16eI	A16eV	A17eV	A18aV	A19eV
A20eV	A21eV	B0aI	B1aI	C1aI	D1aI	E1aI	E15eV	F1aI	B16eV

第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

表 2.2.3-2 地層の浸透率 (m<sup>2</sup>).

上段の2行は参考値. 地層の略号と(空隙率), A:沖積層(0.20), T:段丘堆積物(0.20), Q:第四期火山岩(0.20), M:三沢層(0.20), K:甲地層(ケース0~3:0.15, ケース4~21:0.10), K2:甲地層2(0.10), I:市ノ渡層(0.10), W:和田川層(0.05), B:基盤(0.05).

	>1e-11	5e-12	1e-12	5e-13	1e-13	5e-14	1e-14	5e-15	1e-15	5e-16	1e-16
仙台通産局 <sup>9)</sup> 参考値	A:2.8e-11	T:9.5e-12	M:3.8e-12 K:3.0e-12 I:1.6e-12		W:2.2e-13						
日本原燃 <sup>28)</sup> 参考値				T:5.0e-13				W:5.0e-15			
0		A:6.7e-12 T:6.7e-12 M:6.7e-12 Q:6.7e-12	K:3.0e-12 I:1.6e-12		W:2.2e-13				B:1.0e-15		
1		A:6.7e-12 T:6.7e-12 M:6.7e-12 Q:6.7e-12			K:3.0e-13 I:1.6e-13		W:2.2e-14				B:1.0e-16
2		A:6.7e-12 T:6.7e-12 Q:6.7e-12		M:6.7e-13	K:3.0e-13 I:1.6e-13		W:2.2e-14				B:1.0e-16
3		A:6.7e-12 T:6.7e-12 Q:6.7e-12		M:5.0e-13	K:1.0e-13		I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
4		A:6.7e-12 T:6.7e-12 Q:6.7e-12		M:5.0e-13			K:1.0e-14 I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
5				A:5.0e-13	Q:4.0e-13 T:4.0e-13 M:3.8e-13 K:1.0e-13		I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
6		A:6.7e-12		T:5.0e-13 M:5.0e-13	Q:4.0e-13	K:5.0e-14 I:5.0e-14			W:1.0e-15		B:1.0e-16
7		A:6.7e-12		T:5.0e-13 M:5.0e-13	Q:4.0e-13 K:1.0e-13 I:1.0e-13				W:1.0e-15		B:1.0e-16
8		A:6.7e-12		T:5.0e-13 M:5.0e-13	Q:4.0e-13 K:3.0e-13	I:5.0e-14			W:1.0e-15		B:1.0e-16
9		A:6.7e-12	T:1.0e-12 M:1.0e-12		Q:4.0e-13		K:1.0e-14 I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
10		A:6.7e-12 T:6.7e-12 Q:6.7e-12		M:5.0e-13 (XY*10)	K:1.0e-13 (XY*10)		I:1.0e-14 (XY*10)		W:1.0e-15		B:1.0e-16
11		Q:6.7e-1		A:5.0e-13 T:5.0e-13 M:5.0e-13		K:5.0e-14	I:1.0e-14	W:5.0e-15	B:1.0e-15		
12		Q:6.7e-1		A:5.0e-13	T:4.0e-13 M:3.8e-13		K:1.0e-14 I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
13		A:6.7e-12 T:6.7e-12 Q:6.7e-13		M:5.0e-13	K:1.0e-13		I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
14		A:6.7e-12 T:6.7e-12 Q:6.7e-1		M:5.0e-13	K:1.0e-13		K2:1.0e-14 I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
15				A:5.0e-13	Q:4.0e-13 T:4.0e-13 M:3.8e-13 K:1.0e-13		K2:1.0e-14 I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
16				A:5.0e-13 T:5.0e-13 M:5.0e-13	Q:4.0e-13 K:1.0e-13		K2:1.0e-14 I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
17		A:6.7e-12 T:6.7e-12			Q:4.0e-13 M:3.8e-13 K:1.0e-13		K2:1.0e-14 I:1.0e-14		W:1.0e-15		B:1.0e-16
18		A:6.7e-12 T:6.7e-12 Q:6.7e-1		M:5.0e-13	K:1.0e-13		K2:1.0e-14 I:1.0e-14		W:2.0e-15		B:1.0e-16
19				A:5.0e-13	Q:4.0e-13 T:4.0e-13 M:3.8e-13 K:1.0e-13		K2:1.0e-14 I:1.0e-14		W:2.0e-15		B:1.0e-16
20				A:5.0e-13 T:5.0e-13 M:5.0e-13	Q:4.0e-13 K:1.0e-13		K2:1.0e-14 I:1.0e-14		W:2.0e-15		B:1.0e-16
21		A:6.7e-12 T:6.7e-12			Q:4.0e-13 M:3.8e-13 K:1.0e-13		K2:1.0e-14 I:1.0e-14		W:2.0e-15		B:1.0e-16



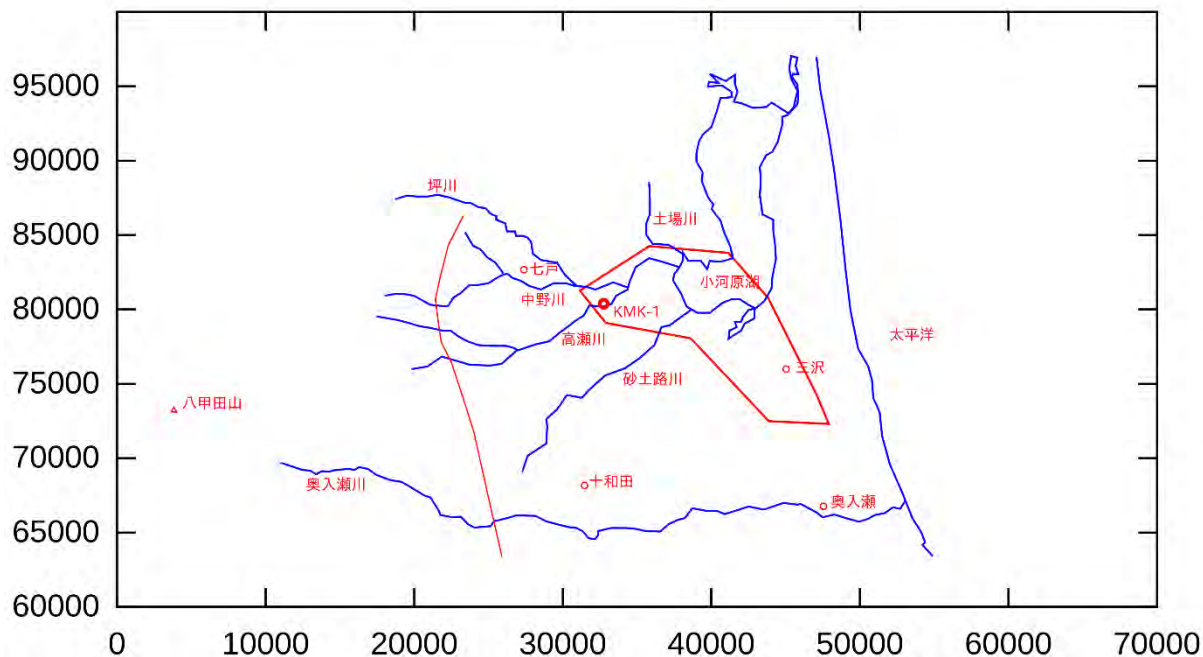


図 2.2.3-1 甲地層の細分領域

地層浸透率分布ケース 14 以上で甲地層を 2 分して KACH2 とした領域 (赤枠内).

青実線：水涯線，赤実線（枠以外）：断層.

## 2.2.4 解析結果

解析結果についてはモデル構築ならびに検証及びモデル更新のための指標という視点から評価する。すなわちこれらの指標に対するモデルのパラメータの影響の大きさ，換言すればモデル構築（更新）パラメータに対する指標の感度を評価する。あわせて検証の視点から実測値の再現性についても検討する。

検証及びモデル更新のための指標に追加した温度分布はその有用性が認められたので，以下温度分布から順に解析結果について評価する。なおモデルの計算は地下水と地層 (rock matrix) 間は熱平衡を仮定しているため，単に温度といえば地下水の水温と地温両方を意味する。

### 1) 温度分布

全ての解析結果について北距 85,000 m での東西断面温度分布を付図集 2.2A-9~22 に既存孔井 24 孔の実測温度深度分布<sup>29), 30), 31), 32)</sup>と比較した図を付図集 2.2A-23~38 に示す。また，実測温度の存在する深度区間（全 24 孔）での 10°C 刻み深度での温度実測値，温度計算値のモデルごとの残差（計算値-実測値）絶対値平均及び残差（計算値-実測値）平均を表 2.2.4-1 に示す。残差絶対値平均が小さいほど実測値の再現性が良く，残差平均は正であれば実測値より全体的に大きい傾向，負であれば実測値より全体的に小さい傾向，0 に近ければ実測値の両側に相殺する分布傾向を示している。表はモデルを残差絶対値平均の小さいほうから大きいほうに上から下に並べてある。

### 地層浸透率

モデル A0a1 は平成 31 年度に実施した広域地下水流動モデル<sup>1)</sup>とほぼ同じ条件で，実際の井戸の水理試験値を採用している。この計算結果温度を既存孔井 24 孔の実測温度深度分布と比較したところどれも著しく低く，温度プロファイルも実測に多く認められる直線的な伝導型プ

ロファイルと異なる湾曲した対流型（この場合下に凸）を示すことから、熱入力を大きくする（A0all）、浸透率を小さくする（A1al）、両方を適用する（A1all）モデルを検討した。熱入力を大きくした場合に一部の孔井で過大になる場合があったが、全体として実測値よりも小さいケースが多いこと、対流型の特徴であるパターンが依然として顕著であることが判明した。これらのモデルの温度が実測値より低いことは残差平均が負の大きな値となっていることからもうかがうことができる。このことから通常の井戸の水理試験で得られた浸透率は地層のマクロな水理を表現する上で過大の可能性があるとされる。このことから各地層の浸透率をケース 2 から 4 まで徐々に小さくしていった。ケース 5 から 13 までは主として市ノ渡層以上の地層の浸透率を様々に変えることを試みた。これらのケース間で温度プロファイルと比較してみる（図 2.2A23~31）と温度プロファイルがかなり変わることがわかる。このことから温度分布の地層浸透率への感度は高いと判断される。

### 熱入力

熱入力のみを変えたモデル A3a[I~V] を用いて熱入力の影響について検討した。これまでのモデルで熱入力ケース II では過大の場合があること及び図 2.2.2-7 の熱流量分布を見ても過大のように判断されたので、熱入力ケース I（A3al）、ケース III（A3aIII）、ケース IV（A3aIV）を検討した。この結果は、熱入力小さい I の場合実測値より過小な孔井が、熱入力大きい III の場合実測値より過大な孔井があらわれ、こうした傾向が地域的に南北に分かれているように見えるためあらたに熱入力ケース V として、北ほど熱入力が大きくなるケースを設けた（A3aV）。以後のモデルでは熱入力についてケース V を中心に検討していく。当然のことながら温度分布の熱入力への感度は高い。

### 断層浸透率

A3[a~d]V の断層浸透率のみを変えたモデルを用いて断層浸透率の影響について検討した。A3aV, A3bV, A3cV, A3dV の 4 モデルは既存孔井 24 孔においては温度深度分布に差が認められなかった。これらは残差絶対値平均も同じ値で 16 位にランクしている。これは、比較した孔井が断層から離れていることが関係していると思われるが、今回の事例の場合温度の断層浸透率への感度は低いと判断される。なお、この結果を踏まえて断層の浸透率と空隙率を見直したケース e を追加し、以後のモデルでは断層浸透率についてケース a またはケース e を中心に検討していく。なお、断層近傍における断層の影響については後に別途検討する。

### 涵養量

モデル[A~F]1al の涵養量のみを変えたモデルを用いて涵養量の影響について検討した。A1al, B1al, C1al, D1al, E1al, F1al の 6 モデルは既存孔井 24 孔においては温度深度分布に差が認められなかった。これらは残差絶対値平均も同じ値で 32 位にランクしている。また地層浸透率を共通して低めに設定した A15eV と E15eV 及び A16eV と B16eV の間でも差が認められない。このことから温度分布の涵養量への感度は低いと判断された。以後のモデルでは涵養量についてケース A を中心に検討している。

### 異方性

地層浸透率の異方性の影響について、異方性の有無のそれぞれ対応するモデル A10aV, モデル A13aV を比較して検討する。モデル A10aV はモデル A13aV の三沢層、甲地層、市ノ渡層の水平方向浸透率を鉛直方向浸透率の 10 倍に設定した。温度の再現性に関して残差絶対値平均は、異方性のある A10aV とない A13aV はそれぞれ、8.5°C, 5.7°C で残差平均はそれぞれ -8.5°C, -3.9°C と異方性のあるほうが低めになっている。これは浸透率が高いと温度が上がらないとい

う傾向は異方性がある場合においても高い浸透率を有する方向があれば該当することを示すのかもしれない。

### 地層浸透率の再設定

地層浸透率ケース 13 までにおいて、地層ごとの浸透率を一律に設定することで全 24 孔井の実測温度深度分布を再現することは困難であると判断し、中心地域の温度上昇率がやや高い傾向を再現するためには甲地層の一部の浸透率を変更することが必要と判断した。そこで、図 2.2.3-1 に示した一部の甲地層の浸透率をその周囲の甲地層の浸透率より低めに設定することとした。このような設定について甲地層堆積区を中心付近にはより細粒の堆積物が多いため浸透率が低くなっているという地質学的解釈ができる。このようなより低浸透率の甲地層部分を (KACH2) として設定した地層浸透率分布がケース 14 以上で、モデル A14aV, A15eV, A16eV, A17eV, A18aV, A19eV, A20eV, A21eV, E15eV, B16eV がある。これらは図 2.2A-31~38 においても実測値の再現性が良いことがわかるし、表 2.2.4-1 においても上位を占めている。このように場合によっては広域的な地層に一律な浸透率を与えることが最適ではないことがあると考えられる。

広域的な温度分布の再現性が比較的良好なモデル A16eV を平成 31 年度及び令和 2 年度に掘削される検証用ボーリング KMK-1 の温度分布と比較する (図 2.2.4-1)。利用できる実測データは深度 70 m までであるが、季節の影響を受けやすい浅所を除けば 30 m 以深でよい一致を示している。

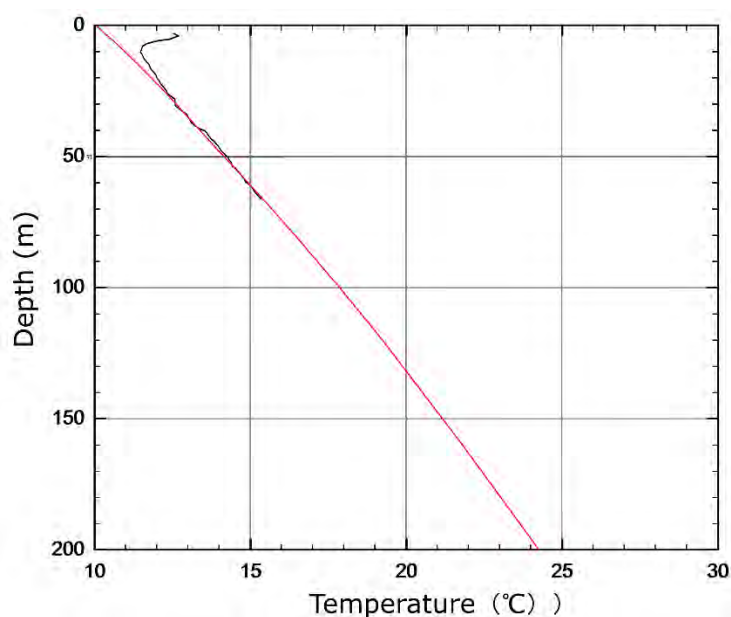


図 2.2.4-1 平成 31 年度掘削の KMK-1 の実測温度<sup>1)</sup> (黒実線) とモデル A16eV の計算値 (赤実線)。

## 2) 水圧分布

実測値として圧力が直接に示されている例は見当たらないが、被圧地下水の水頭が静水位等値線図<sup>1), 9)</sup>としてまとめられている。本地域の被圧地下水は三沢層, 甲地層, 市ノ渡層 (上部鷹架層) に存在するが、主体は甲地層に含まれているとされ<sup>9)</sup>, この図の作成に際して、三沢層だけからの取水井が除かれていることから、主に甲地層の水位を反映しているものと考えられる。そこで、解析結果についても甲地層 (甲地層が存在しない場合は市ノ渡層) 最上位の要

素の水圧から水位を計算で求めて実測値と比較することとした。なお、比較対象とした領域の南西縁辺部に分布する断層要素（6要素）については至近の地層要素で代替した。

比較のために対象領域を500 mのグリッドに分割し、最近接（nearest neighbor）要素（上記の甲地層最上位要素）の水頭水位を設定したグリッドから等値線図を作成して、実測図に重ね合わせて表示した（付図集 2.2A-39~43）。

また定量的な比較として、実測等値線を不連続な水位データの点の集合置き換えてから100 mのグリッドデータに変換して、解析結果（500 mグリッド）との間の残差（計算値-実測値）絶対値平均及び残差（計算値-実測値）平均を比較することも試みた（表 2.2.4-1）。実測値側から作成するグリッドを500 mより細かい100 mにしたのは実測等値線の再現性を考慮してのことである。すなわちグリッドデータから逆に等値線図に戻したときに元図のディテールが再現できること、換言すれば元の実測等値線図が保持する情報量をできるだけ失わないようにグリッドデータ化することを意図している。

これらの図表から以下のことが明らかになった。

### 地層浸透率

浸透率データを通常の井戸の水理試験で得られた値を用いたモデル A0aI は実測値に対して低い水位となっていることが図 2.2A-39 及び表 2.2.4-1 の残差平均の負の値（-1.5 m）からわかる。これに対して浸透率をより小さく設定したケース A2aI は水頭が上昇することが残差平均の正の値を比較してわかる。水頭の点からは通常の井戸の水理試験で得られた浸透率を用いたモデルが最も再現性が良い。図 2.2A-39 及び表 2.2.4-1 から水頭は浸透率に影響されてケースごとに明瞭な差が認められることから水頭分布の地層浸透率分布に対する感度は高いと判断される。

### 熱入力

熱入力が極端に異なる A0aI と A0aII はともに水頭が 4.3 で差がない。別の熱入力のみを変えたモデル A3a[I, III, IV, V] は水頭の残差絶対値平均が 11.5 から 11.7 の間で相対的に小さい。このことから水頭の熱入力に対する感度は小さいように見える。

### 涵養量

涵養量のみを変えたモデル [A-F]1aI は残差平均が 0.5 から 7.3 の間をとり、涵養量が大きいほど正のずれが大きく水頭が高くなっている。このことは浅所の浸透率をケース 3 より低くしたケース 15 における比較 [A, E]15eV においても同様で、涵養量の大きいケース E はケース A よりも 3.1 m ほど大きな正のずれを示す。同様のことは[A,B]16eV にもいえて、涵養量の大きいケース A は小さいケース B より 6.4 m 高くなっている。このことから水頭分布は涵養量に対して感度があるといえる。

### 断層浸透率

断層の浸透率のみを変えたモデル A1[a-d]V について断層の影響を検討したが、いずれも水頭分布に差は認められない。今回の事例では、評価地点が断層から遠く離れていることを考慮した上で水頭分布の断層の浸透率に対する感度は小さいといえる。換言すれば断層の水頭分布に対する影響は距離が離れれば限定的ともいえる。

### 異方性

地層浸透率の異方性の水頭分布への影響について、異方性の有無のそれぞれ対応するモデル A10aV、モデル A13aV を比較すると、水頭分布の再現性に関して残差絶対値平均は、異方性のある A10aV とない A13aV はそれぞれ、4.7 m、11.7 m で残差平均はそれぞれ 2.6 m、10.6 m

と異方性のあるほうの再現性が良好である。単純に水平方向の浸透率を 10 倍することで水頭が 8 m 下がっており、異方性は水頭分布への影響が大きい。

#### 地層浸透率の再設定

甲地層の浸透率を甲地層の一部について小さくしたモデルは、温度に関しては全てすなわちケース 14 以上が上位に並ぶことで再現性が改善されているが、これに対して水頭については過大の傾向を示す結果となっている。

#### 温度分布指標と圧力分布指標の比較

温度分布と水頭分布の実測値再現性について表を見比べると温度分布について再現性の良いグループが必ずしも水頭分布で再現性が良いとは限らないことがわかる。たとえば、温度分布で再現性の良いモデル A14aV と A15eV は水頭分布の再現性では 24 位以下にあり、水頭分布で再現性の良い 5 位までのモデルについて温度分布の再現性をみると A10aV の 25 位が最高である。たとえば A14aV と A16eV は温度プロファイルでは両者に差が認められなかったが、水頭分布では差が認められ、A16eV のほうが水頭分布の再現性が良いことがわかる。また、異方性に関しては温度分布より水頭分布のほうが高い感度があり、甲地層の部分的な浸透率見直しに関しては水頭分布より温度分布のほうが高めの感度があるといえる。こうしたことから水頭分布と温度分布にはそれぞれ独立にパラメータの最適化に資する情報があるといえる。

今回圧力分布指標として用いた静水位等値線図には次のようないくつかの不確実性が含まれている。1) 主として甲地層中の帯水層の静水位としているが、場合によってはその下の市ノ渡層を含む。2) これらの地層中どの深度の帯水層であるのかを示すケーシングスロットの深度が不明。3) 取水用の孔井ということからケーシングスロット区間も大小さまざまで複数の帯水層にまたがる可能性がある。4) 等値線図を作成した孔井の位置及び作成方法が不明。このような不確実性を今回の圧力分布指標は含むので、モデルの実測値再現性を評価するのに際して温度分布を重視し、圧力分布は参考にとどめた。このような観点からモデル A16eV とモデル B16eV が最適モデルの候補となりうるが、涵養量が 300 mm/年程度とされていることを考慮すると年降水量の 1%を涵養量とするモデル B16eV は小さすぎると判断し、最適モデルを A16eV として検証は主としてこのモデルに対して実施している。

広域的な温度分布の再現性が比較的良好なモデル A16eV を平成 31 年度及び令和 2 年度に掘削される検証用ボーリング KMK-1 の水頭分布と比較する (図 2.2.4-2)。利用できる実測データは深度 70 m までである。実測値の水頭は地表から地下約 30 m の深さの間で変動しているが、モデルでは深度 40 m 付近まで水頭は地表レベルにあり、それより深くなるにつれ被圧されて地表より高い水頭となり地下水は湧出する傾向を示す。なお深度約 153 m 掘進中に孔口から地上 3 m の自噴したことから定性的な傾向は一致しているように見えるがモデルの浸透率の割り当てが実測値の変動を再現するほど細かくないことを考慮しても定量的な再現性は良くない。



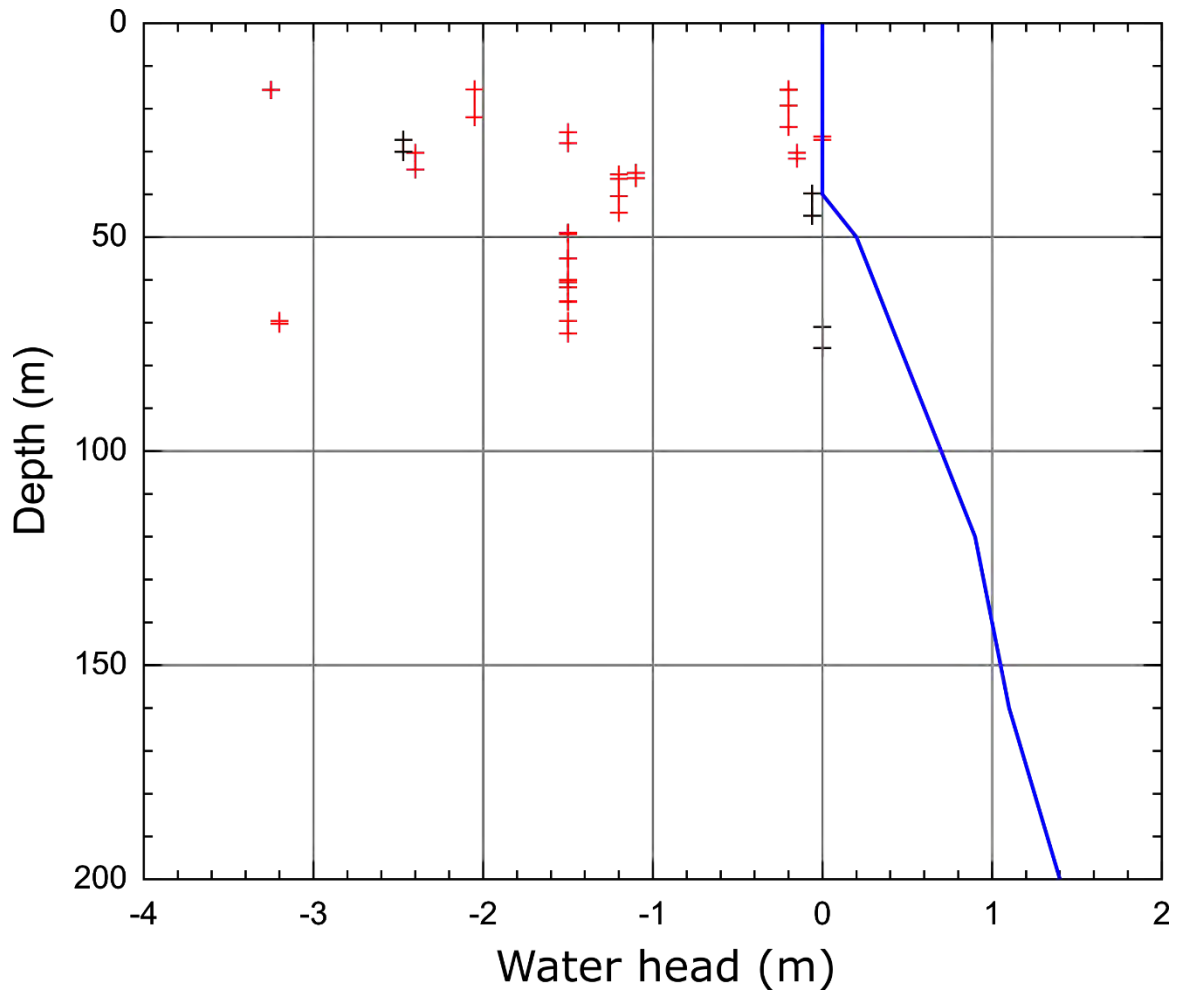


図 2.2.4-2 KMK-1 孔における水頭深度分布の実測値<sup>1)</sup>とモデル A16eV による計算値.  
 赤区間：裸孔区間の実測水頭，黒区間：水理試験区間の実測水頭，青実線：モデル A16eV 計算水頭.

表 2.2.4-1 温度と水頭についての実測値と計算値の比較

左列：温度について実測値のある 24 孔井区間とモデル計算値の間の 10 m ごとの残差絶対値平均と残差平均。右列：水頭標高について実測値から描かれたコンター図を再現する水頭分布とモデル計算値の間の絶対値平均と残差平均。

温度 (°C)				水頭 (m)			
順位	モデル	残差絶対値平均 (残差平均)		順位	モデル	残差絶対値平均 (残差平均)	
1	A14aV	3.1 (0.0)		1	A0aI	4.3 (-1.5)	
1	A15eV	3.1 (0.1)		1	A0aII	4.3 (-1.5)	
1	A16eV	3.1 (0.0)		1	C1aI	4.3 (0.7)	
1	A17eV	3.1 (0.1)		4	B1aI	4.4 (0.5)	
1	B16eV	3.1 (0.0)		5	A10aV	4.7 (2.6)	
1	E15eV	3.1 (0.1)		6	A1aI	5.1 (2.9)	
7	A18aV	3.2 (-0.2)		6	A1aII	5.1 (2.9)	
7	A19eV	3.2 (0.0)		6	D1aI	5.1 (2.9)	
7	A20eV	3.2 (-0.2)		9	B16eV	5.3 (3.3)	
7	A21eV	3.2 (0.0)		10	B0aI	5.6 (-4.2)	
11	A9eV	4.3 (2.4)		11	E1aI	6.8 (5.5)	
12	A4aV	4.4 (2.8)		12	A8eV	8.1 (6.9)	
13	A12aV	4.5 (3.0)		13	F1aI	8.5 (7.3)	
14	A11aV	5.5 (-2.5)		14	A2aV	9.4 (8.4)	
15	A5eV	5.6 (-3.7)		15	A2aI	9.5 (8.4)	
16	A13aV	5.7 (-3.9)		15	A9eV	9.5 (8.4)	
16	A3aV	5.7 (-3.9)		17	A6eV	10.6 (9.5)	
16	A3bV	5.7 (-3.9)		18	A16eV	10.7 (9.7)	
16	A3cV	5.7 (-3.9)		18	A20eV	10.7 (9.6)	
16	A3dV	5.7 (-3.9)		19	A16eI	10.8 (9.7)	
21	A6eV	7.1 (-5.9)		19	A5eV	10.8 (9.7)	
22	A3aIII	7.8 (0.0)		21	A21eV	11.2 (10.2)	
23	A16eI	7.9 (-7.1)		22	A15eV	11.3 (10.2)	
24	A3aIV	8.3 (-4.9)		22	A17eV	11.3 (10.2)	
25	A10aV	8.5 (-8.5)		22	A19eV	11.3 (10.2)	
26	A7eV	10.6 (-10.4)		22	A7eV	11.4 (10.3)	
26	A8eV	10.6 (-10.5)		27	A3aIII	11.5 (10.4)	
28	A3aI	10.8 (-10.0)		28	A3aI	11.6 (10.5)	
29	A1aII	11.9 (-8.7)		29	A13aV	11.7 (10.6)	
30	A2aV	15.7 (-15.7)		29	A3aIV	11.7 (10.6)	
31	A2aI	18.9 (-18.9)		29	A3aV	11.7 (10.6)	
32	A1aI	19.1 (-19.1)		29	A3bV	11.7 (10.6)	
32	B1aI	19.1 (-19.1)		29	A3cV	11.7 (10.6)	
32	C1aI	19.1 (-19.1)		29	A3dV	11.7 (10.6)	
32	D1aI	19.1 (-19.1)		35	A14aV	11.8 (10.8)	
32	E1aI	19.1 (-19.1)		36	A18aV	12.0 (10.9)	
32	F1aI	19.1 (-19.1)		37	A11aV	12.5 (11.4)	
38	A0aII	21.2 (-21.2)		38	A4aV	12.8 (11.8)	
39	A0aI	25.7 (-25.7)		39	A12aV	13.6 (12.6)	
40	B0aI	25.7 (-25.7)		40	E15eV	14.3 (13.3)	

### 3) 水質（塩分濃度）分布

塩濃度分布については、付図集 2.2A-9 ~ 2.2A-22 にすべてのモデルについて北距 85,000 m での東西断面を示す。モデルでは塩分のソースが海洋と汽水湖である小川原湖に限られることから、結果的に塩分の分布もその周辺に限られてしまい、解析結果からパラメータの影響を評価する上での地域的な制約となっている。

海洋からの塩分の影響として海陸境界部の塩淡水境界に着目すると、深部ほど内陸に向けて塩水が侵入する傾向があるものの、中深度で淡水が海側に舌状に様々な程度に張り出す場合もあり、全体的に塩淡水境界は陸側海側に深度方向に凹凸した複雑な形状を示す。中深度での淡水の海側への舌状の張り出しはケース 0, 1, 2 に顕著でいずれも和田川層の浸透率が高く設定されているケースである。このように浸透率の影響を認めることができるがそれ以外のケースについて浸透率と塩分濃度分布の関係の議論は難しい。

塩淡水境界の議論に関連して、海岸近くに位置している既存孔井 M-2 孔（東距 47,375 m, 北距 93,352 m）を通る東西南北断面パネルの斜め俯瞰を拡大した図を示す（図 2.2.4-3）。図に選んだモデルは温度・水頭分布の表で再現性の良い A16eV, C1a1 に加えて最も悪い B0a1, E15eV である。この地点は粗い離散化であることを考慮する必要があるが、塩濃度の分布には細かい点で違いが認められる。M-2 孔はストレーナが 20.0 m から 47.0 m で Na と Cl の濃度の和が 830 mg/L である<sup>9)</sup>。図はどのモデルも 0.02 (680 mg/L) 前後を示して塩濃度実測値に近いがこの図から M-2 孔のみで最適なモデルを選択することは難しい。

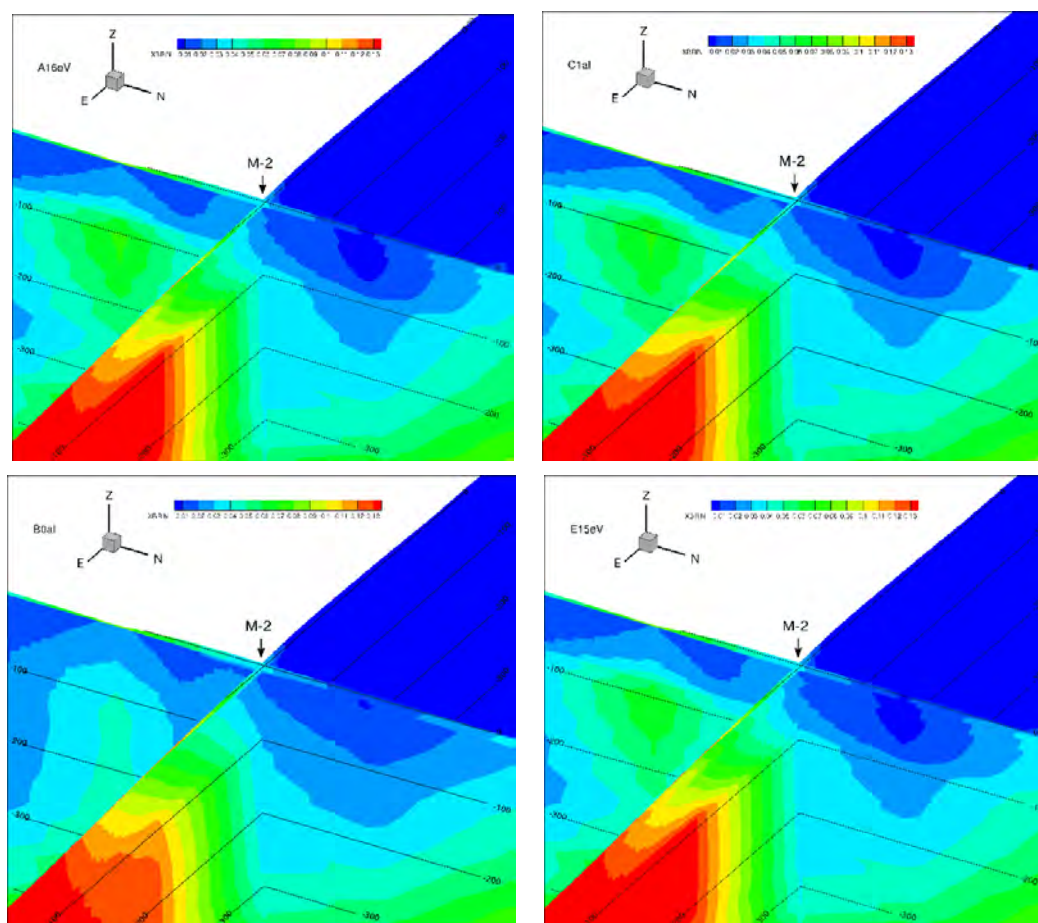


図 2.2.4-3 海岸沿いにある M-2 孔周辺の塩濃度分布  
4 種類のモデルを比較. M-2 孔の位置は図 2.2.4-5 の 1 万年の平面図に示す.

塩分分布を小川原湖との関係で見ると（図 2.2A-9 ~ 2.2A-22）モデル間に顕著な違いが認められる。すなわち、小川原湖の地下に塩水溜りが形成されるモデルとされないモデルがある。塩水溜りが形成されるモデルは A1all, A3 系のすべてのモデル, A4aV, A9eV, A13aV, A14aV, A18eV で、それ以外のモデルでは形成されない。A13aV と A10aV は異方性の有無のみの違いであるが、小川原湖下の塩水溜りの有無に関しては大きな違いがあらわれている。

モデル A13aV, A10aV の塩濃度分布及び鉛直方向流速分布について北距 85,000 m 東西断面の小川原湖周辺拡大図（図 2.2.4-4）を示す。鉛直方向流速分布には流向ベクトルも示す。流向ベクトルは向きのみを示し大きさは示さない。点のみの表示は紙面に垂直な方向を示す。この図から小川原湖下の塩水溜りは下降流により小川原湖から供給された塩水により形成されているものと思われる。このような流向の違いが異方性を含めた浸透率分布とどのような関係にあるのかは今後の課題である。

以上のように浸透率が塩分濃度の分布に影響を及ぼしているといえるがその程度を解析結果の中から限られた地域を取り出して判断するのは困難である。なお、その他のパラメータ、すなわち涵養量、熱入力、断層浸透率の影響はほとんど認められない。

塩分のソースが海洋と小川原湖に制限されたモデルでは塩分の挙動について十分な判断ができないので、次項では、深部に塩水塊が存在すると仮定した場合の塩水の移動についてモデル検証のための参考情報として検討した。

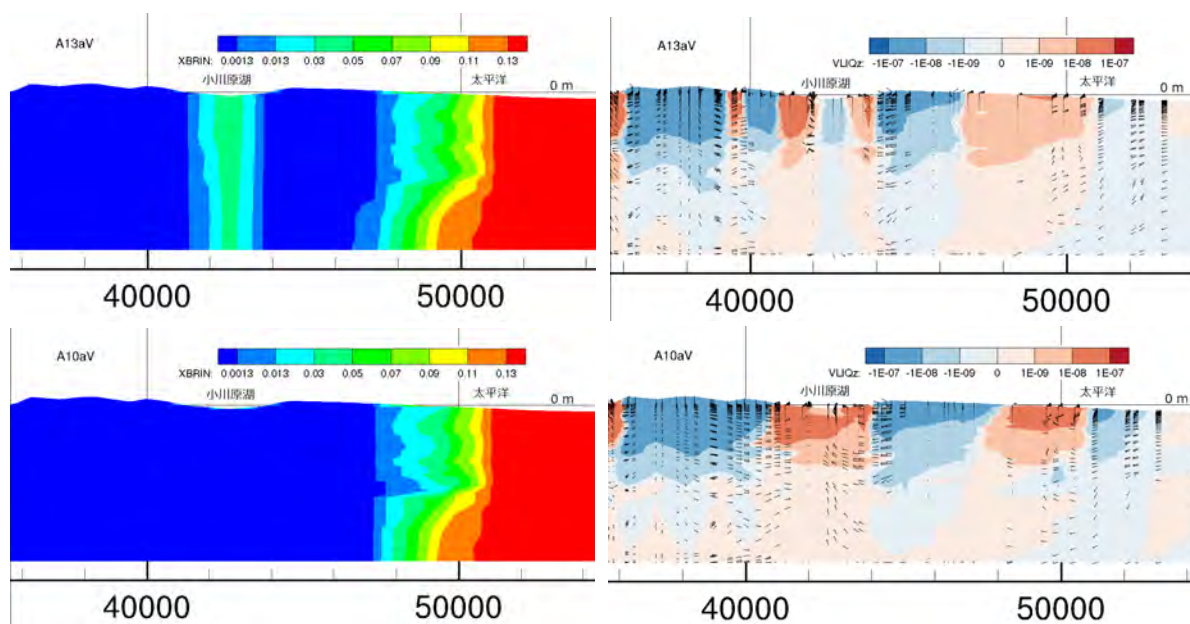


図 2.2.4-4 モデル A13aV とモデル A10aV の塩濃度分布と流向・流速分布の比較  
北距 85,000 m での東西断面の小川原湖周辺拡大図。左列：塩濃度，右列：鉛直方向流速 (m/sec)。  
横軸：東距 (m)，縦軸は水平距の 5 倍強調で最深部標高-1,000 m。

#### 深部に塩水塊が存在した場合の移流の影響

海拔-700 m 以深に塩水塊が存在すると仮定した場合、塩分濃度分布が時間とともにどのように変化するかについてモデル A16eV を基に計算した。計算手順はモデル A16eV の飽和条件計算結果の海拔-700 m 以深、東距 25,000 m 以東の要素の地下水に海水と同じ塩濃度を設定して、不飽和条件計算を進めることである。塩分は最初に塩水塊に設定した時点から海水及び小川原湖以外のソースから流入することはなく、地表へ流出する可能性は考慮される。TOUGH2 の不

飽和条件計算では不飽和浸透流が定常状態に達すると計算を停止して、それ以後の塩分の移動が追跡できないので、定常状態に達した時の要素ごとの地下水の流入・流出速度をもとに押し出し流れモデルで塩分の移流を別途計算（押し出し流れ計算という）により求めた。この計算では移流に伴う地下水塩分濃度の時間変化が地下水密度及び粘性係数へ及ぼす影響を無視して初期状態（TOUGH2 が計算を停止した定常状態）のまま計算しているの、厳密な熱塩流動計算ではないが、塩分分布の傾向については把握できるものとする。

押し出し流れ計算での塩濃度の分布を初期値及び1万、2万、5万、10万年後について北距85,000 m 東西断面及び海拔0 m（初期値のみ海拔-800 m）水平断面を図2.2.4-5~7に示す。

図では、1万年後では0 m レベルへの塩水の到達はほとんど見られないが、2万年後では、高瀬川本流及び支流の坪川、中野川さらに砂土路川、奥入瀬川に塩水の到達が認められる。5万年後では到達域は下流側に移動し、10万年後では領域は縮小する。

平成29年度にCl濃度異常が見られた七戸川（高瀬川）と砂土路川<sup>33)</sup>について平成30年度調査によりClの起源は人為的な排水によるもの<sup>34)</sup>とされたが、今回の解析によれば0 m レベルでの評価ではあるが、海拔-700 m 以深に塩水塊が存在すれば1,2万年での河川への流出の可能性もありうるものと思われる。

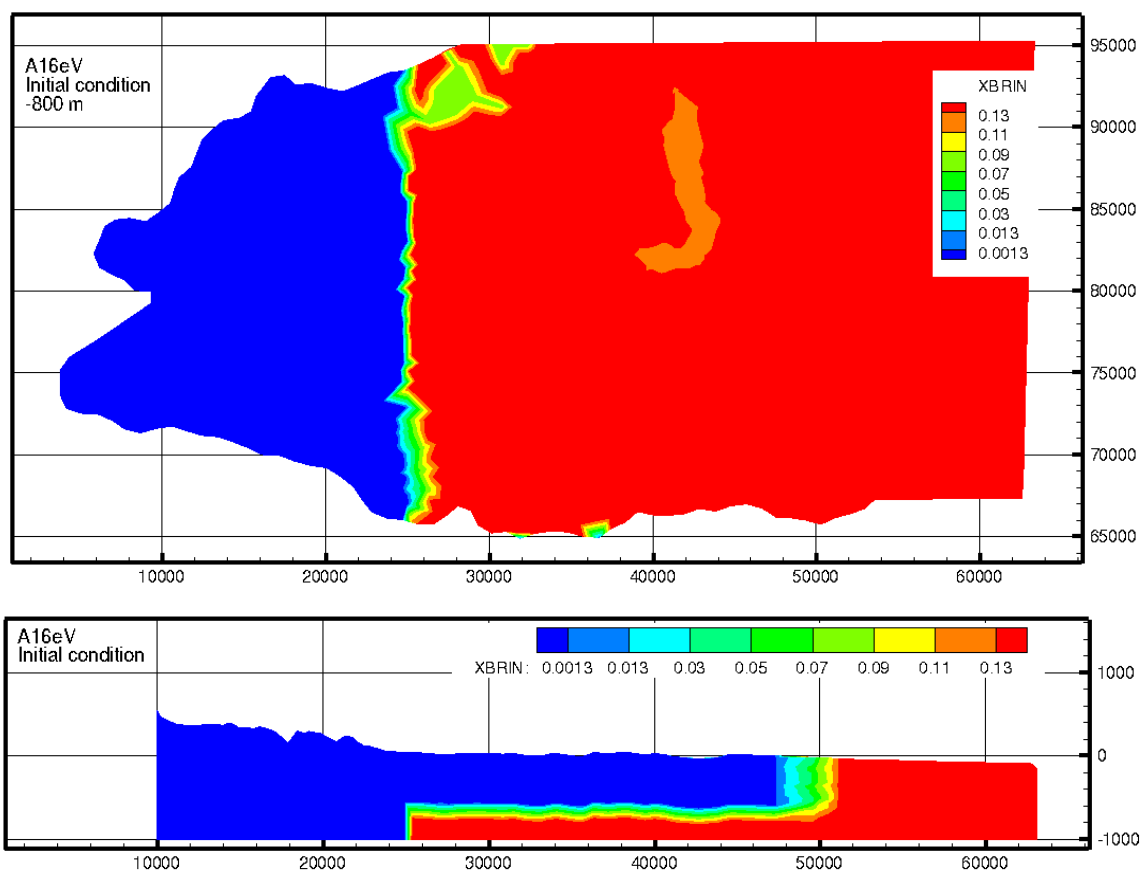


図 2.2.4-5 深部に塩水塊の存在を仮定した場合の塩水の移流による塩濃度分布の時間変化  
(その1) 初期状態

平面図：標高-800 m レベル. 断面図：北距85,000 m での東西断面. XBRIN 0.13 は海水塩濃度相当.



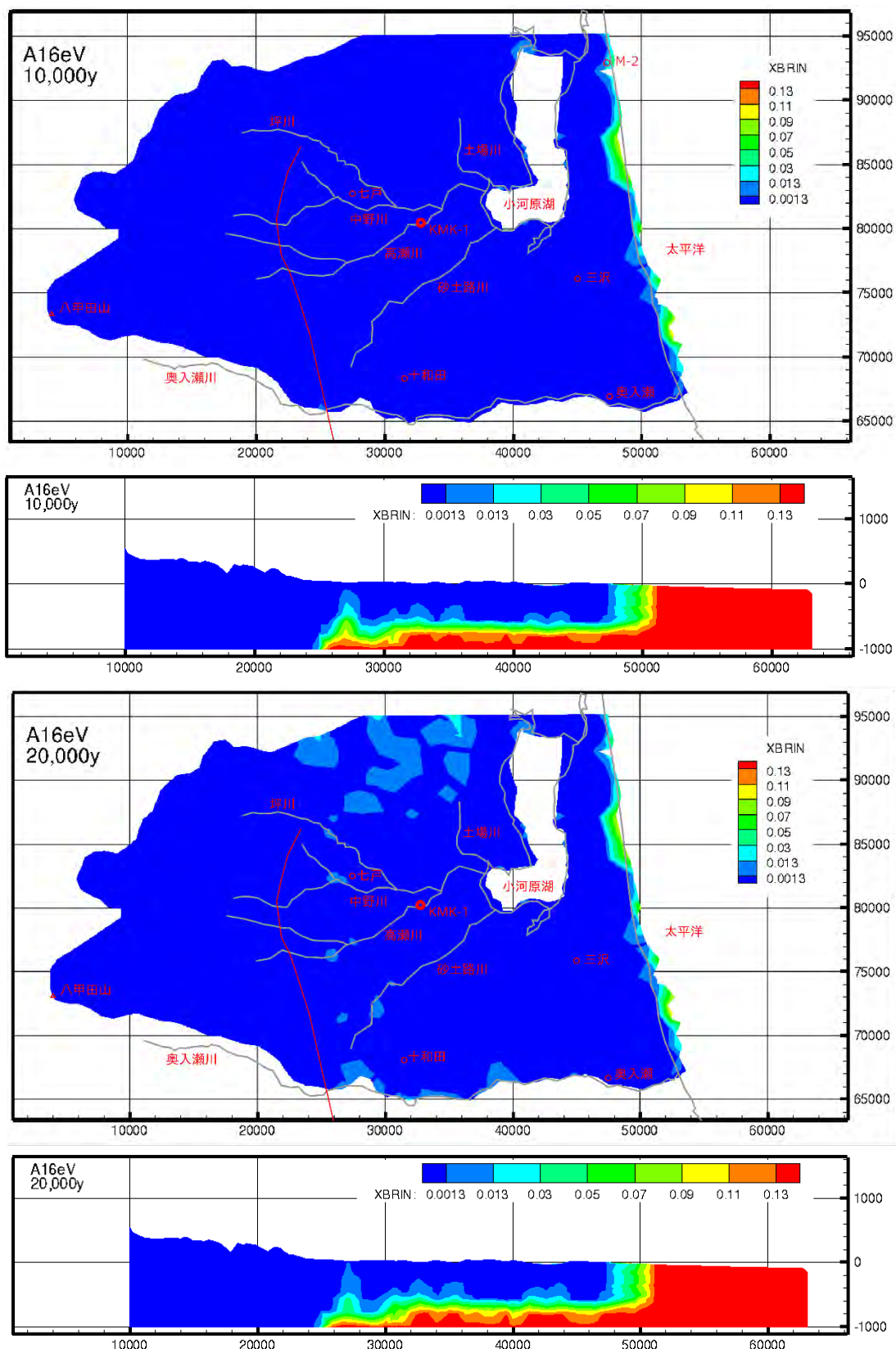


図 2.2.4-6 深部に塩水塊の存在を仮定した場合の塩水の移流による塩濃度分布の時間変化 (その2)

平面図：標高 0 m レベル. 断面図：北距 85,000 m での東西断面. XBRIN 0.13 は海水塩濃度相当.

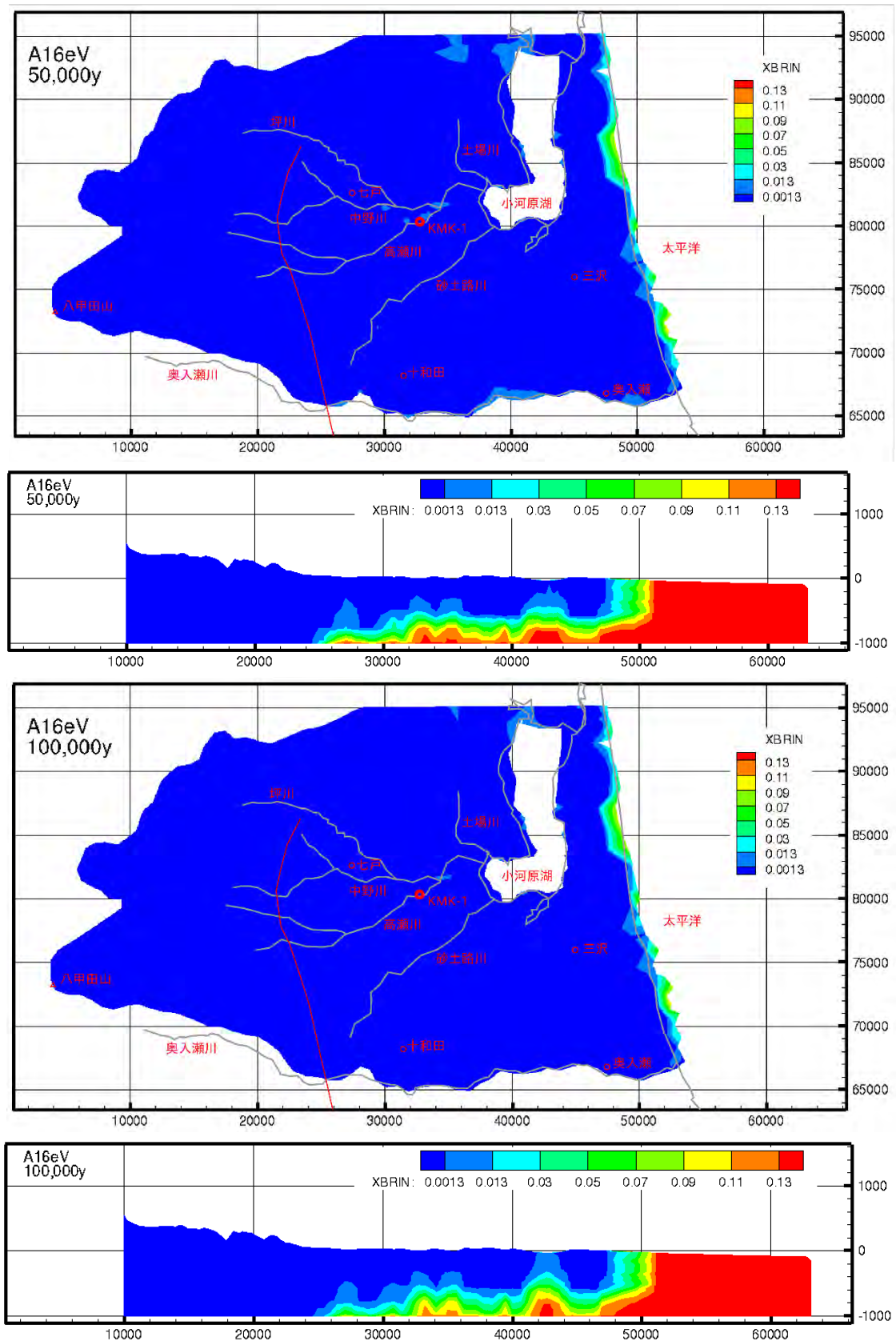


図 2.2.4-7 深部に塩水塊の存在を仮定した場合の塩水の移流による塩濃度分布の時間変化 (その3)

平面図：標高 0 m レベル。断面図：北距 85,000 m での東西断面。XBRIN 0.13 は海水塩濃度相当。

## 4) 滞留時間

離散化した要素に含まれる間隙の体積とそこに流入出する地下水の時間当たりの流量から間隙水が流入する地下水によって全て入れ替わる置換時間 (turnover time) を求めることができる。離散化した要素のサイズはさまざまであるので、要素体積  $8 \times 10^6 \text{ m}^3$  当りに換算する。滞留時間という用語は様々な分野で用いられ、ここでいう置換時間も広義では含まれるが、後に述べる移動時間 (travel time) も滞留時間に含まれるのでここでは使い分けて岩盤  $8 \times 10^6 \text{ m}^3$  あたりの間隙水を地下水が置換する時間を置換時間とする。これは各辺 200 m の立方体相当の岩盤の間隙中の地下水が入れ替わるのに要する時間に相当する。200 m としたのは離散化の粗さと解析領域の深さを参酌した上での目安にすぎないので、岩盤体積の大小に応じて置換時間スケールを比例させることで拘束体積 (control volume) に応じた置換時間ができる。等しい拘束体積であれば置換時間が長いほど地下水が滞留しやすいことになる。これにより地下水の滞留の程度を深度及び地域間のみならずモデル間でも比較が可能となる。地下水の温度・水頭の再現性の良いモデル A16eV について置換時間分布を-800 m レベル平面図と北距 85,000 m 東西断面図 (図 2.2.4-8) に示す。これによると小川原湖周辺と三沢市周辺の深部が周りに比べて相対的に地下水が滞留しやすいことがわかる。

いくつかのモデルについて北距 85,000 m 東西断面での置換時間分布を図 2.2.4-9 に示す。

全体的に浸透率の小さくなる深部ほど置換時間が長くなる傾向が認められる。浸透率の実測値を用いたモデル A0aI は浸透率をより小さくした A3aI に比べて深部の置換時間が短い。これは浸透率が大きいと流速が速くなりその結果置換時間が短くなるのであろう。一方、A0aI と A0aII を比較すると熱入力大きいケース II のほうが深部での置換時間の短い領域が広い。これは温度が上がると対流が活発化して流速が速くなりその結果置換時間が短くなるのであろう。モデル B1aI とモデル F1aI を比較すると涵養量の大きいケース F のほうが置換時間の短い領域が広い。

浸透率と温度を独立して評価すれば置換時間への影響は明瞭であるが、両者が複合的に関係する場合、浸透率が大きいと流速が速くなり置換時間を短くする方向に作用するが、他方では対流による熱輸送により温度が上がらないこともあるのでその場合は逆に作用することもある。

この複雑な関係はモデル A5eV と A7eV を比較してみるとわかる (図 2.2.4-10)。モデル A5eV はすべての地層で A7eV より浸透率が小さいか等しく設定されているにもかかわらず置換時間が短い領域が A7eV より広い。両者の-800 m での置換時間、温度、流速 (方向別ではなく全流速) を比較する。温度は A5eV が A7eV より高い領域が広く、流速については地域により A5eV と A7eV の関係が逆転する。置換時間は流速に影響されるが、流速は浸透率と熱輸送の結果としての温度に影響されるので浸透率は置換時間に対して影響が大きいとその影響は状況により長くも短くも作用するといえる。熱入力は置換時間に対して影響し、置換時間を短くする可能性が高い。断層についてケース a と e を比較してみると、東距 19,000 m 付近で断層の影響が確認でき、明らかに浸透率が大きいケース a の置換時間が短い、その影響は断層付近にとどまる。

モデル A16eV について置換時間と先に示した塩水塊の移流を比較すると、置換時間の長いところで塩濃度が高くなっている。平成 30 年度報告では深層地下水の塩水の年代について「地層堆積時であっても矛盾しない程度の非常に古い塩水」としているが、置換時間の観点からは塩水塊が深部に存在すればここにあげたケース 0 やケース 3 のモデルに比べてモデル

A16eV では古い塩水が早々にフラッシュされずに存在する蓋然性は高いと思われる。

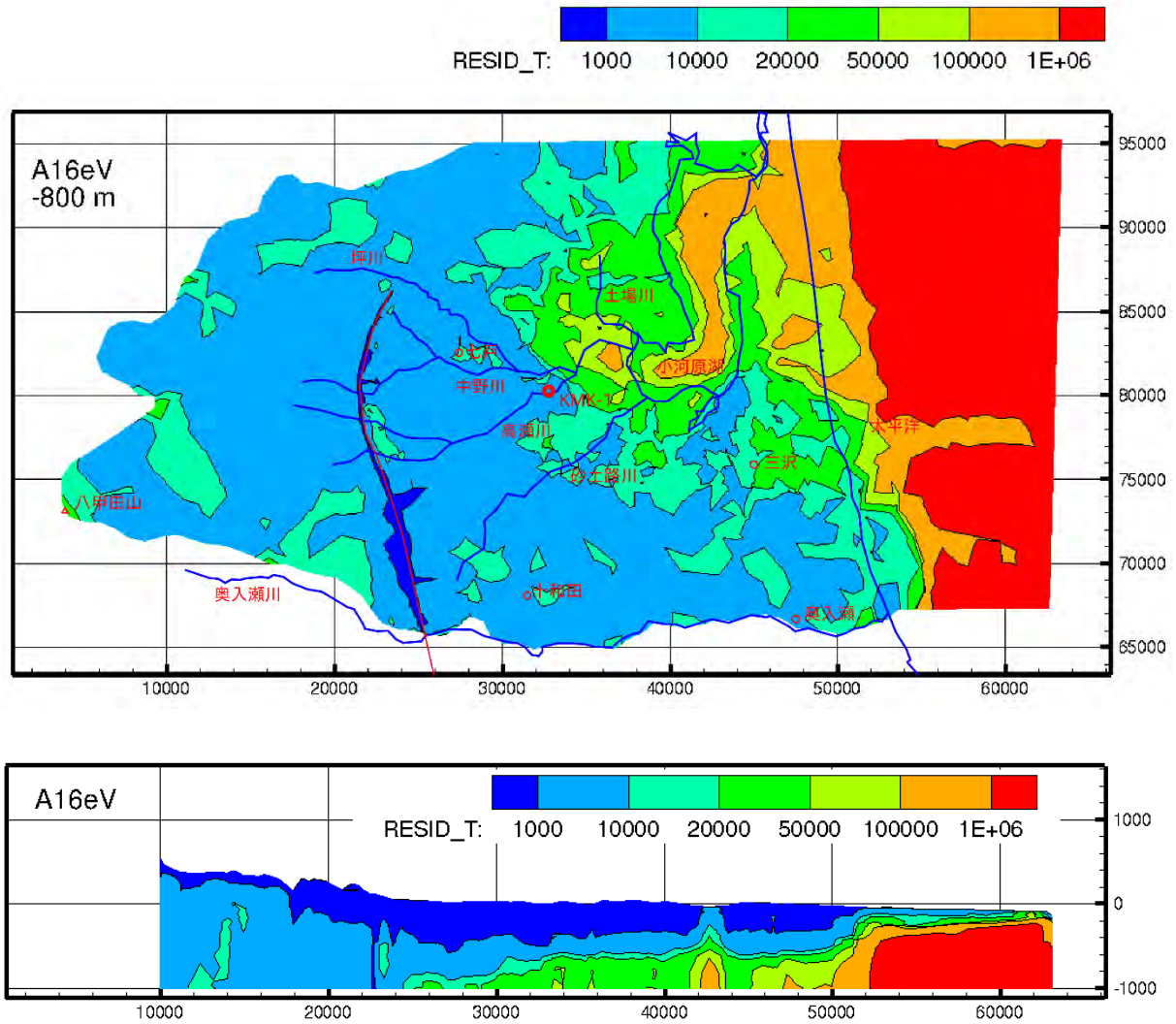


図 2.2.4-8 モデル A16eV における置換時間 (年/ $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ ) 分布. 上: 標高-800 m レベル 平面図, 下: 北距 85,000 m 東西断面図. 青実線: 水涯線.

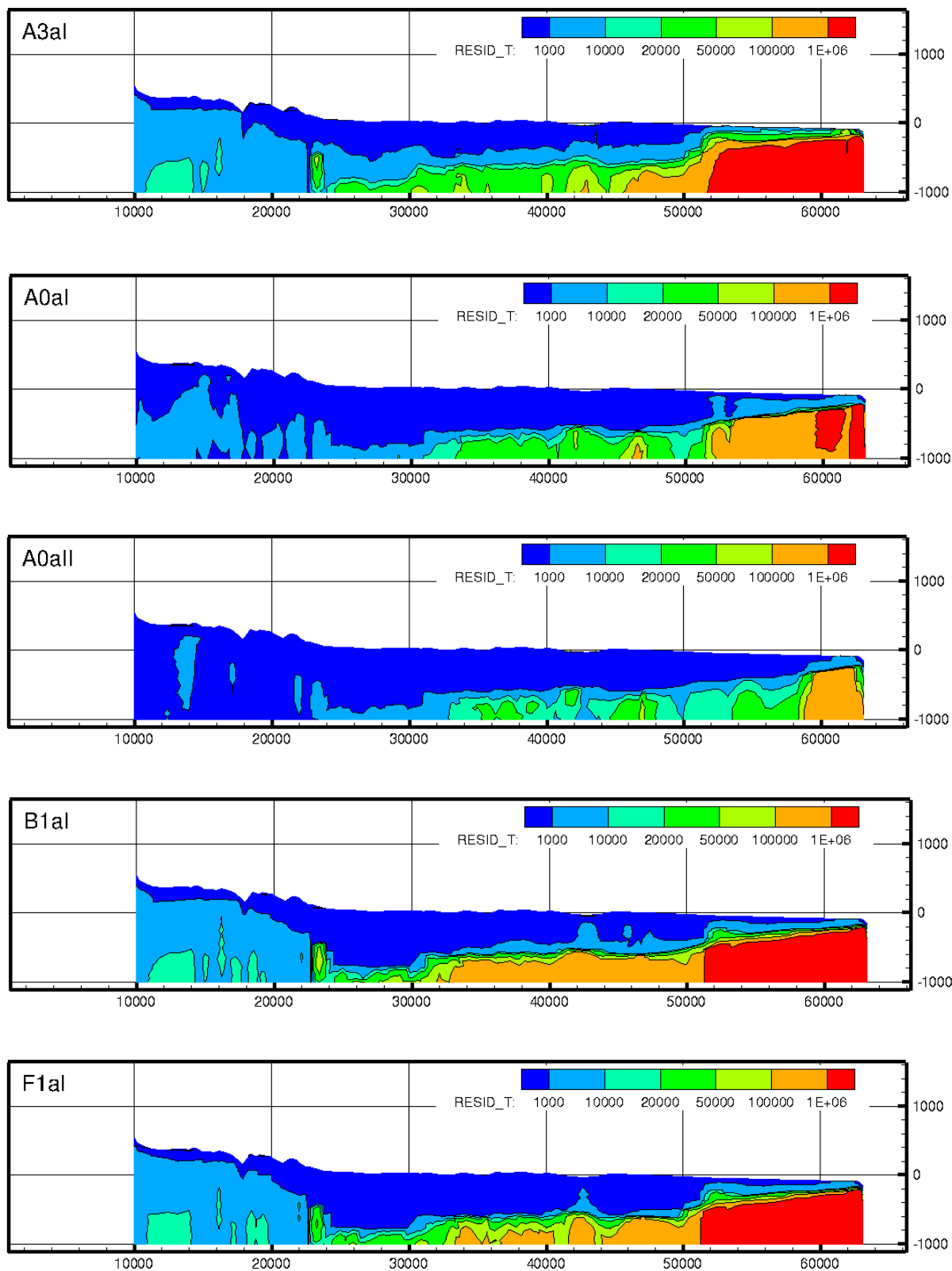


図 2.2.4-9 置換時間 (年/ $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ ) 分布のモデル間の比較  
北距 85,000 m での東西断面.



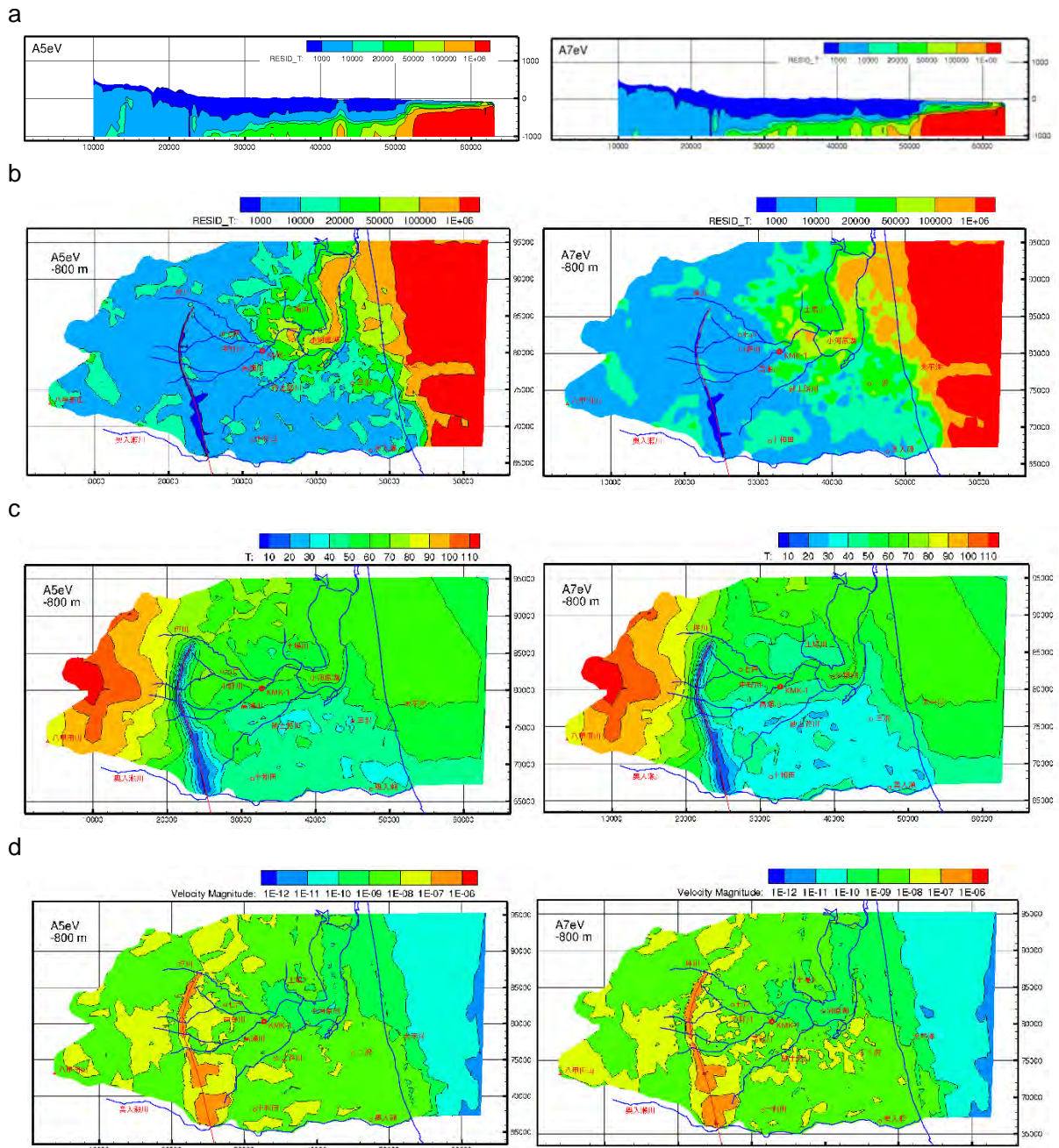


図 2.2.4-10 モデル A5eV(左列)とモデル A7eV(右列)の置換時間 (年/ $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ ) 等の比較

a 行: 置換時間 北距 85,000 m 東西断面。b 行: 置換時間 標高-800 m 面,

c 行: 温度 (°C) 標高-800 m 面, d 行: 流速 (m/sec) 標高-800 m 面, 青実線: 水涯線の投影。

先に挙げた置換時間 (turnover time) のほかに地下水が地表で涵養されてから地下を流動して所定の地点に到達するまでの移動時間 (travel time) を滞留時間と呼ぶことがある。ここではこれを移動時間と呼び置換時間と区別する。平成 31 年から掘削開始された KMK-1 孔の位置で標高 0 m から-300 m の深度区間 50 m ごとの点を起点として、地表涵養点から起点までの後方流跡線及び起点から地表流出点までの前方流跡線をモデル A16eV について図 2.2.4-11 にモデル B16eV について図 2.2.4-12 に示して涵養量の影響を検討する。なお、今回のように定常状態を扱う場合は流線と流跡線は実体として同じものを指すが、涵養された水が実際にたどる道筋とその所要時間を論ずるので定義に従って流跡線の語を用いることにする。

涵養量の大きいモデル A16eV の場合、地下水は KMK-1 地点の南 2, 3 km の地点から涵養されて深度 400 m 以浅を流動して KMK-1 に到達し、北東直近の地点に流出している。表 2.2.4-2 に計算により求めた後方流跡線の地下水移動時間を示す。これによると後方流跡線では地下水として涵養されてから KMK-1 地点地下に到達するのに標高 0 m では 100 年ていど、標高-150 m までは 1,000 年未満、標高-200 m 以深で約 1,000 年の移動時間を要している。地下水が不飽和帯を通過するところで時間を要する場合があるので、飽和帯に入ってから（後方流跡線）及び、飽和帯から出るまでの時間（前方流跡線）を別途計算し表 2.2.4-2 に併記した。これによると後方流跡線については飽和帯に入るまでの不飽和帯の通過時間に約 10 年を要することがわかる。いっぽう前方流跡線については飽和帯を抜け出て不飽和帯に入っても 1 年程度で地表に流出してしまうことがわかる。

涵養量の小さいモデル B16eV の場合、地下水は最も遠方で KMK-1 の南西 13 km の地点から涵養されて浅層を流動して KMK-1 に到達し、北東直近の地点に流出している。表 2.2.4-3 に計算により求めた後方流跡線の地下水移動時間を示す。これによると後方流跡線では地下水として涵養されてから KMK-1 地点地下に到達するのに標高 0 m では 500 年ていど、標高-150 m までは 2, 3 千年ていど、標高-200 m 以深で 15,000 年前後の移動時間を要している。地下水が不飽和帯を通過するところで要する時間は後方流跡線については-200 m 以深で約 10,000 年近くとなっている。前方流跡線については飽和帯を抜け出て不飽和帯に入っても数年程度で地表に流出してしまうことがわかる。

このように涵養量が小さくなると流跡線は長く、地下水の移動時間も長くなる傾向があることから、涵養量の違いは流跡線及び地下水移動時間に大きな影響を及ぼすといえる。

昨年度（平成 31 年度）報告では、KMK-1 孔の 2 深度目（39.8-45.0 m）において 16,100-16,400 cal BP 程度、3 深度目（71.0-75.9 m）において 10,600-10,800 cal BP 程度の値が得られている。この地域の涵養量は 305 ~ 344 mm/年ともされている<sup>9)</sup>ことから年降水量の 1% を涵養するモデル B16eV は極端に小さいといえる。しかしながら万年オーダーに近い時間スケールを考慮すると現時点で最適な定常状態モデル A16eV を仮定することは難しい。むしろそのくらいの過去にさかのぼれば寒冷な気候で降水量も少なく、したがって涵養量も小さいと想定される。そのような時期を経た地下水はおそらくモデル A16eV で予測されるより長い流跡線と長い移動時間を示してもおかしくないことをモデル B16eV は示している。地下水の移動時間については実測値と計算値の間を定常状態で解釈することには課題があると思われる。

滞留時間の目安として置換時間（turnover time）と移動時間（travel time）をこれまで示した。この両者を KMK-1 孔周辺で比較したのが図 2.2.4-13 である。置換時間はすでに記したように  $8 \times 10^6 \text{ m}^3$  の岩盤中の間隙水の置換時間である。移動時間は KMK-1 周辺を水平に 250 m 四方、鉛直に標高-100 m から-500 m までを 50 m ごとに格子化してその格子点を起点とする後方流跡線の飽和帯中の地下水の移動時間を求めてコンターを作成した。

両者は数値を直接比較できるものではないが傾向などについて検討する。東西断面図ではどちらも深度方向に長時間領域が拡大する傾向にある。平面分布では、どちらも南東部と北端部で滞留しにくく、小川原湖西部で滞留しやすい傾向が見られるが、移動時間分布のほうが東西にのびており、水涯線に沿う傾向が見られる。置換時間と移動時間の違いは置換時間が点の特性であるのに対し、移動時間が経路に沿った積分であることを反映しているものと考えられる。

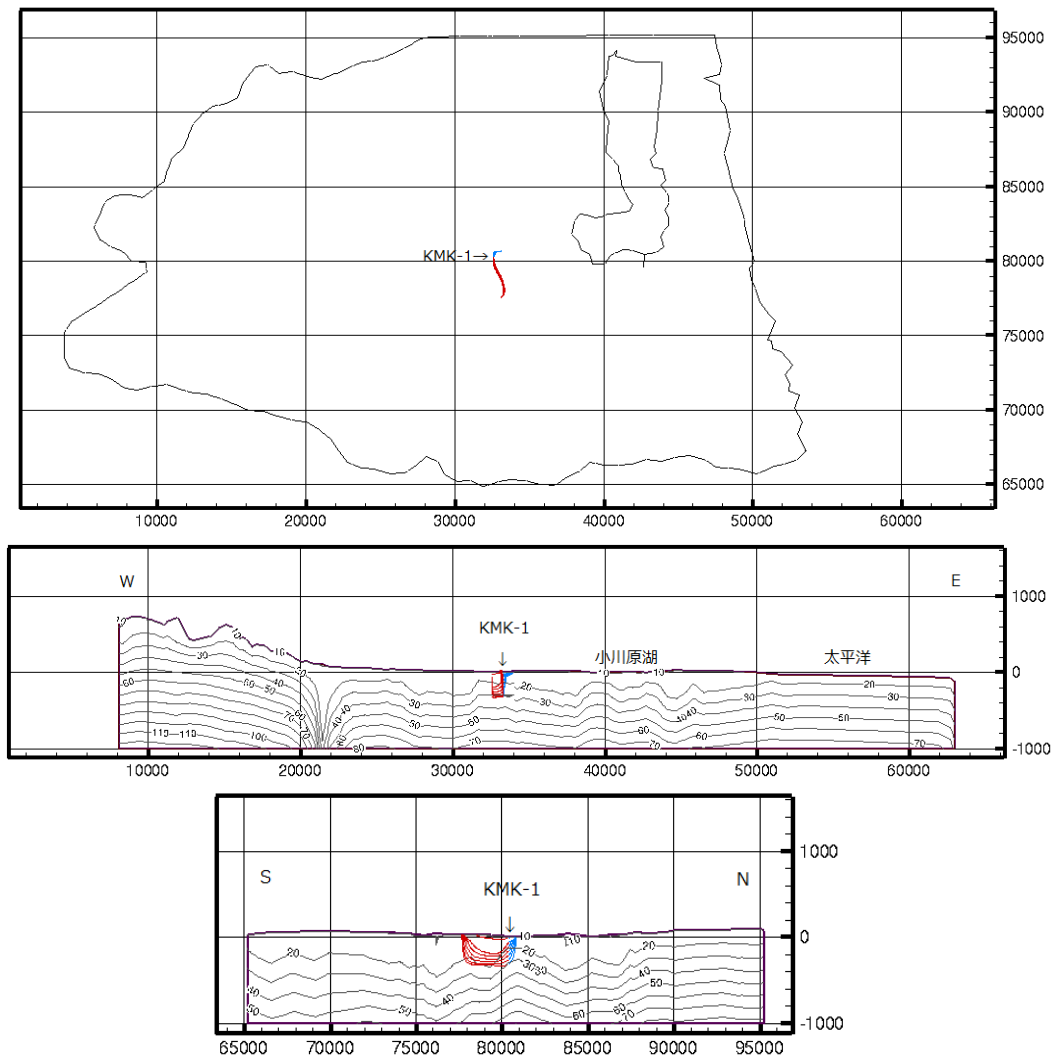


図 2.2.4-11 KMK-1 地点の標高 0 m から -300 m までの深度区間 50 m ごとに点を起点とするモデル A16eV による地下水流跡線

上図：底面投影，中図：KMK-1 地点を通る東西断面への投影，下図：KMK-1 地点を通る南北断面への投影，赤実線：後方流跡線，青実線：前方流跡線，断面に温度コンター（℃）を示す，流跡線起点ごとに別途計算により求めた流跡線に沿う地下水の移動年数を表 2.2.4-2 に示す。

表 2.2.4-2 KMK-1 孔（図 2.2.4-11）の特定深度を起点とする後方/前方流跡線に沿って移動する地下水のモデル A16eV による移動時間

KMK-1 孔流跡線 起点標高 (m)	後方流跡線移動時間 全区間 (年)	後方流跡線移動時間 飽和帯区間 (年)	前方流跡線移動時間 全区間 (年)	前方流跡線移動時間 飽和帯区間 (年)
0	126	101	8	7
-50	794	780	103	101
-100	873	859	293	289
-150	947	936	521	520
-200	1,018	1,006	784	782
-250	1,159	1,147	1,079	1,078
-300	1,370	1,354	1,437	1,436

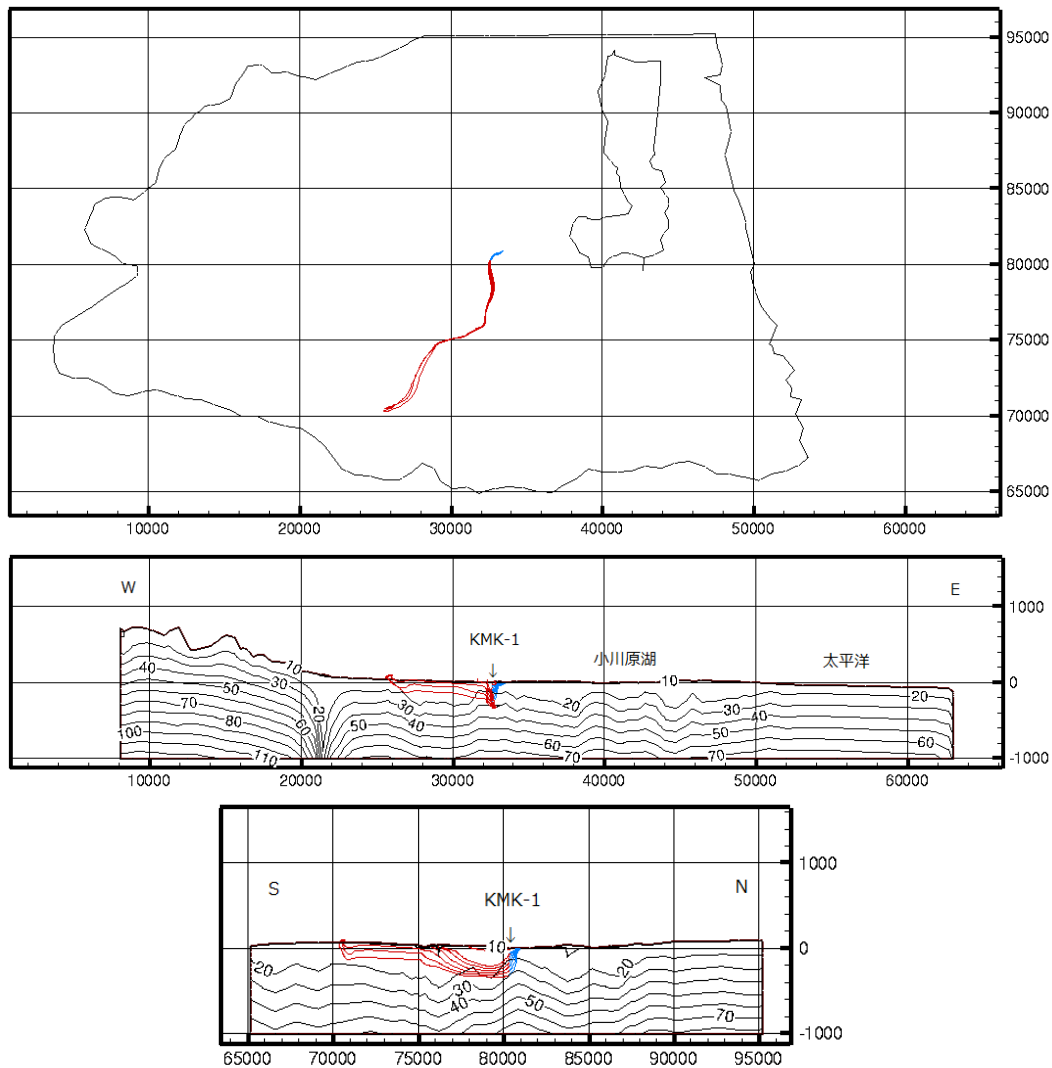


図 2.2.4-12 KMK-1 地点の標高 0 m から -300 m までの深度区間 50 m ごとの点を起点とするモデル B16eV による地下水流跡線

上図：底面投影，中図：KMK-1 地点を通る東西断面への投影，下図：KMK-1 地点を通る南北断面への投影，赤実線：後方流跡線，青実線：前方流跡線，断面に温度コンター（°C）を示す。流跡線起点ごとに別途計算により求めた流跡線に沿う地下水の移動年数を表 2.2.4-3 に示す。

表 2.2.4-3 KMK-1 孔（図 2.2.4-12）の特定深度を起点とする後方/前方流跡線に沿って移動する地下水のモデル B16eV による移動時間

KMK-1 孔流跡線 起点標高 (m)	後方流跡線移動時間 全区間 (年)	後方流跡線移動時間 飽和帯区間 (年)	前方流跡線移動時間 全区間 (年)	前方流跡線移動時 間 飽和帯区間 (年)
0	543	449	19	16
-50	2,473	2,315	288	283
-100	2,781	2,606	576	571
-150	3,228	3,002	989	973
-200	14,642	4,401	1,519	1,514
-250	14,891	5,970	2,195	2,190
-300	16,840	7,241	3,091	3,084



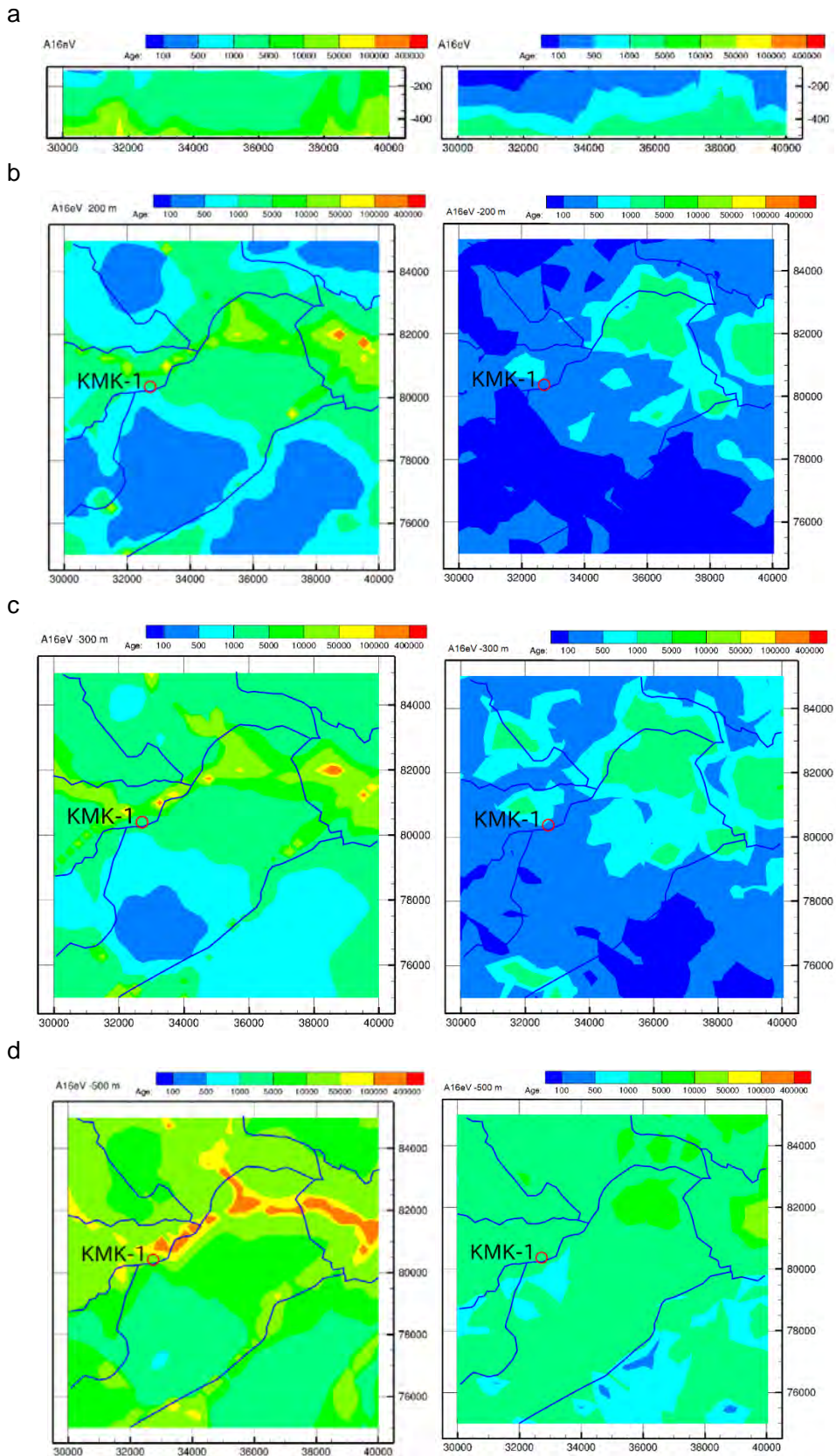


図 2.2.4-13 モデル A16eV についての移動時間（年）（左列）と置換時間（年/ $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ ）（右列）の分布の比較

a 行: KMK-1 孔地点を通る東西断面, b 行: 標高-200 m 平面, c 行: -300 m 平面, d 行: -500 m 平面, 青実線: 水滯線の投影.



## 5) 断層の影響

断層の影響について A3[a-d]V の 4 つのモデルを比較する。ケース a が浸透率が最も大きく、順に小さくなってケース d が最も浸透率が小さい設定となっている。図 2.2.4-14 は地表と海拔 -500 m での平面図を示す。断層は赤実線で示され、鉛直方向流速分布及び流向分布ともに最も影響が遠くまで及んでも断層から 5 km まででそれより離れると断層の浸透率の違いの影響を見出すことができない。

いずれのモデルにおいても地表では断層に沿って暖色に着色されて流向が東に向いたベクトルが卓越していることから地下水が断層から上昇湧出する傾向にあることがうかがわれる。地下では断層に沿って地下水が上昇する暖色部分と下降する寒色部分が明瞭に区分され、その傾向は断層の浸透率設定には依存しない。また流向ベクトルは青実線で示される河川に収れんする傾向が認められ、地形の影響が少なくとも標高-500 m の地下に及んでいると考えられる。

断層周辺の鉛直方向流速及び流向をモデル A3dV について深度ごとの分布を図 2.2.4-15 に示す。すでに記したように地表では断層から上昇湧出する傾向があるが、地下-500 m までは断層はむしろ下降域が卓越し上昇域は限られて流向ベクトル収れんとほぼ一致している。このことから断層の中間深度では地下水は地形的に河川の下で断層に沿って河川に沿うように湧出しながら上昇し、その他の領域では下降しているといえる。

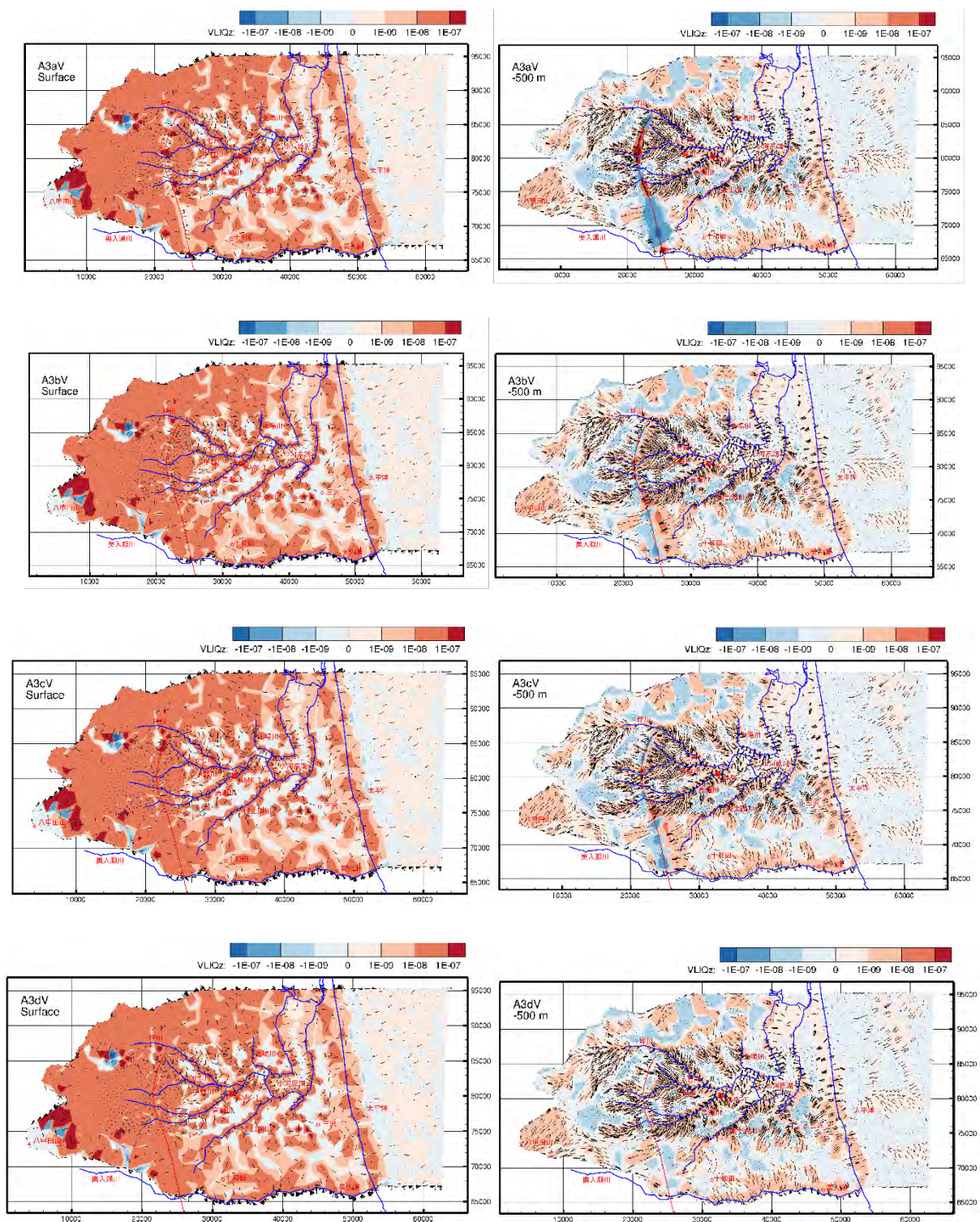


図 2.2.4-14 断層（赤実線）の浸透率を変化させたモデル（A3aV, A3bV, A3cV, A3dV）の地下水の鉛直方向流速（m/sec）及び流向の分布の比較  
 左列：地表，右列：海拔-500m. 鉛直方向流速は負（寒色系塗色）が下降流，正（暖色系塗色）が上昇流。  
 矢印は向きのみ示し大きさは表現せず，点は紙面に垂直な方向の流れを示す。青実線：水涯線の投影。



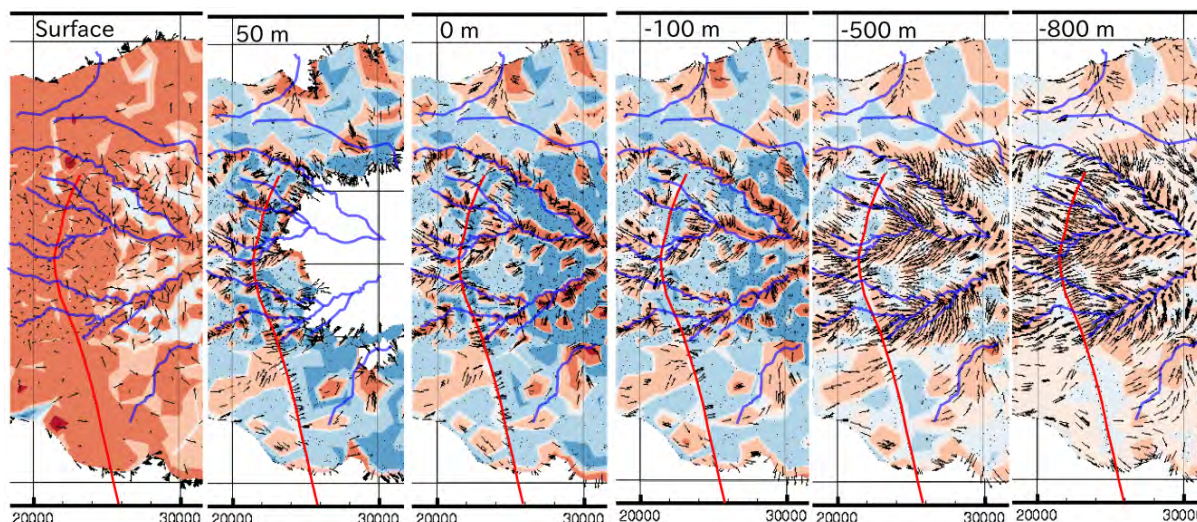


図 2.2.4-15 断層（赤実線）周辺の鉛直方向流速（コンター）及び  
流向（ベクトル）の深度別分布

モデル A3dV の例。凡例は前図 2.2.4-14 に同じ。流向は向きのみを示す。

点は紙面に垂直の向き。青実線：水涯線の投影。

#### 6) 概念モデルとの比較

実測値との間で比較的再現性が良好であったモデル A16eV についてモデルからいえる水文地質学的知見とこれまで提案された概念モデルとを比較検討する。

モデル A16eV の鉛直方向流速及び流向ベクトルを深度別平面図及びボーリングサイト KMK-1 を通る東西断面図に示す（図 2.2.4-16）。東西断面図では KMK-1 サイトに上昇流が、小川原湖東岸に下降流が認められる。すべての深度別平面図において流向ベクトルは水系に収れんして東に向いており、地下水の流動に深部まで地形の影響が認められる。すでに断層との関係の項に記したように、断層には地下水が上昇する部分と下降する部分があり、水系と重なる部分で上昇しつつ水系に沿って下流側への流出が認められる。また中間深度では比較的緩慢な流速の下降域が広く分布し、水系に沿った限られた領域で下降に比べて速い流速での上昇が認められる。

モデル A16eV 解析結果についてボーリングサイト KMK-1 を通る東西南北断面のパネルに温度分布を、KMK-1 地点および小川原湖東側の P 地点での地下水の流跡線を立体的に重ねた図及び流跡線の南北断面投影図を示す（図 2.2.4-17）。また比較のために概念モデルを図 2.2.4-18<sup>1)</sup>に示す。

小川原湖の東では、下降した地下水は浅所に達した後に西に移流して上昇するローカルな地下水系となっている。KMK-1 の周辺では浅層地下水の上昇が認められる。またボーリングサイト地点ではコンターが上に凸になっており温度勾配が高くなっている。

以上のような今回のモデルの解析結果とこれまでの調査報告での概念モデルとの関係は表 2.2.4-3 のように整理され解析モデルと概念モデルはおおむね一致しているといえる。

表 2.2.4-4 概念モデルと今年度実施した解析モデル（モデル A16eV）の間の  
小川原湖周辺地域についての比較.

項目	既往調査概念モデル	今年度解析モデル
温度	小川原湖の西側には水温上昇率（深度方向の昇温率）の高い浅井戸が多く分布しており，同一深度で比較すると周辺よりも水温の高い地域となっている <sup>1)</sup> 。	小川原湖の西側 KMK-1 周辺に温度コンターの高まりが認められる（図 2.2.4-11 中・下図及び図 2.2.4-17 上図）。
地下水流動	小川原湖西側において，より深層の地下水が浅層への上昇している可能性 <sup>1)</sup> 。	小川原湖西岸の標高-600 m 以深の深層から地下水が浅層へ上昇している（図 2.2.4-17）。
	小川原湖周辺の浅層地下水が上昇して河川水に付け加わっている可能性 <sup>1)</sup> 。	小川原湖周辺の KMK-1 の周囲で浅層地下水の上昇が認められる（図 2.2.4-17）。
	小川原湖東側においては相対的に若い地下水の浸透が考えられる <sup>1)</sup> 。	小川原湖の東では，下降した地下水が浅所に達した後に西に移流して上昇する移動時間数千年のローカルな地下水系がある（図 2.2.4-17）。
	小川原湖西側では，12,000cal BP 前後の年代を示している地点が多く，見かけの年代としても完新世以前の現在よりも寒冷な時期に相当している <sup>1)</sup> 。	小川原湖西側の KMK-1 の標高-150 m 以深には約 1,000 年前に涵養された地下水が到達している（表 2.2.4-2）が過去の降水量及び涵養量の小さい寒冷な時期を考慮するとより古い地下水が到達している可能性がある（表 2.2.4-3）。
	小川原湖西側でも西よりの地点では，やや若い 14C 年代を示しており，西から東への流動を示している <sup>1)</sup> 。	平面図の流向ベクトル（図 2.2.4-16）は小川原湖西側における西から東への地下水の流動を示す。
	場所によっては断層帯が深部からの地下水の上昇の場になっている可能性 <sup>33)</sup> 。	断層には1つの断層においても区分的に地下水の上昇・下降両方の場がある（図 2.2.4-15）。
塩分濃度	平成 29 年度に Cl 濃度異常が見られた区間 <sup>32)</sup> では，平成 30 年度においても Cl 濃度異常が観測された（ただし人為的起源と推定） <sup>33)</sup> 。	標高-700 m 以深に塩水塊が存在すれば 1~2 万年での河川への流出の可能性はありうる（図 2.2.4-5~7）。
滞留時間	小川原地域の深層地下水塩水の Cl 年代として地層堆積時であっても矛盾しない程度の非常に古い塩水 <sup>33)</sup> 。	深部では一辺 200 m の立方体相当の岩盤中の間隙水の置換時間に 10 万年から 100 万年を要する地層がある（図 2.2.4-8）。
	浅層地下水は He 年代では少なくとも数万年以上経過した古い水ではない <sup>1)</sup> 。	標高-500 m 以浅では置換時間においても移動時間においても 10,000 年未満となる領域が主体で，それより長時間の領域は限られる。（図 2.2.4-13）。 KMK-1 孔地点の-300 m 以浅で千数百年より短い地下水の移動時間（表 2.2.4-2）。



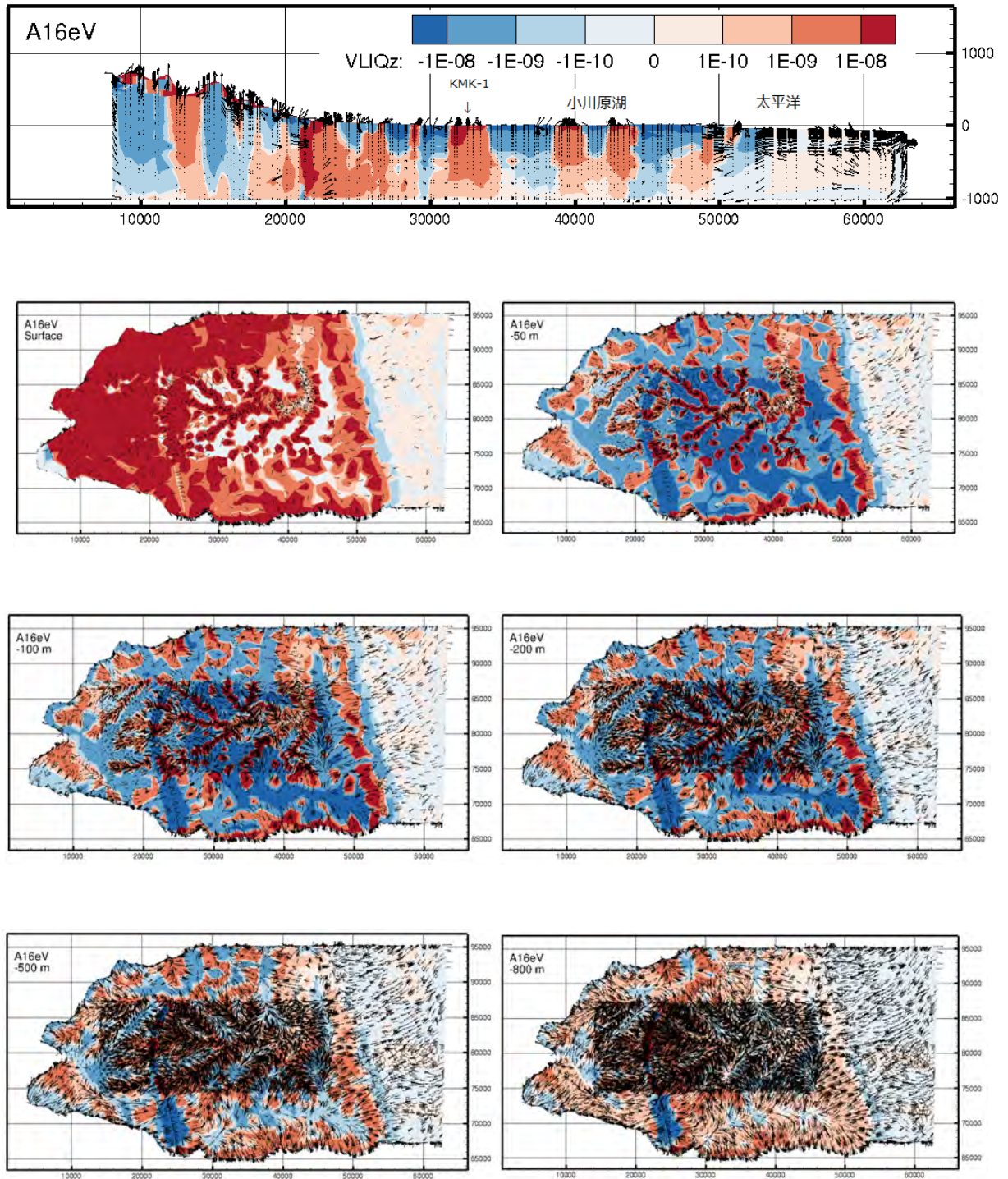


図 2.2.4-16 モデル A16eV における鉛直方向流速及び流向ベクトル分布  
 ボーリングサイト (KMK-1) を通る東西断面図及び深度別平面図。凡例は全て  
 東西断面図に同じ。青実線：水涯線の投影，赤実線：断層。



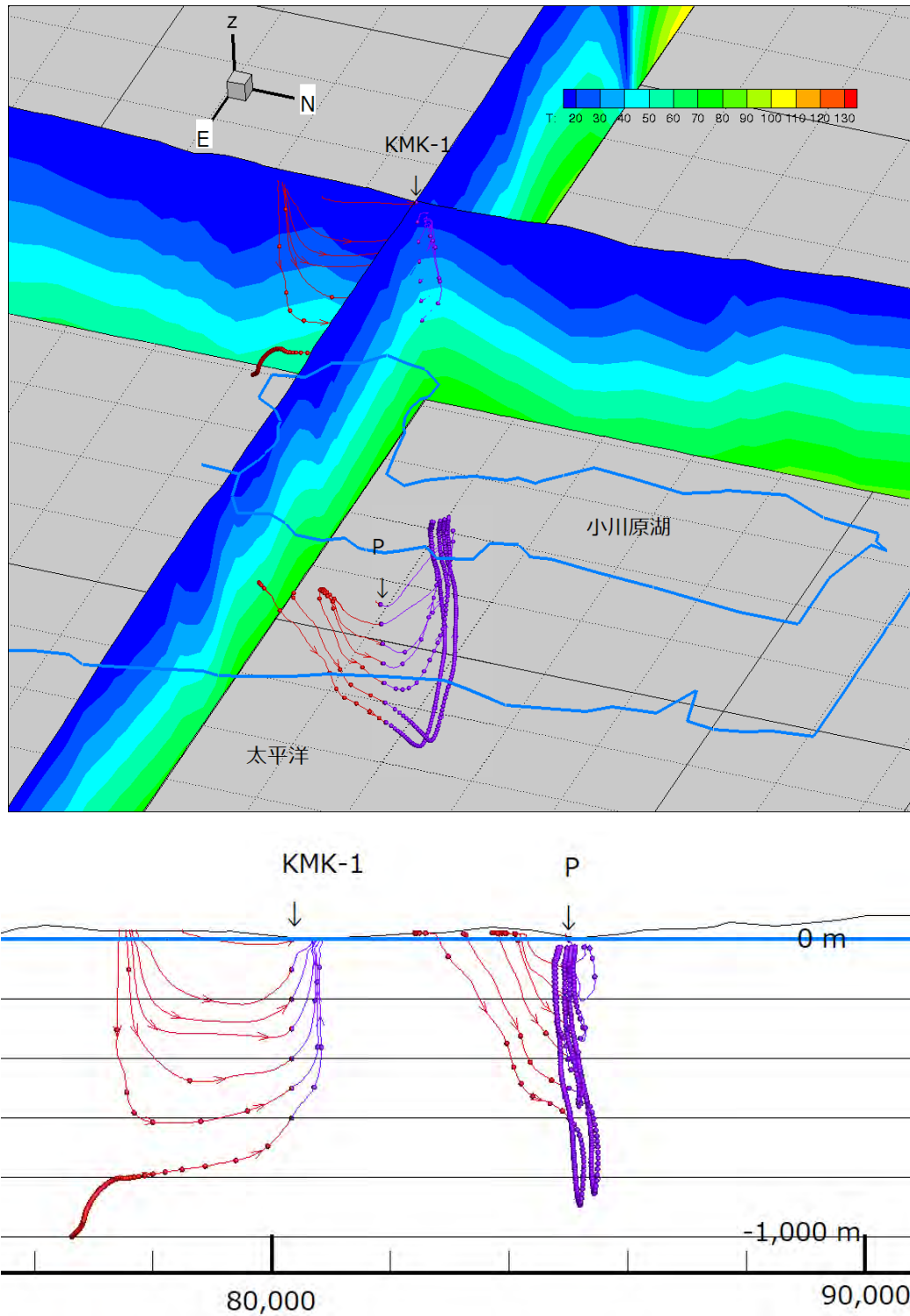


図 2.2.4-17 モデル A16eV での KMK-1 を通る東西・南北断面での温度分布 (°C) と地下水流跡線

上 : 3次元表示 (格子は 2 km), 下 : 南北断面投影. KMK-1 地点 (標高 0 m~-600 m 区間) 及び小川原湖東岸の東距 46 km 北距 85 km の P 地点 (標高 0 m~-600 m 区間) の深度 100 m 間隔の点を起点とする後方流跡線 (赤実線) 及び前方流跡線 (紫実線). 2 千年間隔のタイムマーカ (赤点 : 後方, 紫点 : 前方) を流跡線上に記した. 青太実線 : 0 m 陸域領域境界, 湖岸線及び海岸線.

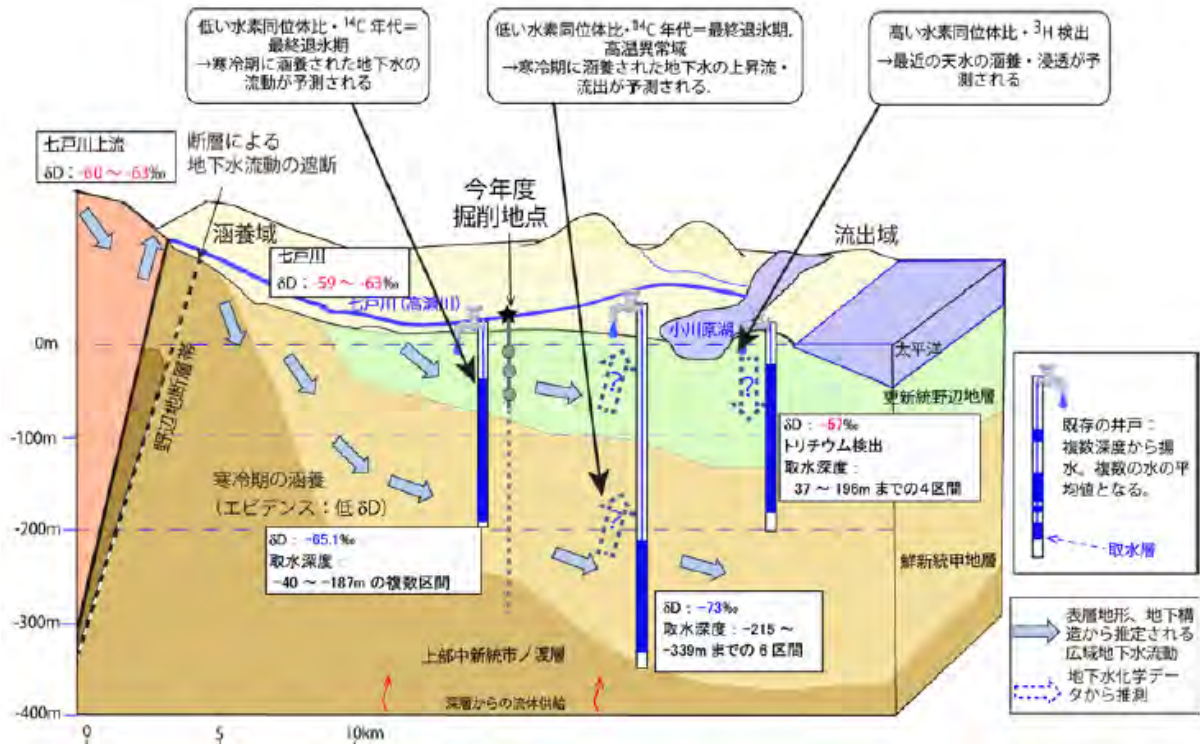


図 2.2.4-18 地下水流動概念モデル<sup>1)</sup>

### 2.2.5 考察

技術的指標から地下水流動モデルを構築する過程として、既往の地質図、地下水調査、物理探査データをもとに地質構造、断層分布、水理特性を指標とする可変パラメータに浸透率、空隙率、涵養量、熱流量を選び、その他の物性パラメータ（熱伝導率、熱容量、密度、不飽和特性など）は地層固有としてモデルを構築した。可変パラメータを変えてパラメータスタディを実施し、解析結果を温度分布、水圧分布、塩分濃度分布、滞留時間といった指標への影響を評価するとともに温度及び水圧（水頭）実測値と比較してモデルの再現性を評価した。解析モデルの制約から各種指標のうち水質分布について塩分濃度分布、同位体分布について滞留時間を対象とすることにした。パラメータは実測値の再現性を参酌しながら変更して最終的には温度分布と水圧分布の再現性の良好なモデルを選択していることからモデルの更新を温度分布及び水圧分布を指標として実施したものとみなせる。更新に際して甲地層を2分することならびに熱流量を地域的に変えていることから、水理特性（浸透率）にとどまらず地質構造の更新も必要となった。こうして作成されたモデルは平成31年度掘削開始のKMK-1孔の温度分布及び水圧分布ならびに既往調査報告の塩分分析及び同位体年代等の実測値を用いて検証評価した。この過程は図2.2.5-1のように整理される。

既往報告では温度分布は指標として考慮されていなかったが、今回の上北平野の事例では温度分布が最も有効な指標となった。水圧分布については、比較対象とした実測値が水頭分布等値線図であったが、この図が主として甲地層から採水されているとされるもののその下の帯水層から採水されているものも混じっていることや一般的な取水用の井戸であるためケーシングスロットの深度区間が大きいものもあり、水圧がどの深度の値であるのかを正確に特定できないことから不確実性が大きいと判断された。そのため実測値再現性評価においては水圧分布より温度分布を重視することにした。温度が水圧に比べて有効なのは一般的な井戸でも温度検層

については温度がどの深度の値であるかがはっきりしていることで、水圧データにくらべて深度方向の不確実性が小さいことがあげられよう。このことから温度分布を新たな指標として加えることの必要性和、水圧分布を指標とする場合の注意する点が適応性としてあげられる。調査用の井戸であれば深度方向の不確実性を低減した水圧データが得られるので、水圧分布もより重視することができよう。

浸透率の異方性について今回は1例を検討したが、温度分布へは影響が小さく、水圧分布には影響が大きいと判断された。最初から異方性を考慮したパラメータ組み合わせでモデルを構築すると自由度が大きくなりすぎて負担が大きいため、このような異方性の各種指標への影響を踏まえ、まずは等方で妥当なモデルを絞り込んだ後、水圧分布を用いて異方性を組み込んだ調整が考えられる。この場合も信頼できる水圧分布データが求められる。

塩分濃度分布については深部に塩水塊が存在する場合の塩分移流について最適モデルを用いて検討した結果、1.2万年で河川中流域に湧出する可能性とその後下流側に湧出域が移動し縮小することが示された。しかしながら既往調査<sup>34)</sup>でも指摘されたように河川水の塩分については人為汚染の可能性も考慮せねばならず、どの程度有効な指標となりうるのかさらに検討が必要と思われる。塩淡水境界へも影響が認められるが、今回のケースでは海岸付近で検証に利用できる井戸がほとんどなくその有効性は十分確認できなかった。

滞留時間については、具体的な目安として置換時間 (turnover time) と移動時間 (travel time) を提案した。置換時間は  $8 \times 10^6 \text{ m}^3$  の岩盤体積の間隙水を地下水が全て置換するのに要する時間とした。これにより小川原湖周辺及び三沢市周辺の深部で地下水が滞留しやすいことが示された。またモデル間の比較においても滞留のしやすさが可視化できた。しかしながら置換時間は拘束体積 (ここでは岩盤体積) に依存しているので、同位体などから得られた地下水年代と数値的に比較するには課題が多いと考えられる。

移動時間は地表で涵養された水が地下を流動して所定の点に到達するのに要する時間であり、流跡線解析から得ることができて、実測年代と比較しやすいといえる。ただし、流跡線及びそれに沿って流れる地下水移動時間を定常状態のモデルから得る場合注意が必要である。なぜならば、流跡線及び移動時間は涵養量の設定に影響されるからである。移動時間が千年程度であれば涵養量はその間不変と仮定できるかもしれないが万年オーダーに近づくと気候変動の影響に伴う涵養量の変化を考慮せざるを得ない。最終氷期に向かって寒冷化するとともに涵養量は減少することが予想されるので、流跡線は伸び、地下水移動時間も長くなるであろう。さらに不飽和帯も広がることも考えられるが、後方流跡線のなかには不飽和帯を抜け出て飽和帯に入るまでに時間を要するものがあることが判明したのでこれについても考慮せねばならない。不飽和帯は気候変動や季節変動によりあるいは一時的な強雨によってさえも強い擾乱を受ける場なので、定常状態で求めた流跡線とその移動時間については不飽和帯の扱いに注意が必要と思われる。地下水移動時間の長時間化に伴う気候変動の影響と不飽和帯の取り扱いについては定常状態のモデルの課題と考えられる。

以上、モデル構築指標と検証及びモデル更新指標の間でパラメータと指標の影響関係 (感度関係) を整理したのが表 2.2.5-1 である。

実測値を再現するモデルは将来予測のためのモデルのベースとなるものであるが、モデルを構成するパラメータが多いとモデルの最適化に多くの時間を要することになりかねない。今回の事例を踏まえればこの点に関して次のように整理されるのではないか。モデル構築の手順として温度分布は浸透率に敏感であるいっぽう涵養量には影響されないため、まず温度分布を用

いて浸透率を設定し、必要であれば熱入力を調整し、次に水頭分布を用いて涵養量と浸透率の調整（堆積岩の場合は異方性を含める）を行う。

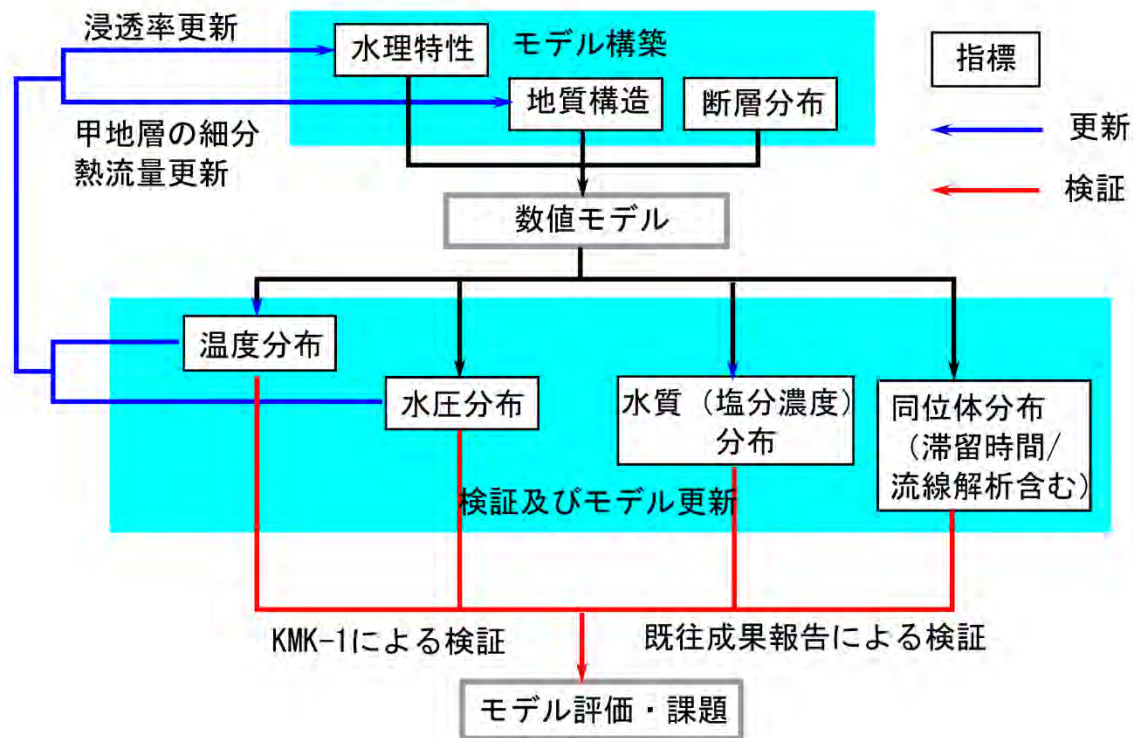


図 2.2.5-1 数値モデル解析の進め方のフロー図

表 2.2.5-1 モデル構築指標のパラメータが検証及びモデル更新指標に対して及ぼす影響度。地層浸透率は温度に対して影響が大きい、換言すれば温度は地層浸透率に対して感度が良い。

モデル構築指標		検証及びモデル更新指標			
		温度	水圧	塩分濃度	滞留時間
パラメータ					
	涵養量	小	中	小	中
	地層浸透率	大	大	中	大
	断層浸透率（遠方）	小	小	小	小
	熱入力	大	中	小	中

### 2.2.6 まとめと今後の課題

今回の上北平野広域地下水流動解析とそのパラメータスタディは以下のようにまとめられる。

- モデル構築指標として地質構造、断層分布、水理特性を用いた。
- 検証及びモデル更新指標として温度分布、水圧分布、水質（塩分濃度）分布、滞留時間を用いた。特に温度分布はその有効性から今年度新たに追加した。
- モデルを複数作成し温度分布と水圧（水頭）分布を用いた定量的評価により実測値の再現性の良いモデルを選択したが、これはモデル更新指標として温度分布と水圧分布を用いたこととみなせる。

- 今回の場合水圧分布には不確実性が大きいと考えられたことからモデルの選択に際しては温度分布を重視した。
- 検証用指標として温度分布と水圧分布については KMK-1 孔を利用した。温度については良好な再現性を得たが、水圧については定性的には良いが定量的には不十分と判断された。これはモデル更新指標として温度分布を重視したことも影響している可能性がある。
- 塩分濃度分布と滞留時間 (turnover time, travel time) については温度分布と水圧分布を用いて選択されたモデルについて検証用に利用した。塩分濃度分布については比較できる実測値データが限られるが概念モデルと調和的であった。滞留時間については若い年代値については概念モデルと調和的であるが、古い年代値については定常状態のモデルの限界も認められた。
- モデル構築過程での適用性として、
  - 地質構造については広域モデルの場合 1 つの地層に一律に物性を与えても十分な実測値の再現性が得られない場合があり、さらに細分して物性を与えることが必要な場合がある。
  - 熱入力を地質構造に含めれば、これについても広域的に一律では指標となる実測値を再現できない場合がある。
  - 断層は今回のケースについては影響が小さかったが、断層が近傍にある場合には無視しえない影響がある。
  - 水理特性は一般の井戸 (調査用の仕様でない) の水理試験で得られた透水係数は広域的なモデルを作成する上で過大となる可能性がある。
- モデル更新における適用性として、
  - 温度・水圧分布は非常に有用であるが、水圧分布に関しては水圧測定の深度の正確さが不確実性の低減に重要である。一般の井戸のデータを利用する場合水圧測定の深度の不確実性が大きくなりがちで、それを採用したモデルではどうしても検証の段階で温度より水圧の再現性が悪くなりがちである。調査用の井戸であれば水圧と深度の関係が正確であるので水圧をより重視することができよう。
  - 今回のケースでは塩分濃度分布をモデル更新に利用するのは難しかった。一つには定常状態で議論することの制約がある。塩分濃度をより有効に扱うには海水準変動、続成作用 (化石海水)、深部流体などでの塩水の扱いが課題となるであろう。
  - 滞留時間に関しては、置換時間 (turnover time) と移動時間 (travel time) を指標として提案した。これについても定常状態で議論することの制約がある。解析モデルから得られた数値と実際に地化学的に得られたデータとの間の評価について特に古い年代値について課題となるであろう。
  - モデル構築・更新の手順として温度分布は浸透率に敏感であるいっぽう涵養量には影響されないので、まず温度分布を用いて浸透率を設定し、必要であれば熱入力を調整し、次に水頭分布を用いて涵養量と浸透率の調整 (堆積岩の場合は異方性を含める) を行うことが示唆される。



【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 年度原子力規制庁委託成果報告書 廃棄物埋設における自然事象等を考慮した地盤の性能評価に関する研究.
- 2) Pruess, K., Oldenburg, C. and Mordis, G. (1999) TOUGH2 User's guide, version 2.0 LBNL-43134, Earth Sciences Division, Lawrence Berkeley National Laboratory, University of California, Berkeley, California 94720.
- 3) Bodvarsson, G. S., Birkholzer, J. T., Finsterle, S., Liu, H. H., Rutqvist, J., and Wu, Y. S. (2003) The use of TOUGH2/iTOUGH2 in support of the Yucca Mountain project: Successes and limitations, Proceedings, TOUGH Symposium 2003, Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California, May 12-14, 2003.
- 4) Moridis, G., Seol, Y., and Wu, Y. (2003) Modeling studies of mountain-scale radionuclide transport in the unsaturated zone at Yucca Mountain, Nevada, Proceedings of TOUGH Symposium 2003, Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California, May 12-14, 2003.
- 5) McKenna, J. and Blackwell, D. D. (2003) Numerical modeling of transient basin and range extensional geothermal systems, Proceedings of TOUGH Symposium 2003, Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California, May 12-14, 2003.
- 6) Zhou, Q., Oldenburg, C. M., and Birkholzer, J. T. (2018) Modeling CO<sub>2</sub> storage in fractured reservoirs: Fracture-matrix interactions of supercritical and dissolved CO<sub>2</sub>, Extended Abstracts TOUGH Symposium 2018, October 8-10, 2018.
- 7) 国土地理院, 基盤地図情報 (数値標高モデル) 10m メッシュ (標高) URL=[fgd.gsj.go.jp/download/mapGis.php?tab=dem](http://fgd.gsj.go.jp/download/mapGis.php?tab=dem) (2020 年 5 月取得) .
- 8) 日本海洋データセンター, 500m メッシュ水深データ (J-EGG500), URL=[jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/infoJEGG\\_j.html](http://jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/infoJEGG_j.html) (2020 年 5 月取得) .
- 9) 仙台通商産業局 (1988) 上北地域 地下水利用適正化調査報告書.
- 10) 石油公団 (1995) 平成 6 年度国内石油・天然ガス基礎調査陸上基礎物理探査「七戸地域」調査報告書.
- 11) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 地質図 Navi, URL=[gbank.gsj.jp/geonavi/](http://gbank.gsj.jp/geonavi/) (2020 年 6 月取得) .
- 12) 日本原燃株式会社 (2014) 再処理施設、MOX 燃料加工施設敷地周辺の活断層評価、(平成 26 年 3 月 28 日) 原子力規制庁審査会資料 1.
- 13) 工藤崇・宝田晋治・佐々木実 (2004) 東北日本、北八甲田火山群の地質と火山発達史、地質学雑誌、110、5、271-289.
- 14) 大沼善吉 (1972) 青森県むつ小川原地域の地質的特性について、応用地質、13、1、8-22
- 15) あおもり地中熱ホームページ[地下環境データベース]上北地域(十和田市、三沢市、七戸町、六戸町、東北町、おいらせ町) . URL=[www.pref.aomori.lg.jp/sangyo/energy/geo\\_database.html](http://www.pref.aomori.lg.jp/sangyo/energy/geo_database.html), (2020 年 5 月取得).
- 16) 地質調査所 (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—, 村田泰章・須田芳朗・菊地恒夫編, 地質調査所報告第 276 号.
- 17) 地質調査所 (1989) 日本の地熱調査における坑井データ その 1 コア測定データ—物性, 地質層序, 年代, 化学組成—, 地質調査所報告第 271 号.

- 18) 登坂博行 (2006) 地圏水循環の数理—流域水環境の解析法, 東京大学出版会.
- 19) 国土交通省, 国土交通省河川整備基本方針高瀬川水系-高瀬川水系流域及び河川の概要 URL=[www.mlit.go.jp/river/basic\\_info/jigyo\\_keikaku/gaiyou/seibi/pdf/takase-4.pdf](http://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/seibi/pdf/takase-4.pdf), (2020年5月取得)
- 20) 日本海洋データセンター J-DOSS 1度メッシュ水温統計 (1906年~2003年) . URL=[jdoss1.jodc.go.jp/vpage/bts\\_J.html](http://jdoss1.jodc.go.jp/vpage/bts_J.html) (2020年6月取得) .
- 21) 日本海洋データセンター1度メッシュ塩分統計. URL=[jdoss1.jodc.go.jp/vpage/bss\\_J.html](http://jdoss1.jodc.go.jp/vpage/bss_J.html) (2020年6月取得) .
- 22) IOC, SCOR and IAPSO (2010) The international thermodynamic equation of seawater-2010: Calculation and use of thermodynamic properties, Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No.56, UNESCO (English), 196pp.
- 23) McDougall, T.J. and P.M. Barker (2011) Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox, 28pp., SCOR/IAPSO WG127, ISBN 978-0-646-55621-5.
- 24) 藤原広和・水野俊輔・高杉奨・杉田尚男・矢口淳一 (2003) 小川原湖の塩分および水温分布に関する現地研究、八戸工業高等専門学校紀要、38、169-173.
- 25) 湖沼技術研究会(2007) 湖沼における水理・水質管理の技術.
- 26) 独立行政法人産業技術総合研究所 地質調査総合センター (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, 田中明子・矢野雄策・笹田政克 (地温勾配データベース)、山野誠 (地殻熱流量データベース).
- 27) 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、地質ニュース、no. 603、42-45.
- 28) 日本原燃株式会社 (2019) 廃棄物埋設施設における許可基準規則への適合性について 第十三条: 地下水の水位等の監視設備、(平成31年4月22日) 原子力規制庁審査会資料 1-4.
- 29) 青森県・三沢市・上北町・東北町 (1975) 小川原湖畔地域における温泉群の研究.
- 30) 青森県環境保健部 (1988) 温泉ゆう出地基礎調査報告書 (野辺地町・東北町・天間林村・七戸町) .
- 31) 青森県環境保健部 (1992) 温泉ゆう出地基礎調査報告書 (三沢市・下田町・百石町・八戸市) .
- 32) 青森県 (1997) 青森県温泉地質誌.
- 33) 産業技術総合研究所 (2018) 平成29年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査.
- 34) 産業技術総合研究所 (2019) 平成30年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査.

## 2.2 Appendix 付図集

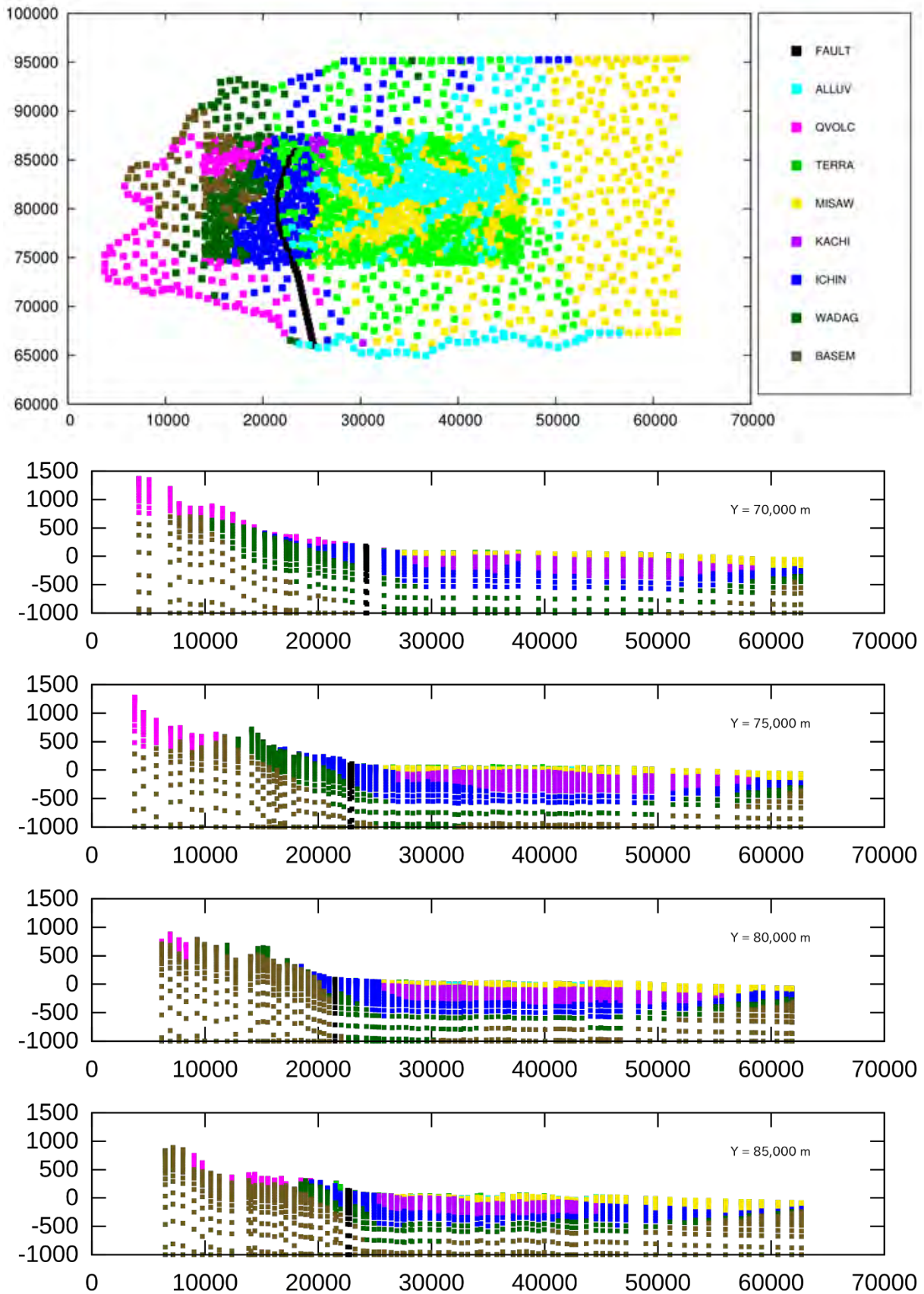


図 2.2A-1 離散化要素への地層の割り当て (その1)

平面図 (上1図) 及び東西断面図 (下4図). 平面図 横軸: 東距 (m), 縦軸: 北距 (m), 断面図 横軸: 東距 (m), 縦軸: 海拔標高 (m), Yは東西断面線の北距.

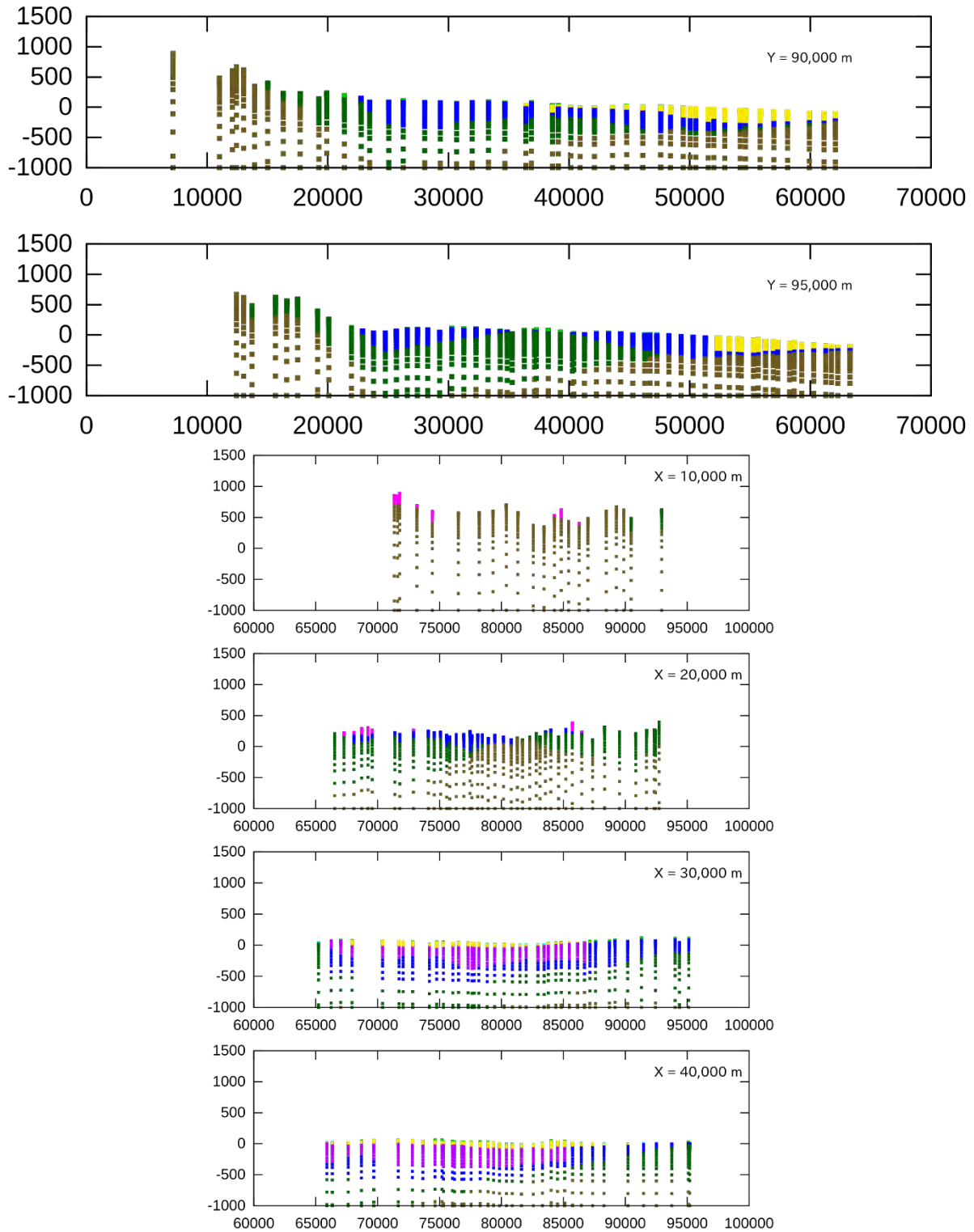


図 2.2A-2 離散化要素への地層の割り当て (その2)

東西断面図 (上 2 図) 及び南北断面図 (下 4 図). 東西断面図 横軸: 東距 (m), 縦軸: 海拔標高 (m), Y は東西断面線の北距. 南北断面図 横軸: 北距 (m), 縦軸: 海拔方向 (m), X は南北断面線の東距.



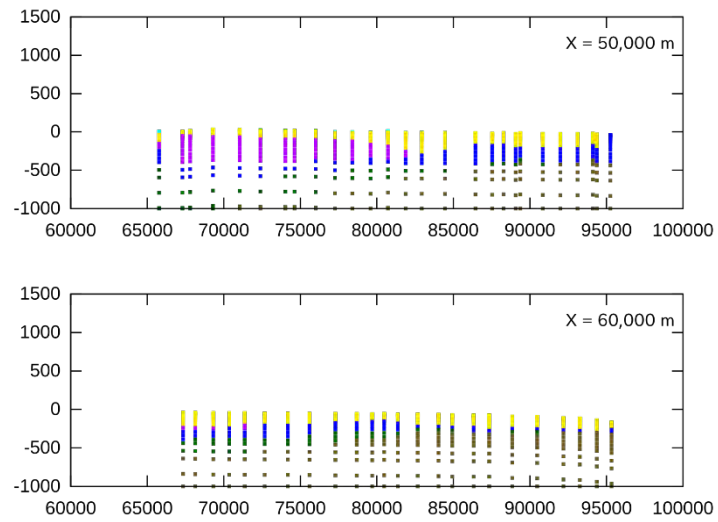


図 2.2A-3 離散化要素への地層の割り当て (その3)

南北断面図 横軸：北距 (m)，縦軸：海拔方向 (m)，Xは南北断面線の東距。

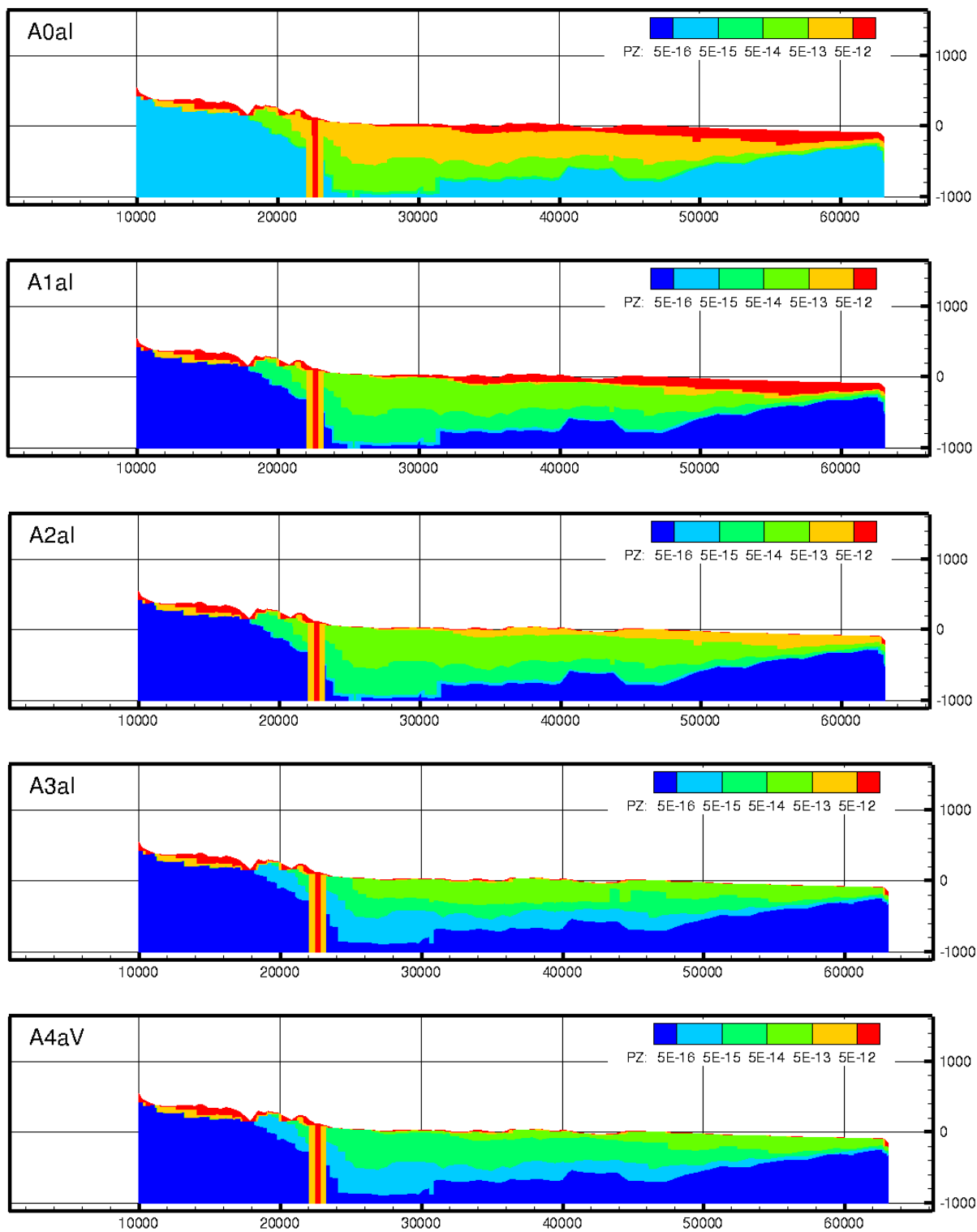


図 2.2A-4 北距 85,000 m での東西断面の浸透率 ( $m^2$ ) 分布 (その 1)

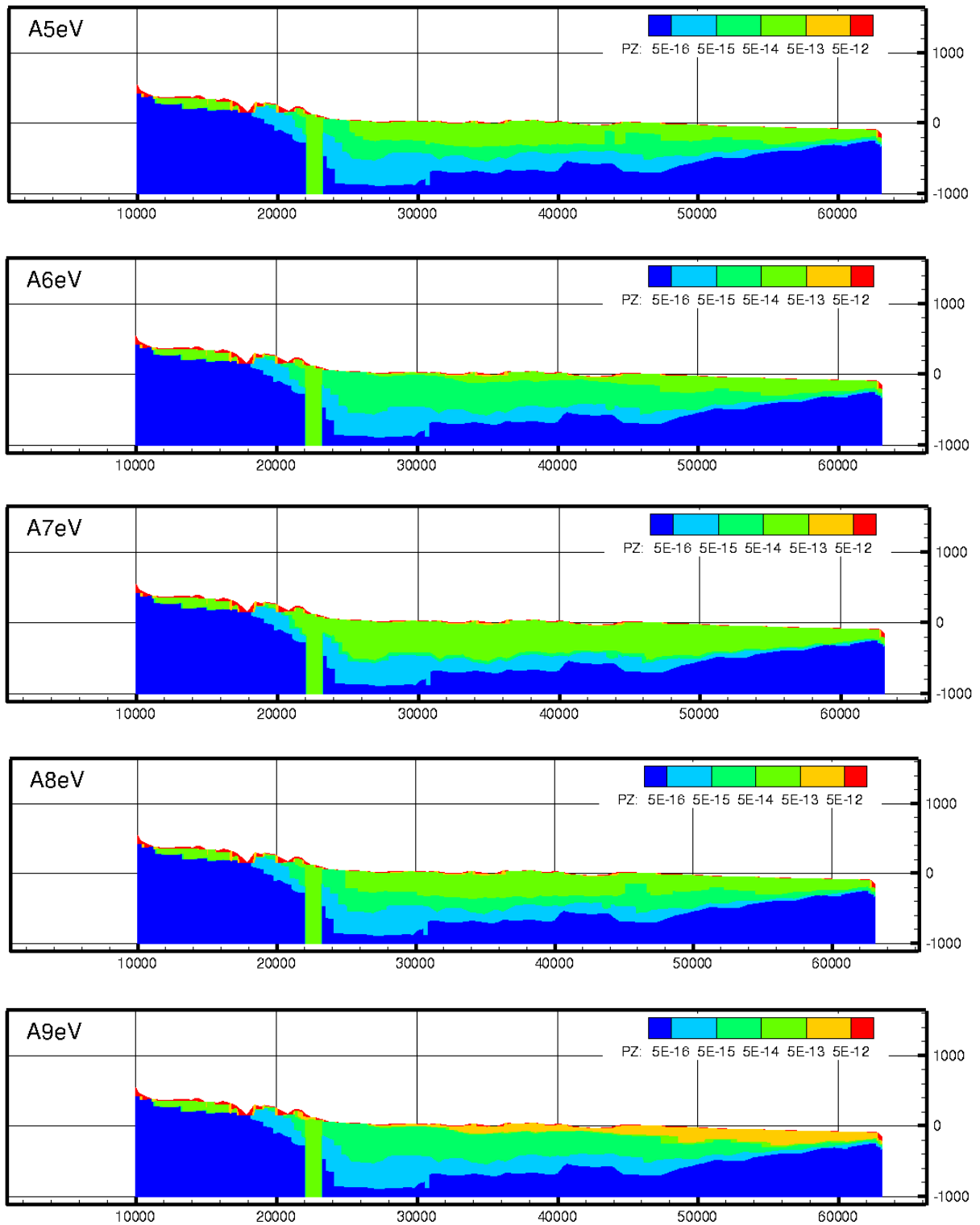


図 2.2A-5 北距 85,000 m での東西断面の浸透率 ( $m^2$ ) 分布 (その 2)

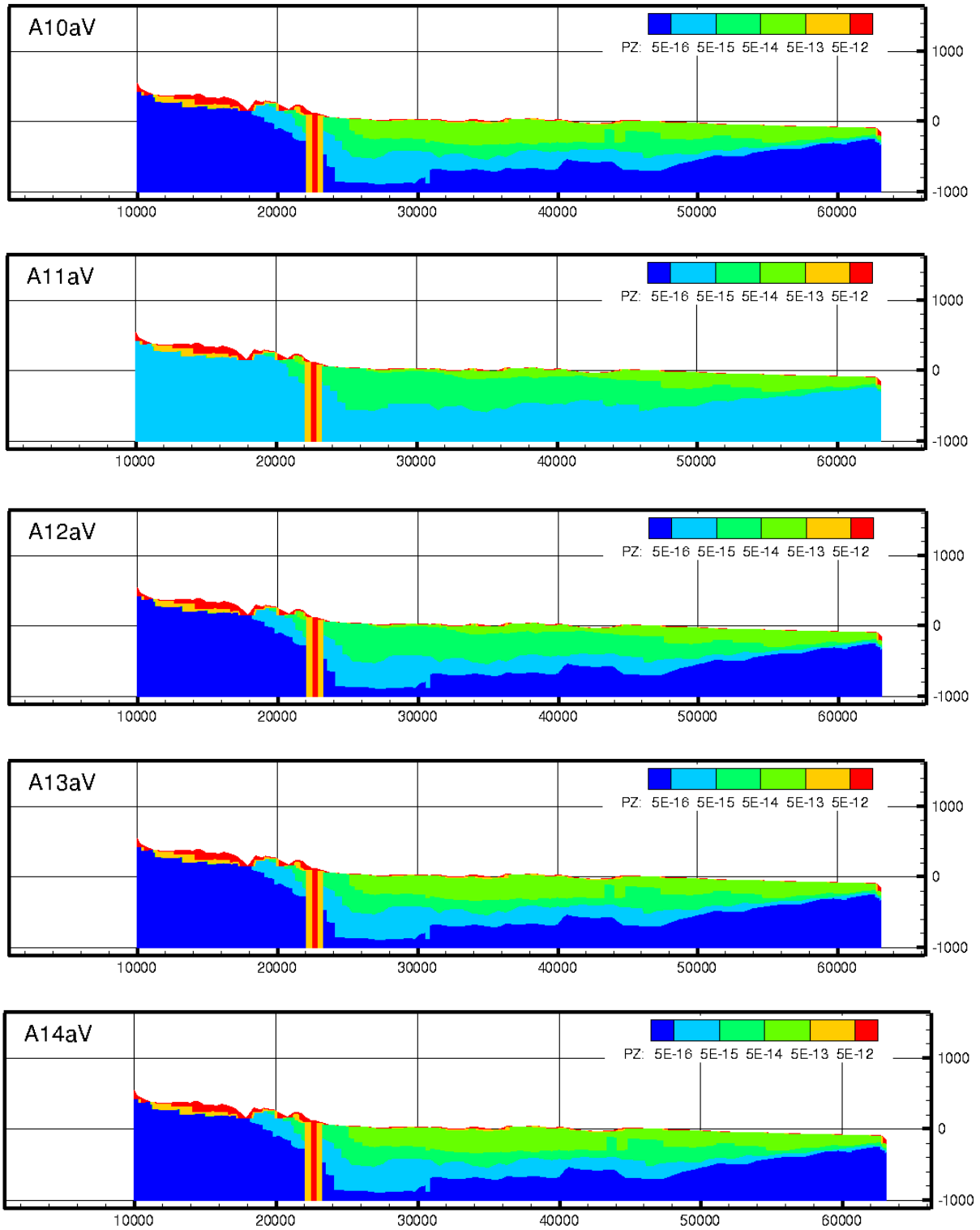


図 2.2A-6 北距 85,000 m での東西断面の浸透率 (m<sup>2</sup>) 分布 (その 3)  
異方性のあるモデル A10eV は鉛直方向を図示.

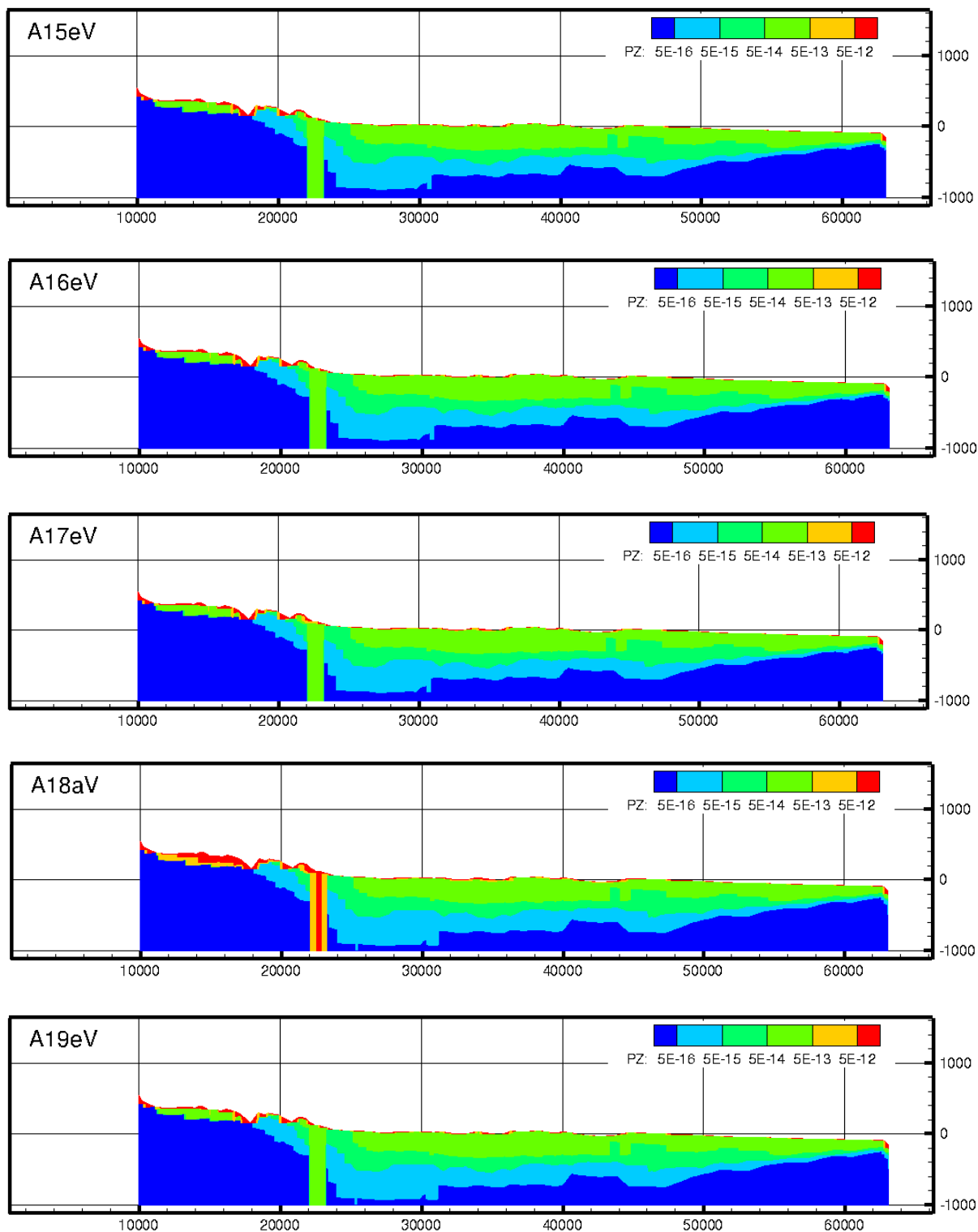


図 2.2A-7 北距 85,000 m での東西断面の浸透率 (m<sup>2</sup>) 分布 (その 4)



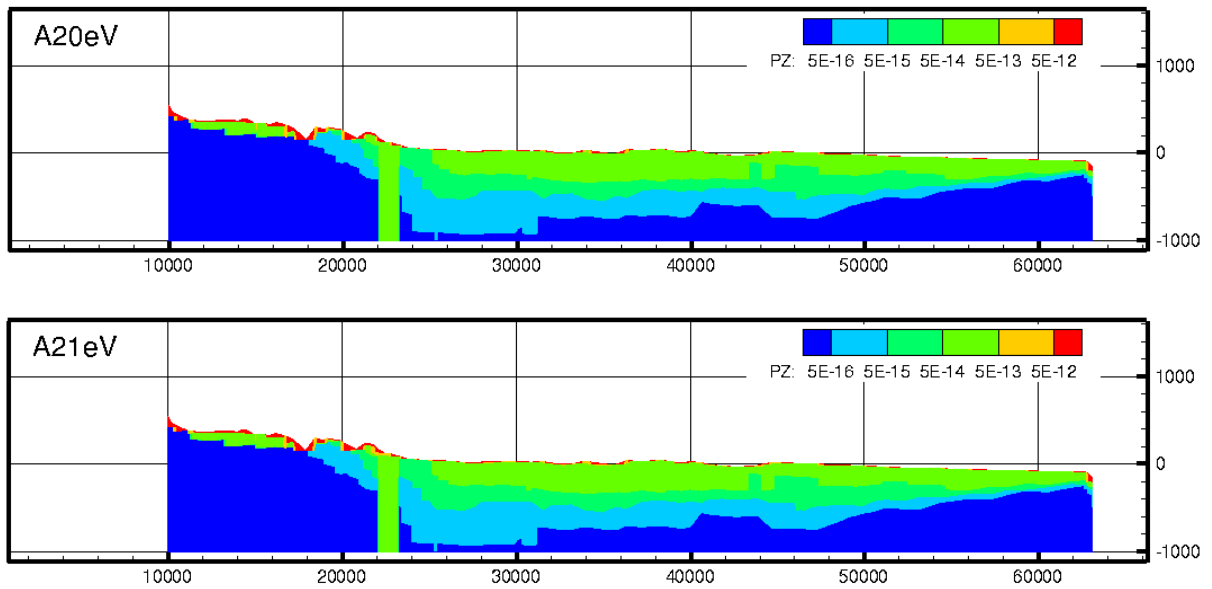


図 2.2A-8 北距 85,000 m での東西断面の浸透率 (m<sup>2</sup>) 分布 (その 5)

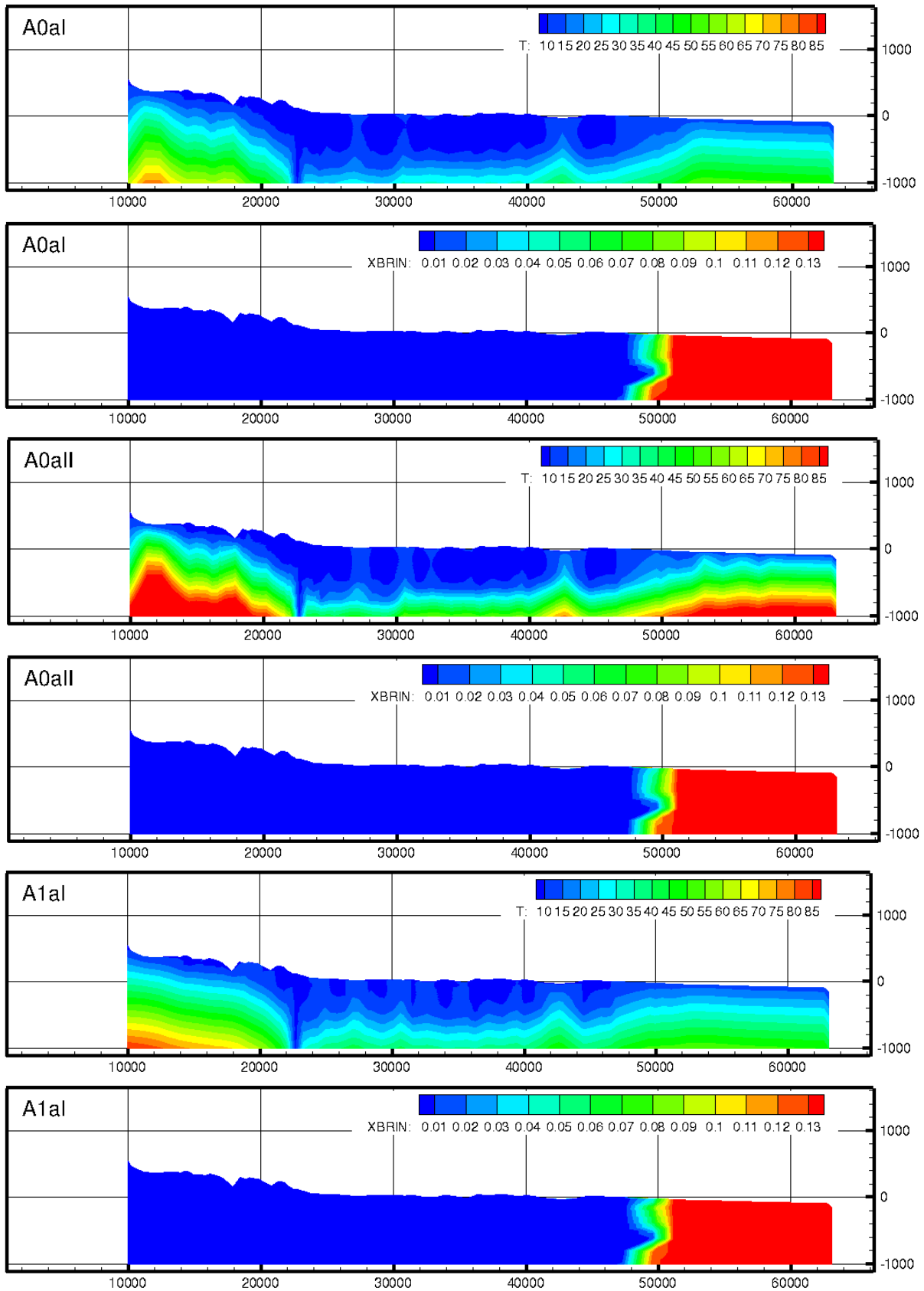


図 2.2A-9 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 1)

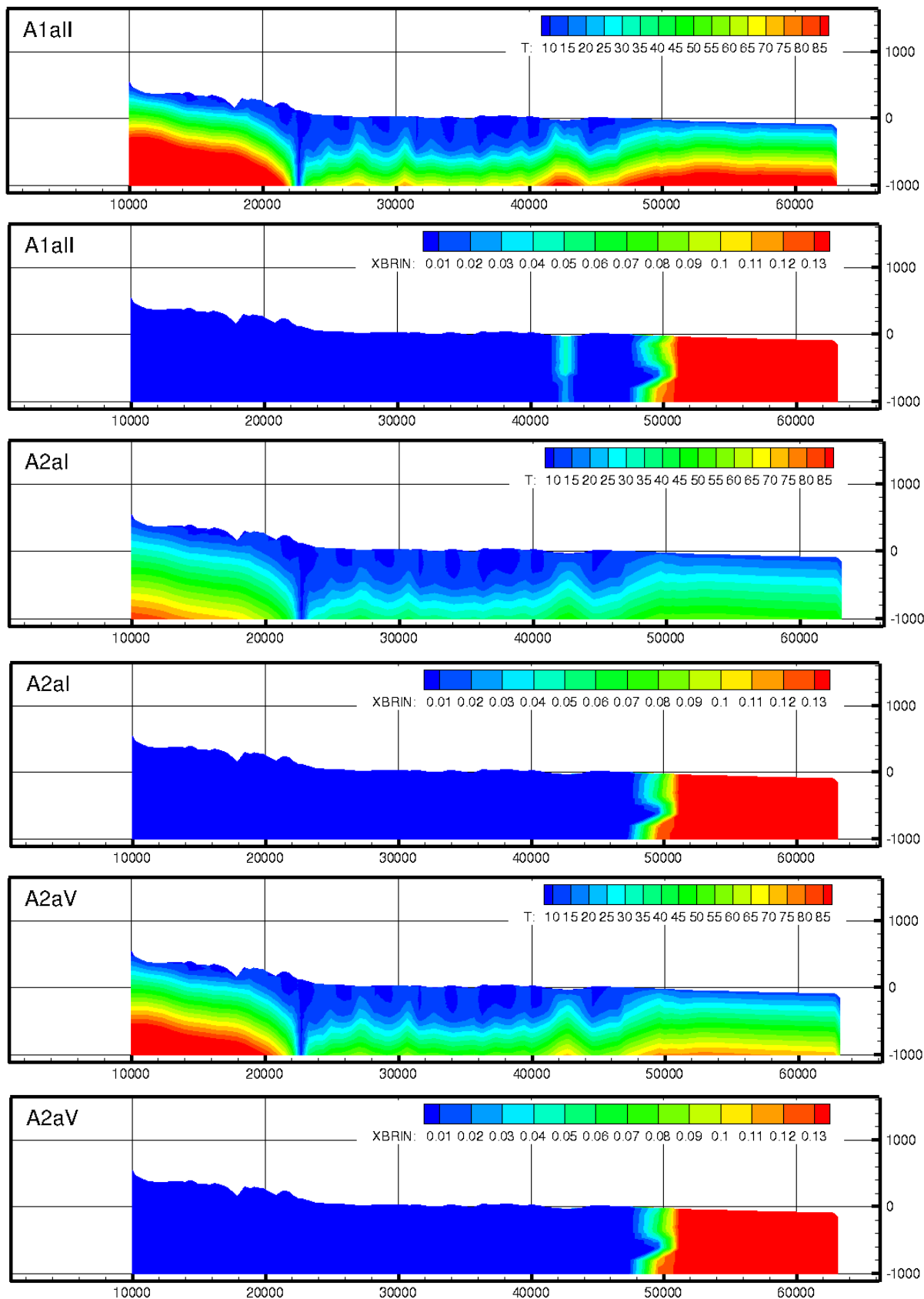


図 2.2A-10 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 2)

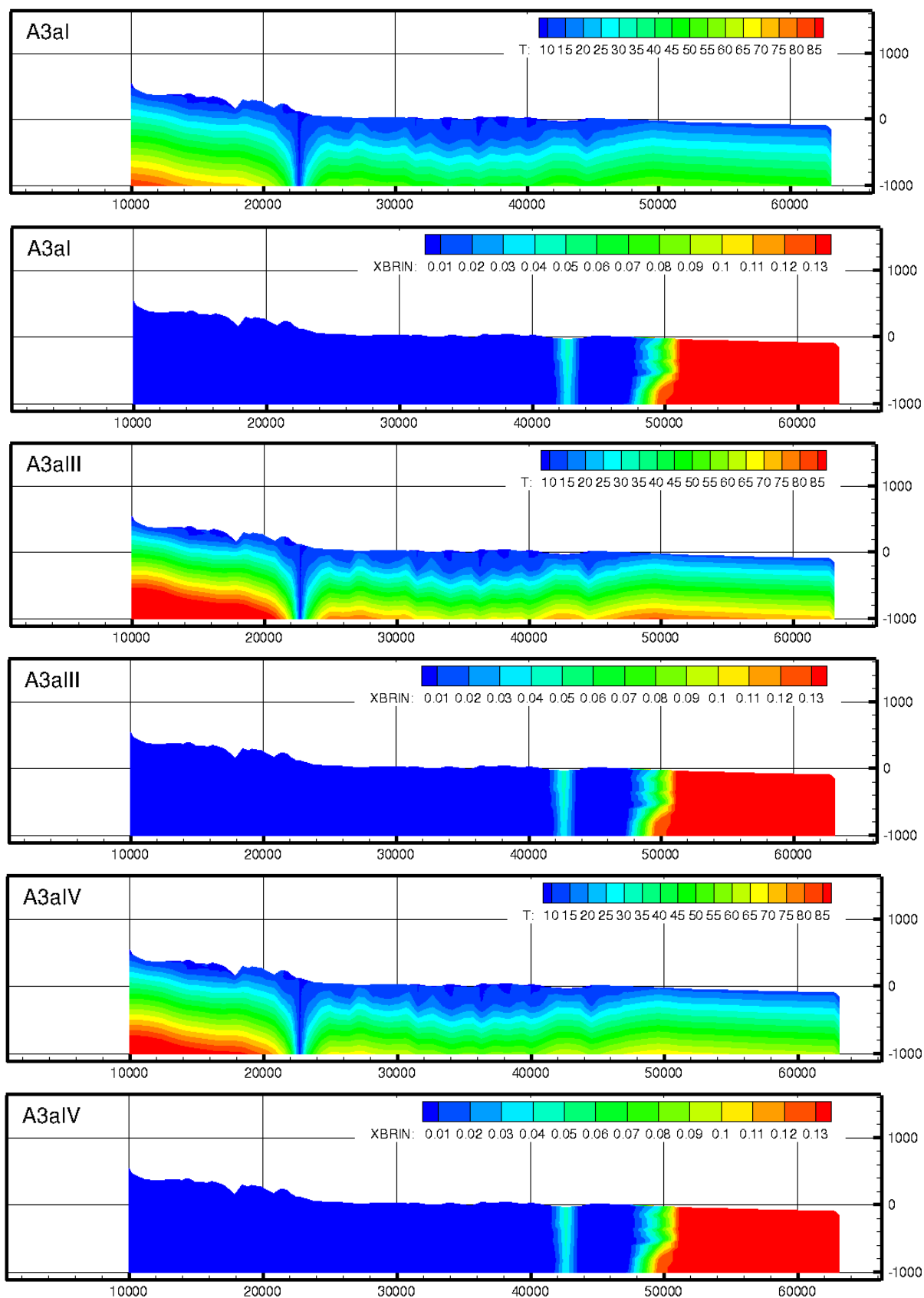


図 2.2A-11 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 3)

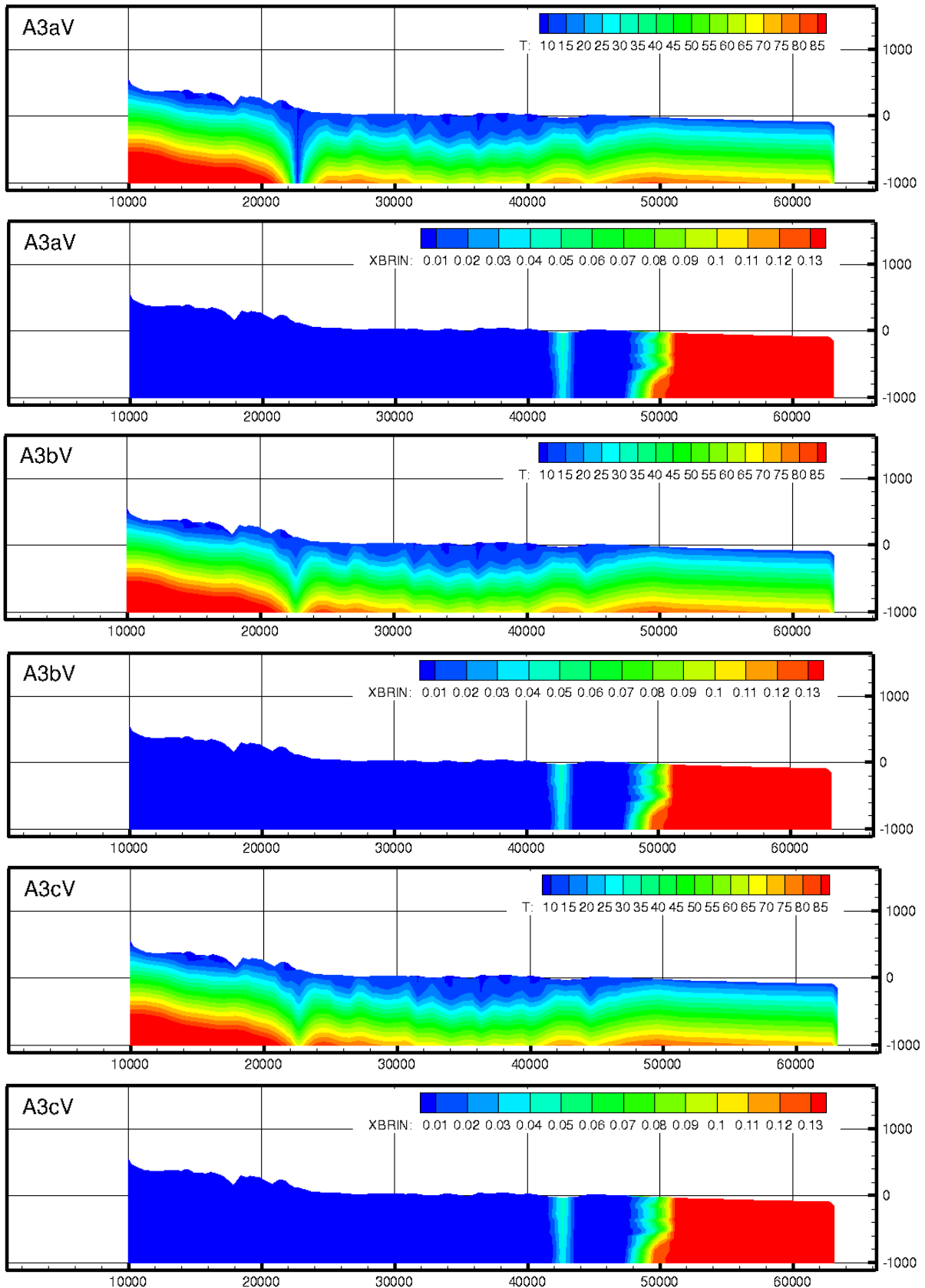


図 2.2A-12 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 4)



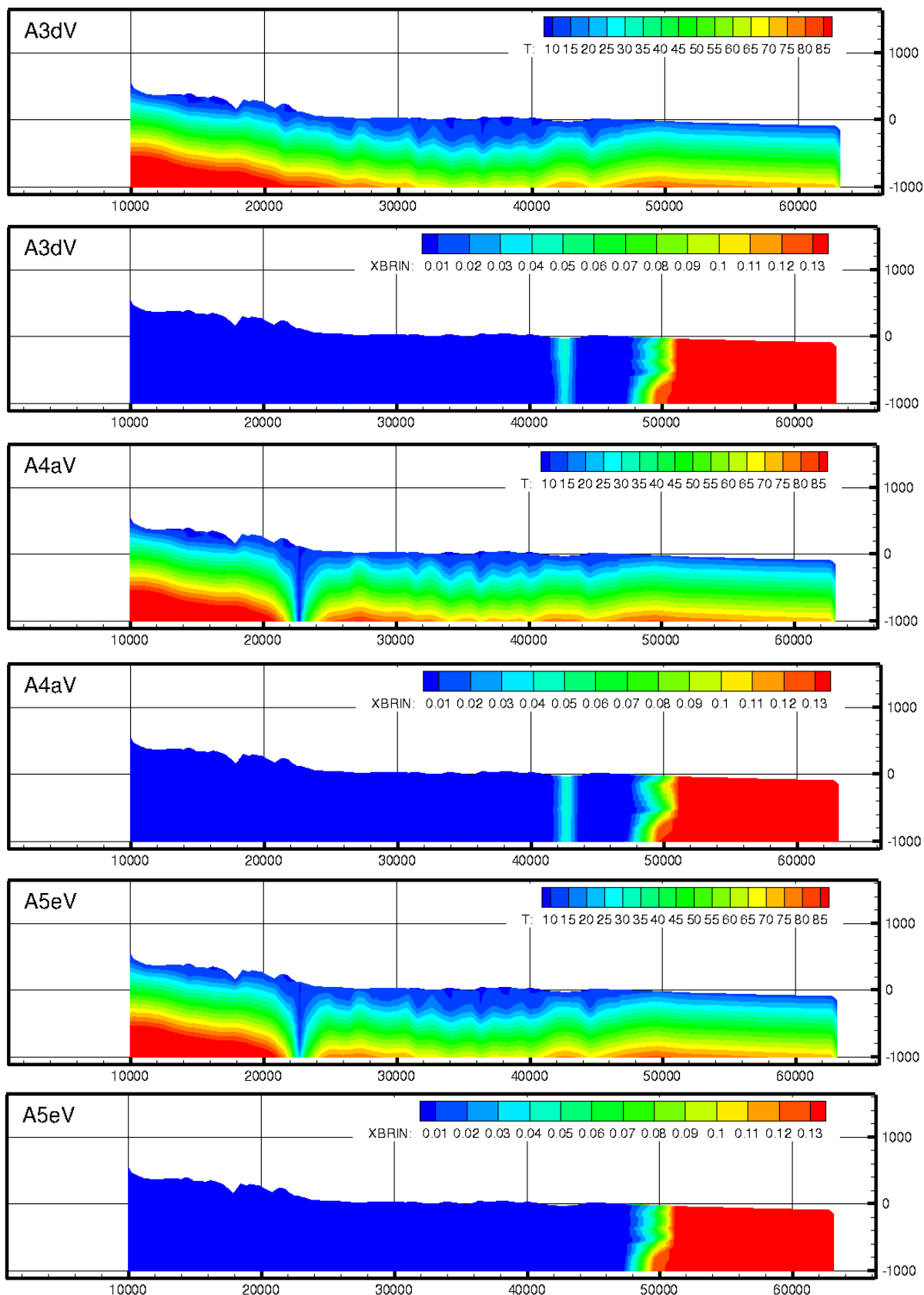


図 2.2A-13 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 5)

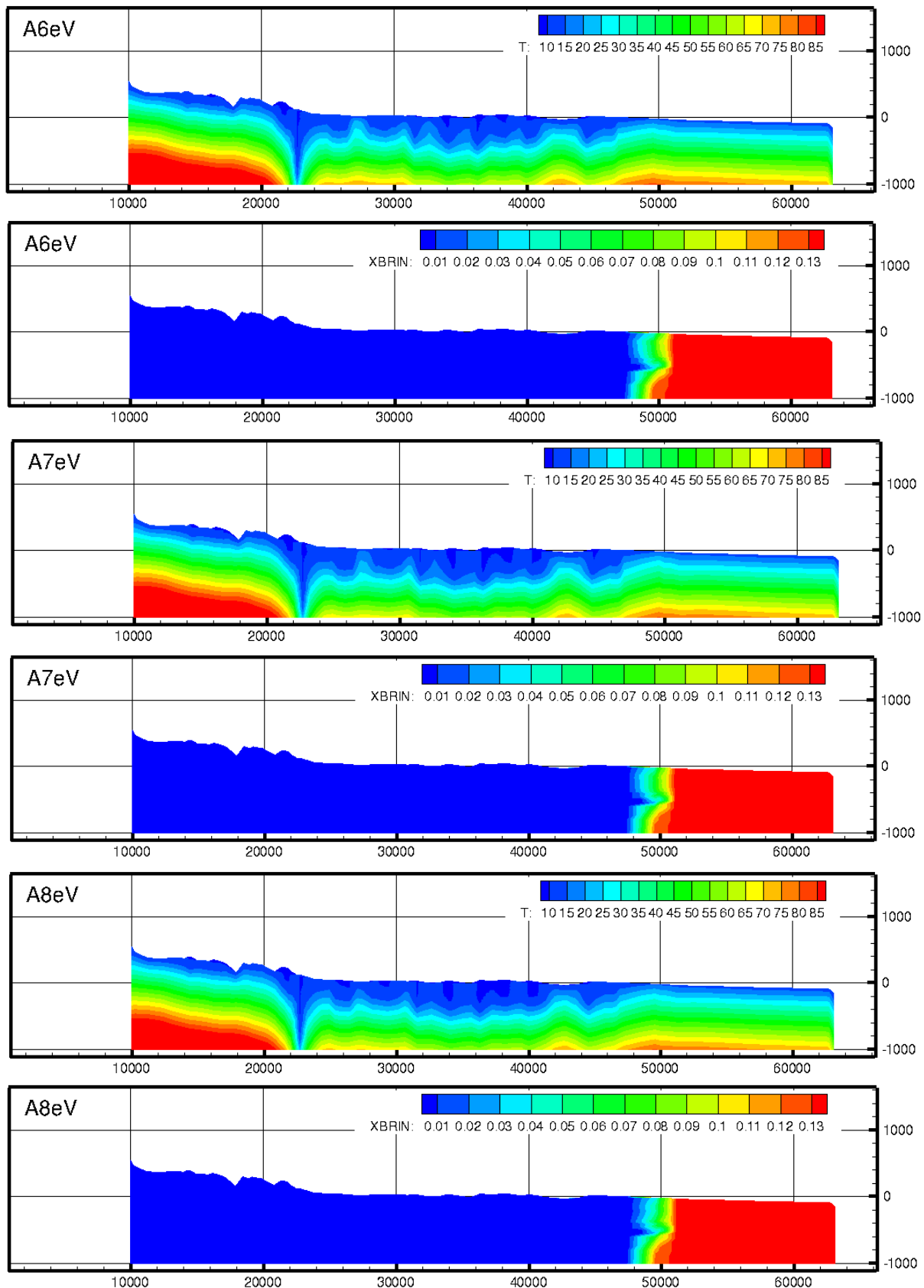


図 2.2A-14 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 6)

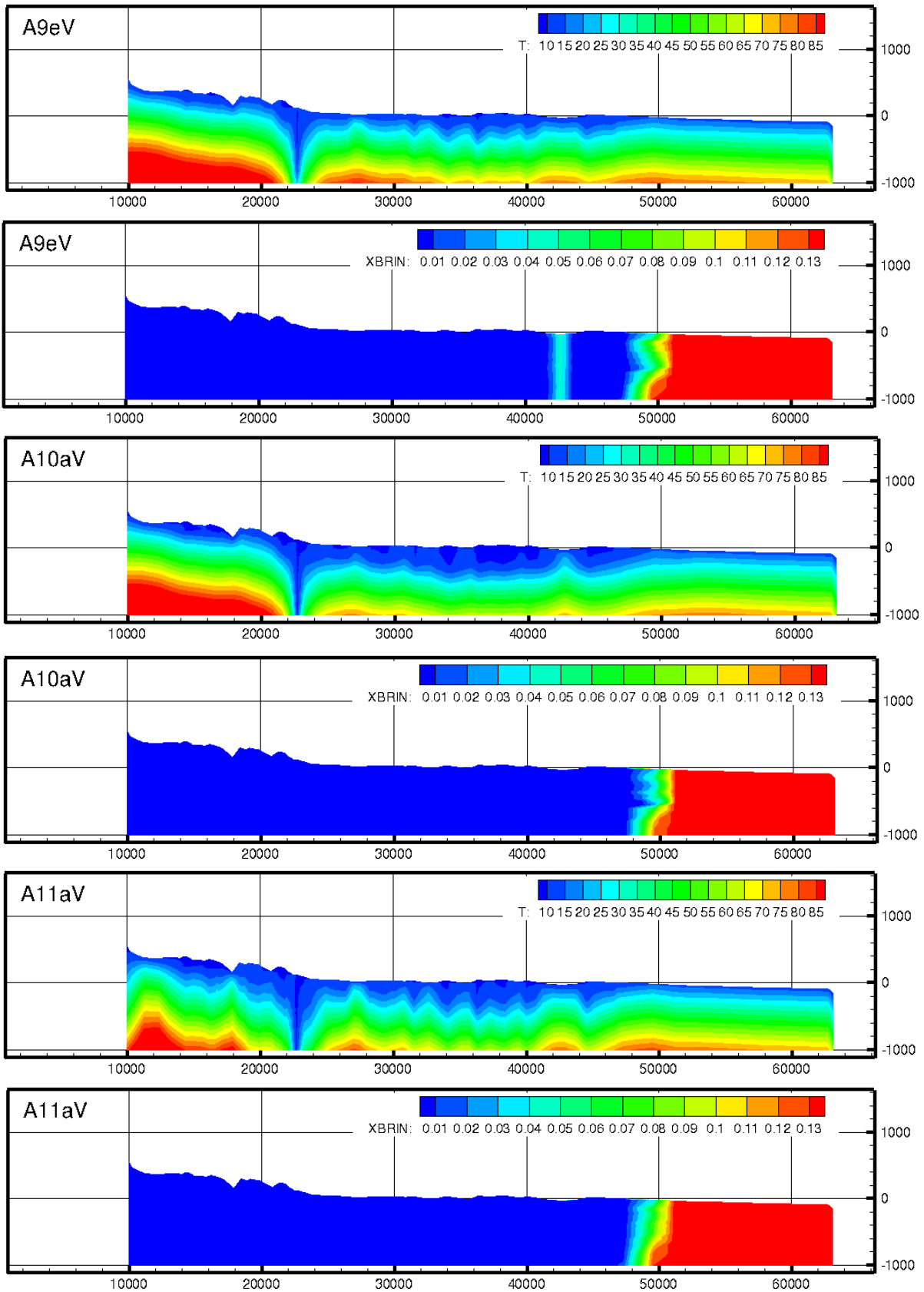


図 2.2A-15 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 7)

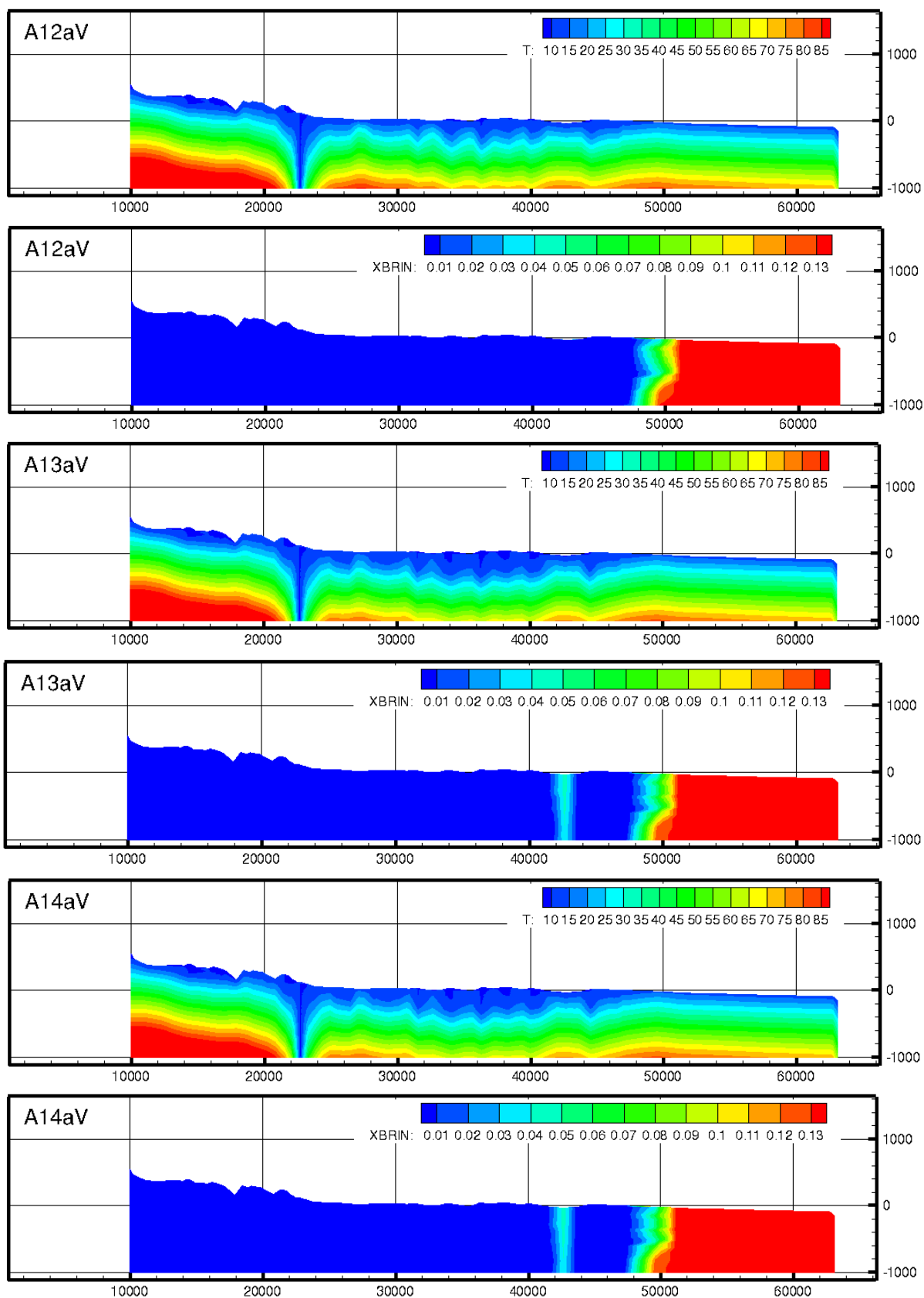


図 2.2A-16 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 8)

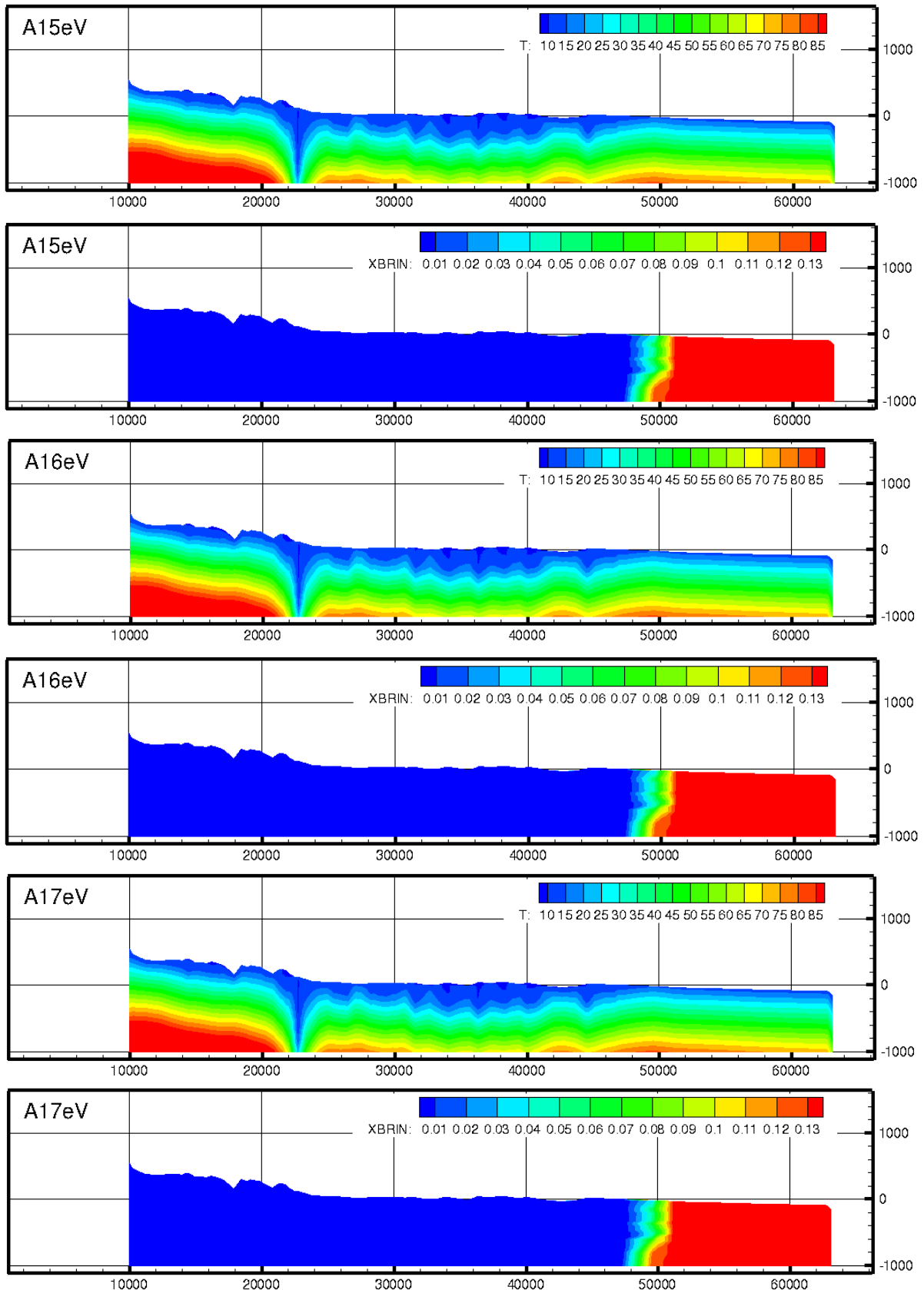


図 2.2A-17 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 9)



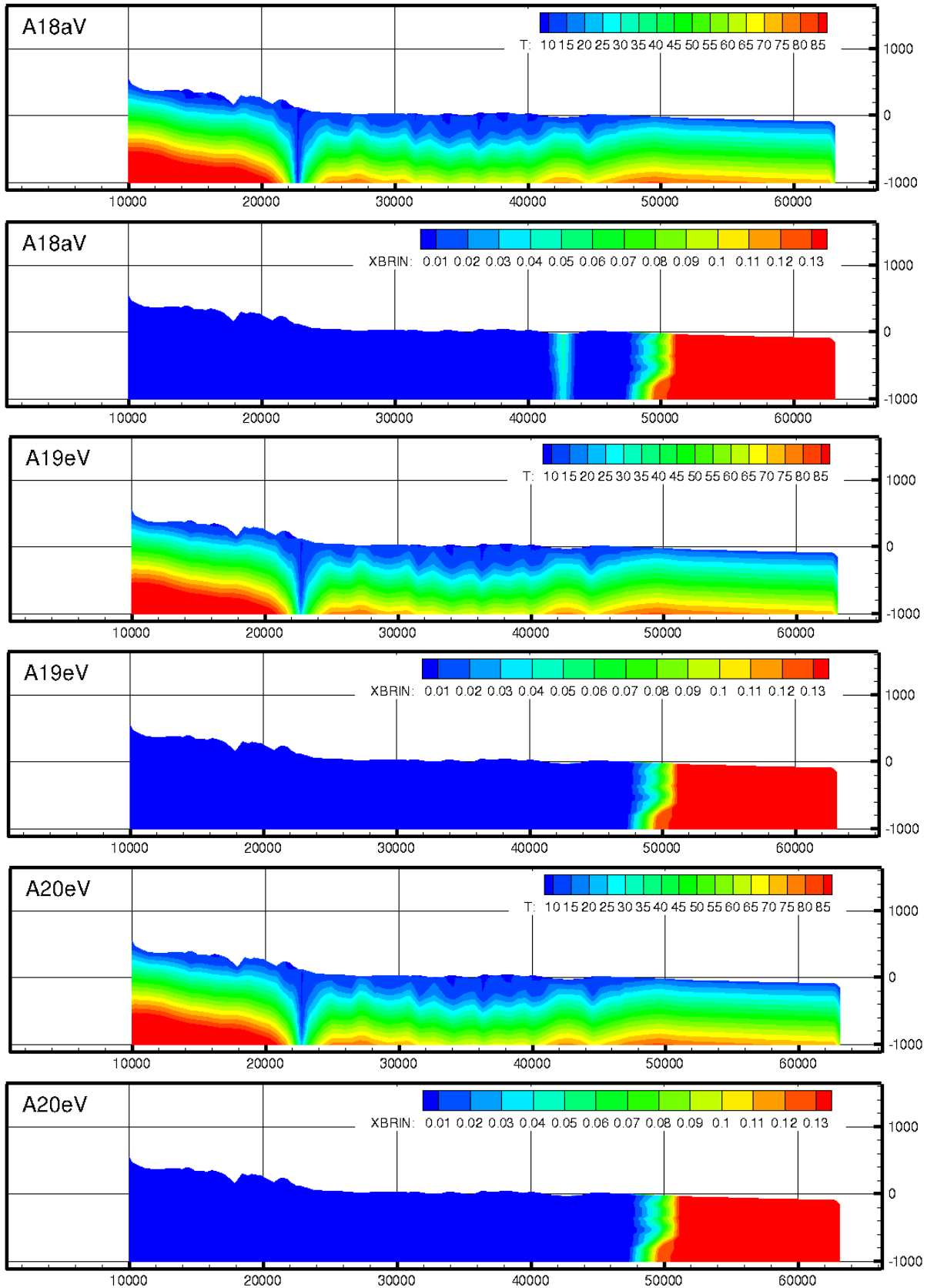


図 2.2A-18 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 10)

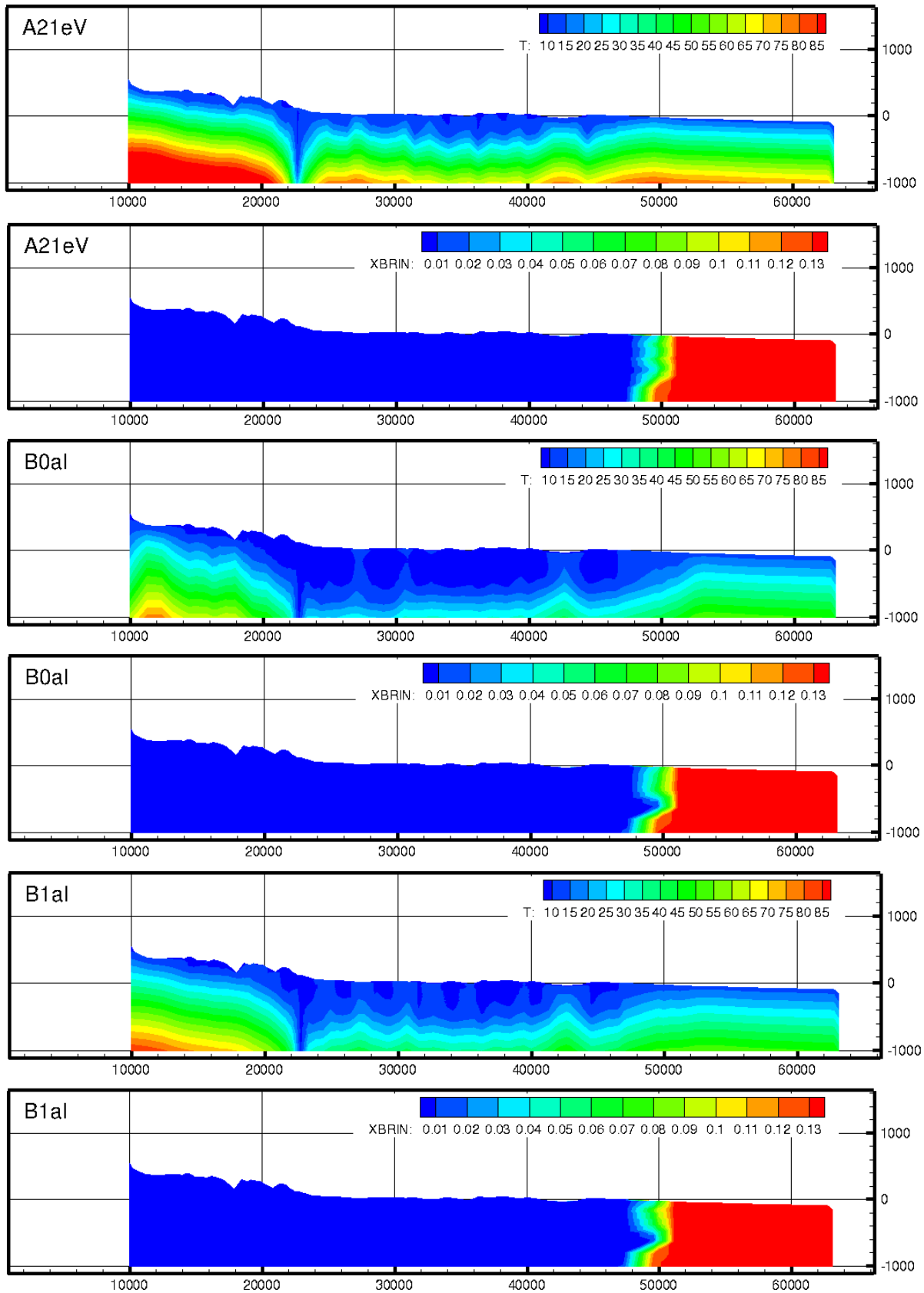


図 2.2A-19 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 1 1)

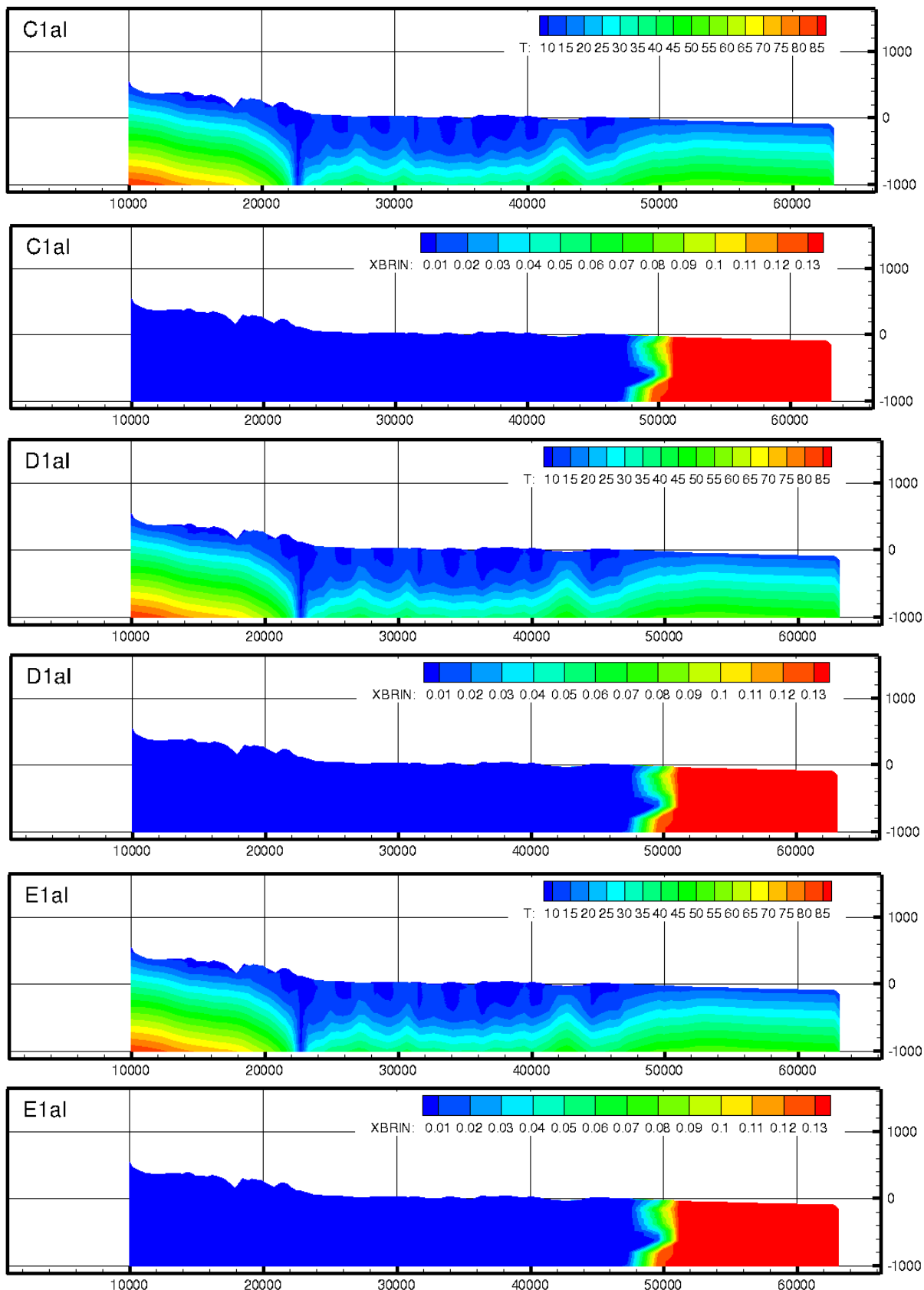


図 2.2A-20 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 1 2)

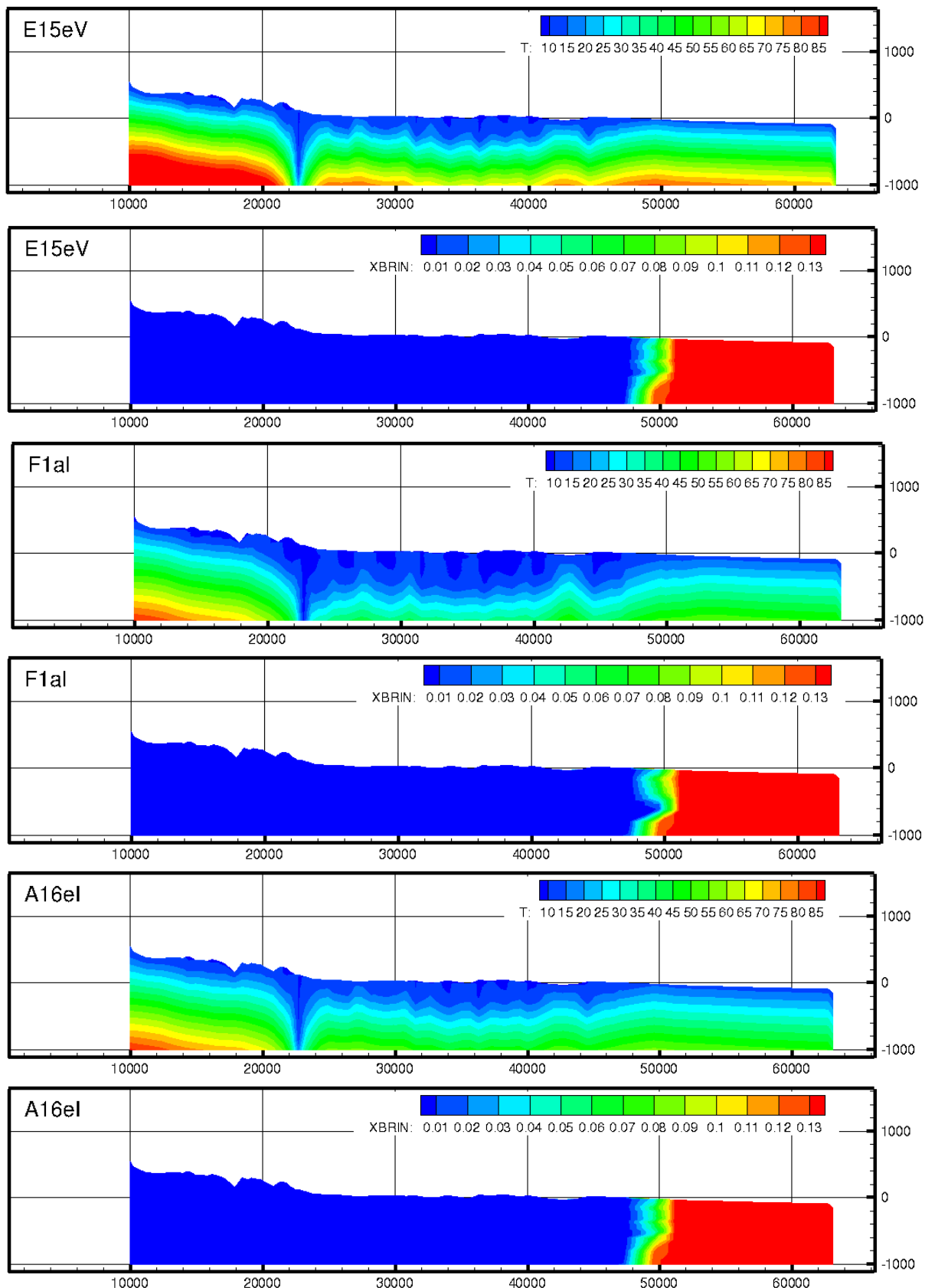


図 2.2A-21 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 13)

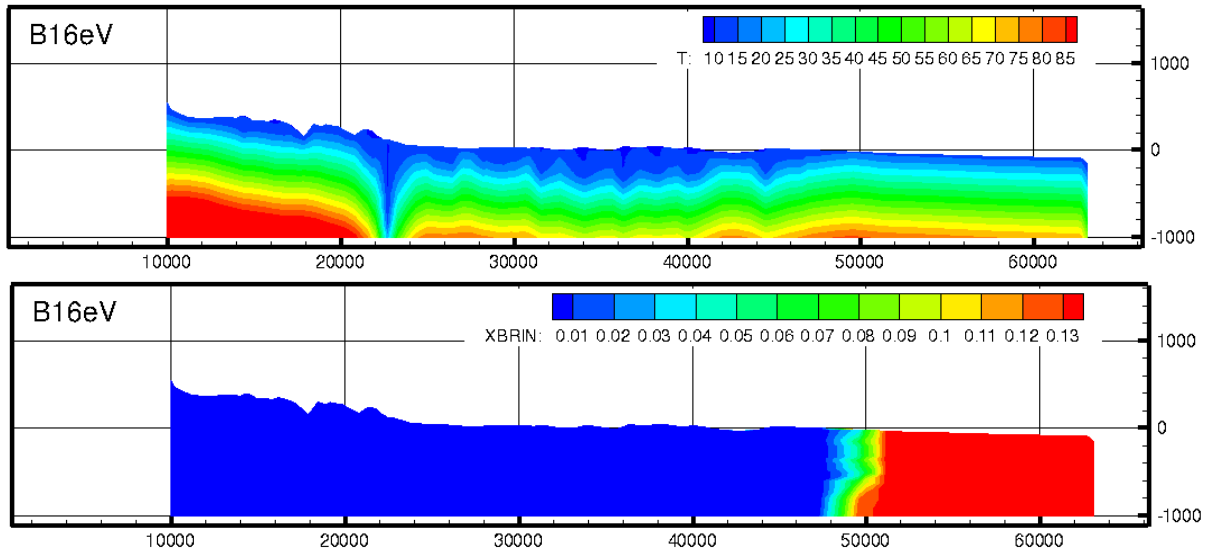


図 2.2A-22 北距 85,000 m での東西断面の温度 T (°C) と塩濃度 XBRIN (0.13=海水塩濃度) の分布 (その 1 4)



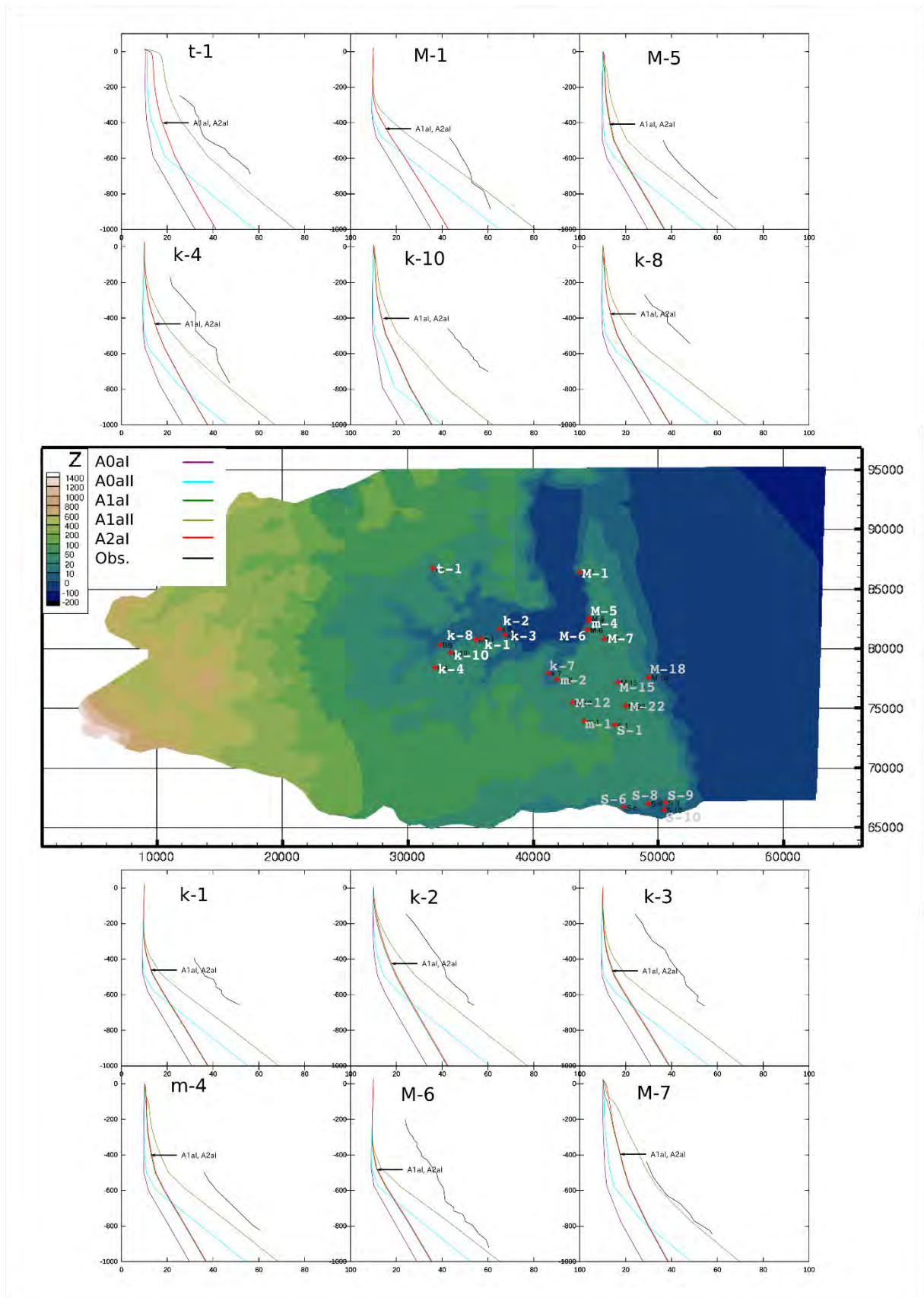


図 2.2A-23 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その1 北半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.

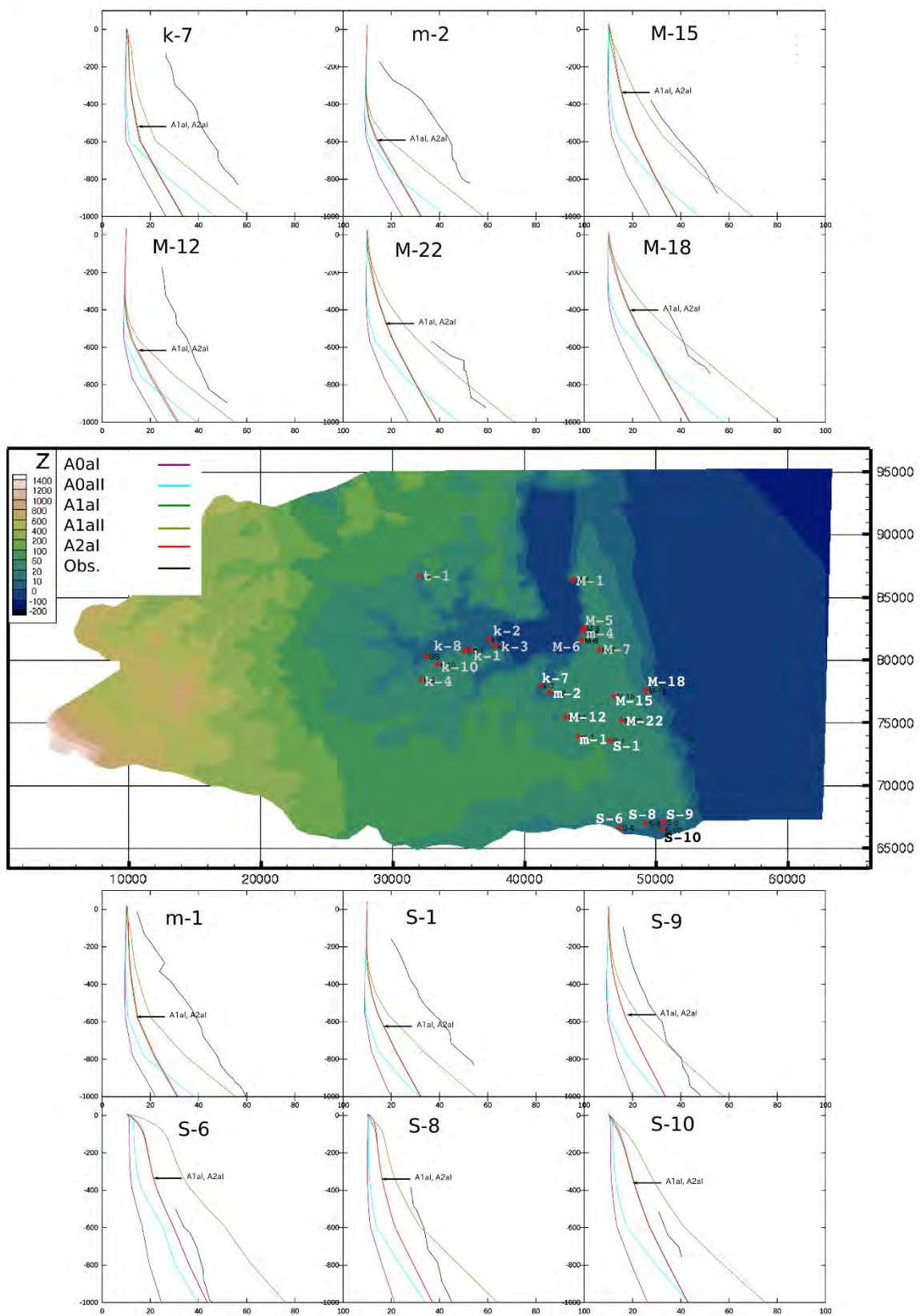


図 2.2A-24 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その1 南半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.

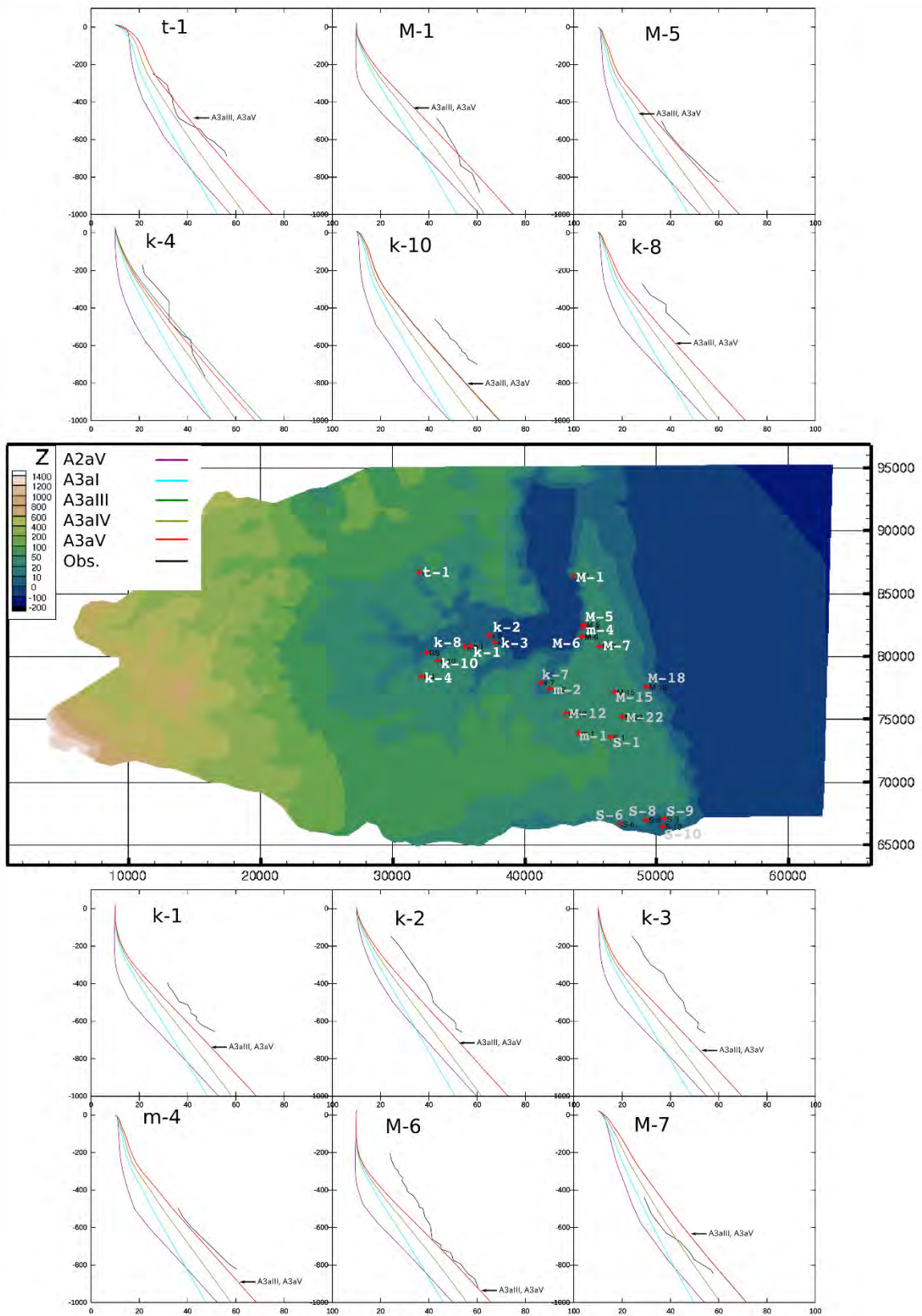


図 2.2A-25 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その2北半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.



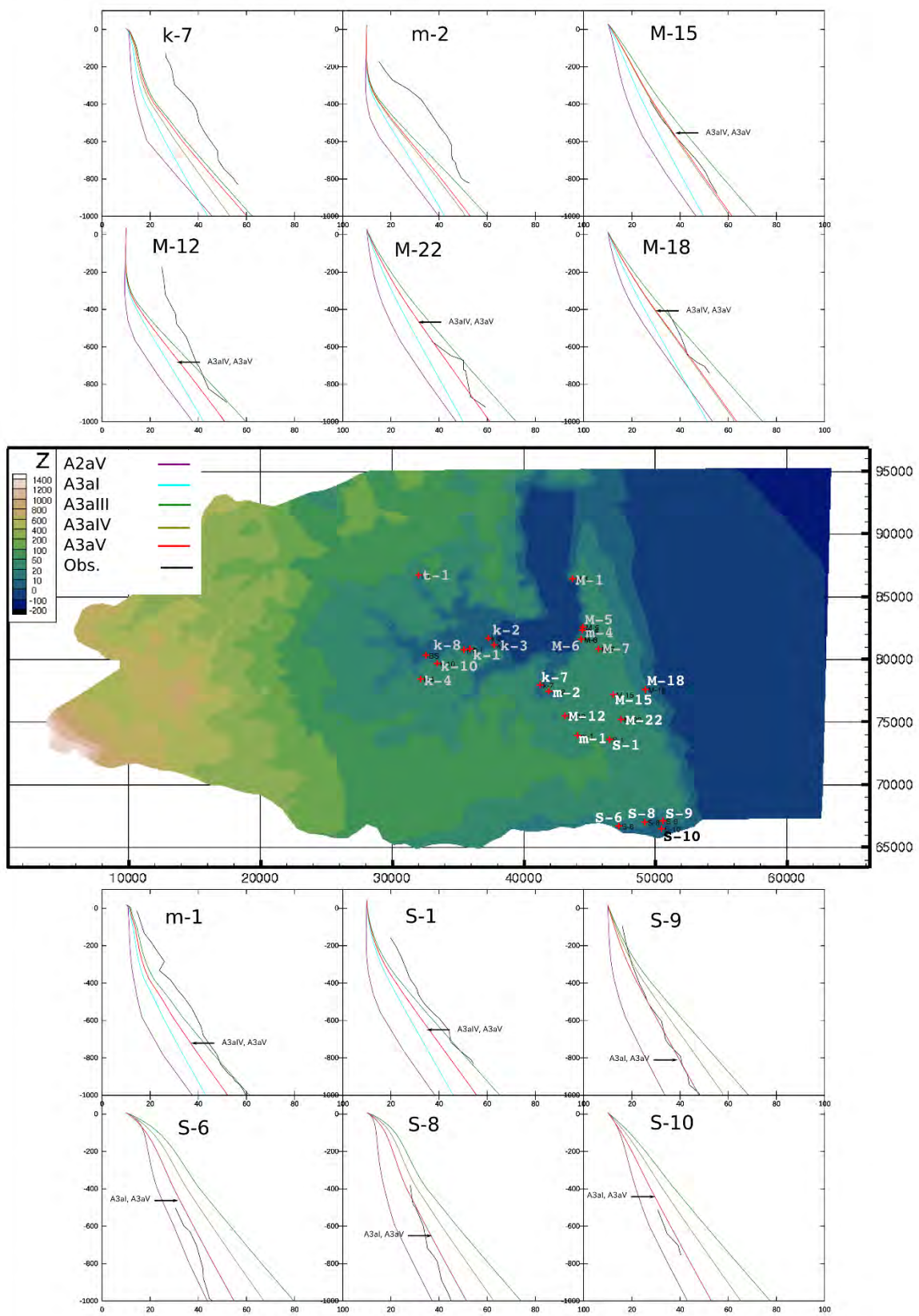


図 2.2A-26 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その2 南半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.

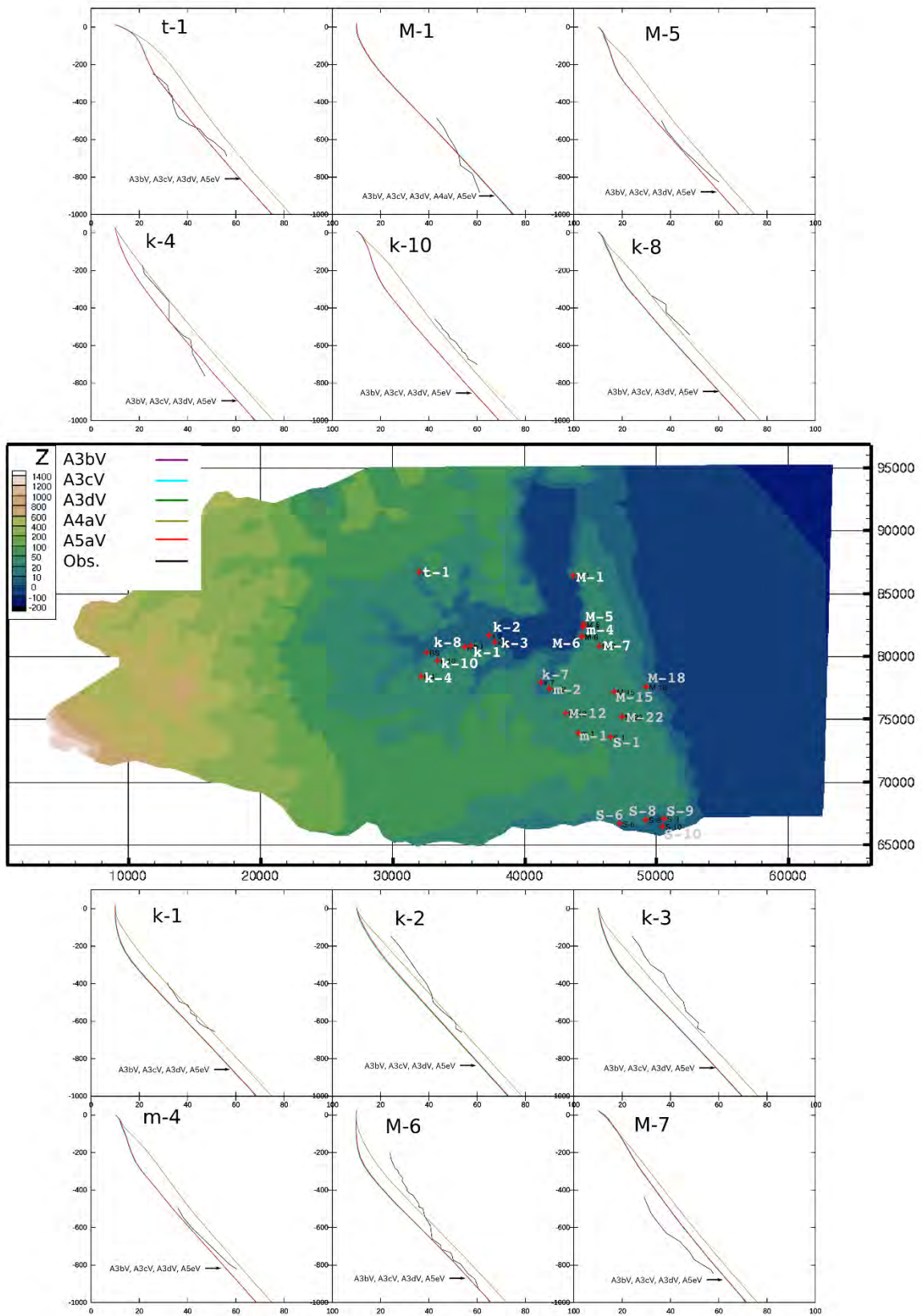


図 2.2A-27 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その3北半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.



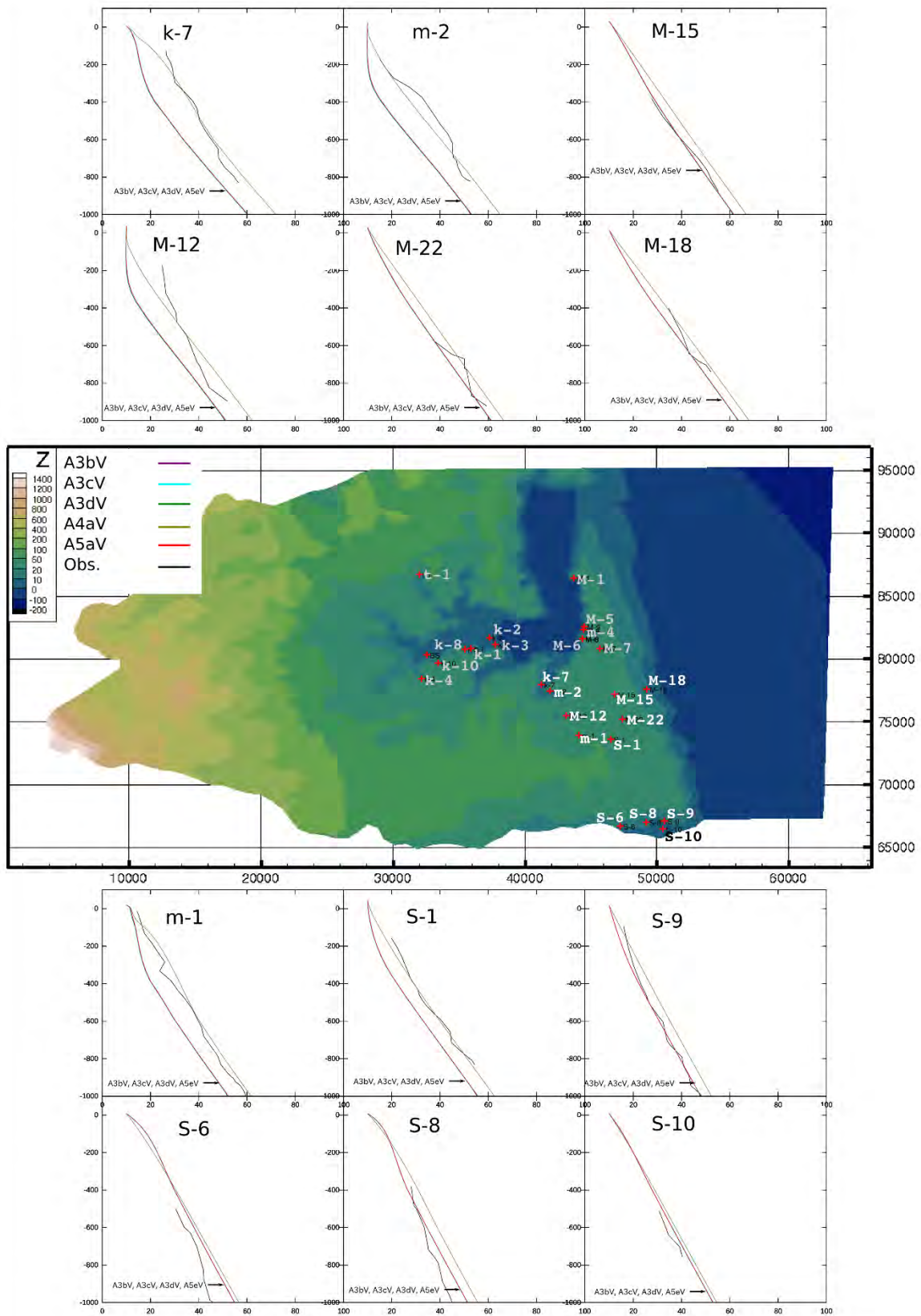


図 2.2A-28 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その3 南半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.

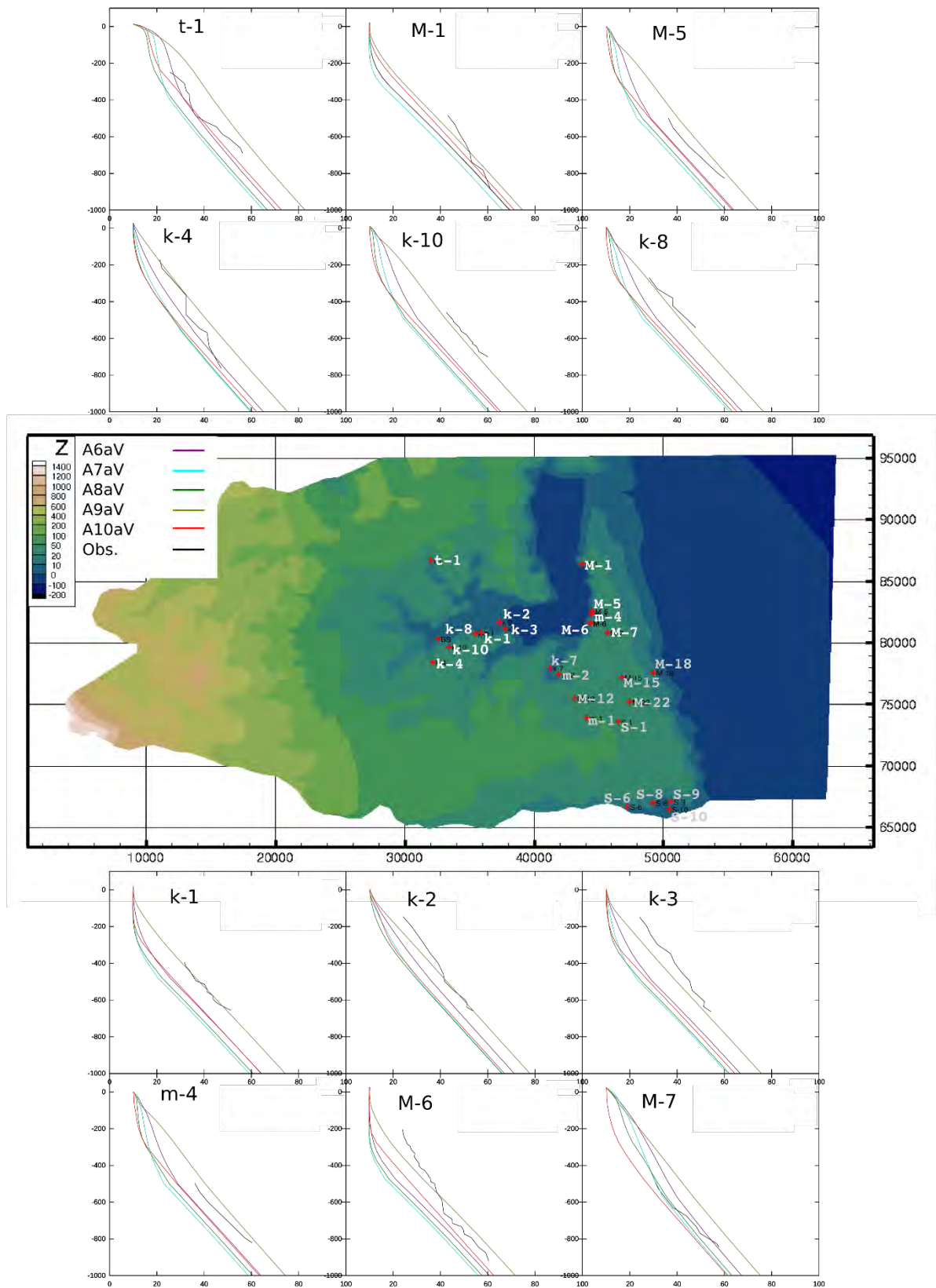


図 2.2A-29 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その4北半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.

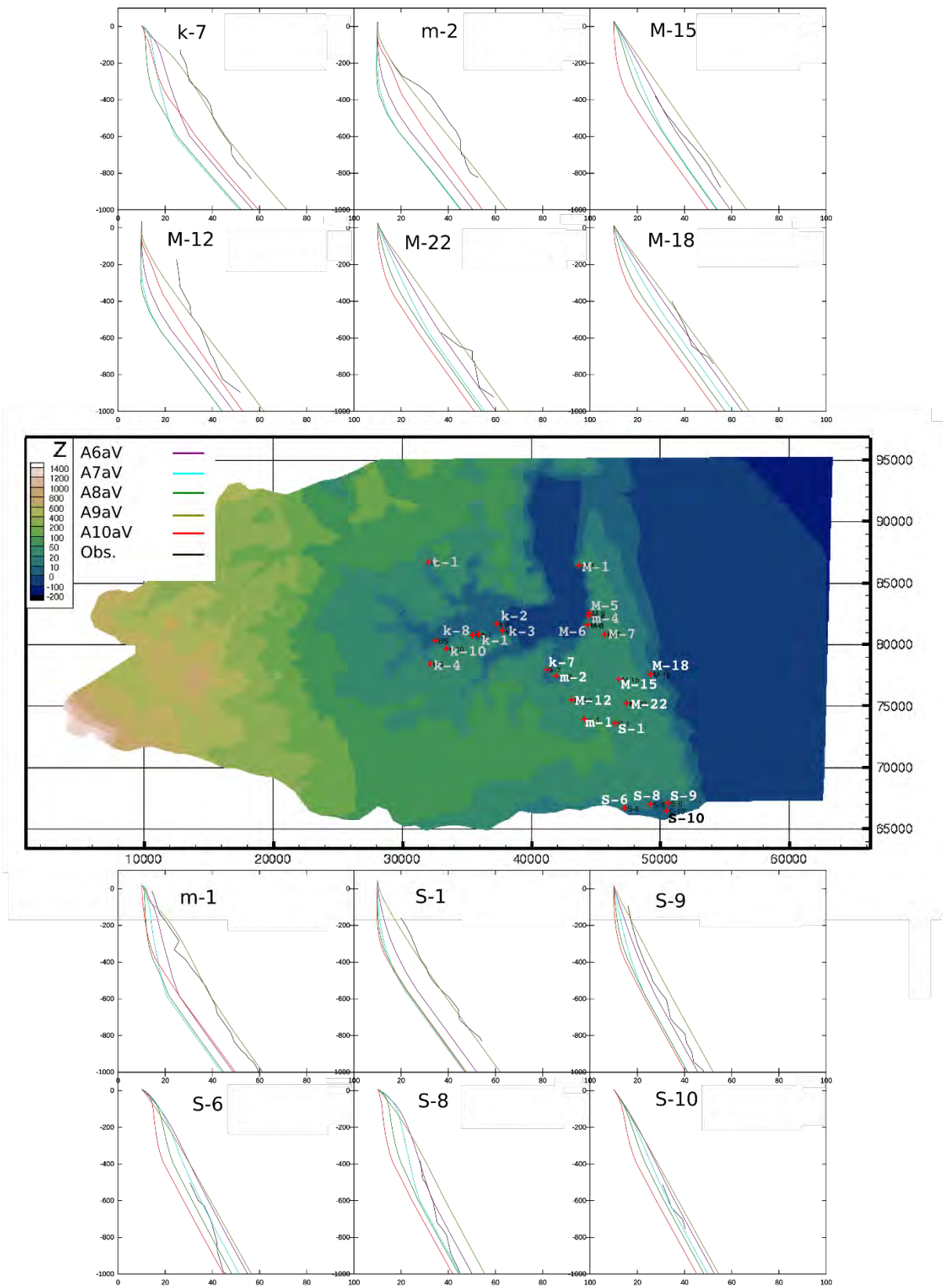


図 2.2A-30 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その4 南半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.



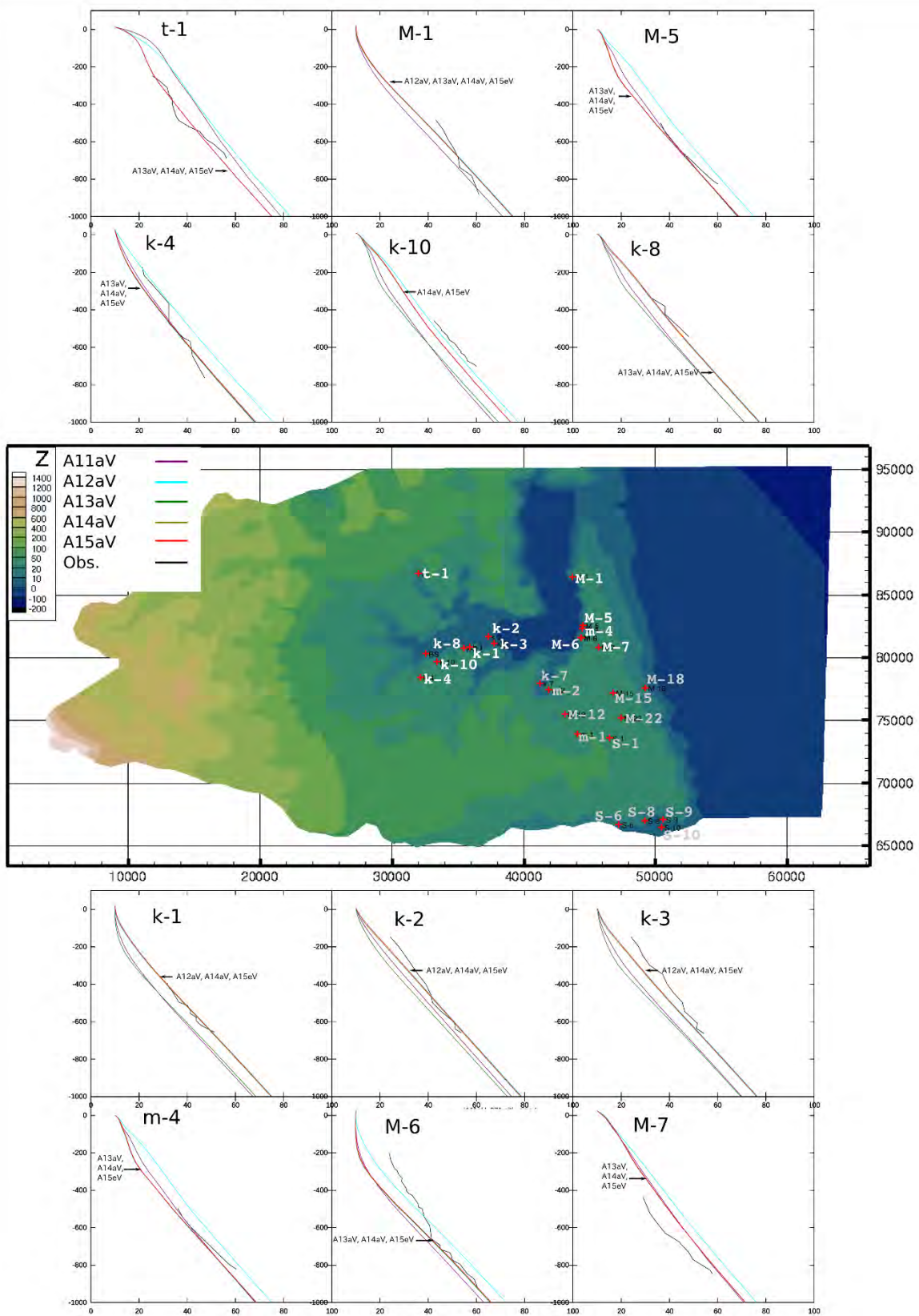


図 2.2A-31 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その5北半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.

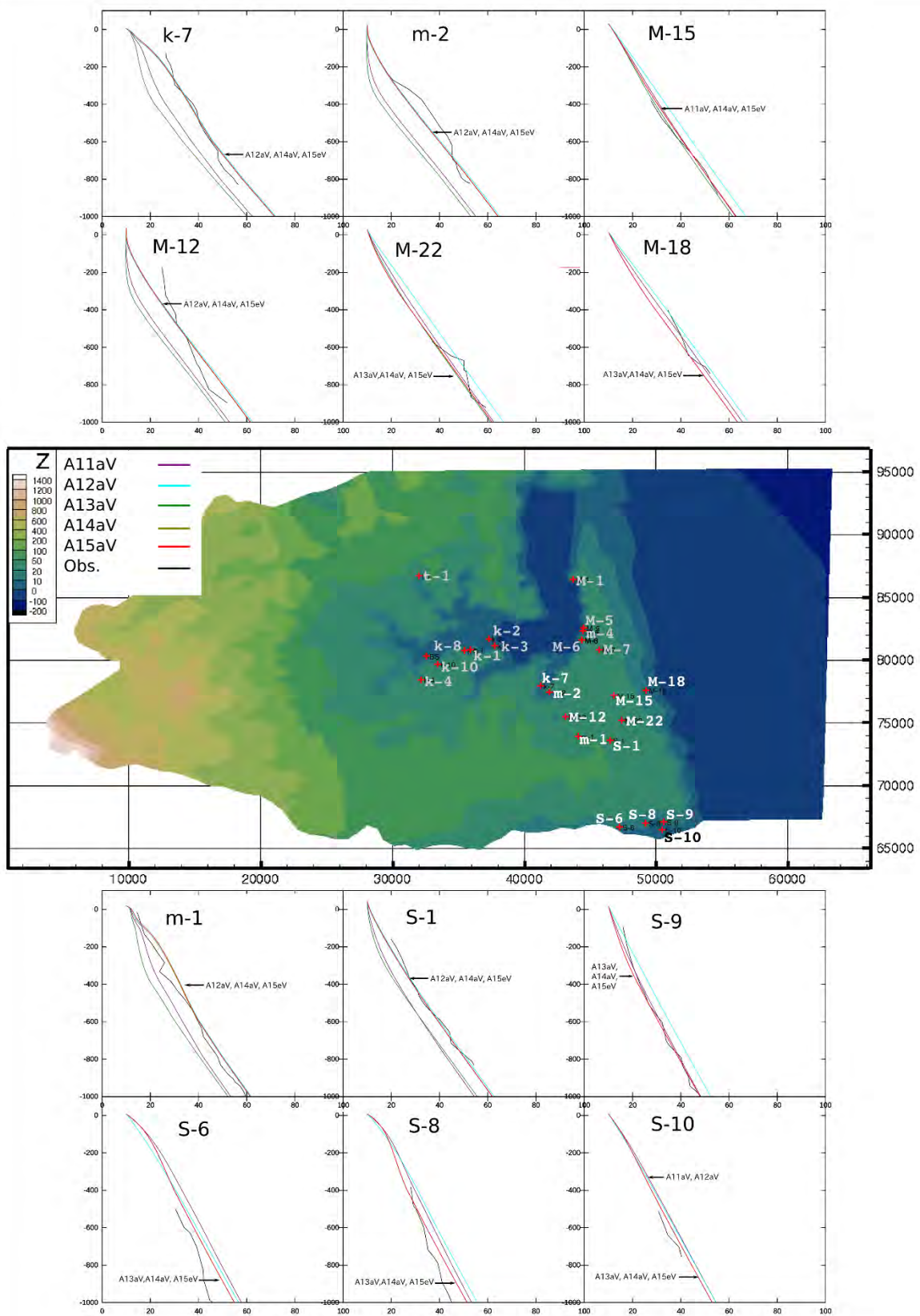


図 2.2A-32 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その5 南半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.



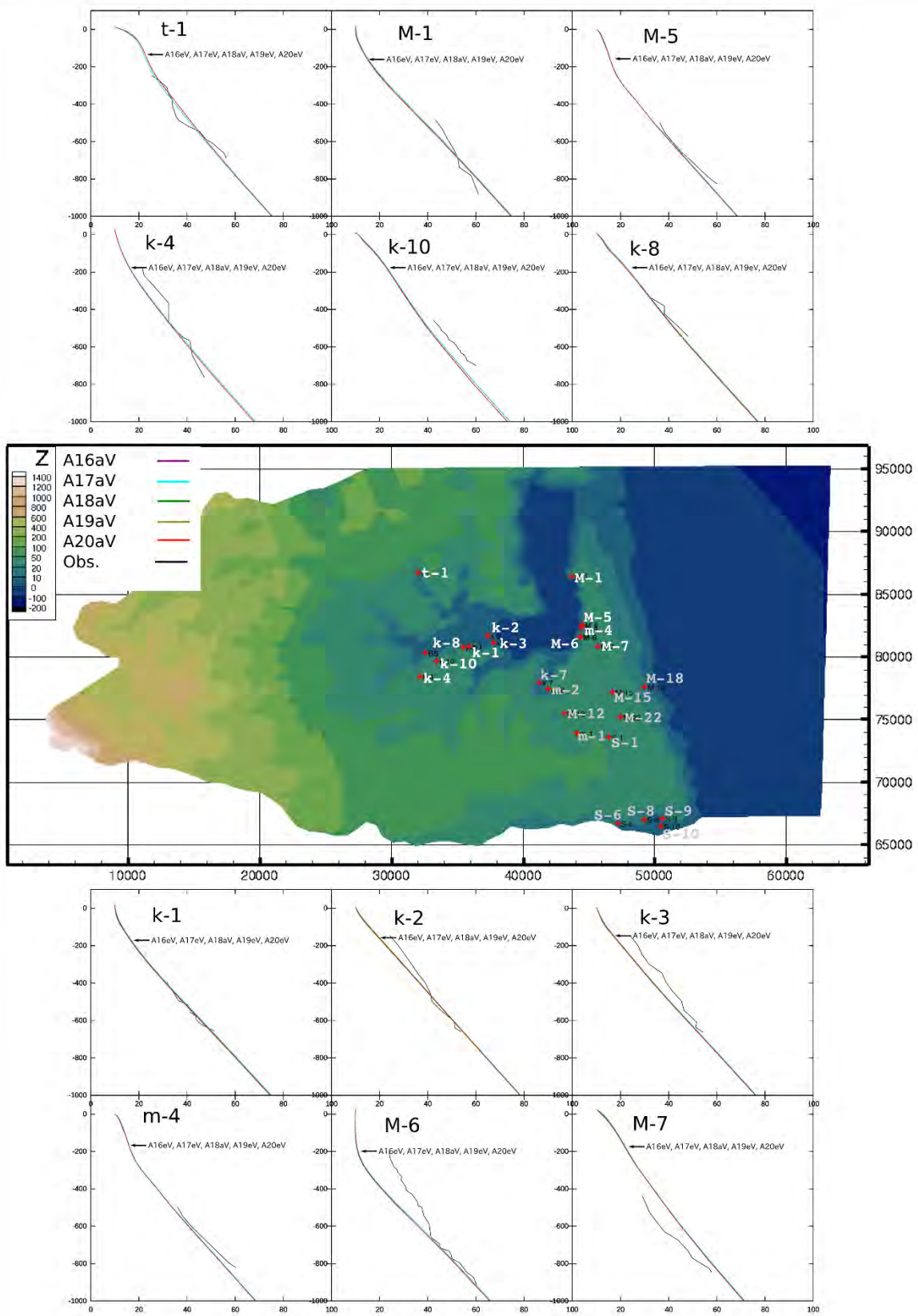


図 2.2A-33 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その6 北半部)

縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.

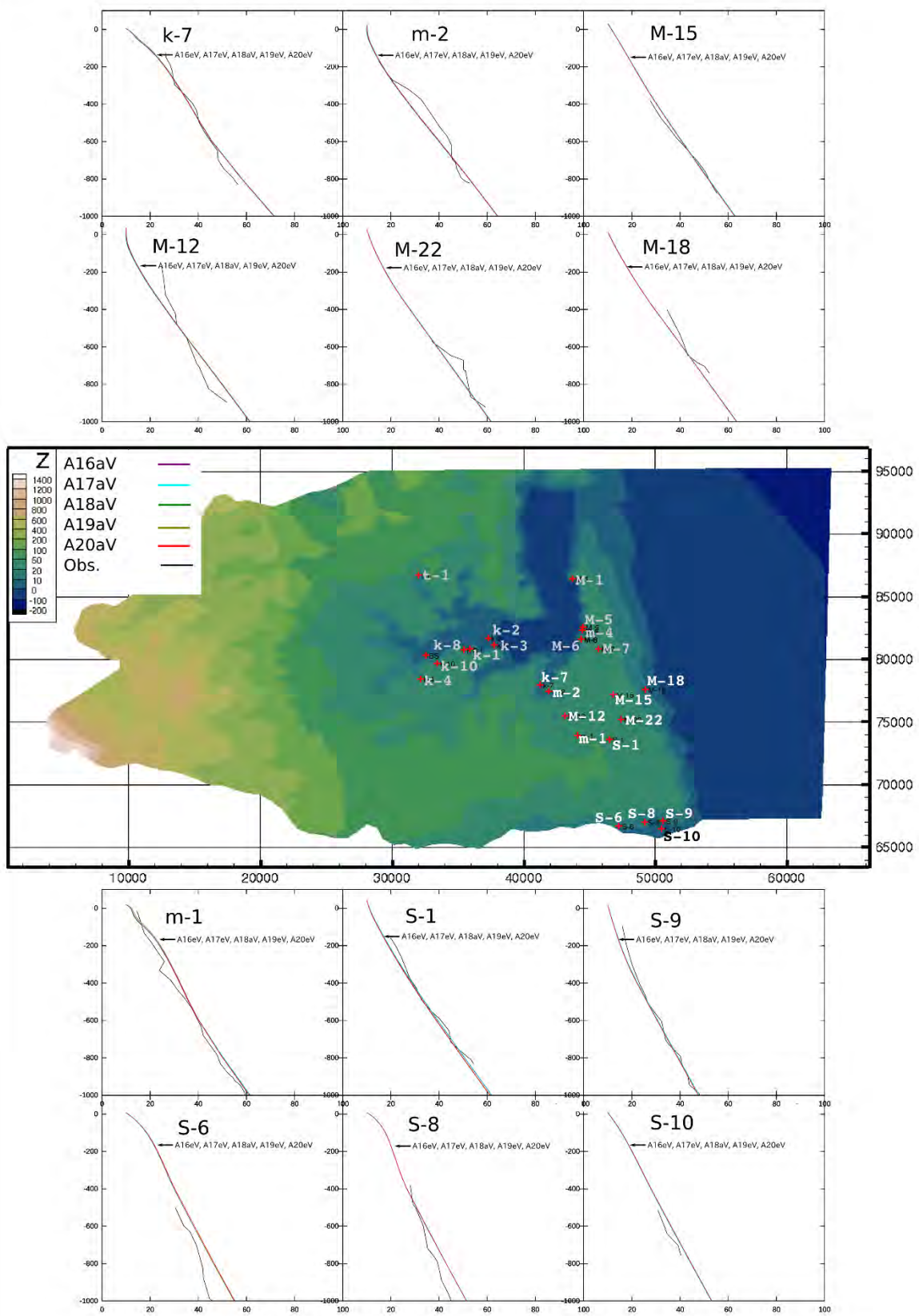


図 2.2A-34 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その6 南半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.

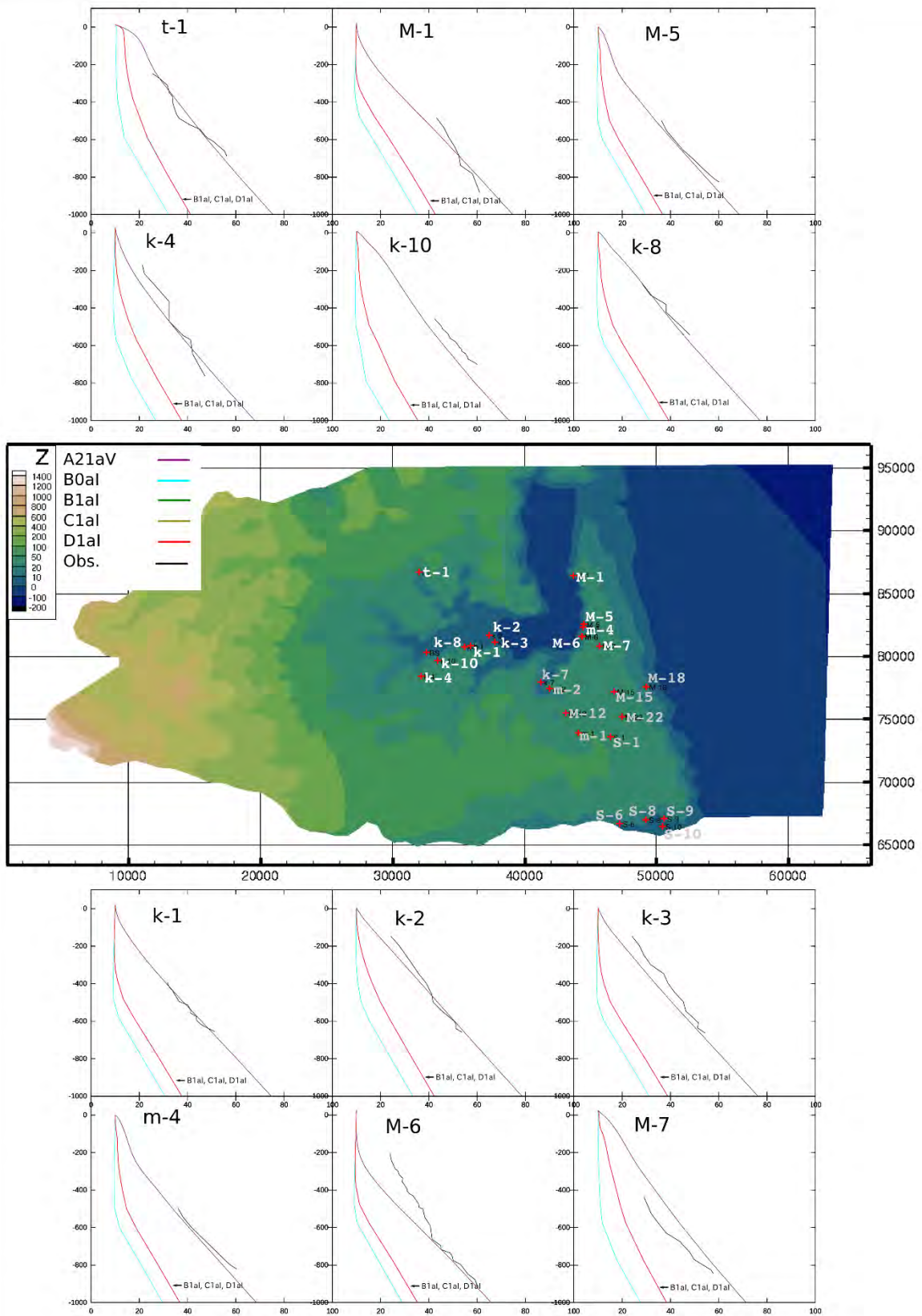


図 2.2A-35 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その7北半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度(°C), Z: 標高.



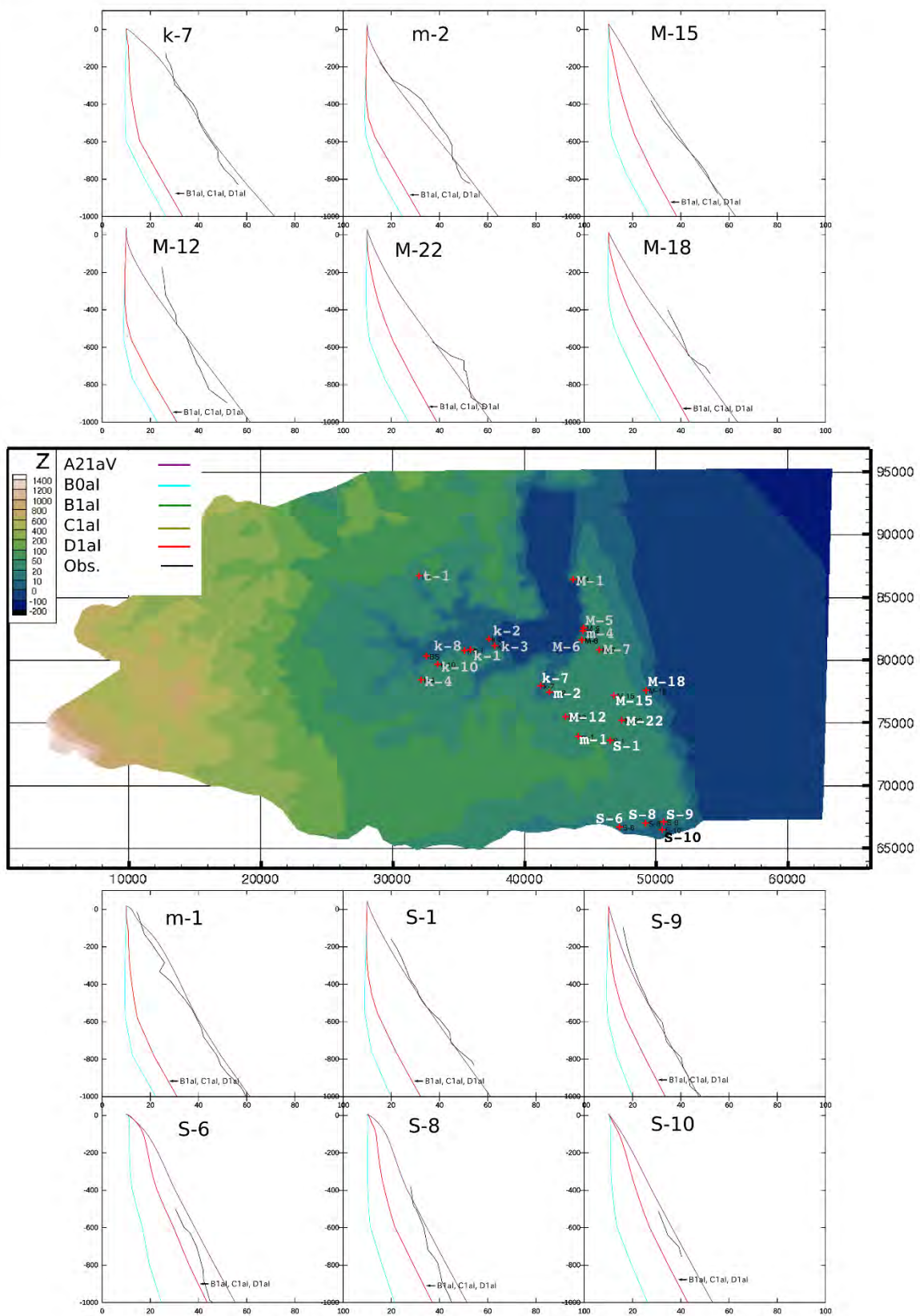


図 2.2A-36 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その7南半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.

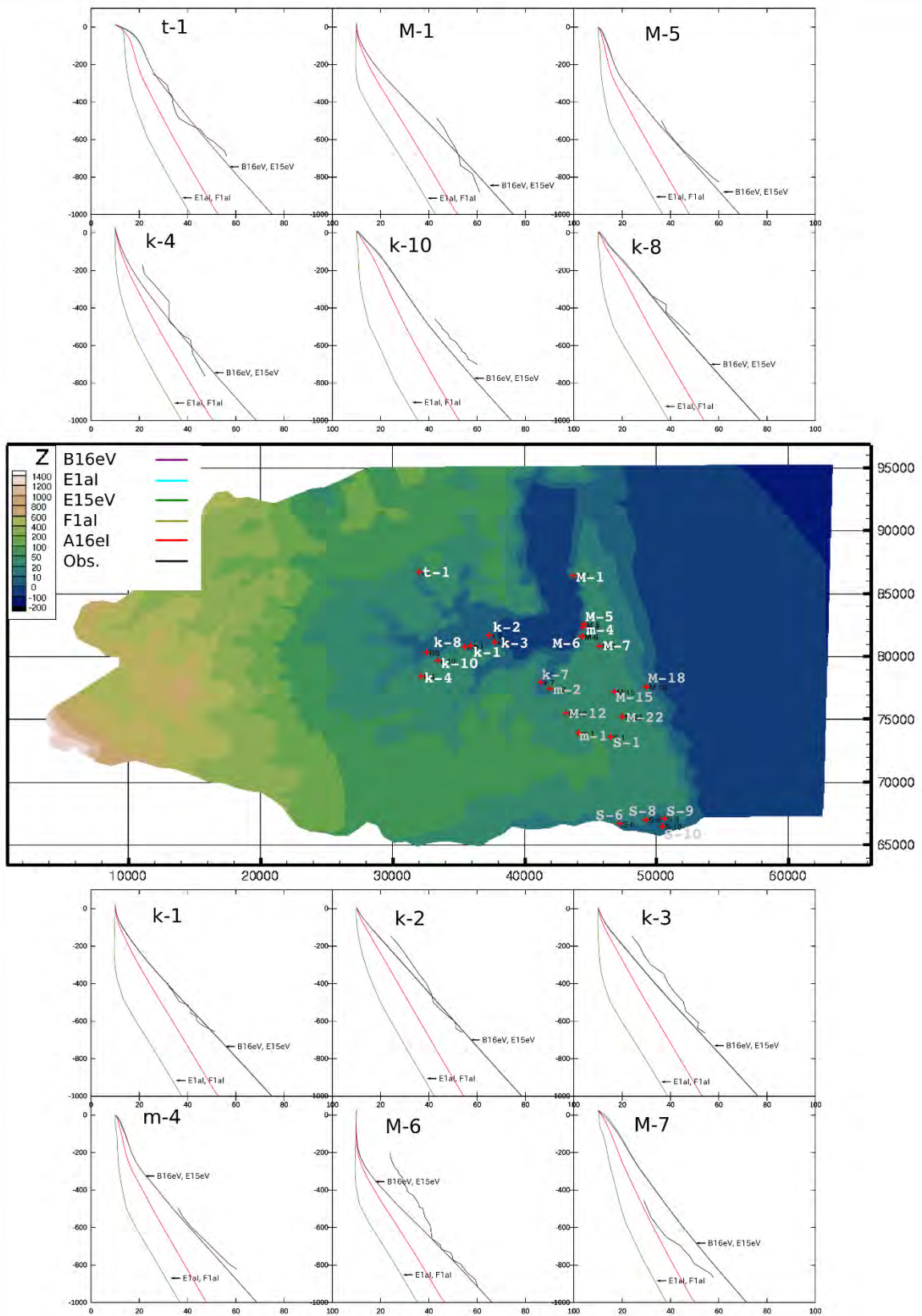


図 2.2A-37 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その8北半部)  
縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.



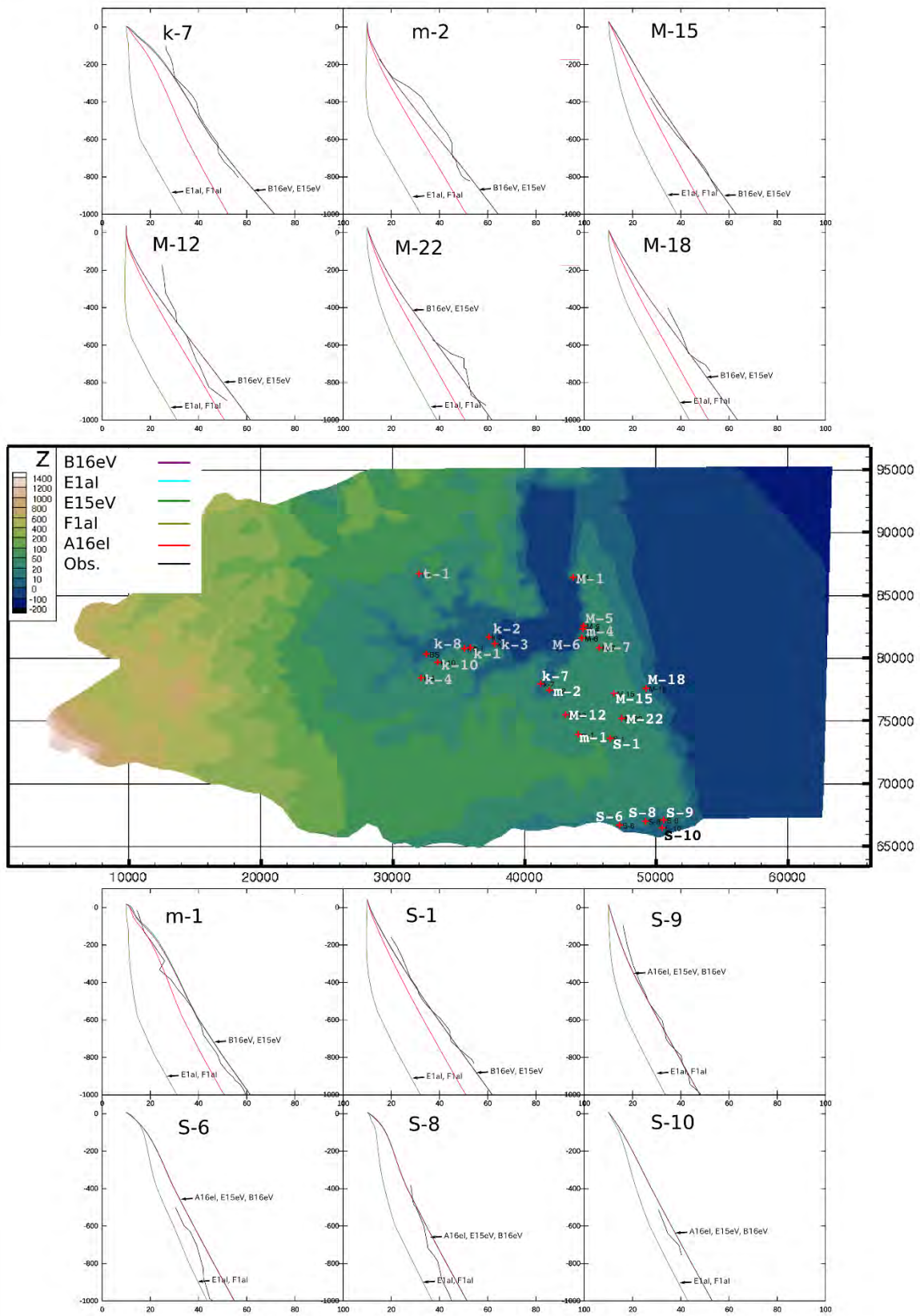


図 2.2A-38 モデルと観測値(Obs.)の温度プロファイルの比較 (その8南半部)  
 縦軸: 標高(m), 横軸: 温度 (°C), Z: 標高.



第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

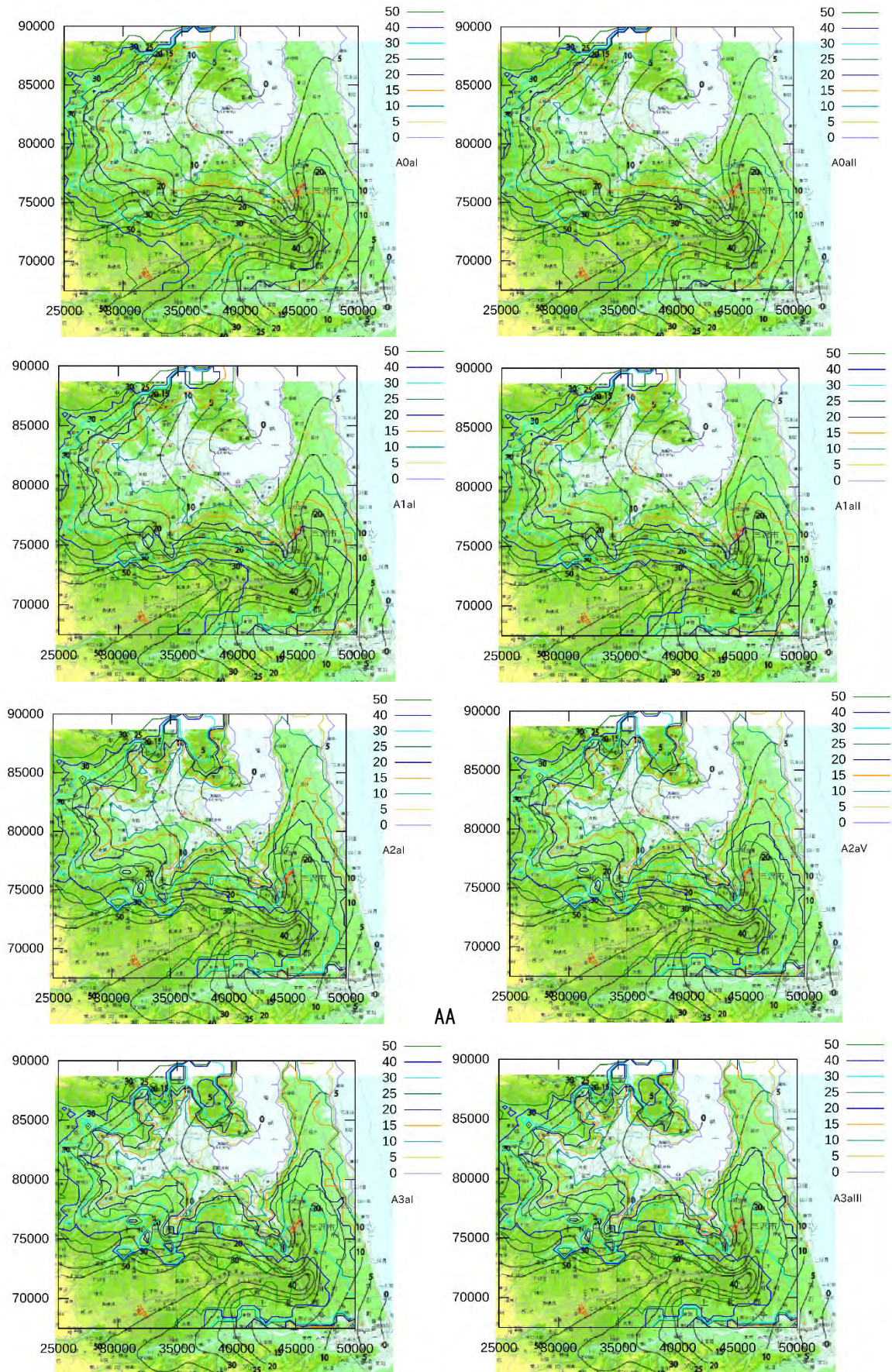


図 2.2A-39 モデル（着色実線）と観測値（黒実線）の等水頭線（海拔 m）の比較（その 1） 縦軸：北距(m)，横軸：東距（m）。



第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

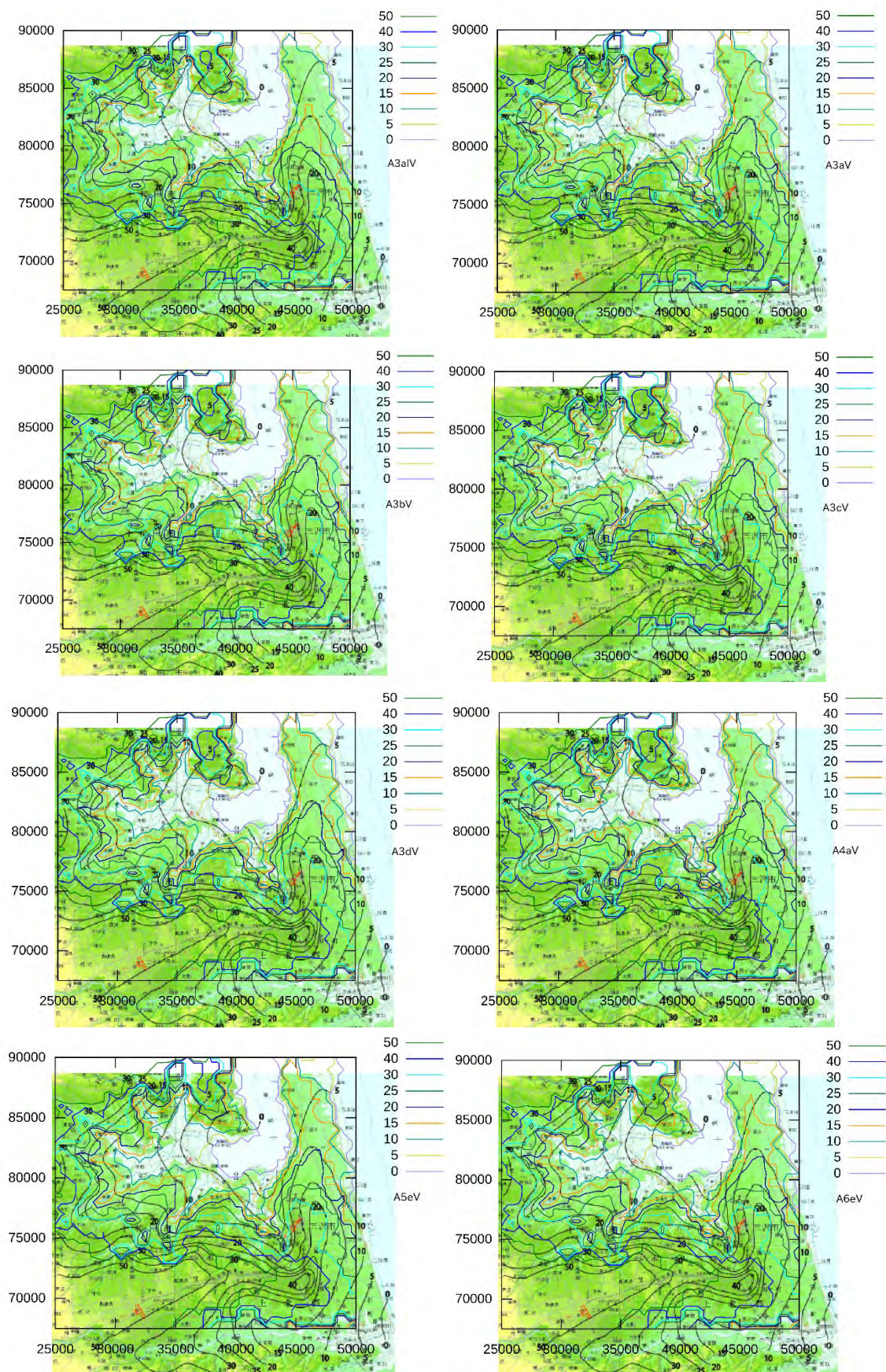


図 2.2A-40 モデル（着色実線）と観測値（黒実線）の等水頭線（海拔 m）の比較（その 2） 縦軸: 北距(m), 横軸: 東距 (m).



第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

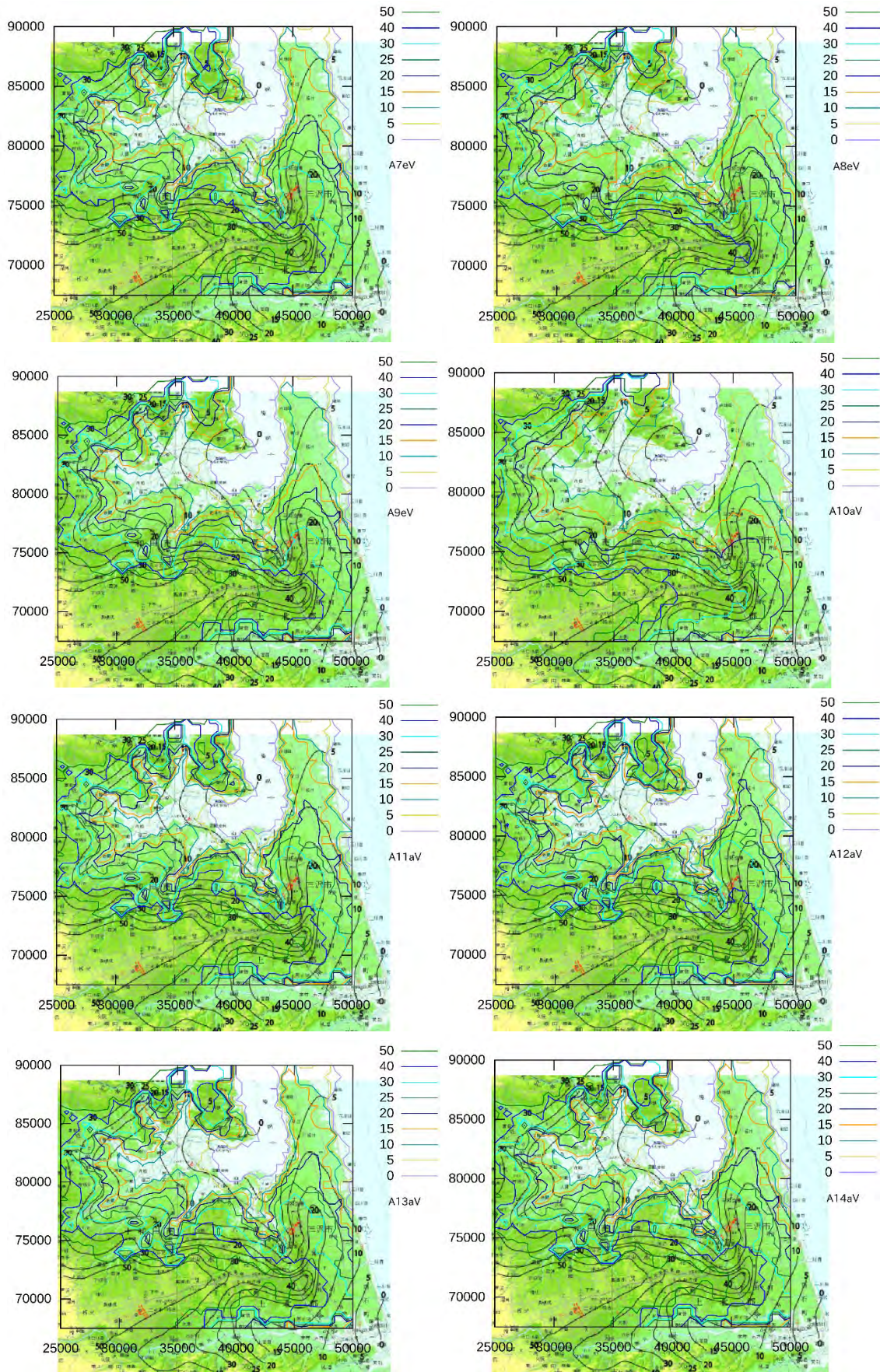


図 2.2A-41 モデル（着色実線）と観測値（黒実線）の等水頭線（海拔 m）の比較（その 3） 縦軸：北距(m)，横軸：東距（m）。



第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

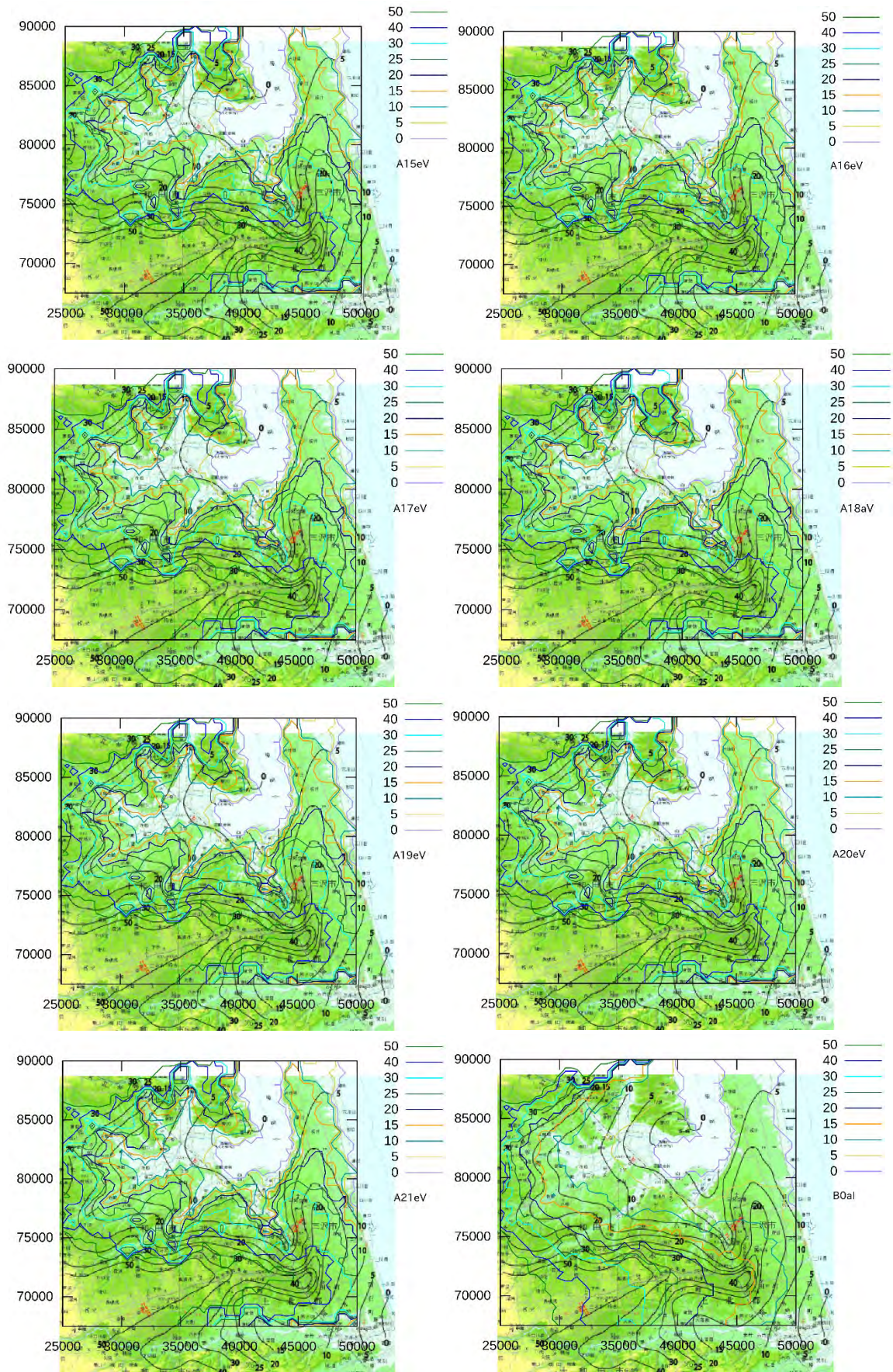


図 2.2A-52 モデル（着色実線）と観測値（黒実線）の等水頭線（海拔 m）の比較（その 4） 縦軸: 北距(m), 横軸: 東距 (m).



第2章 天然バリアの地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

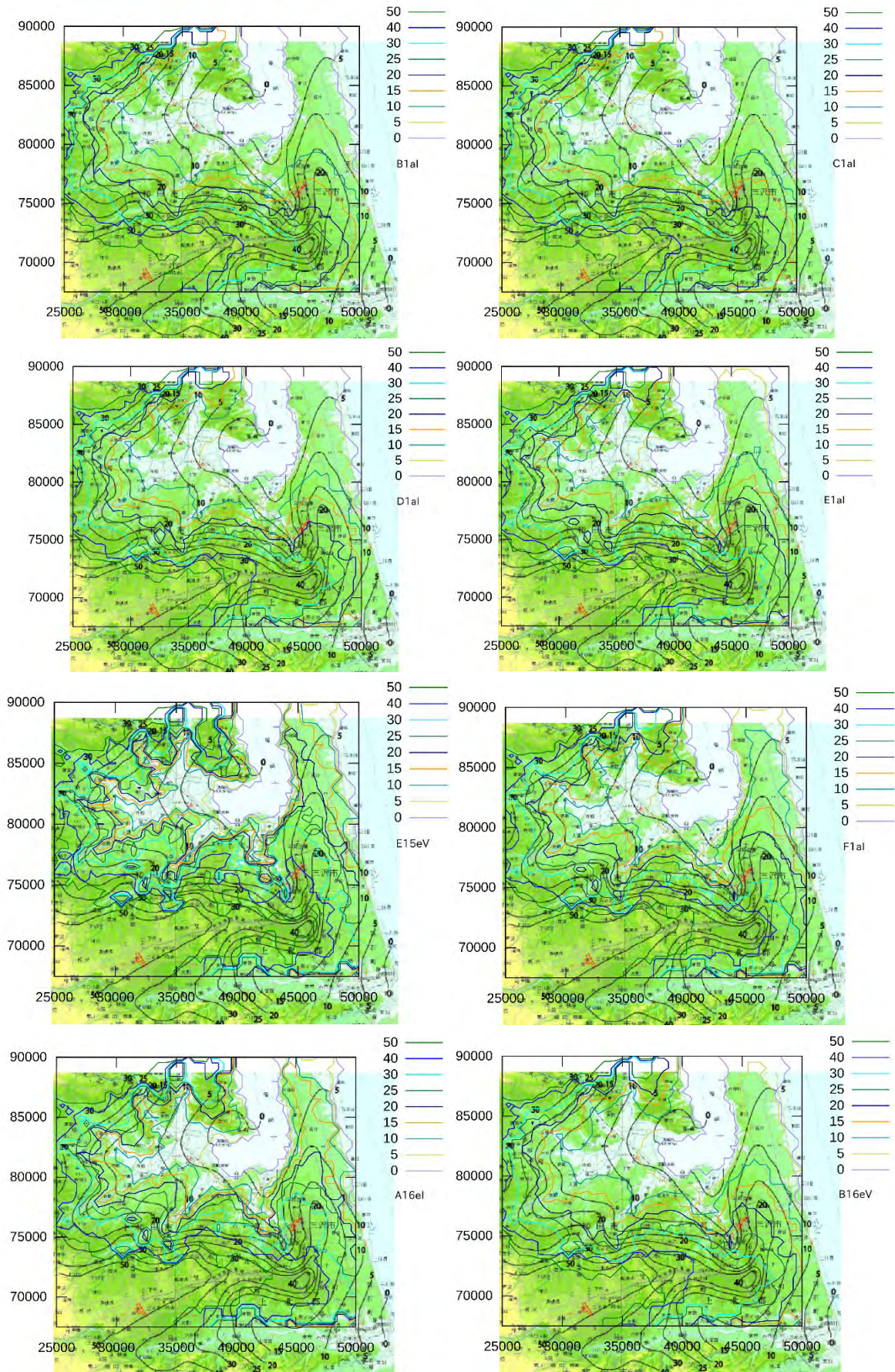


図 2.2A-43 モデル (着色実線) と観測値 (黒実線) の等水頭線 (海拔 m) の比較 (その 5) 縦軸: 北距(m), 横軸: 東距 (m).

### 3. 研究に必要な国内外の情報収集

#### 【仕様書記載内容】

本事業の実施に当たっては、中深度処分の評価対象とする期間及び領域における地球科学分野（地質学、地震学、水文学、水理学等）の自然事象等に関する多岐にわたる高い専門性が必要であることから、適宜事業内容に関連する国内外の専門家と意見交換等を行い、事業成果の向上・精緻化を図るものとする。

#### 【成果】

##### 1) JpGU-AGU Joint Meeting 2020 (2020/07/12-15) オンライン形式

「隆起・沈降及び侵食評価手法に関する科学的・技術的知見の取得」のための情報収集として、『地球人間圏科学—第四紀学（H-QR）』などのセッションを聴講し、OSL年代測定について以下のような情報を得た。

中国のレス堆積物を用いて、ルミネッセンス年代測定の **fading correction** による年代補正がどこまで適用可能か検証したところ、IRSL信号が飽和状態に近い状態まで **fading correction** による年代補正が概ね適用可能であることが示された。この研究により、①年代が古い堆積物、②後背地が花崗岩地帯であるなど環境放射能の高い地域などの IRSL 信号が飽和状態に近い試料に対して、適切な **fading correction** による年代補正を行うことにより、信頼度の高い IRSL 年代が得られることを示すものであり、MIS 5e や MIS 7 などよりも古い MIS 9 以前の段丘に対して IRSL 年代測定を実施する根拠となるものである。

##### [H-QR04] Innovative Applications of Trapped-Charge Dating to Quaternary Geochronology

Yan Li, Sumiko Tsukamoto, Hao Long, Jingran Zhang, Linhai Yang, Manfred Frechen (2020)  
Testing the reliability of the fading correction near saturation for the Infrared stimulated luminescence dating. JpGU-AGU Joint Meeting 2020, HQR04-04

##### 2) 第15回岩の力学国内シンポジウム（2021/01/14-15：大阪府）オンライン形式

「断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得」のための情報収集として、放射性廃棄物処分に関連するセッションや NUMO による特別セッションを聴講し、放射性廃棄物地層処分に係る岩石力学的研究の進展等について以下のような情報を得た。

力学損傷モデルを用いた珪質泥岩を対象とした坑道掘削解析に関する研究では、坑道周辺の亀裂を実測し、そのデータに基づいて亀裂の発生範囲、破壊モード、坑道の内空変位に対する解析を行い、それが実測データと整合的であることが示された。

NUMO の特別セッションでは、主に 2018 年に公表した「包括的技術報告書」の説明が行われ、地層処分における安全確保の考え方や、わが国の地下深部に広く分布する三種類の検討対象母岩に関する地質環境モデル、処分場の設計、安全評価の検討結果が提示された。

本シンポジウムによって得られた情報は、他の研究員とも共有し、今後の放射性廃棄物の埋設処分研究に役立てる予定である。

##### 3) 地球惑星科学連合大会 2020 年大会（2020/07/12-16）オンライン形式

「地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得」のための情報収集として、『同位体水文学 2020』、『水循環・水環境』、『都市域の水環境と地質』などのセッションを聴講し、地下水の年代測定・水質進化について以下のような情報を得た。

比較的若い地下水の年代測定手法としては、 $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$  地下水年代測定手法の開発と福島県沿岸部地下水への応用に関する発表があった。 $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$  (トリチウム-3 ヘリウム)年代測定法は、数ヶ月から 60 年の地下水滞留時間を決定する方法の 1 つであり、トリチウムのみを定量する

方法とは異なり、その壊変により生成される  $^3\text{He}$  の量を同時に測ることによって年代を一義的に決定する手法である。上北平野においてもトリチウムの検出される沖積層について適用できる可能性があるため、今後の調査項目として検討する必要がある。

地下水の水質進化については、長野県大鹿村内を流下する河川水と流域を構成する岩体や地質構造との関係に関する発表があった。 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{SiO}_2$  濃度に顕著な地域性が認められ、泥質片岩や緑色片岩からなる流域の河川水は相対的に  $\text{Cl}^-$  濃度が高い傾向があった。流域内に蛇紋岩などの超苦鉄質岩体が存在する場合、その河川水は  $\text{Ca}^{2+}$  濃度が低く、 $\text{Mg}^{2+}$  濃度が高いという特徴を示していた。渇水期の小河川は局地流動系の地下水を代表するため、地下水涵養域の地質の違いによる水質の違いを検討する上で参考となる情報と考えられる。



## 4 検討委員会の開催

### 【仕様書記載内容】

本事業の受託者は、専門性を有する4名程度の外部有識者で構成する「令和2年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（自然事象等の評価に関する研究）事業」に関する検討委員会を設置する。検討委員会は事業計画期、中間期及び最終成果期の年3回程度開催し、それぞれの調査研究に関して検討内容及び結果の妥当性を専門性の観点から検討し、適宜向上・精緻化等を行う。委員の選定については選定理由も含めリストを作成し、原子力規制庁と調整することとする。なお、本事業を円滑に進める観点から、検討委員会には、原子力規制庁担当官及び原子力規制庁委託事業である「令和2年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（廃棄物埋設における性能評価に関する研究）事業」の受託者がオブザーバーとして参加するものとする。同様に、本事業の受託者は上記「令和2年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（廃棄物埋設における性能評価に関する研究）事業」において設置される検討委員会にオブザーバーとして参加するものとする。

### 【実施内容】

本事業の実施内容に関して専門性を有する外部有識者4名を原子力規制庁と協議の上で選出し、3回の検討委員会を実施した。なお、検討委員会には委員及び事務局に加え、オブザーバーとして原子力規制庁及び「令和2年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（廃棄物埋設における性能評価に関する研究）事業」の受託者である日本原子力研究開発機構からの代表者も参加した。

検討委員会委員は、事業の検討課題に鑑み、地層処分システムにおける天然バリア機能全般、断層を中心とする第四紀の地質変動事象評価、地質工学及び岩石工学、水文学及び地球化学を専門とする大学教授以上の4名に委嘱した。

### 【検討委員会日程及び審議事項】

- ・ 第一回検討委員会  
日程：令和2年8月5日（水）9:30～12:30  
開催方法：Webexによるリモート会議  
内容：委託事業の実施計画
  
- ・ 第二回検討委員会  
日程：令和2年11月20日（金）9:30～12:30  
開催方法：Webexによるリモート会議  
内容：委託事業の中間進捗状況
  
- ・ 第三回検討委員会  
日程：令和3年2月12日（金）9:30～12:30  
開催方法：Webexによるリモート会議  
内容：委託事業の最終成果





## 5 本事業に関する研究成果の取りまとめ

### 【仕様書記載内容】

平成29年度から令和2年度までに中深度処分を対象として実施した本事業及び関連する過年度の委託事業の研究成果（科学的・技術的知見）の全体を系統的にまとめること。また、これ以前の期間についても、本事業に関連する過年度の委託事業の研究成果についても中深度処分の観点で整理できる内容について併せて系統的にまとめること。

なお、まとめる項目としては、天然バリアに関する性能評価に係る研究成果を前提とし、この具体的な範囲等については原子力規制庁と協議の上決定すること。

### 【実施内容】

平成29年度から令和2年度までに中深度処分を対象として実施した本事業及び関連する過年度の委託事業の研究成果（科学的・技術的知見）に対し、特に当該期間に実施した隆起・沈降及び侵食、断層活動、地下水流動、地下水等モニタリング、掘削影響領域の各課題の全体像、中深度処分を対象とした調査・評価手法、核種移行への影響等の観点からとりまとめる。また、当該期間以前に実施していた課題に関しても、中深度処分の基準、ガイド及び審査の観点で重要と考えられる火山・火成活動等課題に関して、同様の観点からの取りまとめを行う。全体の具体的取りまとめ方法及び当該期間以前に実施していた課題において、重点的に取りまとめを実施する課題に関しては、原子力規制庁との協議の上決定する。

### 【成果】

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」（令和2年7月15日）に基づき、以下の小項目の構成で取りまとめを実施した。

#### 5. 本事業に関する研究成果の取りまとめ

##### 5.1 中深度処分の許可基準規則のうち廃棄物埋設地の場所（自然条件等）に関する研究

###### 5.1.1 火山・火成活動

###### 5.1.2 断層活動

###### 5.1.3 重力作用により変位が生ずるおそれが高い地すべりの滑動

－陸化した過去の海底地すべりの再滑動性－

###### 5.1.4 深度の確保 －侵食・堆積活動－

###### 5.1.5 深度の確保 －隆起・沈降活動－

###### 5.1.6 天然資源

##### 5.2 中深度処分の許可基準規則のうち廃棄物埋設地及び坑道に関する研究

###### 5.2.1 廃棄物埋設地の水理地質構造及び地下水流動

###### 5.2.2 廃棄物埋設地における岩盤の力学的状態と水理学的特性

－坑道掘削による掘削影響領域の検討－

###### 5.2.3 廃棄物埋設地における岩盤の力学的状態と水理学的特性 －化学的浸透圧－

##### 5.3 中深度処分の事業規則のうち閉鎖措置計画の認可基準に関する研究

###### 5.3.1 地質及び水理環境モニタリングの手法、計画等の妥当性に関する知見の整理

##### 5.4 その他の地下環境に関する研究

###### 5.4.1 深部流体

###### 5.4.2 微生物

また、各小項目は以下の表題の段と引用文献から構成される。

- ・処分事業に果たす役割

## 第5章 本事業に関する研究成果の取りまとめ

- ・研究成果の概要
- ・処分事業における研究成果の意義
- ・残された課題と留意事項

## 5.1 中深度処分の許可基準規則のうち廃棄物埋設地の場所（自然条件等）に関する研究

### 5.1.1 火山活動

#### 【処分事業に果たす役割】

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」（令和2年7月15日）において、中深度処分の廃棄物埋設地の場所（自然条件等）のうち火山活動については以下のように記述されている。

「廃棄物埋設地の人工バリアに著しい損傷を生じるおそれがある断層運動等、火山現象又はその他の自然現象が発生するおそれがない場所であること。その上で、解釈において次のような主旨の記載を行う。

- －廃棄物埋設地周辺の第四紀（現在から約258万年前まで）における火山活動の活動履歴から、マグマの貫入による廃棄物埋設地の破壊が生ずるような火道、岩脈等の履歴が存在しないことを確認した場所に設置すること・
- －当該履歴が存在する場合は、廃棄物埋設地からおおむね15キロメートル内の範囲で火山の側火口分布等を評価し、側火口等の影響を考慮しても廃棄物埋設地の破壊等が生ずることがないこと。」

なお、許可基準規則解釈の骨子案では、「今後少なくとも10万年間にわたって、廃棄物埋設地の破壊を及ぼすような火山活動による影響が生じることが想定されない」ことを要求するとされていたが、以下の理由により記述が修正されている。

「（2）今後10万年にわたる火山活動による影響の想定について

今後10万年にわたって新たに火山が出現する可能性のない場所を評価によって予測することはできないが、第四紀における火山の活動履歴がない、又は活動履歴がある火山から一定距離離れた場所であれば、基本的には、噴火やマグマの貫入による廃棄物埋設地の破壊が生じる蓋然性を十分に低減することができると考えられる。即ち、廃棄物埋設地に係る規制基準として要求すべき内容は「火山の活動履歴がないこと」及び「活動履歴がある火山から一定距離離すこと」であると考えられる。

以上のことから、解釈においては、活動履歴がある火山からの離隔距離について定めることとし、「今後少なくとも10万年間にわたって、廃棄物埋設地の破壊を及ぼすような火山活動による影響が生じることが想定されない」という規定は設けないこととする。」

従って、火山活動については、①廃棄物埋設地周辺の第四紀に活動した火山の活動履歴を確認すること、②第四紀に活動した火山の活動履歴が確認された場合は、廃棄物埋設地からおおむね15km内の範囲で火山の火道（側火口を含む）・岩脈等の分布を確認・評価すること、③廃棄物埋設地からおおむね15km内の範囲に火山の火道（側火口を含む）・岩脈等が分布する場合は、火山の火道（側火口を含む）・岩脈等の影響を考慮しても廃棄物埋設地の破壊等が生ずることがないことを確認することが求められている。

火山活動によるマグマの貫入・噴出により廃棄物埋設地及び附属施設が直接的に変形・破壊する場合、放射性廃棄物の地表への放出等の可能性が考えられることから、廃棄物埋設地周辺の火山活動について適切に把握・評価することが必要である。

#### 【研究成果の概要】

##### 5.1.1.1 成果の概要

本研究では、平成26年度までに以下の5つの課題について研究を実施した。

- ・第四紀噴火・貫入活動データベースの作成・更新
- ・日本列島のマグマ・火山活動の時空間分布に関する検討

- ・巨大カルデラ火山のマグマ活動の将来予測に関する検討
- ・マグマ活動に伴なわれる熱水活動とその影響・影響範囲に関する検討
- ・新規火山活動の発生による影響および新規火山活動の発生予測に関する検討

以下に、その概要（平成26年度の課題終了時点までの知見に基づく取りまとめ）を述べる。

(1) 第四紀噴火・貫入活動データベースの作成・更新

第四紀火山噴火・貫入活動データベースは、第四紀（258万年前～現在）に噴火した火山活動あるいは第四紀に貫入した火成活動を採録したデータベースであり、産総研地質調査総合センターの地質情報データベース（GBANK）から公開されている。本データベースへの文献データの収録は平成26年度に終了しており、平成26年度末時点で採録された火山・岩体数は、総計815火山・岩体、それに付随する文献情報は計13,000文献以上である。なお、平成28年度に、①火山および火山岩体の名称及び位置に対する関する文献を明記、②一部の火山について位置情報を修正するなどの更新を行っている。

(2) 日本列島のマグマ・火山活動の時空間分布に関する検討

日本列島におけるマグマ発生も関する既存知見を整理し、またマグマ・火山活動の時空間分布について取りまとめを行った。沈み込み帯におけるマグマ発生は、沈み込むプレートが脱水反応を起こす深度・位置と供給される水の量、沈み込み帯の熱構造等に規制されている。ただし、九州北西部ではマントル下部から上昇する高温のアセノスフェアブルームに起源を持つ単成火山群が直径40-50kmオーダーのクラスターを形成している。

サハリン南端から九州南端までの日本列島におけるマグマ・火山活動を、火山岩6種類とその成因3種類に分類し、古第三紀漸新世から現在に至る火山活動の時空間分布を取りまとめた（図5.1.1-9及び10）。またこれらの火山活動の時空間分布に基づき、火山活動の将来予測の考え方を整理し、地域別に取りまとめた。

(3) 巨大カルデラ火山のマグマ活動の将来予測に関する検討

北海道屈斜路カルデラを含む北海道東部地域と九州阿蘇カルデラを対象に、マグマ活動の現状を把握し、将来予測の可能性について検討を行った。北海道屈斜路カルデラを研究の主対象とし、マグマ供給系とその蓄積プロセス、カルデラ噴火の準備過程、地球物理学的手法によるカルデラ地下構造探査とマグマ供給系解析の可能性等について検討した。また北海道東部地域と中軸部以西におけるマグマ組成や起源物質、スラブから脱水した水の寄与等について検討し、北海道東部地域のほうが多量のマグマが発生しやすい条件下にあることを明らかにした。阿蘇カルデラにおいては、カルデラ内の東端に位置する根子岳火山と阿蘇カルデラのマグマ供給系が異なっていることを同位体岩石学的検討から明らかにし、時間空間的に隣接した火山体であっても慎重な検討が必要であることを示した。

大規模カルデラ噴火時間スケールについて検討し、長期間のマグマ活動により地殻内にマグマが徐々に蓄積されてゆく一方で、大量の珪長質マグマによるマグマ溜まりの再充填が僅か100年程度のタイスケールで発生しうるため、異なる時間スケールでの噴火準備過程の把握が必要であることを示した。また、カルデラ火山の将来予測に関する考え方を整理した。

(4) マグマ活動に伴なわれる熱水活動とその影響・影響範囲に関する検討

マグマ・火山活動に伴なわれる熱水活動に関する既存知見を整理し、熱水系が発達するためには少なくとも $10^4$ 年のオーダーの時間が必要な可能性があり、現在めばしい地熱系の発達が見られない火山の周辺に今後地熱系が発達する可能性があることを示した。また、地熱熱源と最も若い第四紀火山との時代的・地理的な位置関係は必ずしも一致せず、最新期のマグマ溜まり以外のものが地熱熱源として重要な役割を果たしている可能性を検討する必要がある。

火山活動の地下水系への影響は、火山体の構造に影響を受けた浅層地下水システムと、火山体に達する断層系を経路とする地下水システムに強く認められる。火山活動の地下水系に対す

る影響範囲は、対象とする火山のタイプによって大きく異なる。成層火山の場合はその影響範囲は火山中心から10km 圏内程度であるが、巨大カルデラ火山の場合はカルデラから50km 遠方域の地下水にまでマグマ分離成分の影響が及び、その影響を被る区域は新第三系基盤岩の地下構造に規制されると考えられる。

### (5) 新規火山活動の発生による影響および新規火山活動の発生予測に関する検討

新規火山活動による廃棄物埋設地への影響について整理し、またマグマの貫入による廃棄物埋設地の破壊を避けるための規定である個別火山体からの地表における15km の離隔に関する既存知見を整理した。新規火山活動の発生予測の考え方や調査・評価上の留意点などについて、平成26年度の火山活動に関する研究課題終了時点での知見に基づいて取りまとめを行った。

#### 5.1.1.2 第四紀噴火・貫入活動データベースの作成・更新

本項では、第四紀火山噴火・貫入活動データベースの概要と作データベースに収録されたデータセットの確定作業や使用上の注意点について記述する。

第四紀火山噴火・貫入活動データベースは、第四紀(258万年前～現在)に噴火した火山活動あるいは第四紀に貫入した火成活動を採録したデータベースである。本データベースは、Webブラウザ上で検索可能なデータベース「第四紀火山噴火・貫入活動データベース」として産業技術総合研究所地質調査総合センターの地質情報データベース(GBANK)から公開されている(図5.1.1-1)。

本データベースは、平成23年度までに収集・採録した文献データをもとに、年代測定値が存在しない、あるいは年代測定値の信頼性が低いと判断される噴火・貫入活動については、年代測定用試料の採取・分析を行い、第四紀の噴火・貫入活動が確定したデータセットにより構成されたデータベースである。なお、噴火・貫入活動時期の確定作業は、データ密度の低い地域を優先的に行ったため、本データベースで確定作業を行った噴火・貫入活動の地理的分布には偏りがある。

本データベースへの文献データの収録は平成26年度に終了しており、平成26年度末時点で採録された火山・岩体数は、総計815火山・岩体、それに付随する文献情報は計13,000文献以上である。なお、平成28年度に、①火山および火山岩体の名称及び位置に対する関する文献を明記、②大蔵山火山および道伯・妙見火山の位置情報を修正するなどの更新を行っている。





とは確実である (Morris and Tera, 1989<sup>2)</sup>)。特に近年、スラブ起源流体の発生・移動に関する理論的・実験的理解が進むと伴に、地球内部の状態や流体分布を制約する上で重要な地震波速度構造の解析が進み、観測結果とモデルとの対比から、沈み込み帯でのマグマの発生過程への理解は飛躍的に進んでいる (長谷川ほか, 2008<sup>3)</sup>; Kimura *et al.*, 2009<sup>4)</sup>; 中村・岩森, 2010<sup>5)</sup>; 岩森・中村, 2012<sup>6)</sup>など)。

スラブの地殻部分は、一般に海水や表層水と反応して固体相中に水を含んでいるため、水を地球内部に持ち込む運び手となっている。そして沈み込みによる圧力の増加により固体相から脱水反応によって放出されるものと予想されている (図5.1.1-2; Iwamori, 1998<sup>7)</sup>)。すなわち、スラブ中の含水鉱物の安定性とスラブ沿いの温度構造が、地下深部でのスラブ起源流体の発生過程を支配している (Nakamura and Iwamori, 2009<sup>8)</sup>)。圧力2.5-10 GPaの間では主要な含水鉱物 (緑泥石や蛇紋石) は600-700 °C以上で脱水反応を起こすが、スラブとその周辺は一般に比較的低温 (深さ数百kmでも600 °C以下) であるため、多くの沈み込み帯では比較的深部

(100km以深) にまで持ち込まれ、様々な熱力学的性質を反映してやがて脱水反応を起こし、液体相の流体を発生させる。例えば、太平洋プレートが沈み込む東北日本では150-200 kmの深度でスラブ起源流体が生じている (Iwamori, 2000<sup>9)</sup>; 2007<sup>10)</sup>; 長谷川ほか, 2008<sup>3)</sup>)。太平洋プレートとフィリピン海プレートが沈み込んでいる中部日本では、マントルウェッジ内で前者の上に後者が重なるため、マントルの温度構造が東北日本よりも冷たくなっている。そのためスラブ起源流体は250-300kmの深度で発生すると予想されている (Iwamori, 2000<sup>9)</sup>)。中部日本の御嶽や両白山地の火山は両スラブからの流体を供給される位置にあり、他の地域の火山よりも多くの流体が供給されているものとみられる。さらに両スラブからの流体は同位体組成が異なるため両者の寄与率が評価可能となっている (図5.1.1-3; Nakamura *et al.*, 2008<sup>11)</sup>)。

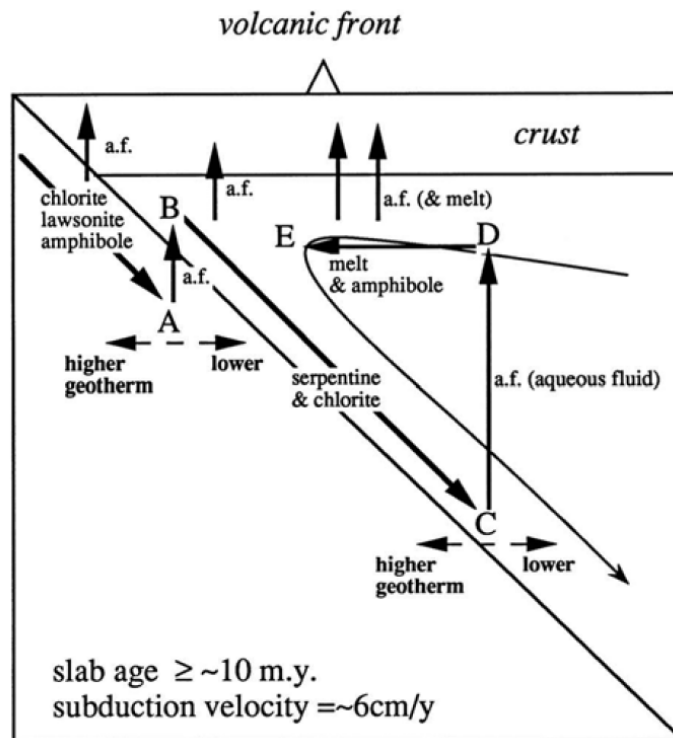


図5.1.1-2 沈み込み帯で提案されている流体やマグマの輸送概念図 (Iwamori, 1998<sup>7)</sup>)。





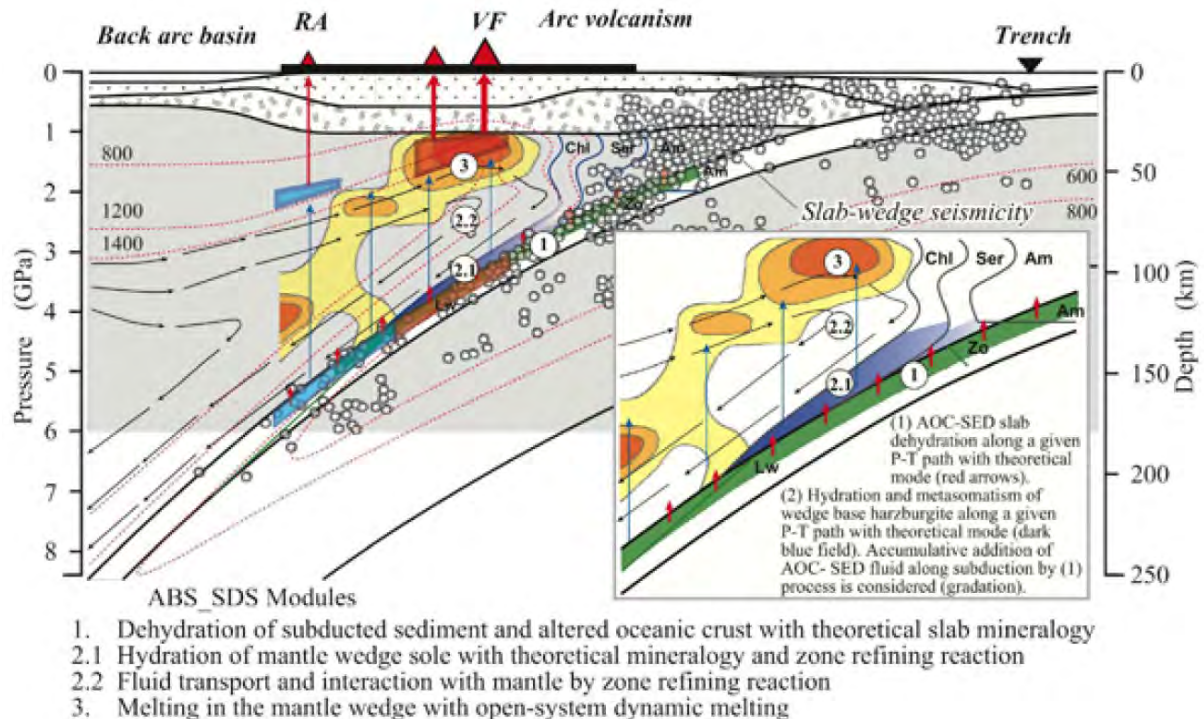


図5.1.1-4 島弧玄武岩マグマシミュレーションモデル (Kimura *et al.*, 2009<sup>3)</sup> ) .

赤破線は等温線を示す。黒細矢印はマンテル対流の流線，青細矢印は流体の移動を示す。

Chl=緑泥石，Serp=蛇紋石，Amp=角閃石，Zo=ゾイサイト，Law=ローソナイト。

マンテルウェッジ内の黄色-橙色-赤色は地震波速度異常に対応する。

### 単成火山群のマグマ活動の特徴とマグマ活動位置

西南日本（九州北西部および山陰地域）および北海道東部地域を対象に，日本列島において形成される単成火山群の時空分布解析およびそのマグマ成因について検討を行い，①地域毎に単成火山群が活動する時空分布の形態に違いがあること，②山陰地域および北海道東部地域の単成火山群のマグマ発生において潜り込む海洋プレートからもたらされる流体がマグマ発生に重要な寄与をしていることを明らかにした（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2015<sup>15)</sup>）。

#### ・西南日本

西南日本は，フィリピン海プレートの北～北北西方向への潜り込みの影響を強く受けており，日本海溝から西方に潜り込む太平洋プレートが作るマンテルウェッジの上位に，フィリピン海プレートが南南東から東北東方向に，低角度で潜り込んでいることになる。このため，西南日本・山陰地域の火山の分布や発生するマグマの化学組成は，特徴的なものとなっている。

新第三期中新世（約23Ma～5Ma）以降の長期的な山陰地域の火山分布については，宇都（2005<sup>16)</sup>により単成火山群の時空分布解析がなされ，フィリピン海プレートの低角もぐり込みの北進と共に日本列島における背弧火山活動が前弧域から阻害され，火山活動が徐々に背弧側に限定されていくモデルが（図5.1.1-5）が提唱された。その後，Kimura *et al.*（2003<sup>17)</sup>，2005<sup>18)</sup>，2014<sup>19)</sup>等は，これに火山噴出物の組成変化を組み合わせた総合的な火山形成モデルを提唱している。

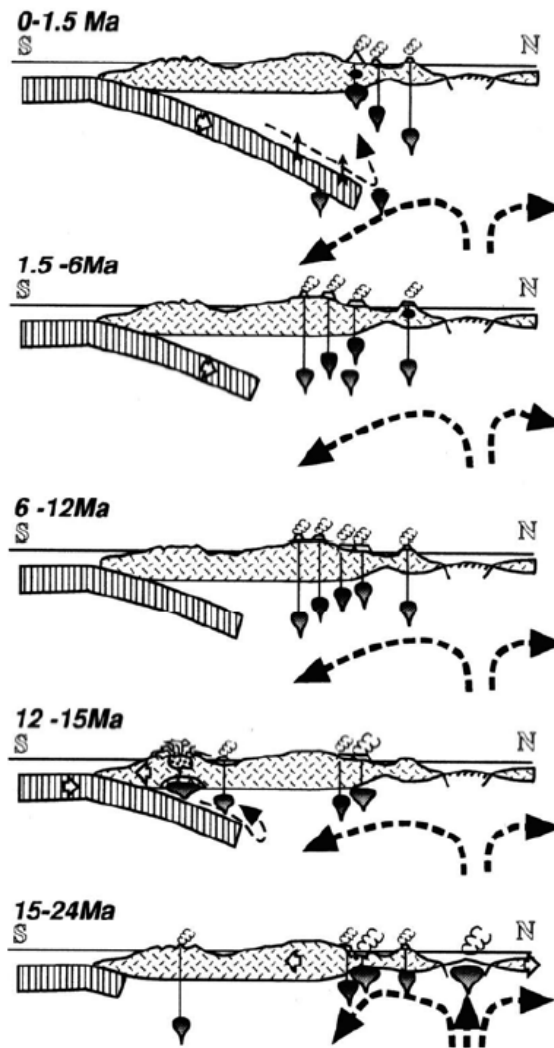


図5.1.1-5 西南日本における火山活動場の変遷とプレートもぐり込みとの関連モデル (宇都, 2005<sup>16)</sup> ) .

山陰地域の単成火山群は全岩組成において島弧の火山岩に特徴的な性質（具体的には全岩組成においてTa, Nb に乏しい等）を示し，1つの単成火山群が40-50 km スケールの空間分布をもち，その活動期間は数十万程度である（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011<sup>20)</sup>）。Kimura *et al.* (2014)<sup>19)</sup>は，西南日本における島弧タイプ玄武岩の活動は山口県阿武単成火山群から大山東部に限られる活動とに限られるとし，このようなマグマ発生には潜り込むフィリピン海プレートが重要な要因となることを推測している。

九州北西部地域の単成火山群（例えば，五島列島や壱岐，東松浦玄武岩）は全岩組成において海洋島玄武岩の特徴を示し，直径40-50 km オーダーの範囲内に複数の単成火山群（空間的広がりとして10 km 程度）が集中する“単成火山群クラスター”を形成し，全体の活動期間は100万年を越える（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011<sup>20)</sup>）。五島列島や九州北西部等の玄武岩質単成火山群は，海洋島玄武岩に区分されることから，その成因はマントル下部から上昇する高温のアセノスフェアブルームに関連したものと考えられる。



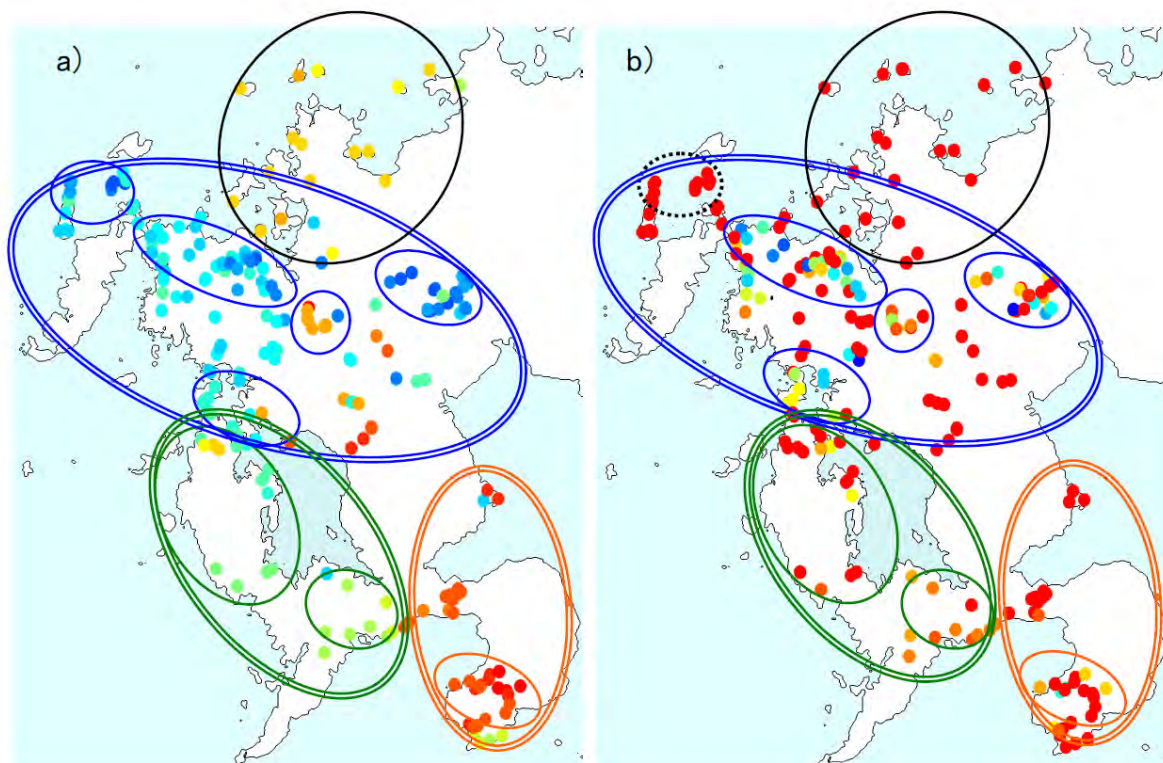


図5.1.1-6 九州北西部地域の新第三紀以降の単成火山群クラスター（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011<sup>20)</sup>）。a) 年代値プロットはレインボーカラーで表示。暖色系0Ma～寒色系10Ma. , b) La/Yb 比 マークはLa/Yb が低いものから高いものへ、暖色系から寒色系に変化する。細実践が単成火山群，二重線が火山群クラスターを示す。

山陰地域と九州北西部地域などの単成火山群の成因の相違は、結果として地表に形成される玄武岩質単成火山群の空間パターンやその持続性に関連すると考えられる。山陰地域における単成火山群の新規出現等の将来予測については、フィリピン海プレートのスラブメルティングの発生評価およびマントルウェッジ部での島弧タイプの玄武岩マグマ形成評価手法の確立が必要である。前者に対する今後の課題としては、潜り込むフィリピン海プレートと周辺リソスフェアの温度構造を明らかにした上での温度分布・時間変化の予測に関する研究が必要となる。また、後者については東北日本の背弧側温度構造進化の検討と共に、ウェッジマントルへの流体供給についての検討が必要である。

・北海道東部地域

北海道東部地域は、現在の火山フロント沿いに阿寒カルデラや屈斜路・摩周カルデラ等の巨大カルデラ火山や複成火山が形成されている一方で、その背弧側（北見地域）には若干時代的には古い単成火山群の活動が認められる（図5.1.1-7）。

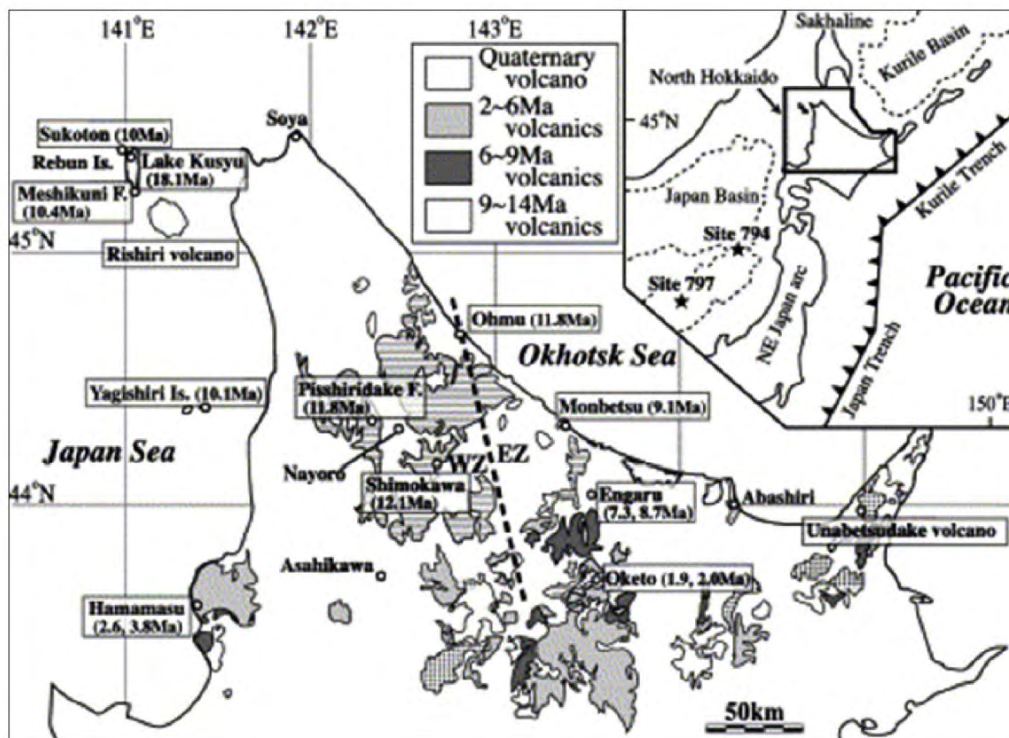


図5.1.1-7 北海道北部および北東部の新第三紀～第四紀火山岩の分布（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013a<sup>21)</sup>；原図はShuto *et al.*, 2004<sup>22)</sup>による）。西部（WZ）と東部（EZ）の境界線はWatanabe and Yamaguchi (1988)<sup>23)</sup>を修正したものである。玄武岩試料のカリウム・アルゴン年代測定値は以下による（Goto *et al.*, 1995<sup>24)</sup>；Ikeda *et al.*, 2000<sup>25)</sup>；Yahata and Nishido, 1995<sup>26)</sup>；Takanashi *et al.*, 2012<sup>27)</sup>）。ODPの掘削サイト794および79はTamaki *et al.* (1990)<sup>28)</sup>による。

北海道東部地域の単成火山群は、プレート内ソレイト玄武岩、安山岩、そして少量の流紋岩と石英安山岩からなり、全岩組成においてNb とTa 成分に枯渇し、LILE と Pb に富む、島弧マグマの地球化学的特徴を示す。これらの玄武岩～珪長質岩のストロンチウム・ネオジウム・鉛同位体組成は、N-MORB 的に枯渇した特徴を示し、現在の千島弧および北海道東部の火山岩の特徴と共通する（図5.1.1-8）。この地球化学的特徴は12-2Ma にわたって変化がなく、北海道西部、シホテアリン、そして日本海に噴出した火山岩とは明瞭に区別される（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013a<sup>21)</sup>）。このことは北海道東部地域のマントルが長期に渡り隔離され、中国北東部からのアセノスフェアの注入を免れていたことを意味する。

北見火山岩がプレートの沈み込みに関係する地球化学的特徴を示すという事実は、太平洋プレートの沈み込みによってもたらされた水に富む流体が付加したことと、熱いアセノスフェアが上昇したことによってマントルが融解したことを示している。これによって、北海道東部地域の単成火山群の出現に関して、マントルの温度構造だけでなく、潜り込むスラブに関する水に富む流体上昇の空間分布が重要な要因の一つであることが推測される。

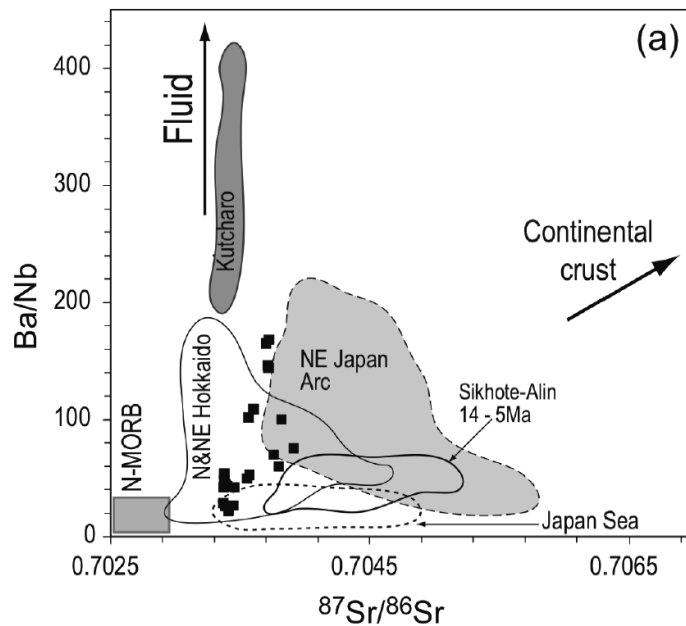


図5.1.1-8 バリウム／ニオブ比とストロンチウム同位体比 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) の関係

(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014<sup>29</sup>) .

北見火山岩の分布は、水に富む流体の付加を示唆する (例えば, Staudigel *et al.*, 1996<sup>30</sup>, Kepenzhinskas *et al.*, 1997<sup>31</sup>, Ishizuka *et al.*, 2003<sup>32</sup>). 比較のために以下のデータを一緒に示した. 東北日本弧 (Kimura and Yoshida, 2006<sup>33</sup>), 日本海(Cousens *et al.*, 1994<sup>34</sup>), 北海道北部および北東部(Ikeda *et al.*, 2000<sup>25</sup>; Shuto *et al.*, 2004<sup>22</sup>), シホテアリン (Okamura *et al.*, 1998<sup>35</sup>, 2005<sup>36</sup>), 屈斜路火山 (Hoang *et al.*, 2011<sup>37</sup>).

### 日本列島のマグマ・火山活動の時空間分布

日本列島のマグマ・火山活動の時空間分布について、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012a<sup>38</sup>) では日本列島を5つのテクトニック・ブロック (千島弧・東北日本弧・伊豆一小笠原・西南日本・琉球弧) に区分し、さらに産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013b) ではこれら5つのテクトニック・ブロックの接合部に位置する「北海道南西部」と「中部日本」を新たに区分けして、マグマ・火山活動の時空間分布について検討している (詳細については、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012a)<sup>38</sup> の「火山活動」及び産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013b)<sup>39</sup> の「火山・マグマ活動」の項を参照)。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015)<sup>15</sup> では、2015年度までの原子力安全・保安院及び原子力規制庁、原子力安全基盤機構からの委託事業成果および既存文献のレビューを基に、日本列島に分布する火山岩を6種類に分類し、その時空間分布を図5.1.1-9のように取りまとめている。さらに、これらの火山岩の成因を3つのグループに分類し、火山・マグマ活動の時空間分布を図5.1.1-10のように取りまとめている。日本列島の火山・マグマ活動を概観すると以下ようになる。

- ① 日本列島の火山・マグマ活動は太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込みと、日本海、オホーツク海、そして千島海盆の拡大に大きな影響を受けている (Tamaki *et al.*, 1992<sup>40</sup>; Taira, 2001<sup>41</sup>)。日本列島は東北日本弧と西南日本弧から成り、それぞれ太平洋プレートとフィリピン海プレートに関連している。
- ② 日本海は主に21 Ma~14.5 Maに沈み込み帯の背弧が拡大したもの (Tamaki *et al.*, 1992<sup>40</sup>) だと考えられているが (Tamaki *et al.*, 1992<sup>40</sup>; Nohda *et al.*, 1988<sup>42</sup>; Nohda, 2009<sup>43</sup>)、西方から高温のマントルの注入したことに伴ない海溝が23 Ma~15 Maごろにかけて東にロールバックしたことによって日本海が拡大したとする考えもある (Tatsumi *et al.* 1989<sup>44</sup>)。
- ③ 漸新世の火山岩の分布は東北日本弧の日本海側に限られており、苦鉄質~珪長質な火山活動



が北海道西部で28.8 Ma～31.9 Maの年代値を示し、佐渡島の珪長質な火山活動の年代は28.6Maから28.7 Maである。東北日本弧には中新世前期の火山岩分布が少なく、この時期に火山活動が低調だったことを示している。その後23 Ma～22 Ma頃から東北日本弧の火山活動は活発になり、23 Ma～15Maにかけて苦鉄質～珪長質な火山岩が生成した。

- ④日本海の拡大に伴い日本海盆と西南日本弧（例えば隠岐島後）では大量の苦鉄質岩が21Ma～15 Maにかけて生成したが、西南日本弧における前期～中期中新世の火山活動は東北日本弧に比べて低調であった。東北日本弧で23 Ma～12 Maにかけて噴出した火山岩の量は150,000 立方キロと見積られており、これは鮮新世～第四紀にかけて噴出量よりも大量である (Tatsumi *et al.*, 1989<sup>44</sup>)。
- ⑤日本海の拡大の停止に続いて(15 Ma～14.5 Ma)、東北日本弧の火山フロントは現在とほぼ同じ位置に向けて移動した。東北日本弧の火山活動は2.5 Ma以降太平洋プレートの影響を受けている。ただし北海道では太平洋プレートの影響に加えて、15 Ma頃の中期中新世～現在にかけてオホーツク沿海の拡大と、千島海盆の沈降(15 Ma～9 Ma) の影響も受けている。
- ⑥西南日本弧の火成活動は、東北日本弧に比べて複雑である。中新世～現在にかけて中国地方の火山活動は、日本海の拡大とフィリピン海プレートの沈み込みの両方の影響を受けている。フィリピン海プレートの沈み込みは、北東九州および北西九州そして琉球弧の火山活動をひきおこしている。北東九州および北西九州の火成活動は、日本海の拡大の影響だけでなく、東支那海の拡大と、沖縄トラフの背弧海盆の沈降の影響も受けている。

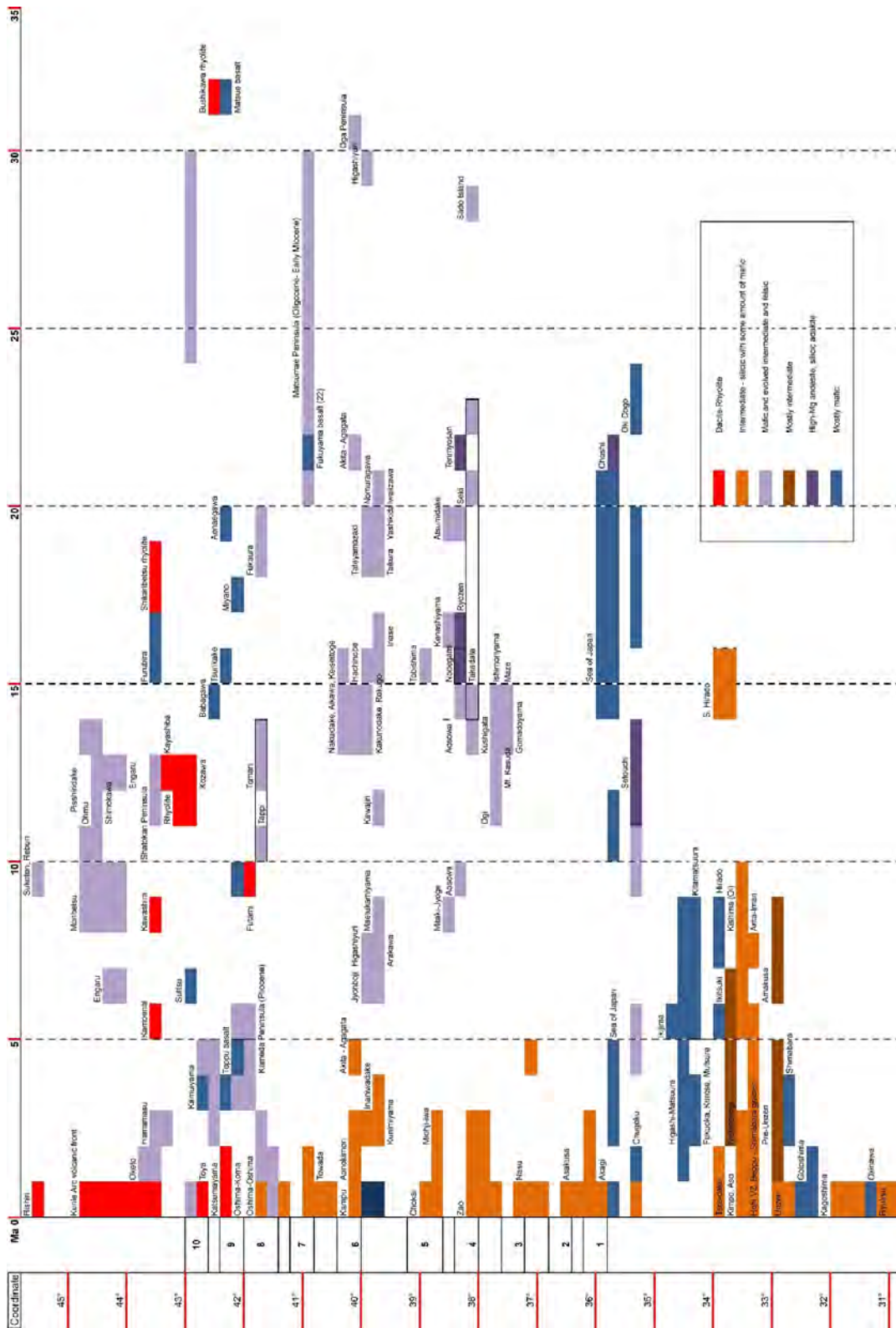


図5.1.1-9 日本の火山活動の時空分布（産業技術総合研究所深部地質環境研究センター，2015<sup>15)</sup>）。火山活動を岩石の種類により，石英安山岩質岩～流紋岩質岩(Dacite-Rhyolite)，安山岩質岩～珪長質岩で一部苦鉄質岩を含む(Intermediate-silicic with some amount of mafic)，苦鉄質岩および苦鉄質岩の分化したものと珪長質岩(Mafic and evolved intermediate and felsic)，安山岩を主体とする(Mostly intermediate)，高マグネシウム安山岩と珪長質な安山岩(High-Mg andesite, silicic andesite)，苦鉄質岩を主体とする(Mostly mafic)」の6種類に分類して示し，時間軸を現在から32百万年前までとし，空間軸を北緯46度から北緯31度までとして，東北日本弧についてはTamura *et al.*(2002)<sup>45)</sup>のホットフィンガーの番号とともに，平面上に表現した。



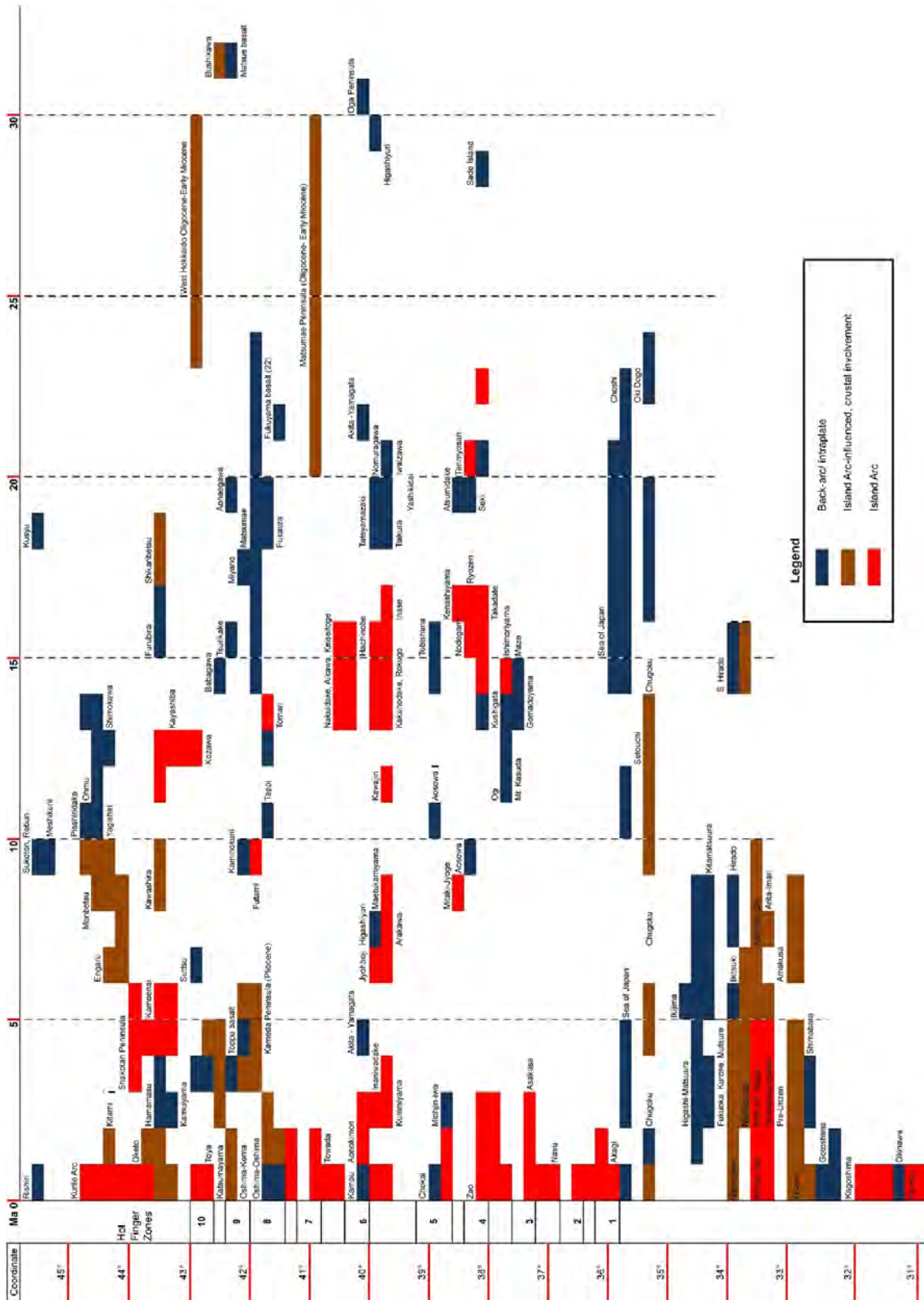


図5.1.1-10 日本の火山活動の時空分布（産業技術総合研究所深部地質環境研究センター，2015<sup>15)</sup>）。火山活動をマグマの成因により、「背弧海盆／プレート内火山活動(Back-arc/intraplate)，やや島弧的／地殻の混染のある火山活動(Island Arc-influenced, crustal involvement)，島弧の火山活動(Island Arc)」に分類し，時間軸を現在から32百万年前までとし，空間軸を北緯46度から北緯31度までとして，東北日本弧についてはTamura *et al.*(2002)<sup>45)</sup>のホットフィンガーの番号とともに，平面上に表現した。

**マグマ・火山活動の時空間分布に基づく将来予測の考え方**

マグマ活動とその結果生じる熱水活動の将来予測を行うためには、過去の活動場の時空分布変遷を将来に外挿することが基本となる（産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編，2007<sup>46)</sup>；産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編，2012b<sup>47)</sup>）。特にマグマの発生場は日本列島に一樣に分布するわけではなく、前述したようにプレートの沈み込みに支配され、火山弧毎に偏在する傾向が顕著である。すなわち、日本列島の第四紀火山は、プレートの沈み込み境界から陸側プレート内に200～300km離れた位置にある火山フロント上に最も密に分布し、火山フロントと沈み込み境界の間（前弧域）には火山が分布しない。近年の地球物理・物質科学的知見は、ウェッジマントル内の高温領域の上昇が火山フロントを形成することを示しており、火山フロントの位置の変遷を理解することが、将来予測では重要である。

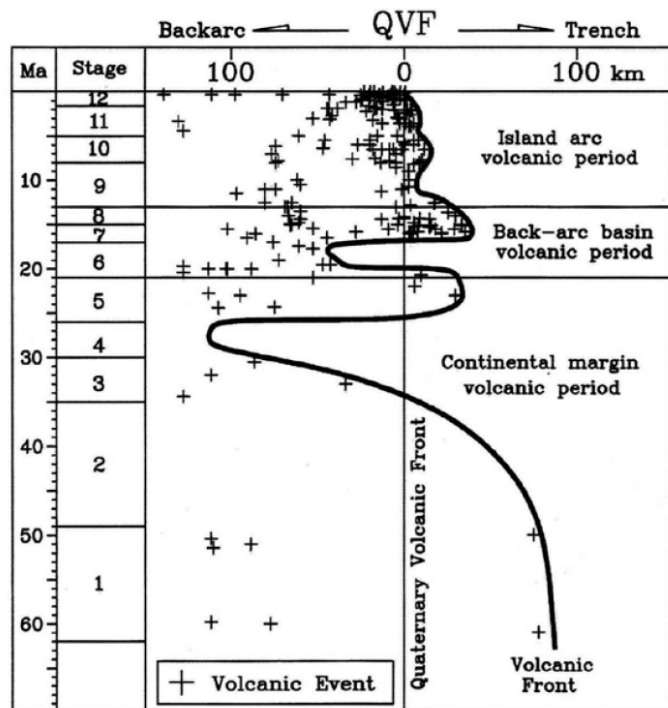


図5.1.1-11 東北本州弧における火山フロントの軌跡（吉田ほか，1995<sup>48)</sup>）。

東北日本は、日本海溝に沈み込む太平洋プレートに対峙する島弧である。現在の火山フロントの位置は北海道の渡島半島の東から東北地方の奥羽山地の東にあり、フロント沿いには中間組成の成層火山体や珪長質のカルデラ火山が分布する。東北日本における新生代後半の火山フロントは、漸新世には背弧域に大きく後退していたものの、中新世前期-中期の日本海拡大時に大きく海溝側に前進し、その後、現在の位置まで徐々に後退したことが確認されている（図5.1.1-11；吉田ほか，1995<sup>48)</sup>）。日本海拡大時に火山フロントが海溝側に前進した原因には、日本列島下への高温アセノスフェアの貫入が考えやすい（Tatsumi *et al.*, 1989<sup>44)</sup>）。また、日本海拡大時に前弧域で噴出した火山岩は、その化学的特性からマグマ発生にスラブ脱水流体の寄与が小さかったこと（Hanyu *et al.*, 2006<sup>49)</sup>；Hoang *et al.*, 2009<sup>50)</sup>）や、アダカイトや高Mg安山岩を伴ったこと（Yamamoto and Hoang, 2009<sup>51)</sup>）など、第四紀の島弧火山活動とは全く成因の異なるマグマが噴出したものである。東北日本における現在のような島弧火山活動の開始は、日本海拡大時に貫入した高温アセノスフェアが次第に冷却した後の後期中新世からと考えられている（吉田ほか，1995<sup>48)</sup>）。Honda and Yoshida (2005)<sup>52)</sup>が数値計算で示した東北日本下のマントルウェッジ内の対流パターンの時間変化では（図5.1.1-12），太平洋ス

ラブの沈み込みとともに、高温二次対流の上昇域東端がゆっくり後退する様子が再現され、図5.1.1-11の後期中新世以降の火山フロントの後退と調和的である。このことは、日本海拡大時のような高温アセノスフェアの貫入事件がなく、定常的な太平洋プレートの沈み込みが続く限りは、マントルウエッジの冷却が進行することで火山フロントは今後も徐々に後退し続けるものと考えられよう。したがって、太平洋プレートの沈み込みにより徐々に火山フロントが後退する傾向は、今後、少なくとも100万年程度は継続するものと見られる。不確実性をもたらず高温アセノスフェアの貫入の兆候は、東北日本弧を横断する現在の地震波トモグラフィーでは見いだされていない。今後、ウェッジマントル深部から高温アセノスフェアの上昇が始まったとしても、マントルの対流速度（最大10cm/年程度）では地殻に影響が現れるのに数100万年の時間が必要となる。

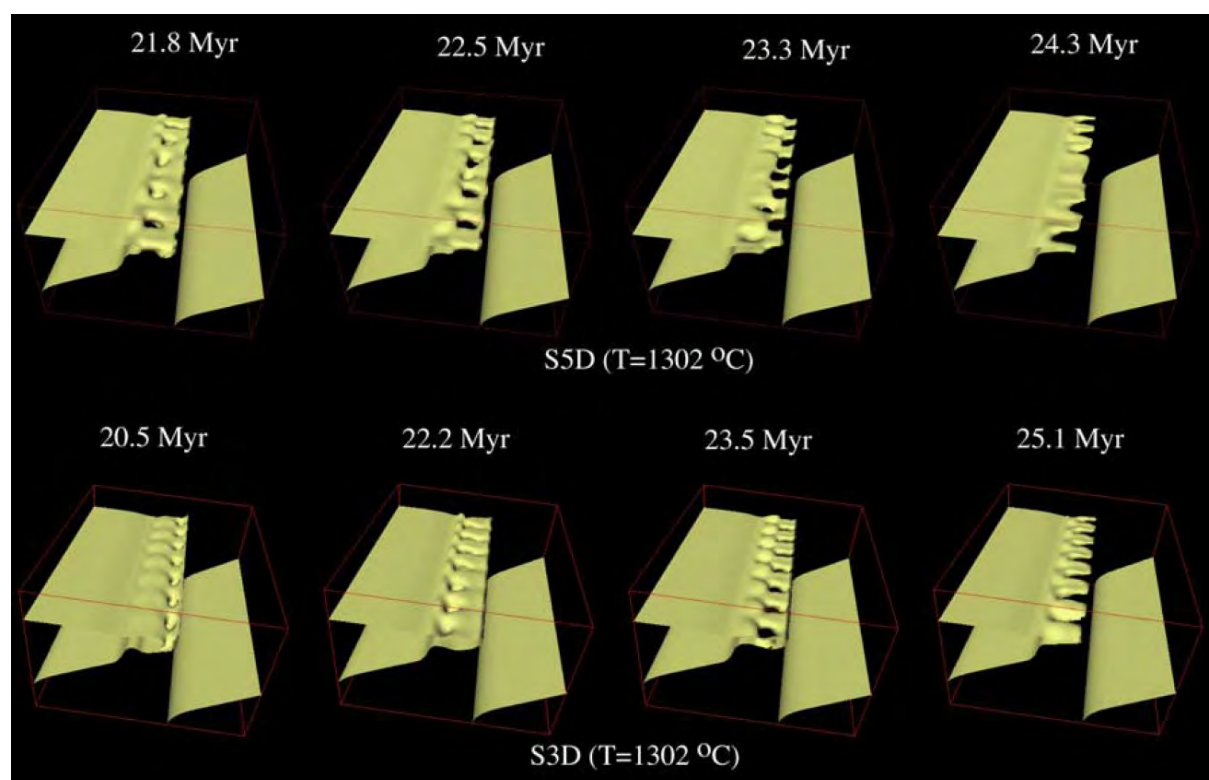


図5.1.1-12 東北日本下のマントルの対流パターンの3D解析結果（Honda and Yoshida, 2005<sup>52)</sup>）。図は等温面を示し、沈み込む太平洋プレート下の高温マントルとウエッジマントル内の高温部の輪郭に対応する。数字は日本海拡大停止時の太平洋スラブ沈み込み再開時からの経過時間（Myr）である。

西南日本のうち山陰・北部九州地域に分布する第四紀火山は青野山火山群や神鍋火山群に代表される単成火山群が卓越することが特徴で、複成火山は大山、三瓶山、大江高山など少数に過ぎない。本地域に存在する火山は分布がまばらなために、東北日本のような明瞭な火山フロントを確定することは困難である。地震波速度解析に基づく地下深部の温度構造によると、この地域は、南方の南海トラフからフィリピン海プレートが低角度で潜入することで、日本海溝から潜り込む太平洋プレート上部のマントルウエッジに期待される単純な熱構造パターンが阻害されている（Nakajima and Hasegawa, 2007<sup>53)</sup>）。すなわち、本来はアジアプレート東縁のマントルウエッジ内のマントル流動に起因する火山・マグマ活動（主にアルカリ玄武岩を主とする火山活動）が卓越する地域である（Iwamori, 1989<sup>54)</sup>；1991<sup>55)</sup>）。長期的な火山活動場の変遷を見ると、約20 Ma 前後には現在の四国～山陰地域の広い地域で火山・火成活動が認められるが、12 Ma 以降前弧域側（四国から瀬戸内地域）の火成活動が見られなくなり、4 Ma 以降には山陰地域に限定される（図5.1.1-13：Kimura et al., 2003<sup>17)</sup>）。火山活動場の変化に伴って



噴出するマグマの岩石学的特徴にも特徴があり、火山活動場の背弧側への移動に伴ってアダカイト質マグマの噴火が認められている (Kimura *et al.*, 2003<sup>17</sup>, 2005<sup>18</sup>)。このような西南日本の火山活動場の変化に関しては、約20 Ma 以降マントルウェッジ内に潜入してきたフィリピン海プレートの影響が考えられており、地殻浅部に到達する火山活動域はフィリピン海プレートの進行と共にアルカリ玄武岩 (およびそれに関連する) の火山・火成活動が抑制 (遮蔽) され、結果として火山活動場が北方 (すなわち日本海側) に限定されてきたと考えられている (既出, 図5.1.1-5 : 宇都, 2005<sup>16</sup>)。

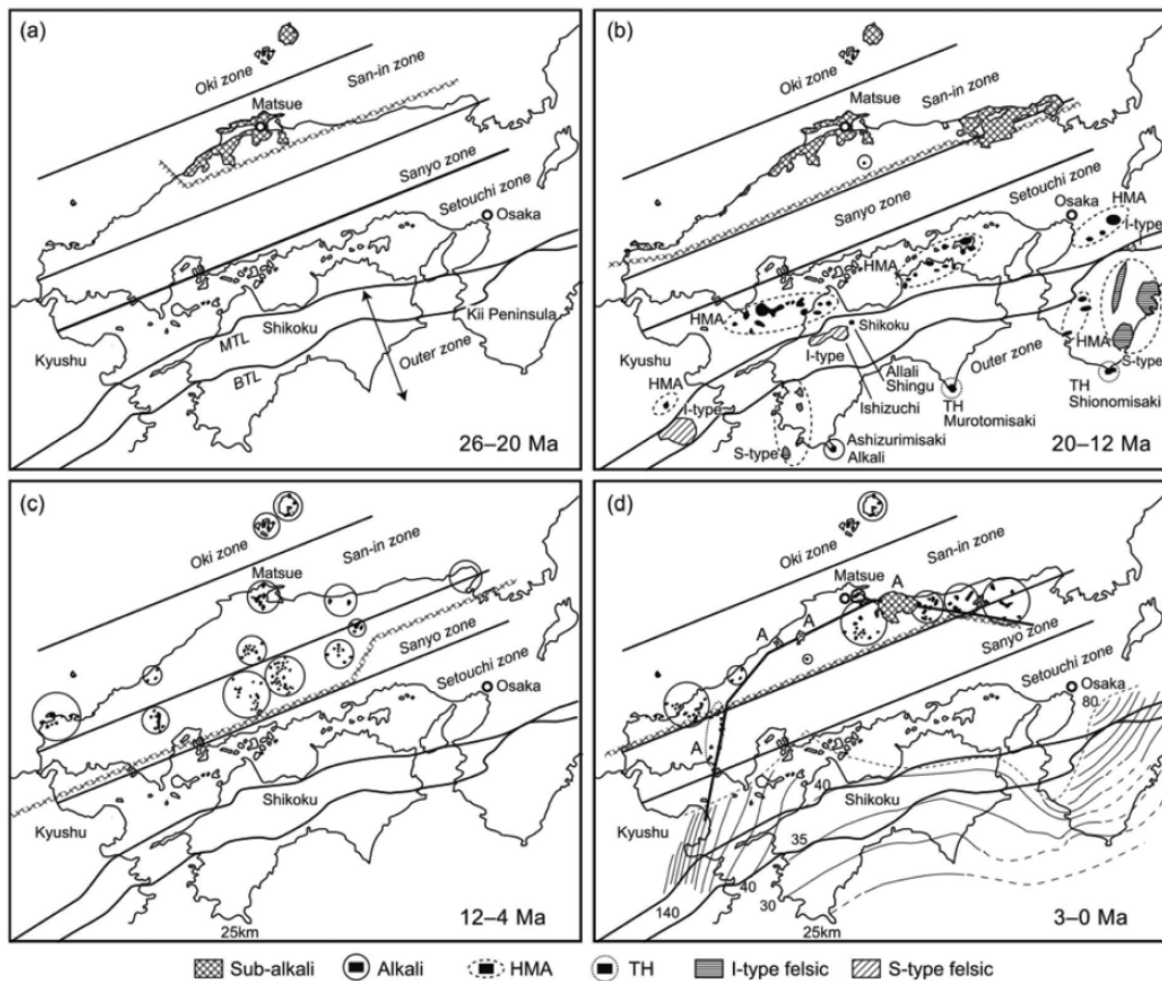


図5.1.1-13 西南日本火山活動域の火山・火成活動場の変遷 (Kimura *et al.*, 2003<sup>17</sup>)。

したがって、数百万年スケールでみると山陰・北部九州の火山活動域は南海トラフから見て背弧側に徐々に遷移・限定されており、この活動推移の傾向は、今後百万年間は継続すると思われる。フィリピン海プレートの潜入速度が大幅に変わらないとした場合、将来100 万年スケールにおいて本地域での将来の火山活動の発生は第四紀火山の分布域周辺 (より背弧側) に限定される。ただし、地下深部からの高温上昇流がフィリピン海プレートにより遮蔽されている地域であっても、高温流体 (熱水) がフィリピン海プレートの一部を浸透し、地殻浅所に到達している事例が認められる (紀伊半島中央部) (図5.1.1-14 : Nakajima and Hasegawa, 2007<sup>53</sup>)。このような地下深部からの熱水上昇が他の地域でも発生し得る可能性は否定できないが、その時期を現状の知見では予測することができない。

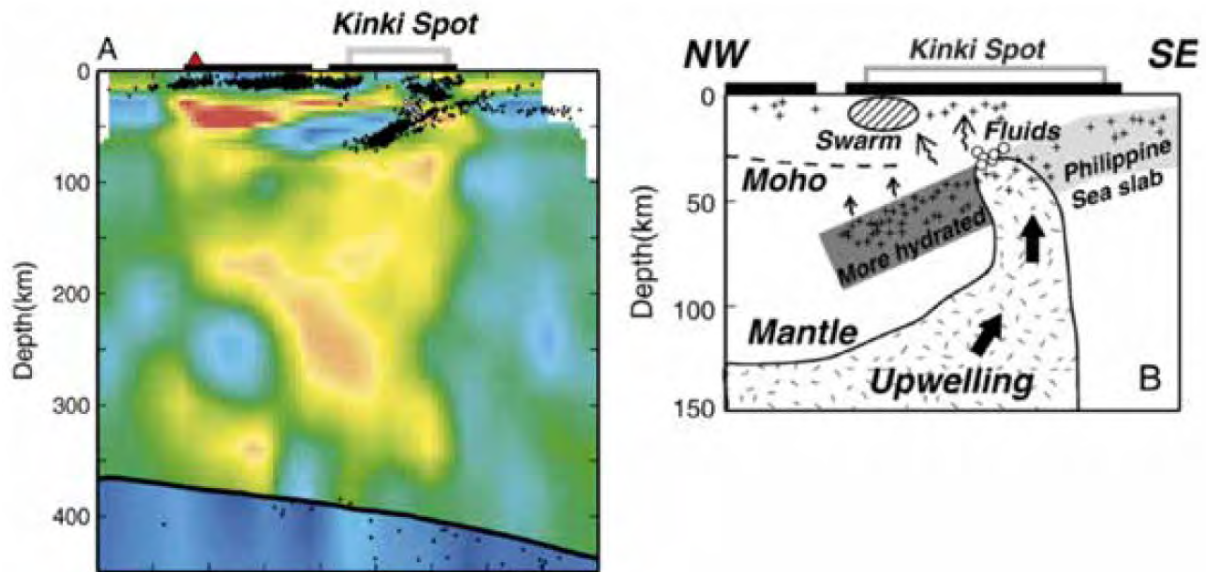


図5.1.1-14 紀伊半島から丹波地域の地震波トモグラフィー断面とその解釈 (Nakajima and Hasegawa, 2007<sup>53</sup>) .

西南日本のうち中部九州以南は、琉球海溝に沈み込むフィリピン海プレートに対峙する島弧である。現在の火山フロントは、中部九州の国東半島両子火山から九重・由布火山群、阿蘇カルデラをへて、南九州の霧島火山群、鹿児島湾からさらに南のトカラ列島へと続いている。日本海拡大に伴って前弧域では、15-14 Ma に尾鈴山や大崩山などの巨大カルデラをつくる珪長質火山活動が起きたが、その原因は島弧の南進により高温の四国海盆が強制的に沈み込んだためと解釈されている (高橋, 1986<sup>56</sup>, 1999<sup>57</sup>)。後期中新世以降の琉球弧は、10 Ma 頃から始まった沖縄トラフの背弧拡大 (Kodama and Nakayama, 1993<sup>58</sup>; Kamata and Kodama, 1994<sup>59</sup>) に連動するように、他の島弧にはない火山性地溝をつくるような伸長場の火山活動が起きている。すなわち、中部九州では別府- 島原地溝の形成と火山活動が約6 Ma から始まり、5 Ma 頃に最盛期を迎え、その後縮小した (Kamata, 1989<sup>60</sup>)。また、南部九州では、肥薩火山岩 (7.6-0.4Ma) ・北薩火山岩 (4.5-1.0 Ma) ・南薩 (9.0-2.0 Ma) など地溝を伴う安山岩の卓越した火山活動が起きている (図5.1.1-15; 宇都ほか, 1997<sup>61</sup>; 長尾ほか, 1999<sup>62</sup>)。1.0 Ma 頃からは、中部九州では、それまでの東西方向の火山配列が北東-南西方向へと変化し、阿蘇・耶馬溪・今市など巨大カルデラ噴火の頻度が高くなっている (鎌田, 1986<sup>63</sup>)。また、南九州でも肥薩火山群や北薩火山岩と斜交するように南北方向に伸びる鹿児島地溝の形成が始まり、始良・阿多・鬼界・加久藤などの巨大カルデラ噴火が地溝内で集中して発生した (Nagaoka, 1988<sup>64</sup>)。中部・南部九州で約100 万年前から始まった火山活動が今度どれほど継続するのか、さらに長期の将来においてどのように変化・移動するのかを考えることは難しい。その理由は、中部・南部九州の現在のテクトニクスが不安定であることで、このことが将来予測における大きな不確実性となっている。例えば、現在、GPS により測地的に観測される中部・南部九州の動きは、大分・宮崎周辺、鹿児島周辺などで互いに運動方向の異なる複雑な動きを示している (Nishimura and Hashimoto, 2006<sup>65</sup>)。おそらくこのことには琉球弧に衝突中の九州- パラオ海嶺が関係しているとみられるが、確定的なモデルは得られていない。また、沖縄トラフやその周辺の地溝が今後どのように拡大発展するのも定かではない。九州地域における同様の将来予測の困難さは、NUMO の国際テクトニクス会議の報告書でも既に指摘されている (Chapman *et al.*, 2009<sup>66</sup>)。





図5.1.1-15 中～後期中新世から前期更新世の南部九州における火山活動場の変化 (宇都ほか, 1997<sup>61</sup>) .

#### 5.1.1.4 巨大カルデラ火山のマグマ活動の将来予測に関する検討

本項では、北海道屈斜路カルデラを含む北海道東部地域と九州阿蘇カルデラを対象に、マグマ供給系とその蓄積プロセス、カルデラ噴火の準備過程、地球物理学的手法によるカルデラ地下構造の探査事例などについて取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・ 屈斜路カルデラにおけるマグマ供給系とマグマ起源
- ・ 巨大マグマ溜まりの熱的・化学的安定性の検討ー屈斜路カルデラを事例としてー
- ・ 地球物理学的手法による屈斜路カルデラのマグマ供給系解析
- ・ 北海道東部地域における巨大カルデラ群発生条件の検討
- ・ 阿蘇カルデラにおけるマグマ供給系とマグマ起源

#### 屈斜路カルデラにおけるマグマ供給系とマグマ起源

屈斜路カルデラの地質と噴火史に関する先行研究を基に取りまとめられたカルデラ形成噴出物の活動時期ー噴出物量累積図を図5.1.1-16に示す。噴出物の化学・鉱物組成分析結果に基づいて組成変化に関する数値計算を行い、巨大カルデラ噴火を生じたマグマ溜まりに対する岩石学的モデル化を行った結果、屈斜路カルデラ形成噴火のうち最も規模の大きいKpIV 噴火では、

マグマ供給系が1つの珪長質マグマと3つの苦鉄質マグマから構成されていることが明らかになった(図5.1.1-17)。また、珪長質マグマは同一の珪長質マグマからの結晶分化作用では生じないが、地殻物質の部分溶融によって生じうることを示した(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011<sup>20</sup>)。

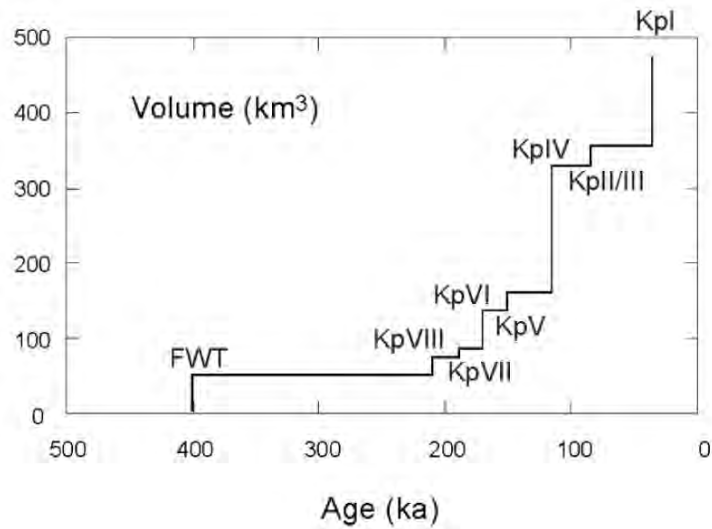
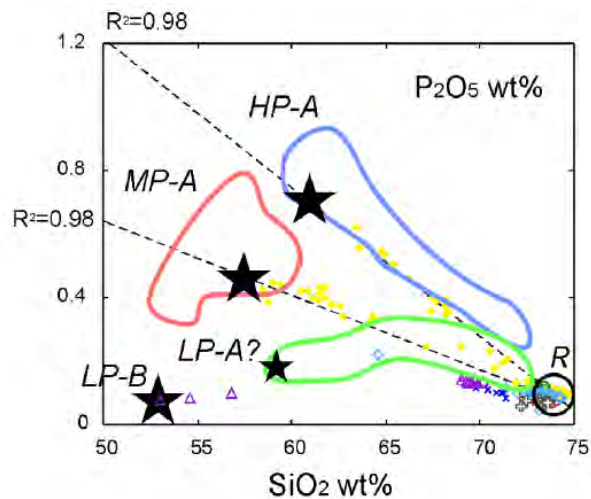
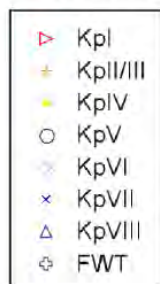


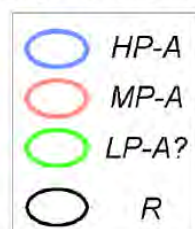
図5.1.1-16 カルデラ形成噴出物の活動時期－噴出物量累積図  
(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011<sup>20</sup>)



Whole-rock composition



Matrix glass composition of KpIV



★ Estimated whole-rock compositions of end-member magmas

図5.1.1-17 混合マグマとして想定される端成分マグマ組成  
(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011<sup>20</sup>)

巨大マグマ溜まりの熱的・化学的安定性の検討ー屈斜路カルデラを事例としてー

北海道東部の広範囲を被覆する大規模な火砕流堆積物を噴出した北海道屈斜路・摩周カルデラ火山の珪長質マグマ溜まりが、噴出した珪長質マグマの5～10倍もの量の玄武岩質マグマの結晶分化作用および一旦固化した玄武岩岩体の再溶融によって生成されうること、岩石学的・地球化学的データにもとづいてモデル化した(図5.1.1-18)。この多量の玄武岩質マグマはカルデラ火山のマグマ供給系の下部で固化することにより、珪長質マグマに十分な量の熱と物質を供給しうる。斑晶ガラス包有物の分析値は、この玄武岩質マグマが腐蝕性のマグマ揮発性成分に富むことを示しており、地下で固化した玄武岩からきわめて多量の腐蝕性ガス成分が放出されうる。

しかしながら、珪長質マグマは玄武岩マグマの結晶分化作用だけでなく、既存の地殻物質の部分溶融によっても生じうる。そこで、高温の玄武岩質マグマの熱により地殻が部分溶融を受けるケースについて簡素なモデルを用いた数値実験を行なうことにより、地殻の初期温度や組成の違いが部分溶融液の生産量に対して与える影響について検討した。

地殻中部～浅部に上昇・蓄積するマグマの熱履歴に関する数値計算結果は、①地殻内に繰り返し玄武岩質マグマが注入されるケースにおいて生じる流紋岩質マグマ溜まりの空間的な位置は一極集中しやすいこと(巨大なマグマ溜まりの蓄積が生じやすい)、②固化した流紋岩質マグマ溜まりは将来少量の玄武岩マグマが注入されることにより容易に再移動可能な溶融体に変化しうることを示している。また、地殻内に注入された玄武岩マグマの結晶分化作用と地殻の部分溶融作用を対象とした、マグマの熱力学計算ソフトウェアMELTS(Ghiorso and Sack, 1995<sup>67)</sup>)を用いた珪長質マグマの生産量と化学組成に関する解析結果は、地殻の部分溶融によって珪長質マグマが効率的に生じる条件が、①地殻の化学組成が上部地殻的であること、②地殻浅所の圧力で融解が起きること、③融解時に水が存在すること、の3つであることを示している(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012c<sup>68)</sup>)。

従って、巨大カルデラの活動が新たに生じる／あるいは再開する可能性を評価するための地球物理学的探査では、溶融マグマが存在するか否かを調べるだけでは不十分であり、低融点物質(花崗岩体等)の有無や、地殻の温度構造も対象にすべきであると考えられる(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011<sup>20)</sup>)。

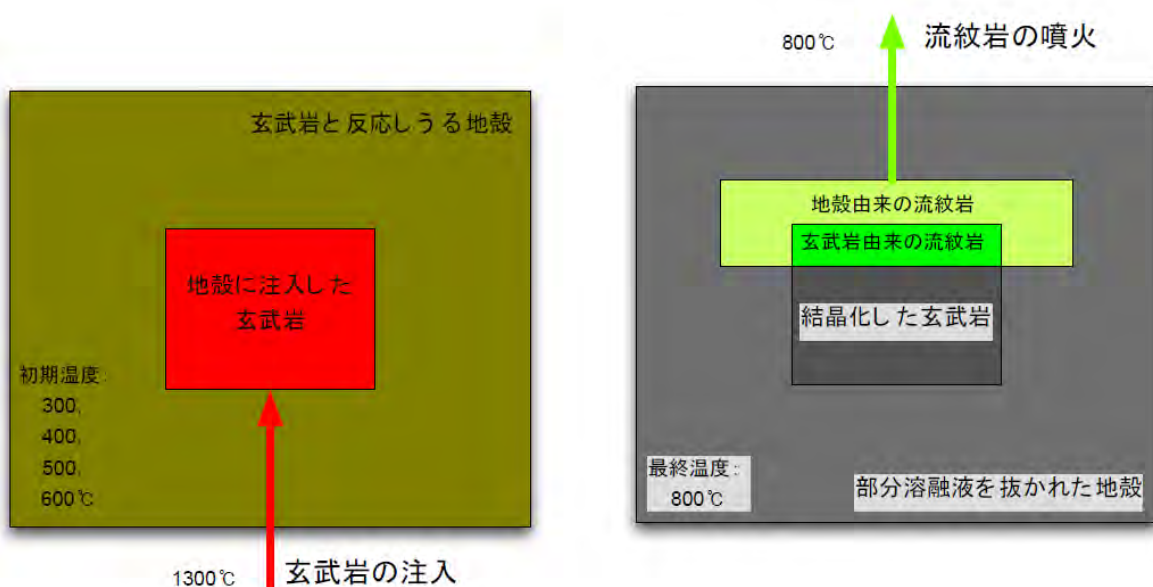


図5.1.1-18 地殻に注入した玄武岩の熱による珪長質マグマ生成の概念図 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011<sup>20)</sup>)



地球物理学的観測手法による屈斜路カルデラのマグマ供給系解析

カルデラ火山における現時点でのマグマ蓄積の程度を検知する手法の開発のため、屈斜路カルデラを対象に精密重力や比抵抗探査データを用いた地球物理学的観測を行った。屈斜路カルデラの下部には、非常に低い比抵抗値の領域（C3；Sato *et al.*, 2001<sup>69</sup>）が存在することが再確認されたほか、屈斜路の後カルデラ火山であるアトサヌプリ火山活動のマグマ供給経路が検出された（図5.1.1-19）。また、摩周カルデラの下部においても不明瞭ながら低比抵抗域が示唆された（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011<sup>20</sup>）。

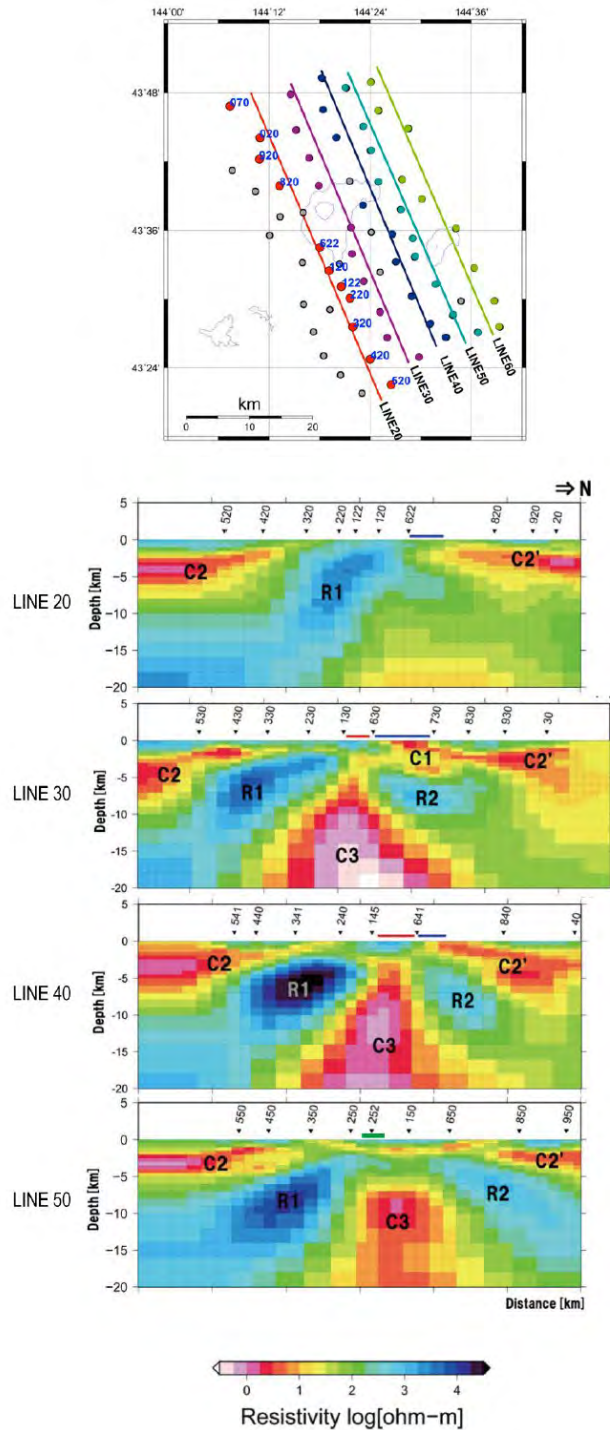


図5.1.1-19 2次元各比抵抗構造解析結果（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012<sup>c68</sup>）。  
 表層の青線部は屈斜路湖，赤線はアトサヌプリ火山，緑線は摩周湖の位置。

### 北海道東部地域における巨大カルデラ群発生条件の検討

日本列島におけるカルデラ火山形成条件の検討するため、最近数十万年に巨大カルデラ群が活発に活動した北海道東部から東北地方を対象に、最近3百万年の代表的な火山噴出物の化学・同位体組成の特徴について検討した。北海道中軸部以西と東部ではマグマ起源マントルに違いが認められ（図5.1.1-20）、相対的に高温状態にあると考えられるマントルが前弧側にまで到達している北海道東部地域のマントルのほうが、相対的に低温状態の北海道中軸部以西よりも容易に熔融し、多量のマグマが生じうる可能性があることを示した（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012c<sup>68</sup>）。

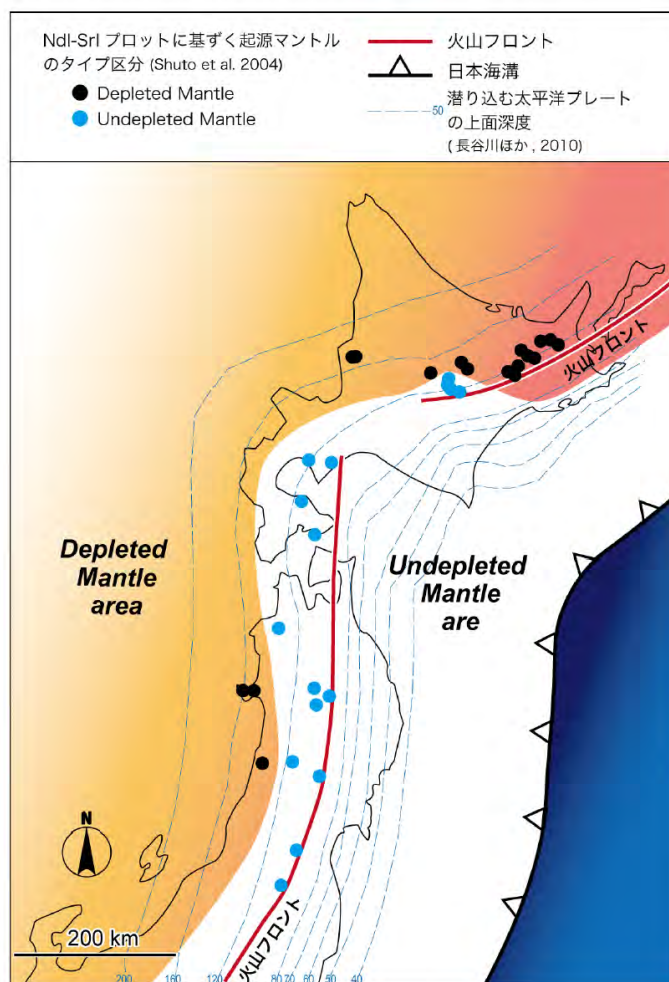


図5.1.1-20 同位体組成に基づく北海道から東北日本にかけてのマグマ起源マントルのタイプ区分。本研究により得られたデータに基づきShuto et al.(2004)<sup>22)</sup>を改変（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012c<sup>68</sup>）。

### 阿蘇カルデラにおけるマグマ供給系とマグマ起源

阿蘇カルデラ東端に位置し、阿蘇カルデラと同時期の14～15万年前（Itaya et al., 1984<sup>70)</sup>あるいは8～11万年前（松本ほか，1991<sup>71)</sup>）に活動したとされる根子岳火山（図5.1.1-21）は、火山活動の時間的位置が阿蘇カルデラと重なっているにもかかわらず、噴出物の地球化学的特徴が大きく異なり、根子岳火山の火山岩のストロンチウム同位体比は阿蘇カルデラ形成以前の噴出物や基盤岩の花崗閃緑岩に類似している（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013a<sup>21)</sup>）。このことは、時間空間的に隣接した2つの火山が別のマグマ供給系に由来することを示唆している。



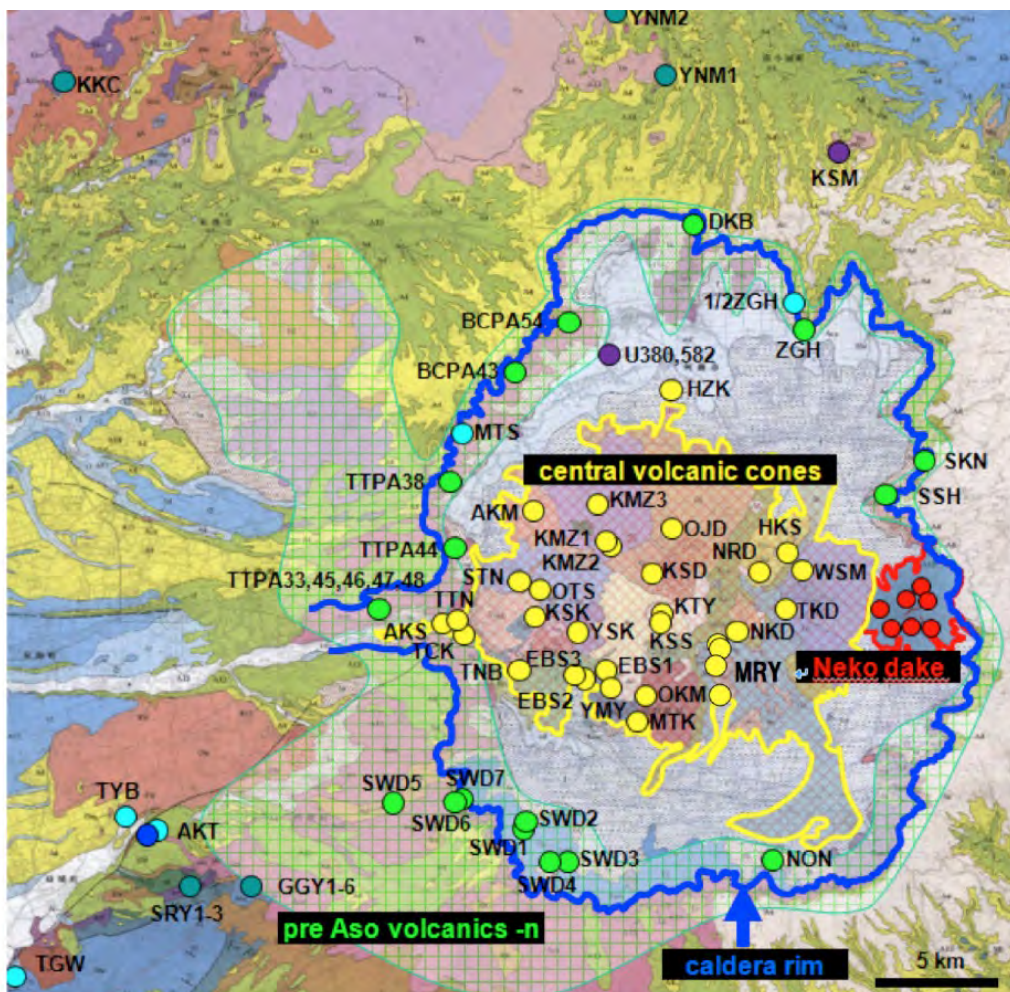


図5.1.1-21 火山岩類の分布および分析に使用した岩石試料の採取地点（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014<sup>29)</sup>）。図中の丸印は試料採取地点であり，色による凡例は以下の通り。黄：根子岳を除く後カルデラ期の火山岩，赤：根子岳火山岩，青：カルデラ形成期の噴出物，水色：間カルデラ期の噴出物，緑：後期全カルデラ期の火山岩，青緑：前期先カルデラ期の火山岩，紫：基盤岩類。地質図は熊本県地質図編纂委員会(2008)<sup>72)</sup>を一部変更して使用した。

また，阿蘇カルデラのマグマと捕獲岩に対して同位体地球化学的手法による検討を行った結果（図5.1.1-22；産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014<sup>29)</sup>），阿蘇のカルデラ期および間カルデラ期の噴出物のストロンチウム同位体比はシリカ量と殆んど関係なしに狭い範囲の値（0.7040-0.7042）を示したのに対し，珪長質捕獲岩の同位体比は大きくばらついていた（0.7045-0.709）。また，根子岳火山の噴出物のストロンチウム同位体比も同様にばらついていた（0.7041-0.7089）。噴出したマグマの同位体比の多様性の原因が，深部から供給されるマグマの多様性に起因するのか，それとも母岩との反応の多様性によるのかにより，阿蘇カルデラのマグマ供給系と蓄積過程に対する解釈が変わるため，ゼノリスによるマグマの混染プロセスを定量的に確認する必要があると考えられる。

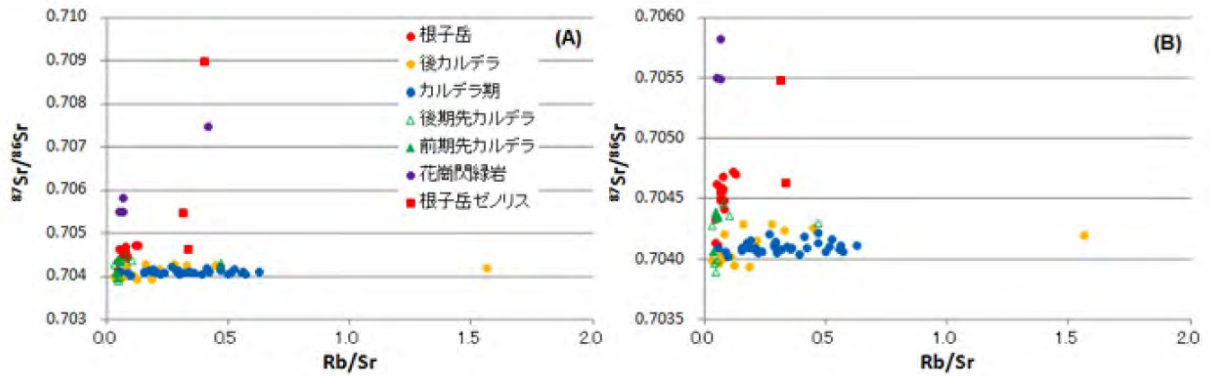


図5.1.1-22 阿蘇周辺の火山噴出物のSr 同位対比 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) と  $\text{SiO}_2$  wt.% (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014<sup>29)</sup>)。右図 (B) は左図 (A) のSr 同位対比が低い部分 (0.7030 ~ 0.7060) だけをプロットしたもの。阿蘇火砕流堆積物の値はHunter (1998)<sup>73)</sup>、先カルデラ期および後カルデラ期の値は新村ほか (2010)<sup>74)</sup>、花崗閃緑岩はボーリング試料の値で新村 (2011)<sup>75)</sup> および三好ほか (2011)<sup>76)</sup> による。

### 大規模カルデラ噴火に至る時間スケールの検討

将来の大規模カルデラ噴火の発生可能性を評価するためには、上述したような研究によって解明されるマグマ供給系の中で発生する事象が、どのような時間スケールで進行するかを知る必要がある。日本の大規模カルデラ火山の噴火準備過程のタイムスケールに関する知見は、Costa (2008)<sup>77)</sup>の研究事例 (図5.1.1-23) に比べて圧倒的に不足している。

カルデラ噴火の準備過程は、100 万年規模の非常に長期間と同時に、数年以内の短期間の両方の時間スケールで観察を行う必要がある。長期間のマグマ活動により地殻内にマグマが徐々に蓄積されてゆく一方で (Bindeman and Simakin, 2014<sup>78)</sup>)、大量の珪長質マグマによるマグマ溜まりの再充填が僅か100 年程度のタイムスケールで発生しうる (Druitt, et al., 2012<sup>79)</sup>)。マグマ供給系の活動が幅広いタイムスケールで進行することは大規模カルデラ噴火に限られたことでなく、例えば、2011 年に発生した霧島火山のプリニー式噴火においては、1 年以上かけて苦鉄質マグマが定常的に注入された一方で、噴火の直接の引き金となったマグマ混合は噴火直前数日以内という非常に短いタイムスケールで起きたことが、噴出物の斑晶の組成累帯構造の解析から判明している (Tomiya et al., 2013<sup>80)</sup>)。

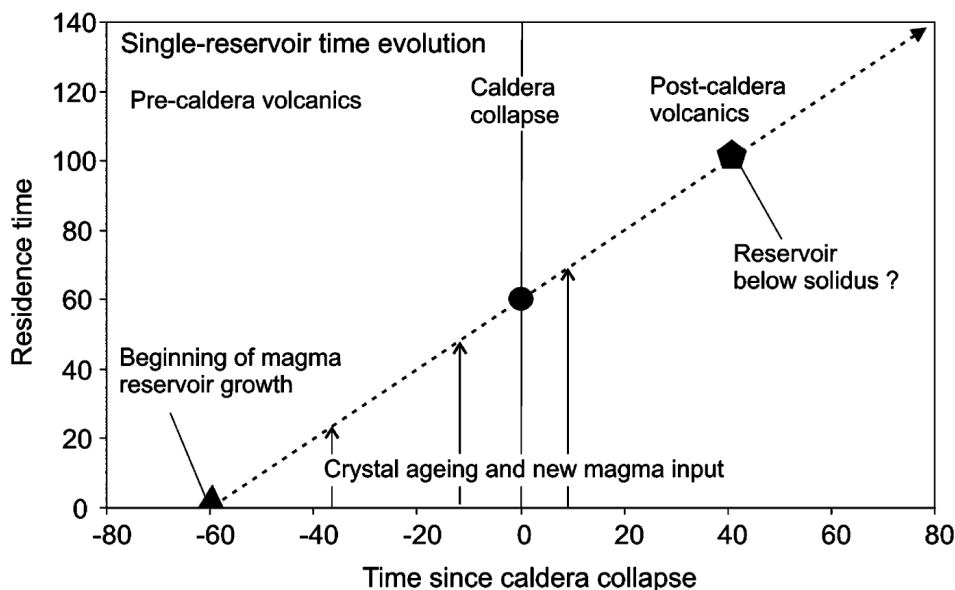


図 5.1.1-23 カルデラ火山の噴火過程と時間スケールに関する模式図 (Costa, 2008<sup>77)</sup>)。時間軸は無次元時間である。



日本の大規模カルデラ火山の噴火準備過程をより詳細に検討するためには、地下のマグマ供給系に現存しているマグマや火山ガスを直接採取しての岩石学的・地球化学的解析と地球物理学的な解析（地殻変動・重力変化・電気伝導度）を総合的に行なう必要があり、現在も活動が継続中のカルデラ火山を対象とした事例研究を蓄積する必要がある。例えば始良カルデラの後カルデラ火山である桜島，阿蘇カルデラの後カルデラ火山である阿蘇中岳，洞爺カルデラの後カルデラ火山である有珠山，支笏カルデラの後カルデラ火山である樽前山，などが研究対象として挙げられる。

### 巨大カルデラ火山の将来予測に関する考え方

巨大カルデラ噴火は、発生頻度が極めて小さいものの、一度発生するとその影響が広範囲に及ぶ（山元ほか，2009<sup>81)</sup>）。数10万年を超えるような長期の将来においては、日本列島で複数回以上の巨大カルデラ噴火が起こることは確実である。

巨大カルデラ噴火の将来予測においては、カルデラ噴火の必須条件となる莫大な量のマグマの蓄積から噴火に至るプロセスに関するモデル化を行い、各種の地球物理学的探査手法を用いて対象火山の巨大カルデラ噴火ポテンシャルを検討することが有効な考え方の一つと思われる（図5.1.1-24：産業技術総合研究所深部地質環境センター，2009<sup>82)</sup>）。カルデラ火山のマグマ供給系に対する科学的理解については今後の基礎科学の進展がさらに必要であるが、噴出物に対する岩石・鉱物学的解析手法，比抵抗探査・地震波トモグラフィー等に基づくマグマ溜まりの深さや蓄積域のイメージング，マグマ蓄積-噴火プロセスの噴火準備過程のモデル化と過去の噴火履歴との対比による検討を行い，長期的な巨大噴火ポテンシャルの評価を行うことが考えられる。

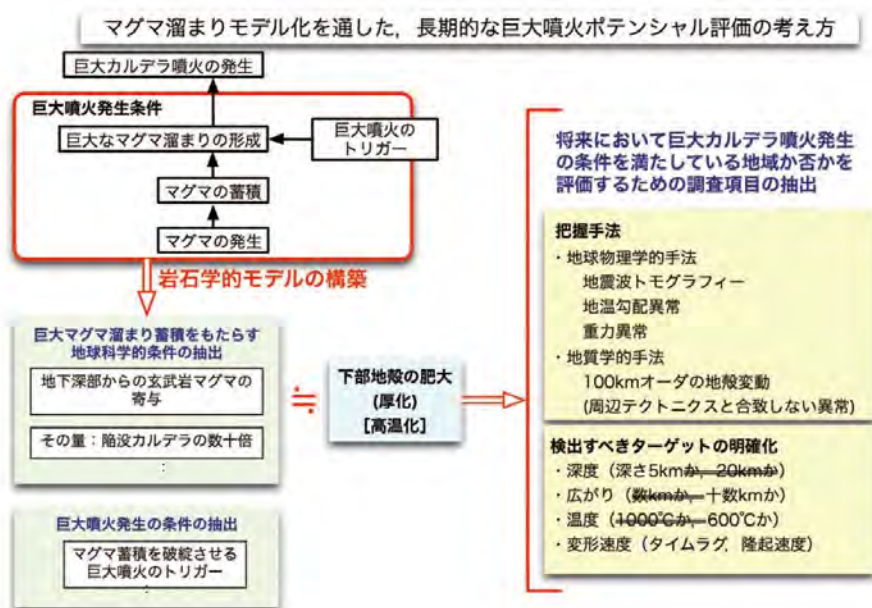


図5.1.1-24 マグマ溜まりのモデル化による巨大噴火ポテンシャル評価の考え方（産業技術総合研究所深部地質環境センター，2009<sup>82)</sup>）。

#### 5.1.1.5 マグマ活動に伴なわれる熱水活動とその影響・影響範囲に関する検討

火山から周辺に広がる熱水は、高温、低pH、高塩濃度、高CO<sub>2</sub>の特徴を持ち、人工バリアに熱的・化学的な影響を及ぼす恐れがあるため、これを立地選定で排除する必要がある（産業技術総合研究所深部地質環境研究センター，2007<sup>46)</sup>）。熱源としてのマグマ定置後，地殻上部に地熱系が発達するためには一定の時間が必要で，数値計算によると少なくとも10<sup>4</sup>年のオ

ーダーが必要とされている (Garg and Kassoy, 1981<sup>83</sup>) など)。従って、たとえば桜島火山のような活火山の場合、その活動は比較的新しく (形成後2.9 万年程度)、現在、めばしい地熱系の発達は見られないものの、今後、周辺に地熱系が発達する可能性が十分に考えられる。また、現在活動中の大規模な地熱系の構造を検討したTamanyu (1992)<sup>84</sup>や玉生 (1994)<sup>85</sup>は、地熱熱源と最も若い第四紀火山との時代的・地理的な位置関係は必ずしも一致せず、最新期のマグマ溜まり以外のものが地熱熱源として重要な役割を果たしていることを指摘している。すなわち、地熱系の発達はマグマ溜まりの単純な冷却モデルだけでは説明しきれず、マグマ貫入後の熱の付与の効果はかなり大きいことを意味している。

新規出現した火山活動の地下水に対する影響範囲を検討する場合、その検討範囲は対象とする火山のタイプ (成層火山か、あるいはカルデラ火山か) によって大きく異なる点に注意が必要である。すなわち、成層火山の地下水系への影響を対する研究事例 (図5.1.1-25) では、地下水系に対するマグマ分離成分の寄与は山体の構造に影響を受けた浅層地下水システムと、火山体に達する断層系を経路とする地下水システムに強く認められ、その範囲は火山中心から10km 圏内に及ぶことが示されている (産業技術総合研究所深部地質環境研究センター, 2009<sup>82</sup>)。一方、巨大カルデラ火山の地下水系への影響に関する事例研究 (図5.1.1-26) では、カルデラから50km 遠方域の地下水にまでマグマ分離成分の影響が及ぶが、その影響を被る区域は新第三系基盤岩の地下構造に規制されていると考えられる (産業技術総合研究所深部地質環境研究センター, 2010<sup>83</sup>)。

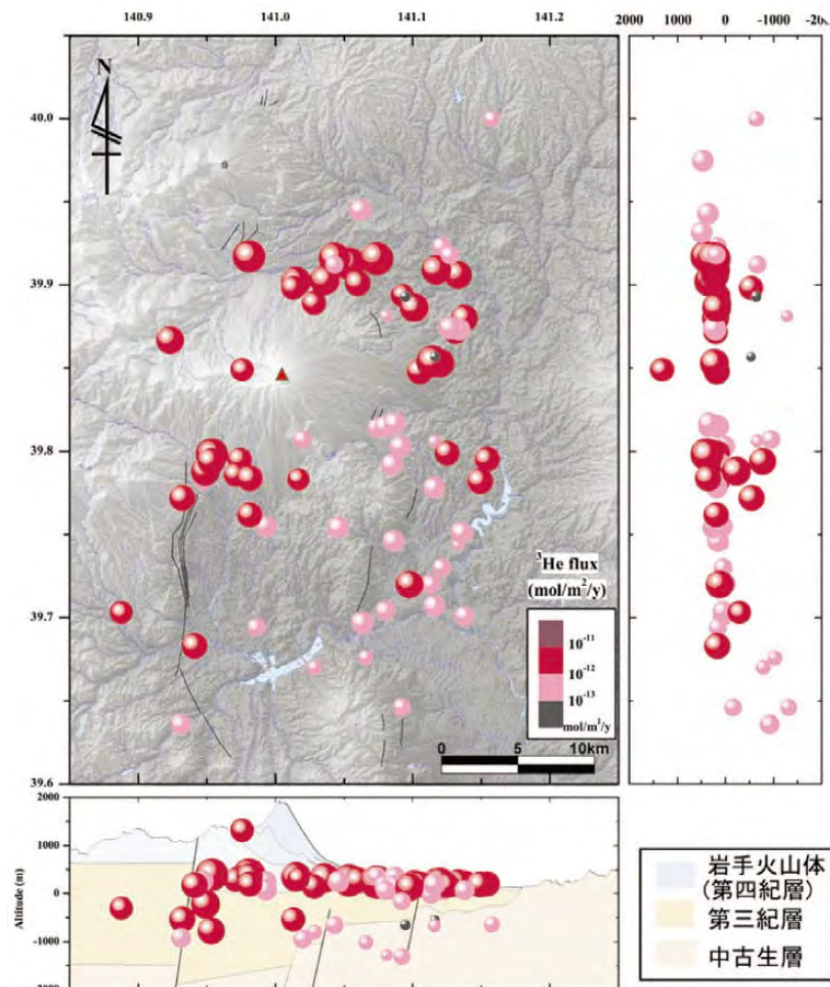


図5.1.1-25 成層火山による周辺地下水への影響範囲の研究事例 (産業技術総合研究所深部地質環境研究センター, 2009<sup>82</sup>)。火山周辺の地下水に対するマグマ分離成分 ( $^3\text{He}$ ) の流入量(Flux) の空間分布を示す。



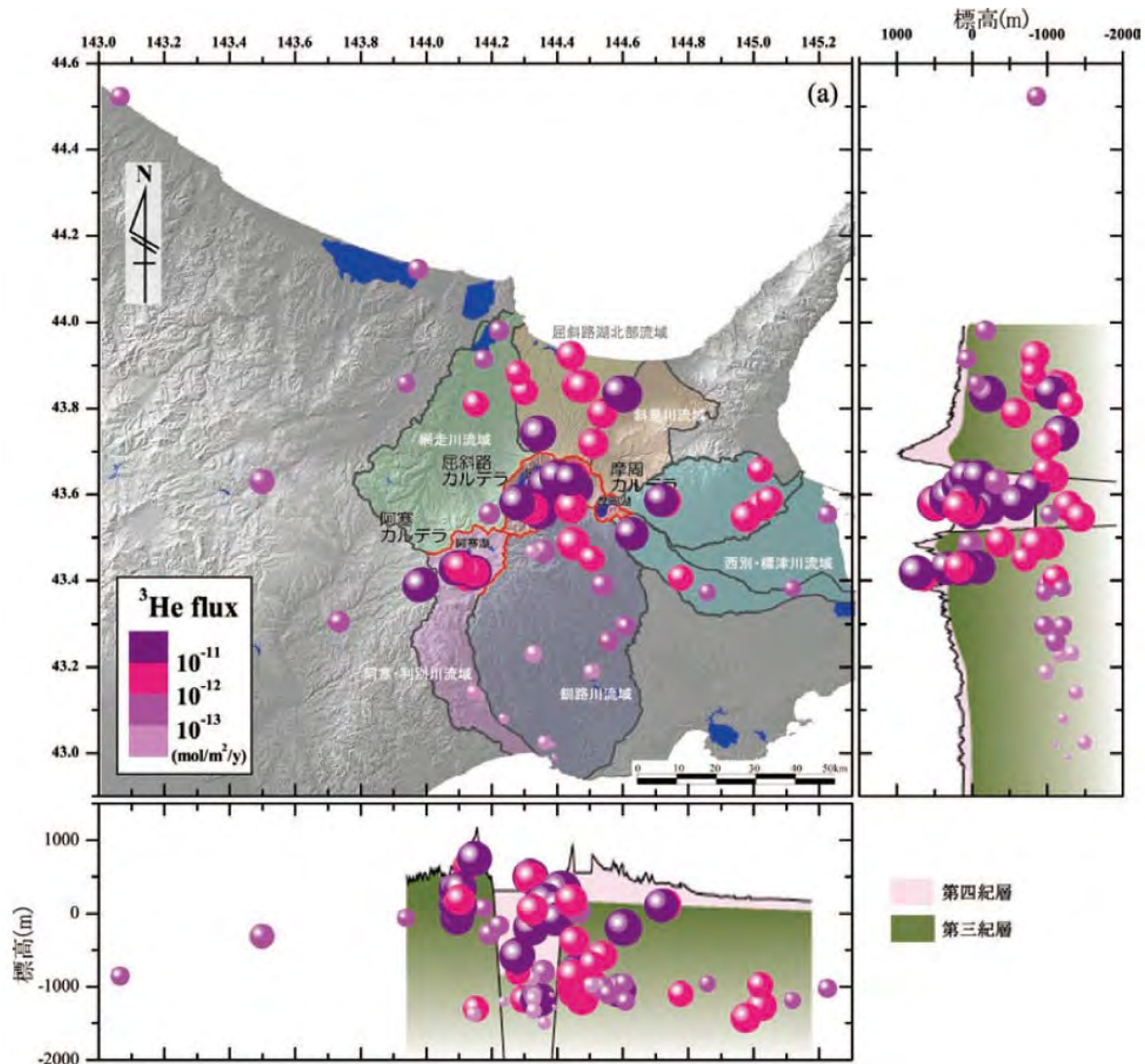


図5.1.1-26 カルデラ火山による周辺地下水への影響範囲の研究事例  
(産業技術総合研究所深部地質環境研究センター, 2010<sup>83)</sup> ) .

火山周辺の地下水に対するマグマ分離成分 ( $^3\text{He}$ ) の流入量(Flux) の空間分布を示す.

#### 5.1.1.6 新規火山活動の発生による影響および新規火山活動の発生予測に関する検討

本項では、新規火山活動による廃棄物埋設地への影響について整理し、またマグマの貫入による廃棄物埋設地の破壊を避けるための規定である個別火山体からの地表における 15km の隔離に関する既存知見を整理する。また、新規火山活動の発生予測の考え方や調査・評価手法留意点などについて取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・新規火山活動の発生による廃棄物埋設地への影響に関する検討
- ・火山中心と側火山等の個別火山帯との最大距離に関する検討
- ・新規火山活動の発生予測の考え方および調査・評価手法の検討

#### 新規火山活動の発生による廃棄物埋設地への影響に関する検討

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015)<sup>15)</sup>では、火山が直接的・間接的に地層処分場に与える影響を、火山活動の新規性および規模という観点で整理している (図5.1.1-27)。

既知の火山のうち中小規模の火山については、概要調査地区選定上の考慮事項(原子力発電環境整備機構, 2002<sup>87)</sup>)のうち火山活動に関する「第四紀火山から15km以上離れた地区」という条件が十分であるかどうかは別として、噴火による直接的影響を受けない距離を置くこと



により回避できる可能性があるため、地下水を経由した腐蝕性のマグマ揮発性成分が処分場の機能を低下させる懸念や、噴火に伴い地下水系が変化することにより処分場の隔離性能を低下させる懸念など、間接的な影響への対応が主となると考えられる（ただし、カルデラ噴火では15kmの距離で排除できない恐れがある）。

一方、これまで火山が無い地域に生じる新規火山については、間接的影響に加え、噴火活動による母岩（廃棄物埋設地を含む）の破壊と地表への放出といった、噴火の直接的影響も懸念される。噴火の直撃に耐える施設の建造は明らかに非現実的である。従って、新規火山の発生の怖れがある地域には、廃棄物埋設地を立地しないことが必要となる。そのため、対象地域において将来新規火山が生じる可能性を検討するためには、火山がある場所に生じる理由の解明や、現在地表に出現していないが地下にマグマ供給系が存在するか否かを判断するための探査手法の開発が必要となる。

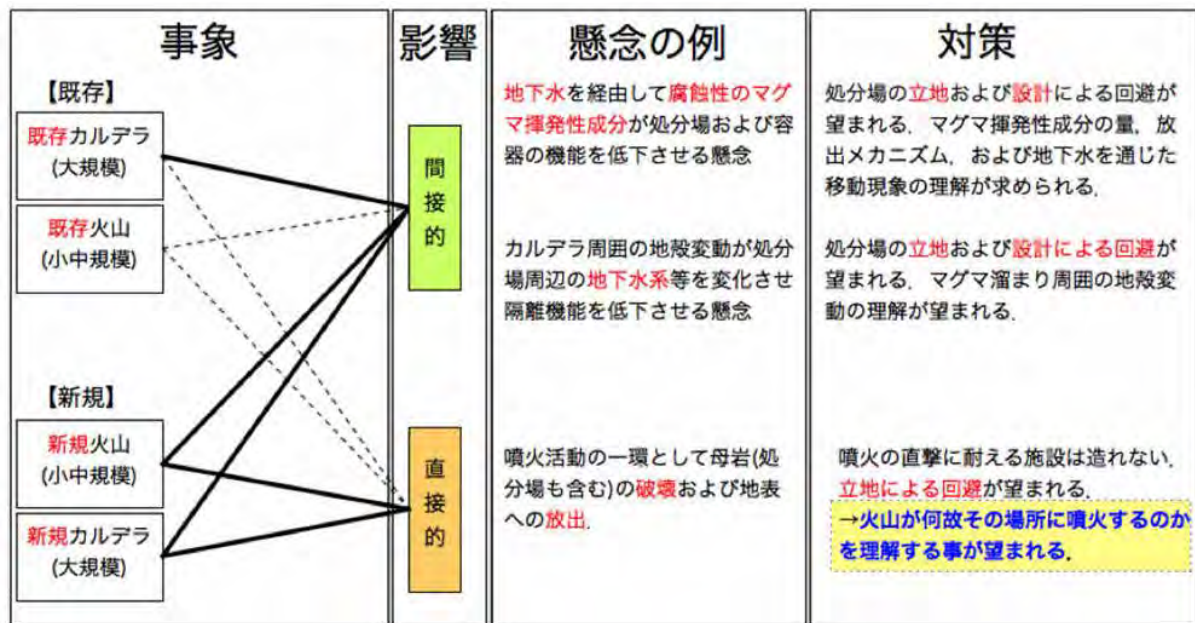


図5.1.1-27 放射性廃棄物の地層処分場と火山活動の関係 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015<sup>15)</sup> ) .

### 火山中心と側火口等の個別火山体との最大距離に関する検討

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」(令和2年7月15日)において、中深度処分の廃棄物埋設地の場所（自然条件等）のうち火山活動については以下のように記述されている。

「廃棄物埋設地の人工バリアに著しい損傷を生じるおそれがある断層運動等、火山現象又はその他の自然現象が発生するおそれがない場所であること。その上で、解釈において次のような主旨の記載を行う。

- 一 廃棄物埋設地周辺の第四紀（現在から約258万年前まで）における火山活動の活動履歴から、マグマの貫入による廃棄物埋設地の破壊が生ずるような火道、岩脈等の履歴が存在しないことを確認した場所に設置すること・
- 一 当該履歴が存在する場合は、廃棄物埋設地からおおむね15キロメートル内の範囲で火山の側火口分布等を評価し、側火口等の影響を考慮しても廃棄物埋設地の破壊等が生ずることがないこと。」

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」(令和2年7月15日)

における「15キロメートル」の規定は、原子力発電環境整備機構（2002<sup>87)</sup>；2004<sup>88)</sup>）の検討に準拠していると考えられる。原子力発電環境整備機構（2004）<sup>88)</sup>では、「火成活動」に関する「全国一律に評価する事項」として「将来数万年にわたるマグマの活動範囲の拡がりの可能性を考慮し、第四紀火山の中心から半径15kmの円の範囲内にある地域は含めないように、概要調査地区を選定する（原子力発電環境整備機構，2002<sup>87)</sup>）」を挙げ、その技術的根拠として、以下のように述べている。

「日本の第四紀火山カタログ（第四紀火山カタログ委員会編，1999<sup>89)</sup>）」に収録されているすべての第四紀火山（348 火山：成層火山，カルデラ火山，単成火山を含む）への適用可能性の観点より，個々の第四紀火山に対して，第四紀火山の位置（日本の第四紀火山一覧表に記述された緯度，経度）から，その第四紀火山を構成する最も離れた第四紀個別火山体までの距離に関する検討を行った。その結果，344 火山[第四紀火山の位置の緯度・経度が記載されていない，あるいは第四紀個別火山体の緯度・経度に明らかな誤りがあると思われる四つの第四紀火山（カヤノ平：火山番号97.75，甲子かしー大白森：火山番号115.5，屈斜路：火山番号219，蕊取しべとろ：火山番号243）を検討から除外]のうち，表5.2.2-1（注：本報告書の表5.1.1-1に該当）に示す八つの第四紀火山を除く第四紀火山（336 火山：97.7%）では，個々の第四紀火山の位置とその第四紀火山を構成する第四紀個別火山体の最大距離は15km 未満であり（図 5.2.2-4；注：本報告書の図5.1.1-28に該当），第四紀火山の位置を中心とする半径15km の範囲は，大部分の第四紀火山において，それらを構成する個別火山体の分布をカバーしていると判断した。」

表5.1.1-1 第四紀火山の位置を中心とする半径15km の範囲を超えて第四紀個別火山体が分布する第四紀火山（原子力発電環境整備機構，2004<sup>88)</sup>）

火山番号	第四紀火山名	第四紀個別火山体数	第四紀火山の位置から第四紀個別火山体までの最大距離 (km)	備考
171.5	南スミスカルデラ／スミスリフト	2	47.6	陥没カルデラー海嶺状火山 伊豆ー小笠原弧背後のリフト帯の断層に沿う海嶺状の火山であり，他の第四紀火山と形成の場が異なる
39	青野山	13	23.6	単成火山群
13	始良・桜島	10	23.0	陥没カルデラー成層火山
177	硫黄島	2	22.9	陥没カルデラー成層火山
18.75	口之津層群	2	21.2	溶岩流ー溶岩ドーム
15	加久藤カルデラ	4	20.1	陥没カルデラ
12	“阿多カルデラ” 阿多火砕流	3	19.3	陥没カルデラ
43.5	横田	5	18.8	単成火山群

第四紀火山の位置，火山番号及び第四紀火山名は，第四紀火山カタログ委員会編（1999）による

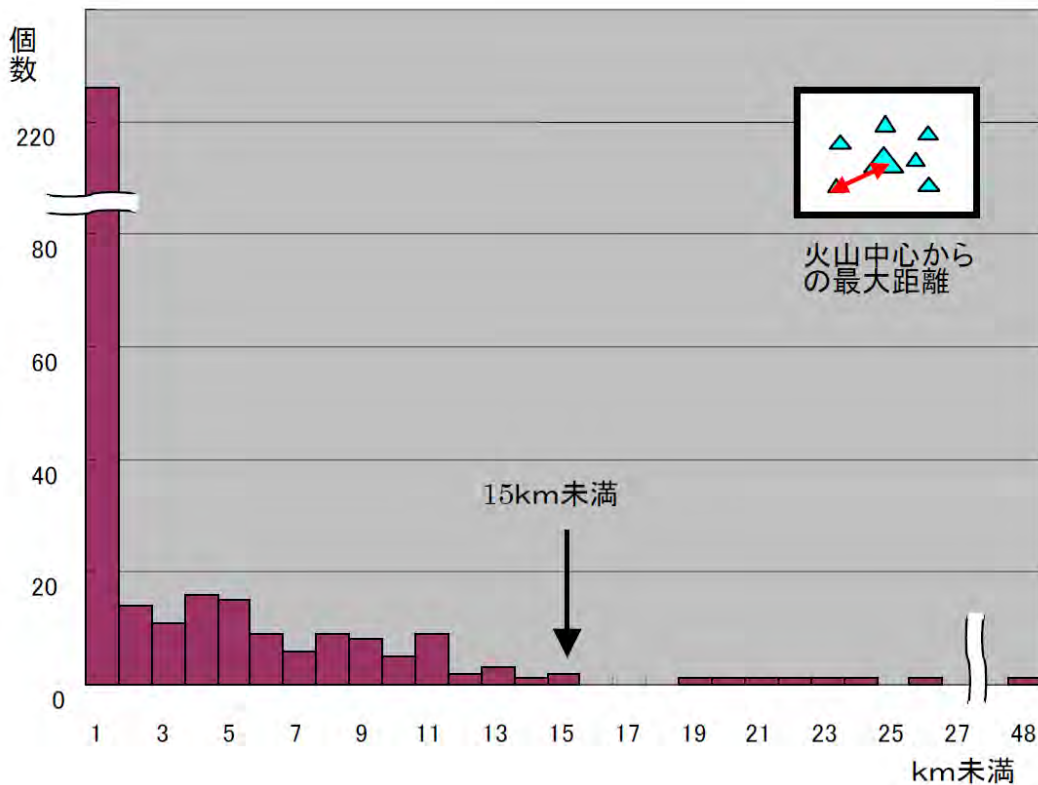


図 5.1.1-28 第四紀火山の中心と個別の火山体との最大距離と頻度  
(原子力発電環境整備機構, 2004<sup>88)</sup>)

産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2007)<sup>46)</sup>では、火山中心と側火口等の個別火山体との最大距離に関して、以下のような記述と注意喚起を行っている。

- 火山の中心火道から地下でマグマが割れ目を作りながら側方に移動（貫入）し側噴火が起きた範囲は、側火口として地形的に認識できるが、これらの側火口は陸域地表で認識出来たもののみを対象としている。
- 三宅島 2000 年噴火では火山中心から 40km 以上もマグマが側方に貫入したことが地球物理学的に捉えられている（酒井ほか, 2001<sup>90)</sup>）。
- マグマの貫入事象は火山性の群発地震として観測可能であり、火山噴火予知連絡会報に掲載された震源分布図から作図された地震発生範囲（図 5.1.1-29）によれば、噴火可能性範囲である震源域は火山毎に大きく異なり、特に三宅島・伊豆大島・神津島・東伊豆単成火山群・八丈島のような伊豆弧の火山や雲仙火山で広がり大きい。これらと比べると他の火山での震源域の広がり小さく、火山中心からおおむね 20km 内に収まっている。
- マグマ貫入時の貫入範囲の広がり、マグマ貫入時の割れ目の形成と地殻応力場の関係が係わっており、地殻内の差応力が大きいほどマグマが移動しやすいことの表れと考えられる（高田, 1994<sup>91)</sup>）。
- 従って、過去の事例から将来の噴火範囲を予測する際には、その場のテクトニクスが将来においても十分安定であることも同時に示しておく必要がある。反対にテクトニクスが不安定で、応力場の変化が予想される地域では、確実な将来予測が難しく、処分地の安全評価における不確実性が大きくなる。

火山中心と側火口などの個別火山体との最大距離は、上記のように15kmを超える場合があり、個々の火山毎に適切な調査・評価を行う必要があることに留意する必要がある。また、上述した産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2007)<sup>46)</sup>では明示的に示されていないが、火山の存在する場の地域的な応力場の解析を行う以下の調査・評価手法は重要と考えられる。



- ・ マグマ貫入時の貫入範囲の拡がりに地殻応力が影響することから，対象火山が存在する場の応力場を周辺の微少地震の発震機構解から明らかにし，火道の安定性やマグマ貫入時の貫入範囲を予め予測すること。

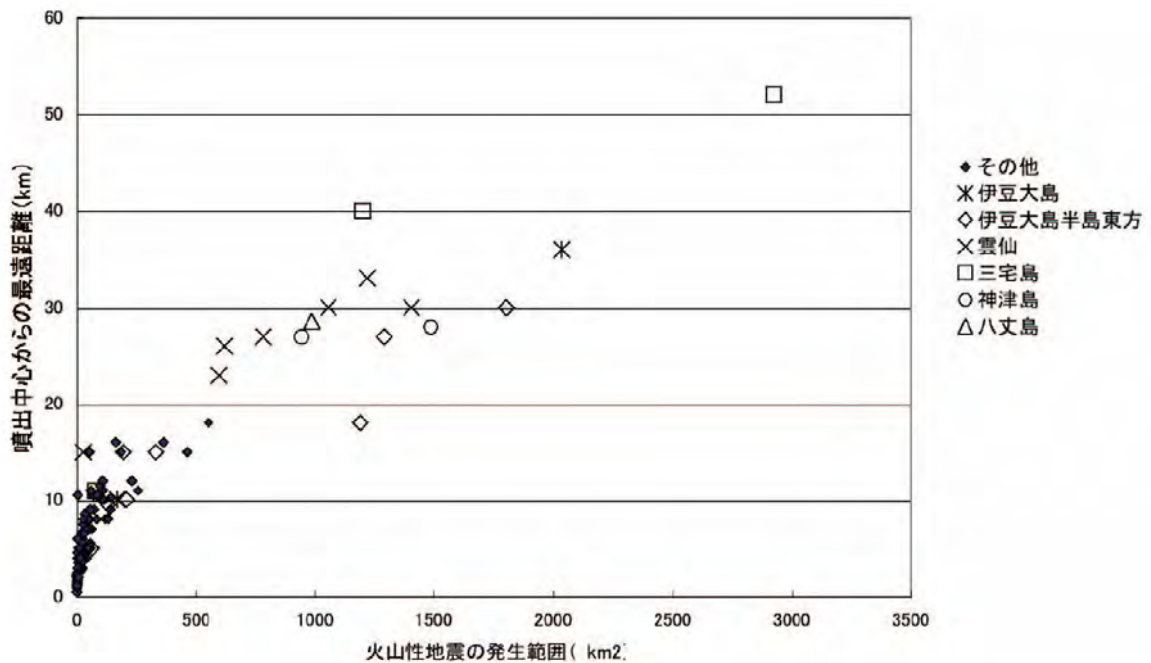


図5.1.1-29 観測された火山性地震の発生範囲と噴出中心からの最遠距離の関係（産業技術総合研究所深部地質環境研究センター，2007<sup>46)</sup>）。伊豆諸島や雲仙地溝帯の火山では，中心からの最遠距離が20kmを越えることに注意。

#### 新規火山活動の発生予測の考え方および調査・評価手法の検討

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）<sup>15)</sup>では，新規火山活動の発生について，マグマの発生と移動という観点で整理している（図5.1.1-30 および表5.1.1-2）。火山は地下の岩石（マントルや地殻）が融解して生じた「マグマ」が地表に噴出する現象である。火山活動は，(1)マントルや地殻が溶融してマグマが発生するプロセスと，(2)割れ目などを通じてマグマが地表に移動するプロセスの両方が成立して初めて成立する。従って，(1)マントルや地殻が溶融しない場所では，仮に(2)マグマが地表に移動できる条件があったとしても，火山活動は生じない。逆に，(1)マントルや地殻が溶融するが，(2)マグマが地表に移動できない場所では，マグマは地下に蓄積されることになるため，現在火山が存在しなくとも，将来マグマが地表に移動できる条件が整えば，火山が生じる可能性がある。

表5.1.1-2 マグマの発生と移動という観点から整理した，マグマ活動位置の評価（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2015<sup>15)</sup>）。

場合ID	(1)地下で マグマが発生	(2)マグマが 地表に移動	結果
1	する	する	地表に火山が生じる
2	する	しない	地下にマグマが蓄積される
3	しない	する	火山は生じない
4	しない	しない	火山は生じない

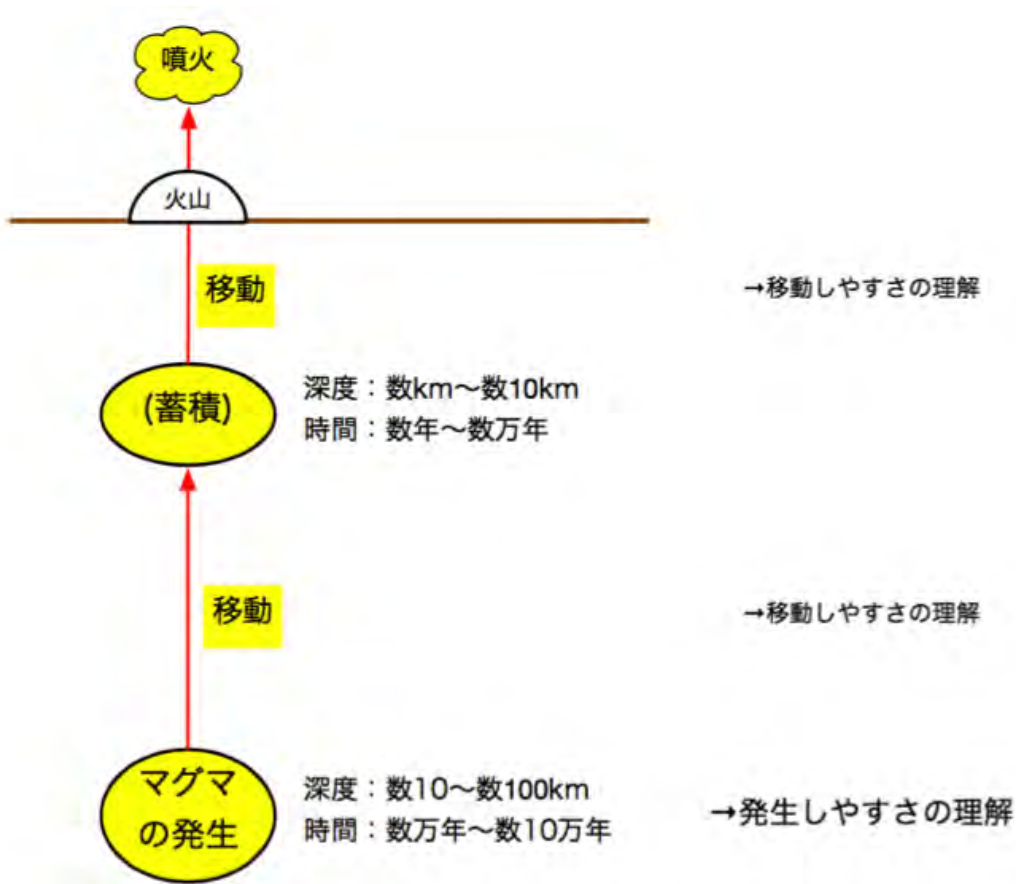


図5.1.1-30 マグマの発生～噴出プロセスの概念図  
(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015<sup>15)</sup> ) .

東北日本弧の火山を対象にマグマ含水量の2次元的な分布の推定を行った結果を図5.1.1-31に示す(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015<sup>15)</sup>)。カリウムで規格化した東北日本弧のマグマ含水量の空間分布は、中川ほか(1986)<sup>92)</sup>が提唱した東北日本弧の火山分帯ならびに噴出量空間分布のうち、火山岩の噴出量が比較的多い脊梁火山帯で多く、噴出量の少ない背弧側と前弧側では少ない。この観察結果は、水が少ない場所ではマンテルが融けにくいためマグマの生産量が少なく、逆に水が多い場所ではマンテルが融けやすいためマグマの生産量が多い、というモデルを支持する。

現時点の東北日本弧のマグマの含水量空間分布に関する知見に基づけば、火山フロントよりも前弧側では水が少ないためマンテルや地殻が溶融できない条件であると考えられるので、マグマの発生ならびに火山活動は起きないと考えられる。火山フロントよりも背弧側ではマンテルや地殻が溶融できる条件だと考えられるので、現在火山がみられない場所であっても、将来新規に火山活動が発生する可能性があると考えられ、水の量が多い脊梁火山帯では特に、その可能性が高いと考えられる。従って、火山フロントより背弧側の地域が全て、将来の火山活動可能性がある地域として認識される。しかしながら東北日本弧の火山はホットフィンガー

(Tamura et al., 2002<sup>45)</sup>)によって、より小さな空間スケールで東西に連なっていることが知られており、ホットフィンガーの間隙では火山活動が低調である。今後ホットフィンガー内のマグマの含水量の空間分布を調べることにより、ホットフィンガーの間隙に位置する地域における将来の火山活動の有無を議論できる可能性がある。



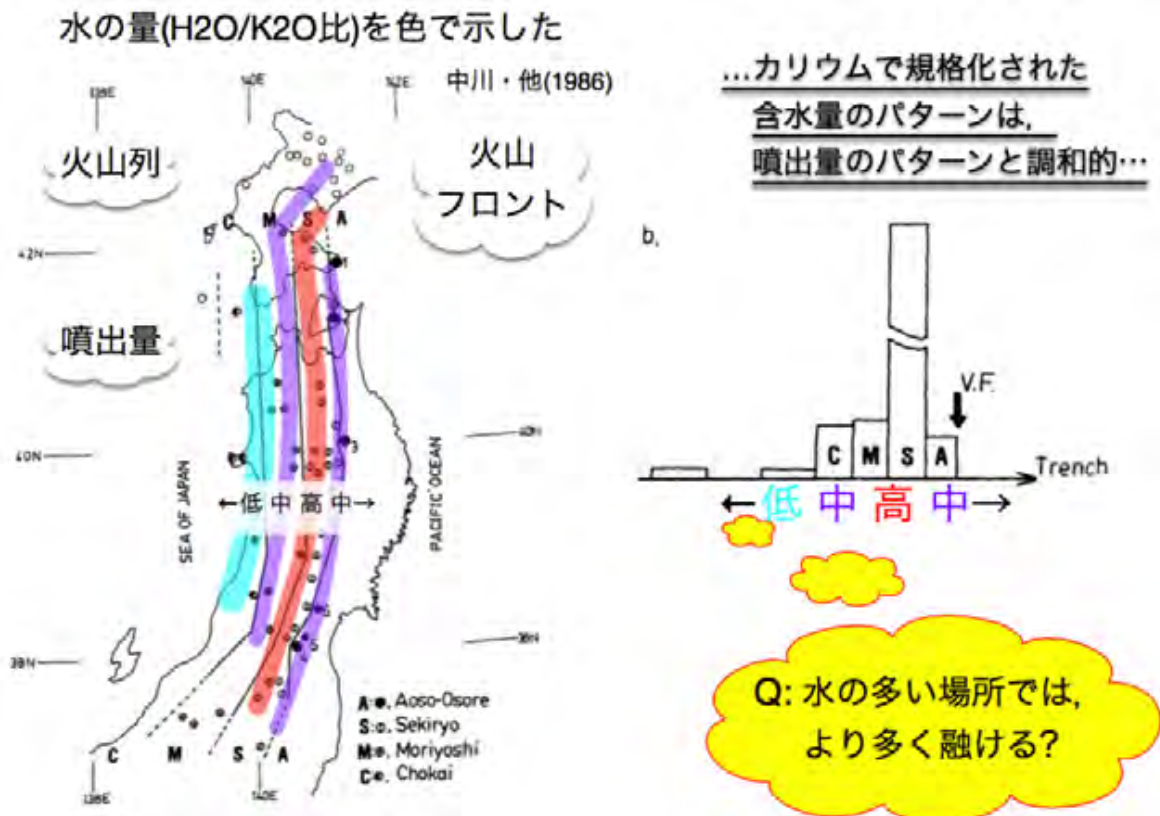


図5.1.1-31 東北日本弧のマグマ含水量空間分布と噴出量空間分布の比較  
(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015<sup>15)</sup> ) .

火山の地下に存在する高温マンタルの時間・空間スケールは、西南日本（特に九州北西部地域）と東北日本弧とで大きく異なる（5.1.1.3b項参照）。高温のマンタル物質はマグマを生じ、火山活動の原動力となる。したがってそれら高温のマンタルの流れの分布や生成メカニズムを把握することは、ある地域で将来新規に火山活動が生じる可能性を考える上で基礎となるが、現時点では九州北西部地域のようなマンタルの活動が西南日本のどの地域にまで及ぶかが把握できていないため、山陰地域も含めたより広範囲の火山活動の時空分布解析を今後追加する必要がある。

物理探査を用いたマグマ供給系の調査・解析においては、対象とする火山の地下に存在するマグマ溜まりや火道等の深度・広がりや周辺部を含めた物性等の情報が必要となる。これらの情報は、どのような手法を用いてどのような精度で探査を行うかを決定する上で極めて重要である。磐梯火山では、マンタルの部分融解によって生じた高温のマグマが地殻内で冷却を受けることにより化学組成を変え、逆に熱を受けた地殻は部分融解してマグマに混入し、その結果として噴出したマグマの化学組成が刻々と変化している（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012c<sup>68)</sup>）。また、新規に出現した肘折カルデラでは、マグマ供給系の主要な部分が地下4 km 程度に存在すること、ほぼ固化していること、数割もの体積の過飽和水を含むこと、等が明らかになっている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014<sup>29)</sup>）。このように個々の火山は、噴出物の化学組成や噴火様式に個性があるため、地下のマグマ供給系にも個性があると考えられるが、物理探査の対象となるマグマの物性を詳細に推定した例は少なく、物性にどの程度の変化幅があるのか把握されていない。磐梯山や肘折火山で行ったような、マグマ供給系の実体を明らかにするための地球化学的・岩石学的な研究を、他の火山についても行う必要がある。

### 【処分事業における研究成果の意義】

火山活動によるマグマの貫入・噴出により廃棄物埋設地及び附属施設が直接的に変形・破壊する場合、放射性廃棄物の地表への放出等の可能性が懸念される。また、火山活動に伴われる熱水は、高温・低 pH・高塩濃度・高 CO<sub>2</sub> の特徴を持ち、人工バリアに熱的・化学的な影響を及ぼし人工バリアの閉じ込め機能が劣化することが懸念される。これらの怖れがあることから、廃棄物埋設地周辺の火山活動・熱水活動について適切に把握・評価することが必要である。

廃棄物埋設地の火山活動の評価においては、①廃棄物埋設地周辺の第四紀に活動した火山の活動履歴を確認すること、②第四紀に活動した火山の活動履歴が確認された場合は、廃棄物埋設地からおおむね15km内の範囲で火山の火道（側火口を含む）・岩脈等の分布を確認・評価すること、③廃棄物埋設地からおおむね15km内の範囲に火山の火道（側火口を含む）・岩脈等が分布する場合は、火山の火道（側火口を含む）・岩脈等の影響を考慮しても廃棄物埋設地の破壊等が生ずることがないことを確認する必要があると考えられる。

本研究で作成された第四紀噴火・貫入活動データベースは、日本の火山（第3版）（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013<sup>93)</sup>）や日本の第四紀火山カタログ（第四紀火山カタログ委員会編，1999<sup>89)</sup>）とともに、第四紀における日本の火山活動を網羅的に収集したデータベースとして、火山活動の評価における基礎データとして現在も活用されている。

また、本研究の成果により、太平洋プレートやフィリピン海プレートの沈み込みに規制されたマグマ活動と高温のアセノスフェアブルームによるマグマ活動（九州北西部）の違いが明示的に示されたほか、日本列島における火山活動の時空間分布に関する概括的な取りまとめが行われた。屈斜路カルデラや阿蘇カルデラを事例とした巨大カルデラ火山のマグマ活動の研究により、巨大カルデラ噴火に至る準備過程への理解が進み、巨大カルデラ噴火の将来予測に関する重要な知見が得られた。マグマ活動に伴われる熱水活動については、カルデラ火山においては、その影響範囲が50km程度と広範囲に及ぶことが示され、廃棄物埋設地周辺に影響を及ぼしうるカルデラ火山については広範囲の検討が必要であることを示した。

さらに、新規火山活動による廃棄物埋設地への影響について整理し、またマグマの貫入による廃棄物埋設地の破壊を避けるための規定である個別火山体からの地表における15kmの離隔に関する既存知見の整理から、海域地下におけるマグマの移動量が40km以上に及ぶことを示し、個々の火山の特性に応じた評価が必要であることを示した。

本研究の成果は、原子力規制委員会が整備する中深度処分場所（自然条件等）のうち火山活動の議論に必要な科学的技術的根拠を与え、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び審査ガイド等に反映されることが期待される。

### 【残された課題と留意事項】

これまでの火山活動に関する研究を踏まえ、残された課題と留意事項を以下に示す。ただし、本研究課題については平成 26 年度に研究課題としては終了しており、その後 6 年間の時間経過があることから、第四紀噴火・貫入活動データベースについてのみ課題と留意事項を記述することとする。

#### 第四紀噴火・貫入活動データベースの更新

第四紀噴火・貫入活動データベースが、現在も火山活動の評価における基礎データとして活用されていることは 5.1.1.4 項で既述した。しかし、本データベースのデータ収録は平成 26 年度に終了しており、データ収録が終了した時点で活動時期が未確定の噴火・貫入活動が存在するほか、平成 26 年度以降にも、数は少ないものの、新規に認定された第四紀の噴火・貫入活動が存在することに留意する必要がある。

また、本データベースで実施した第四紀火山活動の確定作業において、既往研究のレビュー結果とは異なる事例（活動時期の誤認定など）が存在することも明らかになっており、収録さ

れたデータセットのうち直接的な根拠となる年代データや上載地層等の記述が不足しているデータセットについては年代データの確定作業が必要であることに留意する必要がある。

第四紀噴火・貫入活動データベースは、発展段階の研究結果を取りまとめたものであり、データベースに収録されたデータセットのみで第四紀火山の有無や活動期間等のすべてを掌握し、最終的な判断を行うことは難しいということを十分に理解しておく必要がある。

将来的な課題としては、第四紀噴火・貫入活動データベースの本格的な更新の実施が挙げられる。データの収録が終了した平成 26 年度以降に公開された論文・報告の収録や、活動時期が未確定の噴火・貫入活動の確定作業を再開することは一定程度の需要があることが見込まれる。本データベースの作成・更新時には火山地質を専門とする者 1 名と火山岩の年代測定を行う者 1 名の体制であっており、今後本格的にデータベースの更新・確定を行うのであれば、同様の人員が必要である。

#### 【引用文献】

- 1) 巽好幸 (1995) 沈み込み帯のマグマ学. 東京, 東京大学出版会.
- 2) Morris, J. and Tera, F. (1989) 10Be and 9Be in mineral separates and whole rocks from volcanic arcs: Implications for sediment subduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, no. 12, 3197-3206.
- 3) 長谷川昭・中島淳一・北佐枝子・辻優介・新居恭平・岡田知己・松澤暢・趙大鵬 (2008) 地震波でみた東北日本沈み込み帯の水の循環 ―スラブから島弧地殻への水の供給―. *地学雑誌*, 117, no.1, 59-75.
- 4) Kimura, J.-I., Hacker, B. R., Van Keken, P. E., Kawabata, H., Yoshida, T. and Stern, R. J. (2009) Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10, no. 9.
- 5) 中村仁美・岩森光 (2010) スラブ起源流体と沈み込み帯でのマグマ生成. *地学雑誌*, 119, no. 6, 1054-1062.
- 6) 岩森光・中村仁美 (2012) 沈み込み帯での地殻流体の発生と移動のダイナミクス *地学雑誌*, 121, no. 1, 118-127.
- 7) Iwamori, H. (1998) Transport of H<sub>2</sub>O in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 65-80.
- 8) Nakamura, H. and Iwamori, H. (2009) Contribution of slab-fluid in arc magmas beneath the Japan arcs. *Gondwana Research*, 16, no. 3-4, 431-445.
- 9) Iwamori, H. (2000) Deep subduction of H<sub>2</sub>O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature. *Earth and Planetary Science Letters*, 181, no. 41-46, 41-46.
- 10) Iwamori, H. (2007) Transportation of H<sub>2</sub>O beneath the Japan arcs and its implications for global water circulation. *Chemical Geology*, 239, no. 3-4, 182-198.
- 11) Nakamura, H., Iwamori, H. and Kimura, J.-I. (2008) Geochemical evidence for enhanced fluid flux due to overlapping subducting plates. *Nature Geoscience*, 1, 380-384.
- 12) Zhao, D. and Hasegawa, A. (1993) Pwave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98, no. B3, 4333-4353. doi:10.1029/92JB02295.\_\_\_\_
- 13) Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2004) Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism. in Sparks, R. S. J. and Hawkesworth, C. J., eds., *The State of the Planet : Frontiers and Challenges*: Washington, D.C., AGU, 81–94.
- 14) Nakajima, J., Takei, Y. and Hasegawa, A. (2005) Quantitative analysis of the inclined lowvelocity zone in the mantle wedge of northeastern Japan: A systematic change of melt-filled pore shapes with depth and its implications for melt migration. *Earth and*



- Planetary Science Letters, 234, no. 1-2, 59-70.
- 15) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 地層処分に係る地質評価手法等の整備：平成26年度事業報告書.
  - 16) 宇都浩三 (2005) 火山と年代測定：K-Ar,  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ 年代測定の現状と将来. 火山, 40(特別号), S27-S46.
  - 17) Kimura, J.-I., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamauchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, T., Ninomiya, A. and Tanase, A. (2003) Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction. *The Island Arc*, 12, 22–45. doi:10.1029/2008GC002217.
  - 18) Kimura, J.-I., Stern, R. J. and Yoshida, T. (2005) Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geological Society of America Bulletin*, 117, no. 7, 969-986.
  - 19) Kimura, J. I., Gill, J. B., Kunikiyo, T., Osaka, I., Shimoshioiri, Y., Katakuse, M., Kakubuchi, S., Nagao, T., Furuyama, K., Kamei, A., Kawabata, H., Nakajima, J., Van Keken, P. E. and Stern, R. J. (2014) Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 15, no. 3, 691- 739.
  - 20) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地層処分に係る地質評価手法等の整備：平成22年度事業報告書.
  - 21) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013a) 地層処分に係る地質評価手法等の整備：平成24年度事業報告書.
  - 22) Shuto, K., Hirahara, Y., Ishimoto, H., Aoki, A., Jinbo, A. and Goto, Y. (2004) Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan: comparison with the back-arc side in the NE Japan arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134, 57-75.
  - 23) Watanabe, Y. and Yamaguchi, S. (1988) K–Ar ages of Miocene volcanic rocks and the tectonics in the Nayoro–Asahikawa region, northern Hokkaido. *Earth Sciences (Chikyu Kagaku)*, 42, 91–99.
  - 24) Goto, Y., Nakagawa, M. and Wada, K. (1995) Tectonic setting of the Miocene volcanism in northern Hokkaido, Japan: speculation from their K–Ar ages and major element chemistry. *Journal of the Mining and Petrological Economic Geology*, 90, 109–123.
  - 25) Ikeda, Y., Stern, R. J., Kagami, H. and Sun, C. H. (2000) Pb, Nd, and Sr isotopic constraints on the origin of Miocene basaltic rocks from northeast Hokkaido, Japan: implications for opening of the Kurile back-arc basin. *Island Arc*, 9, 161–172.
  - 26) Yahata, M. and Nishido, H. (1995) Neogene volcanism and tectonics in the Monbetsu-Engaru district in the northeastern part of Central Hokkaido, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 101, 685–704.
  - 27) Takanashi, K., Kakiyama, Y., Ishimoto, H. and Shuto, K. (2012) Melting of crustal rocks as possible origin for Middle Miocene to Quaternary rhyolites of northeast Hokkaido, Japan: Constraints from Sr and Nd isotopes and major- and trace element chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 221-222, 52-70.
  - 28) Tamaki, K., Pisciotto, K. and Al, J. F. a. E. (1990) Ocean Drill. Program. Initial Rep, 127, 5–33.
  - 29) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備（地質関連情報の整備）：平成25年度事業報告書.
  - 30) Staudigel, H., Plank, T., White, B. and Schmincke, H.-U. (1996) Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP sites 417 and 418. In Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. and Platt, J. P., eds., *Subduction: Top to Bottom: Washington, D.C., American Geophysical Union*, 19-38.

- 31) Kepezhinkas, P., Mcdermott, F., Defant, M. J., Hochstaedter, A., Drummond, M. S., Hawkesworth, C. J., Koloskov, A. V., Maury, R. C. and Bellon, H. (1997) Trace element and Sr—Nd—Pb isotopic constraints on a three-compositional model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, no. 3, 577-600.
- 32) Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, J. A. and Nesbitt, R. W. (2003) Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 211, 221-236.
- 33) Kimura, J. and Yoshida, T. (2006) Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *Journal of Petrology*, 47, 2185-2232.
- 34) Cousens, B., Allan, J. and Gorton, M. (1994) Subduction-modified pelagic sediments as the enriched component in back-arc basalts from the Japan Sea: Ocean Drilling Program Sites 797 and 794. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 421-434.
- 35) Okamura, S., Arculus, R. J., Martynov, Y., Kagami, H., Yoshida, T. and Kawano, Y. (1998) Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr and Nd isotopic evidence from the Japan Sea region. *Geology*, 26, 619-622.
- 36) Okamura, S., Arculus, R. J. and Martynov, Y. (2005) Cenozoic magmatism of the North-Eastern Eurasia margin: the role of lithosphere versus asthenosphere. *Journal of Petrology*, 46, 221-253.
- 37) Hoang, N., Itoh, J. and Miyagi, I. (2011) Subduction components in Pleistocene to Recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200, 255-266.
- 38) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012a) 地質・気候関連事象の時間スケールに対する不確実性の検討：事業報告書。
- 39) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013b) 平成24年度 地質関連事象の時間スケールに応じた不確実性の検討：事業報告書。
- 40) Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C., Jr. and Pisciotto, K. A. (1992) Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP Drilling. in Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M. and al., e., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 1333-1348.*
- 41) Taira, A. (2001) Tectonic evolution of the Japanese Island Arc system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 109-134.
- 42) Nohda, S., Tatsumi, Y., Otofujii, Y.-I., Matsuda, T. and Ishizaka, K. (1988) Asthenospheric injection and back-arc opening: isotopic evidence from Northeast Japan. *Chem. Geol.*, 68, 317-327.
- 43) Nohda, S. (2009) Formation of the Japan Sea basin: reassessment from Ar-Ar ages and Nd-Sr isotopic data of basement basalts of the Japan Sea and adjacent region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 599-609.
- 44) Tatsumi, Y., Otofujii, Y.-I., Matsuda, T. and Nohda, S. (1989) Opening of the Sea of Japan backarc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, 166, 317-329.
- 45) Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002) Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 197, 105-116.
- 46) 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編 (2007) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料—長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方—。
- 47) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012b) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料—立地要件への適合性と其の根拠となる調査結果の妥当性—。
- 48) 吉田武義・大口健史・阿部智彦 (1995) 新生代東北本州弧の地殻・マントル構造とマグマ起源物質の変遷. *地質学論集*, 44, 263-308.
- 49) Hanyu, T., Tatsumi, Y., Nakai, S., Chang, Q., Miyazaki, T., Sato, K., Tani, K., Shibata, T.



- and Yoshida, T. (2006) Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr: Constraints from geochemistry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, no. 7. doi:10.1029/2005GC001220.
- 50) Hoang, N., Yamamoto, T., Itoh, J. I. and Flower, M. F. J. (2009) Anomalous intra-plate high-Mg andesites in the Choshi area (Chiba, Central Japan) produced during early stages of Japan Sea opening? *Lithos*, 112, no. 3-4, 545-555.
- 51) Yamamoto, T. and Hoang, N. (2009) Synchronous Japan Sea opening Miocene fore-arc volcanism in the Abukuma Mountains, NE Japan: An advancing hot asthenosphere flow versus Pacific slab melting. *Lithos*, 112, no. 3-4, 575-590.
- 52) Honda, S. and Yoshida, T. (2005) Application of the model of small-scale convection under the island arc to the NE Honshu subduction zone. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, doi:10.1029/2004GC000785.
- 53) Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007) Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 254, no. 1-2, 90-105.
- 54) Iwamori, H. (1989) Compositional zonation of Cenozoic basalts in the central Chugoku district, southwestern Japan: Evidence for mantle upwelling. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 34, 105-123.
- 55) Iwamori, H. (1991) Zonal structure of Cenozoic basalts related to mantle upwelling in southwest Japan. *Journal of Geophysical Research*, 96, 6157-6170.
- 56) 高橋正樹 (1986) 日本海拡大前後の島弧マグマ活動. *科学*, 56, 103-111.
- 57) 高橋正樹 (1999) 中新世西南日本外帯の大規模珪長質マグマ活動. *月刊地球*, 号外23, 160-168.
- 58) Kodama, K. and Nakayama, K. (1993) Paleomagnetic evidence for post-late Miocene intra-arc rotation of South Kyushu, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 721-740.
- 59) Kamata, H. and Kodama, K. (1994) Tectonic of an arc-arc junction: an example from Kyushu Island at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu Arc. *Tectonophysics*, 233, 69-81.
- 60) Kamata, H. (1989) Volcanic and structural history of the Hoho volcanic zone, central Kyushu, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 51, 315-332.
- 61) 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫 (1997) 20万分の1地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- 62) 長尾隆志・長谷義隆・長峰智・角縁進・阪口和之 (1999) 不均質なマグマソースから生成された後期中新世-中期更新世の肥薩火山岩類-火山岩の分布と化学組成の時空変化からの証拠-. *岩鉱*, 94, 461-481.
- 63) 鎌田浩毅 (1986) 0.7 Maを境とする火山岩の変化とテクトニクス-中部九州の火山構造的陥没地における例-. *月刊地球*, 8, 768-771.
- 64) Nagaoka, S. (1988) The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima bay, southern Kyushu, Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 23, 49-122.
- 65) Nishimura, S. and Hashimoto, M. (2006) A model with rigid rotations and slip deficits for the GPS-derived velocity field in Southern Kyushu. *Tectonophysics*, 421, 187-207.
- 66) Chapman, N., Apter, M. and Beavan, J. (2009) Development of methodologies for the identification of volcanic and tectonic hazards to potential HLM repository sites in Japan – The Kyusu case study-. NUMO, NUMO-TR-09\_02, [https://www.numo.or.jp/en/reports/NUMO\\_TR\\_09\\_02.html](https://www.numo.or.jp/en/reports/NUMO_TR_09_02.html)
- 67) Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and

- pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, no. 2-3, 197-212.
- 68) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012c) 地層処分に係る地質評価手法等の整備：平成23年度事業報告書.
- 69) Satoh, H., Nishida, Y., Ogawa, Y., Takada, M. and Uyeshima, M. (2001) Crust and upper mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data. *Earth Planets Space*, 53, 829- 842.
- 70) Itaya, T., Nagao, K., Nishido, H. and Ogata, K. (1984) K-Ar age determination of Late Pleistocene volcanic rocks. *Journal of Geological Society of Japan*, 90, 899-909.
- 71) 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火山岩類のK-Ar 年代測定-火山層序との整合性と火砕流試料への適応-. 日本火山学会講演予稿集, 2, 73.
- 72) 熊本県地質図編纂委員会 (2008) 熊本県地質図 (10 万分の 1) . 社団法人熊本県地質調査業協会.
- 73) Hunter, A. G. (1998) Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso Volcano, SW Japan. *Journal of Petrology*, 39, 1255-1284.
- 74) 新村太郎・荒川洋二・三好雅也・柴田知之 (2010) 火山における先カルデラから後カルデラ期火山岩の同位体比および全岩化学組成の時間変化. in *Proceedings 日本地球化学会第57年年会2010*.
- 75) 新村太郎・角野浩史・上田恭裕・森康・三好雅也・長尾敬介・長谷中利昭・荒川洋二 (2013) 阿蘇根子岳火山に分布する火山噴出物のK-Ar年代 –同一カルデラ内における異なるマグマシステム–. in *Proceedings 日本地球惑星科学連合2013年大会2013*.
- 76) 三好雅也・湯口貴史・新村太郎・森康・荒川洋二・豊原富士夫 (2011) 阿蘇カルデラ内北西部ボーリングコア基盤岩類の岩石学的特徴およびK-Ar年代. *地質学雑誌*, 117, 585-590.
- 77) Costa, F. (2008) Residence time of silicic magmas associated with calderas. *Developments in Volcanology*, 10, 1-55 (DOI: 10.1016/S1871-1644X(1007)00001-00000).
- 78) Bindeman, I. N. and Simakin, A. G. (2014) Rhyolites---Hard to produce, but easy to recycle and sequester: Integrating microgeochemical observations and numerical models. *Geosphere*, 1-28 (doi: 10.1130/GES00969.00961).
- 79) Druitt, T. H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M. A. and Scaillet, B. (2012) Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, 482, 77-80.
- 80) Tomiya, A., Miyagi, I., Saito, G. and Geshi, N. (2013) Short time scales of magma-mixing processes prior to the 2011 eruption of Shinmoedake volcano, Kirishima volcanic group, Japan. *Bull. Volcanol.*, 75, 1-17 (DOI 10.1007/s00445-00013-00750-00441).
- 81) 山元孝広・千葉達朗・松永義徳・宮本 輝・田中倫久 (2009) 巨大火山噴火の影響範囲評価のための地理情報システム構築. *火山*, 54, 73-80.
- 82) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009) 地層処分に係る地質情報データの整備：平成20年度事業報告書.
- 83) Garg, S. K. and Kassoy, D. R. (1981) Convective heat and mass transfer in hydrothermal systems. in Rybach, L. and Muffler, L. J. P., eds., *Geothermal Systems*, A Wiley-Interscience Publication, 37-76.
- 84) Tamanyu, S. (1992) Geometrical relationship between hydrothermal convection systems and their heat source: examples from the Hohi and Sengan geothermal areas in Japan (Japan-U.S.Seminar on Magmatic Contributions to Hydrothermal Systems). *GSJ Report*, No. 279, 179-182.
- 85) 玉生志郎 (1994) 地熱系モデリングから見たマグマ溜まりー豊肥・仙岩・栗駒地熱地域を例としてー *地質学論集*, 43, 179-182.

- 86) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 地層処分に係る地質情報データの整備：平成 21 年度事業報告書
- 87) 原子力発電環境整備機構 (2002)：概要調査地区選定上の考慮事項，高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域の公募関係資料-3
- 88) 原子力発電環境整備機構 (2004)：概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠-「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料-
- 89) 第四紀火山カタログ委員会編 (1999)：日本の第四紀火山カタログv.1.0 (CD-ROM 版)，日本火山学会。
- 90) 酒井慎一・山田知朗・井出 哲・望月雅志・塩原 肇・ト部 卓・平田 直・篠原雅尚・金沢敏彦・西沢あずさ・藤江 剛・三ヶ田均 (2001) 地震活動から見た三宅島2000 年噴火時のマグマの移動. 地学雑誌, 110, 145-155.
- 91) 高田 亮 (1994) クラックの相互作用からみた玄武岩質火山. 火山, 39, 155-168.
- 92) 中川光弘・霜鳥 洋・吉田武義 (1986) 青麻-恐火山列：東北日本弧火山フロント. 岩石鉱物鉱床学会誌, 81, 471-478.
- 93) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2013) 日本の火山 (第 3 版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター。

## 第5章 本事業に関する研究成果の取りまとめ

### 5.1.2 断層活動

#### 【処分事業に果たす役割】

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」（令和2年7月15日）において、中深度処分の廃棄物埋設地の場所（自然条件等）のうち断層等については以下のように記述されている。

「廃棄物埋設地の人工バリアに著しい損傷を生じるおそれがある断層運動等、火山現象又はその他の自然現象が発生するおそれがない場所であること。その上で、解釈において次のような主旨の記載を行う。

- －「断層運動等」とは、長さが数キロメートル以上の断層及び重力作用による変位が生ずるおそれが高い地すべり面の運動をいう。
- －廃棄物埋設地の人工バリアは、上記「断層」及び「地すべり面」に接しておらず、また、上記断層の活動による著しい力学的な影響が及ぶ領域の外に設けられていること（人工バリアが断層からその長さの100分の1以上離れている場合はこの限りでない）。

従って、廃棄物埋設地の場所は、①廃棄物埋設地の人工バリアに著しい損傷を生じるおそれがある断層運動等が発生するおそれがない場所であるか、②廃棄物埋設地周辺に断層が存在する場合は、断層活動による著しい力学的な影響が及ぶ領域の外に人工バリアが設けられているか、もしくは③廃棄物埋設地周辺に断層が存在する場合は、人工バリアが断層からその長さの100分の1以上離れているか、について確認することが求められている。

また、「中深度処分における断層等に係る要求事項の検討結果について」（原子力規制庁、令和3年1月27日）の別紙では、考慮すべき断層等の影響として以下の2点が挙げられている。

#### 「(1) 人工バリアの損傷

人工バリアは傾きや撓みに対する緩衝機能を有することから、断層等の活動により岩盤等に変形が生じたとしても、人工バリア全体が損傷するおそれは小さいと考えられる（注5）。また、埋設の終了後は、廃棄物埋設地の空間が埋め戻されることにより地震力の影響は極めて小さくなる。

しかし、断層等の活動により人工バリアを取り巻く岩盤等がずれて変位が生じると、ベントナイト系人工バリアがせん断されることによる透水性の増大、セメント系人工バリアに割れが生じることによる低拡散性の喪失、並びに人工バリアの中に定置されている放射性廃棄物の損傷が生じるおそれがある。

#### (2) 地下水流動経路の形成

規模の大きい断層は、活動性にかかわらず、既に地下水流動経路を形成している可能性がある。また、現状で地下水流動経路を形成していない場合であっても、長期的な環境変化や断層活動による岩盤等（天然バリア）の亀裂の発生によって、新たな地下水流動経路となる可能性も考えられる。このため、廃棄物埋設地において規模の大きい断層が存在した場合、地下水流動によって人工バリアの劣化が促進されることや、人工バリアの性能が低下した後において、当該経路を介して生活環境への放射性物質の移動が長期にわたり促進されるおそれがある。」

従って、断層活動と断層活動の結果として生ずる廃棄物埋設地への影響については、人工バリアの損傷防止の観点と、地下水流動経路の形成防止の観点から検討する必要がある。④廃棄物埋設地周辺に断層が存在する場合は、断層を介した生活環境への放射性物質の移動が長期にわたり促進されるおそれがあるか、について確認することが求められている。

中深度処分施設は、地下70mを超える深部に設置され地下の処分施設の建設前には直接的



な観察による評価ができないことから、物理探査等による地下構造探査や断層調査が必要となり、それらの探査・調査手法について科学的・技術的知見の取得とその適用性や妥当性の検討が必要である。

また、廃棄物埋設地における地下坑道の掘削中に出現した断層については、直接的な観察による評価が可能となるが、原位置で実施する断層の力学的・水理学的影響範囲の調査・探査手法について科学的・技術的知見の取得とその適用性や妥当性の検討が必要である。

さらに、廃棄物埋設地周辺に断層が存在する場合において、当該断層の活動性に対する考え方・取扱い方として以下の2通りが考えられる。

- i) 人工バリアの漏出防止機能の維持を要求する規制期間（300～400年程度）を考慮した人工バリアの損傷防止の観点から、実用発電用原子炉の基準と同様に「後期更新世以降（約12～13万年前以降）の活動が否定できない断層」について活動度を評価する。
- ii) 地下水シナリオによる放射性物質の移行評価期間（10万年程度）を考慮した地下水流動経路の形成防止の観点から、科学的に想定されるプレート運動・プレート形状・沈み込み深度等を考慮した（現在および将来の）応力場の下での活動が否定できない断層について活動度を評価する。

このうち i) については、実用発電用原子炉の基準と同様であり、一定の科学的・技術的知見の蓄積があるが、ii) については科学的・技術的知見が不足しており、その取得と適用性・妥当性の更なる検討が必要である。

直接観察による評価ができない地下 70m 以深に設置される廃棄物埋設地の物理探査等による地下構造探査や断層調査の手法、廃棄物埋設地における地下坑道の掘削中に出現した断層に対して原位置で実施する断層の力学的・水理学的影響範囲の調査・探査手法、また将来 10 万年間程度の期間における断層の活動性評価手法については、廃棄物埋設地の人工バリアの損傷防止の観点と現在および将来的な地下水流動経路の形成防止の観点から、科学的・技術的知見を取得し、その適用性・妥当性の検討を行い、断層活動および断層活動が周辺岩盤に与える影響について適切に把握・評価することが必要である。

## 【研究成果の概要】

### 5.1.2.1 成果の概要

本研究では、以下の 6 つの課題について研究を実施した。

- ・物理探査等を用いた断層調査手法
- ・物理探査等を用いた地下構造探査手法
- ・断層による力学的影響範囲の調査・評価手法
- ・断層による水理学的影響範囲の調査・評価手法
- ・断層の再活動性に関する調査・評価手法
- ・断層活動の地域特性

以下に、その概要を述べる。

#### 1) 物理探査等を用いた断層調査手法

物理探査等を用いた断層調査手法、特に断層の長さを調査する手法に注目して、既存知見を整理し、以下のような検討と取りまとめを行った。

- ①探査対象である断層の全体像を把握するために、楕円断層面を持つ理想的な断層モデルにより断層面内での変位量の分布を示した。また、断層活動の蓄積や断層の連結による断層の成長モデルを示し、変位量分布の変化を示した。
- ②断層の長さ (L) と最大変位量 (D) に関する既存知見を取りまとめ、それらの関係を整理し、断層の変位量(Dmax)は断層の長さ(L)の約 1/100 の事例が卓越するが、統計的な揺ら

ぎを考慮すると断層の変位量(Dmax)は断層の長さ(L)の間関係は以下のように考えられる。

$$D_{max} \div L \times 1/10 \sim L \times 1/1000$$

- ③坑道などの原位置調査と地震探査で認識・検出される断層の変位量と空間的頻度関係を整理し、それらの間にべき乗則が成立することを示した。べき乗則からずれた分布を示す領域が、断層を検出する空間分解能の限界に由来する可能性が高いことを示した。
- ④堆積軟岩を対象とした中深度処分想定深度までの調査が可能な物理探査手法の内、最も高空間分解能が高い調査手法である反射法地震探査について、地震探査データの時間・振幅・周波数・振幅減衰等の属性を利用して、断層等を抽出する手法について取りまとめた。
- ⑤上記を総合して、廃棄物埋設地周辺に断層が存在する場合の断層の長さを判定するための調査フローについて取りまとめた。

## 2) 物理探査等を用いた地下構造探査手法

地下 70m 以深に設置される廃棄物埋設地を対象にした物理探査等では、解析の精度・分解能を向上させるため、複数の物理探査を併用あるいは統合した物理探査を実施することが必要となる。複数の物理探査とボーリング調査を組み合わせた地下構造探査手法として、最も高精度な手法は三次元地下構造探査である。三次元地下構造探査では、三次元地震探査“Seismic data”や重力・磁力・電磁探査等の物理探査“Non-Seismic data”から得られる情報とボーリング調査による孔井情報を組み合わせて、地下の岩相・物性・力学特性等を推定し、三次元地下構造モデルが構築される。三次元地下構造探査への重力・磁力・比抵抗・電磁探査等のデータの導入、三次元地下構造探査の測線配置問題の解消などについて概説し、三次元地下構造探査を用いた断層及び岩盤損傷域の評価への適用性について概要を取りまとめた。

## 3) 断層による力学的影響範囲の調査・評価手法

断層による力学的影響を受けた範囲（断層帯）を構成する要素について整理し、クラック（亀裂）密度から断層の力学的影響範囲を推定する手法としてクラックの累積頻度曲線を作成し、その変曲点からダメージゾーンと健岩部の境界を決定する手法の妥当性を示した。また、物理探査等により断層の力学的影響範囲を推定する手法に関する既存知見を整理した。さらに廃棄物埋設地周辺に存在する断層の力学的影響範囲の調査・解析フローを示し、抽出された断層の評価上の留意点について検討した。

## 4) 断層による水理学的影響範囲の調査・評価手法

断層による水理学的影響範囲について、断層の力学的影響範囲との関係を整理し、一般的には断層コアの低透水性とダメージゾーンの高透水性という対照的な構造により水理学的影響範囲が構成されていることを示した。ただし、原岩の性状や断層の活動様式によっては、逆にダメージゾーンの透水性が健岩部よりも低下することがあること、その場合でも断層コアのほうがダメージゾーンよりも低透水性であり、断層コアとダメージゾーンの相対的な透水性の関係は変化しないことを示した。ダメージゾーンに沿ったバルクの透水係数は異方性をもち、ダメージゾーンに垂直な方向の透水係数が最も低下すること、またダメージゾーン内への流体の流入後の鉱物沈殿により透水性が変化することがあるなどのダメージゾーン内の透水性の変化について取りまとめた。

断層帯周辺の変形構造と、断層コアの低透水性とダメージゾーンの高透水性という断層帯の透水性モデルを組み合わせた実在岩体の透水性構造の推定法に関する既存知見を整理し、亀裂性媒体においてはフラクチャーネットワークを考慮した透水性構造の検討が重要であることを示した。クラックテンソルや透水テンソルを用いた透水性構造の把握と推定法、また Dilation Tendency (DT)を用いた透水性構造の把握についてその原理・適用性について取りまとめた。

## 5) 断層の再活動性に関する調査・評価手法

断層の再活動性を断層の活動履歴によらず評価する手法として、断層周辺の応力場と断層の姿勢などから断層の動きやすさを算出する Slip Tendency (ST; Moriis et al., 1996<sup>1)</sup>) と呼ばれる力学的な基準に基づく断層再活動性評価手法がある。ST の原理・適用性について概説し、東北日本弧の活断層を対象とした検討結果から ST を用いた断層の再活動性評価の妥当性を示す。また、ST に影響を与える断層パラメータ等の要因について整理し、ST を用いた長期的な断層の再活動性予測を行う上で検討すべき課題について取りまとめた。

## 6) 断層活動の地域特性

断層活動の地域特性を検討するために、地震の起こり方の共通性、あるいは差異に基づいて地体構造を区分した地震地体構造区分を踏まえた領域に分けて検討した。地震地体構造をベースとした上で、主として主要活断層やそれに伴う変形の方向性や分布を重視し、地殻内地震の頻度や発震機構(センスと断層面の方向性)との整合性や地質断層の分布や方向性にも注目し、テクトニックセッティングに対応した複数のブロックに区分した上で、テクトニックブロック毎での地震・断層活動の特性について整理した。具体的には、日本列島の陸域を、①千島弧、②東北日本弧、③伊豆-小笠原弧、④西南日本弧、⑤九州・琉球弧の5地域に区分し、地震活動の地域特性を検討した。

### 5.1.2.2 物理探査等を用いた断層調査手法

本項では、物理探査等を用いた断層調査手法、特に断層の長さを調査する手法に注目して、既存知見を整理するとともに、それらの基礎となる断層モデル、断層の長さの変位量の関係、物理探査の空間分解能、断層の長さを判定するための調査フローなどに関する検討結果について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・独立した単一断層の形態モデル
- ・断層変位の蓄積あるいは断層の連結による断層成長モデル
- ・断層の長さの変位量の関係
- ・断層の認識・検出能力と地震探査の空間分解能の関係
- ・反射法地震探査における断層の抽出を目的とした属性解析手法
- ・既存の断層の長さを認定するワークフロー
- ・物理探査等による断層の長さの判定に関する検討のまとめ

なお、ここで記述する内容に関連した個々の物理探査手法の特徴・適用性等は、産業技術総合研究所(2019)<sup>2)</sup>の2.1節「断層長さ等の評価手法に係る知見の整理と課題の抽出」に取りまとめられている。

#### 独立した単一断層の形態モデル

単純かつ理想化された楕円断層面を持つ独立断層の幾何学的形態モデルを図 5.1.2-1 に示す(Fossen, 2016<sup>3)</sup>)。

- a) 地表露頭あるいは地震探査断面に現れる断層形態を示す。断層の端は Tip Point (端点) と呼ばれる。
- b) Tip Point は断層変位量がゼロとなる線 (Tip Line) 上に並び、断層面の外縁をなす。
- c) 断層変位量は断層の中央に向かい大きくなる。断層変位量のコンターを示す。
- d) 断層変位量をベクトルで示す。

次に、理想化された独立断層の形状・変位量・長さの関係を図 5.1.2-2 に示す。断層変位量(D)は断層中央部で最大(Dmax)となり、両端でゼロとなる。変位量がゼロとなる Tip point から Tip point までの距離が断層の長さ(L)となる。図 5.1.2-2 (b)の断層変位量コンターにて、Footwall cutoff line の位置は一点破線で、Hinging-wall cutoff line の位置は破線で示され、両線の距離が

ホライズンの構造図に表現される変位量 (Dip Separation) となる。

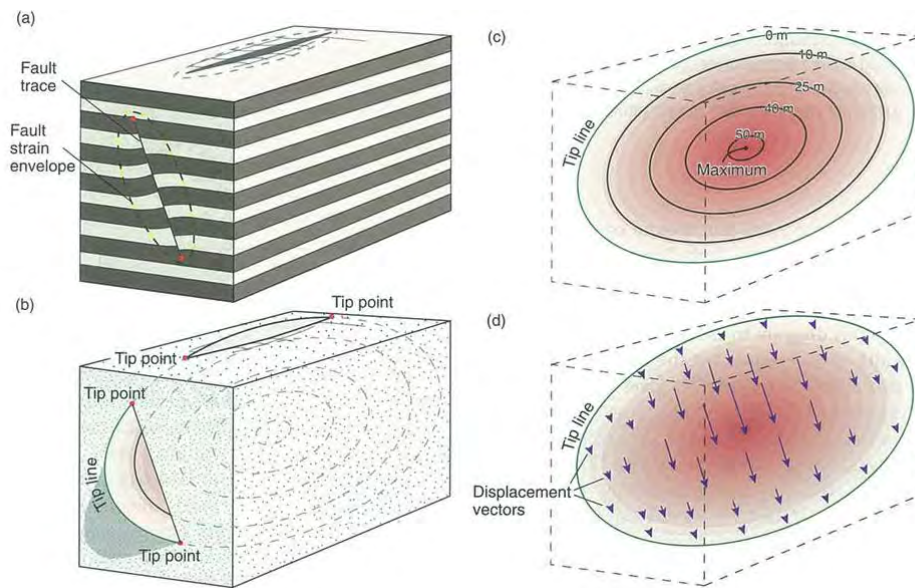


図 5.1.2-1 独立した正断層の幾何学的形態モデル (Fossen, 2016<sup>3)</sup>)

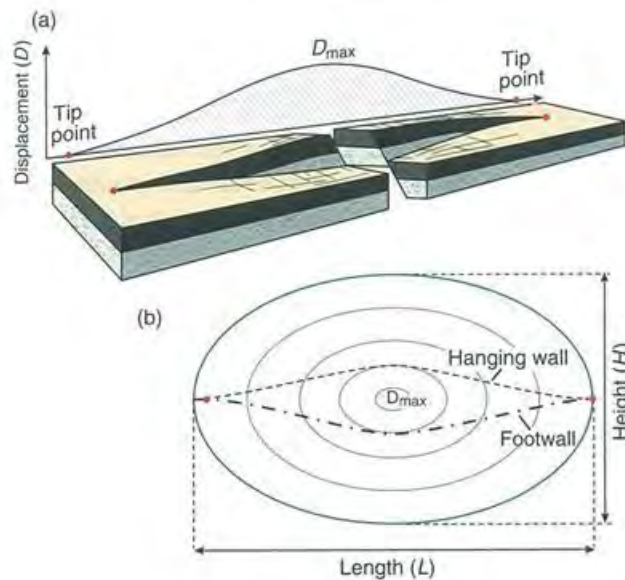


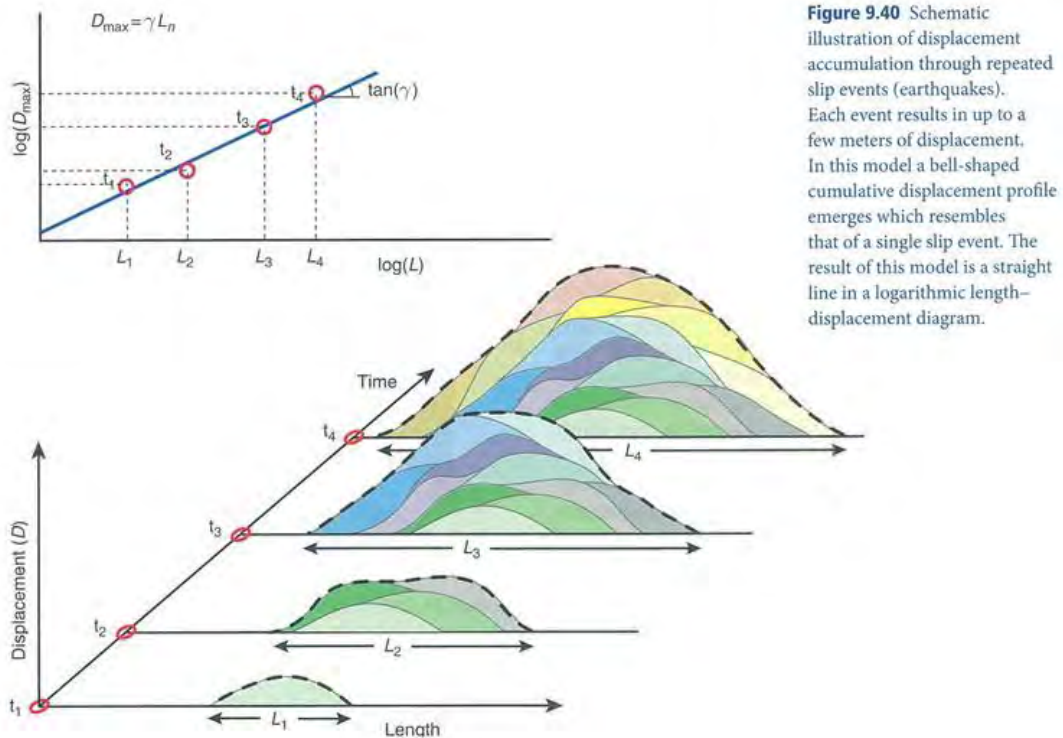
図 5.1.2-2 独立した正断層の形状・変位量・長さの関係 (Fossen, 2016<sup>3)</sup>)

**断層変位の蓄積あるいは断層の連結による断層成長モデル**

一般に長い断層ほど変位量が大きく、短い断層は変位量が少ないと考えられる。1本の正断層が一定規模の地震を繰り返して成長した場合の、断層の長さ(L)と変位量(D)の変遷を示すモデルを図 5.1.2-3 に示す (Fossen, 2016<sup>3)</sup>)。異なる着色で示される地震毎の断層変位との積算が黒破線で縁取られる断層変位量となる。このモデルでは地震毎の断層変位量は一定だが、滑る位置がシフトすることで断層が長くなるとし、断層長さ(L)と変位量(D)はべき乗則に従い両対数グラフで線形になるとする。

同一応力場で成長する2本の断層が連結合体する際の断層の長さ(L)と変位量(D)の関係を、成長初期のt1から成長終期のt4までの各ステージ毎に示すモデルを図 5.1.2-4 に示す (Fossen, 2016<sup>3)</sup>)。t2ステージでは2つの断層の間にリレーランプが生じる。t3ステージでは2本の断

層を連結する断層が生じ、 $t_4$  ステージでは1本の断層となる。



図

5.1.2-3 一定規模の断層が位置を変えながら繰り返し活動した場合の断層の長さの変位量の関係 (Fossen, 2016<sup>3)</sup>)

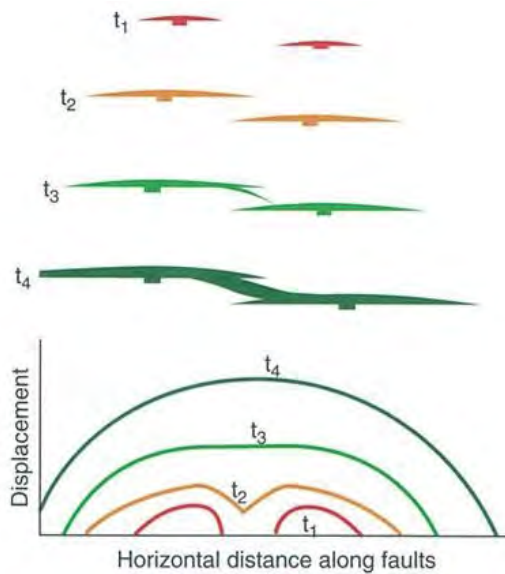


図 5.1.2-4 断層の成長と連結による断層の長さの変位量の関係の模式図 (Fossen, 2016<sup>3)</sup>)

**断層の長さの変位量の関係**

実際に観察された断層の長さ(L)と断層の最大変位量(Dmax)の関係の例を図 5.1.2-5 (Kolyukhin and Torabi, 2012<sup>4)</sup>、図 5.1.2-6 (Kim and Sanderson, 2005<sup>5)</sup>) に示す。断層には長さ 1m 未満、落差 1cm 以下のフラクチャーも含む。

これらの例では断層の変位量(Dmax)は断層の長さ(L)の約 1/100 の事例が卓越し、統計的に



は長さ 1km の断層は変位量差約 10m, 10km の断層は変位量約 100m の例が多いといえるが, 統計的な揺らぎを考慮すると断層の変位量(Dmax)は断層の長さ(L)の間関係は以下のように考えられる。

$$D_{max} \approx L \times 1/10 \sim L \times 1/1000$$

三次元地震探査や地表露頭のデータが充分にあって, 当該地域の断層の長さ(L)と変位量(Dmax)の関係が得られている場合には, 変位量は既知だが長さがわからない断層に対して, この関係を用いて断層長さを推定する手法が提唱されている(Pickering et al., 1997<sup>6)</sup>など)。

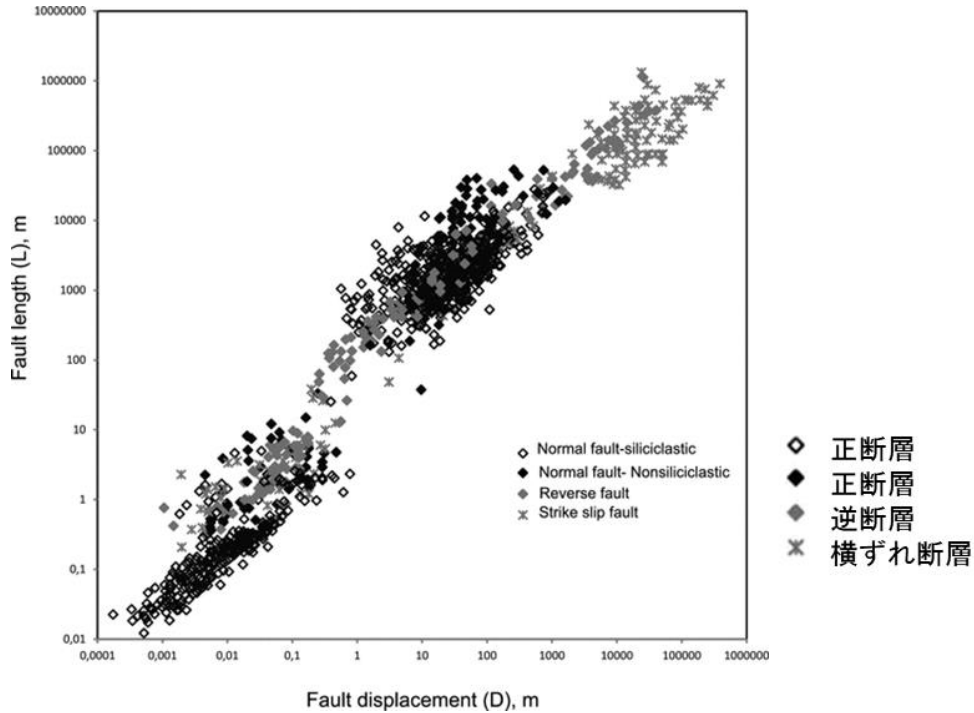


図 5.1.2-5 実在断層の変位量と長さの関係 (Kolyukhin and Torabi, 2012<sup>4)</sup>)

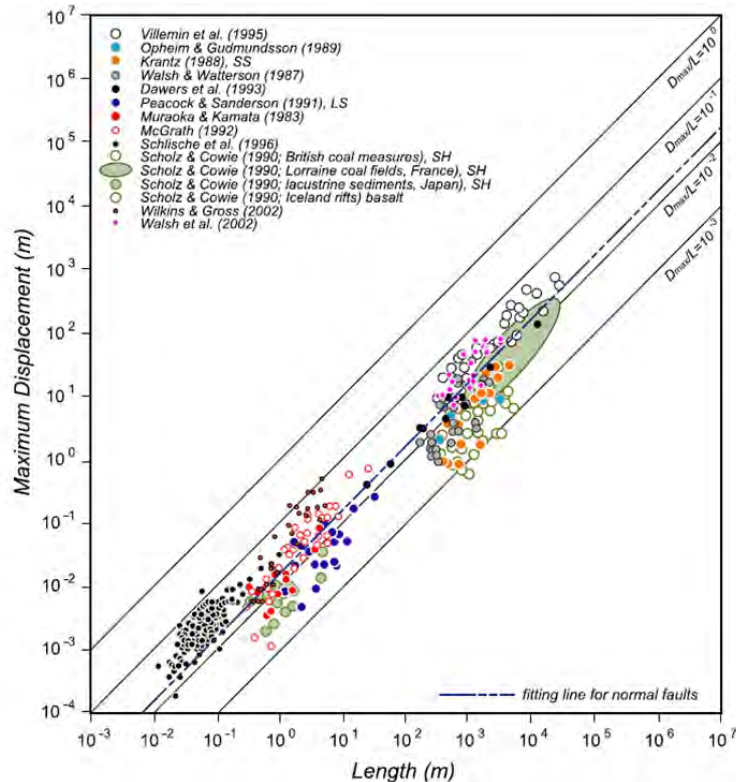


図 5.1.2-6(a) 正断層の長さ と最大変位量の関係 (Kim and Sanderson, 2005<sup>5)</sup>)

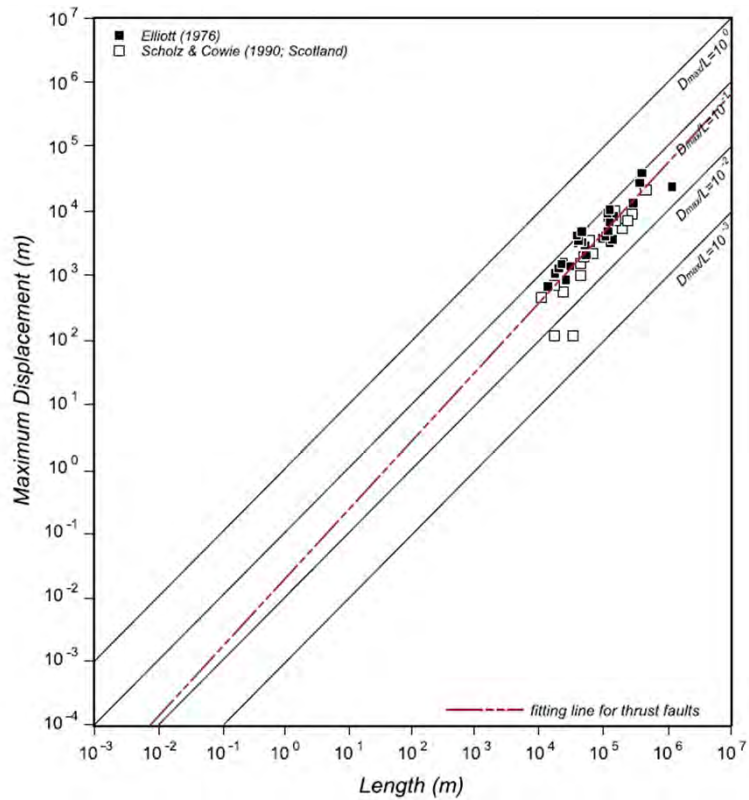


図 5.1.2-6(b) 逆断層の長さ と最大変位量の関係 (Kim and Sanderson, 2005<sup>5)</sup>)

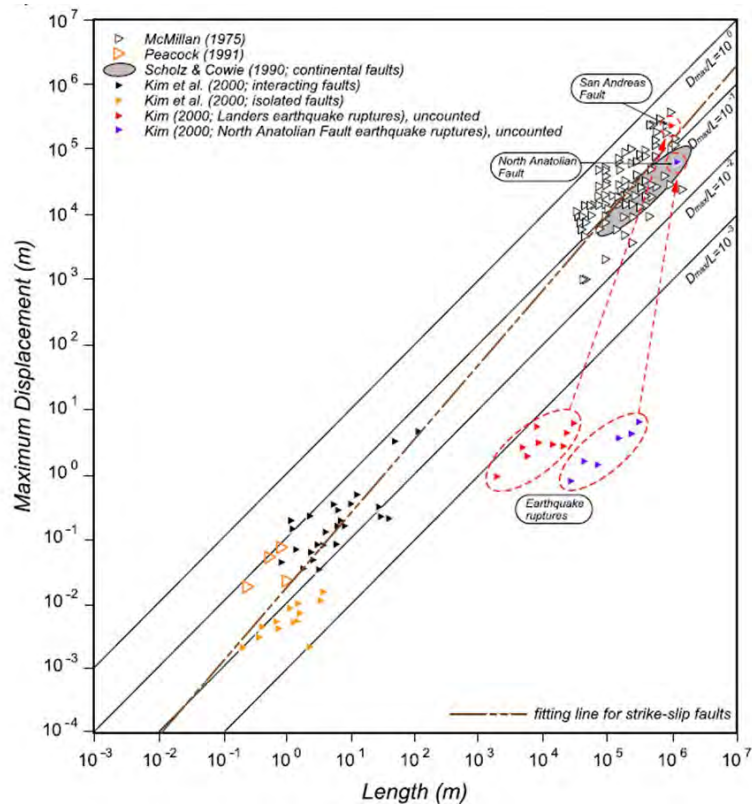


図 5.1.2-6(c) 横ずれ断層の長さとその最大変位量の関係 (Kim and Sanderson, 2005<sup>5)</sup>)

断層の認識・検出能力と地震探査の空間分解能の関係

地震探査や地質調査・ボーリング調査で認識あるいは検出される断層の変位量とその頻度の一例を図 5.1.2-7 に示す (Oppermann, 2016<sup>7)</sup>)。変位量の小さい断層ほど数が多く、断層の変位量と頻度の間にべき乗則が成り立つことを示している。

現在の地震探査の垂直解像度は約 15m であり、変位量が約 20m から 1000m のスケールの断層が地震探査で認定され、垂直変位量がこれ以下の断層は認定できない。稠密な三次元地震探査を行えば垂直解像度は数 m 程度まで上げることが可能であるとされるが、変位量が数 m～20m 程度までの領域のデータは、主に資源探査分野での坑道調査によるものである。一方、ボーリングコアでは変位量約 1mm のフラクチャーまで識別できるが、コア径の制約により通常最大で 10cm までの断層変位しか識別できない。地震探査とボーリングコアの狭間となる垂直変位量が 10cm～20m 程度の断層・フラクチャーの認識には、scale-gap が認められる。

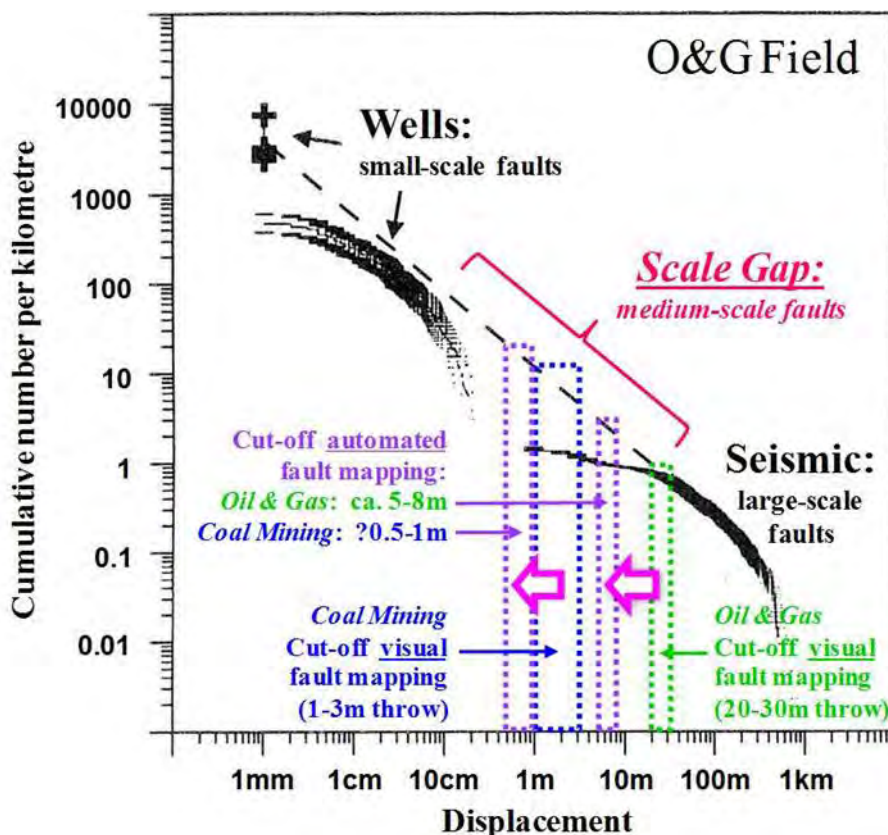


図 5.1.2-7 地震探査とボーリング調査で検知される断層変位量とその頻度の関係 (Oppermann, 2016<sup>7)</sup>)

チモール海の Sunrise-Troubadour ガス田海域において二次元地震探査から認定された断層の垂直変位の累積頻度分布を図 5.1.2-8 に示す (Seggie et al., 2003<sup>8)</sup>)。変位量の小さい断層ほど頻度が高く、べき乗則が赤線部では成り立っているが、垂直変位が 25m 以下の断層は稀となる。これは地震探査解像度以下の断層の検出が困難なことに起因すると考えられる。

地震探査の空間分解能未達の断層分布の例として、英国炭田の断層マップを図 5.1.2-9 に示す (Shepherd, 2009<sup>9)</sup>)。図 5.1.2-8 の上図は落差 20m 以上の断層を、下図は坑道調査で認定された落差 10cm から 180m までの全ての断層を示す。落差の小さい短い断層が数多いことがわかる。

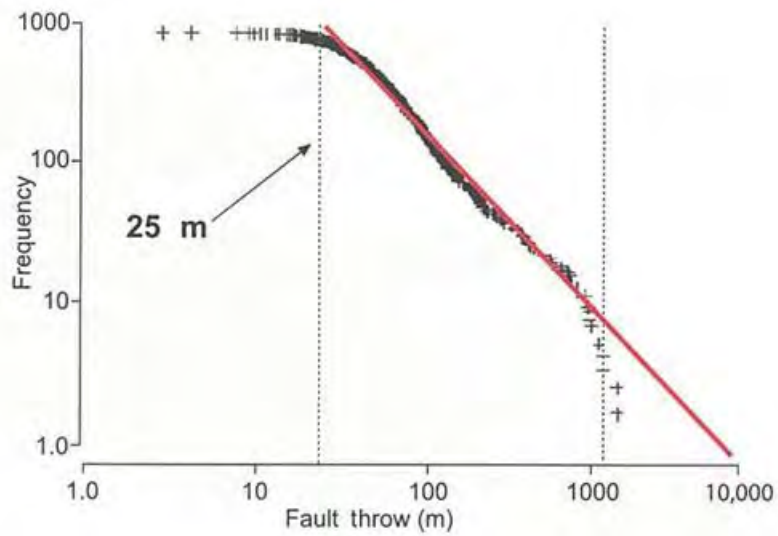


図 5.1.2-8 オーストラリア・チモール海のサンライズガス田の2D地震探査により検知された断層の垂直変位量と累積頻度 (Seggie *et al.*, 2003<sup>8)</sup>)

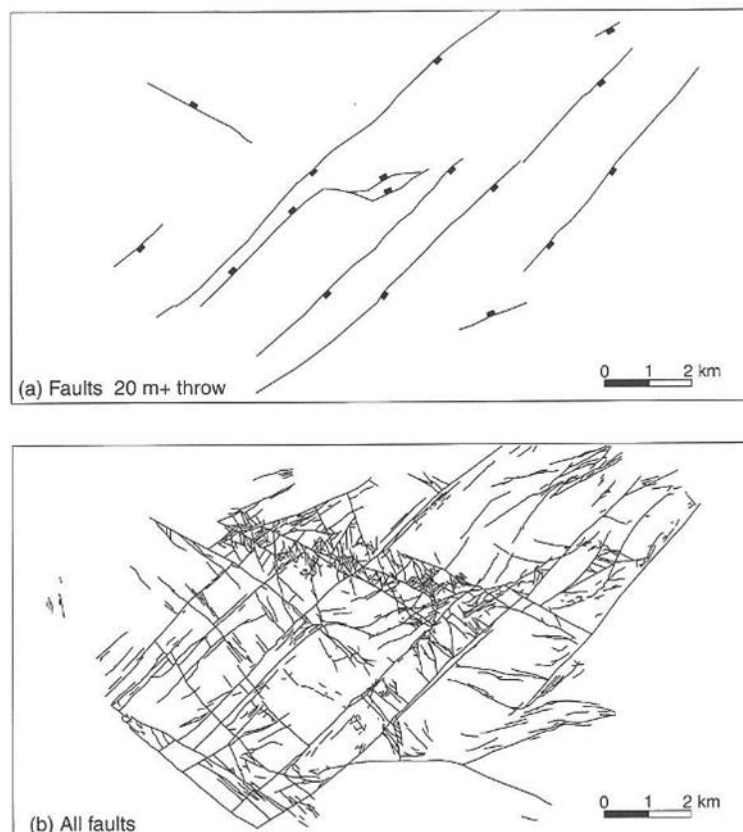


図 5.1.2-9 イギリスの炭田において地震探査で検知された断層(a)と坑道調査で検知された断層(b)の分布. 上：落差 20m 以上の断層, 下：落差 10cm~180m の断層 (Shepherd, 2009<sup>9)</sup>)

オランダ領北海の三次元地震探査から認定された断層の長さや頻度の例を図 5.1.2-10 に示す (González, 2018<sup>10)</sup>)。断層の長さは 50m から 1000m におよび、断層が短いほど数が増える傾向があるが、長さ 100m 未満の断層は数が減る。これは短い断層は落差も小さく検出が難しいからと考えられる。



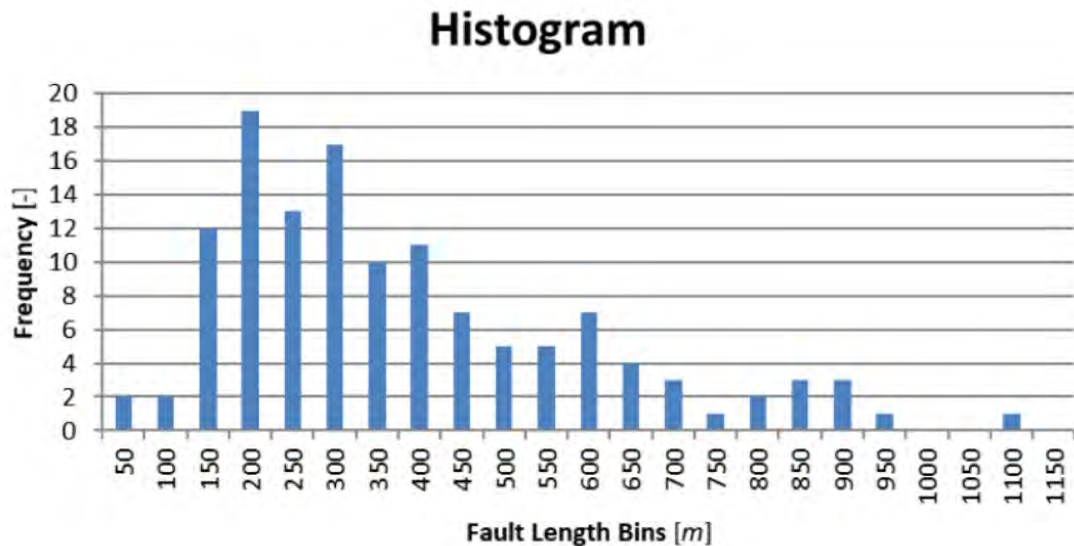


図 5.1.2-10 オランダ領北海の 3D 地震探査により検知された断層の長さとの頻度の分布 (González, 2018<sup>10)</sup>)

#### 反射法地震探査における断層の抽出を目的とした属性解析手法

反射法地震探査では様々な属性解析(アトリビュート解析)が行われており、その中には断層の抽出に役立つものも含まれている。現在のアトリビュート解析は、計算アルゴリズムの大きささまざまな相違から 100 を超えるアトリビュートが存在するとされている。Brown(1996)<sup>11)</sup>は、アトリビュートの計算対象となるデータの種別(震探トレース)から時間・振幅・周波数・振幅減衰の 4 種類に大別し、さらに CMP 重合の前後のいずれの震探トレースを使用するかにより更に 2 分している。Roden and Sacrey(2015)<sup>12)</sup>はアトリビュート解析の目的あるいは解析結果から得られる性質に着目し、アトリビュート解析を 6 種類に分類している(表 5.1.2-1)。

上述したように様々なアトリビュート解析手法が存在するが、断層の抽出に資するアトリビュート解析手法は、主に Geometric Attributes に属するものである。Geometric Attributes は震探トレース上で自動計算させることができ、直接的に断層を抽出することができる。また、その他のアトリビュートでも、例えば岩石物性が異なるものが接している境界があるため断層が推定されるといった使用法も想定される。Velocity による速度構造にギャップがあるため断層が示唆される例や、Average Amplitude で反射強度の異なる領域が接していて孔隙率に差があり時代ギャップが推定され断層を想定する例などがある。しかしこれらの断層抽出は補助的かつ 2 次的な情報抽出であるため、併用するのは望ましいが、断層を抽出するための中心となるアトリビュートとは考えにくい。

Geometric Attributes に属するアトリビュートは 2 つに大別され、反射面の連続性を評価するもの(Coherency や Similarity)と、反射面の傾斜を評価するもの(Curvature(曲率)や Dip(傾斜))に分けられる。反射面の連続性を評価するアトリビュート解析例(Chopra and Marfurt, 2006<sup>13)</sup>)を、図 5.1.2-11 に示す。地震探査断面の不連続構造が検出されていることが分かる。



表 5.1.2-1 解析結果から抽出される性質による属性解析（アトリビュート解析）の分類（Roden and Sacrey(2015)<sup>12)</sup>）

Seismic Attribute Categories		
CATEGORY	TYPE	INTERPRETIVE USE
Instantaneous Attributes	Reflection Strength, Instantaneous Phase, Instantaneous Frequency, Quadrature, Instantaneous Q	Lithology Contrasts, Bedding Continuity, Porosity, Direct Hydrocarbon Indicators, Stratigraphy, Thickness
Geometric Attributes	Semblance and Eigen-Based Coherency/Similarity, Curvature (Maximum, Minimum, Most Positive, Most Negative, Strike, Dip)	Faults, Fractures, Folds, Anisotropy, Regional Stress Fields
Amplitude Accentuating Attributes	RMS Amplitude, Relative Acoustic Impedance, Sweetness, Average Energy	Porosity, Stratigraphic and Lithologic Variations, Direct Hydrocarbon Indicators
AVO Attributes	Intercept, Gradient, Intercept/Gradient Derivatives, Fluid Factor, Lambda-Mu-Rho, Far-Near, (Far-Near) Far	Pore Fluid, Lithology, Direct Hydrocarbon Indicators
Seismic Inversion Attributes	Colored Inversion, Sparse Spike, Elastic Impedance, Extended Elastic Impedance, Prestack Simultaneous Inversion, Stochastic Inversion	Lithology, Porosity, Fluid Effects
Spectral Decomposition	Continuous Wavelet Transform, Matching Pursuit, Exponential Pursuit	Layer Thicknesses, Stratigraphic Variations

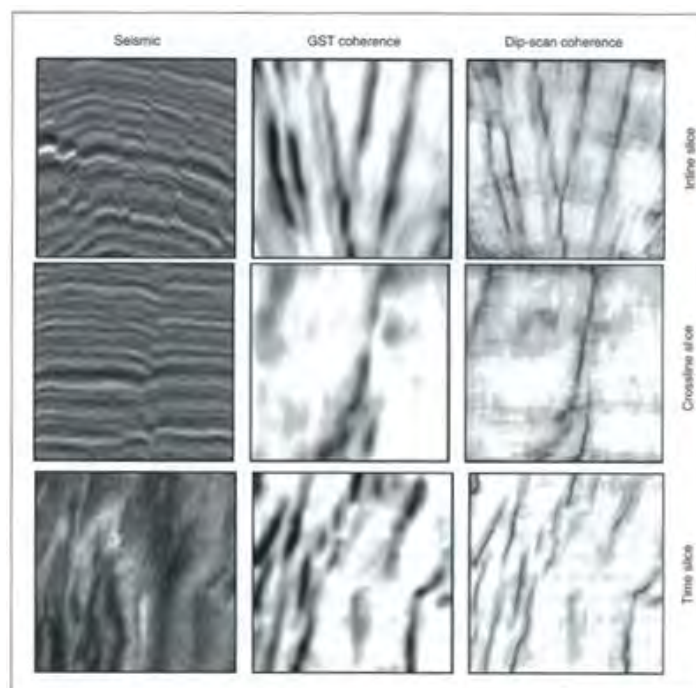


Figure 3.37. Orthogonal vertical and time slices through a seismic data cube, an eigenstructure coherence generated using the gradient structure tensor (GST), and an eigenstructure coherence generated using a discrete dip scan. In these images, we see greater lateral resolution in the eigenstructure dip-scan coherence. After Bakker (2003).

図 5.1.2-11 Geometric Attributes の解析例（Chopra and Marfurt, 2006<sup>13)</sup>）  
 左：震探トレース，中央：Gradient Structure Tensor Coherence，右：Dip Scan Coherence.

反射面の連続性を評価するものは、**Coherency, Similarity, Continuity, Semblance, Covariance** と呼ばれるアトリビュートである。主に隣接するトレース間で相関係数を計算し、その類似性を連続的にマッピングしていく手法を用いる。複数の反射面の連続性を評価するアトリビュートは、アルゴリズムが異なるのみであり、実際的な違いはない。**Barnes(2006)<sup>14)</sup>**は、**Correlation** と **Semblance, Covariance, Weighted Correlation** を比較したが、有意な差がないとしている。そのため断層抽出には、所有する解釈ソフトウェアが有する連続性を評価するアトリビュート解析を行えば十分といえる。

なお、連続性をマイナスにとれば、不連続性のアトリビュートにすることも可能であり (**Variance** アトリビュートは、**Semblance** アトリビュートの 1 からのマイナスに近似される)、より直接的に断層面を抽出するのに、**Variance** アトリビュートが用いられている。**Hutchinson (2016)<sup>15)</sup>**は、同一探査領域の **2D** 震探記録と **3D** 震探記録を対象に **Similarity** アトリビュート解析を行い、分解能に差は出るものの、ほぼ同様の断層情報が抽出できたとしている。このように **2D** 震探記録しかない場合においても、連続性を評価するアトリビュート解析は有効である。

断層の抽出に有効なアトリビュート解析手法は、以下のようにまとめられる。

- **Coherency, similarity, continuity, semblance, covariance**

反射面の不連続構造を抽出できるため、断層抽出に直接的に有効なアトリビュートである。なお、各アトリビュートの計算アルゴリズムは若干ことなるが、いずれも隣接トレースの相関をとっているものであり、結果はきわめて類似しているため、どれか一つの解析を行えば十分である。

- **Dip/Azimuth**

断層の両側で傾斜・走向が変化しているのを捉えられるため、断層を抽出することが可能である。ただし、褶曲構造も抽出されるため両者の区別が必要である。

- **Velocity**

震探トレースの反射面から直接計算されるものと異なり、物理値である弾性波速度情報を示すため参考にすべきアトリビュートである。断層を隔てた弾性波速度構造の差が示されている可能性がある。反射法探査重合速度や屈折法トモグラフィ解析による弾性波速度の情報も同様に有効である。

- マルチアトリビュート解析

複数のアトリビュートを **SOM** 等で解析することにより、断層の抽出が可能な場合がある (例えば、辻ほか、**2004<sup>16)</sup>**)。ただし、標準的な解析手法が確立しておらず、作業量と不確実性が高いため、有効性が確立している上述のアトリビュート解析を優先すべきである。

### 既存の断層の長さを認定するワークフロー (図 5.1.2-12)

地表からの調査段階で、リモートセンシング・地表地質調査・物理探査等により発見されている断層の長さを、物理探査等の手法を用いて認定するワークフローについて以下で整理する。

既存断層の情報、断層の走向・傾斜、断層種別(正断層・逆断層・横ずれ断層)、断層条線の方角、断層面を境とした地層の繰り返しの有無、断層面の上下の地層における走向傾斜の変化などの既存断層に関する地形・地質学的情報を可能な限り抽出・集約し、既存断層が確認された地点から外に断層がどのように延伸するかを推定する。

次に、地表付近にまで伸びる断層を詳しく調査するにはトレンチ調査が有効であるため、既存断層のトレンチ調査を実施するかどうか検討する。トレンチによる断層調査で得られる情報が、既存断層の断層情報を検討する上で有効かどうかを事前検討した上で、実施するのが望ましい。トレンチ調査では、断層情報が、より明確に精度高く得られ、敷地外に断層がどの程度

延伸するのかを推定するのに、重要な情報を与えてくれる。

既存断層が物理探査で識別可能かを検討する最初の step は、既存断層の分布の疎密に応じた物理探査方針の決定である。ここでは松田（1990）<sup>17)</sup>の起震断層の設定基準を援用して、既存断層の離隔距離が 5km 以内である場合を密、5km 以上である場合を疎と判断することとする。既存断層の分布が密である場合は、周辺の既存断層群をも網羅する範囲内の広域 P 波 3D 反射法地震探査を実施し、既存断層の全体像と各断層の関係性を把握する。既存断層の分布が疎である場合は、既存断層が点的に確認された場合は確認された地点の近傍の地点で、既存断層が線的に確認された場合は確認された線の中心近くを含めた数地点において、S 波浅層反射法探査もしくは高密度 P 波浅層三次元反射法探査を実施し、断層の形状等に関する断層情報の抽出を試みる。探査結果に対し、アトリビュート解析（マルチアトリビュート解析を除く）を行い識別可能な断層であるかどうかを判断する。また、岩石物性を検出するための物理探査等が行われている場合は、それらを援用して物理探査等で識別可能な断層であるかどうかを判断する。これらの手法を用いても識別不能な断層である場合、物理探査で識別不能な断層と判断する。

物理探査で識別可能な断層であると判断された場合、走向と垂直に一定間隔で高密度浅層 P 波もしくは S 波反射法探査を複数測線実施（その他の物理探査手法を併用してよい）し、断層変位が確認できなくなる測線位置を特定することで、浅層における断層の長さを認定する。

浅層における断層の終端と認定された地点の近傍に異なる断層の存在が存在する場合は、両断層の独立・連結の可能性を検討する。まずは断層が確認された地点での断層の諸情報と反射法地震探査での解釈等から、両断層が独立しているのかの事前検討を行う。断層の諸情報から両断層が連結する可能性を否定できない場合が、両断層の接続域を網羅するように高密度 P 波三次元反射法探査を実施する。必要に応じてその他の物理探査手法を接続域に実施することが有効な場合もある。高密度 P 波三次元反射法探査からは、両断層の形状等の諸情報以外に速度情報等の震探アトリビュート情報が取得可能であり、両断層の接続域で直接的に両断層が連結するデータや岩石の破碎による弾性波速度の低下を示唆するデータ等の接続関係に関する情報を得られることが期待される。これらの情報から両断層が連結しているか否かを判断し、最終的に断層の長さを認定することができる。

#### 参考： 起震断層（断層セグメント）の定義

活断層はしばしば、近接したいくつかの断層の集まりであり、その一つ一つが独立して地震を発生するのではなく、近接した断層群全体が一つの大地震に対応していたり、いくつかの部分区間ごとに地震を起こしたりしているとされる（松田，1990）<sup>17)</sup>。過去の大地震時の例からも、地表に出現した地震断層は互いに近接して分布している複数の断層から構成されている（松田，1990）<sup>17)</sup>。松田（1990）<sup>17)</sup>は、この断層群の一まとまりを「起震断層」と呼び、次の活断層または活断層群を一つの起震断層としている。

- ① 5 km 以内に他の活断層のない孤立した長さ 10 km 以上の活断層
- ② 走向方向に 5 km 以内の分布間隔をもって、ほぼ一線に並ぶほぼ同じ走向の複数の断層
- ③ 5 km 以内の相互間隔をもって並走する幅 5 km 以内の断層群
- ④ 地表における断層線の midpoint の位置が主断層から 5 km 以上離れている走向を異にする付随断層あるいは分岐断層

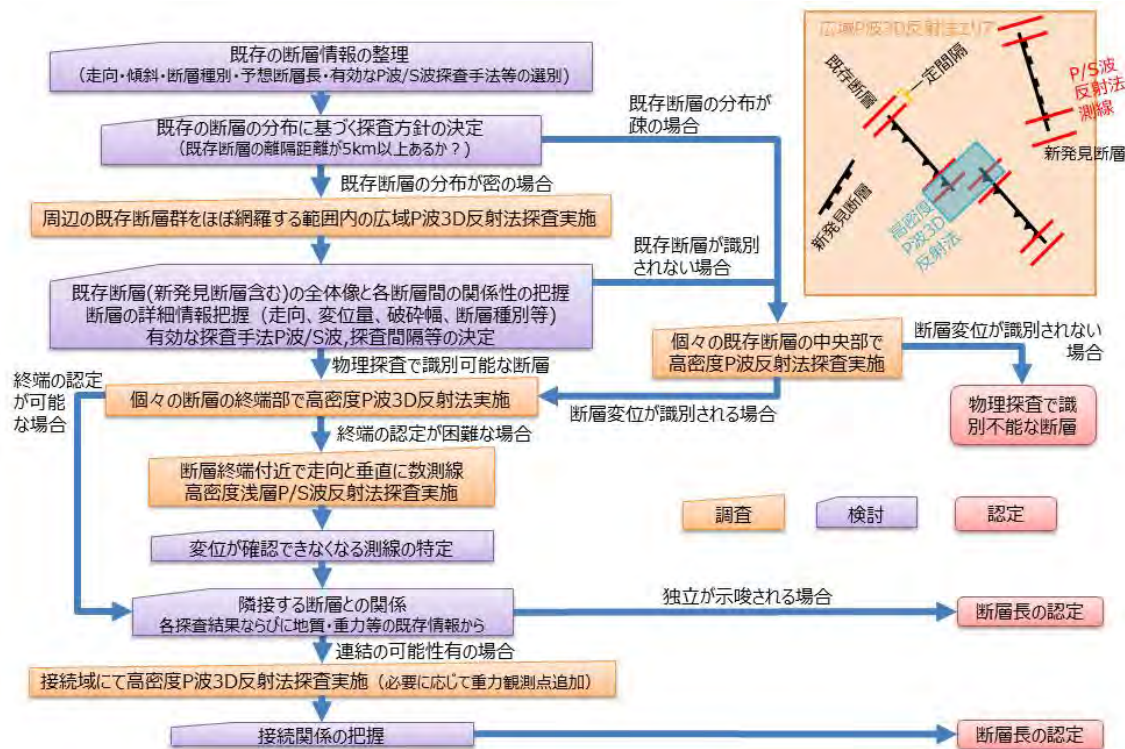


図 5.1.2-12 反射法地震探査による断層の長さの認定フロー

**物理探査等による断層の長さの判定に関する検討のまとめ**

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」（令和2年7月15日）では、“「断層運動等」とは、長さが数キロメートル以上の断層及び重力作用による変位が生ずるおそれが高い地すべり面の運動をいう”と定義されている。本項の「断層の長さの変位量の関係」の段落で整理した断層の長さ（L）と変位量（Dmax）の関係に基づけば、

$$D_{max} \approx L \times 1/10 \sim L \times 1/1000$$

であり、長さ約数 km 以上の断層が対象になるのであれば、その変位量は D=数 m～数 100m と推定される。

堆積軟岩を対象とした中深度処分想定深度までの調査が可能な物理探査手法の内、最も高空間分解能な断層調査手法は反射法地震探査である。現在の反射法地震探査の空間分解能を考慮すると、Dmax>15m であれば十分に検出可能と考えられるが、Dmax=数 m～15m の断層をもれなく検出するためには 5.1.2a.3b 項で後述するような稠密な三次元地下構造探査（例えば、図 5.1.2a-17）を実施する必要があると考えられる。また、変位量 Dmax 自体は（累積）最大変位量であるので、断層の端部では変位量が減少するため、検出が難しくなるという問題がある。さらに、既存構造物の存在や土地所有者や土地管理者の許諾が得られない等の理由で受発振点の設置が制限される可能性がある地域においては、稠密な三次元地下構造探査を実施することが困難な場合があるという問題もある。

地質調査及び物理探査等を用いた断層の調査手法、特に断層の長さを判定するための調査手法に関する知見については、以下のように整理される。

- ①地表地質調査は、離散的な露頭における断層の有無の確認であるため、断層の長さを判断するためには、物理探査による断層の連続性の確認が必要となる。
- ②各種物理探査手法の内、堆積軟岩分布地域における中深度処分相当深度を対象とした物理探査手法としては反射法地震探査が断層や地下構造の評価に最も有効度が高く、反射法地震探査を主とした物理探査の実施が必要である。廃棄物埋設候補地周辺に断層が存在する



場合に、地表からの調査段階でそれらの断層の長さを判定するための一般的な反射法地震探査の探査フローについては、この報告書の中で取りまとめて示しているため、参照されたい。

- ③反射法地震探査の受振点に関しては、無線式やGPS同期型の受振システムの開発により、地形的な要因による受振点の設置上の制限はほぼ存在しない。また、発震点についても、小型震源の開発や含水爆薬の使用などにより、急崖などを除き地形的な要因による設置上の制限はほぼ存在しない。また、計算機の能力向上に伴って、複雑な地形を考慮した解析が可能になっており、地形をことさらに単純化する必要性はなくなっている。従って、受発震点の設置について地形的な要因は大きな問題にはならず、既存構造物の存在や、陸域においては土地所有者や土地管理者による許諾、海域においては漁業権者による許諾などが、受発震点の設置を制限することとなる。
- ④反射法地震探査のデータ処理については、物理探査学会（2016）<sup>18)</sup>の基本データ処理フローが事実上の標準になっており、基本的にその処理フローに準拠した処理が行われると考えられる。データ処理過程で、反射法地震探査データのS/N比を向上させるMDRS法（Aoki *et al.*, 2010<sup>19)</sup>）の処理が適用されていること、Geometric Attributes等の属性解析手法を用いて断層の抽出処理が行われていることが望ましい。
- ⑤実在する断層の長さを確定させるためには断層の端点を決める必要があるが、断層の端点において変位量は0となるため探査により端点を確認することは原理的にできない。反射法地震探査によって確認できる範囲を断層の長さとする場合、反射法地震探査の分解能によって断層の端点を決めることになる。この場合、単純に反射法地震探査によって断層が確認できなくなった地点を断層の端点とする方法と、断層沿いの断層変位量の分布パターンから断層の端点を決める方法の2通りの方法が考えられるが、基本的には後者の方法によることが望ましいと考えられる。
- ⑥反射法地震探査の分解能は探査仕様に依存性があり、かつ現地状況により必ずしも最も高い分解能の探査が可能であるとは限らないことに留意する必要がある。陸域・海域のいずれであれ、最も高分解能の探査は稠密な三次元反射法地震探査であるが、既存構造物の存在や、探査対象地域の土地所有者や土地管理者の許諾状況によっては二次元反射法地震探査しか実施できない状況も考えられうる。一般に探査測線の設定と探査仕様の決定には極めて高度な専門的知識を要し、非専門家による是非の判断は極めて困難であり、断層の想定深度と変位量を考慮した場合の探査測線と探査仕様の妥当性について指標・基準という形で整理することは困難と考えられる。
- ⑦高分解能三次元構造探査は、中深度処分深度（+ $\alpha$ ）に適用可能な最も高分解能な物理探査手法であり、廃棄物埋設地の設計等の基礎資料としても重要な役割を果たすことが期待されるため実施されることが望ましい。しかし、敷地外で実施することは上記したように既存構造物の存在や探査対象地域の土地所有者や土地管理者の許諾状況に依存するため、受発震点の展開が難しく実施が困難である可能性があると考えられる。なお、敷地内で高分解能三次元地震探査を行う際は、絶対重力計を用いた精密重力調査、ドローンを用いた稠密な空中磁気探査、ヘリコプターを用いた稠密な空中電磁探査等を敷地周辺部を含めて実施し、同時に伏在する地層・岩体等が露出する地域で現地調査を行い岩石物性等のデータを取得することが望ましい。

### 5.1.2.3 物理探査等を用いた地下構造探査手法

地下70m以深に設置される廃棄物埋設地を対象にした物理探査等では、解析の精度・分解能を向上させるため、複数の物理探査を併用あるいは統合した物理探査を実施することが必要と



なる。物理探査学会統合物理探査調査研究委員会（2017）<sup>20</sup>は、「統合物理探査による地盤物性評価と土木建設分野への適用」に関する報告書の中で、建設分野の調査対象別に、統合物理探査および複数物理探査を実施した調査事例の収集を行い、その結果を基に統合物理探査や複数物理探査の適用性や課題等について検討している。中深度処分の処分坑道と類似した地下構造物であるトンネルについては、物理探査法としては屈折法地震探査、二次元比抵抗探査のほか、ボーリング調査との組み合わせで弾性波トモグラフィー、比抵抗トモグラフィーが実施されることが多いとしている。トンネルにおける統合および複数物理探査の事例のうち、約3割がP波速度と比抵抗の組合せであり、その要因としてP波速度や比抵抗は地山分類や破碎帯の分布の把握に有効であることを挙げている。P波速度を求める方法としては、屈折法地震探査が多く、比抵抗を求める手法としては二次元比抵抗探査、電磁探査の順で多かったとしている。

複数の物理探査とボーリング調査を組み合わせた地下構造探査手法として、最も高精度な手法は三次元地下構造探査である。三次元地下構造探査では、三次元地震探査“Seismic data”や重力・磁力・電磁探査等の物理探査“Non-Seismic data”から得られる情報とボーリング調査による孔井情報を組み合わせて、地下の岩相・物性・力学特性等を推定し、三次元地下構造モデルを構築する。三次元地下構造探査は、従来は石油探査を主たる目的に開発されてきたが、現在ではCCSや地熱開発等にも適用されており、地下流体をトラップする構造としての断層や、地下流体の移行経路としての岩盤損傷域の検出等に利用されている。

本項では、三次元地下構造探査の断層及び岩盤損傷域の評価への適用性について概要を取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・重力・磁力探査データの三次元地下構造探査への利用
- ・比抵抗探査・電磁探査データの三次元地下構造探査への利用
- ・三次元地下構造探査における測線配置
- ・三次元地下構造探査を用いた断層及び岩盤損傷域の評価例
- ・属性解析（アトリビュート解析）を用いた断層及び岩盤損傷域の評価例

#### 重力・磁力探査データの三次元地下構造探査への利用

重力・磁力探査は、反射法地震探査を主体とする三次元地下構造探査において、重力・磁力探査情報を基にした三次元的な密度構造・磁化率構造モデルの作成に利用される。

重力・磁力探査は、人工的ソースを必要としない受動的で静的な探査手法であるため、早くからデータ取得がなされ、国・公的機関および民間企業等により海域を含め全国においてデータ蓄積がなされている。蓄積されたデータは、コンパイルマップとして公表され、多方面で活用されており、三次元地下構造探査において重要な基本情報と位置付けられている。

重力・磁力探査においては、コンピューターの発達によって三次元インバージョン解析が実施され、密度構造・磁化率構造モデルを構築することが一般的になりつつある（図5.1.2-12a&b参照）。ボーリングコアや検層データがある場合には、その物性値から初期モデルを構築してインバージョン解析時に利用する。参考となる既往データが少ない地域では、初期モデルなしでインバージョン解析を実施し、データの蓄積と共に初期モデル構築や拘束条件ありのインバージョン解析に移行することが望ましい。

#### 比抵抗探査・電磁探査データの三次元地下構造探査への利用

電磁波探査は、反射法地震探査を主体とする三次元地下構造探査において、重力・磁力探査と同様に、三次元的な比抵抗構造モデル等の作成に利用される。

比抵抗探査や電磁探査は、重力・磁力探査に比べ、測定には電極設置等の準備が必要となる。比抵抗探査は地下浅部を対象に比較的短い測線長で実施されるのに対し、電磁探査は一般的には地下深層を対象に比較的長い測線長、もしくは面的な探査が実施される。電磁探査は、人工

的ソースを必要としない手法（MT 法等）と人工的ソースを必要とする手法（CSAMT 法等）がある。データ取得は国・公的機関および民間企業等により全国においてデータ蓄積がなされているが、蓄積されたデータは一部を除き公開されていない。また、近年では海洋電磁探査の手法が確立して、データが蓄積されつつある。

比抵抗探査や電磁探査においても、重力・磁力探査と同様に、コンピューターの発達によって二次元あるいは三次元インバージョン解析が実施され、二次元あるいは三次元の比抵抗構造モデルを構築することが一般的になりつつある（図 5.1.2-12c 参照）。比抵抗構造は、三次元地下構造探査において重要な基本情報と位置付けられており、精度のよい探査が行われる必要がある。

また、三次元地下構造探査では、比抵抗構造モデル等と他の物性モデル等を組み合わせて各種の三次元物性モデルや三次元岩相モデルが構築される。

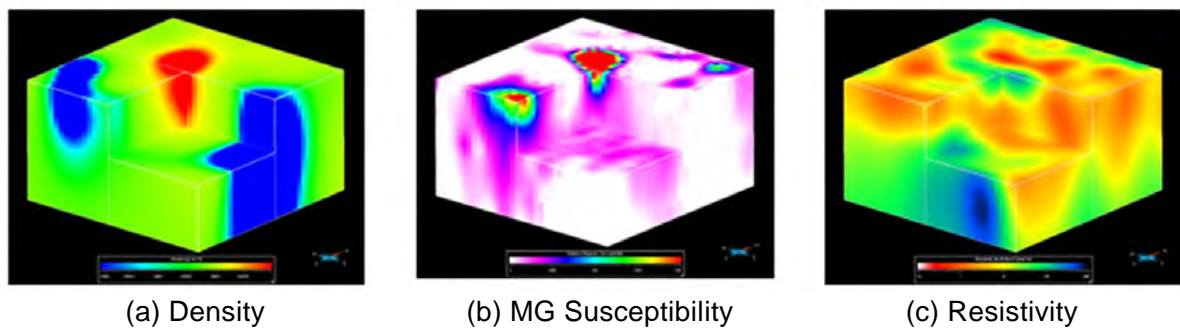


図 5.1.2-12 三次元物性モデルの例（JAPEX, 2018<sup>21)</sup>）

### 三次元地下構造探査における測線配置

三次元地下構造探査では、三次元反射法・屈折法統合探査、重力・磁力・電磁探査、ボーリング調査の情報を組み合わせて、高精度な地下構造モデルを作成する。三次元反射法・屈折法統合探査では、理想的には規則的な格子状に受発振点を展開することが望ましく、陸域・海域ともに探査可能であるが、陸域では地形・建物・施設・道路等の地表条件により、受発振点の配置が限られ、均質なデータを得ることが難しいという問題があった。しかし、近年の弾性波

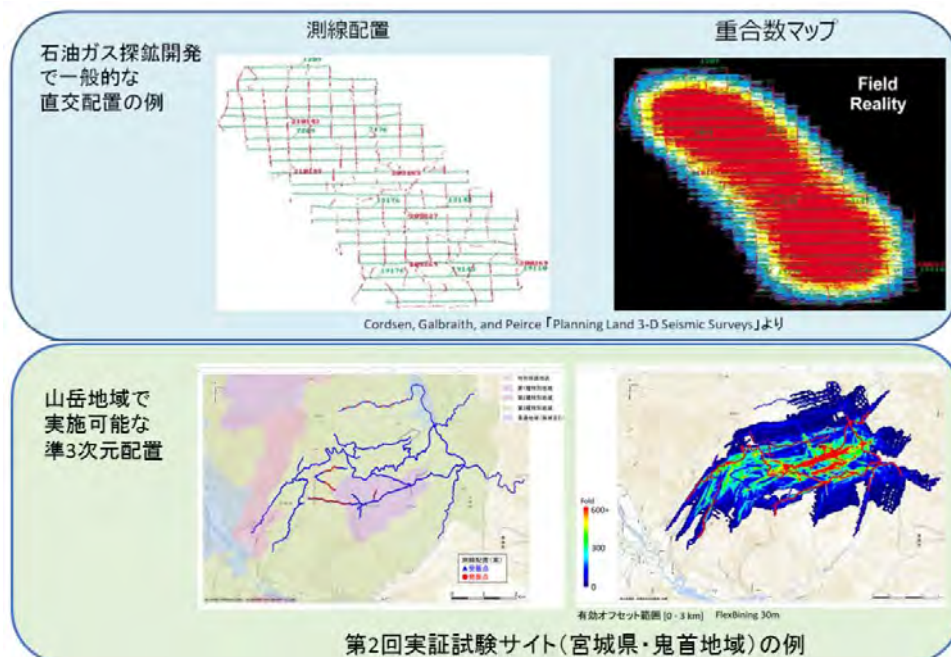


図 5.1.2-13 理想的 3 次元測線配置と山岳地域で実施可能な準 3 次元配置（JOGMEC, 2018）

22)

探査処理技術の向上によってこの難点は改善しつつある。独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構（以下、JOGMEC と略す）は、「地熱貯留層探査のための弾性波探査ガイドブック」（JOGMEC, 2018<sup>22)</sup>）の中で、地形的に受発振点の配置に限られる山岳部の地熱地域において、林道や登山道等の多様なアクセスルートを利用して受発振点を準3次元的に配置する準3次元弾性波調査の有効性を示している（図5.1.2-13）。

反射法地震探査重合速度や屈折法トモグラフィー解析による弾性波速度構造を解析することにより、比較的信頼度の高い深度情報を取得することが可能である。受発振点の配置に限られる準3次元弾性波調査では、反射法弾性波探査の記録のない断面が多数存在し、反射法地震探査重合速度による深度情報の推定を行うことができない。このような断面においても、反射法に比べて離散的な受発振点記録から探査可能な屈折トモグラフィー解析による速度構造情報を用いて、岩相や高温異常など各種の解釈が可能となる。屈折トモグラフィー解析による速度情報は反射法記録とは独立事象の物性データであり、準3次元地下構造探査のモデル作成や解釈にとって有用な情報となる。

屈折トモグラフィー解析を目的とする受発振点配置例を図5.1.2-14に示す（JOGMEC, 2018<sup>22)</sup>）。屈折法探査は、反射法探査に比べて離散的な受発振点間隔でよいが、解析目標深度の4倍程度の測線長が必要とされるため、発震点での発震が遠方の受振点まで到達するように発震点の震源パワーが高い震源を選ぶ必要がある。

JOGMEC（2018）<sup>22)</sup>の準3次元反射法・屈折法統合探査で得られた宮城県鬼首地域の高日向山から雄釜・雌釜にかけての反射法・屈折法統合記録を図5.1.2-15に示す。図中、発電所から高日向山にかけての領域の反射法記録は得られていない（薄い白塗り部）が、屈折トモグラフィー解析から高日向山の直下に深部から延びる高速度構造が観察できる。鬼首カルデラ内の最新の火山活動である高日向山石英安山岩（～流紋デイサイト）の給源岩脈部分を示す可能性があるとしている（JOGMEC, 2018<sup>22)</sup>）。

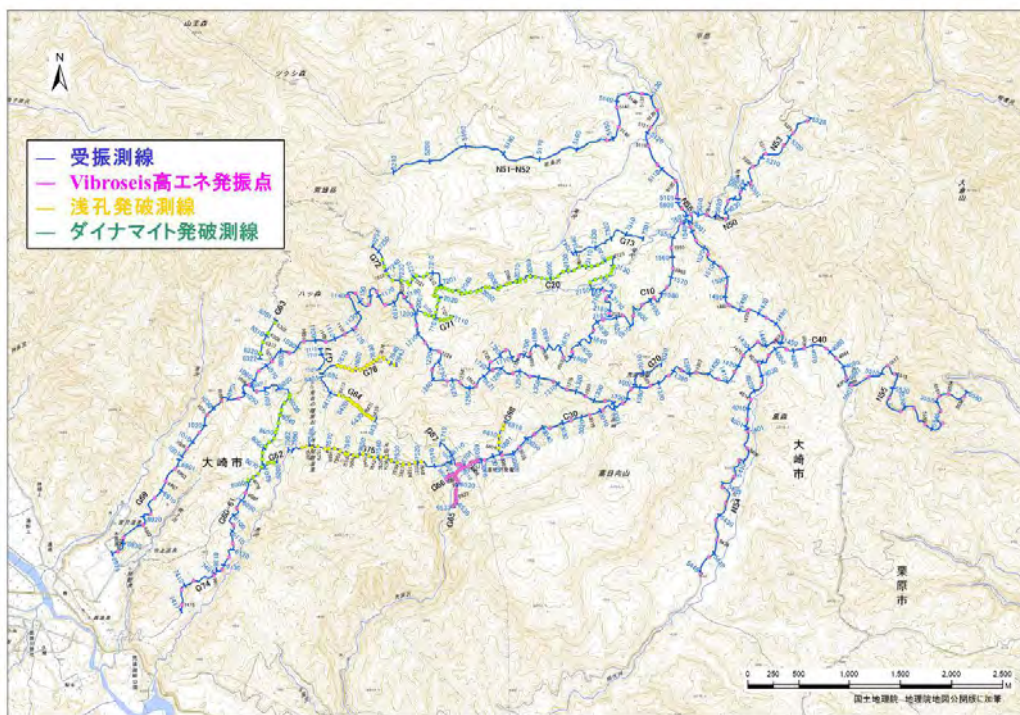


図5.1.2-14 屈折トモグラフィー解析を目的とする受発振点配置（JOGMEC, 2018<sup>22)</sup>）



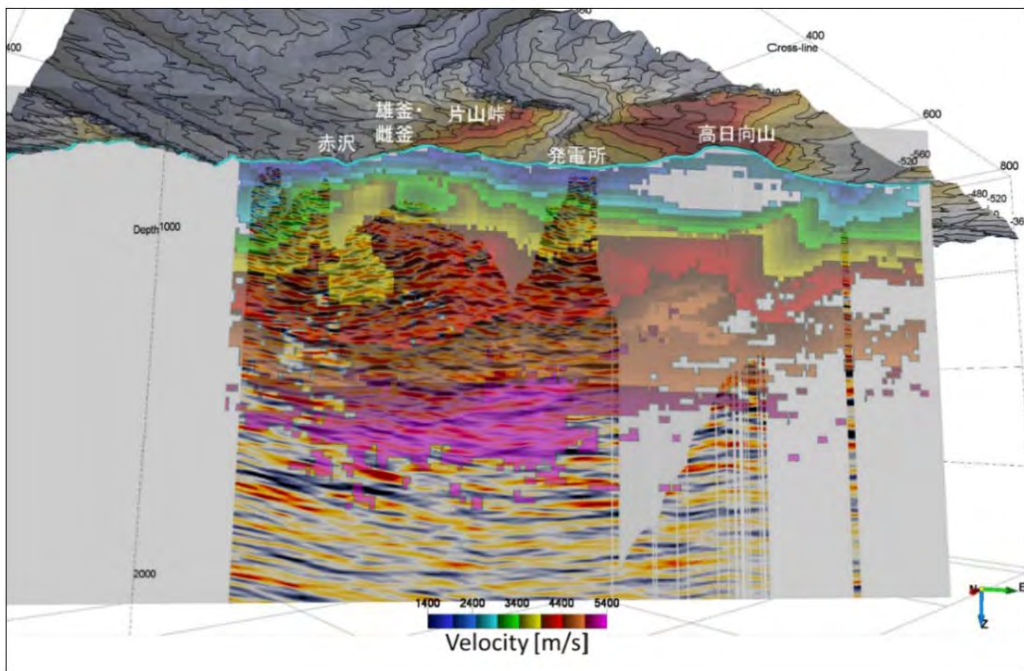


図5.1.2-15 高日向山から雄釜・雌釜にかけての反射法・屈折法統合記録（JOGMEC, 2018<sup>22)</sup>）

图中，発電所から高日向山にかけての領域の反射法記録は得られていない（薄い白塗り部）が，屈折トモグラフィ解析から高日向山の直下に深部から延びる高速度構造が観察される。

一方，海域では，陸域と比べて地形的な制約がないことから，水深・漁網・堤防等の制約条件がなければ，規則的な発震・受振が可能であり，陸上と比べて格段に高品質のデータが取得されることが期待できる。猪野ほか(2018)<sup>23)</sup>は，八代海での日奈久断層帯の超高分解能三次元反射法地震探査について報告している。この結果では，従来の二次元音波探査をもちいて推測した断層位置が，三次元探査の結果，かなり異なった様相を示すことが示されている(図 5.1.2-16)。

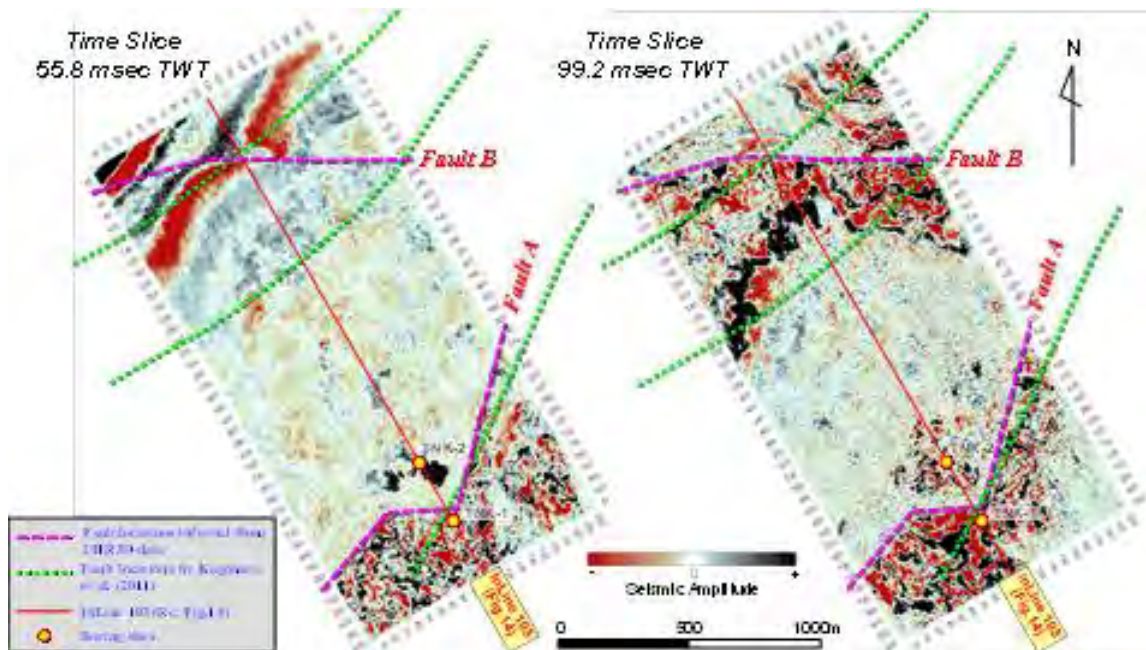


図 5.1.2-16 超高分解能三次元地震探査で得られたタイムスライスと断層解釈結果

(猪野ほか, 2018<sup>23)</sup>)

三次元調査の解釈結果(紫線)は既存二次元調査の解釈結果(緑線)とは大きく異なっている。

### 三次元地下構造探査を用いた断層及び岩盤損傷域の評価例

佐々木ほか(2008)<sup>24)</sup>は、日本原燃株式会社による余裕深度処分の調査・研究の一環として、深度100m以下を対象とした三次元反射法地震探査を行っている。震源はパイプロサイズ(スイープ周波数40~210Hz)を用いている。探査測線の設定、地表面カバー率、探査仕様、探査結果を図5.1.2-17に示す。受振測線と発震測線は互いに直交し、調査期間は約2ヶ月である。三次元反射法探査の結果、詳細な地質構造の解析が可能となり、実落差5m程度の断層を判別することが可能であったと報告されている。

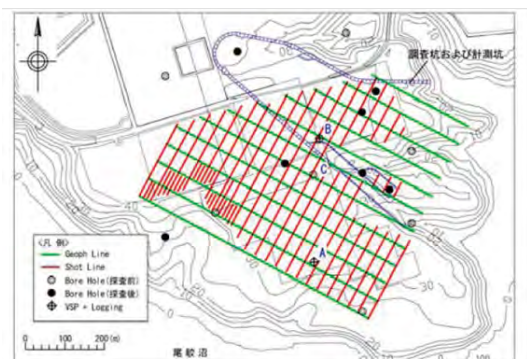


Fig.2. Index map of geophone( green)and shot(red) lines and bore hole locations.

探査仕様 (探査期間はおよそ2ヶ月)

Data Acquisition Parameter	Layouts
Geophone Lines	8 Lines
Total Geophone Points	650
Geophone Line Spacing	50m
CH Interval	10m
Shot Lines	23+18 Lines
Total Shot Points	833
Shot Line Spacing	30m
Shot Interval	10m
Line Coverage	650m×550m
BIN Size	5m×5m
Each Shot Coverage	24ch×8 Geophone Lines

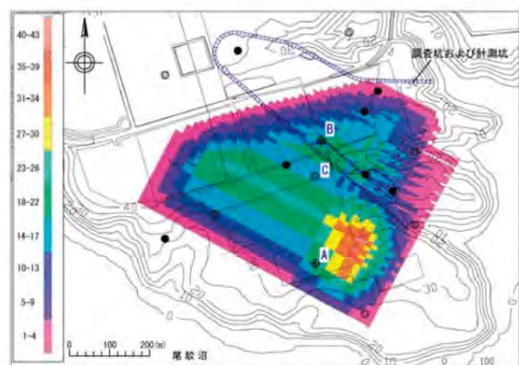


Fig.3. Surface coverage map. Each bin covers 5×5m area.

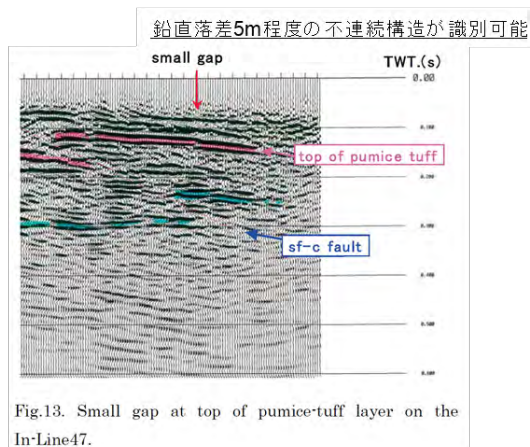


Fig.13. Small gap at top of pumice-tuff layer on the In-Line47.

図 5.1.2-17 三次元反射法地震探査の例 (佐々木ほか, 2008<sup>24)</sup>)

### 属性解析 (アトリビュート解析) を用いた断層及び岩盤損傷域の評価例

JOGMEC (2018)<sup>22)</sup>は、反射法記録から断層系を迅速に把握するため、反射法地震データの属性解析 (アトリビュート解析) を利用している (図 5.1.2-18)。断層系の抽出に使われたアトリビュート解析は、面構造解析のひとつ“Fault Likelihood” (図 5.1.2-18c) である。“Fault Likelihood”は面構造の確からしさの値ほか、傾斜角や走向方位角が分析される。図 5.1.2-7c で示されているのは方位角の情報で、図中の面構造解析記録の色は走向方位の違いを示し、反射法記録のインラインと直交する走向を持つ面構造が青と黄および緑で、これらと直交する方向の面構造が赤と橙色で表現されている。“Fault Likelihood”は岩相境界でも面構造が検出される点に注意を要するが、断層系と解釈できる場合、青に対して黄または緑、赤に対して橙色はそれぞれ共役の面構造となる (JOGMEC, 2018<sup>22)</sup>)。

図 5.1.2-18b は、振幅アトリビュートのひとつ“Energy”を用いたアトリビュート解析結果である。“Energy”は、サイスミックトレース上のウィンドウ内に含まれる各サンプルの振幅値の



2乗和を示し、弾性波のエネルギーを示している。強振幅が黄緑色、減衰域が青色、平均的な振幅が透明色（白色）によって表現されている。“Energy”の変化は岩相変化を示す場合があるほか、断層近傍での振幅エネルギーの減衰を示している可能性がある（JOGMEC, 2018<sup>22)</sup>）。従って、図 5.1.2-18d において、抽出された面構造に沿って振幅エネルギーの減衰が顕著な青系統色を示す箇所は、断層帯に沿った岩盤損傷域である可能性が高いと考えられる。

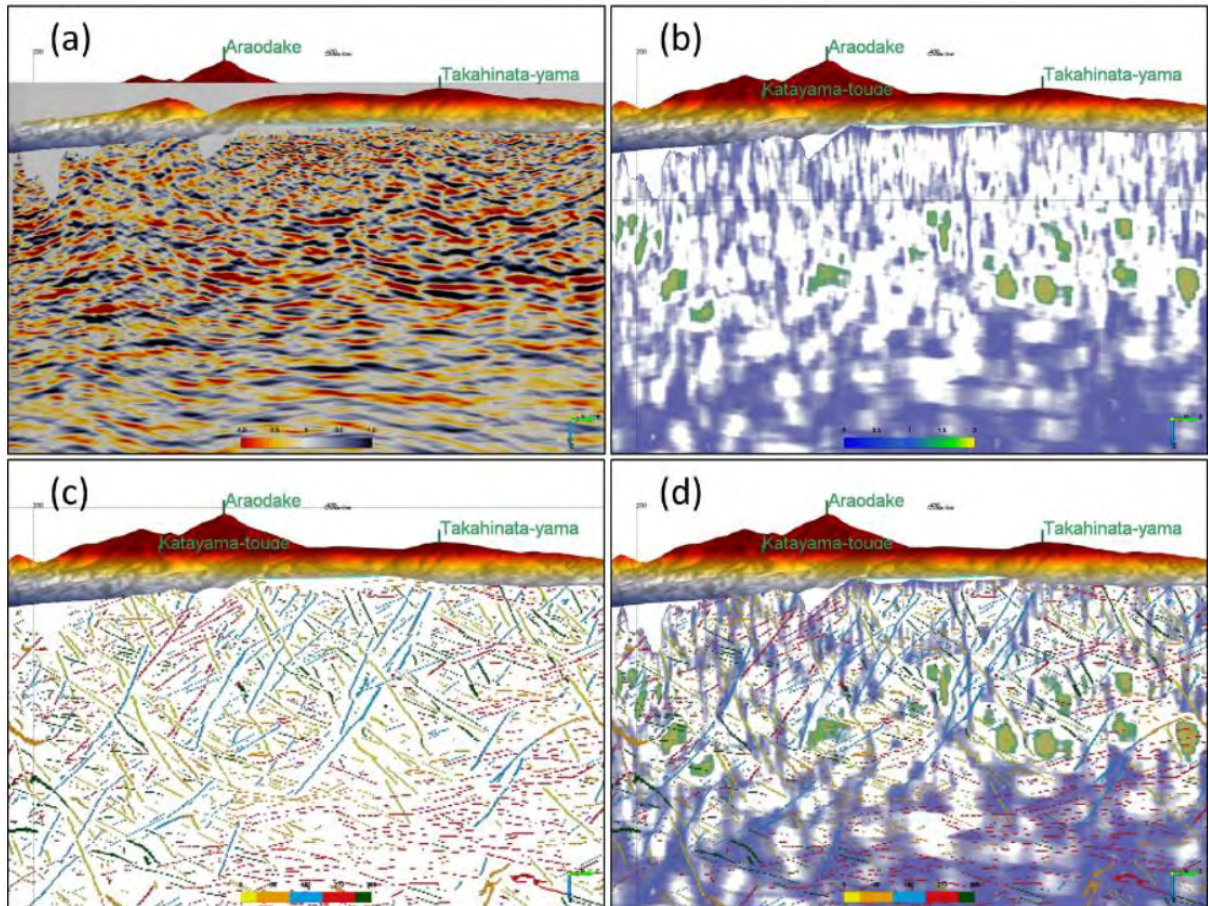


図 5.1.2-18 断層系把握を目的としたアトリビュート解析の例（JOGMEC, 2018<sup>22)</sup>）  
 (a) PSTM深度変換記録, (b) 振幅アトリビュート“Energy”,  
 (c) 面構造解析（走向方位）, (d) (b)と(c)の統合断面

#### 5.1.2.4 断層の力学的影響範囲の調査・評価手法

本項では、断層を構成する要素や起震断層（断層セグメント）などの断層に関する定義をまず述べ、次に断層の力学的影響範囲の調査・評価手法について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・断層の構成要素
- ・クラック（亀裂）密度から断層の力学的影響範囲を推定する手法
- ・物理探査等により断層の力学的影響範囲を推定する手法
- ・廃棄物埋設地周辺に存在する断層の力学的影響範囲の調査・解析フロー

#### 断層の構成要素

断層帯は主に2つの構造領域に分類される（図 5.1.2-19）。断層コアとそれを包むダメージゾーンである（例えば、Chester and Logan, 1986<sup>25)</sup> ; Caine et al., 1996<sup>26)</sup>; Cello et al., 2001<sup>27)</sup>）。断層コアの外側のダメージゾーンは断層コアと比較して比較的低い歪みと軽微な変形を特徴と

し、これらのゾーンは一般に二次的な断層、クラック、脈などの断層運動に関連した構造を伴う。

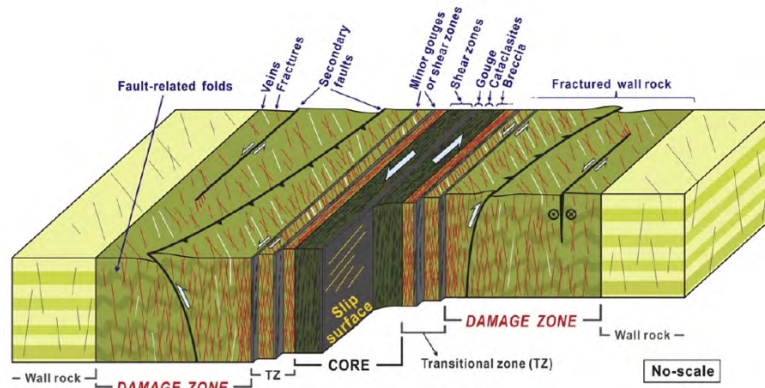


図 5.1.2-19 断層帯の概念図 (Choi et al., 2016<sup>28)</sup>)。

断層破砕帯の幅は、断層の規模により異なり、例えば活断層である阿寺断層では 500 m、根尾谷断層系(温見断層)では 200 m、中央構造線(伊予断層)では 200 m(緒方・本荘, 1981<sup>29)</sup>)、野島断層では 50 m である(林ほか, 1998<sup>30)</sup>) ことが知られている。野外における断層調査と室内実験のデータから、破砕帯の幅と累積変位量との間には相関があるとの報告がなされている(Otsuki, 1978<sup>31)</sup>) ほか、活断層の長さも累積変位量との間にも相関があると報告されている(Ranalli, 1977<sup>32)</sup>)。電力施設の基礎岩盤調査において導かれた破砕帯幅と断層の長さの関係の経験式からは、断層の長さは破砕帯幅の 150~350 倍程度で、破砕帯幅が広い断層は連続性も長いとされている(Ogata, 1976<sup>33)</sup>, 緒方・本荘, 1981<sup>29)</sup>)。

#### クラック(亀裂)密度から断層の力学的影響範囲を推定する手法

露頭等の調査ではクラック密度によってダメージゾーンの幅が決定される(例えば, Ogata, 1976<sup>33)</sup>; Vermilye and Scholz, 1998<sup>34)</sup>; Savage and Brodsky, 2011<sup>35)</sup>)。Choi et al. (2016)<sup>28)</sup> は、クラック密度の累積頻度曲線の変曲点からダメージゾーンと健岩部の境界を決定する手法を提案している。これは勾配が異なる 2 つの斜面の交点から得られたものであり、この方法によってダメージゾーンを定量的に把握することが可能となる(図 5.1.2-20)。累積度数曲線、その形状および勾配は断層帯での変形の度合いなどを表す(Genter et al., 1997<sup>36)</sup>; Berg and Skar, 2005<sup>37)</sup>)。

ボーリング調査においても、上記の手法を適用することが可能である(Choi et al., 2016<sup>28)</sup>)。ボーリング調査では、鉛直方向に掘削した場合は深さ方向がクラック頻度測定の特長となる(図 5.1.2-21)。ボーリング調査では、ボアホールカメラ・BTV(Borehole Tele-Viewer)・ATV(Acoustic Tele-Viewer)による孔壁画像観察や、ボーリングコアの直接観察に基づいてクラック密度を確認することができる。図 5.1.2-21 は、ATV で観察されたクラックの分布を基に作成されたクラック密度(b)およびクラックの累積度数曲線(c)である。クラックの累積度数曲線の勾配を指標に 4 つのダメージゾーンが認定されている。(詳細に関しては、平成 30 年度原子力規制委員会委託事業報告書「2.1.3.1 断層活動による力学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る知見の整理と課題の抽出」を参照)



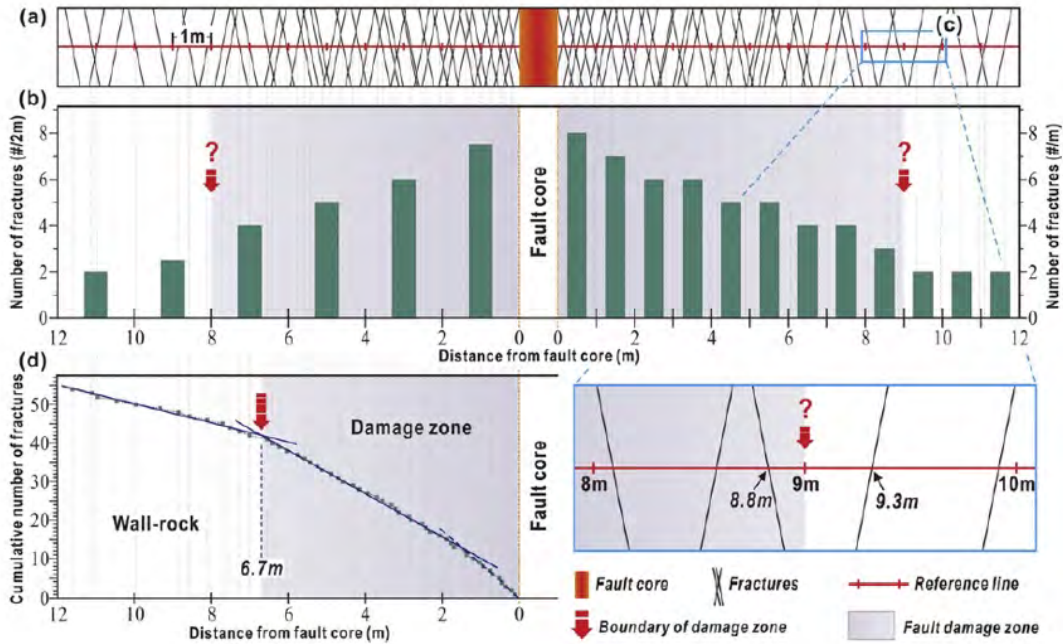


図 5.1.2-20 クラックの空間的な頻度分布に基づく断層帯の幅の見積もり (Choi et al., 2016<sup>28</sup>). (a)中の赤い線がクラック頻度を測るトラバースを示す。

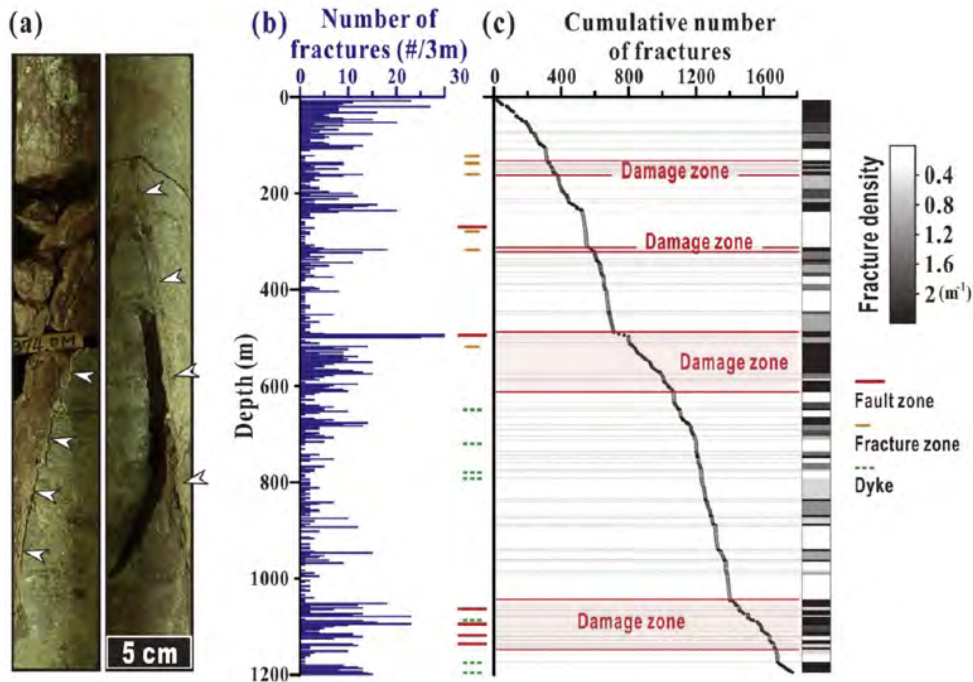


図 5.1.2-21 韓国南東部 Gyeongsang 盆地でのボーリングコアを用いたクラックの空間的な頻度分布に基づく断層帯の幅の見積もり (Choi et al., 2016<sup>28</sup>).

**物理探査等により断層の力学的影響範囲を推定する手法**

物理探査等で断層の力学的影響範囲を調査する手法として、比較的規模の大きい断層に対しては弾性波探査・比抵抗探査などの物理探査手法や測地学的手法が用いられる。また、小規模の露頭規模の断層であれば、小規模の弾性波探査・比抵抗探査などの露頭物性調査が用いられる。これらの手法を用いた解析結果から推定される断層の力学的影響範囲（ダメージゾーン）の幅は手法により大きく異なる。例えば、京都府京丹後市に存在する郷村断層のダメージゾー

ンの幅は、現地踏査やトレンチ調査で確認された破碎帯幅は数 10cm 以内（岡田，2002<sup>38)</sup>）であるが、比抵抗構造によって推定されたダメージゾーンの幅は 70～500m 程度（山口ほか，2016<sup>39)</sup>）であり、大きく異なっていることに留意する必要がある。

地震波速度構造・比抵抗構造などの物理探査手法や測地学的手法などによって観測された大規模断層のダメージゾーンの幅は、数 100m～数 km に達する（例えば，Cochran et al., 2009<sup>40)</sup>; Powers and Jordan, 2010<sup>41)</sup>; Valoroso et al., 2014<sup>42)</sup>）。また、これらの研究結果は、ダメージゾーンの幅は、表層よりも深いところで最大になることを示している。一方で、表層付近でもダメージゾーンの幅が数 km スケールになる可能性も示唆されており、これは表層付近における平均応力の低下によるダメージの広範な均一分布、またはフラワー構造を形成する複数の断層コアを取り囲む小さなダメージゾーンの不均一な分布のためと考えられている（Faulkner et al., 2019<sup>43)</sup>）。

### 廃棄物埋設地周辺に存在する断層の力学的影響範囲の調査・解析フロー

廃棄物埋設地周辺に存在する断層の力学的影響範囲を調査・解析するためのフローとして以下のような手順が考えられる。

#### ①変動地形学的調査

航空写真・衛星画像及び DEM（数値標高モデル）を用いた地形判読による廃棄物埋設地周辺の断層の存否、幾何学的性質（断層群における断層の空間的配置、断層の密度、断層の分布形状、断層サイズ、断層間の距離の計測、連結タイプ）の把握・推定。

#### ②構造地質学的調査（現地調査）

断層の幾何学的性質（断層群における断層の空間的配置、断層の密度、断層の分布形状、断層サイズ、断層間の距離の計測、連結タイプ）の把握・推定  
断層変位量の推定（断層の 3 次元形状の検討）

#### ③物性試験（室内試験）

対象地域に存在する地層・岩石の室内試験による物性の把握

#### ④地球物理学的調査

測地学的データに基づくひずみ量（弾性ひずみの蓄積、ひずみ速度の推定）。  
地震学的データに基づく震源分布、発震機構解の断層タイプ、応力場、地下構造の推定。  
数値解析に基づくクーロン剪断応力（応力摂動の大きさ・範囲）の推定。

#### ⑤物理探査（現地調査）

①～④の調査・試験結果に基づく探査方法・測線の設定  
弾性波探査・比抵抗探査などの手法による断層・断層破碎帯の把握・推定。

#### ⑥総合解析

①～⑤の調査結果を基にした断層の諸性質の解明  
岩石破壊実験による断層周辺部の岩体の破壊特性の推定。

これらの手順により抽出された断層の評価上の留意点として、以下が挙げられる。

#### 1) 活断層の活動時における地表変形

上田（1993）<sup>44)</sup>は、地震時に肉眼で認められた地表の変形体の幅を断層のタイプ、傾斜、被覆層の厚さの関係について既往文献を整理し、その影響範囲は断層から最大 150 m であり、第四紀層が厚いほど地表の変形帯の幅は広がるために肉眼では認め難くなるとしている。

#### 2) 地表トレースが短い断層

表層に現れた短い活断層の取り扱いについては、以下に留意する必要がある。

①表層に見えている割れ目の長さが必ずしも断層長であるとは限らないこと（Biasi et al., 2016<sup>45)</sup>）。

- ②断層の形状（破壊の形状）が半円形に近い形状だった場合、表層に見えている割れ目は断層の極一部であり、全体像を表すものではないこと（Walsh et al., 2003<sup>46)</sup>）。
- ③マグニチュード7クラスの大規模地震が発生しても地表に残っている痕跡は少なく、大規模地震を起こす可能性のある断層が地下に埋没していることが多いこと（遠田, 2013<sup>47)</sup>）。
- ④現在存在する小さい断層は、大規模な断層に成長するフレームワークの一部である可能性が高く、小さい断層が連続して存在するような場所では断層が連結してより大きな断層に成長する可能性が高いこと（Soliva et al., 2006<sup>48)</sup>）

### 3) 断層の連結・伸長

将来的に断層が連結・伸長する可能性を評価する際には、以下の情報に基づく検討が必要である（詳細に関しては、平成30年度原子力規制委員会委託事業報告書「2.1.2 断層の連結性に係る知見の整理と評価手法の構築に向けた課題の抽出」を参照）。

- ①断層の幾何学的性質（個々の断層の規模、走向・傾斜、地下深部の延長や断層群における断層間の空間配置）
- ②断層の存在する岩体の物質的特性
- ③断層周辺におけるひずみの集中の大きさ
- ④断層間の距離
- ⑤断層の連結タイプ
- ⑥断層周辺の震源分布、発震機構解による断層タイプ
- ⑦上記①～⑥の情報に基づく断層端の相互作用の状態（ステージ）の解明

### 4) 断層の活動場の移動

地下深部では一つの断層であったものが、浅部に向かって枝分かれ分岐した断層が生じることが知られている（例えば、佐藤・平田, 1998<sup>49)</sup>）。ほぼ平行して隣接する複数の逆断層によって構成される逆断層帯では、過去百万年間にその幅が拡大した可能性が指摘されており（佐藤・平田, 1998<sup>49)</sup>）、伊那谷断層帯（山口, 1988<sup>50)</sup>）や新庄盆地断層帯（鈴木, 1988<sup>51)</sup>）などにおける数十万年間の拡大幅は、盆地側に数 km 程度（1～7.5 km）と推定されている。逆断層帯の幅の大きさは、盆地内堆積物の厚さに関係すると考えられている（佐藤, 1996<sup>52)</sup>）。

### 5) 地下深部を含めた断層の全体像

断層の表層から深部にかけての全体像のうち、表層から脆性－延性繊維領域までの断層形状について、地震学と構造地質学では認識に食い違いが存在することに留意する必要がある（Walsh et al., 2003<sup>46)</sup>）。断層の深部像を把握するためには、地殻の不均質構造と微小地震活動の時間的空間的分布の関係を検討する必要がある（Vavryčuk and Adamová, 2018<sup>53)</sup>）。地殻の不均質構造の検討については重力異常（ブーゲー異常）の情報を用いることが有効である。

#### 5.1.2.5 断層の水理学的影響範囲の調査・評価手法

本項では、断層の水理学的影響範囲について、断層の力学的影響範囲と水理学的影響範囲の関係や、断層のダメージゾーン内での透水性の変化、透水性モデル・透水性構造に関する既存知見の整理を行い、クラックテンソルや Dilation Tendency (DT) を用いた透水性構造の把握に関する研究成果について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・断層の力学的影響範囲と水理学的影響範囲の関係
- ・ダメージゾーン内での透水性の変化に
- ・断層帯の透水性モデル
- ・亀裂性媒体におけるフラクチャーネットワークを考慮した透水性構造
- ・堆積軟岩中の断層・クラックによる透水性構造
- ・クラックテンソル・透水テンソルを用いた透水性構造の把握



・クラックを介した流体の移動—Dilation Tendency (DT) の原理・適用性に関する検討—

**断層の力学的影響範囲と水理学的影響範囲の関係**

Scholz and Anders (1994)<sup>54)</sup>は、ダメージゾーンに存在するプロセスゾーンが地下流体に対してコンジットとして働くのに対し、カタクラスティックゾーンが地下流体に対しバリアとして働くなど、両者が対照的な役割を果たすことを指摘している (図 5.1.2-22)。

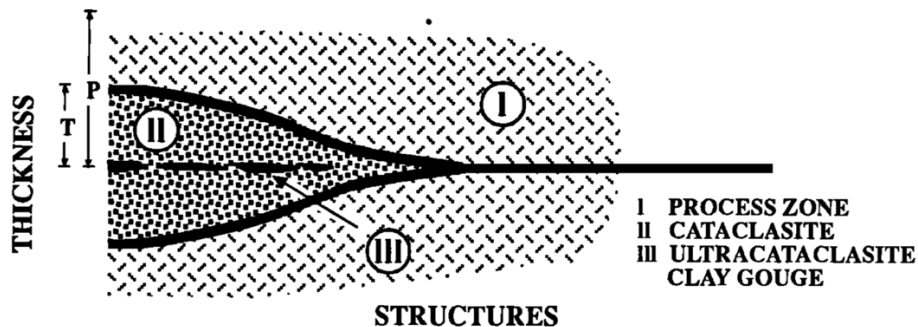


図 5.1.2-22 断層構造の概念図 (Scholz et al., 1993<sup>55)</sup>)。

Caine et al. (1996)<sup>26)</sup>は、断層運動に伴って形成された構造とそれに関連する透水性構造について、以下の2つの構造として定義した (図 5.1.2-23; 例えば, Caine et al., 1996<sup>26)</sup>; Lin and Yamashita, 2013<sup>56)</sup>; 重松ほか, 2018<sup>57)</sup>)

- ①断層変位の大部分をまかなう透水性の小さい断層コア
- ②クラックが多く透水性の大きいダメージゾーン

Caine et al. (1996)<sup>26)</sup>は、断層が流体に対してコンジットもしくはバリア、またはその両方として働くかは、断層コアとダメージゾーンの割合や構造を構成する粒子のサイズ(母岩の特性)によって決定されると指摘している。(詳細に関しては、平成 31 年度原子力規制委員会委託事業報告書「1.2.1.1 断層コア・プロセスゾーンが地下水流動に与える影響」を参照)

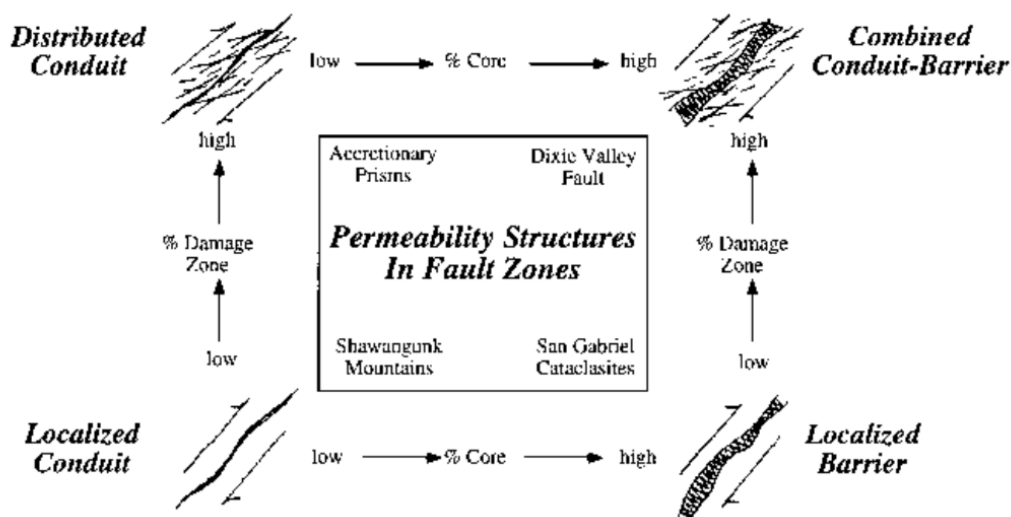


図 5.1.2-23 断層構造に関連した流体移動に関する概念図 (Caine et al., 1996<sup>26)</sup>)。

**ダメージゾーン内での透水性の変化**

断層帯の幅、特にクラックが発達し透水性の大きいダメージゾーンの幅は、地下水流動をモデル化する上で重要である。ただし、原岩の性状や断層の活動様式によっては、逆にダメージ

ゾーンの透水性は低下する。粘土含有量の低い砂岩のダメージゾーンに沿った透水係数は、変形していない砂岩と比較して、4~5桁も大きく減少することがある (Fisher and Knipe, 2001<sup>58</sup>)。また、ダメージゾーンの中でも透水係数は大きく変化することに留意する必要がある。例えば、堆積岩を切る断層がダメージゾーンを伴う場合、断層面に沿って透水性が1~3桁程度低下することが報告されている (図 5.1.2-24; Sigda et al., 1999<sup>59</sup>; Rawling et al., 2001<sup>60</sup>; Balsamo and Storti, 2010<sup>61</sup>; Ballas et al., 2013<sup>62</sup>; Balsamo et al., 2013<sup>63</sup>)。

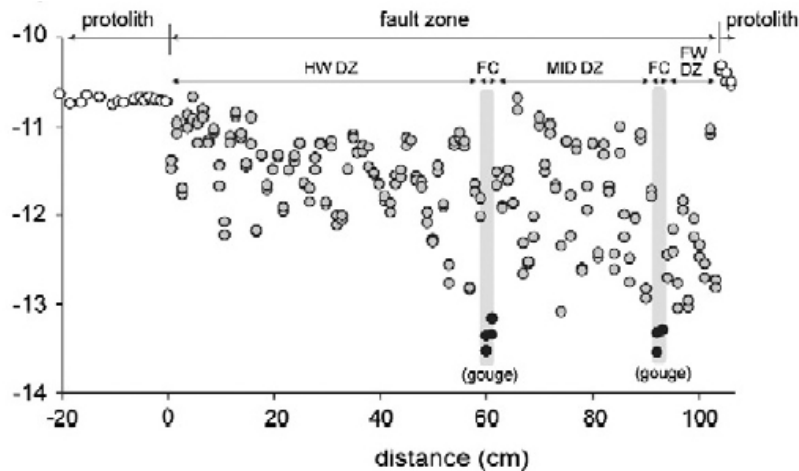


図 5.1.2-24 南イタリアのクロトーネ盆地の砂岩中の断層帯で推定された透過率[m<sup>2</sup>] (Balsamo and Storti, 2010<sup>61</sup>)。

ダメージゾーンに沿ったバルクの透水係数は異方性を持ち、ダメージゾーンに垂直な方向の透水係数が最も低下する (Antonellini and Aydin, 1995<sup>64</sup>; Sigda et al., 1999<sup>59</sup>)。

炭酸塩岩の断層・ダメージゾーンの解析例では、ダメージゾーン中の破碎された岩片の粒径やアスペクト比の空間的な変化が断層による力学的影響を示す指標の一つになるほか、岩片間の隙間への流体流入後の鉱物沈殿によって透水性が変化する場合があることが指摘されている (図 5.1.2-25; Billi et al., 2003<sup>65</sup>)。

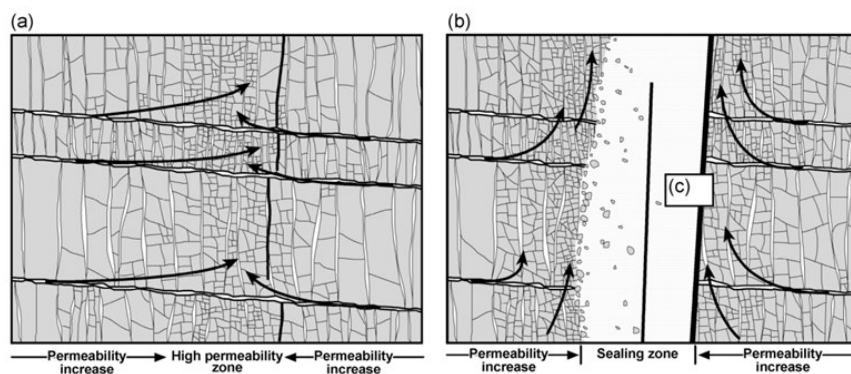


図 5.1.2-25 ダメージゾーン中の透水性の時間変化 (Billi et al., 2003<sup>65</sup>)。 (a) 岩片間への流体の流入, (b) 岩片間への鉱物沈殿による透水性の減少。

### 断層帯の透水性モデル

低透水性の断層コアと高透水性のダメージゾーンにより断層帯の透水性が規制されていると仮定すると、断層帯の透水性モデルは図 5.1.2-26 (Bense et al., 2013<sup>66</sup>) のように示すことができる。Caine et al. (1996)<sup>26</sup> による総説論文において提唱された断層帯の断層コアおよびダメージゾーンの地質学的な性状を考慮したモデルは、低透水性な断層コア部分と高透水性な

ダメージゾーン部分の総合的な特性をもつ断層透水性構造に変換される(図 5.1.2-26)。Savage and Brodsky (2011)<sup>35)</sup>などの野外データは、断層コアとダメージゾーンの割合が断層中の透水性の増加とともにどのように変化するかを論じている。

実在する断層帯には、複数の断層コアを有し、ダメージゾーンが重なるものがある(図 5.1.2-26c)。複数の断層からなる複合断層帯における高いクラック密度は、個々のダメージゾーンの密度の重ね合わせとして解釈することができる(例えば Savage and Brodsky, 2011<sup>35)</sup>)。ダメージゾーンが重なっている場合、断層間が狭い間隔の断層帯の場合には、個々の断層帯の重ね合わせを仮定して透水性構造を導き出すことが一般的である(図 5.1.2-26e)。断層によってもたらされる地質構造の不均質性は、断層岩の連続性と分布に直接的に影響を与える。(詳細に関しては、平成 30 年度原子力規制委員会委託事業報告書「2.1.3.2 断層活動による水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る知見の整理と課題の抽出」を参照)

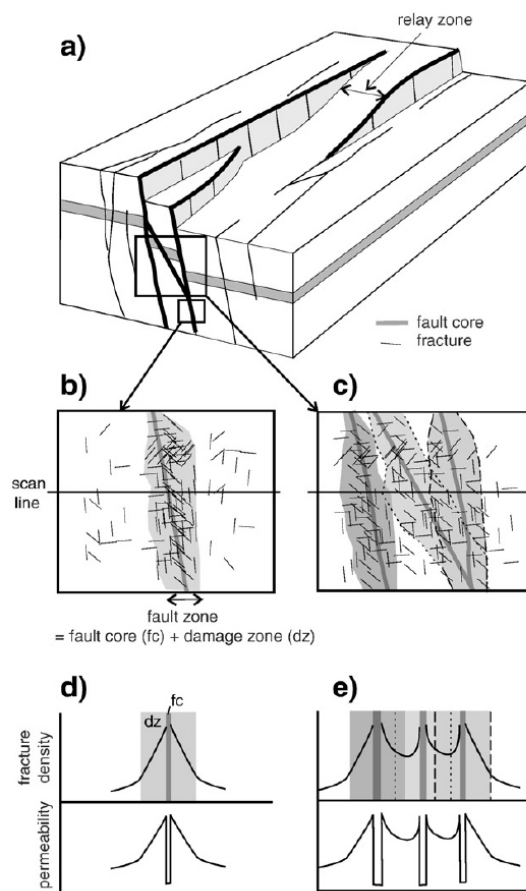


図 5.1.2-26 断層帯周辺の変形構造と透水性の関係 (Bense et al., 2013<sup>66)</sup>).  
灰色領域が断層コアおよびダメージゾーンである。

#### 亀裂性媒体におけるフラクチャーネットワークを考慮した透水性構造

複数の断層やクラックが存在する亀裂性岩盤の透水性構造は、フラクチャーネットワークにより支配されており、断層・クラックの姿勢・連結性・位置の把握が重要となる。図 5.1.2-27 で示すように、断層帯そのもの(図 5.1.2-27 の Wall damage)より連結度の高いクラック周辺(図 5.1.2-27 の Linking damage)の方が透水性の高い場合がある(Brixel et al., 2020<sup>67)</sup>)。

断層周辺のクラックの不均一性や断層間に存在するフラクチャーネットワークを調べるためには、適切に計画されたボーリング調査が必要である。なお、地表や地下坑道内の既存露頭調査では、風化による粘土化や酸化の影響により地下水流動に関する情報が得難い場合があり、

地下水の透水性が過小評価される可能性があること、表面露出や坑道掘削による応力解放の影響により地下水の透水性を過大評価する可能性があり、最小限のボーリング調査は必要と考えられる（例えば、杉山ほか, 2003<sup>68)</sup>。

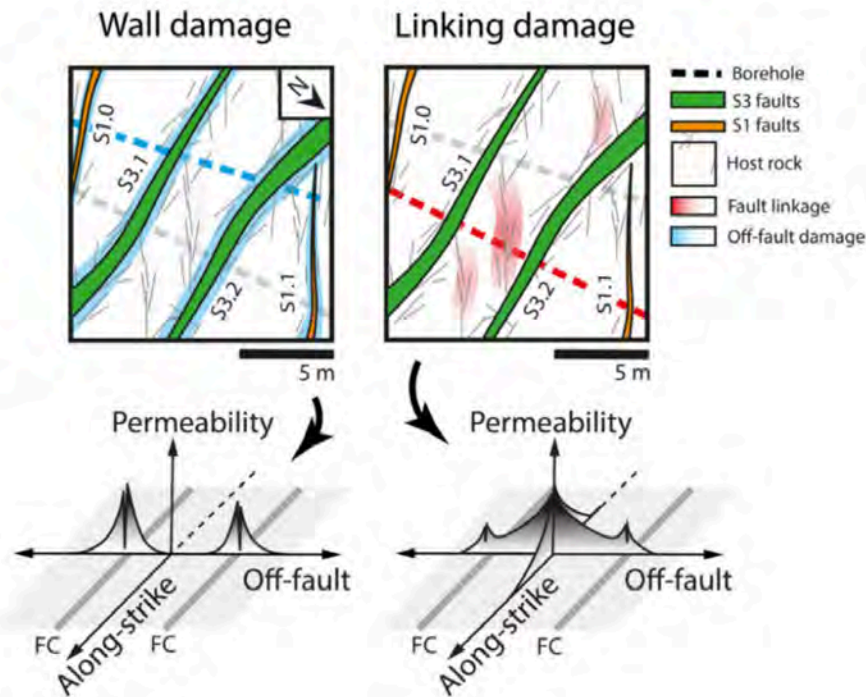


図 5.1.2-27 スイス, Grimsel のテストサイトでの Wall damage (断層破碎帯) と Linking damage (断層の外のクラックネットワーク) の透水性の違いの概念図(Brixel et al., 2020<sup>67)</sup>).

#### 堆積軟岩中の断層・クラックによる透水性構造

多孔質媒体である堆積軟岩中の断層・クラックによる透水性構造について、断層の水理学的影響範囲を見積もるための有効な手段として以下の検討が提案されている。

杉山ほか (2003)<sup>68)</sup>は、堆積軟岩中に観察されるクラックの種類、性状、方向性を分類して、その分類されたグループ毎に主要な透水経路としての役割を果たしているか否かの検討を行うことが有効としている。また、層理面とクラックの姿勢の関係（クラックが層理面に対しての角度）の確認が重要であり、層理面そのものよりも層理面に対して高角なクラックの方が透水性は高く、主要な水みちとなる場合がある（図 5.1.2-28, 石井・福島, 2006<sup>69)</sup>。

クラックの開口性や連続性・連結性については、コアで認められたクラックのうち孔壁画像と対比できたクラックが占める割合を示すクラックの対比率や、クラックが Flow Point (流体電気伝導度検層で認められる電気伝導度の変曲点で示される地下水の流出入箇所を示す指標) に対応する割合を示す Flow Point 寄与率が有効な指標となる場合がある(舟木ほか, 2009<sup>70)</sup>。

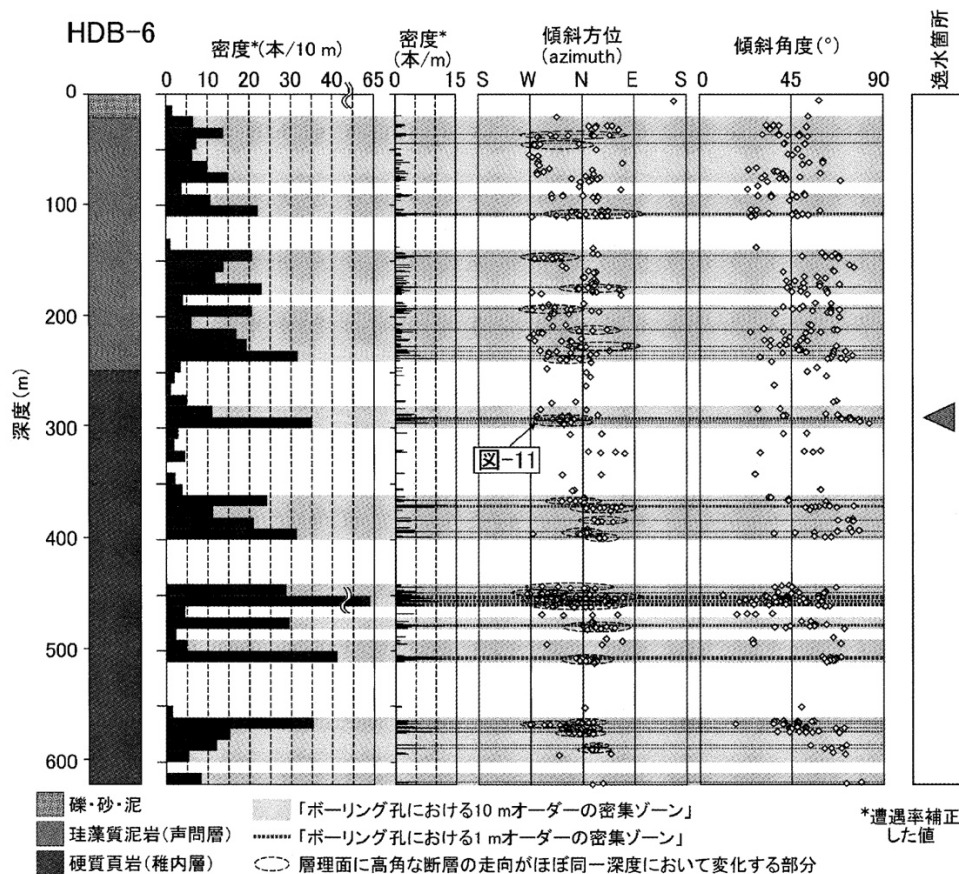


図 5.1.2-28 北海道幌延地域で実施されたボーリングにおける層理面に高角な断層の分布密度・方向性と透水箇所 (石井・福島, 2006<sup>69)</sup>).

### クラックテンソル・透水テンソルを用いた透水性構造の把握

断層周辺に分布するクラックの姿勢・密度等は、断層からの距離・位置によって変化する。これらのクラックの把握・評価に関して、Oda (1982)<sup>71)</sup>はクラックの幾何学的特長(寸法分布, 方向分布, 密度)をテンソル量であるクラックテンソルで表現することを提案している。Oda(1982)<sup>71)</sup>によるクラックテンソルに、開口幅などの透水性に寄与する情報を付加することで透水テンソルに変換することができ、クラックを含む岩盤・岩石の透水係数を透水テンソルを用いて推定する試みが試行されている。例えば, Ioannou and Spooner (2007)<sup>72)</sup>は、カナダ・ケベック州 Matagami 地域の斑レイ岩体を対象に、石英脈を用いたクラックテンソルの推定を行い、石英脈沈殿時の岩体の透水係数が  $10^{-6}$  m/sec $\sim$  $10^{-9}$  m/sec と母岩の斑レイ岩の透水係数 ( $10^{-24}$  m/sec) に比べて遥かに大きいことを示した (図 5.1.2-29)。

岩石や岩盤のクラックの姿勢・密度は異方性を持つため、調査する観察面の方向に依存した結果を示す (竹村・小田, 2002<sup>73)</sup>)。このためクラックテンソルを用いた力学的・水理学的検討においては、基本的には互いに直交した3面の観察結果を基にクラックテンソルを算出する必要がある。断層周辺での水理学的影響範囲を議論する際には、鉱物脈やクラックの姿勢・密度などの異方性を持つ情報を取り込む必要性があり、これらが可能であればより一般的な物理量として表現できる可能性がある。(詳細に関しては、平成30年度原子力規制委員会委託事業報告書「2.1.3.3 断層活動による力学的・水理学的影響範囲の調査手法及び評価手法に係る課題の抽出」を参照)



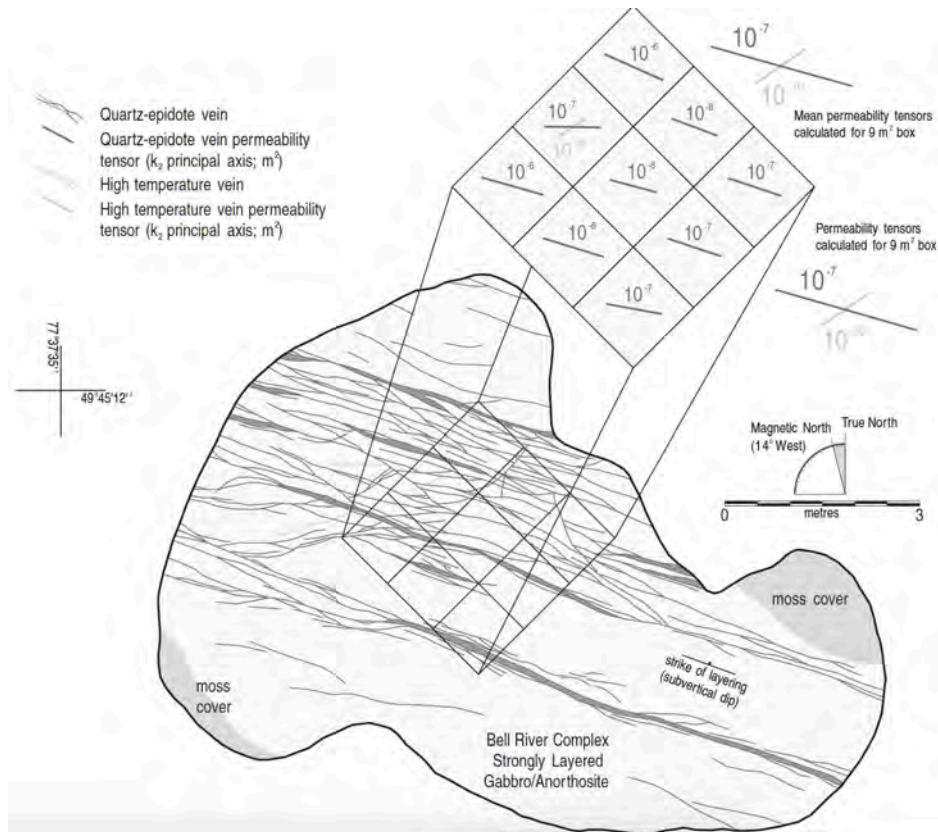


図 5.1.2-29 カナダケベック州 Matagami 地域の (a, b) 石英脈を用いた (c) 透水係数の空間分布 (Ioannou and Spooner, 2007<sup>72)</sup>).

クラックを介した流体の移動－Dilation Tendency (DT) の原理・適用性に関する検討－

断層周辺に存在するクラックは流体の移動経路となり、クラックの開口度(開き具合; dilation)は流体の通りやすさを大きく左右する。クラックの開口度は、クラックが存在する場の地殻応力場、特にクラックに作用する有効法線応力の大きさに依存する(図 5.1.2-30)ため、クラックを介した流体の通りやすさもクラックに作用する有効法線応力の大きさに依存することになる(Ferrill et al., 1999<sup>74)</sup>。

Ferrill et al. (1999)<sup>74)</sup>は、既存の断層周辺のクラックがその場の応力場が変化した時に流体を通しやすくなるのかどうかの指標として、dilation tendency (DT) を提案した。DT は以下の式で示される。

$$DT = (\sigma_1 - \sigma_n) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$

ただし、 $\sigma_1$  = 最大圧縮応力、 $\sigma_3$  = 最小圧縮応力、 $\sigma_n$  = クラックの面に対する法線応力  
DT が 1 の場合はその場の応力場に対して最も流体が通りやすい状態、DT の値が 0 の場合はその場の応力場に対して最も流体が通りにくい状態を示す。(Ferrill et al., 1999<sup>74)</sup>。

異方性を持つような岩石・岩盤においては、クラックの姿勢・密度が方向によって異なる場合があるため、このようなクラックの姿勢・密度の異方性を考慮する必要がある。また、DT を実際の岩盤の透水性に適用する場合、断層活動による応力変化や断層からの距離に応じた応力変化を踏まえながら、DT を算出し、岩石中の透水性の変化を検討する必要がある。さらに、周辺部で発生しうる断層活動による応力場の変化( $\sigma_1$  や  $\sigma_3$  の変化)も考慮に入れた検討を行う必要がある。

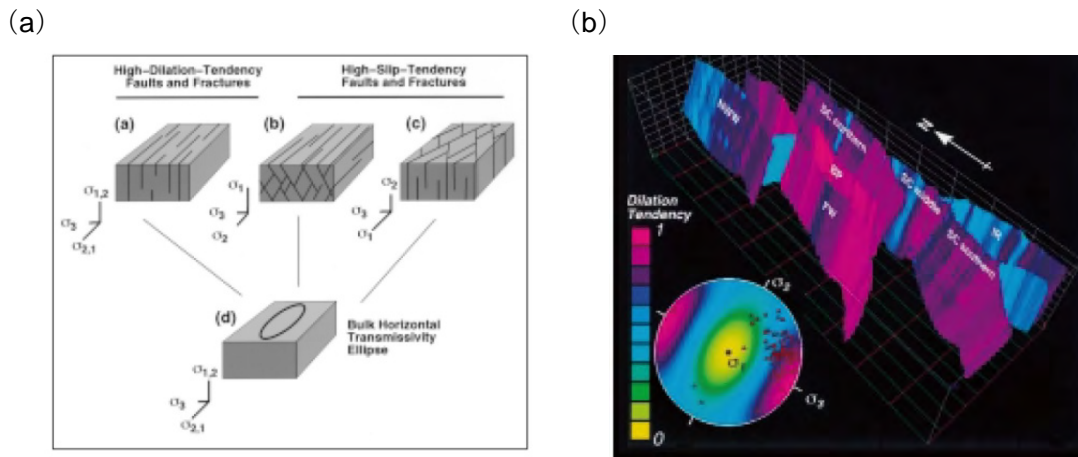


図 5.1.2-30 (a) Dilation tendency (DT) と (b) 米国ネバダ州ユッカマウンテンの断層に適用した例 (Ferrill et al., 1999<sup>74</sup>).

### 5.1.2.6 既存断層の再活動性の検討

既存断層の再活動性を評価する手法として、対象断層毎に活動履歴を明らかにして将来の活動性を検討する手法があり、実用発電用原子炉では「後期更新世以降(約 12~13 万年前以降)の活動が否定できない断層」について断層の活動度・活動影響が評価されている。また、対象断層を含む複数の断層を断層群あるいは断層帯(ここではまとめて断層群とする)として捉えて、その活動様式や活動履歴を明らかにし、時間の経過や地下の変形の進展に伴ってどのように活動様式や活動場が変化していくのかを検討することの必要性も指摘されている(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編, 2012<sup>75</sup>)。

断層や断層群の活動様式や活動履歴を調べるためには、対象とする断層や断層群を構成する複数の断層について、過去数~数十万年程度の期間について高い時間分解能で活動履歴を明らかにすることが重要となる(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編, 2012<sup>75</sup>)。しかし、断層地形や被覆層との変位関係が不明瞭な断層では、活動履歴を求めることが困難な場合も多い。また、堆積速度が大きい被覆層がない地域に発達する断層群では、活動が開始や停止した時期の違いを見出せないことも考えられる。すなわち、従来の活断層調査で行われてきた変動地形学的手法だけでは、断層の活動履歴を十分に得られず、活動性評価が困難となることがあると予測される。

断層の再活動性を断層の活動履歴によらず評価する手法として、力学的な基準に基づく断層再活動性評価手法がある(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編, 2012<sup>75</sup>)。力学的な基準に基づく断層再活動性評価の利点として、現在取得可能な力学的パラメータにより活動性を評価できるため、活動履歴が不明な断層群に対しても活動性評価が可能なことが挙げられる。また、活動度の低い数千年~数万年を超える活動周期を有する断層についても、その活動性を評価することができる。

本項では、断層の再活動性の評価手法について、Slip Tendency (ST; Moriis et al., 1996<sup>11</sup>) と呼ばれる力学的な断層再活動性の評価基準に基づく数値計算を行うことにより、断層の再活動性評価手法としての妥当性・適用性を検討した結果を取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- Slip Tendency (ST) の原理・適用性
- Slip Tendency に影響を与える要因
- Slip Tendency を用いた長期的な断層の再活動性予測

### Slip Tendency (ST) の原理・適用性

Moriis et al. (1996)<sup>1)</sup>は、断層活動に対する中間主応力 ( $\sigma_2$ ) の働きを考慮した断層再活動性評価手法として、slip tendency ( $\tau_s$ ) を提案している。 $\tau$  をせん断応力、 $\sigma_n$  を垂直応力とすると、3次元的な Mohr-Coulomb 理論に基づき、以下の式で表現される値を slip tendency とすることで、slip tendency の大きさにより断層の再活動性の高さを表現することが可能になる(Moriis et al., 1996<sup>1)</sup>)。

$$\tau_s = \tau / \sigma_n$$

主応力軸の角度と応力比によって ST の計算を行い、ST の表現には  $\tau_s$  の最大値で規格化されたものを用いる ( $0 \leq ST \leq 1$ )。

Slip tendency (ST) に基づく断層再活動性評価手法は、断層活動が Mohr-Coulomb 理論の力学モデルに従うと仮定すると、正断層・横ずれ断層・逆断層を問わず、適用可能である。例えば、東北地方における活断層の ST は広域応力場に対して全体的に高い値を示し、多くの活断層を「活動的」と評価することができる(図 5.1.2-31)。(詳細に関しては、平成 25 年度原子力規制委員会委託事業報告書「1.2.1.1.2 力学的地質断層活動評価手法の検討」、平成 27 年度原子力規制委員会委託事業報告書「2.1 再活動性を考慮すべき地質断層の選別方法の検討」および平成 29 年度原子力規制委員会委託事業報告書「2.1 正断層型断層を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用性の検討」を参照)

しかしながら、Slip tendency (ST) に基づく断層再活動性評価手法をはじめとする力学的断層活動性評価の特徴として、現段階ではいつ断層が活動するのかが評価できないことに留意する必要がある。ST を用いた力学的断層活動性評価は従来の活動性評価手法を置き換えるものではなく、それぞれの特徴を補いながら総合的に断層の活動性を評価する必要がある。

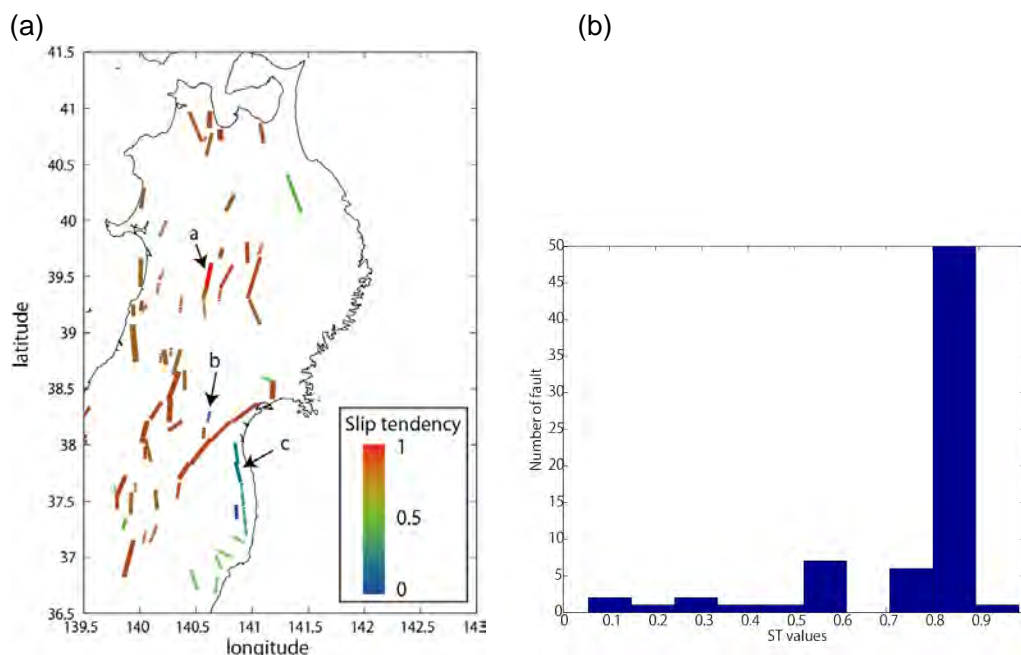


図 5.1.2-31 (a) 東北地方における広域応力に対する活断層の Slip tendency. 実線は活動履歴が求められている活断層. 破線は活動履歴が不明な断層. (b) 東北地方における広域応力に対する活断層の Slip tendency のヒストグラム.

### Slip Tendency に影響を与える要因

Slip tendency (ST) に基づく力学的評価手法により断層の再活動性を評価するには、断層パラメータと応力場を適切に把握することが重要である。ここでの断層パラメータとは、断層物

性（摩擦係数）・断層形状（断層傾斜）・応力（応力の空間不均質）・間隙水圧などである。Slip tendency を算出する上で、これらの断層パラメータはその結果を左右する要因となる（図 5.1.2-32）。（詳細に関しては、平成 25 原子力規制委員会委託事業報告書「1.2.1.1.2 力学的地質断層活動評価手法の検討」を参照）

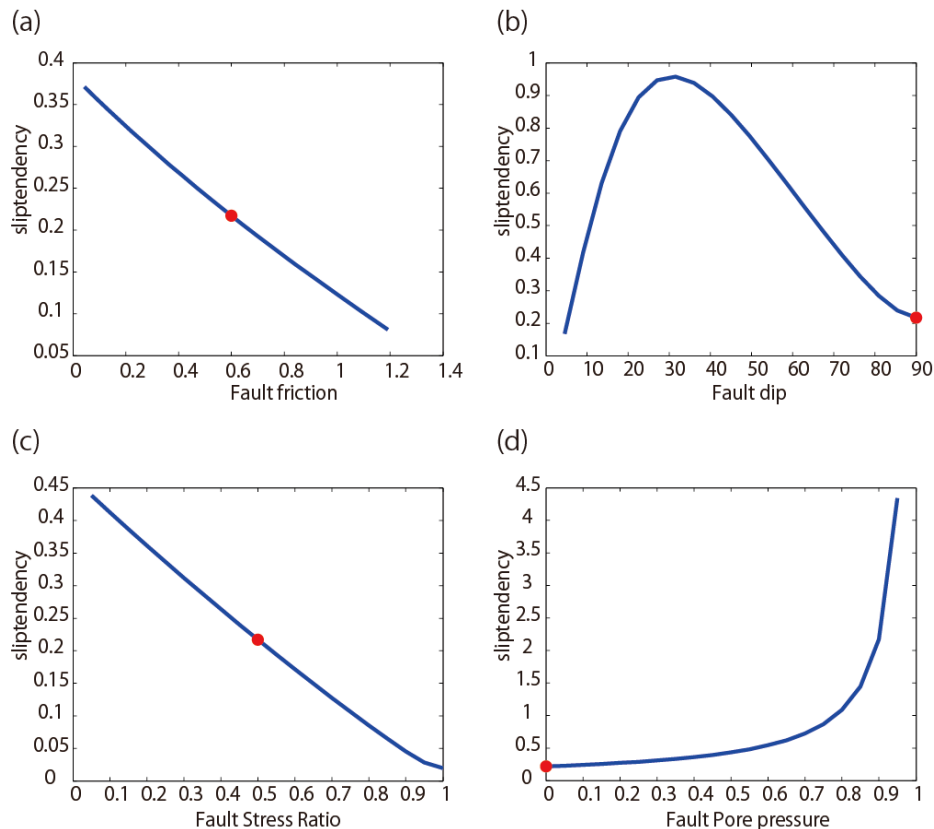


図 5.1.2-32 Slip tendency を決定する要因の変化による ST の値の変化（東北地方の活断層，原町活動セグメントの検討例，Miyakawa and Otsubo, 2015<sup>76)</sup>）。（a）断層面の摩擦を変化させた場合。（b）断層傾斜を変化させた場合。（c）断層周囲の応力比が変化した場合。（d）間隙水圧を入力した場合．横軸は断層面に作用する鉛直応力に対する間隙水圧の大きさを割合で示す．

ST を算出する際に、地震のメカニズム解から応力を推定する場合は、地殻内で発生する地震を対象とするために地震発生深度分布（例えば D90）を踏まえることが重要である。（詳細に関しては、平成 29 年度原子力規制委員会委託事業報告書「2.1 正断層型断層を対象とした力学的指標による断層活動性評価手法の適用性の検討」を参照）

また、地震のメカニズム解から推定された応力場により ST を算出する場合、対象とする断層の断層面が地震発生域から延長しているものと、そうでないものを区別する必要があることに留意する必要がある。後者の断層は地殻に働いているテクトニックな応力場ではなく、表層付近のみに働く二次的な応力場により断層活動が発生していると考えられ、地震のメカニズム解から推定されたテクトニックな応力場に基づいて ST を算出することができない（代表的なものとして地すべりが挙げられる）。

### Slip Tendency を用いた長期的な断層の再活動性予測

断層の活動性評価手法として力学的評価法を長期予測に適用する場合、力学的な評価方法が長期に渡って適用可能か検討する必要がある。特に長期予測を行う場合には、応力場等の環境条件が変化しないと仮定できるのかが重要であり、仮定できない場合は変化する要因を考慮す



る必要がある。テクトニックセッティングや長期的な地殻の変形などを考慮した上で、長期的な応力場あるいはその時間発展を予測することが重要である。

テクトニックな過去の履歴を踏まえたその地域の地史と、その地史の中で形成された既存断層の活動履歴についての理解も重要である。現在のテクトニクスの際の初期値の設定(応力場、力学的境界, 岩石強度, など) の不確実性について, より検討していく必要がある。また, 以下のような課題について検討する必要がある。

- ・ 応力推定の時空間的な精度向上
- ・ 地表情報からの地下の力学的な状態の理解
- ・ 精度の高い時系列的な地殻変動の整理 (高精度の構造発達史の構築)

### 5.1.2.7 断層活動の地域特性 (テクトニックブロック区分に基づく)

断層活動の地域特性を検討するために, 日本列島をテクトニックセッティングに対応した複数のブロックに区分した上で, テクトニックブロック毎での地震・断層活動の特性について整理する。ここでは, 地震地体構造区分を踏まえた領域に分けて検討した。地震地体構造区分とは, 地震の起こり方の共通性, あるいは差異に基づいて地体構造を区分することである(萩原, 1991<sup>77)</sup>)。本項では地震地体構造をベースにおきながら, 主として主要活断層やそれに伴う変形の方向性や分布を重視し, 地殻内地震の頻度や発震機構 (センスと断層面の方向性) との整合性や地質断層の分布や方向性にも注目し区分を行った。そこで, 垣見ほか(2003)<sup>78)</sup>の地震地体構造区分 (図 5.1.2-33a) を参考に日本列島陸域を, (1)千島弧, (2)東北日本弧, (3)伊豆-小笠原弧, (4)西南日本弧, (5)九州・琉球弧の 5 地域に区分した (図 5.1.2-33b)。

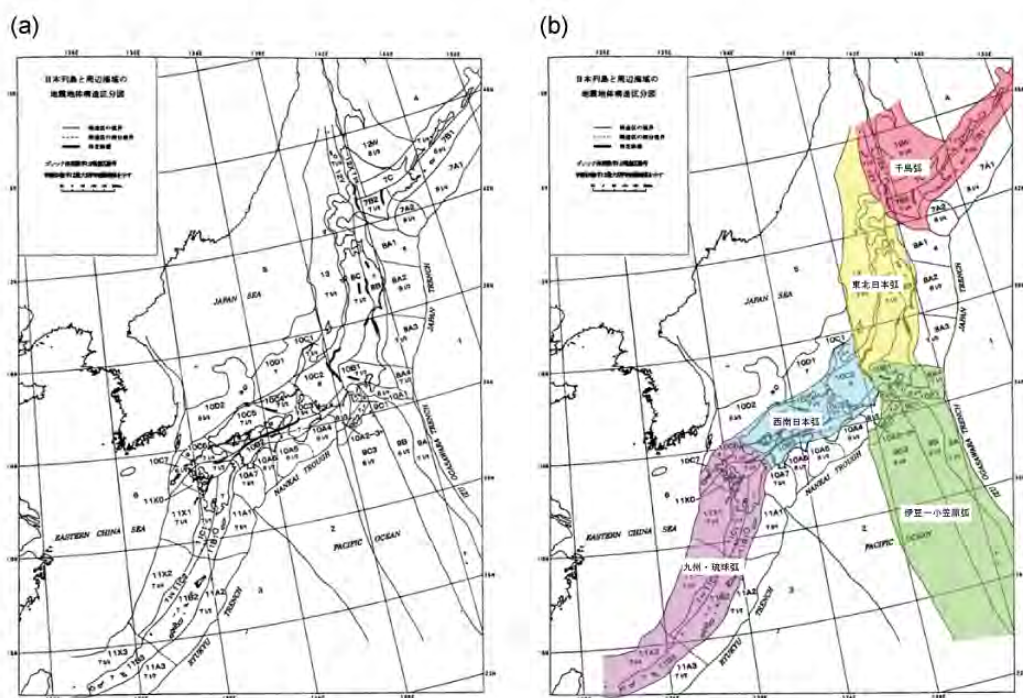


図 5.1.2-33 (a)日本列島の地体構造区分図 (垣見ほか, 2003<sup>78)</sup>). (b)本検討で区分した 5 地域 (垣見ほか, 2003<sup>78)</sup> に加筆).

#### (1) 千島弧

##### テクトニックセッティング

千島弧では, 千島海溝にて太平洋プレートが斜め方向に沈み込んでおり, このため前弧の一



部が前弧スリバーとして西方に移動していると考えられている(Kimura, 2006<sup>79</sup>); Kimura and Tamaki, 1986<sup>80</sup>)。この前弧スリバーは、西端で日高山脈に衝突しており、鮮新世以降、山脈の隆起を引き起こした。日高山脈の西縁、石狩平野東縁～樺戸山地東縁、天塩山地沿岸部は、衝上断層褶曲帯を形成し、地震活動をはじめとした地殻の変形が生じている。前弧スリバーをマイクロプレートと考えれば、日高山脈は小規模なプレート衝突帯に相当するというモデルもある。日高山脈の地下構造と1982年浦河沖地震の逆断層運動から、東北日本弧北部が千島弧南西端に衝突し、沈み込んでいることが示唆されている。逆断層型の地震のメカニズム解と地質構造は、石狩平野、樺戸・天塩山地に遷移的なプレート境界の存在を示している(森谷ほか, 1997<sup>81</sup>)。

### 断層分布

千島弧に分布する主要な活断層(十勝平野断層帯・黒松内低地断層帯など)の多くはほぼ南-北方向の走向を持ち、一部知床半島(標津断層帯など)において北東-南西の走向を持つ。ほとんどの活断層は45°程度の傾斜を持つ逆断層として認定されている(図5.1.2-34a)(活断層研究会編, 1991<sup>82</sup>; 中田・今泉編, 2002<sup>83</sup>)。

これらの活断層が活動する際の、地温勾配から推定される、千島弧での最大地震マグニチュードの分布は、襟裳岬を中心に太平洋側から日高山脈にかけて高い値を示し、十勝平野断層帯や富良野断層帯が高い最大地震マグニチュード域に含まれている(図5.1.2-34b)(Kudo et al., 2009<sup>84</sup>)。

千島弧における地質断層は、活断層と同じくほぼ南-北方向の走向を持つものが多い。しかし、それらと斜交～直交するものも一部存在する。活断層のほとんど見られない北海道北東部にも地質断層が存在する(図5.1.2-35)(20万分の1日本シームレス地質図; 産業技術総合研究所地質調査総合センター, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>)。

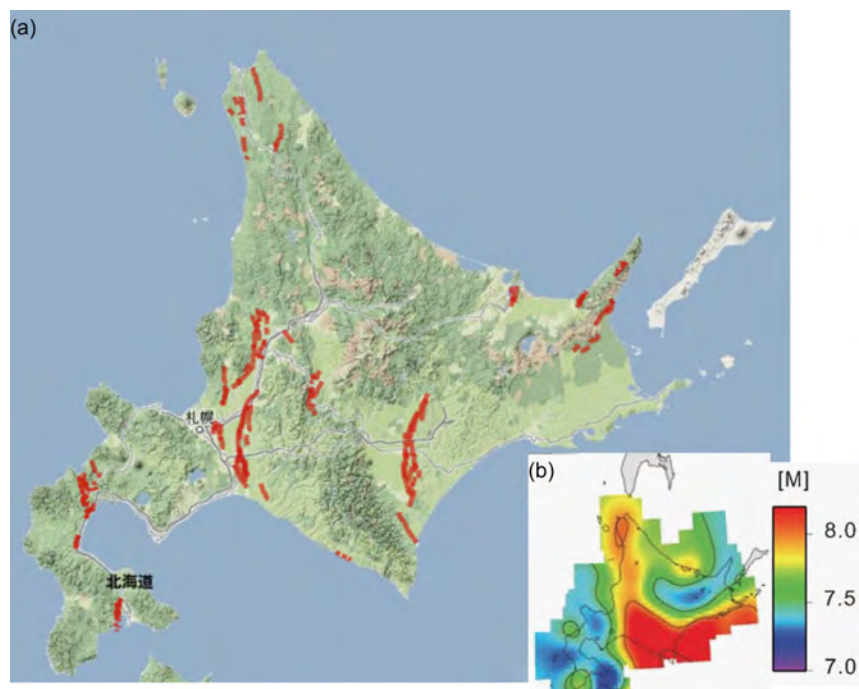


図 5.1.2a-34 (a)北海道で認定されている活断層(活断層・地震研究センター, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/>). (b) 地温勾配から推定される、千島弧での最大地震マグニチュードの分布(Kudo et al., 2009<sup>84</sup>)。

### 断層活動様式の時間変化

北海道北東部では、中新世以降の変動はほとんど認められない(平, 2002<sup>85</sup>)が、北海道中央部では、中新世の中期～末期にかけての東西圧縮による逆断層運動によって、中軸部の日高山脈で急激に隆起した。隆起速度は後期中新世に最大 2.8 mm/年(宮坂, 1987<sup>86</sup>)に達するが、鮮新世以降 0.7 mm/年となる。第四紀の逆断層運動の場は日高山脈の西側に移動し、特に第四紀の垂直変位量が 1～2 km と大きな逆断層は天塩地域の日本海沿岸から樺戸山地東縁～石狩低地東縁、日高沿岸に分布している(栗田ほか, 1997<sup>87</sup>)。活断層もこれらの地域に集中しており、現在も活動していることが報告されている(栗田ほか, 1997<sup>87</sup>)。

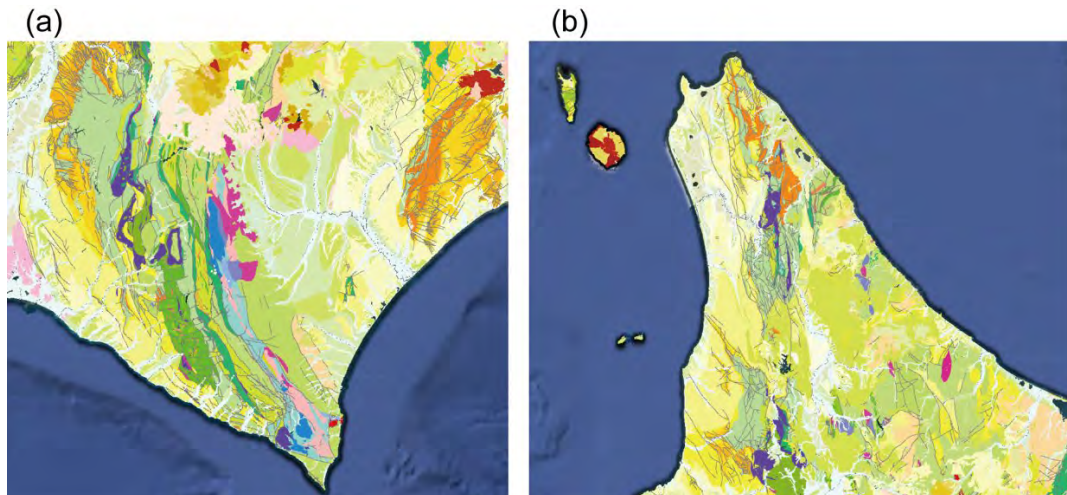


図 5.1.2-35 北海道で報告されている地質断層（産業技術総合研究所地質調査総合センター，<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>）。(a)北海道北部，(b)北海道南部。

## (2) 東北日本弧

### テクトニックセッティング

東北日本弧の太平洋側では、太平洋プレートが日本海溝に沈み込んでいる。北海道西部から東北日本と日本海の内陸境界付近では、インバージョンテクトニクスが進行し、日本海拡大時の前期～中期中新世に形成された正断層が逆断層としての再活動することにより、断層関連褶曲が地殻浅部で発達している(Okamura et al., 1995<sup>88</sup>)。

### 断層分布

東北日本弧に分布する主要な活断層の多く（横手盆地東縁断層帯，山形盆地断層帯など）はほぼ南北から北東－南西方向の走向を持ち、一部福島県・茨城県県境（湯ノ岳断層，二ツ箭断層など）において北西－南東の走向を持つ。ほとんどの活断層は 45°程度の傾斜を持つ逆断層として認定されているが、一部比較的高角（60°程度）な正断層や高角（およそ 90°）な横ずれ断層が分布する（図 5.1.2-36a）(活断層研究会編, 1991<sup>82</sup>; 中田・今泉編, 2002<sup>83</sup>)。

これらの活断層が活動する際の、地温勾配から推定される、最大地震マグニチュードの分布は、脊梁山脈を中心に低い最大地震マグニチュード域が分布し、北上山地・阿武隈山地など太平洋側で高い最大地震マグニチュード域が分布している（図 5.1.2-36b）。最大地震マグニチュードの低い脊梁山脈沿いには山形盆地断層帯など活断層が多く分布するが、最大地震マグニチュードの高い太平洋側には活断層は少なく、双葉断層などがわずかに分布する(Kudo et al., 2009<sup>84</sup>)。

東北日本弧に分布する地質断層の多くは、主な活断層と同様ほぼ南北から北東－南西方向の

走向を持つ(図 5.1.2-37)。ほとんど活断層の確認されていない北上山地にも、地質断層が多く存在し、走向は北東-南西走向の断層が北西-南東走向の断層を切る形で分布している(20万分の1 日本シームレス地質図; 産業技術総合研究所地質調査総合センター, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>)。

### 断層活動様式の時間変化

東北日本全体では、約 30 Ma から 15 Ma にかけての日本海拡大時の伸張応力場から弱い圧縮の時期を経て、約 3 Ma 以降に背弧側から東-西方向に圧縮軸をもつ逆断層応力が始まり、1 Ma 頃から奥羽山脈でその変動が顕著となっている。

東北日本の変形は、大局的に海洋プレートの沈み込みにカップリングした上盤プレートの弾性的変形であると考えられ、その変形の大部分はプレート境界地震で解消されてプレート上盤の歪は日本列島の長期的な変形に大きな寄与はしていないとするモデルがある。東北日本前弧域では内部変形がほとんどなく、少なくとも第四紀を通じ、塑性的なひずみが蓄積されていないとされている。

中期更新世以降(約 0.8 Ma 以降)、中央日本内陸部は、広域的に北西-南東方向の最大主圧縮応力軸(八ヶ岳火山列の岩脈群等)をもつ横ずれ断層型の地殻応力場にあり、現在の地殻応力場はほぼ 80 万年間持続している(竹内, 1999<sup>89</sup>)。

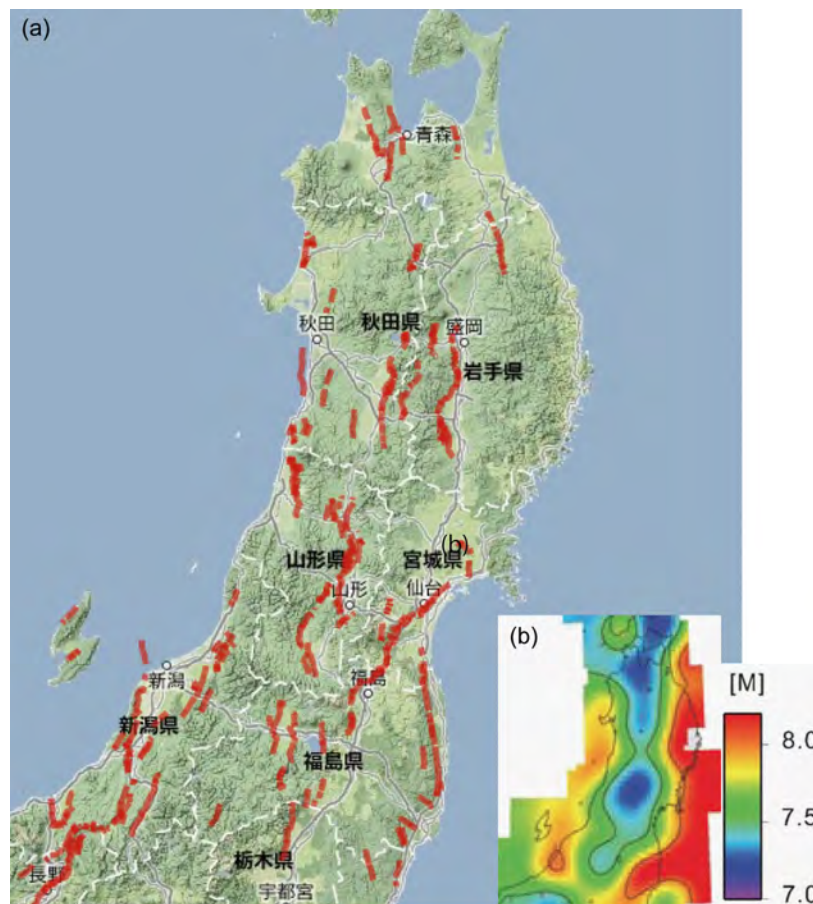


図 5.1.2-36 (a)東北日本弧で認定されている活断層(活断層・地震研究センター, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/>). (b) 地温勾配から推定される, 東北日本弧での最大地震マグニチュードの分布(Kudo et al., 2009<sup>84</sup>).



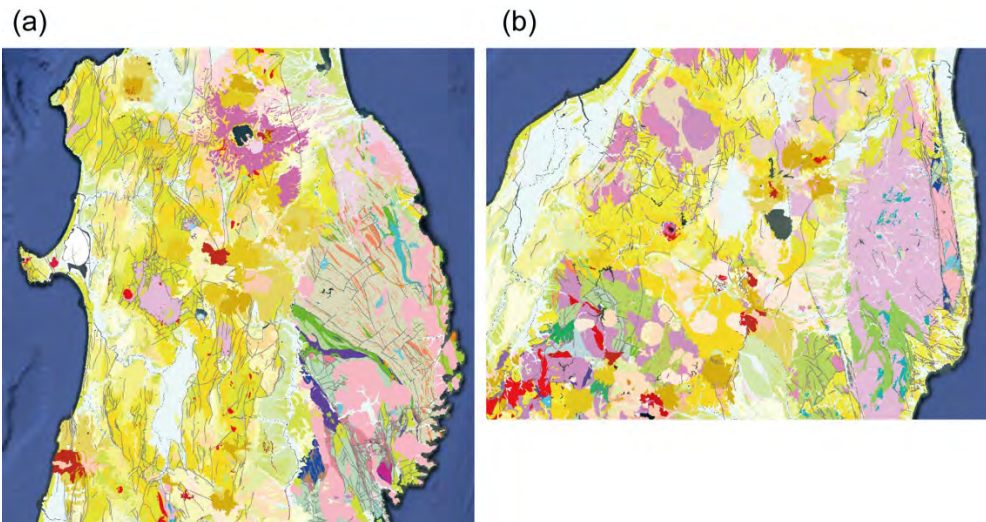


図 5.1.2-37 東北日本弧で報告されている地質断層（産業技術総合研究所地質調査総合センター，<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>）。(a)東北地方中央部，(b)東北地方南部。

### (3) 伊豆-小笠原弧

#### テクトニックセッティング

伊豆-小笠原弧はフィリピン海プレート上にあり、本州と衝突している。また、伊豆・小笠原海溝にて太平洋プレートが沈み込んでいる。小笠原海溝では、地球上最も古い海洋プレート（ジュラ紀末から早期白亜紀の太平洋プレート）が沈み込んでいることが特徴として挙げられる。伊豆-小笠原弧は、浮揚性の地殻ため、15 Ma 以降本州島弧に衝突し続けている。伊豆-小笠原弧の地殻は、島弧付加体としていわゆる南部フォッサマグナを形成している。衝突帯から南方への影響のうち最大の変位が認められるのは、銭州衝上断層である。また、伊豆-小笠原弧は 2 Ma 以降背弧海盆の拡大が生じて、現在まで続いている。

#### 断層分布

伊豆小笠原弧に分布する主要な活断層の多く（東京湾北縁断層，荒川断層など）は北西-南東方向の走向を持つが、一部伊豆半島中部から駿河湾沿岸にかけてほぼ南北方向の断層（北伊豆断層帯，伊勢原断層など）が、伊豆半島・三浦半島・房総半島先端部においてほぼ東-西方向の走向を持つ断層（鴨川低地断層帯など）が分布する（図 5.1.2-38a）。ほとんどの活断層は 45°程度の傾斜を持つ逆断層として認定されているが、一部比較的高角（60°程度）な正断層や高角（およそ 90°）な横ずれ断層が分布する（活断層研究会編，1991<sup>82</sup>；中田・今泉編，2002<sup>83</sup>）。これらの活断層が活動する際の、伊豆小笠原弧における地温勾配から推定される、最大地震マグニチュードの分布は、関東平野や房総半島を含む広域で高い値をしめす（図 5.1.2-38b）。東京湾北縁断層や荒川断層などこの地域の多くの活断層は高い最大地震マグニチュードの分布域に位置する（Kudo et al., 2009<sup>84</sup>）。

伊豆小笠原弧における地質断層は北西-南東方向に走向を持つ断層が関東山地に分布し、南-北方向に走向を持つ断層が房総半島東部に分布する（図 5.1.2-39）。関東平野に存在する断層は活断層として認定されているもののみで、顕著な地質断層は認定されていない（20 万分の 1 日本シームレス地質図；産業技術総合研究所地質調査総合センター，<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>）。

#### 断層活動様式の時間変化

ODP leg126 site788 のドリルコアから鮮新世の軽石質礫層と礫岩が確認されており、リフテ

ィングは、0.275 Ma より古く、2.35 Ma より新しいと判断されている(Taylor et al., 1991<sup>90</sup>)。2 Ma 頃、伊豆-小笠原弧の北部では、フィリピン海プレートの北北西から西北西へのプレート運動の変化に伴い、リフトが形成されたと推定される(西村・湯浅, 1991<sup>91</sup>)。三宅島、新島、神津島周辺海域は、北西-南東方向の無数の開口割れ目型の断層(サイドスキュンソナーによる海底地形、シングルチャンネル地震探査による)が発達する北部伊豆-小笠原島弧の背弧リフト帯の特徴をもっており、さらに、伊豆衝突帯の影響によって北東-南西方向の衝上断層の発達した複合テクトニクス領域にある。この地域は2000年6月から火山活動及び地震活動が活発化している(森田ほか, 2000<sup>92</sup>)。

伊豆半島北部の断層活動は、約0.5 Ma以降、現在と同様の活動が継続している(Ito et al., 1989<sup>93</sup>)。

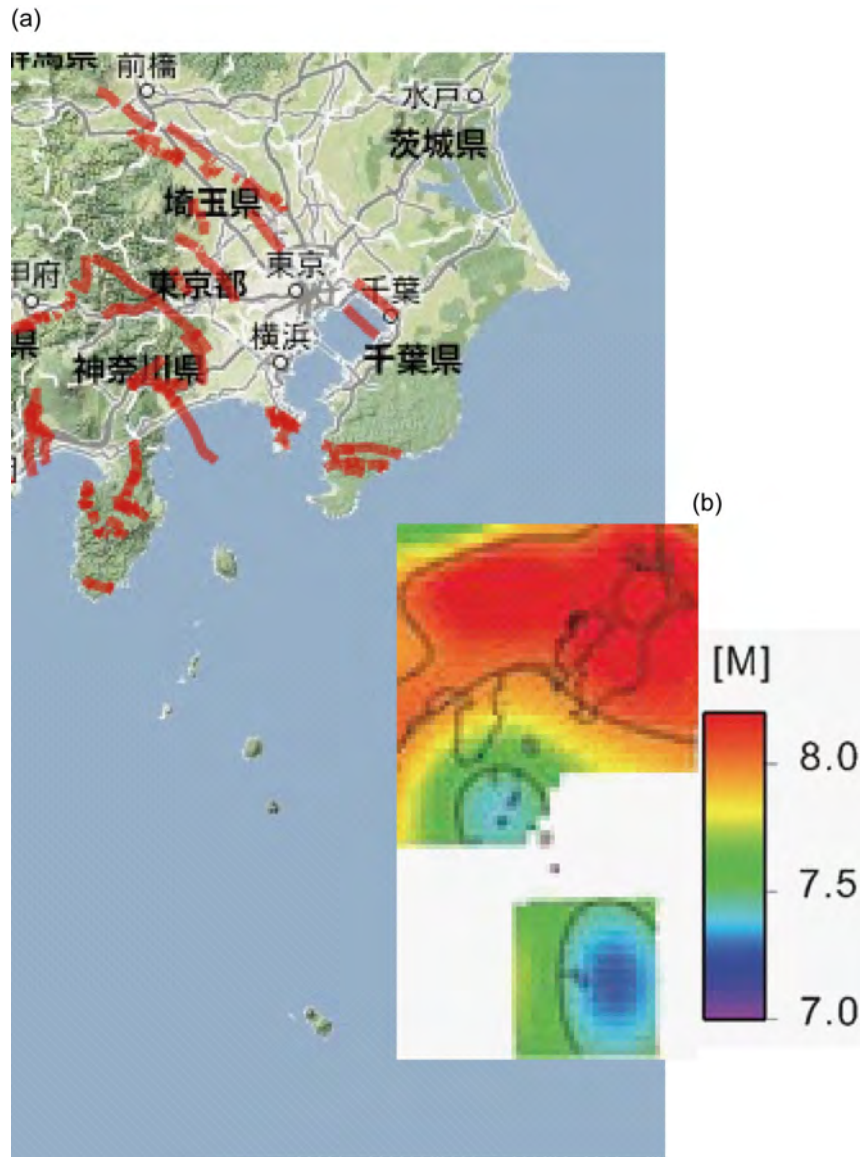


図 5.1.2-38 (a)伊豆-小笠原弧で認定されている活断層(活断層・地震研究センター, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/>). (b) 地温勾配から推定される、伊豆-小笠原弧での最大地震マグニチュードの分布(Kudo et al., 2009<sup>84</sup>).



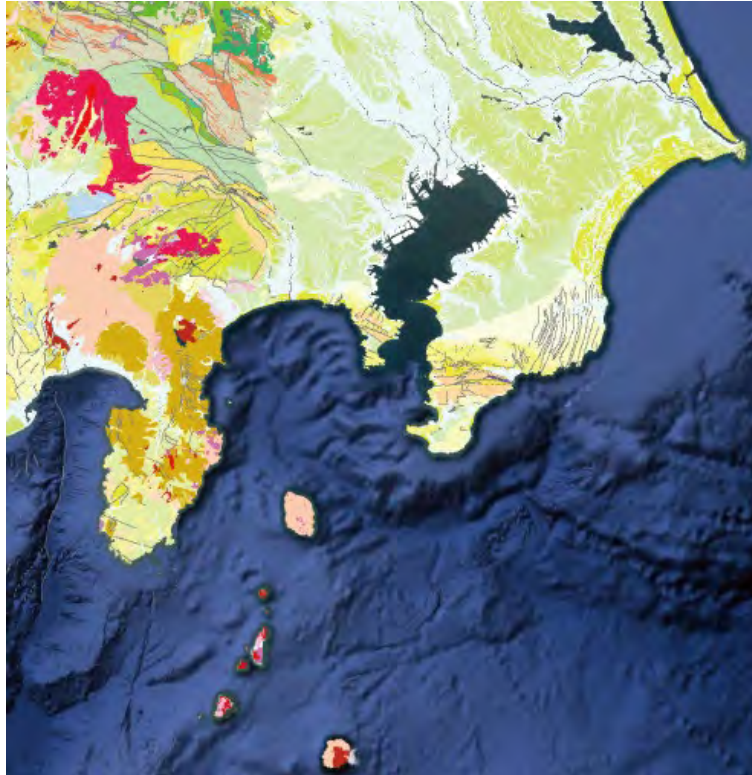


図 5.1.2-39 伊豆-小笠原弧北部で報告されている地質断層（産業技術総合研究所地質調査総合センター，<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>）。

#### (4) 西南日本弧

##### テクトニックセッティング

西南日本の太平洋側には南海トラフにてフィリピン海プレートが斜めに沈み込んでおり、プレート中の伊豆-小笠原弧の北端が本州と衝突している。衝突境界は相模トラフから富士川へと連続する。南海トラフでの沈み込みは、IPOD（International Phase of Ocean Drilling：国際深海掘削計画，Leg31）の結果から、3 Ma より継続しており、沈み込んだフィリピン海プレートの長さは、約 150～200 km(塩野, 1975<sup>94</sup>)とされている。Seno(1977)<sup>95</sup>によれば、この付近のプレート収斂速度は 3.5～4.5 cm/年で、沈み込みの継続時間は 500 万年程度とされている。西南日本の中央構造線より海溝側の地帯（西南日本外帯）は、フィリピン海プレートの斜め沈み込みによって千島弧と同様に西方へ移動している（南海スリバーの西進）。この南海スリバーは九州へと続くが、九州と衝突しているとする考え(Kimura, 1996<sup>96</sup>)と、そのまま琉球島弧へ連続する考えがある(平, 2002<sup>85</sup>)。

中部日本から西南日本にかけては横ずれ断層や逆断層が発達し、東-西方向圧縮軸をもつ応力状態にある。GPS データから得られる最大せん断ひずみ速度の大きい地帯は、信越、飛騨、福井から“近畿三角地帯”を経て中央構造線に連続する。

##### 断層分布

西南日本に分布する主要な活断層の多く（跡津川断層、花折断層など）は中部地方から近畿地方にかけて分布する（図 5.1.2-40a）。中国・四国地方においては中央構造線が存在するものの、中部・近畿地方に比べて活断層の数は少ない（安芸灘断層群など）。中部・近畿地方における主な活断層は、ほぼ南-北方向の走向をもつ断層と、東北東-西南西方向からほぼ東-西方向の走向をもつ断層とに大別される。中国・四国地方でもっとも大きな中方線はほぼ東-西方向の走向を持ち、数は少ないものの中国・四国地方における断層もほぼ東-西から東北東-西

南西方向の走向を持つ。西南日本弧は全体として、逆断層と横ずれ断層が混在する(活断層研究会編, 1991<sup>82</sup>); 中田・今泉編, 2002<sup>83</sup>)。

これらの活断層が活動する際の、西南日本弧における地温勾配から推定される、最大地震マグニチュードの分布は、近畿地方、中国地方、四国地方など広域にわたって高い値を示し、中部地方北部にわずかに最大地震マグニチュードが低い地域が分布する(図 5.1.2-40b)。三方・花折断層帯や岩国断層帯など多くの活断層は最大地震マグニチュードの高い領域に位置し、魚津断層帯などは最大地震マグニチュードが比較的低い領域に位置する(Kudo et al., 2009<sup>84</sup>)。西南日本弧ではほとんど活断層が認定されていない紀伊半島、四国南部、中国山地に地質断層が分布している。太平洋側の地質断層の多くは東北東-西南西方向に走向をもつ(図 5.1.2-41) (20 万分の 1 日本シームレス地質図; 産業技術総合研究所地質調査総合センター, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>)。

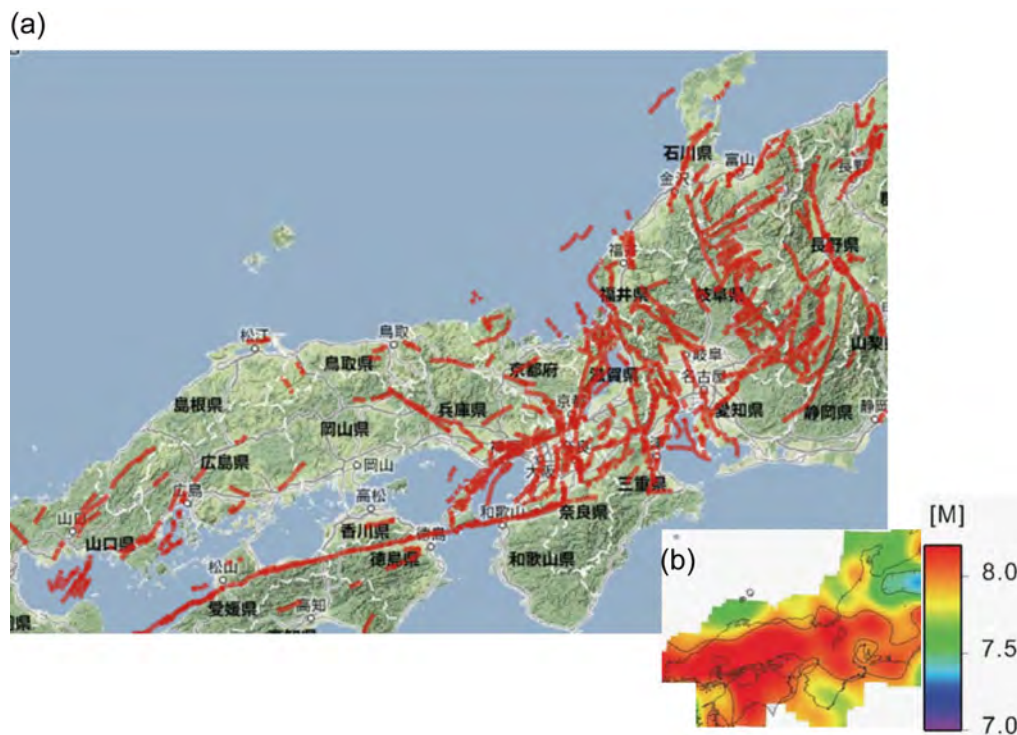


図 5.1.2a-40 (a)西南日本弧で認定されている活断層(活断層・地震研究センター, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/>). (b) 地温勾配から推定される、九州・琉球弧での最大地震マグニチュードの分布(Kudo et al., 2009<sup>84</sup>).

### 断層活動様式の時間変化

現在、最大せん断歪速度の大きい地帯は、北信越から跡津川断層系につながり、近畿三角地帯を経て中央構造線に続いているように認められる(新潟-神戸構造帯)(Sagiya et al., 2000<sup>97</sup>)。これを日本海東縁変動帯の連続とする考えもある(鷲谷, 2002<sup>98</sup>)。

新潟から中部日本にかけての変動は 3~2 Ma に始まっており、近畿地方の堆積盆地形成の変遷から 3 Ma 頃に地殻応力場が南-北方向の圧縮軸をもつ応力状態から東-西方向の圧縮軸をもつ応力状態へ変化している(竹村, 1999<sup>99</sup>)。中央構造線の運動はそれに沿った四国地域の堆積盆地の発達から 3~2 Ma から活動が始まっている。

山陰沖では、4.0 Ma 以降現在まで、東-西方向の圧縮軸をもつ応力状態のもとで南-北方向の隆起帯が形成されていることが火成活動の時期、堆積物の時代、地形変化から推定される(伊藤・

荒戸, 1999<sup>100</sup>)。

西南日本内帯の逆断層（南－北方向）及び横ずれ断層（北東－南西方向，西北西－東南東方向）が，鮮新世中頃から始まったフィリピン海プレートの斜め沈み込みによる圧縮応力状態で形成されているが，地域的に形成時期の差があることが報告されている(岡村, 1990<sup>101</sup>); 岡田, 1986<sup>38</sup>)。また，海底地形および音波探査プロファイルに基づく海底地質構造から，南－北方向と島弧方向の波曲構造が確認されている。南－北方向の構造は，第四紀に始まった西南日本全域での東西圧縮場の下で形成され，現在も進行している(岡村, 1990<sup>101</sup>)。

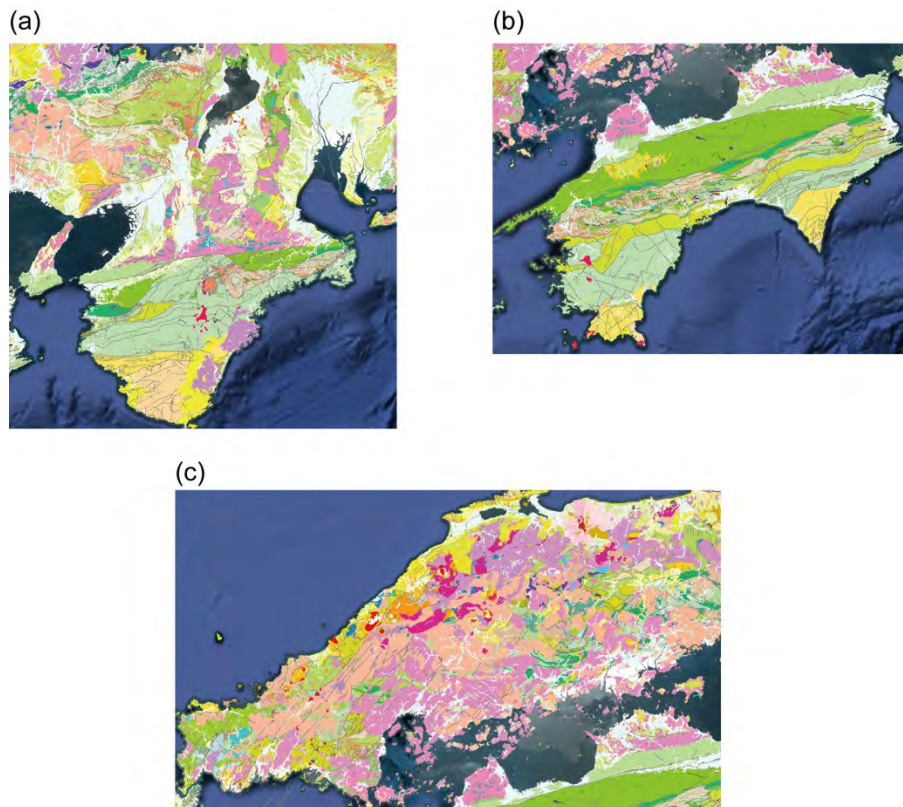


図 5.1.2-41 西南日本弧で報告されている地質断層（産業技術総合研究所地質調査総合センター，<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>）。(a)近畿地方，(b)四国地方，(c)中国地方。

## (5) 九州・琉球弧

### テクトニックセッティング

琉球海溝にてフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込んでいる。先島諸島周辺では，フィリピン海プレートが斜めに沈み込んでいる。琉球海溝における沈み込んだフィリピン海プレートの長さは 300km 以上，収斂速度は 5.5～6.0cm/年程度，継続時間は 500 万年以上(松原, 1980<sup>102</sup>)とされている。

背弧海盆地である沖縄トラフは 6～4 Ma 頃に現在の形が完成し，1.5 Ma 頃に拡大を再開し，現在も引き続き拡大している。沖縄トラフ北縁部と鹿児島地溝のリフティングの発生，南九州の地殻のブロック化および反時計回りの回転は，約 2 Ma 以降のフィリピン海プレートの運動の変化によるというモデルがある(Kamata and Kodama, 1999<sup>103</sup>)。

中央構造線の西方延長部にあたる別府－島原構造線から沖縄トラフに続く地帯が，変動域をなしている。

### 断層分布

九州・琉球弧に分布する主な活断層の多くは九州中部から北部にかけて分布する（図 5.1.2-



42a)。琉球弧に分布する断層は、西山断層帯や警固断層帯など北西－南東方向の走向をもつ断層と、布田川・日奈久断層帯や人吉盆地南縁断層など北東－南西方向の走向をもつ断層とに大別される。琉球弧は全体として、正断層と横ずれ断層が混在する(活断層研究会編, 1991<sup>82)</sup>; 中田・今泉編, 2002<sup>83)</sup>。

これらの活断層が活動する際の、琉球弧における地温勾配から推定される、最大地震マグニチュードの分布は九州地方において推定されており、有明海や薩摩半島南方において低い領域が分布する(図 5.1.2-42b)。雲仙断層群などは最大地震マグニチュードの低い領域に分布しており、九州東部の最大地震マグニチュードの高い領域には顕著な活断層は少ない(Kudo et al., 2009<sup>84)</sup>)。

琉球弧ではほとんど活断層が認定されていない九州中南部、北松浦半島、天草地域および奄美大島、沖縄島などに分布する(図 5.1.2-43)。九州中南部、奄美大島には北東－南西方向に走向をもつ断層が多く分布し、北松浦半島、天草地域、沖縄島には北西－南東方向に走向を持つ断層が多く分布する(20万分の1日本シームレス地質図; 産業技術総合研究所地質調査総合センター, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>)。

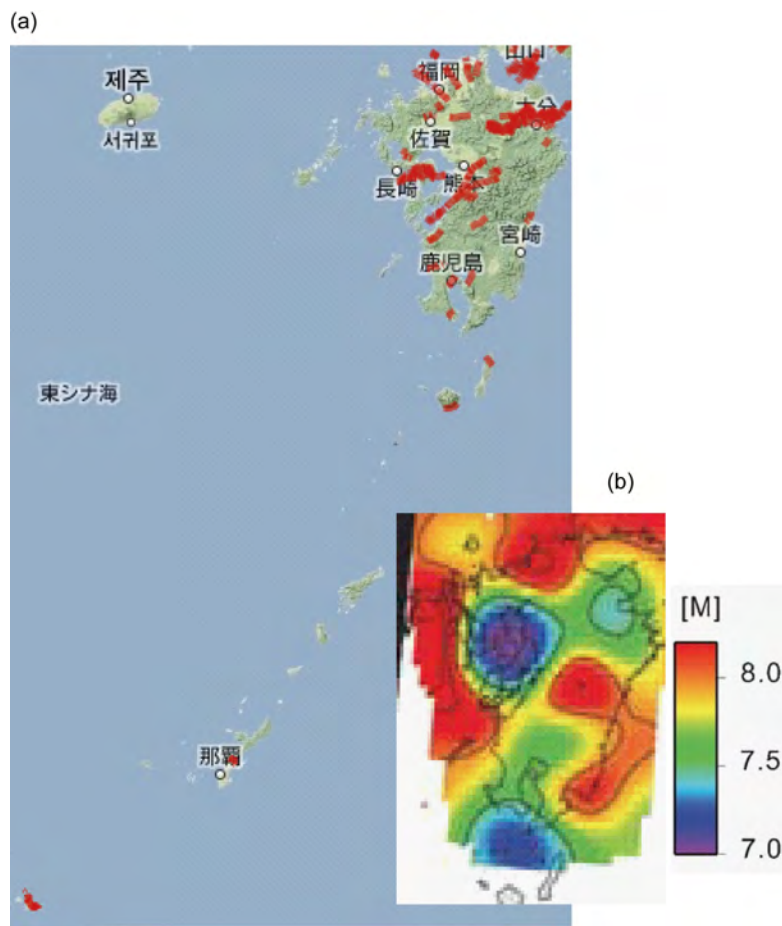


図 5.1.2-42 (a)九州・琉球弧で認定されている活断層(活断層・地震研究センター, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/>). (b)地温勾配から推定される、九州・琉球弧での最大地震マグニチュードの分布(Kudo et al., 2009<sup>84)</sup>).

#### 断層活動様式の時間変化

別府－島原構造線及び沖縄トラフの形成は 6 Ma 前後から始まっており、現在も継続している。中央構造線の活動は、6 Ma のフィリピン海プレートの沈み込み再開に伴い右ずれ運動を開始し、さらに 2 Ma 前後のフィリピン海プレートの西方への運動方向の変化を反映している。

琉球弧の地質と地史からは、トラフの形成年代は中新世以降とされており、島尻層群と琉球石灰岩の関係からは、トラフの形成が鮮新世と更新世の境界（2 Ma）頃であったことを示唆する（古川，1991<sup>104</sup>）。

沖縄トラフでは、北部から南部にかけて島尻層群から第四紀の地層までを断層が切っている。中新世末期以降にトラフの原型が形成された（陥没ステージ：南部 6～4 Ma）。宮古島東方沖の堆積盆地に島尻層群が厚く堆積した後、鮮新世末期もしくは更新世初期にさらに沈降を開始したと報告されている（陥没ステージ：南部+北部 1.5～1 Ma：（木村ほか，1999<sup>105</sup>））。

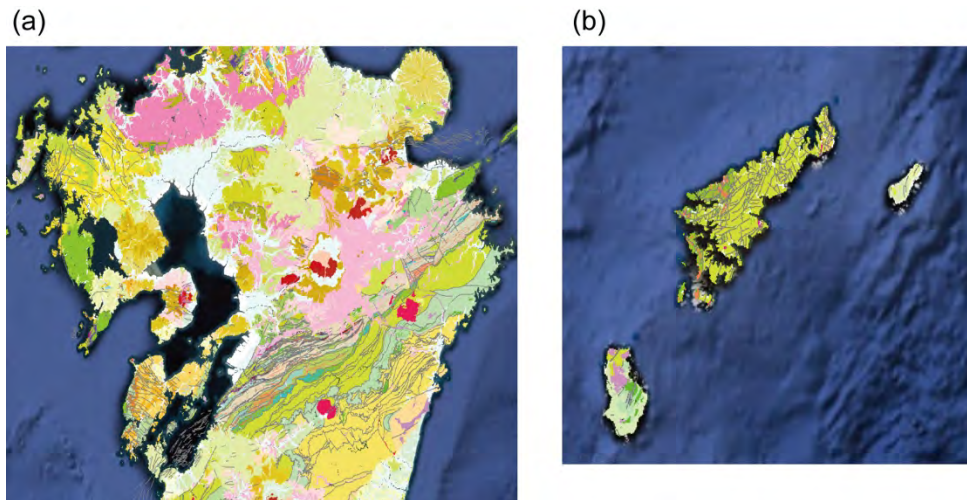


図 5.1.2a-43 九州・琉球弧で報告されている地質断層（産業技術総合研究所地質調査総合センター，<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>）。（a）九州地方中央部，（b）奄美大島周辺。

#### 【処分事業における研究成果の意義】

廃棄物埋設地の人工バリアに著しい損傷を生じるおそれがある断層が存在する場合、断層活動による変位（地盤に与えるずれ）により廃棄物埋設地が直接的に変形・破壊され、廃棄物埋設地の閉じ込め機能が喪失することが懸念される。また、断層活動による岩盤等（天然バリア）の亀裂の発生によって、新たな地下水流動経路が形成される可能性も懸念される。廃棄物埋設地に断層が存在する場合は、廃棄物埋設地の人工バリアの損傷防止の観点と現在および将来的な地下水流動経路の形成防止の観点から、断層活動および断層活動が周辺岩盤に与える影響について適切に把握・評価することが必要である。

直接観察による評価ができない地下 70m 以深に設置される廃棄物埋設地の物理探査等による地下構造探査や断層調査の手法、廃棄物埋設地における地下坑道の掘削中に出現した断層に対して原位置で実施する断層の力学的・水理学的影響範囲の調査・探査手法、また将来 10 万年間程度の期間における断層の活動性評価手法については、廃棄物埋設地の人工バリアの損傷防止の観点と現在および将来的な地下水流動経路の形成防止の観点から、科学的・技術的知見を取得し、その適用性・妥当性の検討を行い、断層活動および断層活動が周辺岩盤に与える影響を評価する必要があると考えられる。

本研究の成果により、廃棄物埋設地に存在する断層の長さを判別する物理探査手法、廃棄物埋設地の地下に一定規模以上の断層が存在するかを調査する三次元地下構造探査手法、廃棄物埋設地周辺に存在する断層の表層における力学的影響範囲の調査・解析手法について一定の知見が得られ、調査・評価手法の確立に向けた課題を抽出することができた。また、断層活動による著しい力学的な影響が及ぶ領域を、クラックの累積頻度曲線から判定する手法の妥当性と、従来の区間頻度分布に基づく手法よりも客観性のある手法であることが確認できた。断層によ



る水理学的影響範囲の評価に関しては、力学的影響範囲との関係、断層ダメージゾーン内の透水性の不均質性、断層の変形構造と透水性構造との関係、フラクチャーネットワークの把握の重要性などに関する知見を整理し、断層の水理学的影響範囲の評価手法の確立に向けた課題を抽出することができた。さらに、断層の再活動性については、応力場と断層の姿勢等の断層パラメータに基づく力学的な断層再活動性の評価基準に基づく再活動性評価が有効な手法であることを示すことができた。

本研究の成果は、原子力規制委員会が整備する中深度処分場所（自然条件等）のうち断層活動の議論に必要な科学的技術的根拠を与え、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び審査ガイド等に反映されることが期待される。

### 【残された課題と留意事項】

これまでの断層活動に関する研究を踏まえ、残された課題と留意事項を以下に示す。

#### 物理探査等を用いた断層調査手法

堆積軟岩分布地域における中深度処分相当深度を対象とした物理探査手法としては反射法地震探査が断層や地下構造の評価に最も有効であり、かつ空間分解能も高い手法である。反射法地震探査の解析過程に関しては標準的な手順が整備されているが、解析結果の解釈に関しては未だ解釈者の能力に依存する部分が高く、解析結果の解釈について恣意性の有無が問題となることがある。

震探トレースの解釈における恣意性は排除するためには、例えば断層の存否といった問題であれば **Geometric Attributes** のような断層の抽出に有効な属性解析手法の有効性を検証することが考えられる。過去に取得された反射法地震探査データと現地の地質調査・ボーリング調査・坑道調査等の結果を突き合わせて、**Geometric Attributes** による断層抽出の有効性を検証し、それらの判定基準を廃棄物埋設地の反射法地震探査に適用するのである。現時点では属性解析手法を断層の抽出に適用した事例は少ないが、恣意性のない自動抽出（もしくは半自動抽出）により断層を抽出できれば、解析結果の解釈から恣意性を排除できるため属性解析手法としての必要性は高いと考えられる。

#### 物理探査等を用いた地下構造探査手法

堆積軟岩分布地域における中深度処分相当深度を対象とした三次元地下構造探査では、互いに直交するような廃棄物埋設候補地外まで伸びる長大測線による比較的粗な反射法・屈折法地震探査と廃棄物埋設候補地及びその周辺を対象とした稠密な反射法・屈折法地震探査を実施することが最低限の調査として必要と考えられる。また、これらの地震探査に加え、解析の確度・精度を上げるために、比抵抗探査や重力・磁気・電磁探査などが併用される可能性がある。

これらの三次元地下構造探査手法のうち、最も基本となる反射法・屈折法地震探査を実施した際に、断層や地下構造をどの程度の空間分解能で評価可能か、想定深度までのデータを取得するために必要な震源の仕様（パワー、周波数など）、必要な探査時間などを予め把握しておくことが望ましい。そのためには、廃棄物埋設候補地に想定される地形・地質、対象岩盤の物性等をパラメータとして、数値シミュレーションを行う必要がある。このような数値シミュレーションの手法を確立することにより、事業者が実施する三次元地下構造探査の妥当性を判断することができると思われる。

#### 断層の力学的影響範囲の調査・評価手法

露頭やコアを対象としたダメージゾーンの認定基準を設定する際は、ダメージゾーンの幾何学的な複雑さを考慮する必要がある（例えば、Schulz and Evans, 2000<sup>106</sup> ; Shipton and Cowie,

2001<sup>107)</sup>)。クラック累積頻度とその勾配を使用してダメージゾーンを認定することは断層活動による力学的影響範囲を把握する上で有効な手法であるが、取り扱うクラックの定義（長さや幅など）を明確にする必要がある。大小様々なスケールのクラックを一括りに取り扱うことにより、クラック分布にノイズや不確実性が生まれることを考慮しなければならない。

断層周辺での力学的影響範囲の検討やクラック密度の把握については、結晶質岩等の硬岩を対象にした研究が多く、堆積軟岩を対象とした知見の整備が必要である。

断層タイプ（正断層、横ずれ断層、逆断層）別の変形構造と透水性の関係については、逆断層・横ずれ断層を対象とした研究事例が多く、正断層を対象とした知見の整備が必要である。

### 断層の水理学的影響範囲の調査・評価手法

大きさ・連続性が異なるクラックが集中して分布する領域における定量的な透水係数や Dilation Tendency (DT) の算出法（クラック間の相互作用など）についての知見の整備が必要である。断層コア周辺における透水係数の減少の幅（オーダー）およびその空間的な拡がりに対する検討が必要である（例えば、Torabi and Fossen, 2009<sup>108)</sup>）。

クラックを介した流体移動特性の評価では、地下環境における様々な変形履歴・クラックパターンなどの特性を踏まえる必要があり、以下のような研究展開が考えられる。

- ①単純なクラック配置の中で応力変化による DT の振れ幅を検討する。
- ②クラック密度や分布と透水性の関係を評価する上で、均一でない岩体が均一ではないことを踏まえつつ、実在岩体におけるクラックの方位・傾斜・幅のバリエーションを岩体を受けた応力によるダメージの履歴として捉え、ダメージの累積による影響、クラックの方位・形成順によるグルーピング、クラック群のグループ毎の流体移動への寄与度を検討する。その際は、ミクロスケールでの評価（CT スキャン）の有効性についても検討する。

### 既存断層の再活動性の検討

Slip tendency (ST) に基づく断層再活動性評価手法により活動性を評価するには、評価手法の検討・改良に加え、断層パラメータを取得する手法の評価・検討が重要である。

スリップテンデンスー評価に必要な応力情報については、日本全域で代表的な応力情報が得られつつある(Seno, 1999<sup>109)</sup>; Terakawa and Matsu'ura, 2010<sup>110)</sup>)。また、Uchide(2020)<sup>111)</sup>などにより公表された M3 以下の微小地震等の発震機構解や、必要に応じて M3 以下の微小地震の観測・解析により詳細な応力場情報を得るなどの応力情報の更なる整備が必要である。広域応力場の時間スケール・時間分解能に関しては、地殻構造や岩石物性の不均一性に関する情報をより詳細に整備していくことが応力情報の整備と併せて重要である。

応力の絶対値は、地質関連事象の変動予測を行うために必要であり、応力の絶対値を含めた応力情報の整備が今後必要となる。応力の絶対値は、ボアホールや地下坑道などでの原位置計測により取得されており、現時点での応力逆解析手法では応力の絶対値を求めることは困難であるため、応力逆解析手法の高度化を含めた検討が今後必要である。

また、近年の研究では、広域応力だけでなく近傍の地震活動が地震活動を励起することが、クーロン応力などの力学的観点から明らかにされている(Di Carli et al., 2008<sup>112)</sup>; Toda et al., 2002<sup>113)</sup>)。しかし、将来 10 万年程度の長期間に発生しうる廃棄物埋設地近傍の断層に影響を与える地震活動全てについて、クーロン応力の変化と ST 値に与える影響を計算することが実際的にかのうであるかについては今後の検討課題である。

内陸断層を対象とした力学的活動性評価では、以下に関して更なる検討が必要である。

- ①内陸断層を対象とした ST の時間変化の検討
- ②断層間相互作用（複雑系）の検討
- ③物性や地質構造の不均一を考慮した検証（深度および時間変化含む）

④応力場の均質性・不均質性の検証（深度および時間変化含む）

④については、単一の活断層周辺の応力場についても空間的不均質性が存在することが報告されており（Yukutake et al., 2015<sup>114</sup> , Matsumoto et al., 2015<sup>115</sup>），ST の算出に用いる応力場の空間的均質性・不均質性の把握が課題となる。さらに、ST を求める対象となる個々の断層について、表層での走向・傾斜の情報のみならず、地震発生深度（深さ約 10～20 km）での断層の姿勢情報を把握する手法の検討が必要である。

**断層活動の地域特性**

日本列島を北から、①千島弧、②東北日本弧、③伊豆－小笠原弧、④西南日本弧、⑤琉球弧の5つのテクトニックブロックに分割し、それぞれの地域における断層活動の地域特性を取りまとめた。これらのテクトニックブロックには、千島弧・東北日本弧・伊豆－小笠原弧に対しては太平洋プレートが沈み込み、西南日本弧にたいしてはフィリピン海プレートのうち四国海盆が、琉球弧にはフィリピン海プレートのうち九州－パラオ海嶺以西が沈み込んでいる。また、東北日本弧と伊豆－小笠原弧の間は活動的な衝突境界をなしている。

断層活動は、基本的には地殻上部の広域応力場に支配されているが、広域応力場と一致しない地域応力場も存在する。また、巨大海溝型地震や内陸型の規模の大きな地震活動の後には、それらの地震活動の影響により従来とは異なる応力場が一時的に発生することもある。これらの応力場やその時間的変遷は、微小地震等の発震機構解を用いて把握することが可能である。しかし、地震の発生規模・頻度が小さい地域では、Hi-net 等の既存の地震観測網のデータのみでは地震の発震機構解の解析精度・信頼度が低いことが予測され、そのような地域では臨時観測点などを設置してより小さな地震まで観測できる体制を構築し、地震の発震機構解の解析精度・信頼度を高くする必要があることに留意する必要がある。

火山の近傍等では、地殻内に蓄積されたマグマによって応力が緩和されるなどの断層活動に対する局所的な影響に留意する必要がある。また、太平洋側の前弧域と日本海側の背弧域では温度構造等の地殻の状態が異なるので、地殻応力に対する断層活動の応答の違いを長期的な将来予測においては考慮する必要があると考えられる。

**【引用文献】**

- 1) Morii, A., Ferril, D. A. and Henderson, D. B. (1996) Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24, 275-278.
- 2) 産業技術総合研究所（2019）平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書「自然事象等の評価手法に関する調査」, 398p.
- 3) Fossen, H. (2016) *Structural Geology*, 2nd Edition. Cambridge University Press, 524p.
- 4) Kolyukhin, D. and Torabi, A. (2012) Statistical analysis of the relationships between faults attributes, *J. Geophys. Res.*, 117, B05406, doi:10.1029/2011JB008880. 14p.
- 5) Kim, Young-Seog and Sanderson, D. (2005) The relationship between displacement and length of faults: a review, *Earth-Science Reviews* 68, pp.317–334.
- 6) Pickering, G., Peacock, D., Sanderson, D.J., Bull, J.M. (1997) Modeling Tip Zones to Predict the Throw and Length Characteristics of Faults, *AAPG Bulletin*, V. 81, No. 1, pp.82-99.
- 7) Oppermann, R. (2016) Using High-Resolution Fault Visualization from Seismic, <https://www.aapg.org/publications/blogs/learn/article/Articleid/30845/interview-with-ralf-oppermann-using-high-resolution-fault-visualization-from-seismic>
- 8) Seggie, R. J., Ainsworth, R.B., Johnson, D.A., Koninx, J. P. M., Marshall, N., Murray, A., Phillips, S. E., Spaargaren, B., M. Stephenson, B. (2003) The Sunrise- Troubadour Gas-

- Condensate Fields, Timor Sea, Australasia, in M.T.Halbouty, ed., Giant oil and gas fields of the decade 1990-1999, AAPG Memoir 78, pp.189-209.
- 9) Shepherd, M. (2009) Oil Filed Production Geology. AAPG Memoir 91,350p.
  - 10) González, I.S.G. (2018) Detailed fault and fracture characterization with the latest seismic attributes techniques. MS Thesis, Delft University of Technology, 77p.
  - 11) Brown, A. R. (1996) Interpretation of three-dimensional seismic data (4th edition), Memoir 42, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, USA.
  - 12) Roden.R and Sacrey,D. (2015) Seismic Interpretation Approach Aids Multiattribute Analysis, <https://www.aogr.com/magazine/editors-choice/approach-aids-multiattribute-analysis>
  - 13) Chopra, S., E. Blias, L. Chavina, V. Akexeev, G. Larsen (2002) 3D VSP – processing and integration with surface seismic, CSEG Geopysics 2002.
  - 14) Barnes, A. (2006) Too many seismic attributes?, Recorder, Vol.31, No.03, <https://csegrecorder.com/articles/view/too-many-seismic-attributes>
  - 15) Hutchinson, B. (2016) Application and limitations of seismic attributes on 2D reconnaissance surveys. Master's Thesis, Univ. Oklahoma, Graduate College, 109p.
  - 16) 辻 健・松岡俊文・中村恭之・徳山栄一・倉本真一・Bangs, N.L. (2004) 自己組織化マップを用いたサイスミックアトリビュート解析による南海トラフ沈み込み帯におけるプレート境界面の物性評価, 物理探査, Vol.57, No.2, pp.121-134.
  - 17) 松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, 65, 289–319.
  - 18) 物理探査学会 (2016) 物理探査ハンドブック増補改訂版, 第1章, pp.1-142.
  - 19) Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A. and Nishiki, T. (2010) Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method, SEG Expanded Abstract.
  - 20) 物理探査学会統合物理探査調査研究委員会 (2017) 統合物理探査による地盤物性評価と土木建設分野への適用. 物理探査学会, 102p., 資料 12p.
  - 21) JAPEX (2018) 三次元地下構造探査手法に関する技術情報・調査事例の収集業務 成果報告書, 107p., 193 figs., 2 tables.
  - 22) JOGMEC (2018) 地熱貯留層探査のための弾性波探査ガイドブック, 256p., 別添 88p.
  - 23) 猪野 滋・須田茂幸・菊地秀邦・大川史郎・阿部信太郎・大上隆史 (2018) 超高分解能三次元地震探査(UHR3D) –日奈久断層帯海域部における実施例–, 物理探査, Vol.71, pp.33-42.
  - 24) 佐々木泰・浜田憲彦・藤原八笛・鶴旨 純・中東秀樹 (2008) 地盤調査のための三次元反射法地震探査による詳細地質解析, 物理探査, Vol.61, No.3, pp.243-249.
  - 25) Chester, F.M., Logan, J.M. (1986) Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault zone, California. J. Struct. Geol. 9, 621–634.
  - 26) Caine, J. S., Evans, J. P., Forster, C. B. (1996) Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24(11), 1025–1028.
  - 27) Cello, G., Tondi, E.,Micarelli, L., Invernizzi, C. (2001) Fault zone fabrics and geofluid properties as indicators of rock deformation modes. J. Geodyn. 32, 543–565.
  - 28) J-H Choi, P. Edwards, K. Ko, Y-S Kim, (2016) Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. Earth-Science Reviews 152, 70–87.
  - 29) 緒方正彦・本荘静光 (1981) 電力施設の耐震設計における断層活動性の評価, 応用地質, 第22巻, 67–87.
  - 30) 林 愛明・重富素子・嶋本利彦・宮田隆夫・竹村恵二・田中秀実・宇田進一・村田明広 (1998) 断層岩から見た野島断層の活動史と運動像, 月刊地球, 号外 断層解剖計画, 第21号, 208–212.
  - 31) Otsuki, K. (1978) On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol.84, 661-669.

- 32) Ranalli, G. (1977) Correlation between length and offset in strike-slip faults, *Tectonophysics*, Vol.37, T1-T7.
- 33) Ogata, S. (1976) Activity Evaluation of Faults in the Basement Terrain, *応用地質*, 第17巻, 118–121.
- 34) Vermilye, J.M., and Scholz, C.H.: The process zone: A microstructural view of fault growth, *Jour. Geophys. Res.*, Vol.103, pp.12223-12237, (1998).
- 35) Savage, H. M., Brodsky, E. E. (2011) Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones. *Journal of Geophysical Research*, 116, B03405. <https://doi.org/10.1029/2010JB007665>
- 36) Genter, A., Castaing, C., Dezayes, C., Tenzer, H., Traineau, H., Villemin, T. (1997) Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). *J. Geophys. Res.* 102 (B7), 15419–15431.
- 37) Berg, S.S., Skar, T. (2005) Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. *J. Struct. Geol.* 27, 1803–1822.
- 38) 岡田篤正 (1986) 中部日本の活断層とプレート境界問題. *月刊地球*, 8, no. 12, 756-762.
- 39) 山口 寛・大内悠平・小田佑介・三島稔明・村上英記・加藤茂弘 (2016) Audio-frequency Magnetotelluric 法による郷村断層周辺の地下比抵抗構造. *地質学雑誌*, 122(11), 573–586. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2016.0040>
- 40) Cochran, E. S., Li, Y. -G., Shearer, P. M., Barbot, S., Fialko, Y., Vidale, J. E. (2009) Seismic and geodetic evidence for extensive, long-lived fault damage zones. *Geology*, 37(4), 315–318. <https://doi.org/10.1130/G25306A.1>
- 41) Powers, P. M., Jordan, T. H. (2010) Distribution of seismicity across strike-slip faults in California. *Journal of Geophysical Research*, 115, B05305. <https://doi.org/10.1029/2008JB006234>
- 42) Valoroso, L., Chiaraluce, L., Collettini, C. (2014) Earthquakes and fault zone structure. *Geology*, 42(4), 343–346. <https://doi.org/10.1130/G35071.1>
- 43) Faulkner, D., Mitchell, T. M., Burgmann, R. (2019) On the Spatial and Temporal Variations of Fault Damage and Related Properties. AGU Fall Meeting, MR32A-08.
- 44) 上田圭一 (1993) 基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討—地震断層・活断層の現地調査— 電力中央研究所報告, U93007, 50p.
- 45) Biasi, G. P., Wesnousky, S. G. (2016) Steps and gaps in ground ruptures: Empirical bounds on rupture propagation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(3), 1110–1124. <https://doi.org/10.1785/0120150175>
- 46) Walsh, J. J., Bailey, W. R., Childs, C., Nicol, A., Bonson, C. G. (2003) Formation of segmented normal faults: A 3-D perspective. *Journal of Structural Geology*, 25(8), 1251–1262. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00161-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00161-X)
- 47) 遠田晋次 (2013) 内陸地震の長期評価に関する課題と新たな視点. 119, 105–123.
- 48) Soliva, R., Benedicto, A., Maerten, L. (2006) Spacing and linkage of confined normal faults: Importance of mechanical thickness. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(1), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004JB003507>
- 49) 佐藤比呂志・平田 直 (1998) 活断層の深部構造と日本列島の成立, *科学*, 第68巻, 63-71.
- 50) 山口 勝 (1988) 木曾山脈東麓における活断層の発達過程, *日本地理学会予稿集*, 34号, 108–109.
- 51) 鈴木康弘 (1988) 新庄盆地・山形盆地の活構造と盆地発達過程, *地理学評論*, 第61巻, 332–349.
- 52) 佐藤比呂志 (1996) 日本列島のインバージョンテクトニクス, *活断層研究*, 第15号, 128-132.
- 53) Vavryčuk, V., Adamová, P. (2018) Detection of Stress Anomaly Produced by Interaction of



- Compressive Fault Steps in the West Bohemia Swarm Region, Czech Republic. *Tectonics*, 37(11), 4212–4225. <https://doi.org/10.1029/2018TC005163>
- 54) Scholz, C. H., Anders, M. H. (1994) The Permeability of Faults. In: Hickman, S., Sibson, R., Bruhn, R. (Eds.), *Proceedings of the Workshop LXIII, The Mechanical Involvement of Fluids in Faulting*, US Geological Survey Open-File Report 94–228, California, pp. 247–253.
- 55) Scholz, C. H., Dawers, N. H., Yu, J. -Z., Anders, M. H., Cowie, P. A. (1993) Fault growth and fault scaling laws: Preliminary results. *Journal of Geophysical Research*, 98(B12), 21951–21961. <https://doi.org/10.1029/93JB01008>
- 56) Lin, A., 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, 1–15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.006>
- 57) 重松紀生・大谷具幸・小林健太・奥平敬元・豊島剛志 (2018) 陸域断層の内部構造. *地質学雑誌*, 124(9), 759–775. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2018.0004>
- 58) Fisher, Q. J., Knipe, R. J. (2001) The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18(10), 1063–1081.
- 59) Sigda, J. M., Goodwin, L. B., Mozley, P. S., Wilson, J. (1999) Permeability alteration in small displacement faults in poorly lithified sediments: Rio Grande Rift, central New Mexico. In: Haneberg, W. C., Mozley, P. S., Casey Moore, J., Goodwin, L. B. (Eds.), *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust*, vol. 113. American Geophysical Union, Washington D. C., pp. 51–68.
- 60) Rawling, G. C., Goodwin, L. B., Wilson, J. L. (2001) Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault zone types. *Geology*, 27(1), 43–46.
- 61) Balsamo, F., Storti, F. (2010) Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Croton basin, southern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 822837. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.016>.
- 62) Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E. (2013) Shear enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). *Journal of Structural Geology*, 47, 3–15.
- 63) Balsamo, F., Bezerra, F. H. R., Vieira, M. M., Storti, F. (2013) Structural control on the formation of iron-oxide concretions and Liesegang bands in faulted, poorly lithified Cenozoic sandstones of the Paraíba Basin, Brazil. *GSA Bulletin*, 125 (5/6), 913–931. <http://dx.doi.org/10.1130/B30686.1>.
- 64) Antonellini, M., Aydin, A. (1995) Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometric properties. *AAPG Bulletin*, 79(5), 642–671.
- 65) Billi, A., Salvini, F., Storti, F. (2003) The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25, 1779–1794.
- 66) Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O., Scibek, J. (2013) Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171–192.
- 67) Brixel, B., Klepikova, M., Jalali, M. R., Lei, Q., Roques, C., Kriestch, H., Loew, S. (2020) Tracking Fluid Flow in Shallow Crustal Fault Zones: 1. Insights From Single - Hole Permeability Estimates. *Journal of Geophysical Research*, 125, <https://doi.org/10.1029/2019JB018200>.
- 68) 杉山和稔・池田則生・齋藤茂幸・諸岡幸一・内田雅大 (2003) 露頭観察に基づく新第三紀堆積岩中の水理・物質移行経路抽出の試み. *応用地質*, 43, 372–381.
- 69) 石井英一・福島龍朗 (2006) 新第三紀珪質岩における断層の解析事例. *応用地質*, 47, 280–

- 291.
- 70) 舟木泰智・石井英一・常盤哲也 (2009) 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか? 応用地質, 50, 238-247.
- 71) Oda, M. (1982) Fabric tensor for discontinuous geological materials. *Soils and Foundations*, 22, 96-108.
- 72) Ioannou, S. E., Spooner, E. T. C. (2007) Fracture Analysis of a Volcanogenic Massive Sulfide-Related Hydrothermal Cracking Zone, Upper Bell River Complex, Matagami, Quebec: Application of Permeability Tensor Theory. *Economic Geology*, 102, 667-690.
- 73) 竹村貴人・小田匡寛 (2002) マイクロクラックの3次元構造解析による花崗岩質岩石の脆性破壊機構. *地質学雑誌*, 108, 453-464.
- 74) Ferrill, D. A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S., Armstrong, A., Morris, A. P. (1999) Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada. *GSA Today*, 9, no. 5, 1-8.
- 75) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－立地要件への適合性と其の根拠となる調査結果の妥当性－. *地質調査総合センター研究資料集*, 560.
- 76) Miyakawa, A., Otsubo, M. (2015) Applicability of slip tendency for understanding long-term fault activity: a case study of active faults in northeastern Japan. *Journal of JSCE*, 3, 105-114.
- 77) 萩原尊禮 (1991) 日本列島の地震, 地震工学と地震地体構造. 鹿島出版会.
- 78) 垣見俊弘・松田時彦・相田 勇・衣笠善博 (2003) 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分. *地震* 第2輯, 55, 389-406.
- 79) Kimura, G. (2006) Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. *Island Arc*, 5, no. 3, 262-275.
- 80) Kimura, G., Tamaki, K. (1986) Collision, Rotation, and Back-Arc Spreading in the Region of the Okhotsk and Japan Seas. *Tectonics*, 5, no. 3, 389-401.
- 81) 森谷武男・宮町宏樹・Ozel, O.・Ozel, N., 岩崎貴哉 and 稔, 笠. (1997) 日高山脈の地下構造と地震テクトニクス. *構造地質*, 42, 15-30.
- 82) 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層－分布図と資料－. 東京大学出版会, 437p.
- 83) 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 84) Kudo, T., Tanaka, T., Furumoto, M. (2009) Estimation of the Maximum Earthquake Magnitude from the Geothermal Gradient. *B Seismol Soc Am*, 99, no. 1, 396-399.
- 85) 平 朝彦 (2002) 日本海東縁の変動と日本列島のテクトニクス, 日本海東縁の活断層とテクトニクス, 東京大学出版会, 3-15.
- 86) 宮坂省吾 (1987) 衝突帯における山地形成－日高山脈の上昇史－. 松井兪教授記念論文集, 195-202.
- 87) 栗田泰夫・岡村行信・下川浩一 (1997) 北海道・東北日本内帯のネオテクトニクスとプレート運動. *日本地震学会講演予稿集*, 2, A29.
- 88) Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R., Satoh, M. (1995) Rifting and Basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *Island Arc*, 4, 166-181.
- 89) 竹内 章 (1999) 北信越地区における鮮新世以降の応力場とテクトニクスの変遷. *月刊地球*, 21, 583-588.
- 90) Taylor, B., Klaus, A., Brown, G. R., Moore, G. F., Okamura, Y., Murakami, F. (1991) Structural Development of Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc. *J Geophys Res-Sol Ea*, 96, no. B10, 16113-16129.
- 91) 西村 昭・湯浅真人 (1991) 伊豆・小笠原弧のスミスリフトー海洋性島弧における背弧リフト形成の一例. *地球科学*, 45, 333-344.

- 92) 森田澄人・青池 寛, ・徳山英一・平 朝彦 (2000) 伊豆・小笠原島弧北端部一複合テクトニクス領域と火山及び地震活動一. 月刊地球, 22, 813-821.
- 93) Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K. Chiba, T. (1989) Tectonic Evolution Along the Northernmost Border of the Philippine Sea Plate since About 1 Ma. *Tectonophysics*, 160, no. 1-4, 305-326.
- 94) 塩野清治 (1975) プレートの形一伊豆半島から九州まで一. 東海沖地震, 45-49.
- 95) Seno, T. (1977) The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate, . *Tectonophysics*, 42, 209-226.
- 96) Kimura, G. (1996) Collision Orogeny at Arc-arc Junctions in the Japanese Islands. *Island Arc*, 5, 262-275.
- 97) Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2303-2322.
- 98) 鷺谷 威 (2002) 明治期以降のひずみ集中帯, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 133-150.
- 99) 竹村恵二 (1999) 西南日本の鮮新世以降のテクトニクス一近畿地域の盆地形成と関連して. 月刊地球, 21, 649-652.
- 100) 伊藤康人・荒戸裕之 (1999) 日本海南部における鮮新世以降の応力場変遷. *地質ニュース*, 541, 25-31.
- 101) 岡村行信 (1990) 四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動. *地質学雑誌*, 96, 223-237.
- 102) 松原幸夫 (1980) 伊豆半島とフィリピン海プレート. 月刊地球, 2, 157-163.
- 103) Kamata, K., Kodama, K. (1999) Volcanic history and tectonics of the Southwest Japan Arc. *Island Arc*, 8, no. 3, 393-403.
- 104) 古川雅英 (1991) 琉球弧と沖縄トラフの発達史. *地学雑誌*, 100, 552-564.
- 105) 木村政昭・Yugang, W.・八木秀憲 (1999) 琉球弧海域の海底地質構造及び発達史. *地質ニュース*, 542, 24-38.
- 106) Schulz, S. E., Evans, J. P. (2000) Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults. *Journal of Structural Geology*, 22, 913-930.
- 107) Shipton, Z. K., Cowie, P. A. (2001) Damage zone and slip-surface evolution over mm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology*, 23, 1825-1844.
- 108) Torabi, A., Fossen, H. (2009) Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *AAPG Bulletin*, 93, 919-938.
- 109) Seno, T. (1999) Syntheses of the regional stress fields of the Japanese islands. *Island Arc*, 8, no. 1, 66-79.
- 110) Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29.
- 111) Uchide, T. (2020) Focal mechanisms of small earthquakes beneath the Japanese islands based on first-motion polarities picked using deep learning. *Geophysical Journal International*, 223, 1658-1671.
- 112) Di Carli, S., Voisin, C., Cotton, F. and Semmane, F. (2008) The 2000 western Tottori (Japan) earthquake: Triggering of the largest aftershock and constraints on the slip-weakening distance. *J. Geophys. Res.*, 113, B05307.
- 113) Toda, S., Stein, R. S. and Sagiya, T. (2002) Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature*, 419, 58-61.
- 114) Yukutake, Y. Takeda, T., Yoshida, A. (2015) The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. *Earth and Planetary Science*

Letters, 411, 188–198.

- 115) Matsumoto, S., Nakao, S., Ohkura, T., Miyazaki, M., Shimizu, H., Abe, Y., Inoue, H., Nakamoto, M., Yoshikawa, S., Yamashita, Y. (2015) Spatial heterogeneities in tectonic stress in Kyushu, Japan and their relation to a major shear zone. *Earth, Planets and Space*, 67, 1–9.





### 5.1.3 重力作用により変位が生ずるおそれが高い地すべりの滑動

#### －陸化した過去の海底地すべりブロックの再滑動性－

##### 【処分事業に果たす役割】

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」(令和2年7月15日)において、中深度処分の廃棄物埋設地の場所(自然条件等)のうち断層等については以下のように記述されている。

「廃棄物埋設地の人工バリアに著しい損傷を生じるおそれがある断層運動等、火山現象又はその他の自然現象が発生するおそれがない場所であること。その上で、解釈において次のような主旨の記載を行う。

－「断層運動等」とは、長さが数キロメートル以上の断層及び重力作用による変位が生ずるおそれが高い地すべり面の運動をいう。

－廃棄物埋設地の人工バリアは、上記「断層」及び「地すべり面」に接しておらず、また、上記断層の活動による著しい力学的な影響が及ぶ領域の外に設けられていること(人工バリアが断層からその長さの100分の1以上離れている場合はこの限りでない)。」

従って、廃棄物埋設地に存在する地すべりについては、①廃棄物埋設地が地すべりブロックに対して相対的にどのような位置関係に存在するか、②重力作用による変位が生ずるおそれがどの程度存在するか、について確認することが求められている。

重力作用により変位が生ずるおそれの高い地すべり面の再滑動による変位(地盤に与えるずれ)により廃棄物埋設地が直接的に変形・破壊する場合、廃棄物埋設地の閉じ込め機能が喪失することが懸念される。重力作用による変位が生ずるおそれが高い地すべり面が存在する可能性が確認された場合は、当該地すべり面の現在の地形・地質環境状態と将来被りうる地形・地質環境の変化を考慮した上で、重力作用による変位が生ずるおそれが明らかに高いものについては、このような場所を避ける必要がある。

また、地すべりによる表層物質の削剥は、侵食作用と同様に廃棄物埋設地と地表面との離隔距離を減少させるため、重力作用による変位が生ずるおそれが明らかに高い地すべりについては深度の確保が損なわれるおそれの観点からの検討も必要である。

廃棄物埋設地に地すべりが存在する場合は、重力作用による変位が生ずるおそれと深度の確保が損なうおそれがあることから、地すべりの再滑動性について適切に把握・評価することが必要である。

##### 【研究成果の概要】

#### 5.1.3.1 成果の概要

本研究では、以下の5つの課題について研究を実施した。

- ・陸上地すべりに係る知見の整理と陸上地すべり面の再滑動性評価の考え方
- ・海底地すべりに係る知見の整理
- ・陸化した過去の海底地すべりの再滑動性評価の考え方
- ・陸化した過去の海底地すべりの現地調査・室内実験に基づく検討
- ・地すべり等の弱面すべりに関する実験的検討

以下に、その概要を述べる。

##### 1) 陸上地すべりに係る知見の整理と陸上地すべり面の再滑動性評価の考え方

陸上地すべりの力学的分類、地すべり面及び地すべりブロックの特徴、陸上地すべりの初生(地すべりが初めて形成されること)と再滑動について、既存知見を整理した。また、地すべりブロックの再滑動性を評価するための調査・評価手法について、土木研究所土砂管理研究グループ地すべりチームの「地すべり防止技術指針及び同解説(提案)」(2007)では、地すべり

の再滑動性の評価が基本的には斜面の安定解析に基づくこと、複数の安定解析手法が存在し適切な方法を選択する必要があるとしている(地すべり防止技術指針(国土交通省砂防部)は2008年に改訂されている)。

## 2) 海底地すべりに係る知見の整理

海底地すべりの発生個所とその要因(陸上地すべりに比べて緩傾斜で発生するなど)、規模(陸上地すべりよりも極めて規模の大きい幅・長さともに100km以上ものが存在するなど)などの知見を整理した。海底地すべり移動体のうち、元の地層の構造を残しているものは陸上地すべりと同様の内部構造が認められること、移動体の先端部では乱堆積物が存在すること、その一方で流動化しやすいことから元の地層の内部構造が保存されない場合もあることなどの知見を整理した。

## 3) 陸化した過去の海底地すべりの再滑動性評価の考え方

地すべりブロックが重力作用によって再滑動する主たる要因としては、地すべりブロックへの上載荷重の増加、地すべり脚部の削剥、地すべり面に係る間隙水圧の上昇、地すべり面の物質特性の変化(せん断強度の低下)などが考えられる。廃棄物埋設地において人為的な事象を制限したとしても、将来10万年間適度の期間に起こりうる海水準変動に伴って発生する海食や河川の下刻・側刻等の影響により地すべり脚部の削剥が発生する可能性が考えられ、地すべり脚部の削剥可能性に関する科学的知見に基づく予測が必要である。

海底地すべりの再滑動性の評価においては、まず海底地すべり面が上下の岩盤に対して力学的・水理学的不連続面であるかを確認し、不連続面である場合は陸上地すべりと同様の斜面の安定解析により再滑動性を評価する必要がある。

## 4) 陸化した過去の海底地すべりの現地調査・室内実験に基づく検討

千葉県房総半島の第四系下部更新統堆積岩中の海底地すべり露頭の現地調査を行い、海底地すべり面を含む試料を採取し、室内試験により力学・水理学特性を取得した。その結果、海底地すべり面には、下位のシルト層(現在は固結してシルト岩化している)からの注入による碎屑岩ダイクなどの海底地すべりに特有の構造が認められること、下位層と海底地すべり面では力学・水理学特性が大きく異なり不連続面を形成していることが明らかになった。現状では海底地すべり面の傾斜が緩やかであるため地すべりブロックが再滑動する可能性はないが、地殻変動などで海底地すべり面が急傾斜した場合は再滑動するかのうせいがあると考えられる。

## 5) 地すべり等の弱面すべりに関する実験的検討

地すべり等の弱面すべりのすべり面と周辺岩盤の力学的・水理学的特性を実験的に検討・評価するために以下の2つの異なるタイプの一面せん断試験を実施し、それらの実験結果に基づき地すべり面に係る間隙水圧や上載荷重の影響や、一面せん断化は気の進展過程等について考察した。

- ①間隙水圧がせん断すべり挙動に与える影響を検討することを目的とした一面せん断試験
- ②上載荷重がせん断すべり挙動に与える影響を検討することを目的とした上載荷重を厳密に制御した一面せん断試験

### 5.1.3.2 陸上地すべりに係る知見の整理と陸上地すべり面の再滑動性評価の考え方

本項では、陸化した過去の(堆積時に発生した)海底地すべりブロックの再滑動性を評価する前段階として、既存の陸上地すべりに係る知見や陸上地すべりの再滑動性評価手法について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・陸上地すべりの力学的分類
- ・陸上地すべり面及び地すべりブロックの特徴
- ・陸上地すべりの初生と再滑動

- ・陸上地すべりブロックの再滑動性の調査・評価手法

**陸上地すべりの力学的分類**

Cruden and Varnes (1996)<sup>1)</sup>は、陸上地すべり（マスマーブメント）を運動のタイプと地質材料のタイプに着目して整理した。Sassa (1999)<sup>2)</sup>や佐々 (2007)<sup>3)</sup>は、Varnes (1978)<sup>4)</sup>の分類を発展させ、より力学的な観点から陸上地すべりを分類し、陸上地すべりの発生機構とその後の運動速度に着目して整理している（図 5.1.3-1）。

	せん断タイプ	応力経路	岩 (>20mm)	砂質土 (0.074-20mm)	粘性土 (<0.074mm)
すべり	ピーク強度すべり				
	残留強度すべり				
液状化	液状化		なし		
	すべり面液状化		なし		なし
クリープ					粘土クリープ

図 5.1.3-1 地すべりの力学的分類 (Sassa, 1999<sup>2)</sup>; 佐々, 2007<sup>3)</sup>).

**陸上地すべり面及び地すべりブロックの特徴**

Skempton (1985)<sup>5)</sup>は地すべり面の粘土含有率と残留せん断強度について整理している。粘土含有率が 25%未満の場合は残留応力はほとんど現れず、50%以上になると粘土鉱物の滑り摩擦強度が残留せん断強度を決める支配的な要因となる。粘土含有率が 25%~50%の場合は粘土粒子の割合とその性質に依存するとしている。また、残留せん断強度は約 100mm/min より早い変位速度ではそのせん断挙動が変化するため、高速せん断試験が行えるリングせん断試験等の開発を行っている。

Zhang and He (2013)<sup>6)</sup>は、断層帯から採取した天然ガウジの摩擦すべりの性質についてより詳しく調べている。摩擦すべりの速度依存性と、粘土含有量と摩擦係数の関係（図 5.1.3-2）について複数の実験結果を整理している。

山崎 (2011)<sup>7)</sup>は、すべり面の形状や粘土鉱物とせん断強度についてこれまでの研究を整理している。すべり面の微細構造や含有鉱物を、堆積岩や変成岩の分布地域別に分類し、緑色凝灰岩・結晶片岩・風化泥質片岩などについて整理をしている。

地すべり移動体の内部構造として、上部域では正断層または引張亀裂が生じ、側崖では横ずれ断層、下部域から先端にかけては逆断層が生じることが知られている (Varnes, 1978<sup>4)</sup>など)。八木 (2003)<sup>8)</sup>は地すべり移動体の微地形とその配列パターンについて、田近 (2007)<sup>9)</sup>は地

すべり移動体の内部構造等について詳しく報告している。田近 (2007) <sup>9)</sup>によれば、地すべり移動体の基本構造としては、上部域では正断層または引張亀裂が発達し、側壁では横ずれ断層、下部域では逆断層が発達するが、移動体の起源となった地質・地質構造や、地すべり運動の様式・運動過程により修飾されて複雑になるとしている。また、移動体先端部では、非対称な褶曲やimbricate fanが形成されるほか、すべり面の上部にしばしばduplexが形成されるとしている。

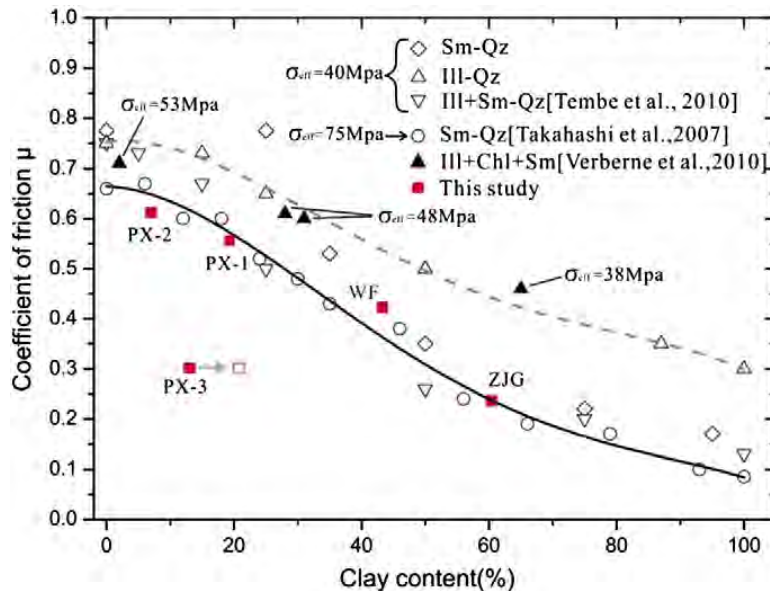


図 5.1.3-2 Coefficient of friction (摩擦係数) と粘土含有量の関係.

実験は、常温下でせん断速度  $1.22\mu\text{m/s}$  で行っている。coefficient of friction,  $\mu$  は  $\mu = \tau / \sigma_{\text{eff}}$  で正規化し、ここで、 $\tau$  はせん断応力、 $\sigma_{\text{eff}}$  は有効垂直応力である (Zhang and He, 2013<sup>6)</sup>)。

脇坂ほか (2012) <sup>10)</sup>は、四万十帯の地すべりについて、地すべり移動体を特徴づける破碎岩と断層角礫の違いについて報告している (図 5.1.3-3, 表 5.1.3-1)。断層角礫は高拘束圧条件下、地すべり移動体の無構造角礫は低拘束圧条件下で形成されるものと考えられ、図 5.1.3-3 に示すようにその違いは破断面構造に現れる。例えば、地すべり面の拘束圧は断層が活動するときのようにせん断面が形成されるほど高くないので、破断面は無構造な角礫岩となる。また、地すべり面の頭部は引張応力場であるため、鉛直に近い引張割れ目が形成される。地すべりによる破碎岩を地質学的に認定・区別するためには、せん断破碎帯やその破面を観察し、破碎度 (引張り割れ目の多い岩盤、無構造で角礫と基質との粒径に不連続がある角礫岩、砂～粘土) を区分し、破碎度ごとの岩石の分布位置および頻度を整理することが重要であるとしている (表 5.1.3-1)。

表 5.1.3-1 地すべり移動体および断層岩類を構成する破碎岩類の識別と破碎度区分.  
記号は図 5.1.2b-3 を参照 (脇坂ほか, 2012<sup>10)</sup>).

記号		破碎の状態	構成物質		粒度分布		複合面構造	
			角礫の中央粒径	基質の量	地すべり	断層	地すべり	断層
地すべり	断層		地すべり・断層共通		地すべり	断層	地すべり	断層
Cl	Cl	粘土～砂	粘土～砂		連続		場合によってあり	
Cr4	Sh4	角礫岩	2-5mm	60%以上	不連続	連続	なし	あり
Cr3	Sh3		5-15mm	30-60%				
Cr2	Sh2		15mm以上	30%未満				
Cr1b		開口割れ目を細粒物が充填			不連続	連続	なし	あり
Cr1a		開口割れ目						

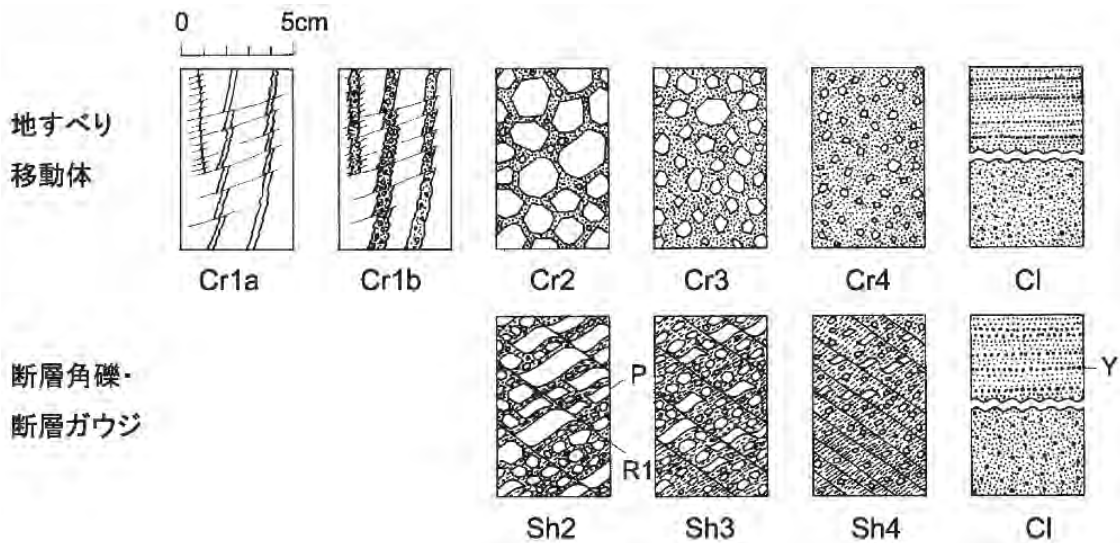


図 5.1.3-3 地すべり移動体および断層岩類の破碎度区分. 断層角礫・断層ガウジ中の P, R1, Y はそれぞれ複合面構造の P 面 (P\_foliation), R1 面, Y 面を示す (脇坂ほか, 2012<sup>10)</sup>).

### 陸上地すべりの初生と再滑動

陸上で地すべりとして認識される陸上地すべりは、重力作用による変位が生じ、すべり面が連続することにより地すべりブロックが形成された地すべりである。このような地すべりに発展する前には、斜面上部部でクリープもしくはせん断破壊が進行しすべり面が形成され、斜面下部部では圧縮性的変形のみで留まっている段階のものも存在する。これらの地すべり面が斜面上部部から下部部まで連続していない段階のものを野崎 (2011)<sup>11)</sup>は「斜面変動の初生 (地すべりの初生)」としている。また、地すべり面が斜面上部部から下部部まで概ね全面にわたって連結した時点を持って「初生地すべり」の発生としている。

陸上地すべりは、このような新しく滑る「初生すべり型地すべり」と、過去の地すべり面沿って滑動・停止を繰り返す「再すべり型地すべり」がある (大塚, 2017<sup>12)</sup>; 千木良, 2016<sup>13)</sup>)。日本で陸上地すべりとして認識されているものの多くは、再すべり型である。しかし、まだすべり面が連続していない岩盤クリープの段階の「地すべりの初生」段階のものや「初生すべり型地すべり」では、地すべり移動域で滑落崖が地形判読できないことがあり、潜在的にはより多くの「地すべりの初生」段階のものや「初生すべり型地すべり」が存在する可能性があることに留意する必要がある。



### 陸上地すべりブロックの再滑動性の調査・評価手法

陸上地すべりの再滑動性の調査・評価手法については、これまでに様々な機関や識者により取りまとめられている。例えば、土木研究所（2007）<sup>14)</sup>は「地すべり防止技術指針及び同解説（提案）」において、陸上地すべり防止計画を策定する際の標準的な手法と留意点、またその要因や分類がまとめられている。

陸上地すべりが存在する斜面の安定解析は、地すべり面に係る応力の極限平衡により安定性を論ずる極限平衡法と土の応力と歪みの 関係を考慮した応力解析法がある（土木研究所，2007<sup>14)</sup>）。極限平衡法では、分割法（スライス法）が広く知られており、Fellenius 法，Bishop 法，Janbu 法など様々なものが提案されている。また、応力解析法では、対象とする地すべりの不連続面の取り扱い方によって、有限要素法，個別 要素法，剛性ばねモデル等の手法がある。安定解析は、地すべり地の特性（平面形，すべり面形，移動状況等）に応じて、上記の各手法の中から適切な解析手法を選択して実施することが望ましい（土木研究所，2007<sup>14)</sup>）。

極限平衡法の分割法（スライス法）では、基本的には陸上地すべりブロックを細かいスライス片に分割し、対象とするスライス片の土塊重量とスライス片の接する地すべり面の傾斜から、地すべり面に係る垂直荷重及びせん断荷重を算出する。陸上地すべり面に作用する間隙水圧は、本来は有効応力の原理に基づいて体積圧（間隙圧と浮力）として扱われるべきものであるが、安定解析では地すべりブロックの下面に働く作用力（水圧）として取り扱う。陸上地すべりの再滑動性に係る安全率は、地すべり面に沿うせん断強さとすべり面に沿って滑ろうとする力の比によって計算される。

#### 5.1.3.3 海底地すべりに係る知見の整理

本項では、陸化した過去の（堆積時に発生した）海底地すべりブロックの再滑動性を評価するため、海底地すべりに係る既存の知見について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・海底地すべりに係る既存の知見
- ・陸化した過去の海底地すべりと陸上地すべりの相違点

#### 海底地すべりに係る既存知見の整理

海底地すべりは、大陸や島弧の沿岸海域等の土砂供給量が一定以上あり、斜度が相対的に大きい\*1海底斜面，海洋性火山島周辺，沈み込み帯，拡大軸やトランスフォーム断層帯等の様々な海洋環境で発生している（川村ほか，2017<sup>15)</sup>；図 5.1.3-4）。日本近海では前弧側・背弧側のいずれの海域でも海底地すべりが発生している（図 5.1.3-4）。海底地すべりの発生メカニズムや活動性については、海底地すべりが津波の重要な発生要因の一つであるため、これまでに川村ほか（2017）<sup>15)</sup>を始め様々な研究がされており、地質学的検討，原位置計測，室内模擬実験，及び数値実験的な手法による研究が行われている（國生，2000<sup>16)</sup>；山田・松岡，2008<sup>17)</sup>；Utsumomiya *et al.*, 2018<sup>18)</sup>）。

海底地すべりは、地すべり面の幅・長さが 100km を超えるような超大規模な地すべりが存在する（川村ほか，2017<sup>15)</sup>）。

\*1 字義通り海底地形において相対的に斜度が大きい海底斜面であることを意味しており、一般的な陸上地すべりが発生するような急斜面を示唆するものではない。海底地すべりは、数°程度の緩斜面でも発生している（川村ほか，2017<sup>15)</sup>）。

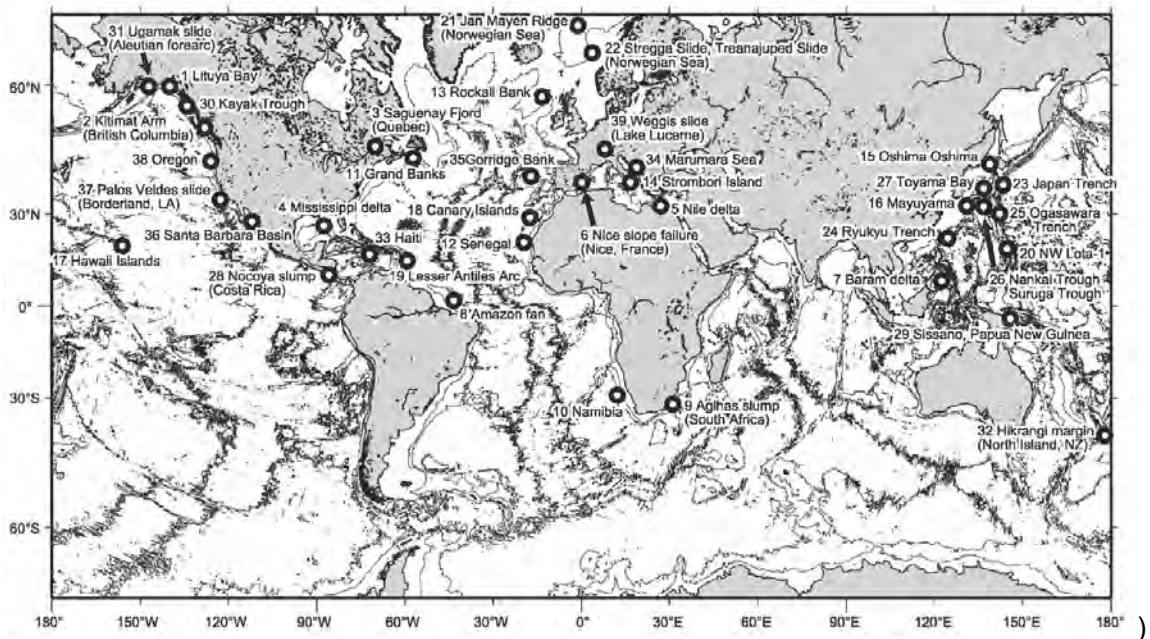


図 5.1.3-4 川村ほか (2017)<sup>15)</sup>で取り上げられた海底地すべりの分布

海底地すべりの移動体は、滑動前の地層の構造を一定程度残した移動体では、上部域には正断層群が発達し、下部域ではスラスト群が発達するなど (川村ほか, 2017<sup>15)</sup>), 陸上地すべりの移動体と同様な構造 (田近 (2007)<sup>9)</sup> によれば、陸上地すべりでは移動体下部域では中～高角の逆断層群が発達する) を持つ。また、移動体先端部では、滑動中の崩壊等により構造が乱され、乱堆積物が発達することもある。しかし、海底地すべりは海水中で発生するため移動体の固相部分の水中比重が小さく、また固結度が低いことも多いため、著しい流動性を示す (大八木, 2004<sup>19)</sup>) ことがあるため、滑動前の地層 (堆積物) の構造が擾乱/破壊され残存しないこともある。

Utsunomiya *et al.* (2018)<sup>18)</sup> は、東北日本弧全弧域の第四紀更新世の海底地すべり移動体下部～先端部に、砕屑岩や火山岩からなるブロックが泥質マトリックスに囲まれる乱堆積物が存在することを報告している。しかし、沈み込み帯における乱堆積物は、プレート境界断層に沿うせん断や、泥ダイアピルの貫入の結果としても形成されるため、乱堆積物の成因を岩相のみで判別することは困難である (山本, 2010<sup>20)</sup>; 森田, 2014<sup>21)</sup>)。

#### 陸化した過去の海底地すべりと陸上地すべりの相違点

陸化した過去の海底地すべり移動体は、過去に海底下に存在していた地すべり移動体が長期の地殻変動に伴う隆起や水平移動により現在の位置に移動したものである。陸化した過去の海底地すべりは、陸上地すべりに比べて異なる特徴を有している。

- ・陸化した過去の海底地すべりは、地殻変動 (隆起等) の影響を受けており、滑動当時の水理・重力場とは異なる環境下にあるため、陸上地すべりに比べて地すべりの運動方向が明瞭ではないことがある。
- ・陸上地すべりの多くは再すべり型地すべりであり、数百年程度の比較的短期的かつ周期的に繰り返し地すべり滑動を生じさせるのに対して、陸化した過去の海底地すべりは海底下で滑動したときの環境とは異なるため、長期的に活動しておらず、すべり面が見かけ上固結していることがある。

陸化した過去の海底地すべり面は、陸上地すべり面と同様に、地層中に存在する岩盤不連続面であるものの、過去に海底地すべりが発生した状況 (移動体の含水率・比重, 重力場) とは大きく異なる環境に置かれていることから、現在の状況下において過去の海底地すべり面を利

用した再滑動が生じるかは個々の事例毎に判断する必要がある。また、海底地すべりは極めて大規模なものが存在するため、陸化した過去の海底地すべり面の一部を利用した再滑動が発生する可能性があることにも留意する必要がある。そのため、陸化した過去の海底地すべりの再滑動性を評価する際は、海底地すべり面の幾何学的な形状・連続性・規模、せん断強度等の諸特性を考慮する必要がある。

#### 5.1.3.4 陸化した過去の海底地すべりの再滑動性評価の考え方

本項では、地すべりブロックの再滑動が廃棄物埋設地に与える影響について検討し、陸化した過去の海底地すべりの再滑動性を評価する考え方について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・地すべりが廃棄物埋設地に与える影響
- ・廃棄物埋設地に存在する地すべりの再滑動性の検討
- ・過去の海底地すべり面の再滑動性の評価① —地すべり面の力学的・水理学的連続性—
- ・過去の海底地すべり面の再滑動性の評価② —斜面の安定解析—

#### 地すべりが廃棄物埋設地に与える影響

図 5.1.3-5 に、地すべり脚部の削剥（海食）によって地すべり面が再滑動した場合に、廃棄物埋設地へ与える影響の模式図を示す。図 5.1.3-5(a)は、沿岸域に存在する深い地すべり面が海水準低下時の海食の影響によって地すべり脚部が削剥され、地すべりが滑動する状況を示している。

地すべり面で滑動が生じた場合、図 5.1.3-5(b)のように埋設地と地表面との離隔が不足する場合や、図 5.1.2b-5(c)のように埋設地周辺に直接的な影響を与える場合が考えられる。即ち、中深度処分の埋設地において、海食により地すべり面が再滑動する際に想定すべきケースは、深度の確保への影響と埋設地周辺の岩盤への直接的な影響ということになる。ただし、中深度処分の埋設地が深度-70m 以深に設置されることを考慮すると、図 5.1.3-5(c)のような埋設地周辺への直接的な影響を与えるためには、現在の沿岸陸域・海域において、海食による大量の削剥が行われる必要があり、現実的にそのような削剥が発生する可能性は低いと考えられる。

一方、河食（下刻・側刻）による廃棄物埋設地への影響として想定すべきケースは、①廃棄物埋設地が深度 70m 以深に設置されること、②将来 10 万年間にわたって想定すべき下刻の最大深度が海進—海退 1 サイクルの隆起量を超えないと想定されることから、極めて特殊な状況を除けば、一般的には深度の確保への影響のみとなると考えられる。

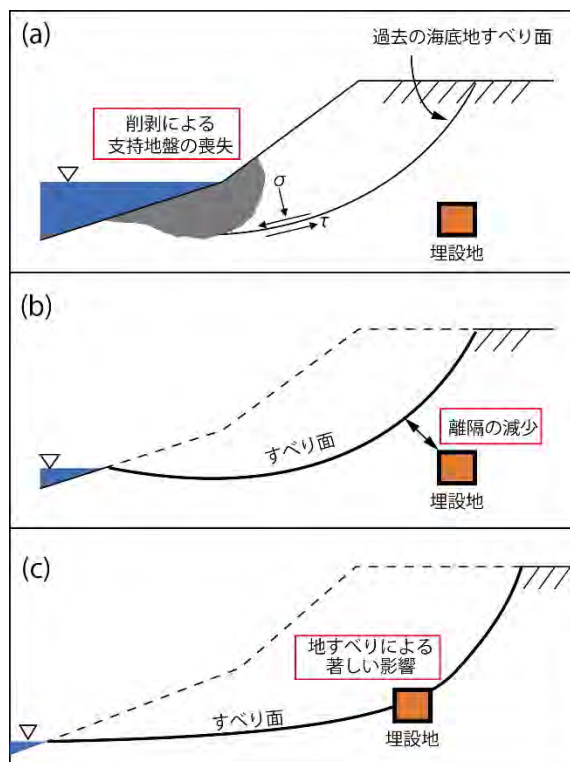


図 5.1.3-5 地すべりが埋設地に与える影響.

- (a) 海食による地すべり脚部の喪失, (b) 地すべりによる離隔の減少,  
(c) 地すべりによる埋設地への著しい影響.

#### 廃棄物埋設地に存在する地すべりの再滑動性の検討

陸化した過去の海底地すべりであれ陸上地すべりであれ、地すべりブロックが重力作用によって再滑動するためには、地すべりブロックへの上乗荷重の増加、地すべり脚部の削剥、地すべり面に係る間隙水圧の上昇、地すべり面の物質特性の変化（せん断強度の低下）などが主たる要因となると考えられる。このうち中深度処分の廃棄物埋設地の場所に要求される自然条件を満たすような廃棄物埋設地において、自然事象として最も発生可能性が高い事象は、地すべりブロックの支持地盤の削剥による地すべりブロックの滑動と考えられる。中深度処分の廃棄物埋設地に対して人為的な地すべり脚部の削剥を制限したとしても、埋設地が沿岸陸域に立地した場合は海食の影響を、河川の近傍であれば河食の影響を考慮する必要がある。

中深度処分の自然条件の評価においては、将来 10 万年間程度の期間に発生しうる自然条件を考慮する必要がある。70～80 万年前以降の氷期-間氷期サイクルはおよそ 10 万年周期で繰り返しており (Waelbroeck *et al.*, 2002<sup>22</sup>)、将来 10 万年間程度の期間を考慮するのであれば、およそ 1 回の氷期-間氷期サイクルにおいて発生する海水準変動とそれに伴う自然事象を考慮する必要がある。

地球温暖化の影響を考慮しない場合、海水準は気候の寒冷化に伴って今後ゆっくりと 100m 以上低下し、その後気候の急速な温暖化に伴って現在の海水準まで急速に回復すると考えるのが最も一般的なシナリオである。気候の寒冷化に伴う海水準の低下は、その途中で何度か急速な温暖化に伴う小規模な海水準の上昇を挟み、全体としてはゆっくりと低下することが知られている (Waelbroeck *et al.*, 2002)。海水準上昇後にゆっくりと低下に転じる時期のような海水準停滞期には海食が進むが、現在の海面下のどの深度で海食が進むかを想定することはできない。

海水準の低下に伴い、河川の侵食基準面も低下するため、河川の下刻が進み、それに伴って河川の側刻が進行する。廃棄物埋設地が沿岸陸域に立地した場合は、海水準低下に伴う河川の下刻・側刻の影響はより顕著である。なお、隆起傾向がない地域や低地帯が広く広がっている

地域を流下する河川については、河川の流路が変化する可能性が高いと考えられる。

#### 過去の海底地すべり面の再滑動性の評価① —地すべり面の力学的・水理学的連続性—

廃棄物埋設地周辺に過去の海底地すべりが存在していても、海底地すべり面が力学的・水理学的に不連続面ではない場合は、海底地すべり面が弱面として働き地すべり滑動を誘発することはないと考えられる。一方、過去の海底地すべり面が力学的・水理学的に不連続面である場合、その不連続面を弱面として地すべりが誘発される可能性があるため、海底地すべり面が上下の岩盤に対して不連続面であるかどうかを判断する必要がある。

過去の海底地すべり面は、隆起等の長期間の地殻変動の作用を受けて現在は陸化しており、海底地すべりとしての最終滑動時期は陸上地すべりよりも極めて古く、地下環境下において圧密等の応力状態を経験しているため、地すべり面が固結していることがある。これらの海底地すべり面及びその近傍（海底地すべりの滑動により破碎等を受けた領域）が、上下の岩盤に対して力学的・水理学的に連続であるか不連続であることを調べるためには、以下の方法がある。

- ・原位置試験 原位置せん断試験，原位置透水試験
- ・室内試験 地すべり面及びその近傍と上下の岩盤の岩石試料に対する力学・水理試験

これらの試験により、過去の海底地すべり面の上下の岩盤に対する連続性を検証し、過去の海底地すべり面を用いた地すべりブロックの再滑動性を評価することが適切と考える。

#### 過去の海底地すべり面の再滑動性の評価② —斜面の安定解析—

過去の海底地すべり面及びその近傍が上限の岩盤に対して相対的に弱面であり、海底地すべりブロックの脚部が海食・河食等によって削剥された場合、海底地すべり面にそって地すべりが発生する可能性がある。

過去の海底地すべり面の再滑動性の調査・評価手法は、5.1.2b.3a 項「陸上地すべりブロックの再滑動性の調査・評価手法」と同様の斜面の安定解析により行う。中深度処分特有な事項としては、中深度処分の評価期間が将来 10 万年程度の期間であるため、その間に起こりうる自然条件の変化について、科学的根拠に基づいた類推を行う必要があることにある。既に述べたように現在滑動していない地すべりブロックが重力作用によって再滑動するためには、地すべりブロックへの上載荷重の増加、地すべり脚部の削剥、地すべり面に係る間隙水圧の上昇、地すべり面の物質特性の変化（せん断強度の低下）などが主たる要因となると考えられる。これらの要因について将来 10 万年程度の期間において想定される変化は、以下の通りである。

- ・上載荷重の増加： 上載荷重の変化としては、海水準変動による地下水面の位置の変化、地殻変動（隆起・沈降）や物質移動（堆積・侵食）による堆積物の増減が考えられる。また、周辺の火山活動に伴う火砕物の堆積を考慮する必要がある地域も存在する。
- ・地すべり脚部の削剥： 人為的な地すべり脚部の削剥を制限したとしても、埋設地が沿岸陸域に立地した場合は海食の影響を、河川の近傍であれば河食の影響を考慮する必要がある。最も重要な要因である。
- ・地すべり面に係る間隙水圧の上昇： 地殻変動（隆起・沈降）や物質移動（堆積・侵食）の結果として地すべり面に係る間隙水圧が変化することはありうるため考慮が必要である。
- ・地すべり面の物質特性の変化（せん断強度の低下）： 地すべり面の透水係数が低く、地すべり面直上が水みちとなっているような場合、長期的に地すべり面周辺の強度が低下する可能性がある。火山性流体や深部流体が地下水に一定以上混入している地域では、それらの流体との反応により、地すべり面の物質特性が変化する可能性があることに留意する必要がある。



これらの要因については、将来 10 万年程度の期間にわたる変化を想定し、斜面の安定解析を行う必要がある。

#### 5.1.3.5 陸化した過去の海底地すべりの現地調査・室内実験に基づく検討

本項では、陸化した過去の海底地すべりを対象とした現地地質調査結果と、現地で採取された海底地すべり面を含む周辺岩石試料の基礎的な物性値に関する試験結果について取りまとめる。



図5.1.3-6 千葉県大多喜町の海底地すべり露頭と実験用試料採取地点。  
白層は火山礫層 (Kd8A)

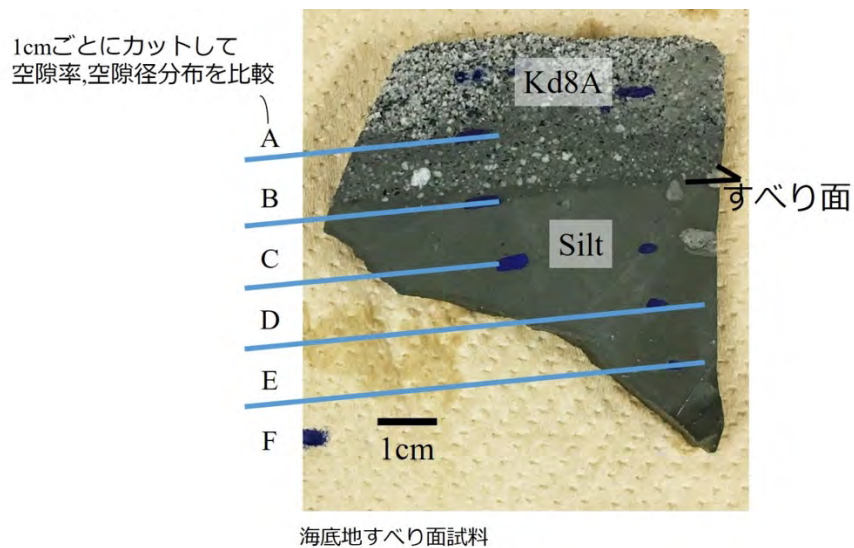


図5.1.3-7 実験用試料の断面と分割区分.

宇都宮・大井 (2019)<sup>23)</sup>および宇都宮ほか (2019)<sup>24)</sup>は、千葉県房総半島の第四系下部更新統上総層群黄和田層中に多数の海底地すべりが存在することを報告している。そのうち大多喜町の黄和田層の火山礫層の下面をすべり面とする海底地すべり (図 5.1.3-6) を対象とした現地地質調査を行った。この露頭では、海底地すべり面下位のシルト層 (現在はシルト岩) による海底地すべり面への注入・碎屑岩脈化という未固結時の海底地すべりに特有な特徴が観察された。

図5.1.3-6の露頭から岩石カッターを用いて実験用岩石試料を採取した。採取した海底地すべり試料は、すべり面を境界面として、1cm毎に切断して空隙率や空隙半径、密度などの基礎物

性値を取得した（図5.1.3-7）。火山礫層の空隙率は44%程度であるのに対して、下位のシルト岩層は35%程度と小さな値を示した、すべり面直上のシルト岩砕屑岩脈が存在する部分は41%程度と両者の中間的な値を示した。

海底地すべり面およびその近傍に力学的・水理学的に不連続性が存在する場合、海底地すべり面の再滑動が発生する可能性があるため、海底地すべり面の上位の火山礫層および下位のシルト岩層を対象とした力学－水理試験を実施した。一軸圧縮強度は、火山礫層は4.0～4.9Mpa、シルト岩は9.5Mpa程度の値を示し、現在の条件下では火山礫層の強度はシルト岩層の半分程度であった。また、透水性については、火山礫層は $5.6\sim 3.7\times 10^{-7}(m/s)$ 程度の大きな値を示すのに対し、シルト岩は $3.8\sim 3.0\times 10^{-11}(m/s)$ 程度の小さな値を示し、およそ4桁程度の大きな差異を示した。

これらの実験結果は、陸化した過去の海底地すべり面およびその近傍において、力学的・水理学的な不連続性が存在することを示している。従って、地殻変動などにより地層面の傾斜が変化し高角化した場合、斜面の安定性が損なわれ、過去の海底地すべり面の再滑動が発生する可能性があると考えられる。

#### 5.1.3.7 地すべり等の弱面すべりに関する実験的検討

本項では、地すべり等の弱面すべりのすべり面と周辺岩盤の力学的・水理学的特性を実験的に検討・評価するために実施した以下の2つの異なるタイプの一面せん断試験の結果を取りまとめる。

- ①間隙水圧がせん断すべり挙動に与える影響を検討することを目的とした一面せん断試験
- ②上載荷重がせん断すべり挙動に与える影響を検討することを目的とした上載荷重を厳密に制御した一面せん断試験

#### 間隙水圧がせん断すべり挙動に与える影響に関する実験的検討

間隙水圧がせん断すべり挙動に与える影響については、比較的低い間隙水圧下(0.3～0.5MPa程度)での実験的検討はなされているが、中深度処分の廃棄物埋設地の深度に相当するような比較的高い間隙水圧による実験的検討はなされていない。また、一軸圧縮応力下でのせん断試験は実施されているが、地下の三方向の応力下におけるせん断試験もほとんど実施されていない。そのため、実験は封圧型真三軸試験機を用いて地下の三方向の応力を独立して作用させることができる条件下で、比較的高い間隙水圧を作用させながら一面せん断・透水試験を行い、すべり面のせん断挙動と強度特性を計測し、間隙水圧がせん断すべり挙動に与える影響に関する実験的検討を行った。

実験の実施にあたり、封圧型真三軸試験機に組み込むことのできる一面せん断試験用治具を開発した（図5.1.3-8）。開発した一面せん断試験用治具は、以下の特徴を有する。

- ・比較的高い間隙水圧を作用させることができる。
- ・一面せん断試験で問題となる供試体への回転モーメントを生じさせない。

これらは、これまでの一面せん断試験装置では実現できなかったことであり、本試験装置を使うことによって、より適切に地下の力学的・水理学的状況を検討することが可能となっている。

実験結果は、すべり面の間隙水圧の増加による有効垂直応力の低下とせん断応力が直線的な関係を示すこと（図5.1.3-9）、また垂直変位量にも影響を与えることを示している。また、岩石供試体の破面の性状とすべり挙動の力学的特性の関係を考察し、間隙水圧がせん断強度や垂直変位に与える影響について予察的な検討を行ったほか、せん断実験後のX線透視画像（CT画像）によりせん断荷重による岩石の損傷に関する情報を取得した。

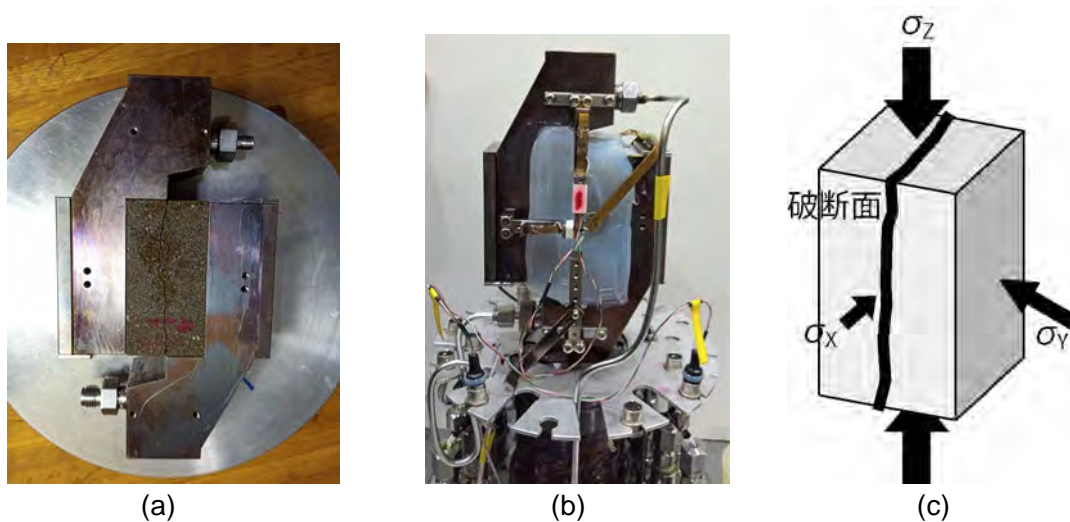


図 5.1.3-8 (a)食い違いに配置した L 字型エンドピースおよび岩石の配置, (b) シリコンによって被覆された岩石及びエンドピース, (c)岩石の破断面と载荷の方向.  
 (b)では, 鉛直 Z 方向の透水ライン及び変位計が設置されている. 変位計は鉛直 Z 方向・水平 Y 方向にそれぞれ 2 つ(写真で見えている前面と背面)設置し, X 方向は中央に 1 つ設置されている.

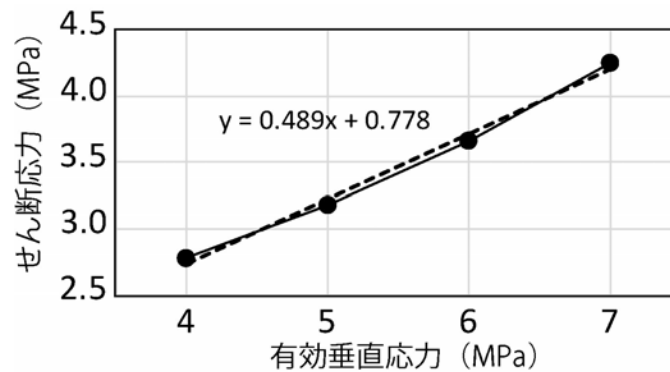


図 5.1.3-9 せん断応力と有効垂直応力の関係.

#### 上載荷重がせん断すべり挙動に与える影響とすべり破壊の進展に関する実験的検討

せん断すべり挙動においてすべり面にかかる上載荷重が与える影響を検討するため, 上載荷重を一定に制御した一面せん断試験を行った。特に, 固着域を有する弱面すべり面のせん断強度, 及び節理や層理面の結合によるせん断挙動を調べることを目的とし, 不連続面を有する模擬岩石供試体 (表 5.1.3-2) を作成し, 一面せん断挙動の検討を行った。

断続的不連続面の幾何学的パラメータとして, 連結性・オーバーラップ・間隔 (図 5.1.3-10) を抽出し, それらについてそれぞれの値を変化させ, せん断破壊の様式 (表 5.1.3-3) やせん断強度, 垂直変位への影響について考察した。結果として, 供試体のせん断強度は, 連結性 > 間隔 > オーバーラップの順で影響度が小さくなることが明らかになった。一方, 垂直変位への影響は, 連結性・オーバーラップが大きいことが明らかになった。これらの結果は, せん断過程において形成される, 岩石ブロックの摩擦や回転が影響していると考えられる。

- 連結性 (Joint persistency factor) :  $k=L_j/(L_j+L_r)$
- オーバーラップ (Joint overlapping factor) :  $e=L_c/L_j$
- 間隔 (Joint spacing factor) :  $d=D/L_j$

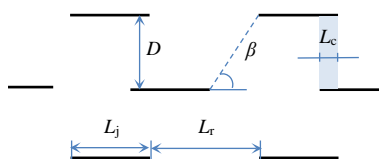





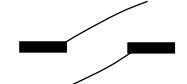
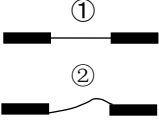
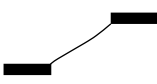
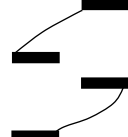



図5.1.3-10 模擬岩石供試体の幾何学的パラメータに関する概念図。  
Dは不連続面の間隔、 $\beta$ はロックブリッジの角度、 $L_j$ は不連続面の長さ、 $L_r$ は隣り合う不連続面の距離。

表5.1.3-2 本実験で作成した模擬岩石供試体一覧。

Sample	$L_j$ / mm	$L_r$ / mm	$k$	$d$	$e$	
S-K1	5.0	15.0	0.25	----	----	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; width: fit-content;">                     -----                      -----  <math>N_r=1</math> (Single row)                 </div>
S-K2	10.0	10.0	0.50	----	----	
S-K3	15.0	5.0	0.75	----	----	
T-K1-D2-E3	5.0	15.0	0.25	1.0	1.0	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; width: fit-content;">                     -----                      -----                      -----                      -----  <math>N_r=3</math> (Three rows )                 </div>
T-K2-D2-E3	10.0	10.0	0.50	1.0	1.0	
T-K3-D2-E3	15.0	5.0	0.75	1.0	1.0	
T-K2-D1-E3	10.0	10.0	0.50	0.5	1.0	
T-K2-D3-E3	10.0	10.0	0.50	1.5	1.0	
T-K2-D2-E1	10.0	10.0	0.50	1.0	0	
T-K2-D2-E2	10.0	10.0	0.50	1.0	0.5	

表 5.1.3-3 本実験で観察されたロックブリッジのき裂の結合.

き裂の結合 タイプ	Type- I	Type- II	Type-III	Type-IV	Type- V
場所	Coplanar	Coplanar	Non-overlappin g	Non-overlappin g	Overlappin g
拡大図					
き裂の結合 概念図					
S-K1	○●	○●		Note: ○ $\sigma_n=1$ MPa ● $\sigma_n=3$ MPa	
S-K2	○	○●			
S-K3		○●			
T-K1-D2-E 3	○●	○●	○●		
T-K2-D2-E 3	○	○●	○●	●	
T-K3-D2-E 3		○●	○●		●
T-K2-D1-E 3		○●	○●		●
T-K2-D3-E 3		○●	○●	○	
T-K2-D2-E 1		○●	○●	○●	
T-K2-D2-E 2	○	○●	○●	○●	

また、岩盤内部の変形過程及び力学的影響範囲について、AE センサーを用いた検討を行った。AE イベントの計測場所とヒット数の経時変化を調べることにより、岩石内部の破壊がどこから始まり、どのように伝播してくのかを明らかにした。

**【処分事業における研究成果の意義】**

廃棄物埋設地に重力作用により変位が生ずるおそれの高い地すべりが存在する場合、地すべり面の再滑動による変位(地盤に与えるずれ)により廃棄物埋設地が直接的に変形・破壊され、廃棄物埋設地の閉じ込め機能が喪失することが懸念される。また、地すべりによる表層物質の削剥は、侵食作用と同様に廃棄物埋設地と地表面との離隔距離を減少させるため、深度の確保が損なわれることが懸念される。廃棄物埋設地に地すべりが存在する場合は、重力作用による変位が生ずるおそれと深度の確保が損なわれるおそれがあることから、地すべりの再滑動性について適切に把握・評価することが必要である。

廃棄物埋設地に陸化した過去の海底地すべりが存在する場合、海底地すべり面が上下の地層に対して力学的・水理的に連続しているか不連続であるかを確認した上で、不連続である場合は陸上地すべりと同様に斜面の安定解析を行い、海底地すべり面の再滑動性を評価する必要があると考えられる。

本研究の成果により、廃棄物埋設地に存在する陸上地すべりや陸化した過去の海底地すべり



の再滑動性に関する評価手法を整理することができた。本研究の成果は、原子力規制委員会が整備する中深度処分場所（自然条件等）のうち断層及び重力作用により変位が生じた地すべり面の議論に必要な科学的技術的根拠を与え、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び審査ガイド等に反映されることが期待される。

### 【残された課題と留意事項】

これまでの陸化した過去の海底地すべりの再滑動性に関する研究を踏まえ、残された課題と留意事項を以下に示す。

#### 過去の海底地すべり面の再滑動性評価における海底地すべり脚部の削剥可能性について

現在陸化した過去の海底地すべり面は見かけ上固結している可能性があるものの、地すべり面と周辺岩盤との力学的・水理学的特性が異なれば、応力集中や過剰間隙水圧が生じうるため、過去の海底地すべり面の再滑動性を評価するためには、海底地すべり面を含む周辺岩盤を総合的に評価する必要がある。海底地すべり面の再滑動性の評価においては、海底地すべりブロックを含む斜面脚部の削剥による不安定化について、埋設地が沿岸域である場合は海食の影響を、また埋設地周辺に河川がある場合は河川の下刻・側刻等の影響を考慮しても、過去の海底地すべり脚部が削剥されないことを確認する必要がある。また、河川の下刻量・側刻量を適切に見積もるためには、埋設地周辺の過去の最大下刻量や、現在の河川縦断形・流路だけではなく現在は沿岸低地や浅海底下で埋積されている最終氷期最寒冷期に存在した河川の河川縦断形・流路などの河川形態の調査から将来の河川形態を予測・検討する必要があることに留意すべきである。

#### 地震時の間隙水圧の変動がせん断すべり挙動に与える影響

地すべり等の弱面すべりの再滑動性について、地震時には地震動により間隙水圧が変動するほか、地震動の影響による弱面の剥離や強度低下が考えられるため、地震時の地すべり挙動を検証・解明する必要がある。

また、間隙水圧がせん断面に与える影響については、非接触式の3Dレーザースキャナー等を用いてせん断面の破面性状を数値化し、せん断破壊による面の凹凸の変化を検討するなど、より定量的な評価を行う必要がある。

#### 弱面すべりにおけるすべり破壊の進展と力学的挙動の評価

せん断破壊におけるせん断面の損傷状況、せん断面の固着域を模擬した模擬岩石供試体の連結部における裂の進展過程、マクロなせん断面を形成したときの表面ラフネスがせん断強度や垂直変位に与える影響について、AE測定による破壊発生点の特定結果をより詳細に検討し、せん断破壊の進展過程を明らかにし、せん断面における固着域の影響とその効果を確認する必要がある。

また、今回用いたすべり面に固着域を有する供試体では、固着域の状況が変化するとせん断強度だけではなく垂直変位にも大きな影響を及ぼすことが分かった。垂直変位は透水係数にも影響を及ぼすと考えられるため、今後は一面せん断変形透水試験を行うことにより弱面すべりの力学的・水理学的特性を把握し、弱面すべり面を含む周辺岩盤の力学的・水理学的特性の総合的な評価手法について検討する必要がある。

【引用文献】

- 1) Cruden, D. M. and Varnes, D. J. (1996) Landslides: Investigation and mitigation. Chapter 3- Landslide Types and Processes. Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 247, 36–75.
- 2) Sassa, K. (1999) Introduction. In: Sassa, K. (Ed.), *Landslide of the World*, Kyoto University Press, Kyoto, pp. 3–18.
- 3) 佐々恭二 (2007) 地すべりダイナミクスの発展. 京都大学防災研究所年報, 50(A), 93–109
- 4) Varnes, D. (1978): Slope movement –Types and Processes. In: *Landslides –Analysis and Control* (Editors: R. Schuster and R. Krizek), TRB, National Research Council, Washington, pp.11-33.
- 5) Skempton, A. W. (1985) Residual strength of clays in landslides, folded strata and the laboratory. *Géotechnique*, 35(1), 3–18.
- 6) Zhang, L. and He, C. (2013) Frictional properties of natural gouges from Longmenshan fault zone ruptured during the Wenchuan Mw7.9 earthquake. *Tectonophysics*, 594, 149–164
- 7) 山崎孝成 (2011) すべり面の構造とせん断強度研究の現状と課題. 日本地すべり学会誌, 48(3), 125–138.
- 8) 八木令子 (2003) 地すべり移動体の微地形構成とその配列パターン：地すべり地形の発達過程解析手法としての地形分類の意義. *地形*, 24, 261-294.
- 9) 田近 淳 (2007) 地すべり移動体の内部構造と微地形：北海道の陸上の例から. 日本地質学会第 114 年学術大会 (2007 札幌), <https://doi.org/10.14863/geosocabst.2007.0.2.0>
- 10) 脇坂安彦・上妻睦男・綿谷博之・豊口佳之 (2012) 地すべり移動体を特徴づける破碎岩. *応用地質*, 52(6), 231–247.
- 11) 野崎 保 (2011) 地すべり因子と地すべり発生プロセス –地すべりの初生と評価に関する研究小委員会における議論から– *応用地質*, 52, 168-175.
- 12) 大塚 悟 (2017) 地すべりの誘因・滑動履歴を考慮した粘性土の応力制御試験と強度定数の考察. *土木学会論文集 C (地圏工学)*, 73(1), 106–115.
- 13) 千木良雅弘 (2016) 写真に見る 地質と災害—応用地質の見方・考え方—. 近未来社.
- 14) 土木研究所土砂管理研究グループ地すべりチーム (2007) 地すべり防止技術指針及び同解説(提案). 土木研究所資料, 第 4077 号, 163p.
- 15) 川村喜一郎・金松敏也・山田泰広. (2017) 海底地すべりと災害—これまでの研究成果と現状の問題点—. *地質学雑誌*, 123(12), 999–1014.
- 16) 國生剛治 (2000) 砂層の成層構造による液状化時の水膜生成と地盤安定性への影響. *応用地質*, 41(2), 77–86.
- 17) 山田泰広・松岡俊文 (2008) 付加体形成と海底地すべり. 第 37 回岩盤力学に関するシンポジウム講演集, 357–360.
- 18) Utsunomiya, M., Noda, A., and Otsubo, M. (2018) Preferential formation of a slide plane in translational submarine landslide deposits in a Pleistocene forearc basin fill exposed in east-central Japan. *Geological Society, London, Special Publications*, 477.
- 19) 大八木規夫 (2004) I.3 章 地すべり構造. 地すべりに関する地形地質用語委員会編, 地すべり 地形地質的認識と用語, 日本地すべり学会, 29–45.
- 20) 山本由弦 (2010) 三浦・房総半島の海底地すべり堆積物の産状と区分. *地球*, 号外 61, 136–145
- 21) 森田澄人 (2014) 科学掘削で解く海底地すべりメカニズム：巨大地震による二次的の海底表層破壊現象を探る. *地球*, 号外 65, 275–281.
- 22) Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes

derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 295–305.

23) 宇都宮正志・大井信三（2019）上総大原地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産業技術総合研究所地質調査総合センター，127p.

24) 宇都宮正志・水野清秀・田村糸子（2019）下部更新統上総層群黄和田層下部～中部に挟まれるテフラ層の層位と特徴．地質調査研究報告，70，373-441.

#### 5.1.4 深度の確保 —侵食・堆積作用—

##### 【処分事業に果たす役割】

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」（令和2年7月15日）において、中深度処分の廃棄物埋設地の場所（自然条件等）のうち深度については以下のように記述されている。

「廃止措置の開始後10 万年を経過するまでの間において地表から廃棄物埋設地までの深さを70メートル未満に減少させるおそれがある侵食等が発生するおそれがない場所であること。その上で、解釈において次のような主旨の記載を行う。

—「侵食等」とは、気候変動による大陸氷床量の増減等に起因する海水準変動に伴う侵食及び隆起・沈降をいう。これに加えて、廃棄物埋設地の近くに、河川がある場合は下刻の進展に従った谷幅が広がる側方の侵食をいい、海岸がある場合は海食による侵食をいう。」

従って、廃棄物埋設地の深度の確保については、将来10万年程度の期間に起こりうる①海水準変動に伴って発生する海食や河川の下刻・側刻等による侵食量（深さ）、②侵食量の直接的な調査・評価が困難な場合は造構応力やハイドロアイススタシー等による隆起量を最大侵食量とみなした侵食量（深さ）による深度の減少を考慮していることを確認することが求められている。

侵食作用による表層物質の削剥は、廃棄物埋設地と地表面との離隔距離を減少させ、人間侵入防止のために設定された深度の確保が担保されないことが懸念される。侵食作用による廃棄物埋設地と地表面との離隔距離の減少が、人間侵入防止のために設定された深度の確保を担保できないおそれが明らかに高いものについては、このような場所を避ける必要がある。なお、侵食作用に伴う層面すべりや過去の海底地すべりの再滑動性に関する調査・評価手法については5.1.2b項を参照されたい。

また、侵食作用による地形変化、特に河川の下刻による河床高度の変化は、地下水流動における流出点の移動をもたらすため、地形変化の予測精度を高めることは廃棄物埋設地の水理地質構造と地下水流動を把握する上でも重要である。

廃棄物埋設地およびその周辺地域における侵食作用は、廃棄物埋設地における深度の確保を損なうおそれがあることと廃棄物埋設地の将来の水理地質構造・地下水流動の変化に影響を及ぼすことから、侵食作用について適切に把握・評価することが必要である。

##### 【研究研究成果の概要】

###### 5.1.4.1 成果の概要

陸地は、流体力による侵食、重力によるマスマーブメント、化学的な溶食の3過程を含む削剥（広義の侵食）によって低下する（日本地形学連合編，2017<sup>1)</sup>）。本研究では、これらの広義の侵食作用のうち、主に流体力による侵食に焦点をあて、以下の4つの課題について研究を実施した。

- ・面的な侵食速度推定手法とその特徴・適用性
- ・局所的な侵食速度推定手法とその特徴・適用性
- ・沿岸域における河食（河川の下刻・側刻）とその影響

なお、重力によるマスマーブメントについては5.1.3項「廃棄物埋設地に存在する地すべりの取扱いに関する研究」で取り扱うこととする。また、面的・局所的な侵食・堆積速度については、原理的には測地学的手法によっても推定可能であるが隆起・沈降現象との分離が難しいことから、5.1.4項では主に地質学的手法に焦点をあて、測地学的手法については5.1.5項「深度の確保 —隆起・沈降現象—」で一括して取り扱うこととする。以下に、その概要を述べる。

### 1) 面的な侵食速度推定手法とその特徴・適用性

流域における平均侵食速度を推定する手法として、ダム・堰堤や扇状地などの堆積土砂量から推定する手法と流域の出口に堆積した堆積物中に含まれる宇宙線生成核種濃度に基づいて推定する手法の2通りについて、既存知見を整理した。堆積土砂量にもとづいて侵食速度を推定する手法においては堆積土砂量および堆積期間の推定の精度・確度を確保することが必要であること、また宇宙線生成核種濃度に基づいて侵食速度を推定する手法においては計算モデルにおける土砂の運搬・堆積に関する仮定が十分に成り立つかを精査することが重要であることを示した。それぞれの手法および分析・解析対象によって時間スケールや精度・確度が異なるため、分析・解析によって得られた値の特性を理解した上で比較・検討し、侵食量および侵食速度を総合的に評価する必要がある。

ダムの堆積量から求められた流域の侵食速度は、流域の傾斜との相関が強く、地質条件や降水量の条件との明瞭の相関は認められない。流域の傾斜は隆起速度を主に反映しており、隆起速度が速いほど傾斜が大きいと考えられる。日本列島の山地における侵食速度の分布は、第四紀の隆起速度と強い相関がある。

### 2) 局所的な侵食速度推定手法とその特徴・適用性

局所的な侵食速度を推定する手法として、産地や丘陵の尾根部の表層に含まれる宇宙線生成核種濃度の深度プロファイルに基づいて推定する手法とジルコンやアパタイト等の鉱物の熱年代に基づいて推定する手法の2通りについて、既存知見を整理した。宇宙線生成核種濃度を用いた局所的侵食速度評価手法では $10^3$ 年～ $10^6$ 年オーダーの侵食・堆積速度が、熱年代法を用いた局所的侵食速度評価手法では $10^6$ 年オーダー以上の侵食速度が評価可能である。

### 3) 沿岸域における河食（河川の下刻・側刻）とその影響

氷期—間氷期サイクルにともなう海水準変動は、現在の沿岸域における河川の下刻を引き起こし、開析谷が形成される。この開析谷は間氷期の海水準上昇にともない土砂によって埋積され、埋没谷となる。一定以上の隆起傾向がある沿岸陸域の最終氷期最盛期における海水準低下にともなう下刻量および河床縦断形は、最終氷期最盛期における河床の標高を内陸側で1点明らかにし、最終氷期最盛期における河口の位置・標高と直線によって結ぶことで概ね推定することができる。隆起速度が小さい場合は、海進時に開析谷が埋積され、海水準低下による下刻が開始する時点での河道の位置が一つ前の氷期の河道の位置から移動し、新たな開析谷が形成される場合があり、このような推定を適用する際には十分な考慮が必要である。

氷期の海水準低下に対して、多くの場合において河床縦断形は平衡状態となるほど下刻が進行する。氷期において河床縦断形が平衡状態となる地域においては、次の氷期における下刻量は1つ前の氷期以降の隆起量を反映すると考えられる。

沿岸陸域の河川は、地下水流動の観点からは地下水の流出点として取り扱われる。沖積層の侵食耐性は非常に小さいことを考慮すると、氷期—間氷期サイクル規模での大幅な海水準低下に対して沖積層は速やかに侵食されることを想定することにより、流動ポテンシャルが大きくなるような保守的な地下水流動解析・評価ができると考えられる。

#### 5.1.4.2 面的な侵食速度推定手法とその特徴・適用性

陸地における面的な侵食速度推定の単位ブロック（面的な拵がり）としては、一般に河川の流域を評価対象とすることが多い（海食を除く）。流域の平均侵食速度を推定する手法としては、主に以下の2種類の方法が挙げられる（表5.1.4-1）。



①流域の堆積土砂量から推定する手法

②流域の堆積物に含まれる情報から推定する手法

前者では、ダム・堰堤の堆砂量、流域出口に形成される扇状地の堆積土砂量、盆地や沖積低地の堆積土砂量を用いる。後者では、宇宙線生成核種を用いた手法が近年試みられている。

本項では、面的侵食速度を推定する手法について既存知見を取りまとめるとともに、それらの手法により導出される面的侵食速度の特性や適用性に関する検討結果について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・堆積土砂量から流域の面的侵食速度を推定する手法
- ・宇宙線生成核種を用いて流域の面的侵食速度を推定する手法
- ・各手法により推定される面的侵食速度の性質およびその適用性
- ・面的侵食速度の地域特性に関する検討

表 5.1.4-1 面的侵食速度推定手法のまとめ

手法	分析対象	時間スケール	特徴
堆積土砂量	ダム	10 <sup>1</sup> ~10 <sup>2</sup>	精度・確度が高い 観測期間が大規模な土砂供給イベントの再来周期よりも短い (侵食速度の過小評価の可能性)
	扇状地	10 <sup>2</sup> ~10 <sup>4</sup>	長期間の平均侵食速度の推定が可能 編年が難しく、精度・確度が低くなりやすい
	三角州	10 <sup>3</sup> ~10 <sup>4</sup>	
	盆地	10 <sup>4</sup> ~10 <sup>6</sup>	
宇宙線生成核種	扇状地・三角州・盆地など	10 <sup>2</sup> ~10 <sup>4</sup>	長期的な平均侵食速度の推定が可能 深層斜面崩壊が多発する地域では適切な評価ができない 土砂の運搬・堆積に関して適用条件あり

堆積土砂量から流域の面的侵食速度を推定する手法

堆積物の堆積土砂量にもとづいた侵食速度の推定において、ある流域全体の平均侵食速度（面的侵食速度：E, m/yr）は以下の式によって計算される。

$$E = S_p / \rho_{\text{average}} / A$$

S<sub>p</sub>は流域全体における単位時間当たりの土砂生産量(g/yr), ρ<sub>average</sub>は表層地質の平均密度(g/m<sup>3</sup>), Aは流域面積(m<sup>2</sup>)である。表層地質の平均密度は実測や経験則によりある程度の範囲内で、流域面積はGIS等を用いて正確に推定することができるため、Eを求める際にはS<sub>p</sub>を求める方法が重要な問題となる。S<sub>p</sub>を求める方法としてはダム・堰堤の堆砂量、流域出口に形成される扇状地の堆積土砂量、盆地や沖積低地の堆積土砂量から推定することになる。

[ダム・堰堤の堆砂量に基づく面的侵食速度推定手法]

ダム・堰堤における年間の堆砂量は、流域全体における単位時間当たりの土砂生産量を直接的に反映していると考えられる。一定規模以上のダム・堰堤については、法律や条例によって堆砂量の報告が義務付けられており、所管行政機関においてデータが蓄積されている。代表的な使用可能なデータとしては、「全国のダム堆砂量について」(国土交通省水管理・国土保全河川環境課, 2008年度~2015年度), 「発電用貯水池・調整池堆砂状況」(『電力土木』誌に掲載, 1961年度~2003年度分)が挙げられる。これらのデータを用いる場合には、2004年度~2007年度の4年間の空白時期の取り扱いに注意が必要である。

**[扇状地・盆地・沖積低地の堆積土砂量にもとづく侵食速度推定]**

扇状地や盆地・沖積低地の堆積土砂量は、露頭調査やボーリング調査、既存ボーリング資料（柱状図）の収集、物理探査等から推定される。流域全体における単位時間当たりの土砂生産量を求めるためには、土砂が堆積した時期を明らかにする必要がある、露頭やボーリング試料中に含まれる火山灰の同定や有機物の放射性炭素年代測定、光ルミネッセンス年代測定などによって堆積年代を決めることが重要である。沖積低地に堆積した沖積層は、後氷期の海水準上昇にともない過去約1万年間において堆積したと考えられることから、沖積層下底の構造を把握できれば妥当な推定値を得られる可能性がある。

**宇宙線生成核種を用いて流域の面的侵食速度を推定する手法**

地球表層の物質中には、宇宙空間から地表に到達した高エネルギーの宇宙線との相互作用により宇宙線生成核種が形成される。表層物質中の宇宙線生成核種濃度は宇宙線の暴露時間にほぼ比例するため、宇宙線生成核種濃度を用いて侵食（削剥）速度を推定することができる。

流域出口に堆積する土砂は、流域内で削剥された表層の土砂や岩石が混合したものであり、その宇宙線生成核種濃度が流域内で削剥された表層の土砂や岩石に含まれる宇宙線生成核種濃度の平均値に等しいと仮定することにより流域内の平均的な侵食（削剥）速度を推定することができる。また、この推定においては、宇宙線への曝露による宇宙線生成核種（ $^{10}\text{Be}$ ；半減期 136 万年， $^{26}\text{Al}$ ；半減期 70 万年）の生成と、侵食による表層物質の除去によって、地表面における宇宙線生成核種の濃度が動的平衡状態となることを仮定している（Portenga and Bierman, 2010<sup>2)</sup>）ほか、土砂が侵食されてから堆積するまでの移動（運搬）時間が十分に短く、移動（運搬）時間中の宇宙線の暴露により宇宙線生成核種が形成されないことを仮定している。これらの仮定の上、以下の式にもとづいて流域の平均的な侵食速度 $\bar{D}$  (m/yr) が算出される。

$$\bar{D} = \frac{\bar{P} \cdot \Lambda}{\bar{C} \cdot \bar{\rho}}$$

$\bar{C}$ は土砂中の宇宙線生成核種濃度 (atoms/g)、 $\bar{P}$ は流域内地表面の核種生成率の平均値 (atoms/g/yr)、 $\Lambda$ は宇宙線の平均減衰長 (g/m<sup>2</sup>)、 $\bar{\rho}$ は流域の地表面物質の平均密度 (g/cm<sup>3</sup>) である。

堆積物中の宇宙線生成核種の濃度には、侵食される以前に斜面上で蓄積された成分( $C_{in}$ )、土砂の運搬中に蓄積した成分( $C_{tra}$ )、および堆積後に蓄積した成分( $C_{sed}$ )が含まれている。

$$C_{total} = C_{in} + C_{tra} + C_{sed}$$

流域の平均侵食速度を正確に求めるためには、 $C_{tra}$  および  $C_{sed}$  が十分に小さいと考えられる堆積物を用いることが望ましい。 $C_{tra}$  が短い堆積物としては土石流堆積物が挙げられる。 $C_{sed}$  が十分に小さくなるためには、堆積物直上に厚さ 2 m 以上の堆積物が短期間に堆積する必要がある。 $C_{tra}$  および  $C_{sed}$  が十分に小さくない場合、 $C_{in}$  を過大に評価することになり、流域の平均侵食速度が過小評価になることに留意が必要である。

**[分析用試料の採取・前処理]**

宇宙線生成核種を用いて流域全体の平均侵食速度を推定する場合には、対象とする流域の末端にあたる部分で露頭調査やボーリング調査によって試料を採取する。宇宙線生成核種濃度の測定に際しては、岩石や堆積物から石英を抽出する必要がある。石英の抽出方法として、石英以外の鉱物をフッ酸などによって溶かす化学処理法が確立されており、広く用いられている（Kohl and Nishiizumi, 1992<sup>3)</sup>）。しかし、以下のような問題点も指摘されている。

- ・岩石の状態によっては石英のまわりに接している他の鉱物と石英を化学処理のみによって完全に分離することが困難な場合がある。
- ・ボーリングコア試料のように同一深度で採取可能な試料が少量である場合、酸処理を繰り返す過程で石英自体も溶解して分析に必要な十分な試料量を回収できない場合がある。

ボーリングコア試料のような少量試料を対象とした宇宙線生成核種分析のために、産業技術総合研究所（2016<sup>4)</sup>、2018<sup>5)</sup>）では、以下の手法の適用性について検討している。

- ・高電圧パルスを用いた鉱物単体分離法（産業技術総合研究所，2016）<sup>4)</sup>
- ・遠心バレル研削法による物理的精製法（産業技術総合研究所，2018）<sup>5)</sup>

高電圧パルスを用いた鉱物単体分離法では、以下の結果が得られた。

- ①少量の試料を効率的にほぼ単体の鉱物粒子に単離可能である。
- ②同程度の粒径の鉱物同士の単体分離は可能であるが、鉱物の粒径が著しく異なる場合は単体分離ができず、鉱物表面に異種鉱物が残存する。

また、遠心バレル研削法による物理的精製法では、以下の結果が得られた。

- ①石英粒子表面に付着していた他鉱物の除去が可能である。
- ②黒雲母・角閃石等の有色鉱物や風化した斜長石などの除去が可能である。
- ③風化花崗岩試料に対する遠心バレル研削による残存鉱物は石英とカリ長石からなるが、遠心バレル研削のみによる石英とカリ長石の分離は困難である。
- ④石英とカリ長石の実体鏡下での透明度の違いを利用した手選により、ほぼ石英のみからなる試料精製が可能である。

従って、高電圧パルスを用いた鉱物単体分離法と遠心バレル研削法を併用すれば、ボーリングコア等の少量試料からも宇宙線生成核種分析用に必要な量の石英を抽出することが可能であると考えられる。

#### [適用例]

産業技術総合研究所（2018）<sup>5)</sup>では、阿武隈高地南部地域の多賀山地（茨城県高萩市）に分布する低位段丘に分布する土石流堆積物に対して、宇宙線生成核種にもとづく侵食速度推定をの適用性について検討している。土石流堆積物の宇宙線生成核種濃度は深度方向へ比較的一定であり、 $C_{sed}$ は十分に小さいと考えられた。しかし、宇宙線生成核種濃度は粗粒砂を主とする試料と礫を主とする試料との間に差が認められた（図 5.1.4-1）。これは、起伏量の大きな斜面に分布する侵食耐性の高い比較的新鮮で堅硬な花崗岩が土石流堆積物中の花崗岩礫の原岩となっており、斜面上で長期間露出する間に宇宙線生成核種（ $C_{in}$ ）を多く蓄積したこと、および礫の運搬過程において移動距離の短い運搬と停止（堆積）を繰り返し、その間に核種の蓄積量（ $C_{tra}$ ）が増加したことを反映している可能性がある。つまり、試料中に礫が多い場合には  $C_{tra}$  の寄与によって  $C_{total}$  が増加し、侵食速度を過小評価する可能性があることに留意する必要があることを示している。

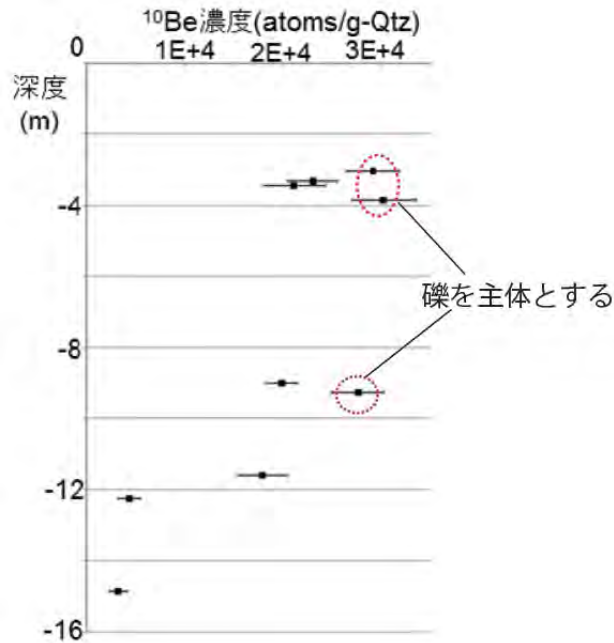


図 5.1.4-1 L1 ボーリングコア中の  $^{10}\text{Be}$  濃度の深度分布 (産業技術総合研究所, 2018)

#### 各手法により推定される面的侵食速度の性質およびその適用性

各手法によって推定された侵食速度は、それぞれのデータが持つ特性やデータの精度・確度の制限などによって異なる性質を持つ (表 5.1.4-1)。

ダム・堰堤の堆砂量の精度・確度は比較的高いため、そこから求められる侵食速度の精度・確度も高いと考えられる。しかし、ダム堆砂量のデータは、豪雨や地震等によって発生する斜面崩壊などともなう大規模な土砂供給イベントによって大きく影響を受ける。ダムの堆砂量の観測期間は、そのような大規模イベントの再来周期よりも短いと考えられる。そのため、ダムの堆砂量から求めた平均侵食速度は、長期間にわたる平均侵食速度よりも小さく見積もられる傾向にある (松四・松崎, 2013<sup>6)</sup>)。

陸域における扇状地の形成や盆地の埋積に要する時間スケールは、豪雨や地震等によって発生する深層斜面崩壊によって土砂が大規模に供給されるイベントの再来周期よりも概して長い。従って、扇状地や盆地・沖積低地における堆積土砂量は、長期間の平均的な土砂生産量を反映している。しかし、土砂の堆積が開始した時期や同時間面の認定が難しく、単位時間あたりの平均土砂生産量の推定値の精度・確度が低くなりやすい。また、沖積低地の場合は、沖積低地までの途中の扇状地などで土砂が堆積するため、沖積低地の堆積土砂量から求められた流域の平均侵食速度は下限値とみなす必要がある。

宇宙線生成核種を用いた侵食速度の推定においては、宇宙線への曝露による宇宙線生成核種の生成と、侵食による表層物質の除去によって、地表面における宇宙線生成核種の濃度が動的平衡状態となることを仮定している。つまり、侵食速度は長期的に安定していると仮定しているため、その値は数百年～数万年スケールといった長期的な侵食速度である。宇宙線生成核種の濃度に基づいた流域内の平均的な侵食速度の推定においては、宇宙線への曝露により宇宙線生成核種が生成する範囲内の表層侵食のみを評価対象としている。宇宙線生成核種が有意に生成する範囲は地表から 2 m 程度までであり、ソイルクリープやガリー侵食、表層崩壊といった侵食作用による侵食速度を推定することができる。一方、例えば深層斜面崩壊では宇宙線生成核種が有意に生成し

ない深度まで削剥（侵食）されるため、深層斜面崩壊のような侵食が多発するような流域においては、侵食速度を適切に評価することができない。また、 $C_{tra}$  が十分に小さくない場合には、侵食速度を過小評価する可能性がある。

### 面的侵食速度の地域特性に関する検討

ダムの堆砂量およびそこから求められた流域の侵食速度は、高度分散量（藤原ほか，1999<sup>7)</sup>）や傾斜（長谷川ほか，2005<sup>8)</sup>）との相関が強く、地質条件や降水量の条件との明瞭の相関は認められない（藤原ほか，1999<sup>7)</sup>）。崩壊地の分布も堆積量と相関が強いものの（宮崎・大西，1998<sup>9)</sup>），崩壊地の分布が傾斜によって強く影響を受けている可能性があり、一次近似的には傾斜のみによって堆砂量を説明できると推測される（長谷川ほか，2005<sup>8)</sup>）。

藤原ほか（1999）<sup>7)</sup> は日本列島全体を対象として、ダムの堆砂量にもとづいて流域における平均侵食速度の分布を明らかにしている。中部山岳地帯において侵食速度が最も大きく、山地の中心部では2～3 mm/yr の値を示す地域が多く、局所的に5 mm/yr に達する地域も認められる。北海道の日高山脈、東北日本の背弧側の山地、関東山地、西日本の前弧側の山地における侵食速度は、山地の中心部において1～2 mm/yr であり、局所的に2～3 mm/yr に達する。東北日本の太平洋側の山地、中国地方の山地では、侵食速度は基本的に1 mm/yr 以下であり、0.3～0.5 mm/yr 未満の地域が多い。このような日本列島の山地における侵食速度の分布は、第四紀の隆起速度と強い相関があるとしている（藤原ほか，1999<sup>7)</sup>）。

面的侵食速度の地域特性は、ある程度の広がりをもった流域／地域の侵食速度の平均値を示したものであり、個別的な地域の侵食速度を示したものではないことに留意する必要がある。蛇紋岩や斑レイ岩による残丘地形や、石灰岩地域のカルスト地形など、特有の地質状況を反映した地形が形成されている場合は、それらの侵食耐性を考慮した侵食速度の推定が必要である。

#### 5.1.4.2 局所的な侵食速度推定手法とその特徴・適用性

本項では、局所的侵食速度を推定する手法について既存知見を取りまとめるとともに、それらの手法の特性や適用性に関する検討結果について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・宇宙線生成核種濃度に基づき局所的侵食速度を推定する手法
- ・熱年代法に基づき局所的侵食速度を推定する手法

#### 宇宙線生成核種濃度に基づく局所的侵食速度推定法

山地や丘陵の尾根部は、長期間にわたって定常的に侵食を受け続けている地形面であり、風成塵やテフラ等の降下物を除けば物質が堆積することはない。テフラ等の火山噴出物が急速に堆積するイベントを除けば、山地や丘陵の尾根の表層は、風成塵等の堆積より侵食が卓越すれば基盤岩が露出し、風成塵等の堆積が侵食より卓越すれば風成層が発達する。

山地や丘陵の尾根に分布する岩石・土壌等の表層には、宇宙空間から地表に到達した高エネルギーの宇宙線との相互作用により宇宙線生成核種が形成されるため、宇宙線生成核種濃度の地表面からの深度分布を調べることによって、 $10^3$ 年～ $10^6$ 年オーダーの侵食・堆積速度を求めることが可能である。

中深度処分における深度の確保という観点から、以下では侵食速度の評価上の注意点について述べる。宇宙線生成核種を用いた侵食速度評価手法では、原理的には、異なる2点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に、侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることで、侵食速度および地形面の形成年代を求めることが可能である（Siame et



al., 2004<sup>10)</sup>。しかし、これまでに報告された宇宙線生成核種の測定精度・誤差等を考慮すると、異なる5点以上の深度で求めた核種濃度の深度分布に対して侵食速度と地形面の形成年代を変数とするモデルカーブをフィッティングさせることが望ましいと考えられる。

#### 熱年代法を用いた侵食（削剥）速度評価手法

熱年代法とは、鉱物の放射年代が熱によってリセットされる現象を利用して、温度変化を伴う地質イベントの年代を求める手法であり、地下深部の高温領域から地表まで上昇してきた岩石に適用することによって、削剥速度を見積ることが可能である（末岡ほか，2010<sup>11)</sup>）。

熱年代法を用いた侵食（削剥）速度評価手法は、時間スケールが $10^6$ 年オーダー以上であり、明瞭な準平原（侵食小起伏面）が保存されていないような山地にも適用可能である。現状のアパタイトやジルコンを用いたFT法とHe法の適用条件として、基盤隆起速度が $0.5\sim 1$  mm/yr以上であること、最大標高が約1,000 mを超えていることが挙げられており（末岡ほか，2015<sup>12)</sup>）、比較的険しい山岳地域のみが熱年代法による隆起速度の算定が可能な地域となる。そのため、放射性廃棄物の埋設処分で想定されるような埋設候補地への熱年代法の適用は困難である。また、侵食小起伏面高度を用いた隆起評価手法と同様に、熱年代法で得られる侵食量は $10^6$ 年オーダー以上の期間の平均的な侵食量を示しており、その間の $10^5$ 年オーダーでの侵食速度の変化を追うことはできない。

#### 5.1.4.3 沿岸域における河食（下刻・側刻）とその影響

中深度処分の自然条件の評価においては、将来10万年間程度の期間に発生しうる自然条件を考慮する必要がある。70～80万年前以降の氷期－間氷期サイクルはおよそ10万年周期で繰り返しており（Waelbroeck et al., 2002<sup>13)</sup>）、将来10万年間程度の期間を考慮するのであれば、およそ1回の氷期－間氷期サイクルにおいて発生する海水準変動とそれに伴う自然事象を考慮する必要がある。

氷期－間氷期サイクルの繰り返しにともない汎世界的な海水準も周期的に変動してきた。汎世界的な海水準変動によって河口の位置および標高が変化することに伴い、現在の沿岸域では河川による侵食や堆積が生じてきた。日本の河川の下流域では、氷期において海水準低下により下刻が生じ、間氷期には海水準上昇により土砂を堆積させることで河床が上昇するとされている（吉山・柳田，1995<sup>14)</sup>など）。

本項では、氷期－間氷期サイクルに伴う河川の下刻・側刻過程について既存知見を取りまとめるとともに、その影響や適用性に関する検討結果について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・河川の下刻および河床縦断形の変化
- ・将来の氷期の河川流路が埋没谷・海底谷の位置から移動する可能性
- ・河川の下刻が地下水流動に与える影響

#### 河川の下刻および河床縦断形の変化

最終間氷期における河川縦断形は、現在の河川縦断形と類似した形状を成していたと考えられ、沿岸陸域には沿岸低地が発達していたと考えられる。また、最終氷期最盛期における河川の河床縦断形は海水準低下の影響を直接的に被っている範囲内では直線的であることが経験的に知られている（平川・小野，1974<sup>15)</sup>；吉永・宮寺，1986<sup>16)</sup>など）。従って、最終間氷期最盛期から最終氷期最盛期（MIS 5～MIS 2）にかけての河川の下刻量を評価する際には、最終氷期最盛期の河

川流路上の位置によって下刻量が変化すると予測される。そのため、以下の観点からの検討が必要となる。

- ・最終氷期最盛期の河川流路上の位置に沿った下刻量を連続的に評価するか、代表的な位置における下刻量を評価するか、あるいは流路上の位置に係らず最大下刻量を評価するのか？
- ・下刻量の評価基準とする高さ（標高）をどこに置くべきか？

既存研究では日本原子力研究開発機構（2008）<sup>17)</sup> や幡谷ほか（2016）<sup>18)</sup> は、現在の河口付近において下刻量を評価している。また、日本原子力研究開発機構（2008）<sup>17)</sup> は現在の海水準から沖積層基底との差、幡谷ほか（2016）<sup>18)</sup> は MIS 5e の海水準と沖積層基底との差を下刻量として、複数の河川における下刻量を比較している。

最終間氷期最盛期から最終氷期最盛期（MIS 5～MIS 2）にかけての地形変化をより正確に捉えるならば、MIS 5 の地形面と沖積層基底との標高差を下刻量とすることが最も適切な手法となる。しかし、MIS 5 の地形面が必ずしも残されているわけではないという点において、汎用性が低いという問題がある。

複数の河川における下刻量を比較検討するには、現在の河口位置等の位置パラメータを何らかの基準となる距離によって正規化することが重要であると考えられる。日本原子力研究開発機構（2008）<sup>11)</sup> は、北海道から九州までの 22 河川について最終氷期最盛期に形成された埋没谷の深度や現在の河口から最終氷期最盛期の河口までの距離を整理している。このうち最終氷期最盛期の河口位置が特定されている 18 河川について、以下のような再整理を行い、下刻量を検討する。

- ①18 河川はいずれも隆起傾向が認められ、最終氷期最盛期における河床の標高が 0m となる地点から最終氷期最盛期の河口までの河床縦断形は直線に近似されると仮定する。
- ②最終氷期最盛期における河床の標高が 0 m となる地点を始点 ( $x = 0$ ) として、最終氷期最盛期の河口までの距離 ( $x = 1$ ) によって距離を正規化する。
- ③現在の河口位置などで推定されている最終氷期最盛期の河床（≡沖積層基底）深度を正規化した距離パラメータに基づいてプロットし、正規化された相対的位置に基づいて下刻量を検討する。

上記の距離パラメータの正規化の結果、各河川の現在の河口は相対的に異なる位置にプロットされる（図 5.1.4-2）。また、河床縦断形が平衡状態でありかつ直線であると考えられる場合、最終氷期最盛期の河口の標高が -100～-140 m であったとすることで、多くの地域における下刻量が説明できることになる。なお、最終氷期最盛期の河口標高-140m の補助点線より下にプロットされる 3 河川（図 5.1.4-2 の赤点線内）はいずれも東京湾に注ぐ河川であり、最終氷期最盛期の河口までの距離を正確に推定することができなかつたとされている河川であり（日本原子力研究開発機構、2008<sup>17)</sup>）、ここで行った距離パラメータの正規化の妥当性を覆すものではないと考えられる。このことから氷期—間氷期サイクルにおける海水準低下に対する下刻量を推定するためには、海水準低下時における河口の位置および標高を正確に推定することが重要であることがわかる。

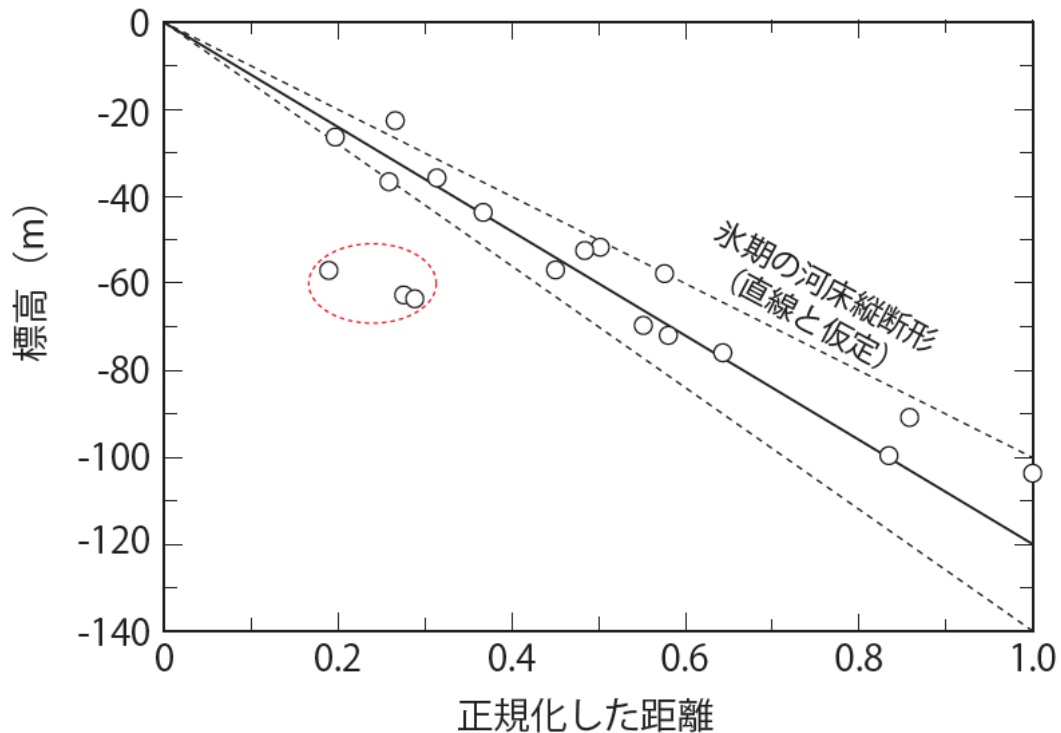


図 5.1.4-2 最終氷期最盛期における河口位置で正規化した現河口の相対的位置と沖積層基底の標高との関係

最終氷期最盛期における日本の河川の河床縦断形は海水準低下の影響を直接的に被っている範囲内では直線的であることが経験的に知られているが(平川・小野, 1974<sup>15)</sup> ; 吉永・宮寺, 1986<sup>16)</sup> など), 程度の差はあれ多少は凹型になっていると考えられる。平衡状態における河床縦断形の凹型度は, 摩耗による土砂の粒径の流下方向への減少 (Blom et al., 2016)<sup>19)</sup> や隆起速度 (Wickert and Schildgen, 2019)<sup>20)</sup> などによって支配されている。礫を主体とする河川が平衡状態となる場合には河床縦断形の凹型度は小さいと考えられ (Wickert and Schildgen, 2019)<sup>20)</sup>, 最終氷期最盛期の河床縦断形が直線によって近似できることは図 5.1.4-2 の検討結果からも示唆される。

間氷期においても, 例えば MIS 5d の垂氷期には約 1 万年間において -50 m ほど海水準が低下しており, そのような海水準低下にともない河川の下刻が生じたと考えられる。しかし, そのような海水準低下に対応する河成段丘の形成例は日本においてはあまり知られていない。青森県下北半島の老部川(南)沿いには MIS 5d において形成されたと考えられる河成段丘が見られる(日本原燃株式会社, 2019)<sup>21)</sup>。その河成段丘の河成堆積物の下位には最終間氷期最盛期の海進にともなう堆積物が見られ, 基盤岩までは下刻が達していない。このことから, 老部川は MIS 5d において河床縦断形が“transport-limited”の状態での平衡状態となり, 側方侵食によって段丘面が形成されたことが示唆される。ただし, これは MIS 5d の下刻・側刻の一事例であり, 将来到来することが予測される垂氷期において, 海水準位置がどの深度(標高)まで低下するかによって, 河川の下刻深度が異なることに留意すべきである。

吉山・柳田(1995)<sup>14)</sup> は, MIS 6 の河床と MIS 2 の河床との標高差にもとづいて隆起量が推定できると予測し, 北海道の新冠川においてはこれが成り立つことを示唆している。このことは, MIS 6 と MIS 2 における海水準低下量がほぼ同じであるため, 氷期の最盛期における河床縦断形が平衡状態である場合には, MIS 6 以降の隆起量分だけ MIS 2 において下刻が生じることを示し

ている。なお、海水準上昇にともない堆積した MIS 5 の堆積物は一般的に軟弱な地層であり、侵食に対する抵抗性は低いため、下刻量の評価においては速やかに侵食され得るものとみなすことができる。

### 将来の河川流路が埋没谷・海底谷の位置から移動する可能性

将来の氷期における河川の位置が現在と異なる場合、廃棄物埋設地の深度の確保の基準となる地点や地下水流動場の流出点が移動することになるため、将来の河川の流路が現在の埋没谷・海底谷の位置から移動する可能性について検討することは極めて重要である。

将来の海水準の低下に伴う河川の下刻によって、現在の沖積低地には開析谷が形成される。将来の氷期に向けて海水準が低下する時点における河川の位置は、次に形成される開析谷の位置に大きな影響を与えると考えられる。将来の氷期に向けて海水準が低下する時点における河川の位置は、次に形成される開析谷の位置に大きな影響を与えると考えられる。最終氷期に形成された開析谷が第四紀完新世に完全に埋積された後に、最終間氷期およびそれ以前に形成された古い地形面上を河川の流路が移動し、最終氷期に形成された開析谷を外れた位置に流路や河口が形成される場合がある (Blum et al., 2006)<sup>22)</sup>。開析谷を外れた地点に流路がある状態から海水準の低下により下刻が開始された場合、最終氷期とは異なる位置に開析谷が新たに形成される可能性がある。日本では愛知県の豊川 (約 10 万年間の推定隆起量+5m 程度) において、MIS 6 および MIS 2 の開析谷が異なる位置に形成されている (堀, 1998)<sup>23)</sup>。しかし、ある程度の隆起速度がある地域では、古い地形面を完全に埋積する高度まで沖積低地における堆積が進行しないと考えられるため、将来の海水準低下時に最終氷期と全く異なる位置に開析谷が形成されることはないと考えられる。逆に愛知県豊川のように隆起速度が小さい地域や、0 あるいはマイナスの地域では、古い地形面が完全に埋積される可能性があり、将来の氷期における河川の位置が埋没谷・海底谷の位置から移動する可能性があることに留意する必要がある。

古い開析谷内において下刻が生じる場合でも、下刻の過程において河川の側方侵食によって開析谷の谷壁が侵食される可能性がある。Martin et al. (2011)<sup>24)</sup> は、開析谷の幅や下刻量に関する室内実験、数理モデルの構築、及びフィールドデータとの比較を行っている。Martin et al. (2011)<sup>24)</sup> の室内実験や数理モデルで形成された開析谷の幅は、実際の開析谷の幅よりも過大になっている。その理由として、谷壁の侵食に対する抵抗性が数理モデルや実験において十分に考慮されていないこと、実フィールドにおける流下方向への流量の増加が室内実験よりも小さいことが挙げられており、今後さらに検討が必要と考えられる。

海水準低下時に形成された開析谷は、様々な手法を用いて現在の海底まで追跡することができる。表層の堆積物の層厚が薄い場合は海底地形図による判読が可能である。例えば下北半島東部の太平洋沿岸海域では、中山崎の北側においては沖積層を含めた第四紀層が数 m 以下と極めて薄いために海底地形図から海底谷を判読できる。一方、その南側では沖積層や更新世の堆積物が厚く堆積しており、海底地形図から海底谷を識別することは困難である。表層の堆積物の層厚が厚く開析谷が埋積されている場合は、音波探査による反射面深度の分布 (形状) から埋没谷を追跡することが可能である。日本原子力研究開発機構 (2008)<sup>11)</sup> では、埋没谷形状のある論文等について取りまとめており、本研究でもそれらのデータを利用した解析を行っている。

### 河川の下刻が地下水流動に与える影響

沿岸陸域の河川は、地下水流動の観点からは地下水の流出点として取り扱われる。海水準低下

に伴う河川の下刻により，地下水の流出点は海側に移動する。また，海水準の低下にともない，廃棄物埋設地を通る地下水流動が活発化する可能性がある。

沖積層の侵食耐性は非常に小さいことを考慮すると，氷期一週氷期サイクル規模での大幅な海水準低下に対しては，沖積層は速やかに侵食されることを想定することで，地下水流動のポテンシャルが大きくなるような保守的な解析・評価ができると考えられる。また，廃棄物埋設地と海水準の高さの差が小さくなった場合には，地下水の流動方向が変化する場合があることを想定すべきである。

#### 【処分事業における研究成果の意義】

侵食作用による表層物質の削剥は，廃棄物埋設地と地表面との離隔距離を減少させ，人間侵入防止のために設定された深度の確保が担保されないことが懸念される。また，侵食作用による地形変化，特に河川の下刻による河床高度の変化は，地下水流動における流出点の移動をもたらすため，地形変化の予測精度を高めることは廃棄物埋設地の水理地質構造と地下水流動を把握する上でも重要である。廃棄物埋設地およびその周辺地域における侵食作用は，廃棄物埋設地における深度の確保を損なうおそれがあることと廃棄物埋設地の将来の水理地質構造・地下水流動の変化に影響を及ぼすことから，侵食作用について適切に把握・評価することが必要である。

本研究で整理した面的・局所的侵食速度評価手法のうち，埋積土砂量を用いた面的侵食速度評価手法や熱年代法を用いた局所的侵食速度評価手法は，得られる侵食速度の精度・確度を考慮すると廃棄物埋設地周辺を含む広域のバックグラウンド情報として用いるのが妥当と考えられる。宇宙線生成核種を用いた侵食速度評価手法は，中深度処分の廃棄物埋設地周辺の侵食速度を評価する上で現時点では直接適用可能な唯一の手法と考えられるが，分析試料の前処理方法や分析精度等について更なる検討が必要であると考えられる。本研究では，ボーリングコア試料から宇宙線生成核種を分析するための石英を抽出する方法を新たに検討し，少量の試料から石英を分離することが可能であることを示し，宇宙線生成核種を用いた侵食速度評価手法の実施可能性を広げた。

沿岸域における河川の下刻・側刻に伴う侵食過程に関して，氷期一週氷期サイクルにともなう河川の下刻および河床縦断形の変化についての既存知見を整理し，一定以上の隆起傾向が認められる沿岸陸域において将来の氷期における最大下刻量を推定するためには，対象地点が将来の氷期最盛期における河床縦断形においてどの位置にあたるかを把握する必要があることを示した。また，氷期には河床縦断形が平衡状態に達することが一般的であり，河床縦断形が直線によって概ね近似できることを示した。これらの成果により，将来の氷期最盛期における海水準低下量と河口位置を想定することにより，現在の沿岸域における下刻量を第一次近似的に推定することが可能となった。

将来の氷期における河川の位置が現在と異なる場合，廃棄物埋設地の深度の確保の基準点や地下水流動場の流出点が移動することになる。一定程度の隆起速度がある地域であれば，最終氷期以前の古い地形面を完全に埋積する高度まで沖積低地における堆積が進行しないと考えられるため，将来の氷期における河川の位置が埋没谷・海底谷の位置から移動する可能性は低いと考えられる。しかし，隆起速度が小さい地域や，0あるいはマイナスの地域では，古い地形面が完全に埋積される可能性があり，将来の氷期における河川の位置が埋没谷・海底谷の位置から移動する可能性があることに留意する必要がある。

本研究の成果により，廃棄物埋設地周辺の侵食作用に関する評価手法を整理することができた。



本研究の成果は、原子力規制委員会が整備する中深度処分の場所（自然条件等）のうち深度の確保の議論に必要な科学的技術的根拠を与え、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び審査ガイド等に反映されることが期待される。

#### 【残された課題】

これまでの侵食・堆積に関する研究を踏まえ、残された課題と留意事項を以下に示す。

#### 堆積土砂量に基づく流域の平均侵食速度推定手法

沖積低地や盆地、扇状地に堆積した土砂量に基づいて流域の平均侵食速度を推定する手法は、比較的長期的な侵食速度を推定することができるものの、実際に堆積土砂量から侵食速度を推定した例は日本においては極めて少ない。今後、これらの手法についても実際に検討を行うことでその確度や精度、適用性についての検討を深める必要がある。

#### 宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法

5.1.3a.4 項でも述べたように、少量のボーリングコア試料等から宇宙線生成核種を分析するための石英を抽出・純化する前処理方法や分析精度等について更なる検討が必要である。

#### 河川の下刻・側刻

氷期一閏氷期サイクルにともなう河川の下刻について、海水準低下時の河床縦断形が平衡状態に達するのであれば、河口の位置および標高と内陸側の一点の河床の位置および標高を求め、直線によって河床縦断形が第一次近似的に推定することができると考えられる。河床縦断形の推定における確度・精度を高めるためには、海水準低下時における河口の位置および標高をどのように推定するかについて更に検討が必要である。また、本研究で対象とした比較的規模の大きな河川については氷期において河床縦断形が平衡状態に達すると考えられるものの、小規模な河川については河床縦断形が平衡状態に達するのかわについては不明であり、検討が必要である。

開析谷の形成に関して、下刻だけでなく側刻も重要であるものの、側刻量を推定する試みは少ない。理論的な検討に加えて、最終氷期における開析谷の形状を詳細に明らかにすることで、海水準低下時における側刻量について検討する必要がある。

#### 【引用文献】

- 1) 日本地形学連合編 (2017) 地形の辞典, 朝倉書店, 1032 p.
- 2) Portenga, E.W. and Bierman, R.R. (2010) Understanding Earth's eroding surface with  $^{10}\text{Be}$ . *GSA Today*, 21, 4–10.
- 3) Kohl, C. P., and Nishiizumi, K. (1992) Chemical isolation of quartz for measurement of insitu-produced cosmogenic nuclides: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 3583–3587.
- 4) 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
- 5) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書(自然事象等の評価手法に関する調査)：平成 29 年度事業報告
- 6) 松四雄騎・松崎浩之 (2013) 宇宙線生成核種による山地流域からの長期的な土砂生産速度の推定. 平成 25 年度砂防学会研究発表会概要集, 62, B-4～B-5

- 7) 藤原 治・三箇智二・大森博雄 (1999) 日本列島における侵食速度の分布. サイクル機構技報, No.5, pp.85–93.
- 8) 長谷川浩一・若松加寿江・松岡昌志 (2005) ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布. 自然災害科学, 24-3, 287–301.
- 9) 宮崎洋三・大西外明 (1998) 貯水池の堆砂実績から見た流域の土砂流出についての研究. 水文・水資源学会誌, 11, 22–30.
- 10) Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sebrier, M., Cushing, M., Bourles, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., and Yiou, F. (2004) Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France): *Earth and Planetary Science Letters*, 220, 345–364.
- 11) 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, 84-101.
- 12) 末岡 茂・堤 浩之・田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用. 地球科学, 69, 47–70.
- 13) Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K. and Labracherie M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305
- 14) 吉山 明・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, 104, 809–826.
- 15) 平川一臣・小野有五 (1974) 十勝平野の地形発達史. 地理学評論, 47, 607–632.
- 16) 吉永秀一郎・宮寺正美 (1986) 荒川中流域における下位段丘の形成過程. 第四紀研究, 25, 187–201.
- 17) 日本原子力研究開発機構 (2008) 平成 20 年度地層処分に係る水文地質学的変化による影響に関する調査報告書.
- 18) 幡谷竜太・柳田 誠・鳥越祐司・佐藤 賢 (2016) 後期更新世以降の現海岸線での下刻. 応用地質, 57, 15–26.
- 19) Blom, A., Viparelli, E., and Chavarrías, V. (2016) The graded alluvial river: Profile concavity and downstream fining: *Geophysical Research Letters*, 43, 6285–6293.
- 20) Wickert, A.D. and Schildgen, T.F. (2019) Long-profile evolution of transport-limited gravel-bed rivers: *Earth Surface Dynamics* 7, 17–43.
- 21) 日本原燃株式会社 (2019) 資料 1 再処理施設, 廃棄物管理施設, MOX 燃料加工施設 出戸西方断層周辺の地質・地質構造の概要. 日本原燃 (株) 再処理施設等の新規制基準適合性審査に関する現地調査.
- 22) Blum, M.D. and Aslan, A. (2006) Signatures of climate vs. sea-level change within incised valley-fill successions: Quaternary examples from the Texas Gulf Coast: *Sedimentary Geology* 190, 177–211.
- 23) 堀 和明 (1998) 豊川中・下流域における後期更新世以降の地形発達史. 地理学評論, 71A, 254–271.
- 24) Martin, J., Cantelli, A., Paola, C., Blum, M. and Wolinsky, M. (2011) Quantitative modeling of the evolution and geometry of incised valleys. *Journal of Sedimentary Research* 81, 64–79.

### 5.1.5 深度の確保 —隆起・沈降活動—

#### 【処分事業に果たす役割】

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」(令和2年7月15日)において、中深度処分の廃棄物埋設地の場所(自然条件等)のうち深度については以下のように記述されている。

「廃止措置の開始後10万年を経過するまでの間において地表から廃棄物埋設地までの深さを70メートル未満に減少させるおそれがある侵食等が発生するおそれがない場所であること。その上で、解釈において次のような主旨の記載を行う。

- 「侵食等」とは、気候変動による大陸氷床量の増減等に起因する海水準変動に伴う侵食及び隆起・沈降をいう。これに加えて、廃棄物埋設地の近くに、河川がある場合は下刻の進展に従った谷幅が広がる側方の侵食をいい、海岸がある場合は海食による侵食をいう。」

従って、廃棄物埋設地の深度の確保については、将来10万年程度の期間に起こりうる①海水準変動に伴って発生する海食や河川の下刻・側刻等による侵食量(深さ)、②侵食量の直接的な調査・評価が困難な場合は造構応力やハイドロアイススタシー等による隆起量<sup>1</sup>を最大侵食量とみなした侵食量(深さ)による深度の減少を考慮していることを確認することが求められている。

隆起活動により廃棄物埋設地およびその周辺域が当該地域の侵食基準面<sup>2</sup>に対して相対的に隆起した場合、侵食作用が活発化し表層物質の削剥が進み、廃棄物埋設地と地表面との離隔距離を減少させ、人間侵入防止のために設定された深度の確保が担保されないことが懸念される。隆起活動により惹起された侵食作用による廃棄物埋設地と地表面との離隔距離の減少が、人間侵入防止のために設定された深度の確保を担保できないおそれが明らかに高いものについては、このような場所を避ける必要がある。なお、侵食作用そのものや、侵食滑動に伴う層理面すべりや過去の海底地すべりの再滑動性、および侵食作用の地下水流動に対する影響については、5.1.4項「深度の確保 —侵食・堆積作用—」の記述を参照されたい。

隆起活動により廃棄物埋設地およびその周辺地域が当該地域の侵食基準面から相対的に隆起した場合、侵食作用が惹起され、廃棄物埋設地における深度の確保を損なうおそれがあることから、隆起活動について適切に把握・評価することが必要である。

#### 【研究成果の概要】

##### 5.1.5.1 成果の概要

本研究では、隆起・沈降活動のうち侵食作用を惹起する隆起活動に焦点をあて、以下の5つの課題について研究を実施した。

- ・隆起量・隆起速度評価手法の時間スケールに関する検討
- ・海成段丘を用いた隆起量評価手法
- ・河成段丘を用いた隆起量評価手法

<sup>1</sup> 地層処分に関係する地域の科学的特性を地図で示した科学的特性マップ(経済産業省資源エネルギー庁、2017)では、海水準低下による最大150mの侵食量が考えられる沿岸部のうち、隆起速度最大区分(90m以上/10万年)のエリアが好ましくない範囲として示されている。

<sup>2</sup> 沿岸陸域における河食に対する侵食基準面は一般的には海面であるが、隆起・侵食作用の評価期間が将来10万年間程度と長期間にわたるため、海水準変動による海面高度・位置の変動の影響を検討する必要がある。また、瀬戸内海のように氷期の海退により広域的に陸化する地域の場合は、海退期の海との相対的な位置関係によっては、氷期の侵食基準面を陸化した現在の海底面とすることが妥当な場合もある。内陸部の侵食基準面についても同様な考え方をする必要があり、直近の内陸盆地の堆積面を侵食基準面とすることが妥当な場合もある。

- ・その他の隆起量評価手法
- ・隆起・沈降活動の地域特性
- ・平成29年度～令和2年度に実施した海成段丘による隆起量・隆起速度評価の概要

以下に、その概要を述べる。

1) 隆起量・隆起速度評価手法の時間スケールに関する検討

産業技術総合研究所（2019）<sup>1)</sup>による隆起量・隆起速度評価手法（測地、段丘面高度、侵食小起伏面等）に関する既存知見の整理結果とその適用性に関する検討結果を取りまとめ、中深度処分に係る数十万年オーダーの評価手法をはじめ、時間スケール等が異なる複数の手法の適用性を確認した。

2) 海成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法

海成段丘を用いて隆起量および隆起速度を推定する手法について、その原理や適用性に関する既存知見を取りまとめるとともに、手法を適用する際に注意すべきチェック項目について取りまとめた。具体的には、海水準変動曲線の当てはめや既存研究における推定値の違い、海成段丘における古海面の推定法上の問題点、海成段丘の形成年代の決定に関する問題点などについて取りまとめた。

3) 河成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法

河成段丘を用いて隆起量および隆起速度を推定する手法について、その原理や適用性に関する既存知見を取りまとめるとともに、手法を適用する際に注意すべきチェック項目について取りまとめた。具体的には、河床縦断形の比高を用いた隆起量推定の前提となる河床縦断形の平衡に関する問題、基準面の対比、基準面の比高を用いたBV法・TT法・BB法の適用上の問題、河成段丘の形成年代の決定に関する問題点などについて取りまとめた。

4) その他の隆起量・隆起速度評価手法

上記2)及び3)以外の隆起量・隆起速度評価手法について、既存知見や評価手法としての特性・適用性に関する検討結果について取りまとめた。具体的に挙げた評価手法は以下の通りである。

- ・隆起準平原遺物：侵食小起伏面の高度分布（100万年オーダーの長期的傾向）
- ・基盤地層の堆積相・含有化石等に基づく堆積深度推定との比較（数10万年～100万年オーダーの長期的傾向）
- ・GPS測位・水準測量（数10年～100年オーダーの短期的傾向）

5) 隆起・沈降活動の地域特性

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）<sup>2)</sup>による隆起・沈降特性の紹介とその概要について取りまとめた。異なる時間スケールにおける隆起・沈降傾向を検討する際には、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）<sup>2)</sup>における5つの地域区分のような、隆起・沈降の主たる成因が同一である同じテクトニックセッティングの領域毎に隆起・沈降現象を検討することが望ましい。また、同じテクトニックセッティングの中でのより狭い領域の地域特性を検討する際には、対象地域が属する構造的に同一な空間的拮がり（構造区）を適切に抽出し、その属する構造区毎の隆起・沈降特性を判別し検討する必要がある。対象地域が属する構造区を検知するためには、構造区よりも広範囲を同程度の精度で捉えられる隆起・沈降評価手法により広域の隆起・沈降特性を評価し、それらのデータに基づき構造区を設定することが必要である。

6) 平成29年度～令和2年度に実施した海成段丘による隆起量・隆起速度評価の概要

新生代の火山砕屑物からなる青森県上北平野の海成段丘を対象として開発されたルミネッセンス年代測定法と堆積相解析に基づく隆起速度評価手法に関して、中生代の花崗岩・流紋岩類の砕屑物からなる山口県宇部地域の海成段丘に対する適用性の検討を行った。宇部地域でも年

代測定手法として適用できることが確認されたものの、段丘構成層中に主として花崗岩類起源の放射性物質が多量に含まれるため年代測定の測定限界年代は若い（短い）という結果となった。また、非常に古い試料を用いて適用時間枠の限界に関する検討では、適切な測定 disc 数や単粒子法の適用性などを検討した。

### 5.1.5.2 隆起量・隆起速度評価手法の時間スケールに関する検討

産業技術総合研究所（2019）<sup>1)</sup>では、時間スケールの異なる複数の隆起評価手法（測地、段丘面高度、侵食小起伏面等）に関連して、各評価手法の基礎となる地形・地質・地質構造等の情報を収集・整理している（表 5.1.5-1）。ここでは評価手法を適用する対象地域を沿岸域と内陸部に2分し、さらに地形的特徴を踏まえて6つの地域に分けて適用性を検討し、4段階の評価を行っている。

隆起速度評価手法の中でも測地学的手法としてはGPS測量と水準測量があり、時間スケールは $10^2$ 年オーダー以下とされ、 $10^3\sim 10^5$ 年以上の長期間を対象とした手法とは整合的な値が得られていない。

段丘面高度に基づく手法の時間スケールは $10^3\sim 10^5$ 年オーダーと放射性廃棄物の埋設処分等の評価期間である $10^5$ 年オーダーと合い、沿岸域においては過去約10万年ごとに形成された海成段丘の分布が小池・町田（2001）<sup>3)</sup>にまとめられている。内陸部においては中部地方以北では河成段丘がよく発達することから $10^5$ オーダーでの評価が可能とされる。この手法では、特に、同一河成段丘面内の形成時期の差異や風成層等の一部欠損の可能性を考慮した河成段丘面の対比、堆積段丘を削る同時代の侵食段丘の誤認による隆起量の課題・過小評価の可能性、隆起量と河川の下刻量との相対的關係を考慮した隆起量評価の考え方（田力、2005<sup>4)</sup>；幡谷、2005<sup>5)</sup>；2006a<sup>6)</sup>；2006b<sup>7)</sup>；吉山・柳田、1995<sup>8)</sup>など）などが取りまとめられている。

侵食小起伏面高度に基づく手法の時間スケールは $10^6$ 年オーダー以上であり第四紀全体の平均的な隆起量は評価できるが、 $10^5$ 年オーダーは別の手法で検証する必要である。

表 5.1.5-1 隆起・削剥評価手法の手法・対象・時間スケール・適用性のまとめ  
(産業技術総合研究所, 2019<sup>1)</sup>)

手法・指標	対象	時間スケール*1	適用性*2						
			沿岸域				内陸部		
			低地	台地	丘陵	山地	盆地	山地	
測地	GPS測位 水準測量	標高	$\leq 10^1$ 年	◎	◎	◎	◎	◎	◎
			$\leq 10^2$ 年	◎	◎	◎	◎	◎	◎
	段丘面高度	海成段丘	$10^3\sim 10^5$ 年	◎	◎	◎	×	—	—
		河成段丘*3	$10^3\sim 10^5$ 年	○	◎	◎	○	◎	○
	侵食小起伏面高度	侵食小起伏面	$\geq 10^6$ 年	—	—	—	○	—	○
	堆積深度+年代	海成堆積物(露頭)	$10^6\sim 10^8$ 年	△~○	○	○	○	○	○
	埋没深度+年代	海成堆積物(コア)	$10^6\sim 10^8$ 年	○	○	○	×	○	×
固化深度+年代	火成岩(露頭)	$10^6\sim 10^8$ 年	×	×	×	○	×	○	
削剥	ダム堆砂量	ダム集水域	$10^1\sim 10^2$ 年	×	△	△	○	△	○
	堆積物量	扇状地	$\geq 10^4$ 年	—	△	△~○	△~○	△~○	△~○
		三角洲	$\geq 10^4$ 年	△~○	—	—	—	—	—
		堆積盆	$\geq 10^4\sim 10^6$ 年	△~○	×	×	—	△~○	—
	宇宙線生成核種	集水域	$10^2\sim 10^4$ 年	△~○	△~○	○	○	△~○	○
		侵食面	$10^3\sim 10^6$ 年	△	△	○	○	△	○
熱年代	露頭orコアの削剥史	$10^6\sim 10^8$ 年	×	×	×	○	×	○	

[注1]時間スケールは $10^x$ 年オーダーで表示する。

[注2]適用性の区分 ◎=適用性高い, ○=適用性あり, △=適用性低いor一定条件下で適用可, ×=適用性極めて低いor適用不可, —=存在しない

[注3]河成段丘による隆起評価手法の適用地域は中部地方以北に限られる。



### 5.1.5.3 海成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法

本項では、海成段丘を用いて隆起量および隆起速度を推定する手法について既存知見を取りまとめるとともに、それらの手法の特性や適用性に関する検討結果について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・海成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法の原理・適用性
- ・審査ガイドに記載すべきチェック項目

#### 海成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法の原理・適用性

沿岸域に存在する海成段丘は、高海水準期（間氷期）に堆積した浅海堆積物が、その後の地盤の隆起により離水した階段状に分布する地形である。間氷期の海面高度を現在と同じ程度と仮定し、海成段丘面が当時の海面高度を表すと近似することで、その地域の隆起量をおおまかに評価することができる。隆起量や隆起速度をより正確に評価するためには、①海成段丘を構成する浅海堆積物が堆積した時期の海面高度と現在の海面高度との差（相対的海水準）を見積もること、②海成段丘堆積物の堆積層解析を行い浅海堆積物の上限高度を正確に見積もること、さらに③浅海堆積物の堆積時期を正確に求めることが必要となる。以下では、これらについて概説する。

#### 1) 海水準変動に基づく古海面高度の変動

海水準変動は Chappell (1994)<sup>9)</sup>や Wealbroeck et al. (2002)<sup>10)</sup>, EPICA (2004)<sup>11)</sup>などにより標準的な変動曲線が明らかにされている。MIS5e における最高海面高度については+5m 程度と見積もられており大きな差はないが、MIS7 における最高海面高度については既存研究で異なるため注意が必要である（【残された課題】項参照）。

#### 2) 堆積層解析による海成堆積物の上限高度の認定と古海面高度の見積もり

海成段丘層の基本的な層序は、下位から上位にかけて、海成堆積物・陸成堆積物・風成堆積物からなり、テフラなどの指標層がこれらに挟まれて分布することがある。海成堆積物の上位に発達する陸成堆積物・風成堆積物の層厚は数 m 以上に達することがあり、海成段丘堆積物の堆積層解析により海面指標となる浅海堆積物を正確に認定することが、古海面高度を正確に見積もるためには必要となる。産業技術総合研究所 (2018<sup>12)</sup>; 2019<sup>1)</sup>; 2020<sup>13)</sup>) では堆積相解析により海面指標となる前浜・後浜堆積物を認定し、海成段丘堆積物中の古海面高度を正確に見積もっている。一方、これらの研究では堆積相解析を正確に行うために堆積物を広く確認できる露頭調査により古海面を認定しているが、内陸部の露頭の分布は限られているという問題がある。

MIS 5e のような高海水準期には数千年の幅があり、その期間中でも海面高度が変化する。過去の海面高度をどのように推定するかという方法論上の制約から、高海水準期の中でも最も海面高度が高かった時に残された浅海堆積物や古海面による侵食痕から当時の古海面高度が推定されており、その当時の古海面と陸地の境界が旧汀線である。産業技術総合研究所 (2018<sup>12)</sup>; 2019<sup>1)</sup>; 2020<sup>13)</sup>) では、堆積相解析により海面指標を正確に認定しているものの、その露頭位置は旧汀線から海側へ離れているため、露頭の浅海堆積物から求められた古海面高度は旧汀線位置で認定される古海面高度よりも低いと考えられ、古海面高度を過小評価していると考えられる。一方、小池・町田 (2001)<sup>3)</sup>は、旧汀線位置の海成段丘高度から隆起量を求めているが、堆積相解析を行った旨の記述がなく、古海面高度の認定が正確ではない可能性がある。また、宮崎・石村 (2018)<sup>14)</sup>では、旧汀線の存在する海食崖近傍では崖錘堆積物の影響で浅海堆積物の上に堆積した陸成層が厚くなることを考慮しているが、小池・町田 (2001)<sup>3)</sup>にそのような効果を考慮した旨の記述は見られない。

Matsu'ura et al. (2014)<sup>15)</sup>は、海岸から旧汀線方向に向けて複数のボーリング掘削を行い、コ

ア試料により旧汀線位置を明らかにし、またコア試料の堆積相解析から古海面を認定している。このような手法を用いた古海面高度の認定は、最も正確な手法と考えられるため、広域の露頭調査と組み合わせて使用することで、地域的な古海面高度の分布を正確に復元することが可能になると考えられる。

### 3) 浅海堆積物の堆積時期（年代）

小池・町田（2001）<sup>3)</sup>では、主に火山灰層序により海成段丘の形成年代が決定されている。火山灰層序による形成年代推定の確実度は3段階に分けられている。最も確度の高い確実度Ⅰは、年代既知のテフラが段丘堆積物に挟在あるいは段丘を直接覆う場合など、直接的に形成年代が推定できるものに限られる。確実度Ⅱは、段丘堆積物が風成ロームに覆われている場合に、風成ローム層の堆積速度を一定と仮定して挟在するテフラの年代値から外挿して形成年代を推定した場合など、間接的に形成年代を推定したものである。確実度Ⅲは、地形発達の順序関係に基づいて推定したものなど、推定の根拠が曖昧な場合である。評価対象地域に存在する全ての海成段丘の確実度が確実度Ⅰであれば他の年代手法を適用する必要はないが、MIS7以前の海成段丘の確実度は確実度Ⅱおよび確実度Ⅲが占めることから、他の年代手法の併用が必要となる。

産業技術総合研究所（2018<sup>12)</sup>；2019<sup>1)</sup>；2020<sup>13)</sup>）では、海成段丘中の浅海堆積物に対して光ルミネッセンス年代測定法の適用を試みている。光ルミネッセンス年代測定法は、堆積物中に普遍的に含まれる石英・長石を用い、現在から過去数十万年前までの堆積年代の測定が可能な手法である。分布や産出層位などの制約があるテフラと比較して、光ルミネッセンス年代測定法は汎用性の高い手法であり、また適用年代範囲も放射性廃棄物の埋設処分等の評価期間である10<sup>5</sup>年オーダーと整合的である。光ルミネッセンス年代測定法の中でも長石の post-Infrared Infrared stimulated luminescence 法（pIRIR 法、Thomsen et al., 2008<sup>16)</sup>）は、少なくとも MIS 5e,7,9 の分離が可能な年代決定法であることが、産業技術総合研究所（2018<sup>12)</sup>；2019<sup>1)</sup>；2020<sup>13)</sup>）により示されている。

### 審査ガイドに記載すべきチェック項目

- ✓ 旧汀線の認定（地形判読，内陸側へ向けた複数のボーリング調査およびコア試料観察，露頭観察）
- ✓ 海面指標を示す浅海堆積物の認定（ボーリング試料ならびに露頭の堆積相解析）
- ✓ テフラによる段丘編年が確実度Ⅰ（小池・町田，2001<sup>3)</sup>）であるかの確認（ボーリング試料，露頭試料）
- ✓ テフラによる段丘編年が確実度Ⅱ，確実度Ⅲの場合，確実度Ⅰ相当の段丘編年が可能な年代測定法（pIRIR 法等）の適用の確認（ボーリング試料，露頭試料）

#### 5.1.5.4 河成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法

本項では、河成段丘を用いて隆起量および隆起速度を推定する手法について既存知見を取りまとめるとともに、それらの手法の特性や適用性に関する検討結果について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・河成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法の原理
- ・河成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法の適用性
- ・審査ガイドに記載すべきチェック項目

#### 河成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法の原理

貝塚（1969<sup>17)</sup>；1977<sup>18)</sup>）は、河川に沿った地形変化について、氷期－間氷期サイクルに伴う気候・海面変化とその間に発生する隆起との相互作用により、河成段丘等の地形が形成される

とした(図 5.1.5-1)。このモデルによれば、氷期には、下流域では海面変化の直接的な影響として海面低下に伴って開析谷が形成されるのに対して、上流域では気候変化に伴う岩屑供給量の増加と河川流量の減少により、谷の埋積と河床の上昇が生じる。間氷期には、下流域では海面上昇に伴って開析谷に海水が侵入して溺れ谷が形成され、その後埋積されて低地が形成されるのに対し、中流～上流域では岩屑供給量の減少と河川流量の増大によって下刻が生じる。こうした気候・海水準変動に伴うサイクリックな河床高度や河床縦断面の変化に隆起活動が同時に生じることで河成段丘地形が形成される。隆起量は、河成段丘面相互の比高や現河床と埋没谷底の比高などを用いて見積もられ(図 5.1.5-2)、その値を各段丘面の形成年代差ならびに埋没谷底が形成された年代で除することで隆起速度が得られる。

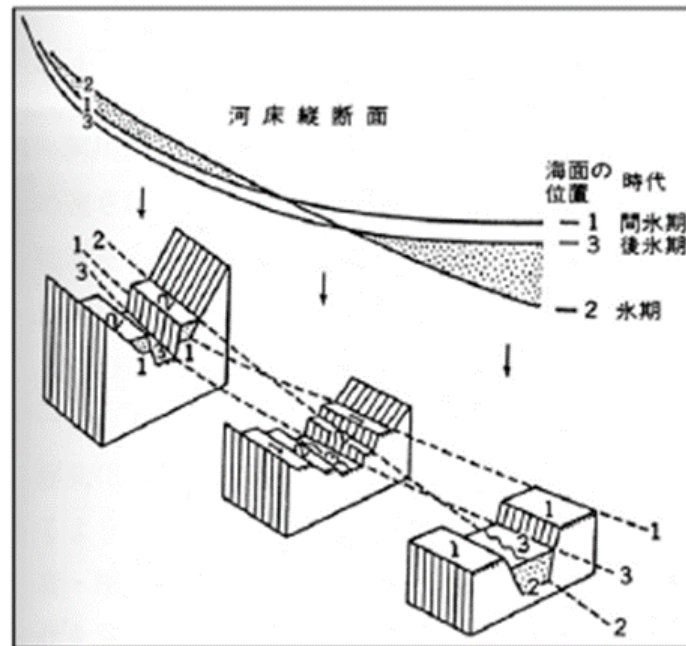


図 5.1.5-1 氷期・間氷期・後氷期における河川の堆積・侵食による河成段丘の形成モデル<sup>18)</sup>

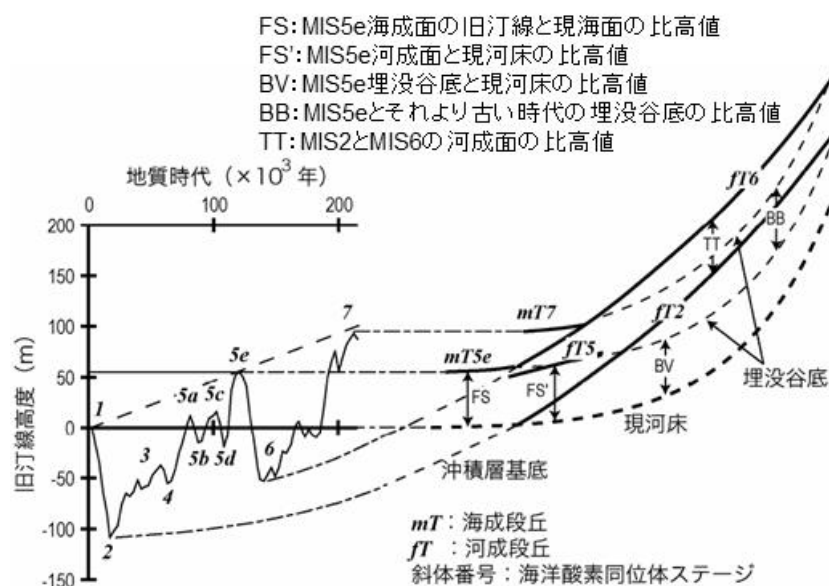


図 5.1.5-2 第四紀の気候・海面変動に対応して形成された河成地形面の模式縦断面<sup>5)</sup>

## 河成段丘を用いた隆起量・隆起速度評価手法の適用性

### 1) 基準面の対比

河成段丘を用いた隆起量評価では、同様の気候条件下では相似形の河床縦断形が形成されるという仮定が置かれているが、その前提条件として対比される河床が平衡に達した平衡河川である必要がある。河床縦断形が平衡に達するのは河口から始まり、上流側に遡及していくため、上流側の河床縦断形が平衡に達しているかは周辺の河川地形の確認を含めた検討が必要である（吉山・柳田，1995<sup>8)</sup>）。また、豊島（1989）<sup>19)</sup>は、最終氷期の堆積段丘の数  $m$  下に侵食段丘が広く分布するとして、堆積段丘と侵食段丘を厳密に区分する必要があることを示し。

幡谷（2006a）<sup>6)</sup>は、被覆層最下部の年代を段丘化の年代とした場合、図 5.1.5-3 の a~c の柱状図が異なる 3 面(A)もしくは同一面(B)のどちらにも対比しうる可能性を指摘し、段丘面の対比の際には様々なデータから検証する必要があることを示した。これは海成段丘における堆積相解析と同様で、河成段丘においては高度を対比される基準面同士が同じ堆積・侵食過程において形成されている必要があること、また異なった堆積・侵食過程を受けている場合の基準面対比においてはその他のデータを含めた最も合理的な解釈と、可能性を含んだあり得る解釈の 2 面から検討が必要であることを示していると考えられる。

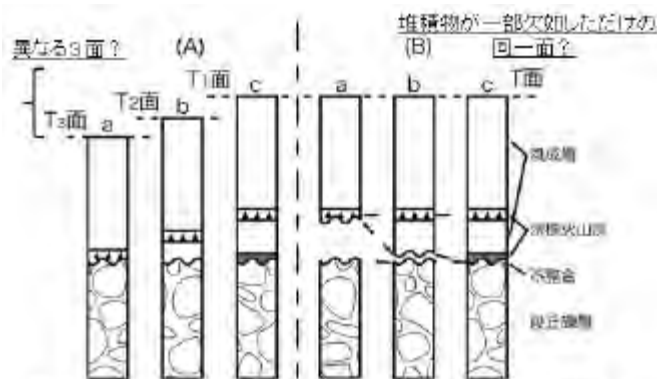


図 5.1.5-3 段丘対比における可能性の検討<sup>6)</sup>

### 2) 基準面間の比高に基づく隆起量評価とその形成年代

河成段丘を用いた隆起速度評価手法には、以下の 3 種類の方法が提案されている。

- ①現河床と最終間氷期（MIS5e）に形成された埋没谷底面との比高を河成段丘間の比高を利用する BV（Baried Valley）法
- ②最終氷期（MIS2）の河成段丘面と最終間氷期の前の氷期（MIS6）の河成段丘面との比高を利用する TT（Terrace to Terrace）法、
- ③最終間氷期（MIS5e）とその前の間氷期（MIS7）に形成された埋没谷底間の比高を利用する BB（Bottom to Bottom）法

TT 法の対象である MIS2 の河成段丘は <sup>14</sup>C 年代測定法の適用範囲内であり、高精度の編年が可能である。一方で、どの手法においても約 10 万年前の試料の年代測定を必要とする。例えば、TT 法では、MIS6 を示す広域テフラとしては約 100ka（町田・新井，2003<sup>20)</sup>）の On-Pm1、約 106ka（白井ほか，1997<sup>21)</sup>）の Toya などが有用である。また、露光不足による年代の不十分なりセットの問題はあるが、光ルミネッセンス法も近年適用可能性が調べられてきており、Tsukamoto et al. (2017)<sup>22)</sup>では、相模川の河成段丘堆積物で既知年代と調和的な結果が得られている。今後、海成段丘における確実度 I と同等の正確さを持たない河成段丘においては、光ルミネッセンス法の適用事例が増えていく可能性がある。また、分布や産出層位などの制約があるテフラと比較して、光ルミネッセンス法は汎用性の高い手法となる可能性があり、適用年

代範囲も放射性廃棄物の埋設処分等の評価期間である  $10^5$  年オーダーと整合的である。

#### 審査ガイドに記載すべきチェック項目

- ✓ 隆起量の目安となる基準面同士が、時代が異なるものの地形学的・地質学的に同じような過程において形成されていることの確認（ボーリング試料ならびに露頭試料の堆積相解析）
- ✓ テフラによる段丘編年が海成段丘における確実度Ⅰ（小池・町田，2001<sup>3)</sup>）相当の段丘であることの確認（文献調査，ボーリング試料，露頭試料）
- ✓ テフラによる段丘編年が成段丘における確実度Ⅱ，確実度Ⅲ相当の場合，他の手法による年代の見積りの確実度の確認（ボーリング試料，露頭試料）

#### 5.1.5.5 その他の隆起量・隆起速度評価手法

本項では，海成段丘や河成段丘を用いた隆起量および隆起速度を推定する手法以外の推定手法について既存知見を取りまとめるとともに，それらの手法の特性や適用性に関する検討結果について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・隆起準平原遺物：侵食小起伏面の高度分布
- ・基盤地層の堆積相・含有化石等に基づく堆積深度推定との比較
- ・GPS 測位・水準測量

#### 隆起準平原遺物：侵食小起伏面等の高度分布

新第三紀末～第四紀初頭に海水準付近に形成された準平原面が，第四紀の地殻変動によって現在侵食小起伏面が存在する高度まで隆起したという仮定に基づき，隆起量を求める手法である。

過去数 10 万年間よりも古い 100 万年オーダーの時間スケールでは，侵食小起伏面等を用いた隆起速度評価が試みられている。その初期の試みとして，第四紀地殻変動研究グループ(1968)<sup>23)</sup>による第四紀地殻変動図（図 5.1.5-4）がある。第四紀地殻変動図では，山地のような侵食卓越地域では新第三紀末～第四紀初頭に形成された侵食小起伏面の海拔高度を第四紀における隆起量と，内陸盆地等のような堆積卓越地域では新第三系／第四系の境界層準の分布上限の海拔高度を第四紀における隆起量とする方法により隆起・沈降量の評価結果が示されている。ただし，高標高部に存在する一部の侵食小起伏面の成因については，吉川（1984<sup>24)</sup>，1985<sup>25)</sup>）により疑義が示され，存在する高度により高位削剥面に分類された小起伏面（須貝，1990<sup>26)</sup>；1995<sup>27)</sup>）については，末岡ほか（2015）<sup>28)</sup>の総括で「標高 1500m を超える高山地域では，激しい削剥により隆起開始以前の原地形の保存は悪く，周水河作用や基盤隆起と削剥の動的平衡によって，現在の標高付近で平坦面が形成されている可能性がある」とされた。すなわち，侵食小起伏面を隆起準平原遺物として隆起量の指標として用いる場合は，その高度・分布・形態・地表地質等を慎重に検討し，高位削剥面と隆起準平原遺物を高い確度で分離し，隆起量を適正に見積もる必要がある（産業技術総合研究所，2018<sup>12)</sup>）。

隆起準平原遺物に基づく隆起量の評価は，第四紀全体の平均的な隆起量を示しており，放射性廃棄物の埋設処分等の評価期間である  $10^5$  年オーダーよりも 1 桁程度長い期間の評価であることに留意する必要がある。

#### 審査ガイドに記載すべきチェック項目

- ✓ 侵食小起伏面と高位削剥面の分類の基準・妥当性
- ✓ 放射性廃棄物処分の価期間である  $10^5$  年オーダーよりも長く，第四紀全体の平均隆起量として取り扱っていることの確認



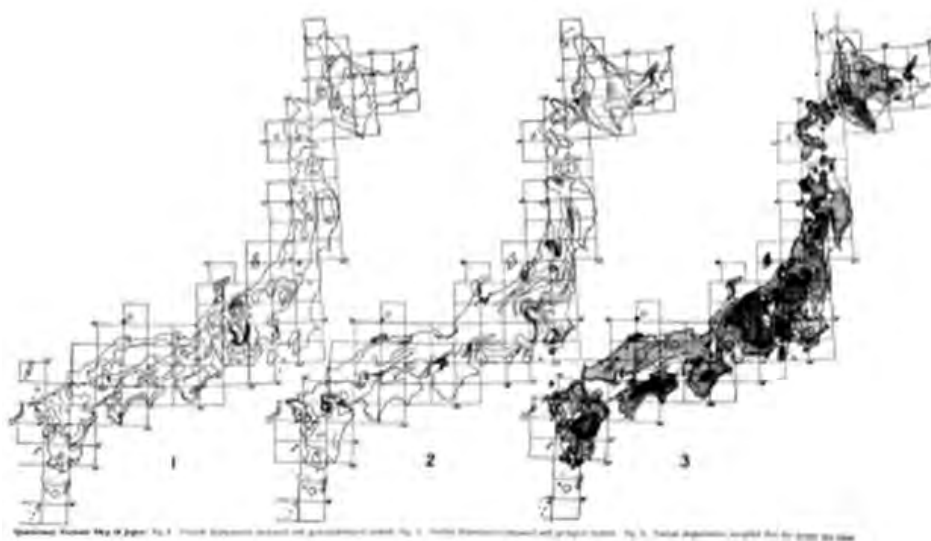


図 5.1.5-4 第四紀地殻変動図<sup>23)</sup>

#### 基盤地層の堆積相・含有化石等に基づく堆積深度推定との比較

基盤地層に分布する過去数十万年前以前に堆積した海成層等の堆積相，層厚，化石群集などから古水深・古環境を読み解き，年代値と合わせて，隆起・沈降の長期的な変遷を推定する手法である。対象となる基盤地層の堆積年代によっては，隆起準平原遺物による評価手法と同程度の時間スケールの隆起速度評価が可能となる。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）<sup>2)</sup>では，新第三紀鮮新世から第四紀更新世までの各地の 4 つの地層における古水深・古環境を推定し，隆起沈降履歴を明らかにした。下北半島地域の浜田層の例では（表 5.1.5-2），根本・吉本（2001）<sup>29)</sup>による底生有孔虫化石群の群集解析に基づいた堆積環境の変遷から堆積深度を推定し，隆起・沈降の長期的な変遷を示している。この地域は，内～中部沿岸帯から外部沿岸帯～大陸斜面最上部から，寒流域の内～中部沿岸帯を経て，寒流域の内部沿岸帯へと変化したことが読み解かれ，隆起・沈降の時間的変遷としては約 165 万年前以前からの沈降と約 120 万年前から約 90 万年までの隆起が推定されている。この解析例においては，化石群集の分類と先行研究との比較により堆積環境ならびにその年代を推定しており，古水深ならびに年代の精度はそれらの先行研究に依存することになる。なお，年代決定にはテフラや古地磁気などが用いられることもある。

放射性廃棄物処分の評価期間である  $10^5$  年オーダーやそれより古いオーダーまでの隆起・沈降の長期的な傾向を求めることができ，また隆起・沈降量も化石群集や堆積相解析により比較的高い精度で求められる可能性もある。

#### 審査ガイドに記載すべきチェック項目

- ✓ 堆積相解析や化石群集解析の根拠となる先行研究とその精度の確認
- ✓ 年代測定・推定の元データの手法・精度の確認

表 5.1.5-2 下北半島の浜田層の隆起・沈降特性のまとめ<sup>2)</sup>

地区	近川 (根本・吉本, 2001 ; Kanazawa, 1990)		
地層区分	浜田層 [年代 : 1.65Ma~0.95Ma (0.89Ma), 層厚 : 300m]		
	蜷沢砂岩部層	近川砂岩部層	奥内川シルト岩部層
年代	—	1.65Ma-0.95Ma~1.21Ma-0.95Ma (0.89Ma)	
層厚	160m	130m	15m 以上
古水深 (堆積深度)	・ 0m→深化 (160m 以深) (内~外部沿岸帯)	・ 200m 前後 (外部沿岸帯~大陸斜面最上部) ・ 数 10m (沿岸帯)	・ 30m~40m 以浅 (内部沿岸帯) その後, 陸化
		20m-60m~50m-120m で変動	—
基盤深度*1	・ 0m→約 360m	・ 360m→450m [約 1.2Ma] ・ 450m→335m	・ 335m→ (陸化)
変動様式	・ 沈降	・ 沈降→浅海化 (停滞又は隆起)	・ 隆起又は停滞
変動転換期 と要因	—	1.21Ma~0.95Ma*2 寒冷化, 下北断層の活動衰退との関連性が示唆	

\*1 : 浜田層構成層等の地質分布・構造等を参考にしながら想定した。

\*2 : 蜷沢部層/近川部層・奥内川シルト岩部層の層厚と古水深との関係から推定した。

### GPS 測位・水準測量

GPS 測位では, 2004 年の GPS 連続観測システム (GEONET) の運用開始以降の電子基準点の GPS 連続観測データに基づく隆起速度を得ることができる。水準測量では, 水準点を対象とした過去 120~20 年程度前までの測量結果の比較から隆起速度を得ることができる。ただし, GEONET[の本格運用開始後は日本全国を対象とした水準測量は実施されておらず, この 2 種類のデータが時間的に連続していないことに留意する必要がある。

GEONET の精度は様々な補正後に概ね 1cm 以内である。電子基準点での GPS 観測は 1990 年代から開始されており, 過去 30 年程度という短期間ではあるが地盤の隆起量と隆起速度を面的にかつ連続的に高精度で評価可能である。ただし, 内陸山岳地域における電子基準点の設置数は少なく, データの質が劣る傾向がある。

精密な水準測量は, 0.1mm 以内の鉛直精度を持っており, GPS 測位よりも鉛直方向の精度は高い。しかし水平方向の精度は GPS 測位よりも著しく劣る。水準測量データに基づく隆起量/隆起速度評価の例としては, 1947~1986 年 (開始年) の約 40 年間 (村上・小沢, 2004<sup>30)</sup>), 1883~1955 年 (開始年) の約 70 年間 (檀原, 1971<sup>31)</sup>), 1883~1986 年 (開始年) の約 100 年間 (国見ほか, 2001<sup>32)</sup>) の異なった時間間隔の水準測量データを用いたまとめがなされている。水準測量の測定頻度は 10~20 年に 1 回程度で, GEONET などの GPS 測位と比較して連続性では劣っているが, 測量期間の長さの点で優れている。ただし, 内陸山岳地域における水準点の設置数は少なく, GPS 測位と同様にデータの質が劣る傾向にある。

GPS 測位・水準測量とも, 放射性廃棄物の埋設処分等の評価期間である 10<sup>5</sup>年オーダーと比較して明らかに短く, またこれらの短期的傾向と海成段丘・河成段丘・隆起準平原遺物などで示される長期的傾向とが必ずしも一致しないことから, 短期的傾向と長期的傾向を混同せず, どのような観点から評価を行うかを明示的に示す必要がある。

### 審査ガイドに記載すべきチェック項目

- ✓ GPS 測位・水準測量とも隆起速度の時間変化を調べる事が可能であるが, 放射性廃棄物処分の評価期間のオーダーよりも明らかに短い期間の短期的傾向であるため, その

旨記載されており、どのような観点から評価に用いているかを確認する。

#### 5.1.5.6 隆起・沈降の地域特性

隆起・沈降の地域特性について、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）<sup>2)</sup>では、以下のような分類・構成で取りまとめている。

##### ①巨大地震発生時の隆起・沈降特性

海溝型巨大地震の発生する千島海溝・日本海溝・相模トラフ・南海トラフにおける巨大地震発生時の隆起・沈降の地域特性について取りまとめている。

##### ②短期的（100年スケール）・長期的（10万年スケール）な隆起・沈降の地域的特性

日本列島を、千島弧外弧+東北日本外弧、相模トラフ変動区、駿河トラフ変動区、南海トラフ変動区、九州、西南日本内帯、東北日本日本海沿岸の7地区に区分し、その隆起・沈降の地域特性について取りまとめている。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）<sup>2)</sup>では、代表的な3つの長期地質変動事象、すなわち隆起・沈降、断層活動、火山活動について、これらの長期変動事象の素因であるテクトニックセッティングを基に5つのブロック（千島弧、東北日本弧、伊豆-小笠原弧、西南日本弧、九州・琉球弧）に分けて最終的な取りまとめをしており、本項ではこの最終的な取りまとめ結果の概要を以下で紹介するが、その詳細については産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）<sup>2)</sup>を参照されたい。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）<sup>2)</sup>の取りまとめ結果の概要：“隆起・沈降については、多様な原因が重なり合った結果であるため、統一的にその傾向を説明することは難しく、地域毎に主たる成因が異なることが指摘できる。例えば、東北日本や千島弧の太平洋側は、測地的に沈降場であり、2011年東北地方太平洋沖地震でも沿岸部は沈降した。一方で、海成段丘による変動地形学的な10万年オーダーの評価では隆起場となっており、その傾向は全く異なっている。このことは、東北日本・千島弧の太平洋岸の隆起はプレート境界地震時の地殻変動とは無関係であることを意味している。下北半島では、前述の浜田層での検討により約120万年前から隆起が始まっているとしたが、この変動は東北日本弧の広域応力場が変化した300万年前前後とは時期的に一致しない。太平洋プレートの沈み込みによるプレート境界地震発生場よりも深部のプロセスが大きく寄与しているものとみられるが、説得性のあるモデルはまだ存在しない。西南日本内帯では、横ずれ断層運動による近くのブロック化の影響、東北日本の日本海側では逆断層や褶曲による地殻変動の影響が強く表れている。西南日本外帯では、若い四国海盆が沈み込むためスラブ角度が浅く、プレート間巨大地震の隆起運動が蓄積する傾向が顕著となる。南関東地域では、伊豆-小笠原弧の衝突の影響が強く表れ、より局所的な領域で隆起・沈降の様式の変化が起きている。”

このように、異なる時間スケールにおける隆起・沈降傾向を検討する際には、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013）<sup>2)</sup>における5つの地域区分のような、隆起・沈降の主たる成因が同一である同じテクトニックセッティングの領域毎に隆起・沈降現象を検討することが望ましいと考えられる。また、同じテクトニックセッティングの中でのより狭い領域の地域特性を検討する際には、対象地域が属する構造的に同一な空間的広がり（構造区）を適切に抽出し、その属する構造区毎の隆起・沈降特性を判別し検討する必要がある。対象地域が属する構造区を検知するためには、構造区よりも広範囲を同程度の精度で捉えられる隆起・沈降評価手法により広域の隆起・沈降特性を評価し、それらのデータに基づき構造区を設定することが望まれる。10万年オーダーの長期的な傾向・特性の検知には、全国的に広く分布するMIS5eの海成段丘などが適しており、同じテクトニックセッティング内であれば同一の年代指標（テフラ）に基づく年代決定がなされていることも多いと思われるため、広域的な隆起・沈降特性の

評価に適していると考えられる。また、数 10 年～100 年程度の短期的な傾向・特性の検知には、GPS 測位や水準測量・三角測量等の全国的なデータを用いることが考えられる。

#### 5.1.5.7 平成 29 年度～令和 2 年度に実施した海成段丘による隆起量・隆起速度評価の概要

本項では、平成 29 年度～令和 2 年度に実施した海成段丘の堆積層解析とルミネッセンス年代測定を組み合わせた隆起量・隆起速度評価の概要について取りまとめる。主な内容は以下の通りである。

- ・隆起量の空間スケールに関する検討
- ・異なる地質環境へのルミネッセンス年代測定法の適用可能性および適用時間枠に関する検討

#### 隆起量の空間スケールに関する検討

中深度処分 の時間スケールに適用可能性が高い段丘面高度を用いた隆起量評価手法の中でも、海成段丘を用いた評価手法は沿岸域において適用性が高い。従来、沿岸域における隆起量評価においては、小池・町田 (2001)<sup>3)</sup> の「日本の海成段丘アトラス」の研究成果が利用されてきた。この研究において、形成年代は主に火山灰層序に基づき、隆起量は間氷期の海面高度の指標から評価されている。しかし、適当な火山灰層が無い場合は段丘面の形成順で形成年代が推定されており、また陸成層の層厚を一定とすると旧汀線の位置する海食崖近傍では崖錐堆積物の層厚を過小評価することになり隆起量を過大評価するなどの問題点も指摘されていた。

産業技術総合研究所 (2018<sup>12)</sup> ; 2019<sup>1)</sup> ; 2020<sup>13)</sup> では、ルミネッセンス年代測定法による堆積年代の決定と、詳細な堆積相解析による海面指標の認定を組合せた手法を確立し、広範囲に海成段丘が発達している青森県の太平洋側 (下北半島～上北平野) をモデルフィールドとした隆起量評価を実施してきた。その評価結果と既存研究成果を図 5.1.5-5 に取りまとめて示す。地域によって隆起速度が異なる傾向 (図 5.1.5-5) が確認できるが、産業技術総合研究所 (2018<sup>12)</sup> ; 2019<sup>1)</sup> ; 2020<sup>13)</sup> では、旧汀線付近だけではなく露出状況のよい露頭の存在位置での隆起量を示しているため、5.1.5.2 項で述べたようにどの地点でも隆起速度を過小評価している可能性があることに留意する必要がある。

下北半島～上北平野～三陸海岸北部に分布する海成段丘に基づく隆起速度について、他の研究成果を含め総合的に検討した結果を図 5.1.5-6 に示す。下北半島北部の稲崎から上北平野南端の八戸までの MIS5e に基づく隆起速度評価結果は概ね一致する傾向が確認できると同時に、三陸海岸北部との隆起傾向の違いが確認され、構造区として異なる可能性が示唆された。

#### 異なる地質環境へのルミネッセンス年代測定法の適用可能性および適用時間枠に関する検討

青森県上北平野には、主に新生代に噴出した火山砕屑物からなる海成段丘が存在し、ルミネッセンス年代測定法を適用することにより MIS 5e,7,9 の分離が可能であることが産業技術総合研究所 (2018<sup>12)</sup> ; 2019<sup>1)</sup> ; 2020<sup>13)</sup> により示されている。中国地方には中生代に貫入した花崗岩の大規模岩体やそれらを覆う流紋岩類が広く分布し、上北平野とは異なる起源をもつ砕屑物からなる海成段丘が分布する。産業技術総合研究所 (2018)<sup>12)</sup> では、山口県宇部地域の海成段丘に対して、ルミネッセンス年代測定法を適用した結果、以下の結果を得た。

- ①カリ長石のルミネッセンス特性に違いはなく、ルミネッセンス年代測定が適用可能である。
- ②環境放射能 (堆積物中に含まれる放射性物質による年間線量) が大きく異なり、花崗岩が分布する宇部地域では環境放射能が高いため、上北平野の 1/3 程度までの古さまでしか年代測定ができない。



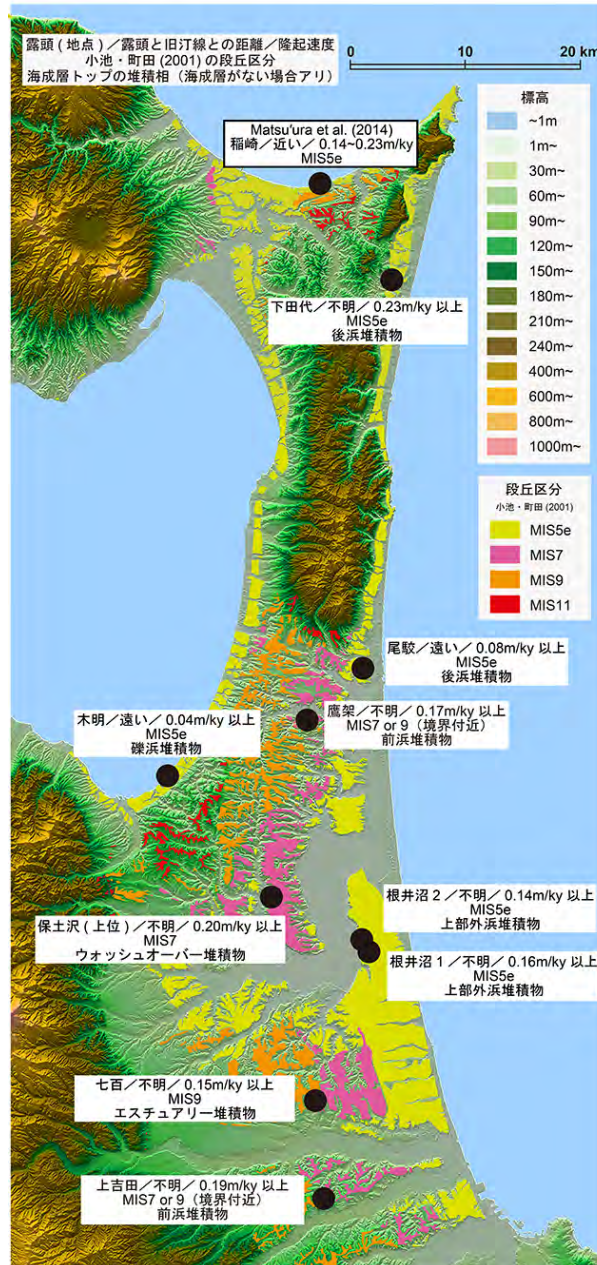


図 5.1.5-5 青森県下北半島～上北平野における隆起速度の解析例  
(産業技術総合研究所, 2020<sup>13)</sup> を改訂)

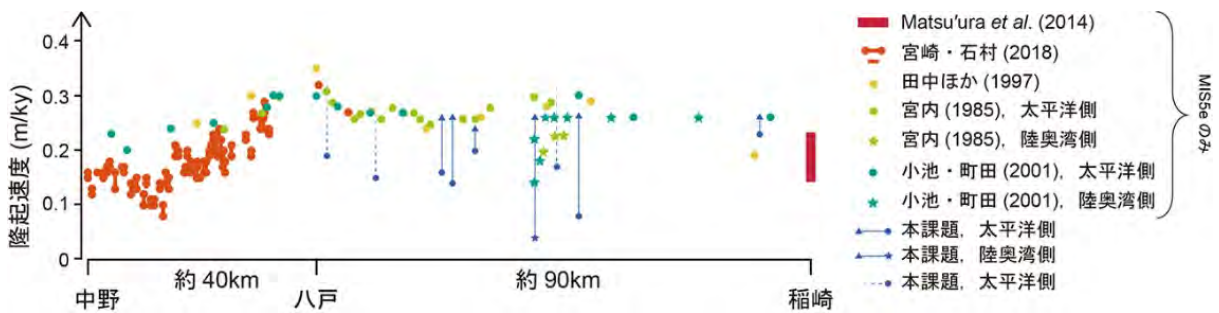


図 5.1.5-6 青森県下北半島～上北平野～三陸海岸北部における隆起速度の分布  
(産業技術総合研究所, 2020<sup>13)</sup> を改訂)



ルミネッセンス年代測定法の適用時間枠・適用限界について検討するため、蓄積線量の分散や測定誤差が大きいと考えられる MIS11 より古い試料を用いた実証的検討を行った（産業技術総合研究所，2019<sup>1)</sup>）。具体的には以下の通りである。

- ①測定誤差の低減効果と適切な測定 disc 数を検討するため、通常の 8disc よりも測定数を増加させ 32disc の測定を実施した。その結果、ルミネッセンス年代測定結果には蓄積線量が過大となる外れ値が一定割合含まれているため、多数 disc の測定による測定誤差の低下は理論的な期待値よりも低く、顕著ではなかった。蓄積線量が過大となる外れ値除外するため Interquartile Method による検定を行った結果、このような外れ値を除外するために必要な測定 disc 数は 13 disc 以上であり、測定値の分散等を考慮し、一定の尤度を持たせた場合には 14 disc 以上の測定が望ましいと結論された。MIS11 より古い試料の測定にはマシンタイムが長くかかるため、それを考慮した場合の最適分析数は 14~16disc 程度となり、従来の 8disc に基づく測定値については個々の結果に立ち返って妥当性の検討が必要であることがわかった。
- ②disc 単位の測定ではなく単粒子を対象としたルミネッセンス年代測定による測定時間の短縮効果を検証するため単粒子法による測定も実施したが、実施した測定条件では測定時間の短縮効果は認められなかった。

#### 【処分事業における研究成果の意義】

隆起活動により廃棄物埋設地およびその周辺域が当該地域の侵食基準面に対して相対的に隆起した場合、侵食作用が活発化し表層物質の削剥が進み、廃棄物埋設地と地表面との離隔距離を減少させ、人間侵入防止のために設定された深度の確保が担保されないことが懸念される。隆起活動により廃棄物埋設地およびその周辺地域が当該地域の侵食基準面から相対的に隆起した場合、侵食作用が惹起され、廃棄物埋設地における深度の確保を損なうおそれがあることから、隆起活動について適切に把握・評価することが必要である。

海成段丘に基づく隆起量の推定の最も基本的な要素は、古海面高度の正確な推計であるが、これまで Matsu'ura et al.(2014)<sup>15)</sup>などの一部の例を除き、海成段丘堆積物の堆積相解析による古海面指標の抽出と古海面高度の推定は行われていなかった。本研究では、調査した全ての露頭に堆積相解析を適用することにより、侵食を受けて当該堆積物が侵食され確認できない露頭、内湾環境のために当該堆積物が見られない露頭、浅海堆積物と河成堆積物の見た目が似ている露頭などを含め、堆積相解析により浅海堆積物を詳細に調査することが正確な隆起量の推定に資することを明らかにした。また、本研究で行ったレベルの堆積相解析には、堆積学の高度な専門知識が必要であることも明らかになった。

海成段丘に基づいて隆起速度を評価するためには海成段丘の形成年代が必要となる。これまでの海成段丘の形成年代の推定は火山灰層序に強く依存していたため、年代指標として適当な火山灰があるような確実度Ⅰの段丘を除き、確実度Ⅱや確実度Ⅲの海成段丘の形成年代は年代精度が悪いが、年代精度という概念が適用できないものであった。光ルミネッセンス年代測定法は、浅海堆積物の堆積年代を直接年代決定でき、普遍的に存在する石英（石英 OSL 法）や長石（長石 IRSL 法、長石 pIRIR 法）を用いて年代決定を行うことから、分布や産出層位などの制約がある火山灰と比較して汎用性が高い。MIS5e 以前の堆積物に対する年代精度はそれほど高くはないが、段丘形成は約 10 万年刻みの高海水準期に限られ、そのステージ（5e, 7, 9,...）の区分程度なら十分に可能であることが本研究から明らかとなった。

#### 【残された課題】

これまでの隆起・沈降に関する研究を踏まえ、残された課題と留意事項を以下に示す。

- (1) 海成段丘の内陸側への奥行きが狭く細粒堆積物が未発達あるいは残されていない岩石海

岸の海成段丘では、これまで用いてきたルミネッセンス年代測定手法を使えないため、他の手法を開発する必要がある。

- (2) MIS5e の海水準については+5m 程度と考えられるが、MIS7 については既往研究毎に異なる海水準が推定されている。日本原子力研究開発機構 (2020)<sup>33)</sup>のシミュレーションでは、MIS7 の海水準設定によっては海食崖が形成されない可能性を指摘している。日本の海成段丘の浅海堆積物堆積時の海水準にとってどの文献値が適当であるかは今後も検討が必要である。
- (3) 本課題で用いた長石の pIRIR 法は、高海水準期のステージ区分程度の精度はあるが、古くなるにつれて誤差が大きくなる。一方で、対象地域内の MIS11 以前の段丘は、そもそも既知年代の正確さにも課題が残ることから、pIRIR 年代の正確さを検証することが難しい。MIS11 よりも古い段丘における pIRIR 年代の正確さは、他地域も含めた確実度 I の段丘の浅海堆積物などを用いて検証していく必要がある。

#### 【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2019) 平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査. 405p.
- 2) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 平成 24 年度地質関連事象の時間スケールに応じた不確実性の検討. 77p.
- 3) 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122p.
- 4) 田力正好 (2005) 河成段丘を用いて推定される内陸部の広域的な地殻変動—現状と課題. 地理科学 60, 143-148
- 5) 幡谷竜太 (2005) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(1) —段丘対比の考え方の提案と河成段丘の編年に関わるケーススタディー. 電力中央研究所報告, N05005, 28p.
- 6) 幡谷竜太 (2006a) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(2) —那珂川沿いに分布する河成段丘の層序—. 電力中央研究所報告, N05016, 29p.
- 7) 幡谷竜太 (2006b) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討(3) —過去 10 万年間の隆起量分布により明らかにされる内陸部の地殻運動—. 電力中央研究所報告, N05017, 21p.
- 8) 吉山 明・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌 104, 809-826
- 9) Chappell J. (1994) Upper Quaternary sea levels, Coral Terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. *Journal of Geography* 103, 828–840
- 10) Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K. and Labracherie M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305
- 11) EPICA community members (2004) Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623–628
- 12) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査. 231p.
- 13) 産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 年度原子力規制庁委託成果報告書 廃棄物埋設における自然事象等を考慮した地盤の性能評価に関する調査. 385p.
- 14) 宮崎真由美・石村大輔 (2018) テフクロロジーに基づく三陸海岸北部における最終間氷期海成段丘の形成年代と最終間氷期以降の地殻変動の再検討. 地学雑誌 127, 735-757
- 15) Matsu'ura T., Kimura H., Komatsubara J., Goto N., Yanagida M., Ichikawa K. and Furusawa

- A. (2014) Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Shimokita Peninsula, northeastern Japan: A preliminary investigation of the buried shoreline angle. *Geomorphology* 209, 1-17
- 16) Thomsen K. J., Murray A. S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation measurements* 43, 1474–1486
- 17) 貝塚爽平 (1969) 変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変動のなかで. *科学* 42, 573-581
- 18) 貝塚爽平 (1977) 日本の地形—特質と由来. 岩波書店, 234p.
- 19) 豊島雅之 (1989) 過去2万年間の下刻過程にみられる  $10^3$ 年オーダーの侵食段丘形成. *地形* 10, 309-321
- 20) 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 360p.
- 21) 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中 - 後期のテフラの同定と年代. *第四紀研究* 36, 183-196
- 22) Tsukamoto S., Kondo R., Lauer T. and Jain M. (2017) Pulsed IRSL: A stable and fast bleaching luminescence signal from feldspar for dating Quaternary sediments. *Quaternary Geochronology* 41, 26-36
- 23) 第四紀地殻変動研究グループ (1968) 第四紀地殻変動量図. *第四紀研究* 7, 182-187
- 24) 吉川虎雄 (1984) 湿潤変動帯の地形学. *地理学評論* 57A, 691-702
- 25) 吉川虎雄 (1985) 湿潤変動帯の地形学. 東京大学出版会, 132p.
- 26) 須貝俊彦 (1990) 赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源. *地理学評論* 63, 793-813
- 27) 須貝俊彦 (1995) 木曾山脈・美濃三河高原北部における山頂小起伏面の起源. *東京大学人文科学紀要 (人文科学XII)* 101, 1-40
- 28) 末岡 茂・堤 浩之・田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・剝史研究への応用. *地球科学* 69, 47-70
- 29) 根本直樹・吉本直一 (2001) 下北半島東部近川付近に分布する浜田層の有孔虫化石群. *化石* 69, 1-24
- 30) 村上 亮・小沢慎三郎 (2004) GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義. *地震* 第2輯 57, 209-231
- 31) 檀原 毅 (1971) 日本における最近70年間の総括的上下変動. *測地学会誌* 17, 100-108
- 32) 国見利夫・高野良仁・鈴木 実・斎藤 正・成田次範・岡村盛司 (2001) 水準測量データから求めた日本列島100年間の地殻上下変動. *国土地理院時報* 96, 23-37
- 33) 日本原子力研究開発機構 (2020) 平成31年度原子力規制庁委託成果報告書 廃棄物埋設における核種移行に係る性能評価に関する研究. 472p.

### 5.1.6 鉱物資源等

#### 【処分事業に果たす役割】

原子力規制庁「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」（令和2年7月15日）において、中深度処分の廃棄物埋設地の場所（自然条件等）のうち鉱物資源等については以下のように記述されている。

「その採掘が経済的に価値が高い鉱物資源及び地熱資源の存在することに関する記録がない場所であること。その上で、解釈において次のような主旨の記載を行う。

－「鉱物資源」とは、鉱業法で定義されている鉱物をいい、「地熱資源」とは、発電に利用することができる地熱資源をいう。

－「記録がない」とは、資源利用のための掘削が行われる可能性がある十分な量及び品位の鉱物資源の鉱床及び地熱資源の存在を示す記録が存在しないことをいう。

従って、廃棄物埋設地に存在する鉱物資源及び地熱資源については、①鉱業法で定義されている鉱物資源の採掘可能量及び品位、②地熱資源のポテンシャル、について確認することが求められている。

資源利用のための掘削が行われる可能性がある十分な量及び品位の鉱物資源が廃棄物埋設地に存在する場合、廃棄物埋設地に対する調査ボーリングや直接的な掘削が行われる蓋然性があり、放射性廃棄物による人への暴露が懸念される。また、発電に利用することができる地熱資源が廃棄物埋設地に存在する場合、調査ボーリングや地熱井の掘削が行われる蓋然性があり、放射性廃棄物による人への暴露が懸念されるほか、地熱井による熱水の汲み上げ・還元により地下水流動が促進され放射性物質の地下水移行が促進されることが懸念される。これらの意図的ではない人間侵入に該当する行為により廃棄物埋設地の保有する隔離機能や閉じ込め機能が喪失されるおそれが懸念されることから、廃棄物埋設地に資源利用のための掘削が行われる可能性がある十分な量及び品位の鉱物資源の鉱床及び発電に利用することができる地熱資源が存在する場合は、このような場所を避ける必要がある。

廃棄物埋設地に資源利用のための掘削が行われる可能性がある十分な量及び品位の鉱物資源の鉱床及び発電に利用することができる地熱資源が存在する場合は、放射性廃棄物による人への暴露や放射性物質の地下水移行が促進される等の隔離機能や閉じ込め機能が喪失するおそれがあることから、経済的に価値が高い鉱物資源及び地熱資源の存在について適切に把握・評価することが必要である。

#### 【研究成果の概要】

##### 5.1.6.1 成果の概要

「鉱物資源等」については、人間侵入にかかる閉鎖後の安全評価事項である。本研究課題については研究課題を受託した実績はなく、5.1.6.2 項以降において以下の課題について概括的な記述を行う。

- ・経済的に価値が高い鉱物資源
- ・発電に利用することができる地熱資源

##### 5.1.6.2 経済的に価値が高い鉱物資源

鉱業法第3条に規定された「鉱物」には、固体の鉱物のほか、石炭・石油・天然ガスなどが含まれる。わが国に賦在する多くの鉱物資源、石炭・石油・天然ガス資源、粘土鉱床などについては、これまでに全国的に探査が行われており、分布・品質・量などについては概略的な整理がなされている。なお、一部の鉱物資源（金、レアメタル）については現在も探査が継続され

ており、新たな鉱床が発見される可能性があることに留意する必要がある。なお、「経済的に価値の高い鉱物資源」であるかは、時代や地域性によって異なる可能性があり、そうした不確実性を認識した上で、現在において経済的価値が高いものは避けていく必要がある（経済産業省資源エネルギー庁，2017<sup>1)</sup>）。

日本全国を対象とした鉱物資源等のデータセットには、日本油田・ガス田分布図（第2版）（地質調査所，1976<sup>2)</sup>）、日本炭田図（第2版）（地質調査所，1973<sup>3)</sup>）、国内の鉱床・鉱徴地に関する位置データ集（第2版）（内藤，2017<sup>4)</sup>）などがある。また、特定地域を対象としたものについては、燃料資源地質図「三陸沖」（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2005<sup>5)</sup>）、「東部南海トラフ」（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2010<sup>6)</sup>）、燃料資源図「関東地方」（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2015<sup>7)</sup>）などが近年まとめられている。

経済産業省資源エネルギー庁（2017）<sup>1)</sup>は、日本全国を対象とした鉱物資源等のデータセットに対して「将来、採掘の蓋然性が高いもの」という観点から見直しを行い、日本油田・ガス田分布図（第2版）（地質調査所，1976<sup>2)</sup>）については実際に油・ガスの産出が確認されている範囲、日本炭田図（第2版）（地質調査所，1973<sup>3)</sup>）については埋蔵炭量が図示されているもの、国内の鉱床・鉱徴地に関する位置データ集（第2版）（内藤，2017<sup>4)</sup>）については実際に採掘実績のある地点を科学的特性マップの「鉱物資源／油田・ガス田」「鉱物資源／炭田」「鉱物資源／金属鉱物」に示しており、経済的に価値が高い鉱物資源等の分布の確認に有効と考えられる。

このほか該当地域が含まれる地質図、日本地方鉱床誌（朝倉書店）や日本地方地質誌（朝倉書店）などに鉱物資源等に関する記載があり、これらの記載も重要な情報となる。

### 5.1.6.3 発電に利用することができる地熱資源

地熱資源については、発電に利用可能な高温・高圧の蒸気・熱水溜まりの存在が日本各地で確認されていること、CO<sub>2</sub>削減およびSDGsの観点から地熱資源の有効利用が推奨されていることから、現在も地熱資源開発が進められており、新たな地熱資源が発見される可能性があることに留意する必要がある。

日本全国を対象とした地熱資源のデータセットには、全国地熱ポテンシャルマップ（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2009<sup>8)</sup>）がある。全国地熱ポテンシャルマップでは、日本全国の地熱資源（特に熱水系資源）のポテンシャルおよび特性に関連する様々な基礎的情報を、全国規模から縮尺20万分の1程度のスケールまで、シームレスに重ね合わせて表示することができる。

経済産業省資源エネルギー庁（2017）<sup>1)</sup>は、地層処分において想定される廃棄体の発熱・緩衝材の許容温度等を考慮して約15°C/100m以上の地温勾配の地域を地温の影響が著しい範囲として科学的特性マップの「地熱活動」に示しているが、約15°C/100m以上の地温勾配は発電に利用することができる地熱資源の設定として過大であり、科学的特性マップの「地熱活動」のみで地熱資源の評価を行うことは適切ではないことに留意する必要がある。

#### 【処分事業における研究成果の意義】

資源利用のための掘削が行われる可能性がある十分な量及び品位の鉱物資源が廃棄物埋設地に存在する場合、廃棄物埋設地に対する調査ボーリングや直接的な掘削が行われる蓋然性があり、放射性廃棄物による人への暴露が懸念される。また、発電に利用することができる地熱資源が廃棄物埋設地に存在する場合、調査ボーリングや地熱井の掘削が行われる蓋然性があり、放射性廃棄物による人への暴露が懸念されるほか、地熱井による熱水の汲み上げ・還元により



地下水流動が促進され放射性物質の地下水移行が促進されることが懸念される。これらの意図的ではない人間侵入に該当する行為により廃棄物埋設地の保有する隔離機能や閉じ込め機能が喪失されるおそれがあることから、経済的に価値が高い鉱物資源及び地熱資源の存在について適切に把握・評価することが必要である。

本研究項目で概括したように、経済的に価値が高い鉱物資源及び地熱資源の存在については既存のデータセットによりある程度の評価が可能である。しかし、一部の鉱物資源（金，レアメタル）や地熱資源については現在も探査が継続されており，新たな鉱床や地熱資源が発見される可能性があることに留意する必要がある。

本研究項目で概括した内容は，原子力規制委員会が整備する中深度処分場所（自然条件等）のうち鉱物資源等の議論に必要な科学的技術的根拠を与え，廃棄物埋設施設の位置，構造及び設備の基準に関する規則及び審査ガイド等に反映されることが期待される。

### 【残された課題と留意事項】

経済産業省資源エネルギー庁（2017）<sup>1)</sup>は，日本全国を対象とした鉱物資源等の基本的なデータセットが約40年以上前のものであるため，①データ集約後の後の探査・採掘等により推定埋蔵量に変化し現在の状況とは異なる可能性があること，②データ集約後に発見された鉱物資源等の鉱床がデータに含まれていないこと等を指摘し，留意が必要であるとしている。

また，5.1.4.4項で述べたように，一部の鉱物資源（金，レアメタル）や地熱資源については現在も探査が継続されており，新たな鉱床や地熱資源が発見される可能性があることに留意する必要がある。

さらに，5.1.4.2項で述べたように，「経済的に価値の高い鉱物資源」であるかは，時代や地域性によって異なる可能性があり，そうした不確実性を認識する必要があることに留意する必要がある。

### 【引用文献】

- 1) 経済産業省資源エネルギー庁（2017）「科学的特性マップ」の説明資料．経済産業省資源エネルギー庁，28p.
- 2) 地質調査所（1976）日本油田・ガス田図分布図（第2版）．
- 3) 地質調査所（1973）日本炭田図（第2版）．
- 4) 内藤一樹（2017）国内の鉱床・鉱徴地に関する位置データ集（第2版）．地質調査総合センター速報，no.73，7p+data.
- 5) 産業技術総合研究所地質調査総合センター（2005）燃料資源地質図「三陸沖」
- 6) 産業技術総合研究所地質調査総合センター（2010）燃料資源地質図「東部南海トラフ」
- 7) 産業技術総合研究所地質調査総合センター（2015）燃料資源図「関東地方」
- 8) 産業技術総合研究所地質調査総合センター（2009）全国地熱ポテンシャルマップ．



## 5.2 中深度処分の許可基準規則のうち廃棄物埋設地及び坑道に関する研究

### 5.2.1 廃棄物埋設地の水理地質構造及び地下水流動

#### 【処分事業における役割】

中深度処分において、廃棄物埋設地の最適な地盤設計を行うためには、水理地質構造、地球化学環境等を踏まえて、廃棄物埋設地から生活圏に至る地下水の流動経路を考慮し、地下水の涵養域、廃棄物埋設地及び流出域までの広域の地下水流動評価が必要である。将来 10 万年程度の期間を想定した地下水流動の推定を行うためには、廃棄物埋設地を通過する地下水流動系において、涵養域から流出域までの広域地下水流動系を把握するとともに、廃棄物埋設地周辺の水理特性の変動、将来 10 万年程度の自然事象（隆起・浸食・海水準）の変動を考慮に入れた地下水流動評価が行われている必要がある。

廃棄物埋設地における地下水流動を評価するための前提として、広域からニアフィールドまでのモデル化の考え方を明確化する必要がある。そのために、既往の研究成果からそれぞれの対象となる範囲と対象となる地質環境でのモデル構築の方法論をまとめる必要がある。その上で、評価対象地盤の地下水流動地下水流動を評価する技術的指標を抽出する必要がある。また、前提となる広域地下水流動に関して、調査データの増加に伴う地下水流動概念モデルの構築と更新の考え方を、実際の地域を対象とした調査によって整理し、抽出した評価指標と比較及び検証を行った。

#### 【成果の概要】

##### 5.2.1.1 地下水流動に影響を与える地質学的要因に関する既存知見の整理と課題の抽出

###### 1) 地形等の変動を発生させる地質学的要因の抽出と地下水流動に与える影響の整理

地下水流動に影響を与える各種地質事象は、現在まで主に地層処分を対象として FEP リストとしてリストアップされてきた。広く用いられている OECD/NEA の FEP リストから、山元<sup>1)</sup>は日本列島を対象とした各種事象が処分システム領域に与える影響の連関図を作成している。

ここで整理されている地質事象から立地によって排除されるものを除くと、地下水流動に影響を及ぼす自然事象として考慮すべき項目は以下の通りと考えられる。

- (1) 隆起および侵食による地形変化
- (2) 海水準変動
- (3) 廃棄物埋設地近傍の断層活動

以下に、それぞれの事象に関する影響の様式、規模及び影響を及ぼす時間スケールに関してまとめる。

###### (1) 隆起および侵食

隆起及び侵食による地形変化は、平面的な地表面の隆起と風化・削剥による鉛直方向の変動、海岸線近傍で隆起と海水準変動によって発生する海岸の側方侵食、河道周辺において発生する下刻あるいは側方侵食に分類される。その他、北欧等の寒冷地においては氷河による U 字谷の形成も考慮する必要があるが、日本列島においては対象外と考えて良い。

平面的な侵食は、主に隆起速度あるいはその空間的な分布によって規定されるものと考えられ、平面的に広範囲かつ隆起傾向が継続する期間継続するものと考えられるため、中深度処分の評価期間である 10 万年間は少なくとも連続的に発生する。ただし、廃棄物埋設地の深度に関する基準において、少なくとも 10 万年間は深度 70m を確保することが求められていることから、廃棄物埋設地における隆起速度あるいは侵食速度は事前に事業者によって評価されること、日本列島における隆起量は、一部地域を除き 10 万年間で 90m 以下であること<sup>2)</sup>から、後述する

海水準変動と比較して変動量は小さい。

海岸における側方侵食は、波力が海岸強度を上回ることによって間欠的に発生する。実際の侵食速度を評価した事例としては、小笠原諸島父島西方西之島における1973年噴火による新島形成後の地形連続観測による短期間の評価事例<sup>3)</sup>等の短期間(5年間)の直接観測等がある。この事例では、観測開始後3ヶ月間で海岸線が50m後退したが、噴火の3年後以降は海岸線がほぼ固定されたことが示されている。また、長期間の海岸侵食の評価事例として、北大西洋Azores諸島のFaial島において、年代幅のある火山噴出物縁辺の海食台地形と地下構造から、潮位と海水準変動を考慮した地形発達モデルとの比較によって侵食速度を明らかにした事例がある<sup>4)</sup>。この事例では、海食台の形成時期によって平均侵食速度が異なり、10ka程度の若い海食台では30-60mm/年であるのに対し、300-800ka程度の古い海食台では2-7mm/年を示すことが明らかになっている。

河川侵食に関しては、宇宙線核種を用いた下刻速度の推定例<sup>5)</sup>等がある。この事例では、小鹿川流域花崗岩地域の遷急区間における高河床勾配を示す溪谷部における下刻速度を評価している。結果として、平均的な下刻速度として0.24mm/年という値であるが、年代によって速度の増減があり、それは主に降水量の変化によるものと結論づけている。

## (2) 海水準変動

汎地球的海水準変動は、約10万年周期で海水準変動量百数十mの低下と上昇が周期的に発生している現象である<sup>6)</sup>。

これから、海水準の上昇は比較的短期間かつ連続的に発生しているのに対し、海水準低下は長期間をかけ、かつ周期的な低下と上昇が間欠的に生じ、結果として百数十mの低下となっていることが分かる。このような約10万年サイクルでの海水準変動は80万年前から継続していることが良く知られている。

また、海水準変動は気候変動とほぼ等価であり。海水準が低下している時期は氷期にあたり、海水準が上昇している時期は間氷期にあたる。従って、海水準変動は汀線の移動のみならず降水量とも関連する事象と考えられる。松末・藤原<sup>7)</sup>は、花粉分析から古植生解析を行い、気温の変化と降水量の変動の評価を行っている。それによると、最終氷期(1万数千年前)の年平均降水量は、現在の降水量の5割~7割程度であることが試算されている。

## (3) 断層活動

地震・断層活動による地下水流動系への影響に関しては、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア<sup>8)</sup>にまとめられている。それによると、内陸地震に伴う地下水変動は、断層近傍における大規模な変動と断層から20km以上離れた地域で観測される水位、自噴量、水温などの小規模な変化に分けられる。地震の発生間隔は断層により様々であるが、数十万年の評価期間の場合では数千回以上繰り返される事象である。また、プレート境界地震による地下水変動については、内陸地震のうち断層から離れた地域における地下水変動と同様、地震による地殻歪変化や強震動によって生じると考えられる。発生間隔は百年から千年であり、評価期間が長い場合は数千回以上繰り返される事象である。ただし、プレート境界地震の規模(マグニチュード)が内陸地震よりも大きいため、震源域から大きく離れていても地震による地殻歪の変化量や強震動の振幅は大きくなる。

内陸地震の断層近傍における大規模な地下水変動は、地殻歪変化や強震動などによって断層近傍における岩盤や帯水層の透水性が変化することにより生じると考えられる。2011年いわき内陸地震のように、その場所が深部流体の湧出域であった場合、地震によって透水性が増加することによって地域全体の水頭圧が数mの規模で上昇することが予測される。また1995年

兵庫県南部地震のように、透水性の増加によって地下水流動が加速されることも考えられる。この場合、標高の高い地域で数十 m オーダーの水位低下が、標高の低い地域で異常湧水の発生が生じると予測される。このような大規模な地下水変動の継続時間は、流出域における水頭圧の上昇は少なくとも4年以上、後者の地下水流動の加速は2年程度と考えられる。さらに断層近傍においては、1995年兵庫県南部地震の際に観測されたように、地震をきっかけに地下水中のCl濃度が上昇する可能性も考えられる。

断層より20 km以上離れた地域における地下水変動については、地震に伴って発生する地殻歪変化や強震動によって生じると考えられる。地殻歪変化によってもたらされる地下水変動は、発生する地震の断層モデルを想定することにより、地下水の地殻歪感度を用いて変化量を計算することができる。一方、強震動によってもたらされる地下水変動については、帯水層近傍における地下水の擾乱が原因であるため、普段の地震時の地下水変動を観測することによって変化の傾向を予測することができる。

プレート境界地震の影響は様々な様相を示す。例えば、昭和南海地震の震源域から約100 km離れている道後温泉では地震直後に14 m程度の水位低下が引き起こされた。この水位低下は同地震の断層モデルから推定される $6 \times 10^{-6}$ の伸張ひずみと道後温泉の地殻歪感度( $10^{-8}$ あたり2 cmの水位変化)で予測が可能である。このように、地殻歪による水位変動は、想定される地震の断層モデルおよび地下水の地殻歪感度を得ることができれば予測が可能である。また、地殻歪による水位変動は、数ヶ月から数年程度で地震前の水位に戻る。一方、強震動が原因となる地下水変動については、透水係数の変化など、帯水層・地下水の循環系における擾乱が原因である。この場合、より頻度が多い振幅の小さい地震動により地下水変動が観測される場合があるので、これを観測することによって地下水変動の傾向を予測できる場合がある。また強震動が原因となる地下水変動については、元の水位に戻らない場合も考慮する必要がある。

## 2) 地質事象が地下水流動系に与える影響の評価手法

### (1) 隆起・侵食

放射性廃棄物処分の対象となる地域の隆起量あるいは侵食量は海水準変動に比較して小さい。そのため、水質や同位体という水文学的データで影響を評価することが困難である。

数値解析によって地下水流動系への影響を評価した事例としては、土岐川流域の過去150万年の地形変化が地下水流動に与える影響を評価した事例があげられる<sup>9)</sup>。ここでは、解析領域内の主要な山地の隆起開始時期を考慮して、各時間断面での地形モデルを構築した上で、定常解析による地下水流動系の評価を行っている。

解析の結果から、動水勾配が隆起量に比例して増加すること、下流域において深部からの上昇流が発生すること、地形変化の影響は断層によって規制され、断層を越えて別のブロックには波及しにくいこと、従って、地下水の主流動方向上流側の断層の水理特性を調査することが重要であることが示された。

### (2) 海水準変動

沿岸域においては海水準の変動に伴い海岸線が大きく移動し、それに伴って地下水の流出域が大きく変動することが予測される。このことは、海水準の高い間氷期においては海水が内陸側まで侵入し地下水流動の停滞が予測される一方で、氷期においては海岸線の後退とともに地下水の流出域が後退するため、間氷期において侵入した海水が天水系の地下水とともに流出域に向かって流動することが予測される。現在は約1間年前の最終氷期後の間氷期に相当するため、海水が比較的内陸まで侵入し、今後十万年スケールにおいては氷期の到来とともに地下水の流動が活発になり、海水起源の地下水が流出することが予測される。現在、陸域地下に存在



する海水の侵入年代を明らかにすることにより過去の氷期―間氷期サイクルにおける地下水流動状態変遷の検討を行った。

### 多孔質媒体分布地域

海水準変動は、10万年間で最大百数十mの変動が記録されているため、特に沿岸域においては淡水及び塩水の流動系に大きな影響を及ぼす。上北平野地域では、海水準変動に伴う広域地下水流動系の流出域の移動距離は20-40 km程度に及ぶものと推定される(図5.2.1-1)。

上北平野においては、南部に位置する奥入瀬川周辺地域を中心に、海岸から20 km以上の内陸までCl濃度の高い深層地下水(以下、塩水と呼ぶ;  $Cl > 200 \text{ mg/L}$ )が広く存在しており、淡水の分布は最も内陸側の一部に限られている。北側の小川原湖周辺地域では、小川原湖の西側に塩水が分布する一方で、淡水が主体となって広く存在している。塩水の多くは放射平衡に達する程度の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示し、奥入瀬川周辺の沿岸部を除いて、地層堆積時であっても矛盾しない程度の非常に古い塩水であると考えられる。奥入瀬川周辺の沿岸部については、現海水に近い比較的若い塩水である可能性がある。

上北平野における氷期―間氷期の地下水流動系変化は、次のような概念モデルとしてまとめられる(図5.2.1-2)。最終氷期には、広域地下水流動系の流出域が海側へ30 km前後移動したことに伴って地下水流動系の規模が拡大し、少なくとも標高-1,000 m程度の深度まで天水起源の地下水流動が活発化した。一方で、-1,000 m前後の一部には、地層堆積時に相当するような100万年以上の古い塩水が残留しており、天水起源の淡水はこれらの塩水の周囲を徐々にフラッシングしながら流動した。最終氷期以降に海水準が上昇すると、地下水流動系の規模は次第に縮小し、氷期に深層まで至っていた地下水流動は停滞的になった。活発な地下水流動は浅層部に限られるようになった。完新世の海進期には、奥入瀬川周辺の沿岸部において、海水が-1,200 m程度の深度まで侵入した。現在の海水準条件下では、標高-1,000 m前後の深層地下水はほとんど流動していない。現在の天水によって涵養された地下水は、-400 m程度以浅を流動している。

### 亀裂性媒体分布地域

産業技術総合研究所<sup>10)</sup>では、瀬戸内海沿岸の結晶質岩地域において、既存坑井等の地下水の水質及び同位体分析を行い、海水準変動に伴う地下水流動系の変化を検討した。中深度処分深度に相当する浅層地下水(ここでは150 m以浅を指す)においては水素安定同位体比( $\delta D$ )が-55‰~-45‰の範囲を示すCa-HCO<sub>3</sub>型の地下水が賦存している。この水素同位体比の範囲はこの地域の河川水の範囲内に入り、現在と同様の気象条件の下で涵養されたと思われることを示している。一方、深層においてはCl濃度の低い深層地下水の大半は、 $\delta D$ が-64‰~-56‰の範囲を示している。福山平野よりも西側では若い塩水のみが分布し、縄文海進期以降に当時の海水が侵入したものと考えられることと、Cl濃度の低い地下水が低い $\delta D$ を示し、現在よりも寒冷な気候下(最終氷期)で涵養された地下水であることから、海水準低下時の淡水地下水流動系の発達による古い海水のフラッシングと考えられることを指摘した。また、福山平野や岡山平野の内陸部において、 $^{36}\text{Cl}$ 年代として最大で約12万5千年前の下末吉海進期に相当するような古い塩水が分布していることから、備後灘周辺は、氷期には盆地上の地形の形成によって、その場が地下水流動系の主要な流出域となった可能性があり、広島平野のような大規模な流動系は形成されにくく、淡水による塩水のフラッシングは限定的なものにとどまった可能性があることを指摘している。図5.2.1-3に最終氷期以前から現在までの地下水流動系変動に関する概念モデルを示す。

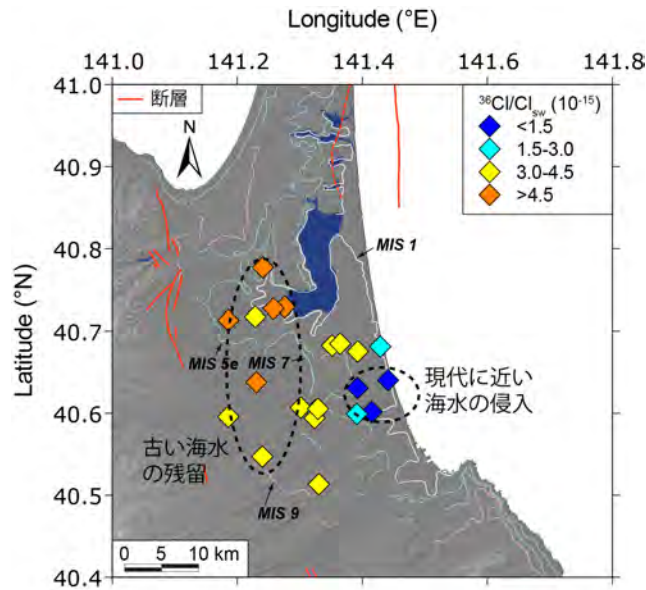


図.5.2.1-1 上北平野における深層地下水中の海水成分の  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  比の平面分布  
 海水成分の  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  ( $R_{\text{sw}}$ ) は、天水成分を用いた混合解析<sup>11)</sup>によって求めた。  
 比較のため、小池・町田<sup>12)</sup>による旧汀線分布を示した。

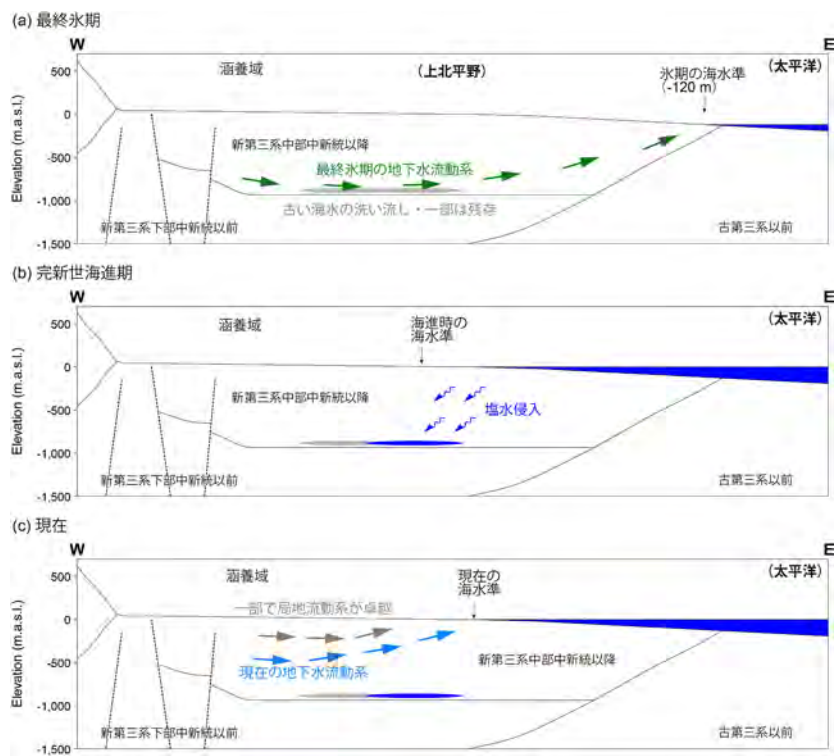


図 5.2.1-2 上北平野における地下水流動系変化の概念モデル図

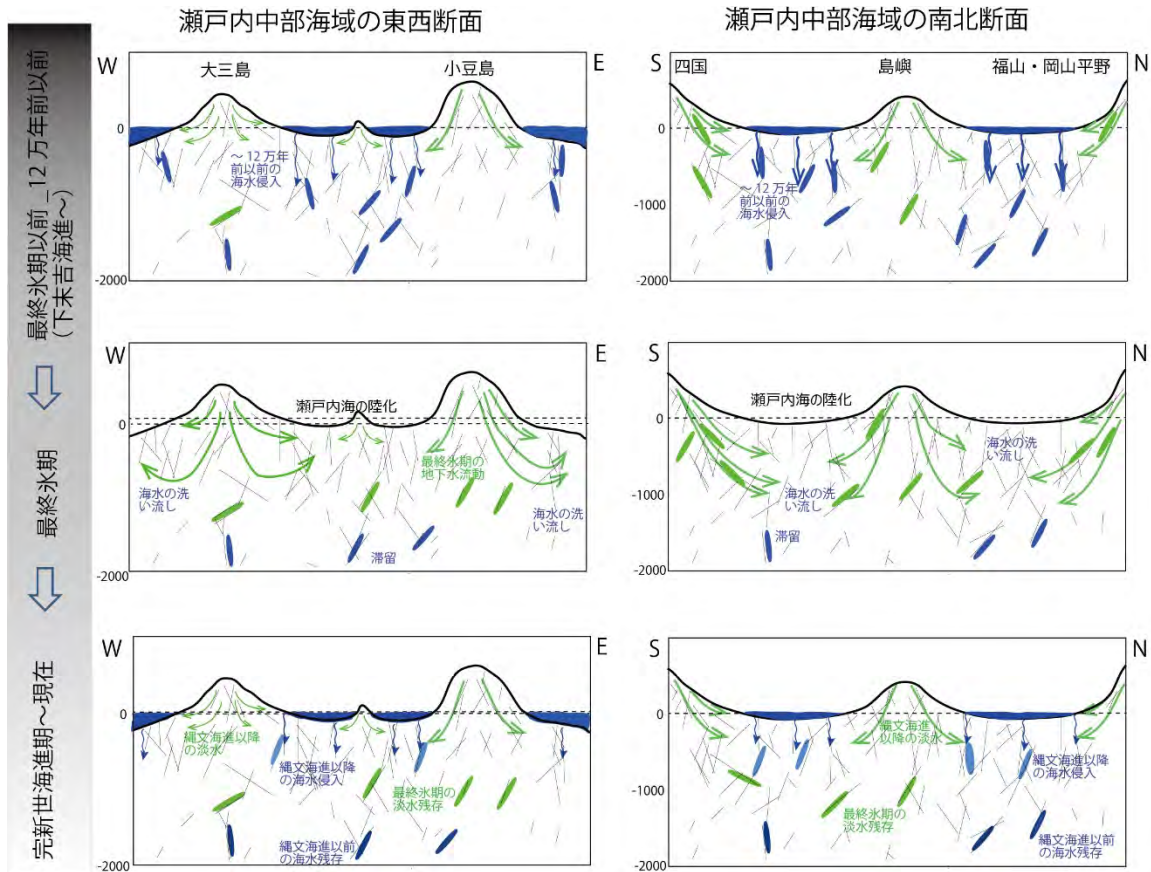


図 5.2.1-3 瀬戸内中部沿岸域における地下水流動系変化の概念モデル図

### (3) 断層活動

地震活動に伴う地下水系の変動については、内陸地震、プレート境界地震共に比較的大きな水位変動あるいは湧出量変動を生じ、数ヶ月～数年程度の影響期間である<sup>13)</sup>。これまでの観測による報告等からの変動事例についても、その原因が地殻歪変化や強震動で説明可能であり、影響範囲についても理論的に取り扱うことができる。したがって、地殻歪変化や強震動が原因で生じる影響の予測に関しては一般化が可能である。

しかしながら、2011年3月の東北地方太平洋沖地震(Mw 9.0)の誘発地震として生じたいわき内陸地震による温泉水噴出事象については、2015年時点で4年近く経過した後でも、湧出量に減衰傾向が見られない<sup>7)</sup>。この事例は、沈み込むプレートの間隙水が関与している可能性がある。

以上から、地震や断層活動による地下水流動への影響は、多くの場合一時的な変動を及ぼすものと考えられるが、長期的な変動を及ぼす可能性も考えられるため、断層活動による地下水流動系への影響評価の観点では、ベースライン状態における水理地質構造や水質から、断層の水理特性の回復が生じ得るか否かの判断を行うことが重要である。

#### 5.2.1.2 広域地下水流動の評価に関する科学的・技術的知見の取得

##### 5.2.1.2.1 広域及びニアフィールドにおける地下水流動評価のための技術的指標の抽出

###### 1) 性能評価における評価すべき空間スケールの考え方の整理

地下水流動解析を行うためのモデル構築を行う際には、特に放射性廃棄物処分を対象とした際に、広域スケール、処分場スケール、ニアフィールド等の空間スケールの設定を行い、段階的に解析を行うケースが多い。例えば、原子力発電環境整備機構<sup>14)</sup>においては、安全評価を行う際のモデル空間スケールとして、図 5.2.1-4 に示すように広域スケールからニアフィールド



スケールまでの段階的なモデルを構築し、地下水流動解析においてはより広域の解析結果から境界条件を受け渡し、核種移行解析においては、小領域のモデル解析結果から核種の移行率を大領域のモデルに受け渡している。

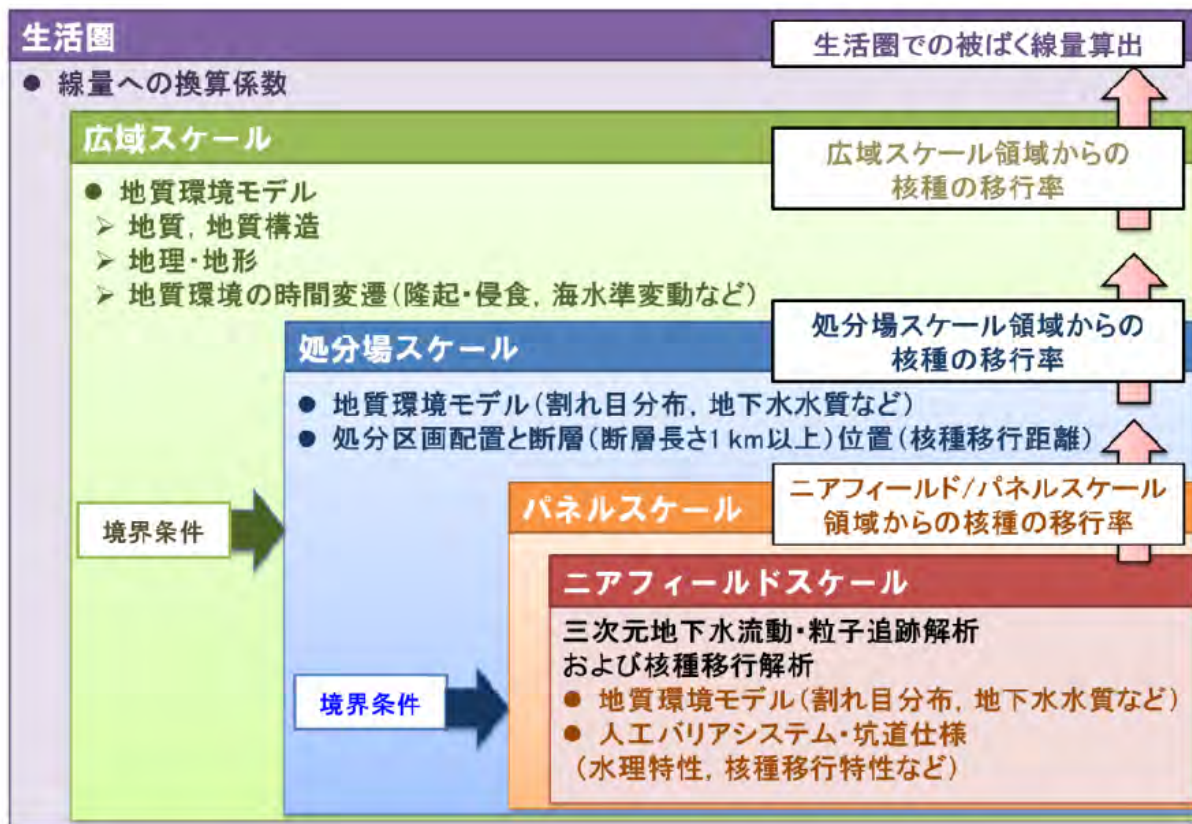


図.5.2.1-4 地層処分安全評価における空間スケールの考え方<sup>14)</sup>

それぞれのスケール設定は、立地調査の観点<sup>15)</sup>と安全評価の観点<sup>14)</sup>の双方を勘案して設定されている。立地調査から地質環境モデルを構築する観点では、広域スケールとしては「隔離機能を損なう可能性がある自然現象や広域の地下水流動場を踏まえ、処分場の適切な位置を設定するためのサイトを包含する数十 km×数十 km 程度」の領域、処分場スケールとしては「廃棄体の定置する区画（以下、処分区画という）のレイアウトなど地下施設全体を設計するための処分場全体を包含する数 km×数 km 程度」の領域、パネルスケールは「処分区画の形状および人工バリアの形状や処分坑道の仕様などを設計するための処分区画を包含する数百 m×数百 m 程度」の領域と設定されている。

一方、安全評価の観点からは、核種移行のステージを考慮して、小さいスケールから範囲の設定が行われており、立地調査の観点に加え、「母岩の割れ目や間隙中での核種移行を評価するための数 cm～数十 cm 程度の微細透水構造スケール」が設定されている。安全評価の観点からのパネルスケールは、「人工バリアの仕様や周辺母岩（ニアフィールド）の特性に応じて核種移行を詳細に評価すること、処分場スケールは「定置区画のレイアウトや坑道の掘削損傷領域（Excavation Damaged Zone, 以下、EDZ という）などを考慮した核種移行を評価するための処分場全体を包含すること、広域スケールは「処分施設から生活圏への大局的な核種移行を把握するためのサイトを包含する」スケールと定義されている。

図 5.2.1-4 では、パネルスケールの下位にニアフィールドスケールが設定されているが、地質環境モデル構築の前提条件として、「数百 m×数百 m 程度のパネルスケールに対して、人工バ

リア・坑道の仕様・形状，母岩の三次元的な割れ目分布などを詳細にモデル化した解析を多数行うことは，現在の汎用的な計算機能力では困難な場合がある。そのような場合，パネルスケールの地質環境モデルから，必要に応じて解析能力に見合った処分坑道周辺の100 m×100 m×100 m程度の領域を切り出してモデル化を行う。本報告書では，この領域をパネルスケールと区別するため「ニアフィールドスケール」と称することとする。」<sup>15)</sup>と示されており，あくまで具体的な解析を実施する上での便宜的なスケール設定と考えられる。

表 5.2.1-1 に，原子力発電環境整備機構<sup>16)</sup>によって分類された日本の代表的な地質構造に対して，各スケールにおける水理地質構造のモデル化手法を示す。

表 5.2.1-1 地質構造及び水理地質構造モデル構築に係る空間スケール及びモデル化手法  
(原子力発電環境整備機構<sup>16)</sup>)

スケール/手法		深成岩類	新第三紀堆積岩類	先新第三紀堆積岩類
広域	空間スケール	50 km×50 km	30 km×30 km	40 km×40 km
	モデル化手法	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (>1 km) 分布： 確率論的 DFN <sup>※1</sup> <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (>1 km) 分布： 確率論+決定論的 <sup>※2</sup> DFN > 岩相分布：連続体 <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (>10 km) 分布： 決定論的 DFN > 断層 (長さ 1~10 km)： 確率論+決定論的 <sup>※3</sup> DFN > 岩相分布：連続体 <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体
処分場	空間スケール	5 km×5 km	5 km×5 km	5 km×5 km
	モデル化手法	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (1~10 km) 分布： 決定論的 DFN <sup>※4</sup> > 断層・割れ目 (<1 km)： 確率論的 DFN <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (1~10 km) 分布： 決定論的 DFN <sup>※4</sup> > 岩相分布：連続体 <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (1~10 km) 分布： 確率論+決定論的 <sup>※3</sup> DFN > 岩相分布：連続体 <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体
パネル	空間スケール	800 m×800 m	800 m×800 m	800 m×800 m
	モデル化手法	<u>地質構造モデル</u> > 断層・割れ目 (<1 km) 分布：確率論的 DFN <u>水理地質構造モデル</u> > 確率論的 DFN	<u>地質構造モデル</u> > 断層・割れ目 (<1 km) 分布：確率論的 DFN <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層・割れ目 (<1 km) 分布：確率論的 DFN <u>水理地質構造モデル</u> > 確率論的 DFN

※1 DFN：割れ目ネットワーク，※2 地質構造発達史を考慮して位置を決定論的にモデル化，

※3 卓越方位のみ決定論的にモデル化，※4 広域スケールモデルの断層の位置や走向・傾斜を用いてモデル化

これから，結晶質岩である深成岩類においても，広域及び処分場スケールでは統計的に発生させた亀裂ネットワークモデルから等価連続体モデルを構築して水理地質構造モデルを構築している。また，比較的小規なパネルスケール（及びニアフィールドスケール）では，深成岩，先新第三期堆積岩では確率論的亀裂ネットワークモデルを直接用いた水理地質構造モデルを構築している。

地層処分における水理地質構造モデルのスケールの考え方は，基本的にモデル構築の観点から分類されている。一方，中深度処分の安全規制においては，安全評価の考え方と異なり，地下水流動と地下施設建設の影響に着目してスケールを分類すべきであろう。

地下水流動系と地下施設の影響範囲に着目した空間スケールの考え方を以下に示す。



・ 広域スケール

広域スケールは、廃棄物埋設地（処分場）を通過する地下水涵養域から流出域までの大域的な地下水流動系に着目した上で、水理的な境界条件が設定可能な範囲（最大で数十 km×数十 km の範囲）と考えられる。広域スケールの設定では、地形（河川の流域）、地質構造として、モデル下面の不透水境界として設定できる深度、難透水性構造としての断層の位置）、各帯水層、難透水層の代表的な水理特性を参考として設定する。

・ 処分場（中間）スケール

処分場スケールは、広域スケールの範囲の中で、処分場建設による水位、水圧変動の影響を受ける範囲（最大数 km×数 km）を抽出する。その際に、主に地形から涵養域と流出域を判断する広域スケールの中で、遮水構造を持つ断層や、連結していない亀裂ネットワークによって主要な流動系が分割されるコンパートメント構造を示す場合には、処分場を包含する流動コンパートメントを抽出する。その際には、水理特性、亀裂の幾何学特性、難透水構造、水質、同位体の分布等を参考として決定する。ただし、地下水等モニタリングによって処分場周辺の地下水流動に関する情報が更新された際には、モデル範囲の設定等を見直す必要がある。

・ ニアフィールドスケール

ニアフィールドスケールは、廃棄物埋設地等の地下空間建設によって発生する水理・化学的影響領域を対象とした設定とする。その際に参考とすべき情報は、母岩の力学・水理特性に加え、鉱物組成や酸素の拡散係数等の化学的特性となる。それらの評価は、岩石試料を用いた室内実験及び壁面からの短尺のボーリング調査等で把握する必要がある。例えば、大山ほか<sup>17</sup>は、泥岩の不飽和帯中の素掘りトンネル（建設後 45 年～85 年）において、壁面からの距離に応じた透水係数の変化、酸化フロントの形成深度を評価し、酸素の拡散係数を計算している。その結果、化学的な影響範囲は壁面から最大 60cm 程度であることを示している。また、ニアフィールドにおいては、水理学的な影響領域の評価は、EDZ における亀裂発生範囲に加え、化学的風化の範囲の評価も重要となる。化学的風化の影響範囲は、坑道埋め戻しまでの期間に応じて拡大することに留意が必要であろう。

## 2) 空間スケールに応じた地下水流動モデルの構築手順

前節で示した空間スケールでは、基本的に広域スケールと処分場スケールの水理地質構造モデルの考え方は、深成岩類においても亀裂ネットワークから構築した等価多孔質媒体で評価するという点では同等と考えられる。その観点から、以下には、広域スケール及び処分場スケールにおける亀裂性媒体と多孔質媒体の地下水流動モデル構築の手順を示す。

### 亀裂性媒体における地下水流動モデル構築の手順

図 5.2.1-5 に、亀裂性媒体において一般的に用いられる地下水流動モデル構築の流れをしめす。

図中でモデル構築等において必要とされる構造や物性値等の指標を赤枠で示した。亀裂性媒体においては、比較的小さな領域においても、亀裂の連続性によって水理的に分離されたコンパートメント構造が存在することが、釜石鉱山における圧力干渉試験によって示された事例<sup>18</sup>も存在し、特に処分場スケールのモデル化においては、コンパートメント構造の評価が重要な指標となり得る。また、亀裂ネットワークをモデル化する際に、直接亀裂をモデル化する方法、クラックテンソル等によって異方性等価多孔質媒体としてモデル化する方法、亀裂の存在によって不均質性等価多孔質媒体としてモデル化する方法が考えられる。広域及び処分場スケールでは直接モデル化する方法は、亀裂密度と領域のスケールを考慮すると現実的ではないため、

等価多孔質媒体としてのモデル化が現実的な手法と考えられる。図 5.2.1-6 に亀裂ネットワークのモデル化に関するいくつかの手法の概念図を示す<sup>19)</sup>。

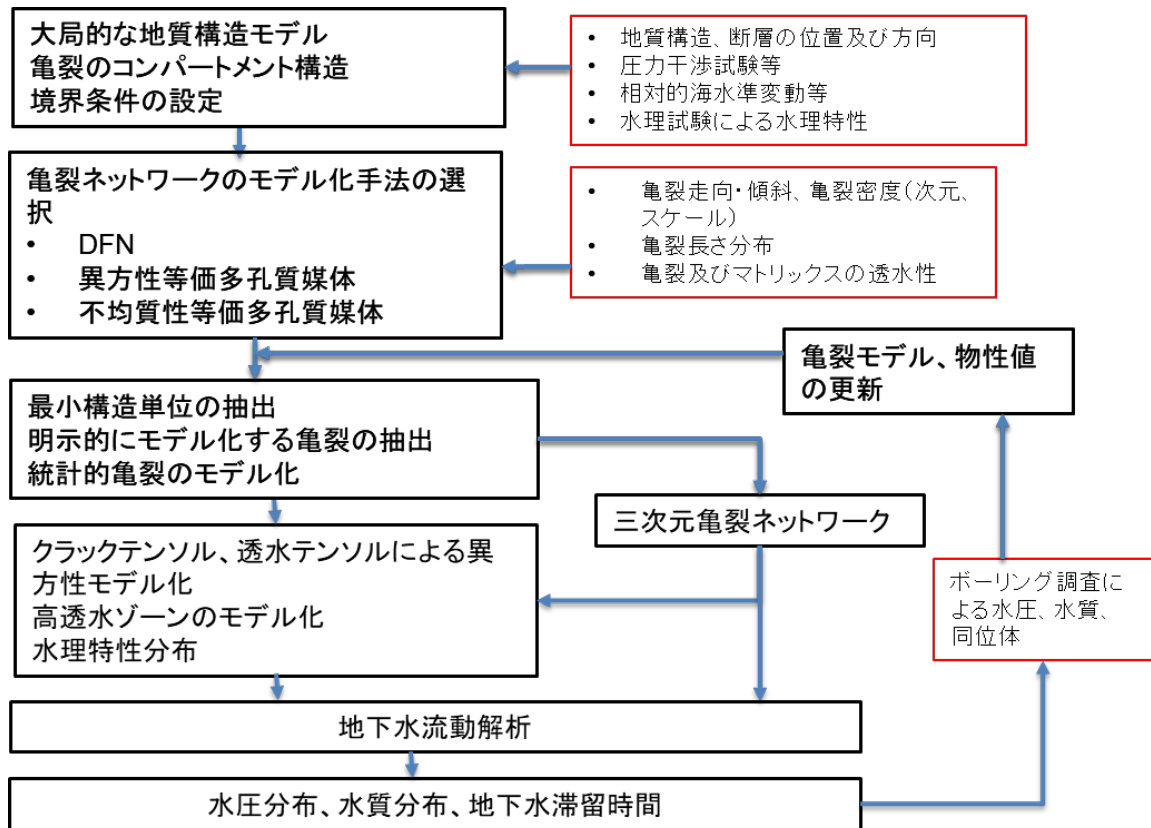


図 5.2.1-5 亀裂性媒体分布地域における広域及び処分場スケールの地下水流動モデル構築フロー

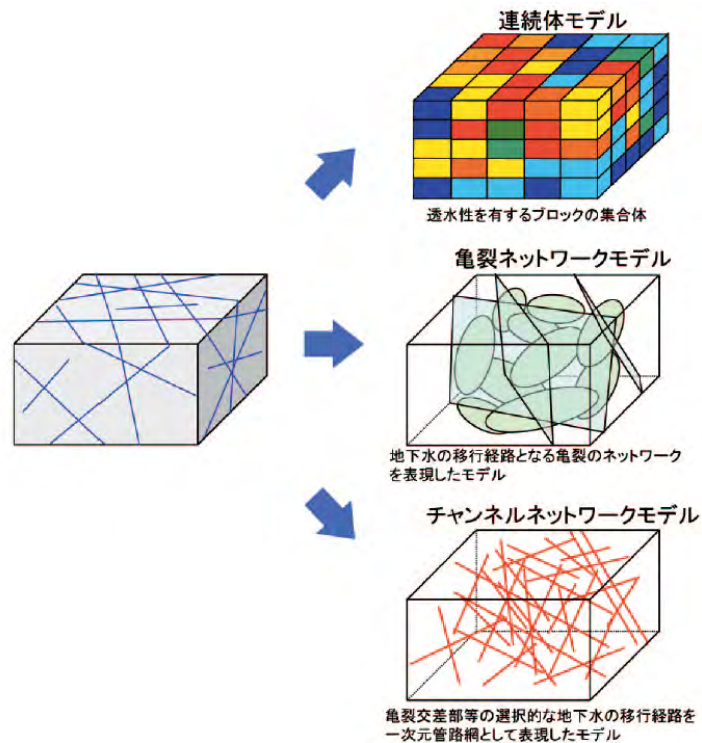


図 5.2.1-6 亀裂性岩盤における地下水流動モデルの方法の例<sup>19)</sup>

等価多孔質媒体モデルを構築する際の留意点としては、一定の長さ以上の亀裂に関して明示的にモデルに組み込むこと、そのための基準を設定することに加え、クラックテンソル等を用いる場合は、局所的な不均質性を避けるために、統計的に均質と考えられるサイズ（構造最小単位）以上でのモデル構築が必要となる。構造最小単位の高さとして、小田ほか<sup>20)</sup>で数値実験の結果から亀裂平均長さの2-3倍、平間ほか<sup>21)</sup>では、様々な地質条件での観察結果から、平均亀裂長さの4-5倍という結果を示している。

技術的指標に着目すると、モデル構築段階で必要な指標（亀裂情報、水理特性等）と、モデルの検証や更新の段階において必要な指標（水圧、水質、同位体）に分類されることが示されている。

### 多孔質媒体における地下水流動モデル構築の手順

多孔質媒体と亀裂性媒体の地下水流動モデルにおける大きな相違点は、支配的な流動経路が亀裂性媒体においては岩盤中の亀裂であるのに対し、多孔質媒体においては多くの場合岩盤の空隙となるという点である。中深度処分対象深度であるGL-100m程度であれば、多くの場合空隙が主要な経路となると考えられるが、例えばJAEA幌延深地層研究センターでの研究成果によると、深度200m程度の多孔質な岩盤において、亀裂が主要な透水経路であり、transmissivityが4~5オーダーのコントラストである例が示されている<sup>22)</sup>。中深度処分を対象とした地下水流動モデルを構築する場合、処分深度が100m程度であっても、下面不透水境界の影響を低減させるために、200m~300m程度の深度まではモデルを構築する必要があるため、地質状況によっては亀裂のモデル化が必要となる。

多孔質媒体地域における地下水流動モデル構築の一般的な流れを図5.2.1-7に示す。

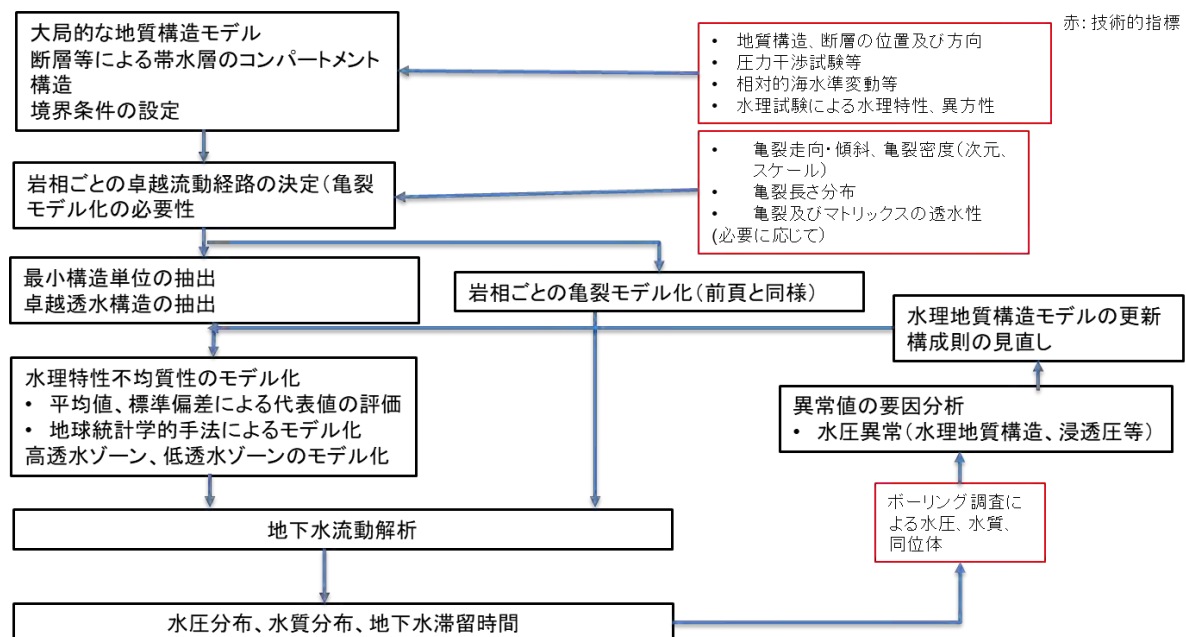


図 5.2.1-7 多孔質媒体分布地域における広域及び処分場スケールの地下水流動モデル構築フロー

亀裂性媒体と異なり、第一段階で卓越流動経路が亀裂であるのか否かを帯水層別に判断した上で、亀裂が卓越流動経路となる場合は亀裂性媒体と同様のモデル化手順を取る。

空隙が卓越流動経路と判断される場合の注意点としては、原位置試験等における透水係数等の水理特性のばらつきの取り扱いであり、平均値（対数平均値）あるいは標準偏差を考慮した

ケース設定を採用した上で均質モデルと判断できるのか、透水係数がランダムに分布するモデル、あるいは地球統計学的手法で空間的透水係数分布を与えるかという判断を、ばらつきの程度から判断する必要がある。また、大規模な高透水ゾーンや断層コア等の低透水ゾーンは個別でモデル化する必要があることは、亀裂性媒体と同様である。地下水流動のコンパートメントに関しては、不透水ゾーンとしての断層コアが境界して機能することが考えられるが、浅部の風化体等の影響を考えると、Karasaki, et al.<sup>23)</sup>が幌延地域を対象としたモデル化の際に示したように、断層を越流する流動の存在も考慮する必要がある。

断層が広域あるいは処分場スケールの地下水流動にどのように影響を及ぼしているかに関しては、断層を挟んだ上下流での水圧分布、上昇あるいは下降流の存在、地下水年代等のデータ、周辺の温度プロファイル等から判断する必要がある。

また、多孔質媒体の中でも特に粘土を含む堆積岩地域においては、塩分濃度分布や水圧分布に単純な深度依存性から外れた異常値が多く見られる。これらの原因としては、例えばキャップロック等の地質構造の影響<sup>24)</sup>、続成作用時の脱水、半透膜効果による化学浸透圧の影響<sup>25),26)</sup>等の要因が考えられる。モデルの更新の際には、異常観測値の要因を考慮した上で、必要に応じて水理特性の更新あるいは構成則の修正を行うことが求められる。

#### 5.2.1.2.2 地質状況及び空間スケールにおける技術的指標の抽出と適用性、適用限界の検討

前項に、それぞれの地質状況及び空間スケールでの地下水流動モデル構築の順序及び留意点を示した。広域及び処分場スケールに関しては、亀裂性媒体、多孔質媒体のフローの中で、用いるデータを技術的指標として示した。ここで注意すべき点として、技術的指標は、モデル構築段階、すなわちシミュレーションの入力データとして用いる指標と、モデルの検証あるいは更新に用いられる指標に分類される点である。

表 5.2.1-2 に、広域スケール及び処分場スケール共通で、亀裂性、多孔質の媒体での技術的指標と用途、ニアフィールドスケールでの技術的指標を示す。表には、それぞれの指標に関する調査・評価方法も記載した。

図 5.2.1-5 および 5.2.1-7 に示したモデル構築のフローに従って、広域及び処分場スケールの指標は亀裂性媒体と多孔質媒体に分類して抽出を行った。モデル構築の基本となる地質構造に関しては共通であるが、亀裂性媒体に関しては亀裂の三次元ネットワークモデルを統計的に構築する手順が含まれるため、亀裂の幾何学情報（走向、傾斜、密度、長さ及びそれらの空間分布）が必要となり、そこから、等価多孔質媒体への変換手法の選択等が行われる。また、流動のコンパートメント構造に関して、亀裂性媒体においては主に亀裂のコンパートメントが水理的な不連続性の要因となるが、多孔質媒体では遮水性の断層の存在が不連続構造の要因となるため、特に多孔質媒体では断層の分布からコンパートメントとなり得る水理地質構造を抽出することが必要となる。

亀裂を含む多孔質媒体において、一部の帯水層において亀裂性媒体と同様のモデル構築を行う必要があるか否かを判断するために、多孔質媒体においても亀裂等の卓越構造の有無を評価する必要がある。

また、亀裂性媒体における水理特性に関しては、原位置試験によって亀裂を含む区間の水理特性と評価するとともに、マトリックス拡散の評価を行うために亀裂を含まないインタクトな岩盤の水理特性評価を行う必要がある。

モデル検証及び更新に用いる指標は、基本的には水圧、水質、同位体（滞留時間）の分布に関する解析結果と実測の比較となるが、特に多孔質媒体においては、異常間隙水圧等、一般的な構成則では評価できない要因による可能性を評価し、構成則の見直しを行う必要も生じる。

表 5.2.1-2 空間スケール及び岩種による技術的指標と調査・評価方法

空間スケール	岩種	用途	指標	調査・評価手法
広域及び処分場スケール	亀裂性媒体	モデル構築	地質構造	地表踏査, 物理探査
			亀裂情報 (走向・傾斜, 密度, 長さ, 連続性)	地表踏査, 空中写真, ボーリング調査, 孔間透水試験
			水理特性 (亀裂, マトリックス)	原位置試験, 室内試験
			境界条件	気象観測, 相対的海水準変動
	検証及びモデル更新	モデル構築	水圧分布	地下水モニタリング
			水質 (塩分濃度) 分布	原位置採水・分析
			同位体分布 (滞留時間)	原位置採水・分析
			境界条件	気象観測, 相対的海水準変動
	多孔質媒体	モデル構築	地質構造	地表踏査, 物理探査
			断層分布	地表踏査, 物理探査, ボーリング調査
			水理特性	原位置試験, 室内実験
			亀裂等卓越構造	ボーリング調査, 原位置試験
検証及びモデル更新		モデル構築	水圧分布	地下水モニタリング
			水質 (塩分濃度) 分布	原位置採水・分析
			同位体分布 (滞留時間)	原位置採水・分析
			異常間隙水圧等の成因 (キャップロック, 浸透圧等)	地下水モニタリング, ボーリング調査, 室内試験
ニアフィールド	共通	モデル構築及び更新	力学特性 (掘削影響領域の範囲)	ボーリング調査, 室内試験
		水理特性	壁面からのボーリング調査, 室内試験	
		化学特性	壁面からのボーリング調査, 室内試験	

これらの技術的指標を適用する際に最も留意すべき点は、データのばらつきや不確実性問題と考えられる。水理特性に関しては、亀裂性媒体における透水性亀裂の有無や亀裂の連続性によって原位置透水試験結果やそれに基づく水理地質構造モデルは大きく異なるため、亀裂の卓越方向ごとの水理特性の評価を行うことによって、亀裂ネットワークと水理特性分布を事前に検討することが必要である。また、亀裂の幾何学構造に関して、地表あるいはボーリング調査ですべての亀裂を決定論的に評価することは不可能であり、調査の空間スケール等によって調査可能な亀裂情報にバイアスがかかるため、様々な空間スケールでの調査を行うこと<sup>27)</sup>、水理特性に関しても、スケールによる相違を評価するための、室内実験と原位置透水試験の比較等が必要となる。ただし、前述したように決定論的なモデル構築を行うための必要十分な情報を得ることは不可能であることを考慮し、統計的モデル構築における不確実性の評価と、モデル検証のために、モデル構築に用いたデータとは別の調査データを事前あるいは事後に取得することが必要となる。

多孔質媒体においても、多くの原位置透水試験を実施した場合には、同一の地層を対象としても、透水係数等のデータは空間的ばらつきを持つ。点として得られた個別の評価結果を直接モデル構築の高速条件として用いた場合には、物理探査等による面的なデータを制約条件として用いた場合と比較して、試験の誤差やモデル構築のスケールと試験スケールの違い等の問題から、モデルの再現性向上には寄与せず、逆にバイアスがかかったモデルとなるということが示されている<sup>28)</sup>。水理特性自体は、モデル構築に不可欠な指標ではあるが、空間的なばらつきが大きい場合には、不確実性が存在する中で、いくつかのケースを設定して代表値を選定するか、地球統計学的手法で複数のモデルを構築する等の段階が必要となる。

亀裂性媒体、多孔質媒体の双方において、調査の数量が増大することによって不確実性は低減するが、決定論的な指標を得ることは不可能である。従って、モデル検証のための指標を効



率かつ高精度で取得し、地下水流動モデルに定量的にフィードバックするための方法論の構築が今後必要となる。

### 5.2.1.3 表層地形、地質構造および既存井戸の調査により構築される地下水流動概念モデル

#### 5.2.1.3.1 モデル地域における地形・地質構造による調査対象地域の設定

地下水は、水理ポテンシャルの高い方から低い方へ流れる。水理ポテンシャルは位置ポテンシャルと圧力ポテンシャルの和としてあらわされ、位置ポテンシャルは、地下水面の位置（高さ）に規定される。地形的分水界は、地下水の位置ポテンシャルを把握する基礎となり、広域地下水流動を考える上で第1に把握すべきものである。上北平野全体としては、西側の脊梁山地から東側の太平洋に流れる地下水流動が卓越すると考えられる。また、大規模な断層等の地質構造は地下水流動に大きく影響するため、広域地下水流動を考える上で第2に把握すべきものである。上北平野西側の山地との境界付近には野辺地断層帯<sup>29)</sup>が北北西—南南東方向に分布しており、地下水流動系の不連続が推定される。また、平野北東側の海域には大陸棚外縁断層<sup>30)</sup>がほぼ南北方向に存在し（図 5.2.1-8）、八戸周辺地域では南から北に向かって基盤岩類の深度に大きな落差があり、東北東—西南西方向の地質学的不連続構造の存在が指摘されている<sup>31)</sup>。上北平野の南縁は、八戸—男鹿線と呼ばれる断層系に境されており、地下水流動系の不連続が推定される。一方、上北平野の北縁では、基盤岩が露出するようになるため、南側に傾くような地質構造が考えられる。上北平野北縁で基盤岩上面を流れるような地下水は、全体として南に向かう流れが推定される。上北平野は、概ねこれらの構造によって画されている地域と考えることができる。

石油公団<sup>32)</sup>による地震探査の結果を基に解釈された深度断面図をみると、平野の主要部において標高-1,000 m 前後まで新第三系は比較的的水平に堆積しており、東側に向かって深度が浅くなる傾向が読み取れる（図 5.2.1-9）。また、S94-A 測線の断面では、北側と南側において第三系の深度が浅くなっており、平野全体として緩やかな盆状構造を呈していることがわかる。上北平野は、さらに、地形的分水界より北から高瀬川水系、奥入瀬川水系、五戸川水系、馬淵川水系に分かれる（図 5.2.1-10）。

本地域の深層から浅層に至るまでの地質層序、帯水層区分や水文地質などについては仙台通商産業局<sup>33)</sup>に取りまとめられている（表 5.2.1-3）。更新統下部を構成する三沢層（または野辺地層）は本地域の丘陵・台地の大部分に広く分布しており、その岩層変化は著しく小川原湖南西部において軟質シルトからなる沼沢泥層が発達しているが、この泥層を除いては主として凝灰質砂および粗粒砂からなり被圧地下水を多く含んでいる。鮮新統の甲地層は主として凝灰質砂岩からなり礫岩、シルト岩を挟在する地層で、本地域内の最も優れた帯水層である。

図 5.2.1-11 は青森県企画部<sup>34)</sup>のデータに基づいて水温上昇率の高い水深 300 m 以浅の井戸の分布を示したものだが、水温上昇率が 0.5°C/10 m を超える井戸が八戸市市街地や小川原湖西岸地域に多く分布していることがわかる。水温上昇率の高い井戸はその他に、野辺地断層帯に沿った地域や奥入瀬川、五戸川、浅水川下流域にも点在している。井戸の水温上昇率が高い理由の一つとして、地下水の上昇流の存在が考えられる。より深部に存在する水温の高い地下水が局所的に上昇することによって、井戸の水温上昇率が周囲よりも高くなる可能性が考えられる。

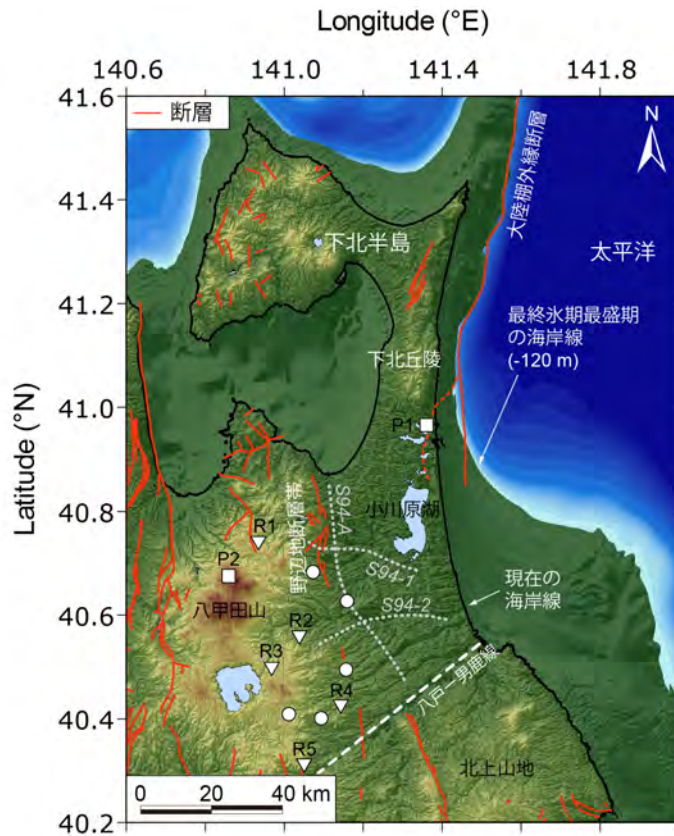


図 5.2.1-8 青森県東部の広域地形図

氷期の海岸線の位置（海水準が 120 m 低下した場合）を示した。断層の位置は産業技術総合研究所<sup>35),9)</sup>、産業技術総合研究所地質調査総合センター<sup>36)</sup>、渡辺ほか<sup>30)</sup>に基づく。白色の破線は生出<sup>31)</sup>による地質学的不連続構造（八戸—男鹿線）の位置を示している。灰色の点線は石油公団<sup>32)</sup>の地震探査測線の位置である。

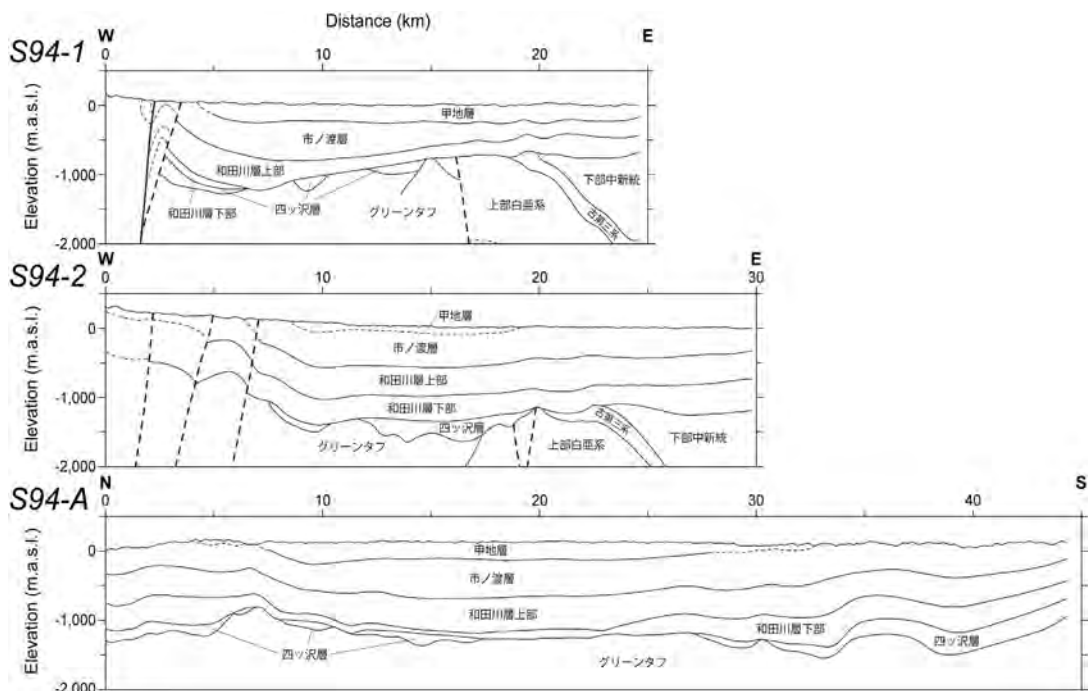


図 5.2.1-9 地震探査による上北平野の深度断面図

石油公団<sup>32)</sup>の地震探査解釈断面図のうち、標高 -2,000 m までの範囲を示した。

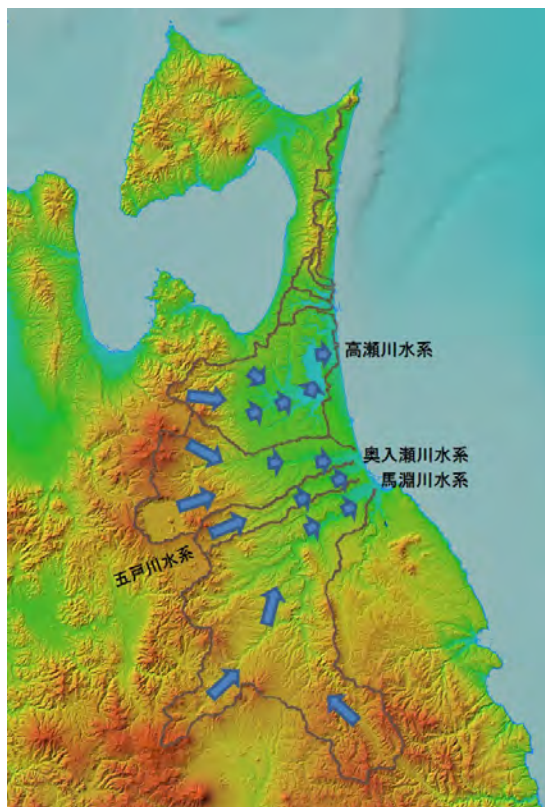


図 5.2.1-10 上北平野周辺の地形的分水界・地質の分布から考えられる広域地下水流動系

表 5.2.1-3 上北平野における地質層序と帯水層区分

時代		地層名	主要岩相	平均的厚さ (m)	透水係数 (cm/s)
第四紀	完新世	沖積低地堆積物等	砂・礫・粘土		$2.8 \times 10^{-2}$
	更新世	段丘・扇状地堆積物	砂・礫・泥	30-100	$9.5 \times 10^{-3}$
		三沢層(野辺地層)	砂岩・シルト岩・礫岩	70-130	$3.8 \times 10^{-3}$
新第三紀	鮮新世	甲地層	砂岩・シルト岩・礫岩	250-400	$3.0 \times 10^{-3}$
	中新世	市ノ渡層(上部鷹架層)	砂岩・凝灰岩・シルト岩	200-350	$1.6 \times 10^{-3}$
		和田川層(下部鷹架層)	凝灰質砂岩・シルト岩・凝灰岩	300-400	$2.2 \times 10^{-4}$

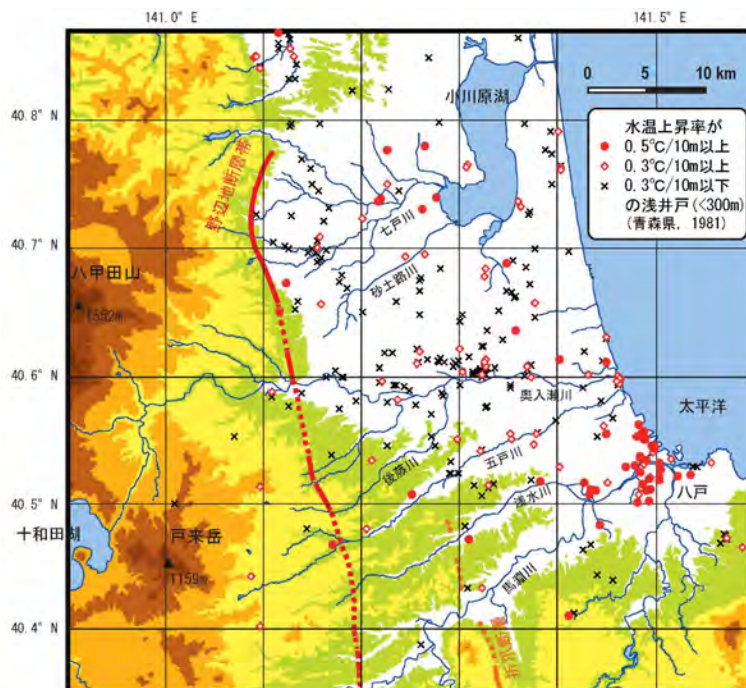


図 5.2.1-11 水温上昇率の高い浅井戸の分布

青森県企画部<sup>34)</sup>より深度 300 m 以浅の井戸を抽出し、水温上昇率の計算は、深度 0 m の水温を 10℃（上北地域の平均気温）と仮定し、記載されている井戸の水温を下部ストレーナ深度の水温として行った。

### 5.2.1.3.2 地表水および既存井調査

#### 1) 地表水（河川水）調査

図 5.2.1-12 に、高瀬川流域における河川水の水素同位体比の分布を○でそれぞれ示した。各図には、平成 30 年度に河川調査を行った七戸川、道地川、大林川、川去川および砂土路川の結果を△で、平成 31 年度の浅層地下水観測により採取した水試料の結果を□で示した。図 5.2.1-12 から、水素同位体比で最大 1～2‰程度、酸素同位体比で最大 0.2‰程度いずれも平成 30 年度調査の方が小さな値を示すことが見て取れる。また、高瀬川（七戸川）では上流域の方が下流域より 8‰以上低いことが見て取れる。また七戸川や坪川の本流では、**d-excess** 値が大きいという性質を持った河川水が下流部まで流下していることが見て取れる（図 5.2.1-13）。

#### 2) 既存孔井調査

既存孔井を用いた浅層地下水の地球化学特性の取得は、自治体が保有する水道水源井より得られる地下水を用いて行われた。この場合、注意すべき点として、複数の深度にスクリーンが存在し、複数の深度より得られた水の混合物であることに留意する必要がある。

高瀬川流域における浅層地下水の水質組成を見ると、小川原湖南～東側の地下水の多くが **Ca-HCO<sub>3</sub>** 型であり、1 試料は **Na·Ca-Cl** 型に近く非常に高い **NO<sub>3</sub>** 濃度（73.3 mg/L）を示しているが、全体として典型的な浅層地下水の水質を示している地点が多いことがわかる。これに対して、小川原湖北～西側の地下水は **Ca-HCO<sub>3</sub>** 型から **Na-HCO<sub>3</sub>** 型にかけて分布しており、一般的にはより滞留時間の長い地下水に特徴的な組成を示している。

小川原湖西部の浅層地下水は現在よりもより低い  $\delta D$  値の降水を起源に持つと思われる（図 5.2.1-14）。また、小川原湖東部の浅層地下水は小川原湖西側とは対照的に  $\delta D$  値は高く、河川の値に近い。図 5.2.1-15 に示した深度分布を見ると、スクリーン深度の幅が広いものの全体的に孔底標高が低い地点ほど  $\delta D$  値が低い傾向にある。小川原湖東部の地下水は標高-200～



-100m の地点に集中するが、同程度の深度の小川原湖西部の地下水の  $\delta D$  値は-65‰前後を示し、東部地下水とは明らかに異なる。

### 3) 地下水年代

小川原湖の西側のほとんどの浅層地下水においてはトリチウムが検出限界以下 ( $<0.03$  TU) であり、過去 60-70 年程度の天水の影響を受けていない。一方で、より涵養域に近いと考えられる平野西端部に近い地点や小川原湖東側の地点の一部などでは、トリチウムが検出されており、比較的最近の天水の影響がこれらのスクリーン深度まで及んでいるものと考えられる。また、小川原湖南側でも比較的高濃度のトリチウムが検出されていたため、若い天水の影響が顕著にみられている。

放射性炭素 ( $^{14}\text{C}$ ) 年代の結果を図 5.2.1-16 および図 5.2.1-17 に示した。ここでは混合等は考慮していない見かけの年代として扱っている。これを見ると、小川原湖西側では、12,000 cal BP 前後の年代を示している地点が多く、完新世以前の現在よりも寒冷な時期に相当している。一方で、小川原湖東側では  $^{14}\text{C}$  年代が現世の値を示す地点が存在する。現世の値を示すのは前述の  $\text{NO}_3$  濃度が非常に高濃度の地点であり、水質組成の特徴やトリチウム濃度分布と整合的である。

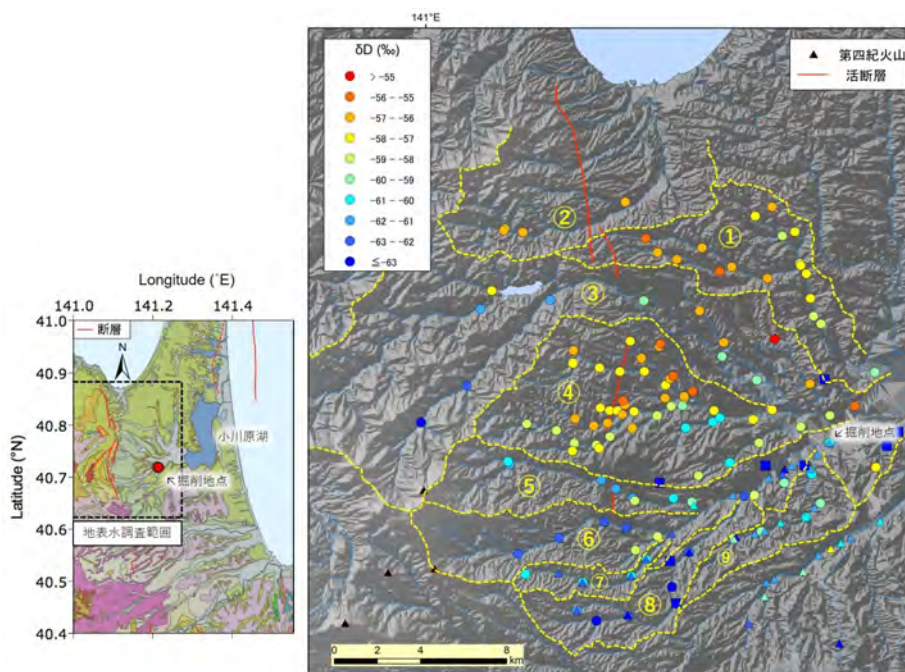


図 5.2.1-12 高瀬川流域における河川水の水素同位体比の地域分布



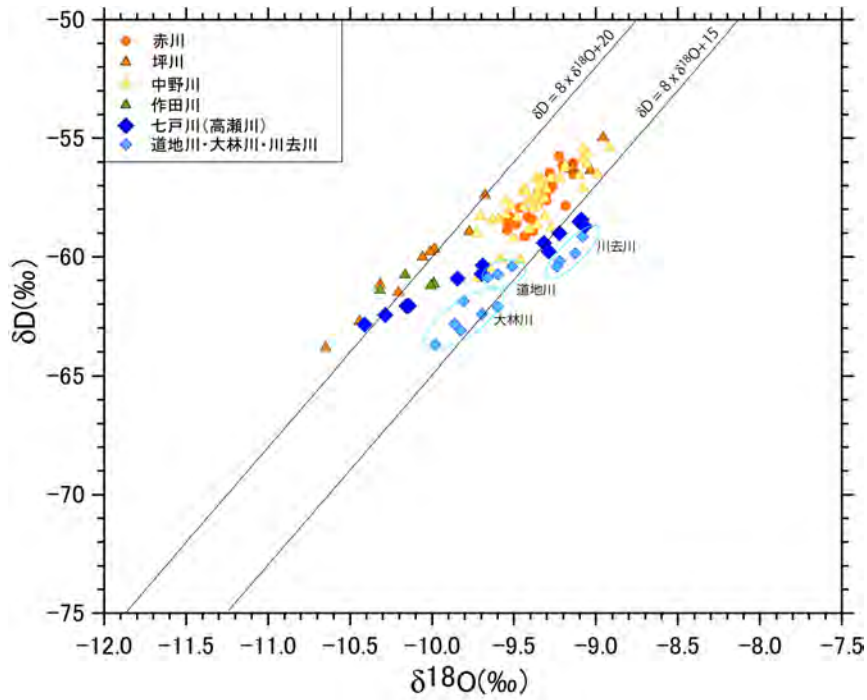


図 5.2.1-13 高瀬川流域における河川水の水素・酸素同位体比  
河川水は2019年度調査の高瀬川流域河川についてプロットした。

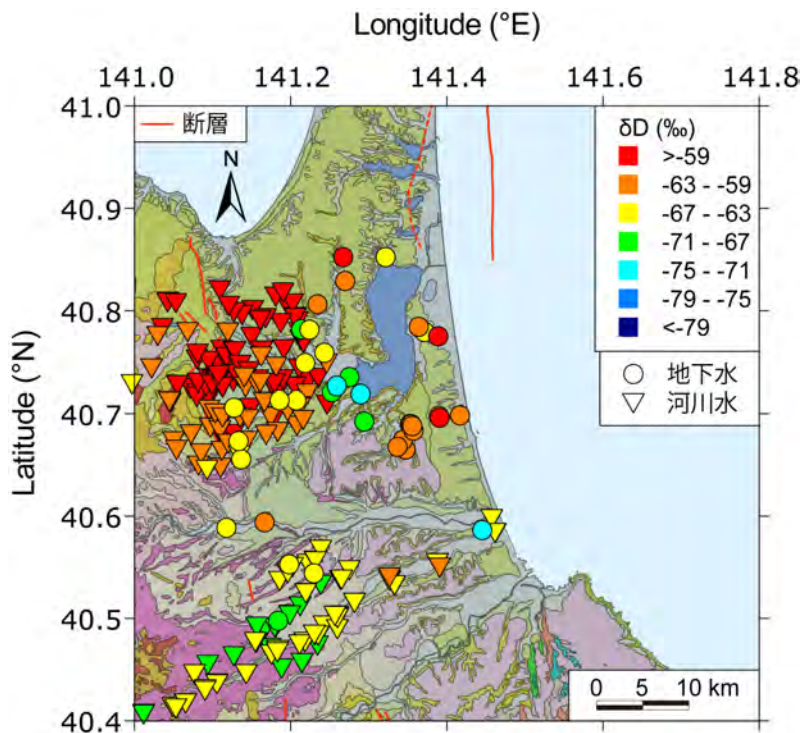


図 5.2.1-14 上北平野流域における浅層地下水の水素安定同位体比の平面分布

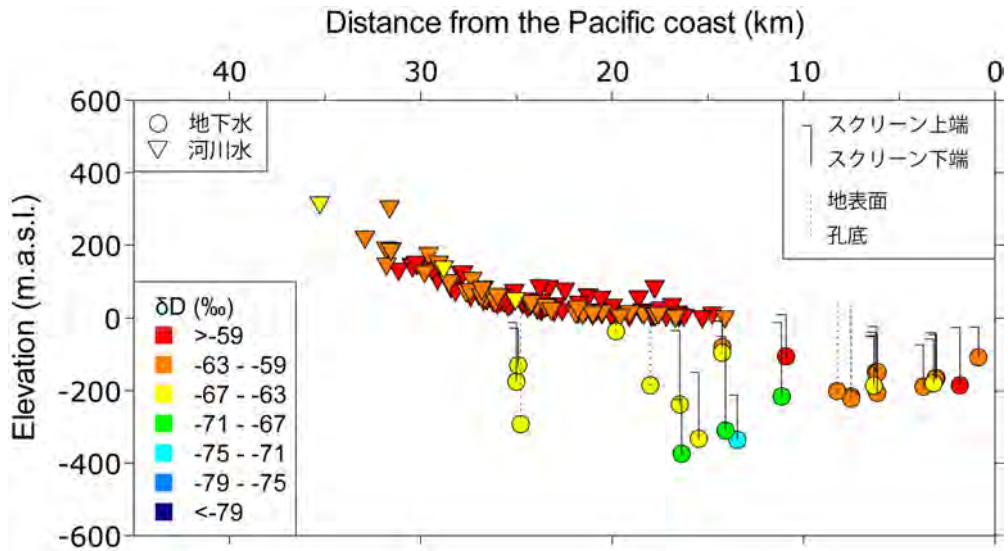


図 5.2.1-15 高瀬川流域における浅層地下水の水素安定同位体比の深度分布

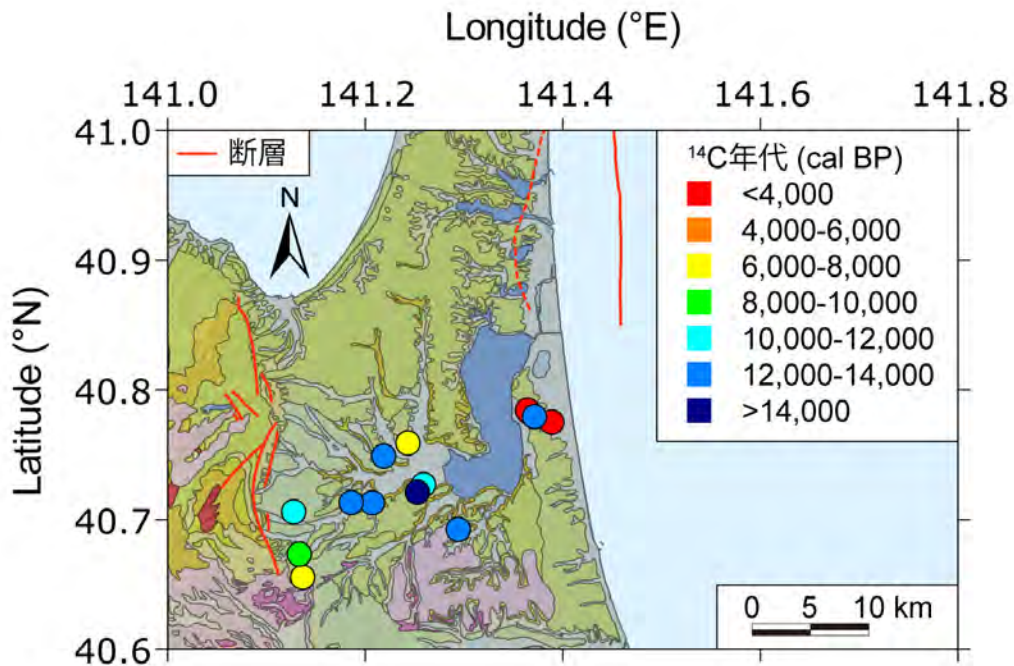


図 5.2.1-16 高瀬川流域における浅層地下水の<sup>14</sup>C年代の平面分布  
<sup>14</sup>C年代は、IntCal13の較正曲線を用いて求めた較正年代(cal BP)として示した。

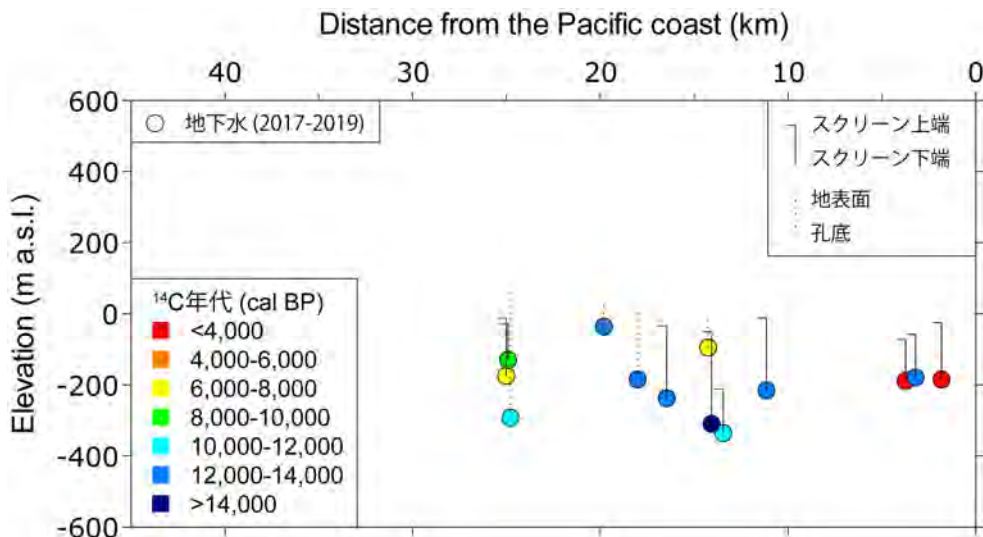


図 5.2.1-17 高瀬川流域における浅層地下水の  $^{14}\text{C}$  年代の深度分布

### 5.2.1.3.3 地表水及び既存井戸調査から構築された地下水流動概念モデル

表層地形・地質構造および既存井戸・地表水等の現地調査より以下のことを踏まえると図 5.2.1-18 のように地下水流動概念モデルが構築される。ただし、既存井戸からの地下水化学・同位体組成はストレーナ深度が浅層から深層まで含まれる場合は平均値となり、深度方向の情報はいまいとなる。中深度処分において廃棄物埋設深度相当の深度における地下水流動評価のためには、正確な採水深度からの地下水揚水試料および岩石コア試料から抽出した間隙水による解析が必要となり、ボーリング掘削による調査が必須である。

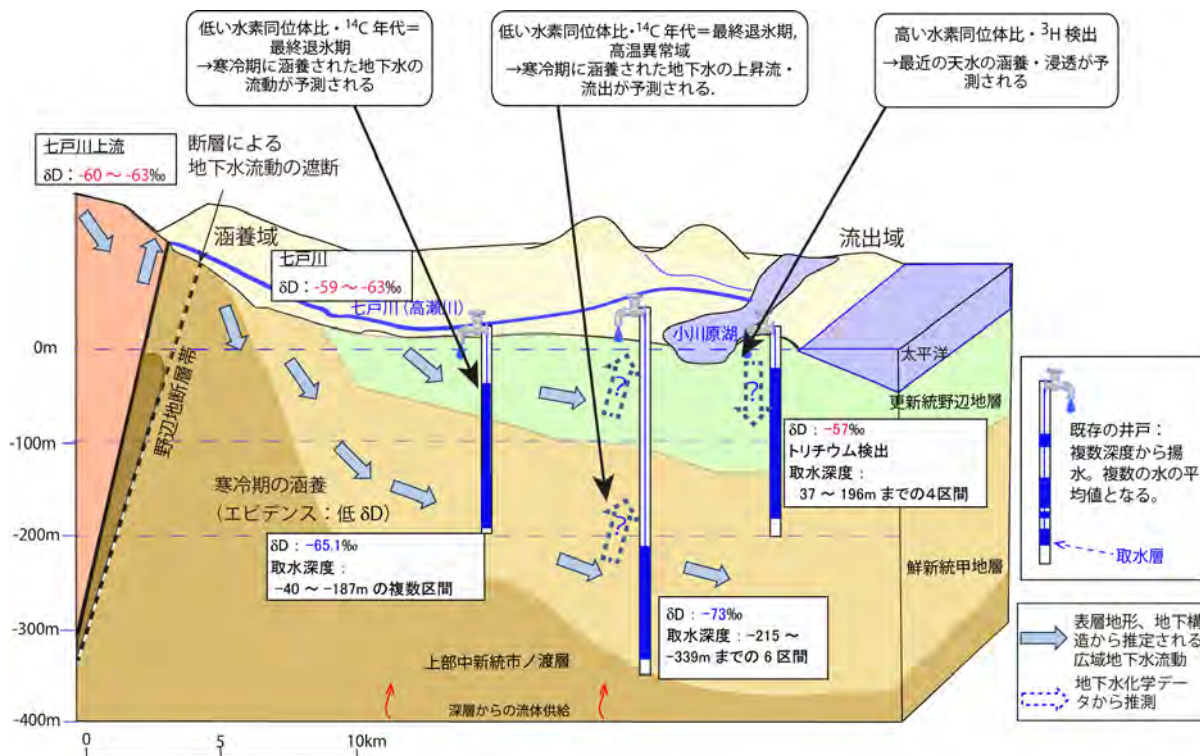


図 5.2.1-18 既存井戸および地表水調査により構築された上北平野における地下水流動概念モデル。

#### 5.2.1.4 ボーリング掘削による地下水流動概念モデルの検証・更新

地下水流動概念モデルを実証的に検証・更新するとともに天水涵養と浅層における流動を評価する技術的指標の抽出を目的として、上北平野における地下水流動系の中間流動域にあたる青森県上北郡東北町大浦地区において検証ボーリング1孔(KMK-1孔)の掘削を行った。予想地質状況は、近辺の水源井の地質柱状図を参考にすると、沖積層が深度25m程度まで、その後更新統の野辺地層、深度150m程度で鮮新統の甲地層が現れることが予想される。本掘削調査では以下の調査を実施した。

- 1) 揚水試験
- 2) 揚水試料の採取および化学・同位体分析
- 3) 岩石コア試料を用いた室内透水試験
- 4) 間隙水の抽出及び化学・同位体分析
- 5) 温度検層
- 6) VSP 検層

このうち、3)、5)、6)は水道水源井、農業・工業用井戸など常時利用されている既存井戸において試験を行うことは不可能であり、以下に示す原位置での透水係数の取得、深度ごとの温度勾配の変化等による特定深度付近の地下水流動状況の把握などの情報はボーリング掘削によってのみ得られる。また、揚水試料のみでは得られない詳細な地下水の化学特性深度プロファイルは掘削直後のコア試料を用いた4)以外の方法はなく、同位体分布等からの地下水涵養時期の検討や塩分濃度の詳細な分布を知ることができる。また、既存井から得られる地下水は複数深度からの揚水の混合物となるが、ボーリング掘削では築堤深度区間からの揚水が可能であり、正確な深度からの地下水が得られる。これらをもとに、表層地形・地質構造、既存井戸を用いた地下水の地球化学特性から構築された地下水流動概念モデルを検証できるとともに、表層から廃棄物埋設地相当深度以深までの地下水の停滞区域、流動区域などの詳細な区分などの地下水流動状況の情報を含めたモデルの更新を行うことができる。以下にその結果を示す。

##### 5.2.1.4.1 原位置水理試験および岩芯試料を用いた室内透水試験

図5.2.1-19に、掘削時の孔内水位、揚水試験及び透水試験で算出された透水係数を示す。揚水試験は、採水を行うために、比較的透水性が高い砂質土を対象として実施した一方、室内試験は、試料成型が可能な箇所として、粘性土及びシルトを対象として実施している。そのために、透水係数には2オーダーのコントラストが存在した。特に沖積層及び洪積層上位のシルトと砂質土の互層構造の部分に関しては、それぞれの層厚を考慮して、バルクの透水係数として、砂質土が支配的な水平方向と、粘性土が支配的な鉛直方向に1オーダーの透水異方性を持つ地盤と考慮することができる。



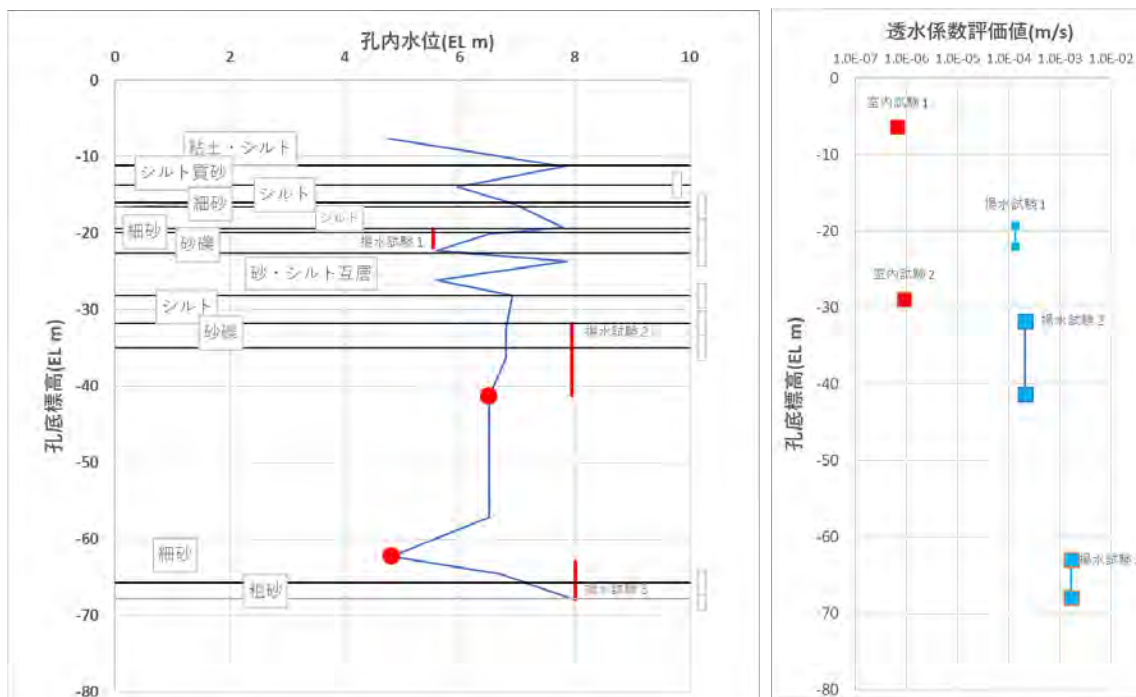


図 5.2.1-19 掘削時の孔内水位変化と揚水試験，室内試験による透水係数

#### 5.2.1.4.2 原位置水温データ（温度検層）による地下水流動状況の検討

当該ボーリング孔において観測された地下温度プロファイルと、地質構造の対比に基づいて検討した地下水流動の影響について検討した。地下水流動の影響について深度区分すると共に、既往の水源井・温泉井水温データとの比較から、観測した地下温度プロファイルの妥当性を評価した。

地下温度プロファイル（図 5.2.1-20）では、深度により温度変化に違いが認められた。12.36m 以浅では浅くなるほど増温するため地温勾配は負の値となり（図 5.2.1-21），13.36m 以深とは変化の傾向が大きく異なる。13.36m 以深の深度区間では地温勾配は正の値となるが、その大きさは一様ではなく、深度により地下温度が複雑に変化しており、地温勾配の変化から地下温度プロファイルは A～D の 4 区間に分けられる。A 区間は、B 区間との境界である深度 11.36 m を除き地温勾配が負の値を示し、季節変化（年変化）などの地表面温度変化の影響を強く反映していると考えられる。沖積層内のシルト層や粘土層に相当する B 区間は、C・D 層よりも相対的に透水性が低いため地下水流動の影響が小さく、地温勾配の変化も小さいと考えられる。また、C 層は沖積層基底礫層とその上位のシルト層、沖積層下位のシルト層および砂礫層を複数含んでおり、地質と透水性の違いによる地下水流動の違いを反映して、地温勾配は深度により大きく変動している。地温勾配の低下は帯水層中の活発な地下水流動の影響を反映していると考えられる。主に砂層の D 区間は、B 区間よりも地温勾配の変化は大きく、地下水流動の影響は確認されるが、C 区間と比較して地温勾配の変化は小さく、地下水流動は活発ではないと考えられる。



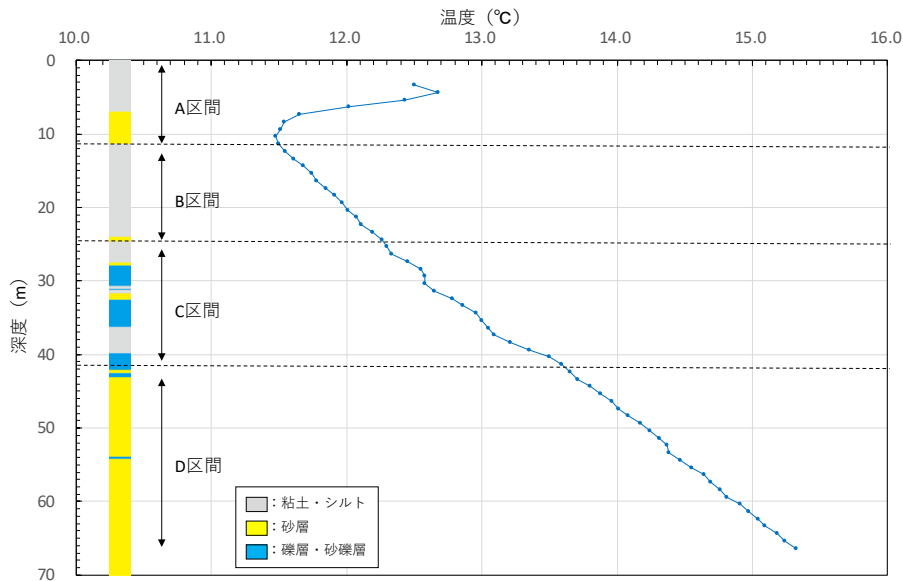


図 5.2.1-20 地下温度プロファイル

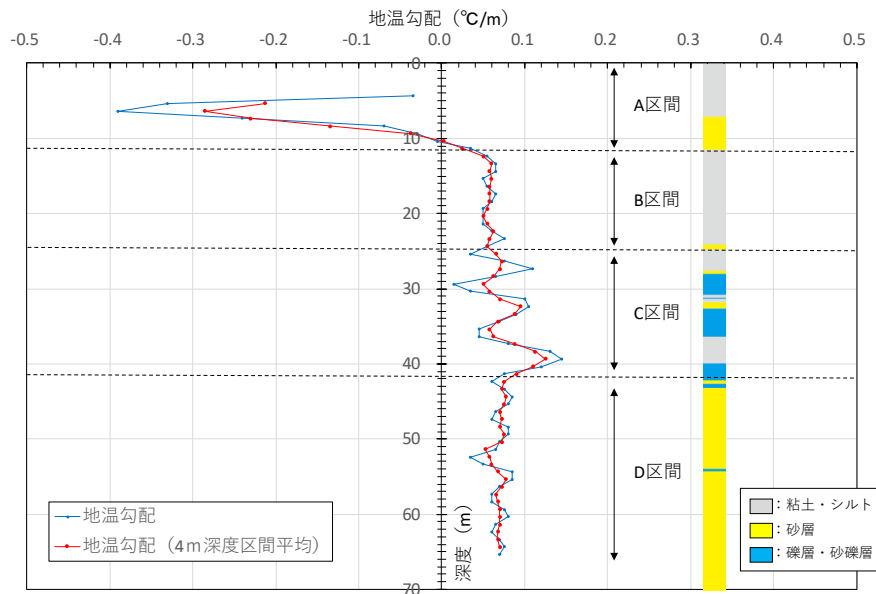


図 5.2.1-21 地温勾配プロファイルと深度区分

#### 5.2.1.4.3 揚水試料および間隙水の化学分析による地下水涵養時期に関する検討

揚水および水試料の採取は H31 年度に 27.3-30.1 m, 39.8-45.0 m, 71.0-75.9 m の 3 区間において行った。揚水試料の水素安定同位体比は、1 深度目 (27.3-30.1 m) から周辺の浅層地下水と同等かつ、河川水 (高瀬川水系) の同位体比の分布範囲よりもやや低い値を示している (図 5.2.1-22 (a))。トリチウム濃度については、2 深度目および 3 深度目については検出限界以下 (<0.03 TU) となっており、最近の天水の影響は受けていないと考えられる (図 5.2.1-22 (b))。<sup>14</sup>C 年代は、いずれも 10,000 cal BP よりも古い値を示しており、2 深度目 (39.8-45.0 m) において 16,100-16,400 cal BP 程度と特に古い年代が得られた。3 深度目 (71.0-75.9 m) では、10,600-10,800 cal BP 程度と 2 深度目よりも若い年代となっている。3 深度目の採水では、掘削水のトレーサーとして用いたローダミン WT の濃度が他の 2 深度と比較してやや高かった (2 倍程度) ため、掘削水の混合による影響の程度や補正についても検討が必要である。

遠心分離法および圧縮抽水法によって得られた間隙水試料の水素安定同位体比の結果は、最も浅い地点である深度 6.14-6.26 m および 7.81-7.91 m では、-54‰程度とかなり高い値を示しており、比較的近い場所にもたらされた最近の降水によって涵養されているものと判断できる。一方、深度 13 m 程度になると、同位体比は-63‰から-64‰程度にまで低下し、河川水の範囲のうち最も低い値と同程度となっている。深度 20 m 程度以深では、同位体比は-65‰前後で概ね一定の分布を示している（図 5.2.1-23）。

揚水試料で得られた  $^{14}\text{C}$  年代は、見かけの年代として最終退氷期に相当しており、寒冷であった当時の天水によって涵養された地下水であることを示唆している。揚水試料の水素安定同位体比が、河川水（高瀬川水系）の範囲よりもやや低い値を示していることと整合的である。また、岩石コア試料から抽出した間隙水も深度 20 m 程度以深では、同位体比は-65‰前後で概ね一定の分布を示し、河川水より低い値となっており、寒冷期の涵養であることを支持する。また、七戸川においても最上流付近は低い水素同位体比を示すが、 $d\text{-excess}$  値が明らかに異なることから、揚水試料・間隙水試料の起源とは考えられない。（図 5.2.1-24）。

当該地域の浅層地下水が寒冷期の涵養を示すもう一つの証拠として、地下水中の溶存希ガス濃度がある。溶存希ガスは、地下水涵養時に溶存した大気起源成分と通気帯において取り込まれた **Excess Air** 成分によりその濃度が決定される。大気起源成分濃度は、地下水流動中あるいは採水時の脱ガスが起こらない限り、地下水涵養温度および涵養標高の関数としてあらわされる。Aeshbach-Hertig et al., の *inverse modelling*<sup>37)</sup>を用いて Ne, Ar, Kr 濃度から計算した既存井戸からの地下水の地下水涵養温度は、2点を除きすべて 5.0~8.5℃となっている（図 5.2.1-25）。当該地域周辺（十和田観測点）の年平均気温が 9.5℃であること<sup>38)</sup>を考えると、希ガス涵養温度も水素同位体比から考えられる寒冷期の涵養と矛盾しない結果となっている。また、揚水試料においても同様の低い涵養温度が得られている。なお、涵養温度の高い K 点は小川原湖東部の水源井であり、トリチウム濃度が 3.2 TU と現代の降水の涵養であることと矛盾しない。

ボーリング掘削によって得られた揚水試料および間隙水の結果を踏まえると、概念モデルに示した寒冷期の特徴を示す地下水の流動する領域は、深度 20 m 程度の浅層まで及んでいる可能性があることが明らかとなった。今後の検討課題としては、これらの寒冷期に涵養された地下水が鉛直浸透によりもたらされたが深度 20m 以浅における浸透速度が遅いためであるか、水平流動の速度が浅層においても遅いため比類年代を示しているのか、あるいは、概念モデルで示唆されたような上昇流により古い地下水が浅層までもたらされているのかを明らかにする必要がある。

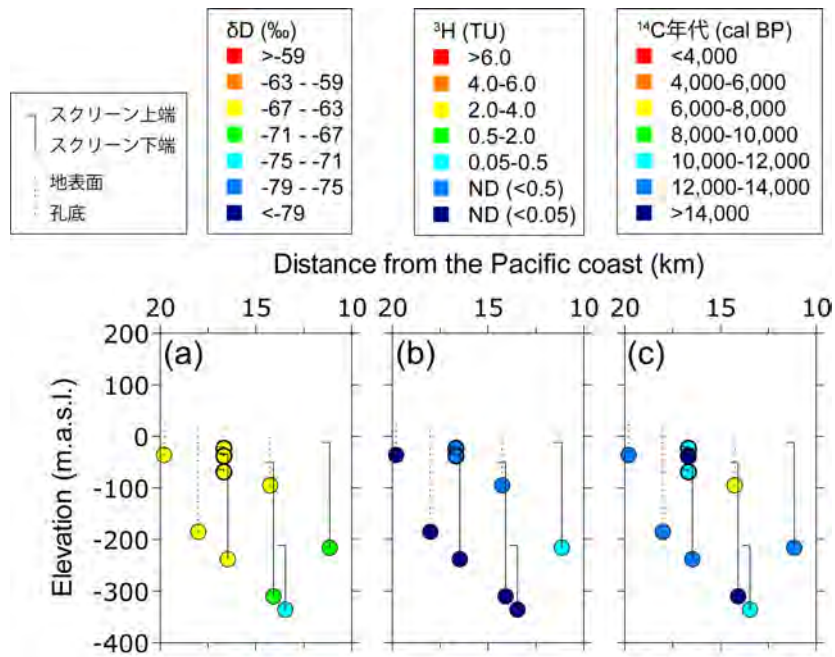


図 5.2.1-22 小川原湖西側における浅層地下水（既存井戸）と揚水試料の水素安定同位体比 (a), ³H 濃度 (b), ¹⁴C 年代 (c) の比較

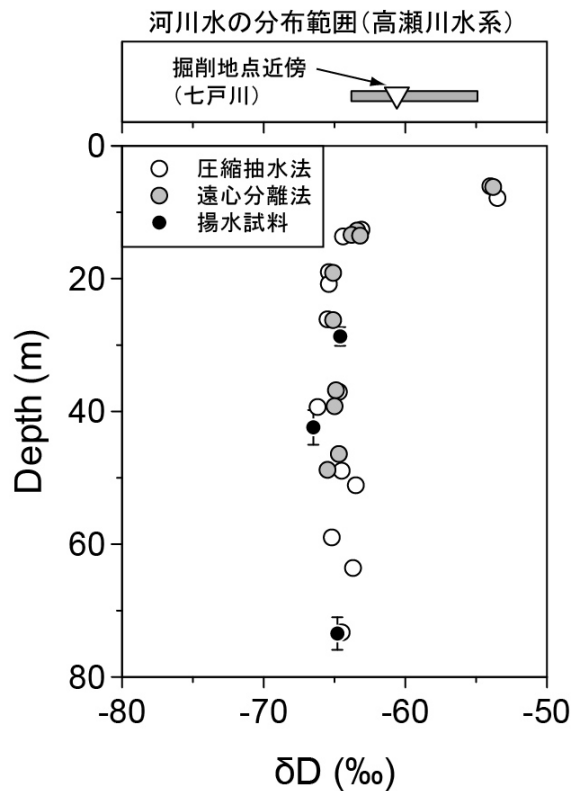


図 5.2.1-23 掘削地点における間隙水試料および揚水試料の水素安定同位体比プロファイル比較のため、高瀬川流域の河川水試料の範囲および掘削地点近傍の七戸川の値を示した。

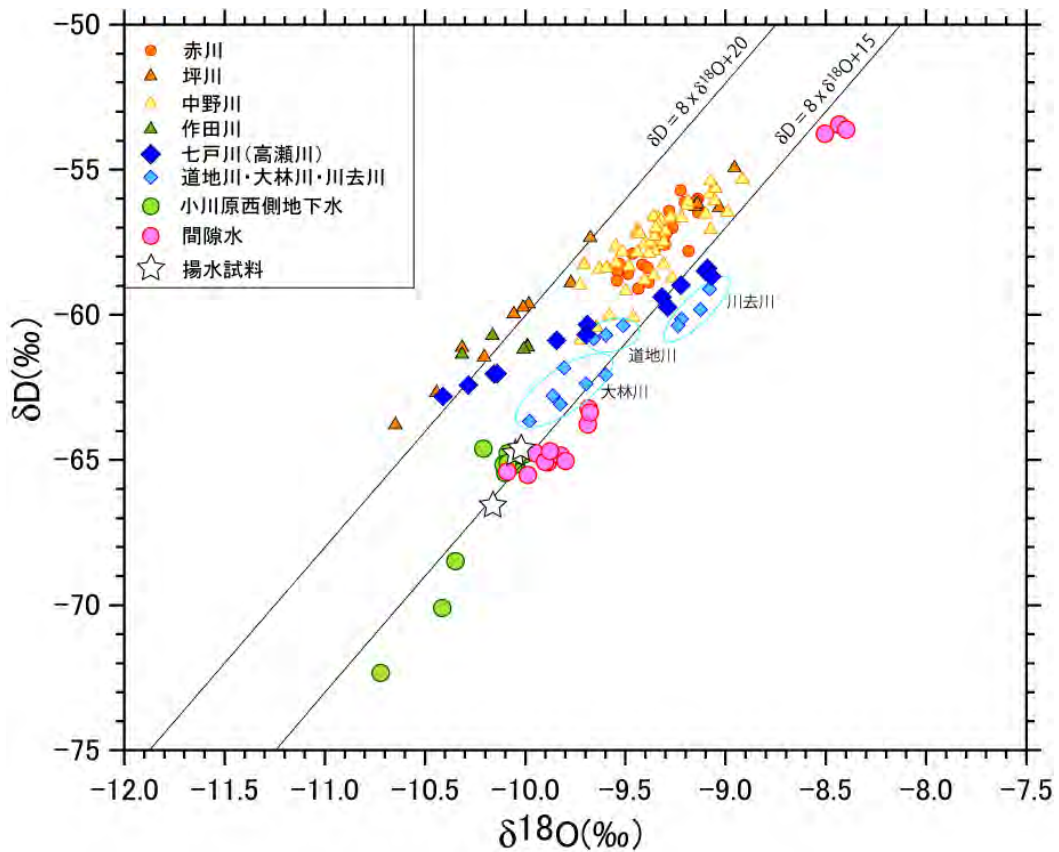


図 5.2.1-24 揚水試料，間隙水，小川原湖西側浅層地下水，河川水の水素・酸素同位体比  
河川水は 2019 年度調査の高瀬川流域河川についてプロットし，浅層地下水は  
2019 年度調査地点のうち小川原湖東側地下水を除いた

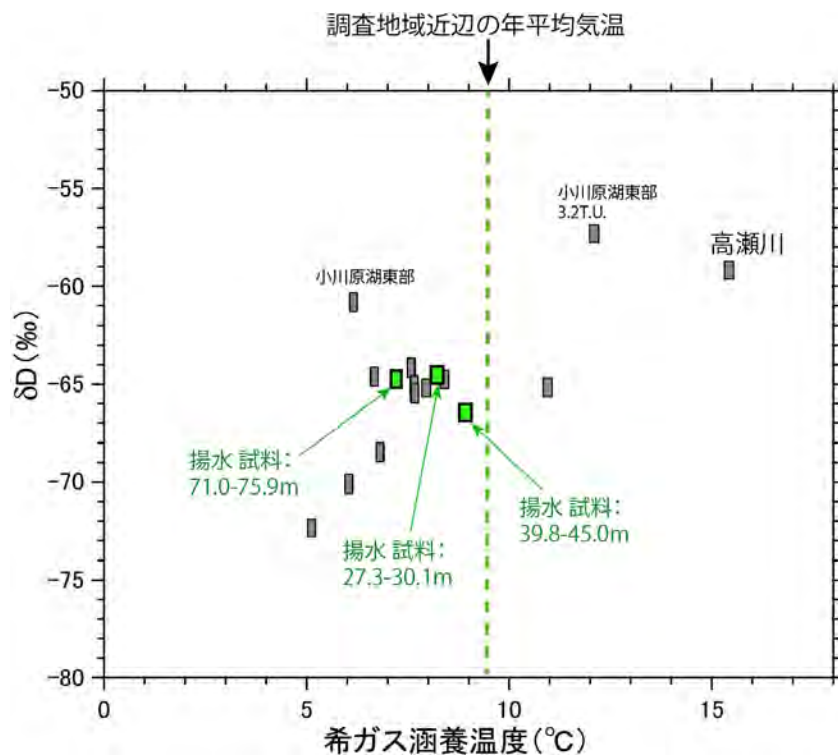


図 5.2.1-25 揚水試料および浅層地下水の水素同位体比と希ガス涵養温度の関係  
浅層地下水は 2019 年度に採取した小川原湖西部および東部の水源井より得られた試料である。  
また，参考のために高瀬川のデータも記した。

#### 5.2.1.4.4 異常高温域についての検証

掘削地点から5 km以内の水源井や温泉井の水温について温度検層結果と比較した(図5.2.1-26)。水源井と温泉井のスクリーン区間の平均深度と温度の関係から、深度100~700 m程度までの本地域の平均的な地温勾配は約 $5.9 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C/m}$ と見積もることができた。本観測結果のD区間の地温勾配は約 $6.9 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C/m}$ であり、水源井・温泉井水温データから求めた値よりも大きい値となった。ただし、温度検層観測結果は66.36 m以浅であり、詳細な検討は現時点ではしい。今後、掘削深度の延伸やボーリング地点の追加により、既往データとの比較検討が可能となり、本地域の異常高温域の同定と解明に資すると期待できる。

- 水源井・温泉井  
(掘削地点から5km)

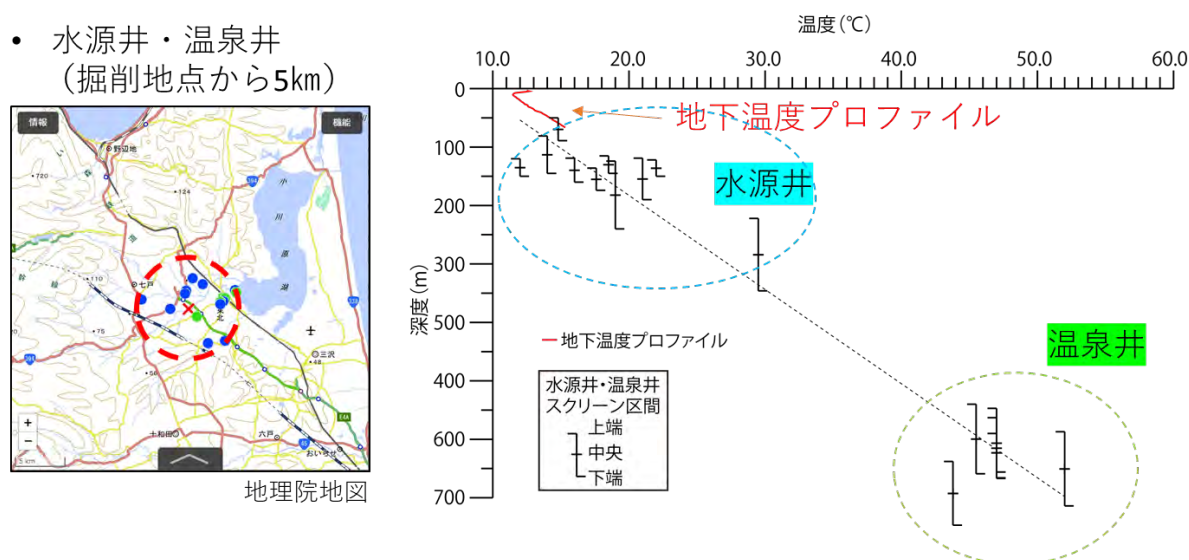


図 5.2.1-26 地下温度プロファイルと水源井・温泉井水温の比較結果

#### 5.2.1.5 調査結果に基づく広域地下水流動解析

上北平野を対象とした三次元地下水流動解析モデルを構築し、既往の調査結果と比較することで、技術的指標が解析結果に与える影響に関する検討を実施した。解析結果の概要を以下に示す。

##### 5.2.1.5.1 解析モデルの構築

図5.2.1-27に解析領域とTOUGH2による解析メッシュの平面分布を示す。南側境界は奥入瀬川、西側は分水嶺、東側は海域で水深150m程度となる位置、北側は地形が平坦なため、小川原湖の北側で直線境界としている。地層境界は既往資料を参考として区分を行っている。解析領域底面は深度1,000mとした。全格子数は53,195格子に区分した。

本解析では、技術的指標である透水係数分布、涵養量、深部からの熱流量を変化させて計34ケースの解析を実施し、既往井戸等の水位、温度分布との比較を行った上で、最適モデルに対して、概念モデルとの比較を行った。最適モデルにおける透水係数は、表5.2.1-3で示した同地域の代表的な水理特性と比較して、ほぼ1オーダー低い値となったと同時に、甲地層の一部に低浸透率領域を設定したものとなった。



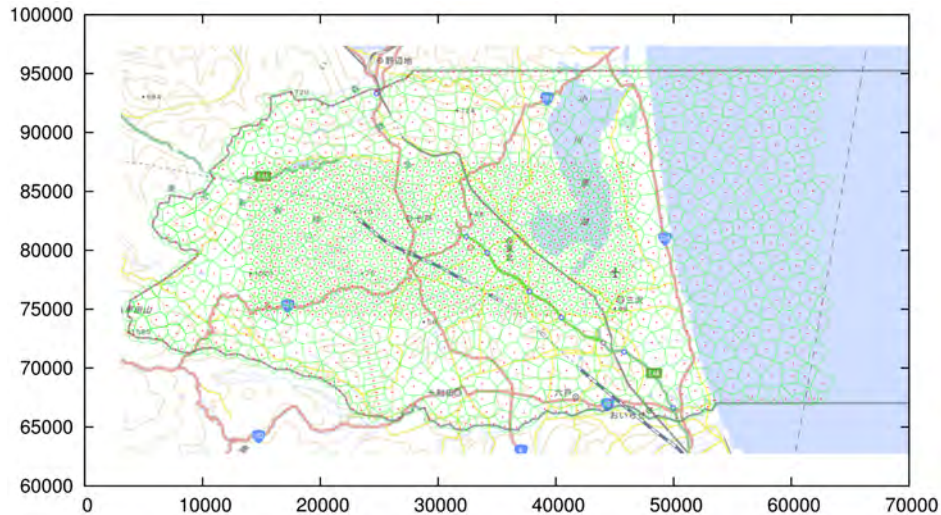


図 5.2.1.27 上北平野広域地下水流動解析の解析領域と平面格子分割

### 5.2.1.5.2 解析結果

図 5.2.1-28 に、モデルの最適化に用いた既往井戸の位置を示す。図中の黄色枠で示した町域は、最適化において甲地層の透水係数を周囲と比較して 1 オーダー低下させた領域である。

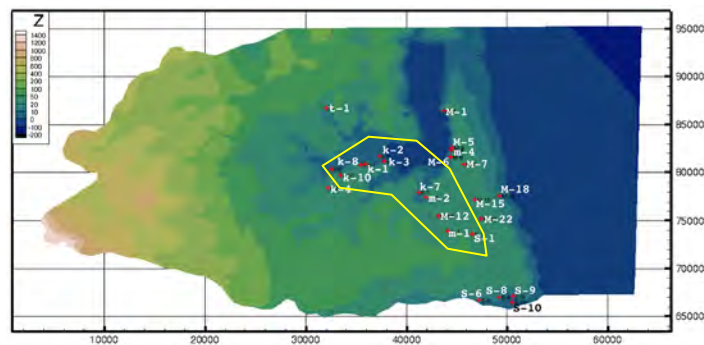


図 5.2.1-28 最適化において比較に用いた既往井戸の分布，黄色枠は低透水領域として設定した領域

例として、温度プロファイルの比較結果を図 5.2.1-29 に示す。

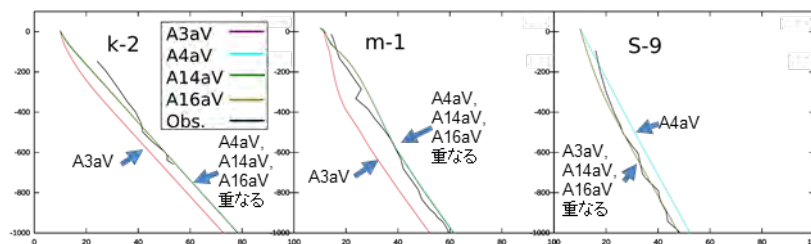


図 5.2.1-29 最適化における温度プロファイルの比較例

ここでは、図中黒線で示した実測に対し、ケース A3aV 及び A4aV は井戸ごとに再現性が異なるため、図 5.2.1-29 中の低透水領域を設定したケース (A14aV 及び A16aV) において、空間的な再現性の相違が出ないように調整を行った。

温度プロファイルにおいて再現性が高い 2 ケースに対する検討を行うために、甲地層の水位分布の比較を実施した結果を図 5.2.1-30 に示す。

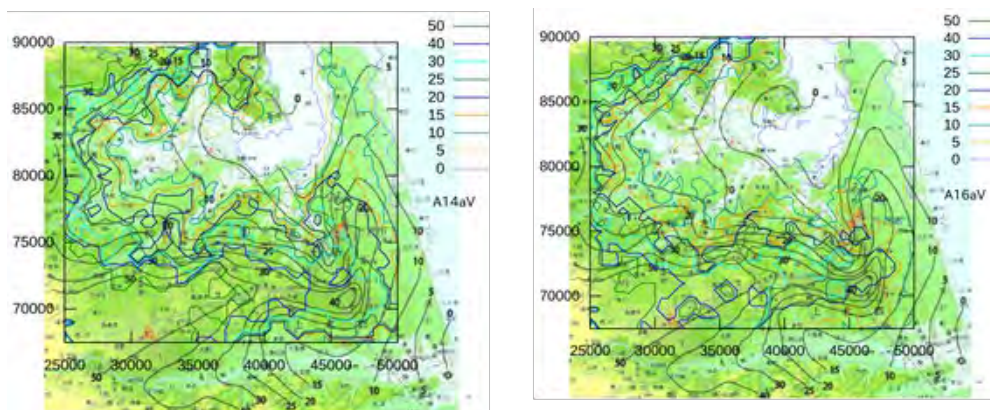


図 5.2.1-30 温度プロファイルにおいて再現性が高いケースにおける甲地層中の水位分布の比較（黒線：実測値，青線：解析結果）

両ケースに関して、温度プロファイルでは明瞭な差異が見られなかったが、水位分布では一部差が見られ、A14aV が実測分布の再現性が高いことが示された。これから、温度分布、水位分布はモデルの最適化に関して独立した優れた指標となり得ることが示された。

#### 5.2.1.5.3 概念モデルとの比較検討

実測の再現性が高いモデルに対して、地表及び EL-100m、EL-400m における平面的な地下水流動方向と、鉛直フラックスの分布を図 5.2.1-31～図 5.2.1-33 に示す。ここで、矢印は流れの方向のみを示したものであり、コンターは+が鉛直上向き、-が下向きの流動を示す。

解析結果から、小川原湖の上流方向での上昇流と小川原湖での下降流が深部まで見られることが示され、現時点の最適モデルにおいて概念モデルの妥当性が一定程度示されている。しかしながら、水理パラメータや境界条件を変化させることによって流動状況も変化するため、実際に小川原湖上流部での上昇流の存在を、次段階の調査で評価する必要がある。



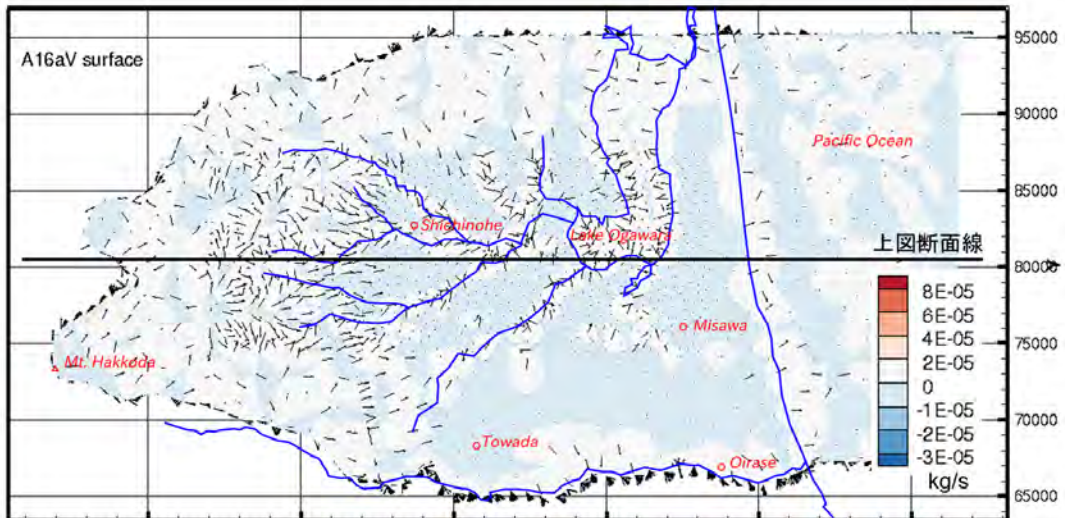


図 5.2.1-31 最適モデルにおける地表面での水平流動方向と鉛直流動方向

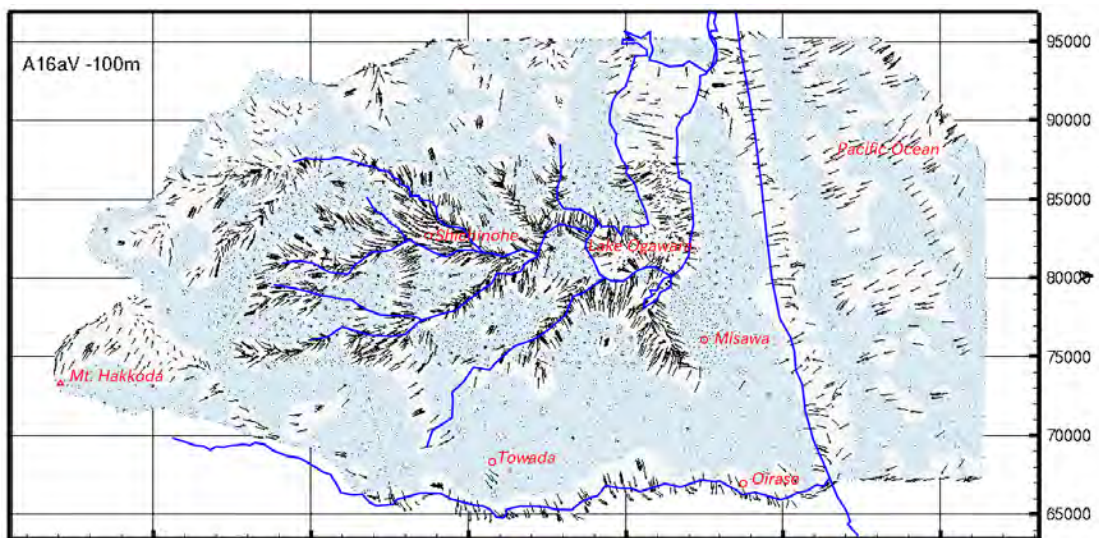


図 5.2.1-32 最適モデルにおける EL-100m 水平面での水平流動方向と鉛直流動方向

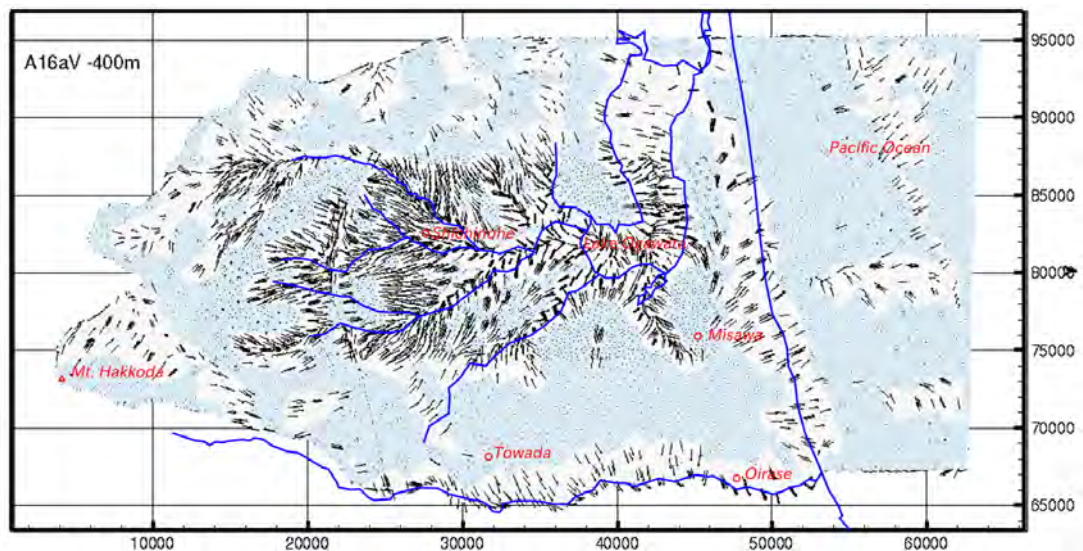


図 5.2.1-33 最適モデルにおける EL-400m 水平面での水平流動方向と鉛直流動方向

### 【処分研究としての意義】

廃棄物埋設地を包含する広域地下水流動は、安全評価を行う上での基礎的なデータであるが、既往井戸を用いた調査や少数のボーリング調査ではデータの質や量において十分なものとは言えない場合が多い。ここでは、ボーリング調査における水質データの信頼性向上のために、岩芯試料からの間隙水の抽出データに加え、河川調査や温度検層等のデータに基づく水文学的な地下水流動概念モデルの構築及び検証方法の提示と、より定量的な検証を目的とした三次元地下水流動解析の例を示すことによって、信頼性の高い地下水流動モデルを提示することが可能となった。また、数値解析モデルにおいて感度が高いパラメータ及び観測結果を示すことによって、事業者が提示する地下水流動モデルの妥当性の検討に必要な知見を得ることができた。

### 【残された課題】

広域地下水流動の評価を行う際には、限られたボーリング調査を実施する位置の選定及び調査によって得られる物性値や地下の水力、化学、熱に関する測定データの精緻化とともに、その結果を用いた地下水流動モデル構築やモデル更新のシステム化が必要である。そのためには、第一に概念モデルの構築による不明確な流動場の特定によって調査位置選定の優先順位付け、第二に逆解析あるいは AI を用いたパラメータ評価の活用による調査結果の最適化が今後の課題となる。

### 【引用文献】

- 1) 山元孝広 (2011) 地質学から見た高レベル放射性廃棄物処分の安全性評価－事象のシナリオに基づく長期予測の方法論－. シンセシオロジー.4(4):200-208.
- 2) 一般社団法人日本地質学会 (2011) 日本列島と地質環境の長期安定性.
- 3) 茂木昭夫・土出品一・福島資介 (1980) 西之島新島の海岸侵食. 地理学評論.53(7):449-462.
- 4) Quartau R, Trenhaile AS, Mitchell NC, Tempera F (2010) Development of volcanic insular shelves: Insights from observations and modelling of Faial Island in the Azores Archipelago. 2010.275:66-83.
- 5) 渡壁卓磨・松四雄騎・小玉芳敬・進木美穂・松崎浩之 (2014) 宇宙線核種  $^{10}\text{Be}$  を用いた岩盤侵食河川の下刻速度の推定：鳥取県小鹿溪谷の例. 地形.35(2):131-146.
- 6) Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy JC, McManus JF, Lambeck K, Balbon E, Labracherie M (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Sci Rev.21(1-3):295-305.
- 7) 松末和之・藤原 治 (2000) 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候. サイクル機構技報.6:93-104.
- 8) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費（水力関連情報の整備）事業報告書.
- 9) 尾上博則・笹尾英嗣・三枝博光・小坂寛 (2009) 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み. 日本原子力学会和文論文誌.8(1):40-53.
- 10) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査.
- 11) Tosaki, Y., Morikawa, N., Kazahaya, K., Tsukamoto, H., Togo, Y. S., Sato, T., Takahashi, H. A., Takahashi, M. and Inamura, A. (2017) Deep incursion of seawater into the Hiroshima Granites during the Holocene transgression: Evidence from  $^{36}\text{Cl}$  age of saline groundwater in the Hiroshima area, Japan. *Geochem. J.*, 51, 263-275.
- 12) 小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p. + CD-ROM.
- 13) 徳永朋祥 (1999) 地震時の地下水変動から推定される淡路島北部地域の水力特性. 応用地

質, 40(2). 99-106

- 14) 原子力発電環境整備機構 (2018) 包括的技術報告：わが国における安全な地層処分の実現－適切なサイトの選定に向けたセーフティケースの構築－（レビュー版）第2章 安全確保の基本的考え方. 原子力発電環境整備機構. NUMO-TR-18-03
- 15) 原子力発電環境整備機構 (2018) 包括的技術報告：わが国における安全な地層処分の実現－適切なサイトの選定に向けたセーフティケースの構築－（レビュー版）第3章 地層処分に適した地質環境の選定およびモデル化.. 原子力発電環境整備機構. NUMO-TR-18-03.
- 16) 原子力発電環境整備機構 (2018) 包括的技術報告：わが国における安全な地層処分の実現－適切なサイトの選定に向けたセーフティケースの構築－（レビュー版）第6章 閉鎖後長期の安全性の評価. 原子力発電環境整備機構. NUMO-TR-18-03
- 17) 大山隆弘, 千木良雅弘, 大村直也, 佐々木和裕, 長岡亨 (1999) 不飽和領域での堆積岩の化学的風化作用－泥岩トンネル孔壁の風化速度と微生物の影響. *応用地質*.39(6):511-523.
- 18) Sawada A, Uchida M, Shimo M, Yamamoto H, Takahara H, Doe TW (2000) Non-sorbing tracer migration experiments in fractured rock at the Kamaishi Mine, Northeast Japan. *Eng Geol*.56(1-2):75-96.
- 19) 三枝博光, 澤田淳, 稲葉薫, 竹内真司, 中野勝志 (2003) 複数のモデル化手法を用いた地質環境特性調査における地下水流動特性評価の不確実性の検討. *サイクル機構技報*.20:75-90.
- 20) 小田匡寛, 羽出山吉裕, 高野正明 (1986) 不連続性岩盤の水理・力学的性質を評価するために必要な最小供試体寸法について. 第18回岩盤力学に関するシンポジウム; 東京.
- 21) 平間邦興, 丸山誠, 桑原徹, 鈴木健一郎 (1990) 不連続性岩盤の亀裂評価と透水性. *大林組技術研究所報*.40:1-11.
- 22) Ishii E, Funaki H, Tokiwa T, Ota K (2010) Relationship between fault growth mechanism and permeability variations with depth of siliceous mudstones in northern Hokkaido, Japan. *Journal of Structural Geology*.32(11):1792-1805.
- 23) Karasaki K, Ito K, Wu YS, Shimo M, Sawada A, Maekawa K, Hatanaka K (2011) Uncertainty reduction of hydrologic models using data from surface-based investigation. *J Hydrol*.403(1-2):49-57.
- 24) 伊藤一誠, 唐崎建二, 畑中耕一郎, 内田雅大 (2004) 間隙水圧観測結果を用いた逆解析による堆積岩地域の水理地質構造把握－幌延深地層研究計画サイトへの適用－. *応用地質*.45(3):125-134.
- 25) Takeda M, Hiratsuka T, Manaka M, Finsterle S, Ito K (2014) Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones. *J Geophys Res-Sol Ea*.119(5):4178-4201.
- 26) Takeda M, Manaka M, Ito K (2019) Potential geologic osmotic pressure in the Wakkanai Formation: Preliminary estimation based on the dynamic equilibrium between chemical osmosis and advection. *J Hydrol*.579.
- 27) 大野博之, 小島圭二 (1988) 岩盤中の割れ目系に見られるフラクタル. *応用地質*.29(4):11-18.
- 28) Scheibe TD, Chien YJ (2003). An evaluation of conditioning data for solute transport prediction. *Ground Water*.41(2):128-141.
- 29) 青森県 (1996) 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査. 平成7年度地震調査研究交付金成果報告書（概要版）, 青森県, 54 p.
- 30) 渡辺満久・中田 高・鈴木康弘 (2008) 下北半島南部における海成段丘の撓曲変形と逆断層運動. *活断層研究*, 29, 15-23.
- 31) 生出慶司 (1984) 第四紀火山活動の地域性と島弧—海溝系の会合問題. *地質学論集*, 24, 221-232.



- 32) 石油公団 (1995) 平成6年度国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「七戸地域」調査報告書. 35 p.
- 33) 仙台通商産業局 (1989) 上北地域 地下水利用適正化調査報告書 140p.
- 34) 青森県企画部 (1981) 青森県地下水調査報告書. 青森県企画部, 339 p.
- 35) 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009年7月23日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所.
- 36) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20万分の1日本シームレス地質図 2012年7月3日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>
- 37) Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U., and Kipfer, R. (1999) Interpretation of dissolved noble gases in natural waters. *Water Resources Research*, 35, 2779-2792.
- 38) 気象庁 (2020) [https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/nml\\_amd\\_ym.php?prec\\_no=31&block\\_no=0172&year=2019&month=&day=&view=](https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/nml_amd_ym.php?prec_no=31&block_no=0172&year=2019&month=&day=&view=) 2020年2月20日閲覧

## 5.2.2 廃棄物埋設地における岩盤の力学的状態と水理学的特性

### －坑道掘削による掘削影響領域の検討－

#### 【処分事業に果たす役割】

「中深度処分に係る規制基準等における要求事項について」（原子力規制庁，令和2年7月15日）において，放射性廃棄物埋設地に掘削される坑道について「坑道は，閉鎖措置の終了から廃止措置の開始前までの間に廃棄物埋設地の外への放射性物質の異常な漏えいがあった場合においてこれを著しく拡大させる漏えいの経路を生ずるおそれがないように，閉鎖することができるものであること」が求められている。

放射性廃棄物を埋設される岩盤は，造構運動等の自然事象や処分場の坑道掘削等の人為事象により，様々な作用を受けている。この作用により岩盤が損傷又は破壊し，その結果，地下水の流動や放射性核種の移行経路となることが懸念される。特に，放射性廃棄物を処分するための坑道等の掘削によって岩盤応力が解放された場合，物質移行経路となり得る掘削影響領域が形成される可能性がある。こうした掘削影響領域は，廃棄物埋設地の外への放射性物質の漏えいの経路となりうるため，掘削影響領域の発生メカニズムや発生領域（坑道壁面からの深さ等）を適切に把握する必要があり，坑道掘削時の岩盤の力学的状態の変化とそれに伴う水理学的特性の変化について適切に把握・評価することが必要である。

#### 【研究成果の概要】

##### 5.2.2.1 成果の概要

本研究では，以下の3つの課題について研究を実施した。なお，詳細については産業技術総合研究所<sup>1)</sup>を参照されたい。

- ・ 既往力学構成モデルの抽出及び適用性整理
- ・ 応力開放を想定した水理・力学特性変動評価の室内実験
- ・ 力学・水理学特性モデル化のための課題の抽出

以下に，その概要を述べる。

##### 1) 既往力学構成モデルの抽出及び適用性整理

坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学的影響範囲の評価手法について，①段階的な応力場の変化の取り扱い，②新規き裂の発生及び既存き裂の開口等の水理特性の変化に着目して，既往の研究を対象に知見を整理し課題の抽出を行った。

##### 2) 応力開放を想定した水理・力学特性変動評価の室内実験

坑道の掘削や埋戻しの際に生じる応力状態の変化に伴う力学的・水理学的変動を評価する目的で，変形－透水真三軸試験装置を用いた応力経路模擬試験を実施した。応力模擬経路としては，例えば坑壁近傍の応力状態については，以下が考えられる。

- ①坑道掘削前の初期地圧(3軸応力)状態，
- ②坑道掘削後の壁面が応力開放された(2軸応力)状態，
- ③埋戻しを行った後の3軸応力状態

これらの载荷・除荷パターンについて，初期応力状態に対する坑道軸方向や坑道壁面からの距離を考慮して設定した。また，断層や節理あるいは層理面等がき裂の発生や水理特性に与える影響を評価した。

##### 3) 力学・水理学特性モデル化のための課題の抽出

堆積軟岩の水理-力学特性をモデル化するために，ひずみ軟化・硬化特性，ダイレイタンス挙動，間隙水圧の影響について整理し，課題を抽出した。

##### 5.2.2.2 既往力学構成モデルの抽出及び適用性整理

本項では，坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学的影響範囲の評価手法について，既往の研究を対象に知見を整理し課題の抽出を行った結果を取りまとめる。地下空洞を掘削する際には，

その掘削行為によって地下空洞周辺の応力が変動し、坑道壁面の近傍にき裂が生じる。き裂の発達、坑道壁面の岩盤の崩落などの力学的不安定を引き起こすうえ、地下水の水みちとなる可能性があり、核種の移行経路として評価する必要がある。このような力学的・水理学的変動が生じる領域は、掘削影響領域と呼ばれている(例えば青柳ほか, 2017<sup>2)</sup>)。放射性廃棄物の埋設地を対象とした掘削影響領域に関する研究はこれまでに多くの事例があり、掘削影響領域の概念・考え方・重要性等について議論がされている(郷家ほか, 2006<sup>3)</sup>; 富田ほか, 2007a<sup>4)</sup>; 青柳ほか, 2017<sup>2)</sup>)。Nguyen et. al. (2018)<sup>5)</sup>によると、これまでの掘削影響領域の研究で解明されてきた主な成果は以下のようにまとめることができる。

- (i) 掘削影響領域の形状と範囲は場所によって異なり、それらは坑道のサイズ、岩種、力学的特性、異方性、並びに初期地圧に関係する。
- (ii) 掘削影響領域には顕著な局所的な不均質性が存在する。
- (iii) 掘削影響領域の透水係数は壁面近傍で大幅に増加し、壁面から離れるとインタクトの岩石のレベルまで減少する。掘削影響領域の透水性は、最大でインタクトな岩盤の6桁程度増加するケースも報告されている(Tsang et al., 2005<sup>6)</sup>)。

本研究では、これらを踏まえたうえで、坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学的影響範囲の評価手法についての整理を行った。特に、①段階的な応力場の変化の取り扱い、②新規き裂の発生及び既存き裂の開口等の水理特性の変化に着目して、既往の研究を対象に知見を整理し課題の抽出を行った。

#### 室内実験による坑道壁面の岩盤の力学的評価

掘削に伴う坑道壁面近傍の岩盤の力学的な評価には、原位置の岩石サンプルを用いた室内試験による一軸及び三軸圧縮強度による評価が提案されている。これまでの研究では、室内実験で行われる一軸・三軸圧縮試験における微小き裂の発生・進展・連結に対応する応力状態と、掘削に伴う坑道近傍の応力状態・破壊挙動を比較し、簡易的に室内実験から掘削影響領域の岩盤の破壊基準を設定しようとする試みが行われている。Martin(1997)<sup>7)</sup>は、脆性的な挙動を示す岩石の一軸・三軸圧縮応力下における応力-ひずみの関係とその段階的な特徴をまとめている(図 5.2.2-1)。Cai and Kaiser (2014)<sup>8)</sup>は、さらに岩石の挙動を以下の5つのステージに分けている(図 5.2.2-1)。

ステージⅠ：既存の微小き裂が閉じる過程

ステージⅡ：線形弾性変形の過程

ステージⅢ：微小き裂が発生し始めるレベルであり、応力値は一軸圧縮強度の0.3倍から0.5倍程度である。ここでの微小き裂の方向は最大主応力方向(鉛直方向)と平行に進行し、ダイレーションが始まる。

ステージⅣ：き裂の連結が始まり、応力値は一軸圧縮強度の0.7から0.8倍程度である。ダイレーションが急速に進む。

ステージⅤ：ピーク応力に到達する。巨視き裂を伴うせん断破壊を生じる。

Martin(1997)<sup>7)</sup>や Diederichs(2007)<sup>9)</sup>は、室内岩石実験における微小き裂の発生時の応力値 $\sigma_{ci}$ (一軸圧縮強度の0.3倍から0.5倍程度)によって岩盤の破壊基準を設定している。これは、原位置の坑道壁面の破砕が生じるときの応力値が、一軸圧縮試験時のAEによって計測された微小き裂の開始応力に相当するという考えによるものである。原位置の岩石を採取し一軸圧縮強さに関するデータを取得することにより、岩盤を掘削する際の岩盤周辺の破壊強度を予め推定することを試みている。しかしながら、原位置と室内試験の諸条件には当然乖離があり、一軸圧縮強さをそのまま坑道周辺の岩盤の破壊基準に適用するにはより詳細な検討が必要である。これまでの研究において、「現場の坑道周辺の岩盤の強度が、一軸圧縮強度の約0.4倍になる」

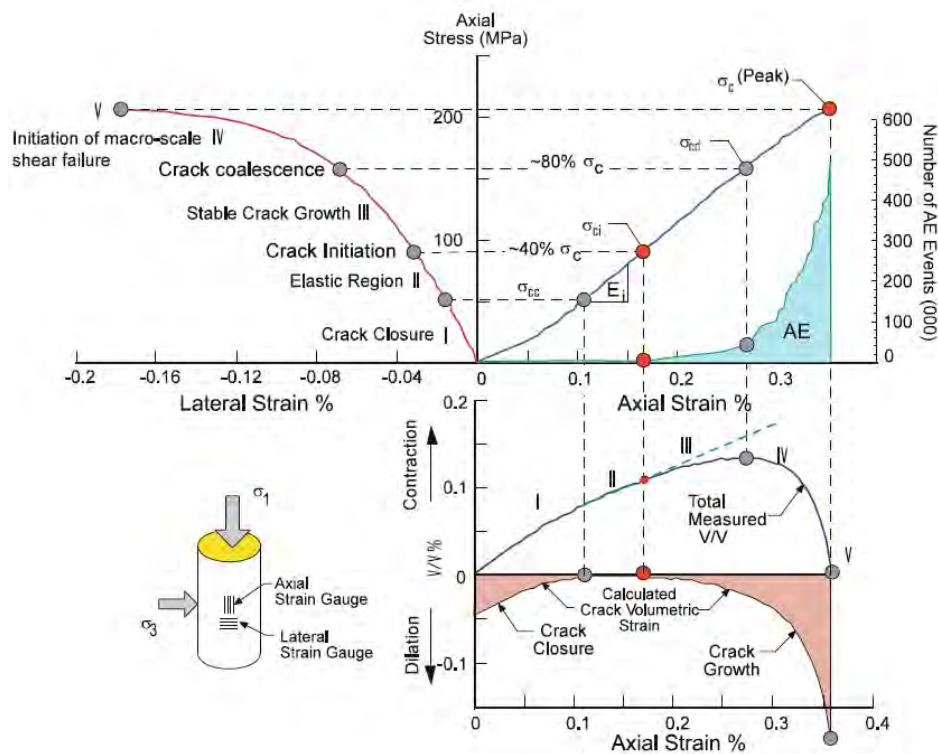


図 5.2.2-1 一軸・三軸応力下における応力-ひずみ関係及び  
き裂の進展の各段階における関係性(Martin, 1997).

ここで、 $\sigma_{cc}$ は圧縮によって既存微小き裂が閉じる応力レベル、 $\sigma_{ci}$ は横ひずみおよび体積ひずみの増分が線形を逸脱し、微小き裂が発生し始める応力レベル、 $\sigma_{cd}$ は軸ひずみの増分が線形を逸脱し、体積ひずみ増分が膨張側へ反転するとともにき裂の進展・連結が不安定となり、せん断面が形成され始める応力レベルである。

という現場における経験上の工学的な判断基準については、原位置のき裂・変形・破壊の状況から一定の関係性が得られている。しかし、原位置と室内実験における様々な条件を考慮したうえでそれぞれの関係性を総合的に検討している報告はない(Cai and Kaiser, 2014<sup>8)</sup>)。原位置の岩石強度が室内実験における岩石強度よりも低くなる要因については様々な検討がされている。例えば、既存き裂の存在、高封圧から低封圧状態に移行したときのき裂の進展促進、切羽進入に伴う応力の回転(Eberhardt, 2001<sup>10)</sup>)、掘削に伴う一時的な非排水状態による間隙水圧の上昇(富田ほか, 2007b<sup>11)</sup>; Wild and Amann, 2018a<sup>12)</sup>, 2018b<sup>13)</sup>)等がある。Olsson(1991)<sup>14)</sup>は、ひずみ速度が岩石の強度に与える影響についてひずみ速度  $10^{-14} \sim 10^8$  の範囲で検討している。Laigle (2006)<sup>15)</sup>は、原位置の掘削速度( $10^{-9} \sim 10^{10}/s$ 程度)は室内試験の载荷速度( $10^{-5}/s$ 程度)よりも遅いことを理由に、現場の岩石強度は室内試験の 50%であるとしている。Wang et al. (2020)<sup>16)</sup>は、坑道掘削に伴う応力開放について、動的な減圧の影響を坑道掘削周りのき裂の評価に取り入れる必要性について言及している。これら様々な現象は、坑道掘削壁面近傍の応力場の変動やき裂の形成に影響を及ぼしていると考えられるが、各要因の影響度合いについて報告された例はなく、今後検討すべき課題といえる。

#### 掘削時の切羽進入に伴う主応力軸の回転

Eberhardt(2001)<sup>10)</sup>は掘削に伴う坑道近傍の応力の変動に着目し、三次元有限要素法によって弾性解析及び弾塑性解析を行った。数値解析では、切羽の段階的な進入と主応力の変動の関係を連続的に示しており、差応力の増大や主応力軸の回転が掘削影響領域のき裂に与える影響について言及している。また、最大主応力の方向とトンネル軸の方向の関係が、トンネルの天端及び側壁の応力に及ぼす影響について検討している。解析の結果から、初期地圧の最大主応力

が水平でかつトンネル軸に直行する場合は、最も高い応力集中が生じることを示した。Martin (1997)<sup>7)</sup>では、現場の計測から、切羽先端の0.7–1.4m先において応力の回転によるき裂の発生が起きている可能性を議論している。応力が破壊強度よりも低い弾性範囲内であれば、応力回転による影響は低いと考えられるが、応力回転による差応力の増大により岩盤にもとから存在している既存き裂がさらに進展する可能性がある。応力回転によって既存き裂から新しい破壊が始まり、最大主応力と平行に進展していくことはこれまでの実験的検討によって明らかにされている(Wu and Pollard, 1992<sup>17)</sup>)。応力回転は解析的にも検討されており、Diederichs et al. (2004)<sup>18)</sup>は、回転のない応力経路と比較して、回転する応力場ではき裂の広がりが約2倍に増加する可能性があることを示した。また、Eberhardt(2001)は弾塑性解析の重要性にも言及しており、適切に掘削影響領域の評価を行うためにはき裂の発生を考慮した三次元解析モデルの検討が必要である。

岩盤の掘削に伴う主応力の回転と応力値の変動は、掘削影響領域のき裂の発生とその方向を支配する可能性が高いため、掘削影響領域の水理場にも大きな影響を与えると考えられる。従って、初期地圧の主応力方向と坑道軸の方向の関係から、掘削影響領域のき裂の方向とそれに伴う透水特性変化の傾向をあらかじめ把握しておくことは、坑道を設計する上で重要である。

坑道掘削に伴う応力場の変動とき裂の進展について数値計算を行った例として、Lisjak et al. (2016)<sup>19)</sup>がスイスの Mont Terri 岩盤研究所を対象に有限要素法と個別要素法を組み合わせた FDEM による検討がある。FDEM では、弾塑性領域においては要素の応力とひずみの関係が有限要素法に従う一方、要素間にあらかじめ設置されたバネに引張及びせん断強さを超えるような応力が生じた場合には、バネが弱化・分離していく個別要素法の法則に従う。連続体から不連続体への挙動の受け渡しにはモデル上の注意が必要であるが、Lisjak et al. (2016)<sup>19)</sup>は解析手法の妥当性を室内実験結果や原位置試験結果によって検証し、岩盤の層理面を明示的にモデルに組み込み、坑道の掘削から埋め戻しまでの段階的な応力場の変動について報告している。

### 既存き裂の開口等の水理特性の変化

掘削影響領域の応力場の変動に伴い、き裂が発生・進展することによって地下水の移行経路としての新たな水みちが生成される可能性が示唆されており、岩盤の力学的状態と水理学特性の関係性について様々な検討が行われている。各国の研究機関が参加している国際的な枠組みとして、地層処分における連成挙動のモデル化や評価を検討するための DECOVALEX (DEvelopment of COupled models and their VALidation against EXperiments)プロジェクトがある(Tsang et al., 2009)。DECOVALEX プロジェクトは、スウェーデンの安全規制機関 (SKI : 1992 年当時)が主導したプロジェクトであり、それぞれの国の地層処分の実施主体や規制機関が常時 10 機関程度参加している。DECOVALEX では、地下研や室内で行われる実験結果をもとに、連続体や不連続体解析を用いて同じ問題を解き、連成挙動の構成則やモデルによる評価の違いについて検討する。1992 年から始まり現在は第 7 フェーズが行われているところである。Tsang et al. (2009)<sup>20)</sup>、Rutqvist et al. (2009)<sup>21)</sup>、Garitte et al. (2017)<sup>22)</sup> は、DECOVALEX プロジェクトの中で行われた原位置試験、複数解析手法による評価、及び室内実験についてまとめている。

青柳ほか(2017)<sup>2)</sup>は、幌延深地層研究センターの深度 350m の調査坑道を対象として、掘削影響領域の拡がりや透水係数の分布について原位置試験を実施している。BTV 観察によるき裂の分布状況や坑道壁面の観察による結果、EDZ き裂(掘削損傷領域のき裂)が壁面から約 0.2~1.0 m まで進展しており、透水係数は 3~5 オーダーほど高い値であると報告している。また、坑道掘削後 2 年間にわたって実施された透水試験の結果に有意な経時変化は見られないことから、EDZ は掘削直後に形成されたと結論づけている。また、Sato et al. (2000)<sup>23)</sup>は東濃鉱山に

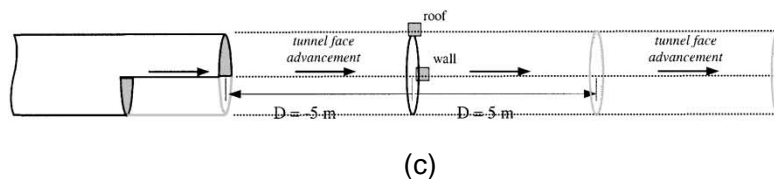
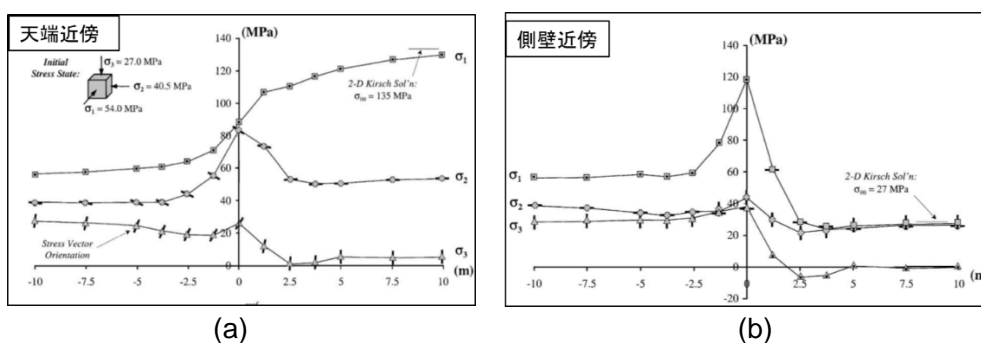


において同様の原位置観察・試験を実施し、EDZは少なくとも0.3–0.5 m程度の拡がりを持ち、透水係数は壁面から0.5m-1.0mの範囲において2オーダー以上の増加傾向を示すと報告している。Bossart et al. (2002)<sup>24</sup> 及び Bossart et al. (2004)<sup>25</sup> は、Mont Terri 岩盤研究所の掘削影響領域について、地質構造と水理特性の関係について検討している。Bossart の研究グループは、Mont Terri 岩盤研究所のEDZの概念モデルを提案し、樹脂の注入によるき裂ネットワークの可視化、透水・透気試験など各試験データを総合的に論じている。そのEDZの概念モデルでは、坑道壁面から1m以内では、き裂ネットワークが形成され、透水係数の増大に影響しているとしている。

5.2.2.3 応力開放を想定した水理・力学特性変動評価の室内実験

本項では、坑道の掘削の際に生じる応力状態の変化に伴う力学的・水理学的変動を評価する目的で実施した変形–透水三軸試験装置を用いた応力経路模擬試験について取りまとめる。応力経路模擬試験では、角柱岩石試料を用いた真三軸試験を実施し、中間主応力が変化したときの透水係数の異方性(破断面を横切る鉛直Z方向、及び破断面に平行な水平Y方向)について詳細に検討した。透水試験は、坑道掘削前の初期地圧の状態、及び坑道掘削後の壁面が解放された状態において、フローポンプ法により実施し、破壊モードの進展によるき裂の発生が透水特性に与える影響の違いを確認した。

実験における载荷荷重は Eberhardt(2001)<sup>10</sup>の数値解析ケースを参考に、作用させる3方向の応力の増加・減少傾向を設定した(図5.2.2-2)。Eberhardt(2001)<sup>10</sup>では、以下の3つの要素について坑道壁面の応力状態に与える影響を検討している。



	主応力	初期地圧	切羽通過時*	掘削後
天端近傍	$\sigma_1$	坑道横断	坑道横断	坑道横断
	$\sigma_2$	坑道縦断	坑道縦断	坑道縦断
	$\sigma_3$	鉛直	鉛直	鉛直
側壁近傍	$\sigma_1$	坑道横断	坑道横断	鉛直
	$\sigma_2$	坑道縦断	鉛直	坑道縦断
	$\sigma_3$	鉛直	坑道縦断	坑道横断

\*主応力の方向は変化するため、おおよその向きを記載。

(d)

(e)

図 5.2.2-2 初期地圧の最大主応力が水平でかつ坑道軸と直交になる場合の、切羽進入に伴う主応力値及び主応力方向の変動についての数値解析結果：

(a)天端近傍、(b)側壁近傍、(c)応力計算位置と切羽の位置の関係、(d)天端近傍における各段階での主応力軸の方向、(e)側壁近傍における各段階での主応力軸の方向((a), (b), (c)は Eberhardt(2001)<sup>10</sup>に追記)。

- (i) 坑道掘削前の初期地圧(3主応力)の方向と坑道の軸の関係
- (ii) 坑道断面の位置(天端及び側壁近傍)
- (iii) 切羽の位置

Eberhardt(2001)<sup>10)</sup>が検討している初期地圧の方向と坑道軸の関係の中で、切羽進入時の差応力状態が最も大きくなるのは、地圧の最大主応力が水平でかつ坑道軸と直交になる場合である。また、切羽進入時の差応力が最も高い傾向があるため、切羽進入時に掘削影響領域が形成されると仮定した。切羽進入時の差応力の状態に注目すると、天端近傍は最大及び中間主応力が大きく、最小主応力が低い二軸圧縮卓越応力場になる。一方、側壁近傍では最大主応力が大きく、中間及び最小主応力が小さい一軸圧縮卓越応力場になる。本実験においてもこれら2ケースを想定し、一軸圧縮応力卓越場(ケース1)及び二軸圧縮応力卓越場(ケース2)において破壊が生じるように荷重を制御した。本実験の結果、インタクトな初期地圧の状態よりも、マクロなき裂が生じた破壊後の残留応力が作用している岩石の方が透水係数は低くなることがわかった。また、応力開放を模擬した減圧によって、透水係数が上昇した(図5.2.2-3, 図5.2.2-4)。マクロなき裂が水みちとして透水係数に影響を与えるには、単純にき裂の存在だけではなく、応力場及びき裂の状態を含めた検討が必要であることを示す。

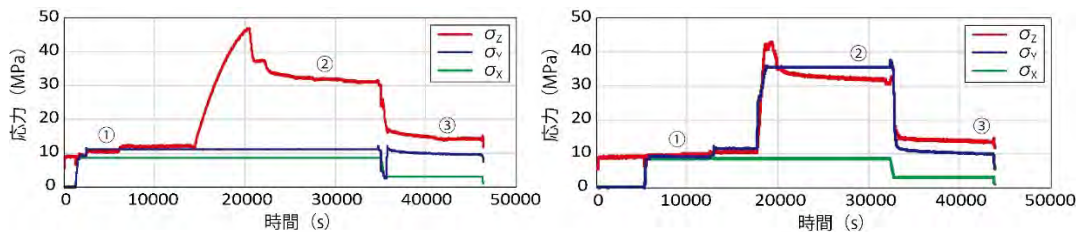


図 5.2.2-3 载荷応力の時刻歴. 左：ケース1(一軸圧縮卓越応力場), 右：ケース2(二軸圧縮卓越応力場) 図中の①,②,③は透水試験を行った時刻及び応力状態を示す。

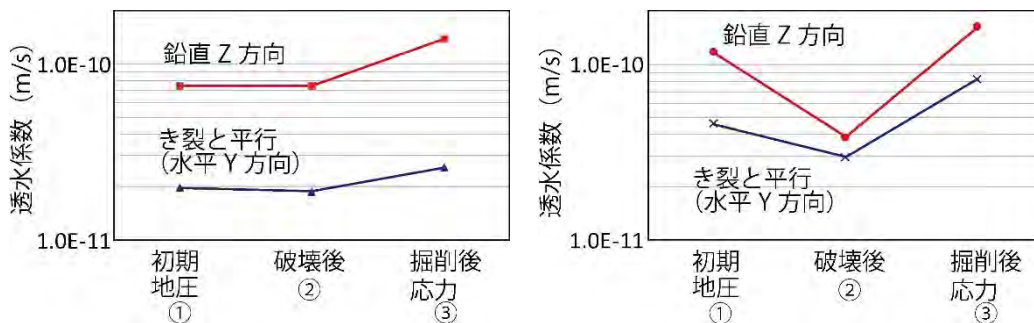


図 5.2.2-4 各段階における透水係数測定結果. 左：ケース1(一軸圧縮卓越応力場), 右：ケース2(二軸圧縮卓越応力場)

#### 5.2.2.4 力学・水理学特性モデル化のための課題の抽出

本項では、堆積軟岩の水理-力学特性をモデル化するために、これまでの研究を整理し課題の抽出を行った結果を取りまとめる。Rutqvist et al. (2009)<sup>21)</sup>は、DECOVALEX プロジェクトの一環として、廃棄物周辺の熱-水-応力連成解析(THM)について、複数の解析手法の比較を行っている。対象岩盤として、比較的浅い不飽和な火山岩及び飽和した結晶質岩についてそれぞれの違いを比較している。透水係数の変化に影響を与える要因として、廃棄体の発熱による岩石の膨潤とそれによるき裂幅の減少を挙げている。き裂を有する岩石の応力と透水係数の関係性については、原位置試験の結果から必要な解析パラメータを設定している。

富田(2008)<sup>26)</sup>は、堆積軟岩の時間依存性挙動に着目し、拘束圧及びひずみ速度依存性のモデルとして、ひずみ軟化型弾粘塑性水-土連成解析モデルを提案し、試験結果の再現を行っている。提案したモデルを用いて堆積軟岩の坑道の掘削に関する二次元解析を行っており、間隙水圧の影響について言及している。さらに、富田ほか(2007b)<sup>11)</sup>では、青森県六ヶ所村の余裕深度処分埋設施設の調査の一環として掘削された試験空洞において、掘削時に間隙水圧を測定しており、切羽が侵入する際に間隙水圧が上昇していることを報告している(図 5.2.2-5)。これは、切羽が侵入する際に一時的に非排水状態になり、間隙水圧が上昇したためだと考えられる。測定されている間隙水圧は岩石の破壊に大きく寄与するほどの値ではなかったものの、より圧力の高い深度や、壁面直近ではより高い間隙水圧が計測される可能性がある。Wild and Amann (2018a<sup>12)</sup>,b<sup>13)</sup>)はオパリナス粘土を対象に、排水条件の違いが間隙水圧に与える影響について検討し、圧密の状態が破壊前後のダイレイタンスー挙動及び破壊後の軟化挙動に影響を与えるとしている。また、掘削にともなう応力経路の変化が間隙水圧に与える影響を解明するために室内実験を行い、坑道壁面を模擬した応力経路の違いによって、間隙水圧が増減することを報告している。

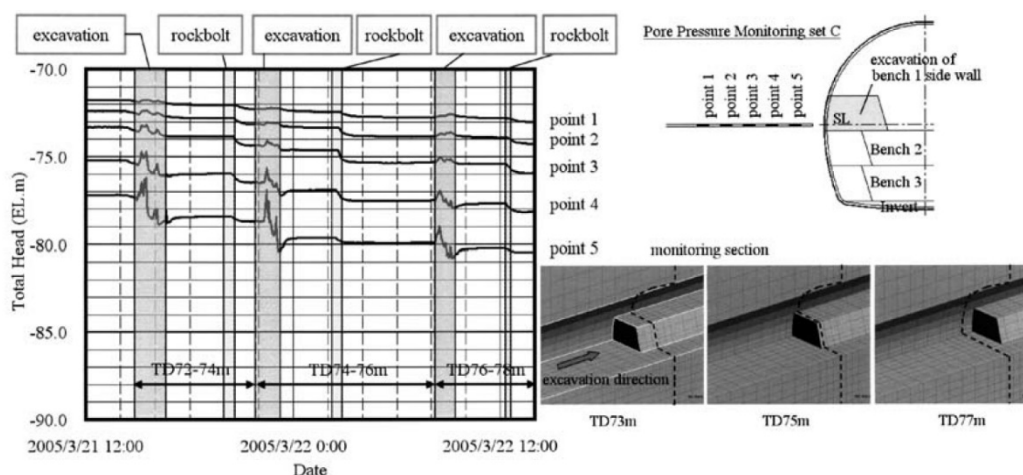


図 5.2.2-5 掘削地の壁面近傍の全水頭の測定(富田ほか,2007b に一部追記)

Popp et al. (2008)<sup>27)</sup> はモンテリのオパリナス粘土を対象に、円柱三軸試験と一面せん断試験を実施し、層理面がダイレイタンスー挙動やせん断強度に与える影響を広範囲の応力状態について検討している。粘土岩における力学・水理学特性モデルについては、多孔質な母岩と層理面の影響が大きく、き裂と水理特性の連成挙動を構築することの難しさに言及している。室内試験に基づいて、岩盤の硬化軟化挙動とダイレイタンスー効果を取り入れた粘弾性弾塑性モデル、及び層理面のせん断強度の軟化を取り入れた変位速度依存性のある構成モデルを提案している。

Tang et al.(2002)<sup>28)</sup>や Asahina et al.(2018)<sup>29)</sup>は、砂岩の室内実験で得られた応力-ひずみ、及びひずみ-透水係数の関係から、岩石モデルを作成し、数値計算によってそれらの挙動がある程度模擬することが可能であることを示した(図 5.2.2-6 及び図 5.2.2-7)。き裂が発生していない要素については、実験で得られた応力と透水係数の測定値をそのまま近似し、き裂が発生した要素については、損傷度合いやき裂の開口幅に伴って透水係数が変化するように設定されている。室内実験では、荷重の初期段階は圧縮によって透水係数が減少するが、き裂が発生するとともに透水係数が上昇し始め、マクロき裂が繋がるピーク応力以降は透水係数も最大値となっている。これらの室内実験で得られた水理-力学連成挙動の測定結果をモデル化し、数値計算によってある程度再現することができることを示している。しかし、前項の幌延の稚内層珪質泥岩の

実験結果が示すとおり、このようなき裂の進展が直接透水係数の上昇に繋がらないような堆積軟岩では、構成粒子の形状や組成の違いによる岩石固有の応力と透水係数の関係を示すパラメータが必要である。

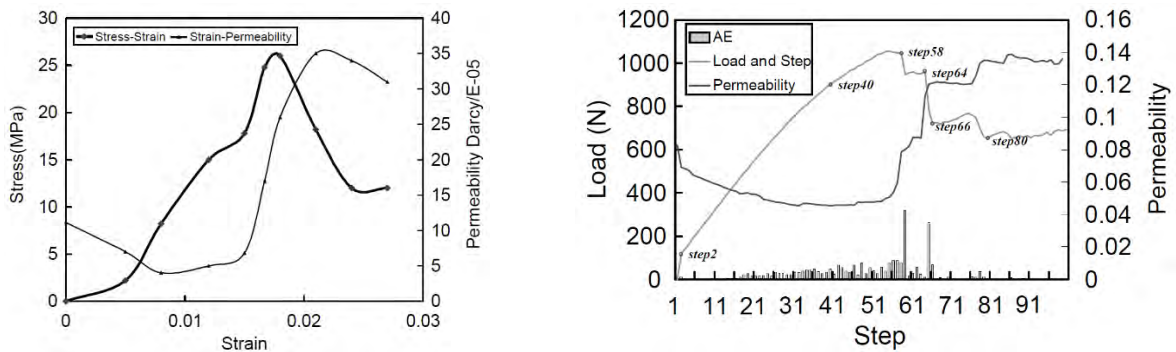


図 5.2.2-6 左：一軸圧縮試験における応力・透水係数とひずみの実験結果(砂岩), 右：F-RFPA<sup>2D</sup> (有限要素法をベースとした解析手法)の解析結果(Tang et al., 2002)

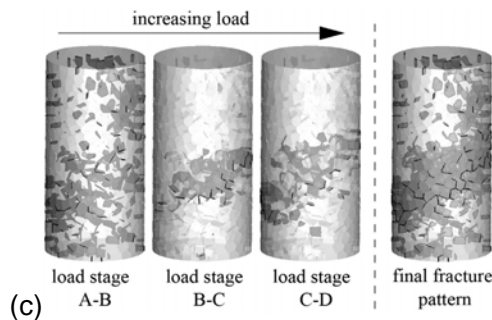
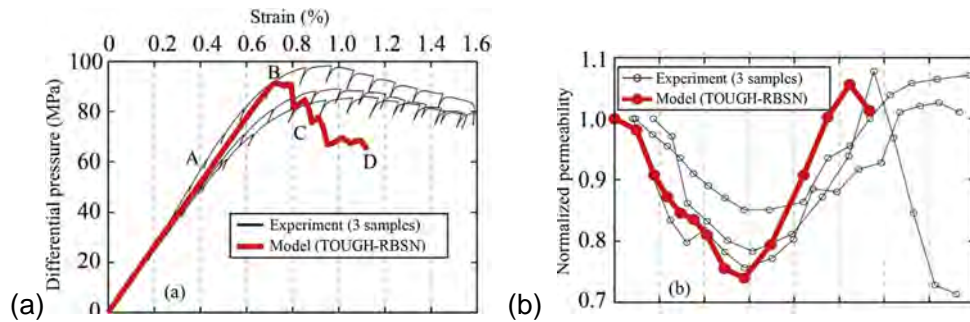


図 5.2.2-7 白浜砂岩を対象とした三軸圧縮試験結果及び解析結果(剛体-バネモデルをベースにした解析手法) (a)差応力-ひずみ関係, (b)透水係数-ひずみ関係, (c)それぞれの応力レベルにおける破壊の進展状況(Asahina et al., 2018)

【処分事業における研究成果の意義】

放射性廃棄物を処分するための坑道等の掘削によって岩盤応力が解放された場合、物質移行経路となり得る掘削影響領域が形成される可能性がある。こうした掘削影響領域は、廃棄物埋設地の外への放射性物質の漏えいの経路となりうるため、掘削影響領域の発生メカニズムや発生領域（坑道壁面からの深さ等）を適切に把握する必要がある。そのためには、坑道掘削時の岩盤の力学的状態の変化とそれに伴う水理学的特性の変化について科学的・技術的知見を取得し、掘削影響領域を適切に把握・評価する必要がある。

本研究の成果により、岩盤の応力解放を想定した既往の力学構成モデルが抽出でき、廃棄物埋設地に対する坑道掘削への適用性について整理することができた。さらに、力学構成モデル



と水理学特性の連成モデルを構築するための応力解放と水理学特性変化を模擬した試験により、力学及び水理学特性のそれぞれの評価手法の確立に向けた今後取り組むべき研究課題を抽出することができた。本研究の成果は、原子力規制委員会が整備する中深度処分の廃棄物埋設地及び坑道の議論に必要な科学的技術的根拠を与え、廃棄物埋設施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則及び審査ガイド等に反映されることが期待される。

### 【残された課題】

これまでの坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学特性に関する研究を踏まえ、残された課題を以下に示す。

#### 中間主応力の違いによる岩石の損傷状態が水理特性に与える影響に関する検討

これまでの研究により、中間主応力が岩石の強さ等の力学的特性に影響を与えることが分かっている。しかし、中間主応力が岩石の損傷状態及び水理学的特性に与える影響についてはほとんど研究されていない。本研究においても、中間主応力を変化させ透水係数の計測を行ったが、より実験データを拡充する必要がある。例えば、切羽進入に伴う応力の回転をより忠実に再現した応力場において、透水係数の異方性が連続的にどのように変化していくのかこれまで計測された例はない。また、層理面や既存き裂の存在が、中間主応力の変化及びそれに伴う透水性の変化にどのように寄与するのか実験・解析において検討された例は少ない。埋設地における3軸応力状態が、坑道掘削時の地盤の変形、掘削影響領域(岩盤損傷を含む)、及び水理特性に与える影響やその将来的な変化に対する応答を明らかにすることで、掘削影響領域のより適切な評価が可能となる。

#### 間隙水圧が掘削影響領域に与える影響

上述したように、坑道掘削による岩盤の変形・応力の変化によって、坑道壁面が一時的な非排水状態になり、掘削中及び掘削直後は間隙水圧が上昇することが原位置試験で計測されている。しかし、原位置で計測している間隙水圧の増加が、坑道掘削に伴う岩盤のゆるみやき裂の発生にどのような影響を与えるのかこれまで詳しく検討されていない。加えて、原位置における間隙水圧の測定(特に掘削影響領域を形成する坑道壁面極近傍)は難しく、間隙水圧と岩盤の応力・変形との相互作用についての検討は不十分である。掘削に伴う切羽の進入による間隙水圧の上昇と岩盤の強度に与える影響を、原位置試験、室内試験、及び数値計算によって検討する必要がある。特に、堆積軟岩は剛性が低く透水係数も低いいため、有効応力が減少しやすい。堆積軟岩を対象として、有効応力によって定式化した構成則を考案する必要がある。

#### 原位置の岩盤と室内試験の岩石の破壊強度の違いに関する検討

これまでの原位置の計測や実験的検討から、原位置の岩盤の破壊強度は、室内岩石試験の一軸圧縮強度の約0.4倍になるとされている。しかし、この原因についてはいまだ明らかにされていない。原位置の岩盤の破壊強度は様々な要因によって影響を受ける。既往の研究では、既存き裂の存在、高封圧から低封圧状態に移行したときのき裂の進展促進、切羽進入に伴う応力の回転、間隙水圧の上昇、座屈の影響、掘削速度、振動の影響等が議論されている。これら様々な現象は、坑道掘削壁面近傍の応力場の変動やき裂の形成に影響を及ぼしていると考えられるが、各要因の影響度合いについて報告された例はなく、今後検討すべき課題といえる。

#### 坑道の掘削方向と形状、地質等の関係

上述した力学的特性以外にも、掘削影響領域の形成には様々な要因が関わっている。例えば、層理面や堆積層等の地質的な特徴や、掘削方法、坑道の断面形状等は、掘削影響領域の形成に



影響を与える。これらの要因を総合的に評価し、長期の処分事業において掘削影響領域の影響が最も小さくなるような掘削の設計に関する研究は少ない。これらの影響を適切に岩盤の力学・水理学特性のモデルに組み込み、坑道周辺の損傷及び水理特性を評価することが必要である。

#### 【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 年度原子力規制庁委託成果報告書 廃棄物埋設における自然事象等を考慮した地盤の性能評価に関する調査, 385p.
- 2) 青柳和平・石井英一・石田 毅 (2017) 幌延深地層研究センターの 350m 調査坑道における掘削損傷領域の破壊様式の検討. *journal of MMIJ*, 133(2), 25–33.
- 3) 郷家光男・多田浩幸・瀬野康弘・中間茂雄・佐藤稔紀 (2006) 瑞浪超深地層研究所の研究坑道における掘削損傷領域を考慮した掘削影響解析. *トンネル工学論文集*, 16, 35–45.
- 4) 富田敦紀・蛭名孝仁・戸井田克, 白鷺 卓・岸田 潔・足立紀尚 (2007a) 低拘束圧下における堆積軟岩空洞の破壊現象の考察. *土木学会論文集C*, 63(4), 1054–1064.
- 5) Nguyen, T. S., Li, Z., Su, G., Nasser, M. H. B., Young, R. P. (2018) Hydro-mechanical behavior of an argillaceous limestone considered as a potential host formation for radioactive waste disposal. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 10, 1063–1081.
- 6) Tsang, C. F., Bernier, F. Davies, C. (2005) Geohydronechanical processes in the Excavation Damaged Zone in crystalline rock, rock salt, and indurated and plastic clays—in the context of radioactive waste disposal. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42, 109–125.
- 7) Martin, C. D. (1997) Seventeenth Canadian Geotechnical Colloquium: The effect of cohesion loss and stress path on brittle rock strength. *Canadian Geotechnical Journal*, 34, 698–725.
- 8) Cai, M., Kaiser, P. K. (2014) In-situ Rock Spalling Strength near Excavation Boundaries. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 47, 659–675.
- 9) Diederichs, M. S. (2007) The 2003 Canadian Geotechnical Colloquium: Mechanistic interpretation and practical application of damage and spalling prediction criteria for deep tunnelling. *Canadian Geotechnical Journal*, 44(9), 1082–1116.
- 10) Eberhardt, E. (2001) Numerical modelling of three-dimension stress rotation ahead of an advancing tunnel face. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38, 499–518.
- 11) 富田敦紀・森川誠司・田部井和人・白鷺 卓・蛭名孝仁・岸田 潔・足立紀尚 (2007b) 堆積岩空洞掘削時の間隙水圧の計測と数値解析的検討. *材料*, 56(9), 813–819.
- 12) Wild, K. M., Amann, F. (2018a) Experimental study of the hydro-mechanical response of Opalinus Clay – Part 1: Pore pressure response and effective geomechanical properties under consideration of confinement and anisotropy. *Engineering Geology*, 237, 32–41.
- 13) Wild, K. M., Amann, F. (2018b) Experimental study of the hydro-mechanical response of Opalinus Clay – Part 2: Influence of the stress path on the pore pressure response. *Engineering Geology*, 237, 92–101.
- 14) Olsson, W. A. (1991) The compressive strength of tuff as a function of strain rate from 10<sup>-6</sup> to 103/sec. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 28(1), 115–118.
- 15) Laigle, F. (2006) Short-term and delayed behaviors of underground openings—field observations and numerical simulations. In: Hart, P., Varona, P. (Eds), *Proceedings 4th International FLAC Symposium, Madrid, Paper No. 02-08*.

- 16) Wang, H., Dyskin, A., Dight, P., Pasternak, E., Hsieh, A. (2020) Review of unloading tests of dynamic rock failure in compression. *Engineering Fracture Mechanics*, 225, 106289.
- 17) Wu, H., Pollard, D. D. (1992) Propagation of a set of opening - mode fractures in layered brittle materials under uniaxial strain cycling. *Journal of Geophysical Research*, 97(B3), 3381–3396.
- 18) Diederichs, M. S., Kaiser, P. K., Eberhardt, E. (2004) Damage initiation and propagation in hard rock during tunneling and the influence of near-face stress rotation. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41, 785–812.
- 19) Lisjak, A., Tatone, B. S. A., Mahabadi, O. K., Grasselli, G., Marschall, P., Lanyon, G. W., de la Vaissière, R., Shao, H., Leung, H., Nussbaum, C. (2016) Hybrid Finite-Discrete Element Simulation of the EDZ Formation and Mechanical Sealing Process Around a Microtunnel in Opalinus Clay. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 49, 1849–1873.
- 20) Tsang, C. F., Stephansson, O., Jing, L., Kautsky, F. (2009) DECOVALEX Project: from 1992 to 2007. *Environmental Geology*, 57, 1221–1237.
- 21) Rutqvist, J., Barr, D., Birkholzer, J. T., Fujisaki, K., Kolditz, O., Liu, Q. S., Fujita, T., Wang, W., Zhang, C. Y. (2009) A comparative simulation study of coupled THM processes and their effect on fractured rock permeability around nuclear waste repositories. *Environmental Geology*, 57, 1347–1360.
- 22) Garitte, B., Shao, H., Wang, X. R., Nguyen, T. S., Li, Z., Rutqvist, J., Birkholzer, J., Wang, W. Q., Kolditz, O., Pan, P. Z., Feng, X. T., Lee, C., Graupner, B. J., Maekawa, K., Manepally, C., Dasgupta, B., Stothoff, S., Ofoegbu, G., Fedors, R., Barnichon, J. D. (2017) Evaluation of the predictive capability of coupled thermo-hydromechanical models for a heated bentonite/clay system (HE-E) in the Mont Terri Rock Laboratory. *Environmental Earth Sciences*, 76, 64.
- 23) Sato, T., Kikuchi, T., Sugihara, K. (2000) In-situ experiments on an excavation disturbed zone induced by mechanical excavation in Neogene sedimentary rock at Tono mine, central Japan. *Engineering Geology*, 56, 97–108.
- 24) Bossart, P., Meier, P. M., Moeri, A., Trick, T., Mayor, J. C. (2002) Geological and hydraulic characterisation of the excavation disturbed zone in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory. *Engineering Geology*, 66, 19–38.
- 25) Bossart, P., Trick, T., Meier, P. M., Mayor, J. C. (2004) Structural and hydrogeological characterisation of the excavation-disturbed zone in the Opalinus Clay (Mont Terri Project, Switzerland). *Applied Clay Science*, 26, 429–448.
- 26) 富田敦紀 (2008) 堆積軟岩空洞の堀削損傷領域評価に関する研究. 京都大学博士学位論文.
- 27) Popp, T., Salzer, K., Minkley, W. (2008) Influence of bedding planes to EDZ-evolution and the coupled HM properties of Opalinus Clay. *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, S374–S387.
- 28) Tang, C.A., Tham, L.G., Lee, P.K.K., Yang, T.H., and Li, L.C. (2002) Coupled analysis of flow, stress and damage (FSD) in rock failure. *Int. Jour. Rock Mechanics Mining Sciences*, 39, 477-489.
- 29) Asahina, D., Pan, P., Tsusaka, K., Takeda, M., Bolander, J. E. (2018) Simulating hydraulic fracturing processes in laboratory-scale geological media using three-dimensional TOUGH-RBSN. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 10, 1102–1111.



## 5.2.3 廃棄物埋設地における岩盤の力学的状態と水理学的特性 — 化学的浸透圧 —

## 【処分事業における役割】

中深度処分においては、天然バリア中の地下水を介した核種の移行が設計を逸脱しないことを確認しなくてはならない。このためには、通常の重力流に従う地下水流動から乖離した異常間隙水圧の成因となるプロセスとその将来にわたる予測が必要となる。事業者が行う核種の移行評価では、廃棄物埋設の敷地及びその周辺に係る過去の記録、現地調査等の最新の科学的・技術的知見と廃棄物埋設施設の基本設計に基づいて、各種のシナリオに基づいた評価を行うが、異常間隙水の成因に関しては、資源開発や地殻変動に関連した研究・調査が多く、地下水流動が重力流にも影響を受ける処分深度相当の岩盤及び地盤等を対象とするものは少ない。ここでは、事業者が行う核種の移行評価において、異常間隙水圧の成因について適切に検討されているかを判断するために、国内外の処分深度相当における異常間隙水圧の成因となるプロセスを検討し、中でも、その地下水流動評価における影響が大きいにも拘わらず十分に研究が行われていない化学的浸透による異常間隙水圧についての研究成果を取りまとめた。

## 【研究成果の概要】

## 5.2.3.1 はじめに

地下水を介した核種の移行評価では、地下水流動の現況把握・将来予測が必要である。放射性廃棄物処分の候補となる地層は、結晶質岩と堆積岩に分類されるが、堆積岩地域では地表高低差と地層構造に従う重力流では説明のつかない異常間隙水圧が観測されることがある。核種移行評価における不確実性を低減するためには、そのような異常間隙水圧の成因を特定し、その影響を解析上考慮しなくてはならない。これまでに、堆積岩地域における異常間隙水圧の成因として、地殻運動・圧密・鉱物脱水反応が考えられているが、これらの現象は、地層の体積変形または鉱物からの脱水によるものであり、異常間隙水圧が発生する地層の体積変形(空隙)以上の余剰水が発生することなく、それが異常間隙水圧を発生させたとしても、その期間はその現象が続く間に限られる。また、現象の進む速度と地層の透水性の比によっては、異常間隙水圧を生じないことも知られている<sup>1)</sup>。従って、前述の現象が終了した後は、地質学的時間スケールで考えれば、それらに起因して発生した異常間隙水圧はすみやかに消散すると考えられる(表 5.2.3-1)。

表 5.2.3-1 異常間隙水圧を発生させる現象

現象	成因	地下水流動	異常間隙水圧の継続時間
地殻変動・圧密	間隙の圧縮	間隙水圧の圧力勾配	・現象が発生する間 ・地質学的には短期
鉱物脱水反応	間隙水の増加		
化学的浸透	低塩分濃度を賦存する地層からの地下水の移動	化学ポテンシャル勾配と圧力勾配に従う2つの流動	・塩分濃度勾配が持続する間 ・地質学的には長期

一方、堆積岩地域の泥質岩層の異常間隙水圧の発生機構として、他の流動性の高い地層から地下水を呼び込む化学的浸透が従来から提唱されている(表 5.2.3-1)。化学的浸透とは、水分子が半透膜を介して塩分濃度差(化学ポテンシャル差)を補完するように塩分濃度の低い水から高い水へと移動する現象である。半透膜性が粘土鉱物に備わっていることは古くから知られており、近年になって粘土鉱物を含む泥質岩にもその性質が備わっていることが明らかにされている<sup>2)</sup>。従って、海成起源の泥質層が遺留水として塩分濃度の高い間隙水を賦存し、それよ

り浅所の地層が天水起源の地下水にさらされる水理地質環境では、化学的浸透が浅所から水分子を引き寄せ、間隙中の水の増分が異常間隙水圧として発現する可能性がある(図 5.2.3-1)。その様にして発生する浸透圧が持続するには、地層間の塩分濃度差が長く保たれることが必須条件であるが、堆積岩地域の地下数百メートルの間隙水が高い塩分濃度を示すことは多い。例えば、北海道幌延地域では、泥質岩層中に海水の 1/2 程度の塩分を含む間隙水が存在している<sup>3)</sup>。これは、同地域における地層が堆積した当初から遺留水として海水を賦存してきたためと考えられており、このような地域においては化学的浸透によって浸透圧が地質学的時間スケールで保たれている可能性がある。事実、同地域においては、他の現象によって説明のつかない数十メートル水頭の異常間隙水圧が観測されている。

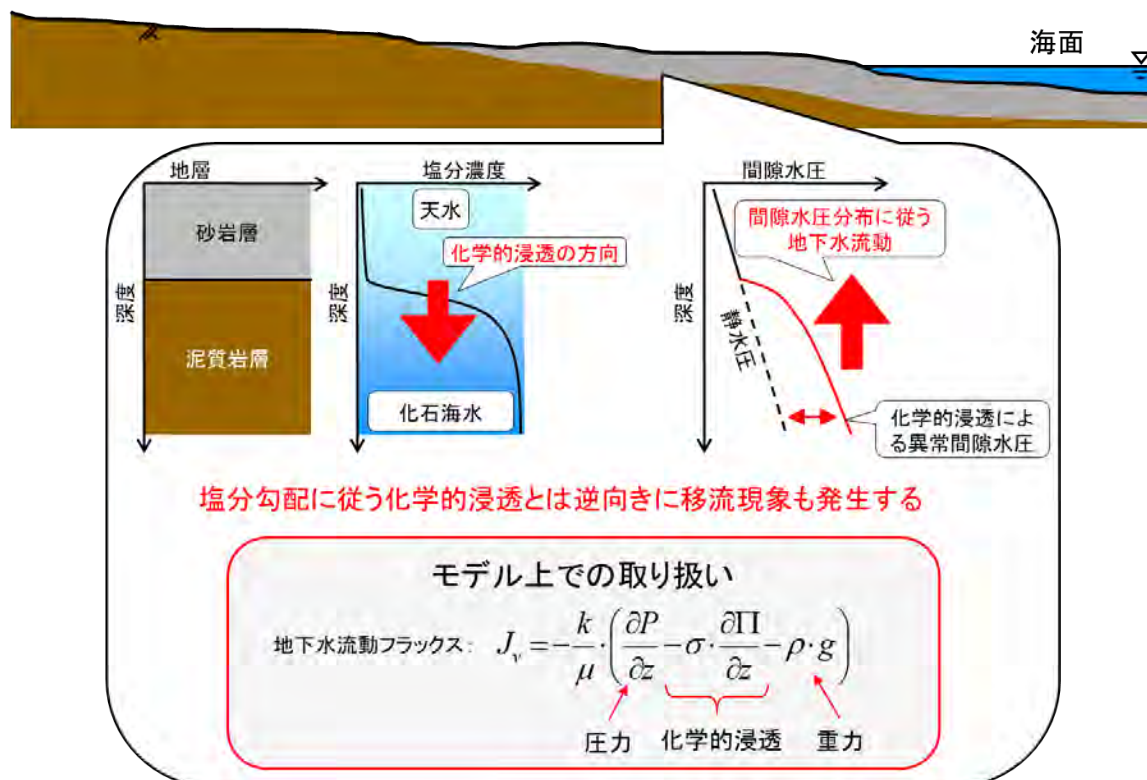


図 5.2.3-1 沿岸域の海成堆積岩地域における化学的浸透と移流現象の発生方向

このような背景から、泥質岩層への放射性廃棄物処分を計画する諸外国では、異常間隙水圧の成因として泥質層中における化学的浸透に関する研究が盛んに行われてきた<sup>4),5),6),7)</sup>。しかしながら、原位置地層において観測されている異常間隙水圧が完全に浸透圧によるものであるとする報告はない。この一因には、泥質岩の半透膜性を正確に測定する方法が確立されていなかったことに加え、系統立てた研究がなされず、原位置観測・岩石コア実験等の結果を有機に活用する地層浸透圧の評価手法が確立されていなかったことがある。また、従来の研究では指摘されていないが、地層浸透圧は、低塩分濃度の間隙水から高塩分濃度の間隙水へと水分子を移動させる化学的浸透と、それとは逆向する圧力勾配に従う移流現象の動的平衡状態で保たれ、それらの逆行する2つの流れは、岩石中の別々の空隙、すなわち化学的浸透は半透膜として機能する粘土粒子間、移流現象は電荷を有さない鉱物間で発生する。その結果、浸透圧を保持する泥質岩層からは、透水性の高い塩分濃度の地下水を賦存する地層、すなわち地表への移流現象を誘発することとなり、放射性廃棄物の処分に際しては精緻な調査が必要となる(図 5.2.4-1)。従って、国土が海洋で囲まれ、地下深部と浅所の間で塩分勾配が生じやすい日本では、堆積岩地域の泥質岩層における化学的浸透の発生可能性を明らかにすることは、放射性廃棄物処



分の安全性を検討する上で不可欠である。

本研究課題では、過年度の研究によって、主に以下の 3 つの課題について研究を実施した。

- (1) 泥質岩の半透膜性・透水性・拡散性を同一の岩石試料から測定する手法・装置を開発した。これらを北海道幌延地域に分布する珪質泥岩に適用した結果、岩石中での化学的浸透とそれに誘発される移流現象は、それぞれ異なる空隙で発生していることが示唆された<sup>8)</sup>。
- (2) 同岩石の半透膜性の応力履歴への依存性を実験的に調査し、地層中で通常過圧密状態である堆積岩の半透膜性は応力に従って可逆的に変化することを初めて明らかにした<sup>9)</sup>。
- (3) 地層スケールでの浸透圧の評価手法を独自に開発し、北海道幌延地域の間隙水塩分濃度、岩石の半透膜性等の水理パラメータ、および物理的・化学的特性値のプロファイルから、化学的浸透によって、同地域で観測されている異常間隙水圧と同等の浸透圧が発生し得ることを明らかにした<sup>10)</sup>。

### 5.2.3.2 泥質岩の半透膜性・透水性・拡散性の測定技術の開発

本研究では、化学的浸透による地層浸透圧が、化学的浸透とそれに誘発され逆向して発生する移流の動的平衡状態で保たれることを岩石スケールで再現する実験手法・解析手法・実験装置の開発を行った。透水性の異なる複数の泥質岩に対して実験を行った結果、透水係数と反射係数(半透膜性を表すパラメータ)が逆相関していることが明らかとなり、化学的浸透が有意な浸透圧を発生させる目安として泥質岩の透水係数が  $10^{-11}\text{m/s}$  (固有浸透率では  $10^{-18}\text{m}^2$  程度) 以下であることが示された(図 5.2.3-2)。また、岩石の空隙性状と半透膜性・透水性・拡散性を対比した結果、化学的浸透は半透膜として機能する粘土粒子間のナノポアにおいて発生し、移流・拡散現象は電荷を有さない鉱物間で発生する事が示唆された(図 5.2.3-3)。これは透水性の小さな泥質岩が有意な半透膜性を示すことを説明するが、逆に、透水性の大きな泥質岩では、化学的浸透による低塩分濃度水の化学ポテンシャルが圧力ポテンシャルを介さず、高塩分濃度水の水の増分として直接転移することも意味する。これは、実験において有意な浸透圧を示さない泥質岩においても、化学的浸透に逆向する方向への準静的な水の移動が起こり得ることを意味し、地層中においては、有意な浸透圧を発生させる泥質岩と同様に泥質岩層から他の高透水層へ核種を移行させる作用を有することに繋がる。従って、今後はそのような化学的浸透と逆向する準静的な水の移動量が地下水を介した核種の移行においてどの程度影響するのかを定量化する必要がある。

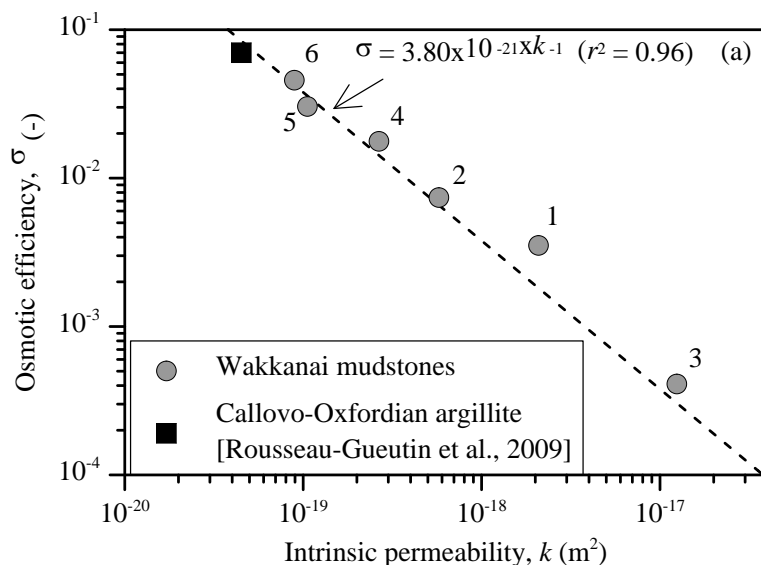


図 5.2.3-2 稚内層珪質泥岩から測定された固有浸透率と反射係数の関係

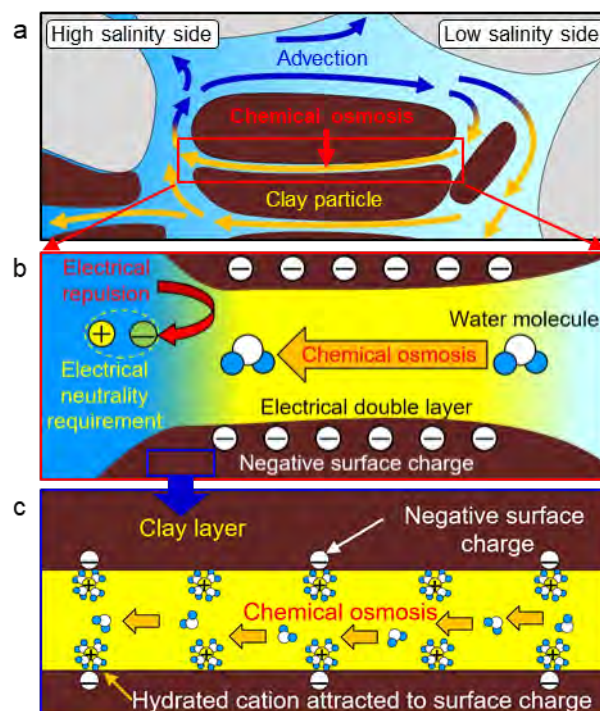


図 5.2.3-3 稚内層珪質泥岩の水理試験・TEM 観察結果から推定される化学的浸透と移流が発生する空隙のイメージ。

(a) 塩分濃度勾配下において粘土粒子間に発生する化学的浸透と化学的浸透に誘発されて近傍の鉱物間（非帯電）で発生する移流現象。 (b) 粘土鉱物間の半透膜性の発生機構。粘土粒子表面間に形成される電気二重層の重なりによって陰イオンの移動が阻害され、陽イオンはバルク水の電気的中性を保つためバルク水に留まる。電気的に中性な水分子は化学ポテンシャル差に従って低塩分濃度水から高塩分濃度水のバルク水へと移動する。 (c) 粘土粒子内のシート間での化学的浸透の発生。半透膜性・化学的浸透の発生機構は (b) と同様。

### 5.2.3.3 泥質岩の半透膜性の応力履歴への依存性の評価

諸外国の泥質岩層を対象とする既往研究では、水理パラメータの応力依存性を考慮せずに、室内実験では現在の有効応力、ボーリング孔を利用する原位置実験では、裸孔となった孔壁の応力開放の影響を無視して半透膜性の測定が行われてきた。本研究では、泥質岩の透水性・拡散性が応力に顕著に依存すること、また、多くの堆積岩地域は隆起後の上載層の削剥によって過圧密状態にあることを踏まえ、(1)で開発した実験装置を用いて泥質岩の半透膜性の応力履歴への依存性を明らかにした。その結果、過去の最大埋没深度における有効応力を載荷した後の半透膜性は、過圧密状態の岩石の力学的変形挙動と同様に、応力に従って可逆的に変化することが明らかとなった(図 5.2.3-4)。また、北海道幌延地域の珪質泥岩では、単に現在の有効応力を載荷した状態の半透膜性は応力履歴に従って評価される半透膜性の半分程度まで過小評価される可能性が示された。

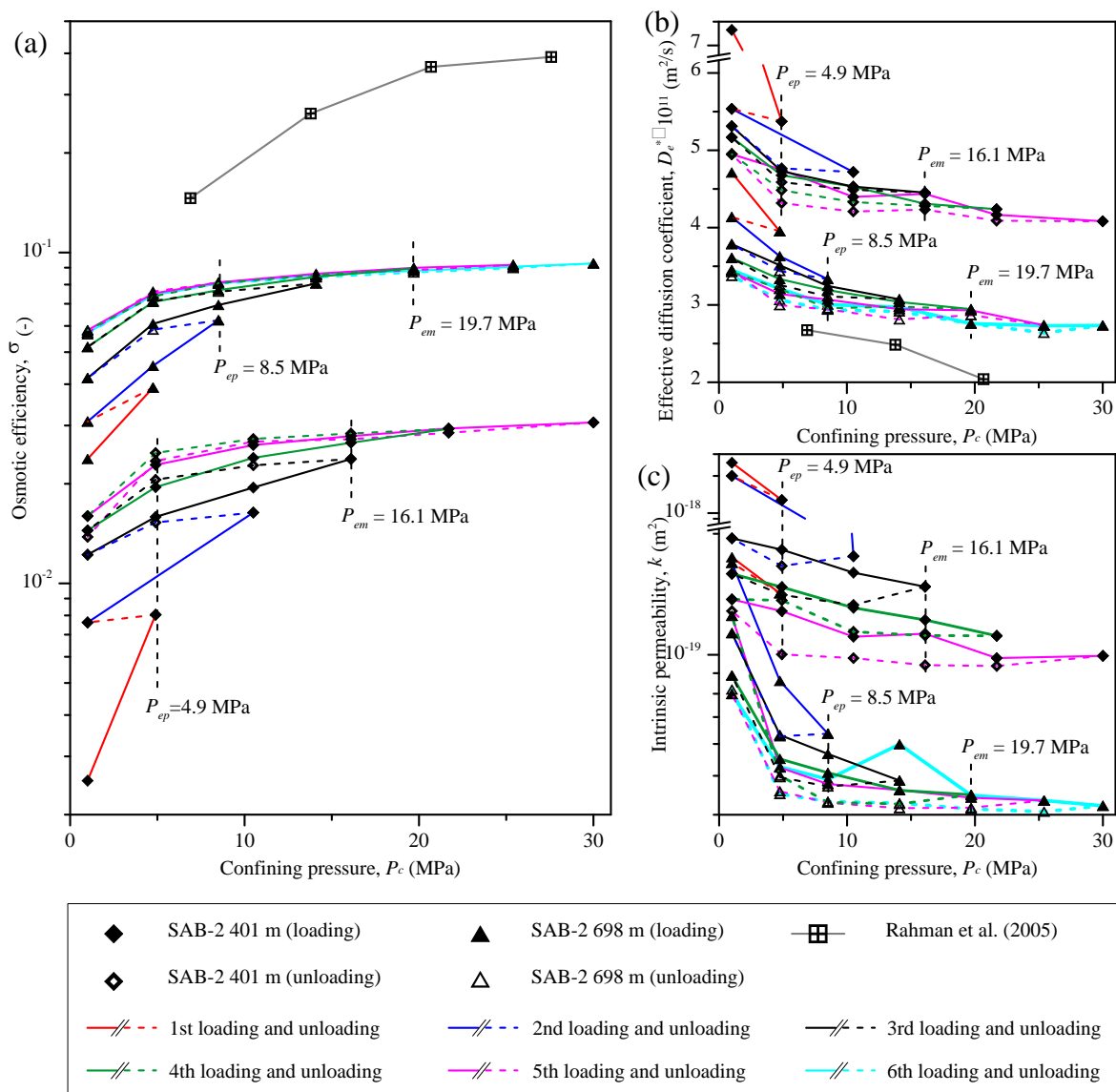


図 5.2.3-4 稚内層珪質泥岩から測定された(a)反射係数, (b)実効拡散係数, (c)固有浸透率の応力履歴への依存性

### 5.2.3.4 地層浸透圧の評価手法の開発

これまでフランスの Callovo-Oxfordian (COx) 泥質岩層, スイスにおける Opalinus 泥質岩層などで地層浸透圧の発生可能性が検討されてきているが, これらの調査地では, 原位置で観測されている異常間隙水圧が完全に浸透圧であるとの報告はない (COx の異常間隙水圧の一部は浸透圧と考えられている)。両泥質岩の鉱物組成, 電気化学的特性, 透水性, 空隙性状などを (1) 及び (2) で得られた北海道幌延地域の珪質泥岩と比較すると, 粘土鉱物でも半透膜性を発揮しやすいスメクタイトを含有し, 低い透水性を有するなど, 半透膜性を発揮するには有意な状態であるにも関わらず室内・原位置実験での半透膜性は小さく評価されている。これは, 先に述べたように, 系統立てた研究が実施されていないことが一因にある。例えば, 室内実験では地層の過去の応力履歴を考慮せずに半透膜性が測定されており, 原位置実験では, 化学的浸透が発生する孔壁数センチがすでにゆるみ領域であることも無視されており, 地層中に存在する泥質岩の半透膜性を測定しているとは言い難い。このようなことを踏まえ, 本研究では, (2) で測定した半透膜性の応力依存性を考慮し, 実験に用いた岩石試料が採取されたボーリング孔から得た岩石試料の物理化学的特性及びボーリング孔で観測された地温・塩分濃度・

間隙水圧のプロファイルについて、同一調査孔から地層浸透圧の評価に必要なデータを整備した(図 5.2.3-5 及び 6)。さらに、地層浸透圧が化学的浸透と移流現象の動的平衡状態で保たれることに着目した評価手法を考案し、整備したデータを用いて同ボーリング孔における地層浸透圧のプロファイルを評価した。その結果、観測されている 23 mH<sub>2</sub>O に及ぶ過剰間隙水圧とほぼ同じ地層浸透圧が発生し得ることが明らかとなった(図 5.2.3-7)。

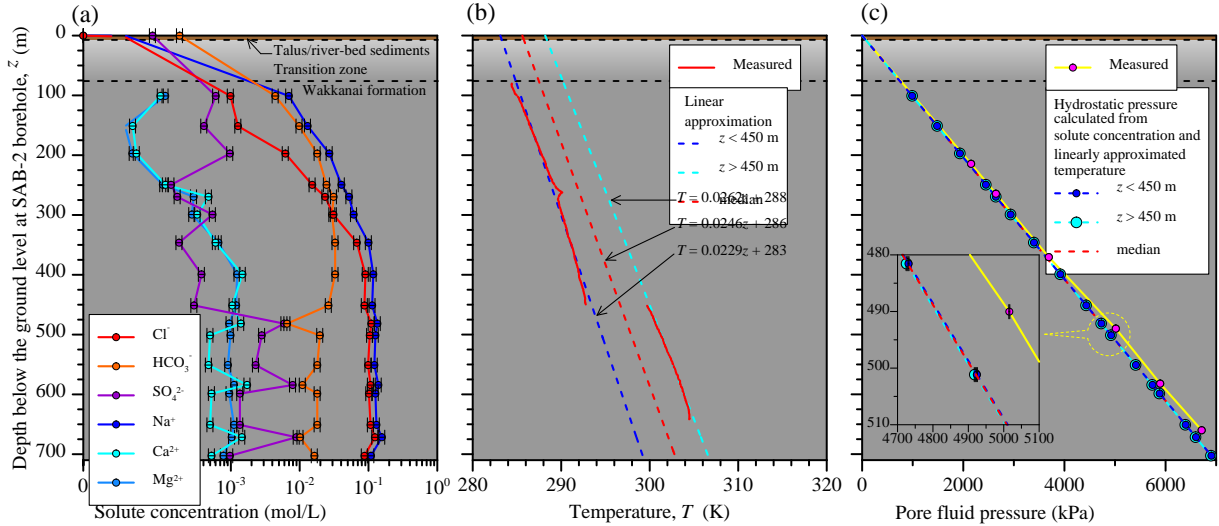


図 5.2.3-5 北海道幌延地域 JAEA ボーリング孔 SAB-2 において観測されている (a)地下水主要溶存物質濃度, (b)地温, (c)間隙水圧分布.

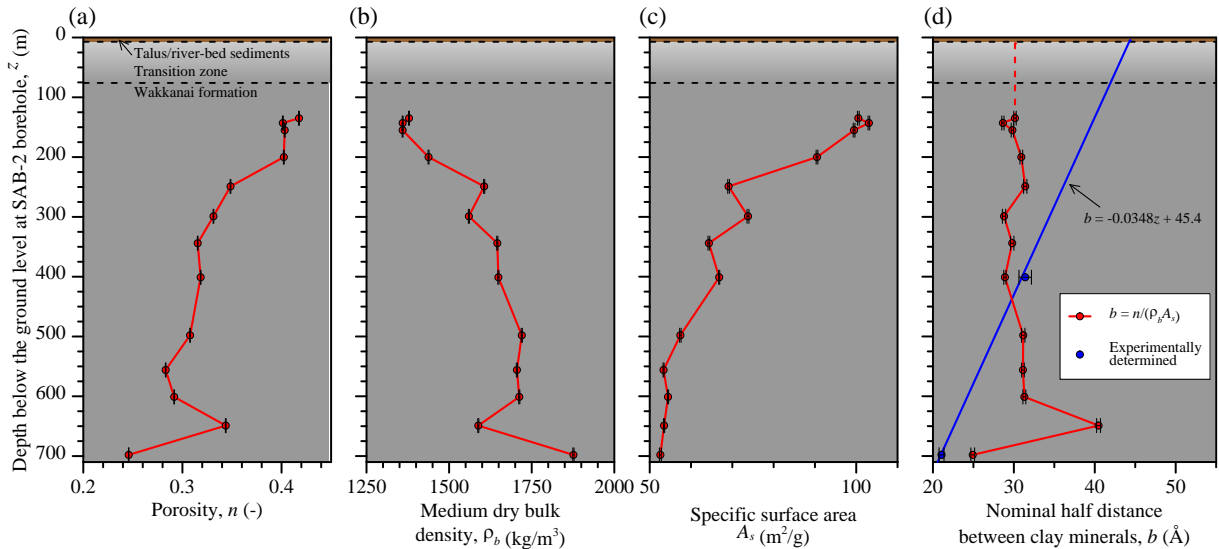


図 5.2.3-6 北海道幌延地域 JAEA ボーリング孔 SAB-2 から採取された岩石試料から測定された(a)空隙率, (b)かさ密度, (c)比表面積, (d)半透膜性の指標となる粘土鉱物間距離

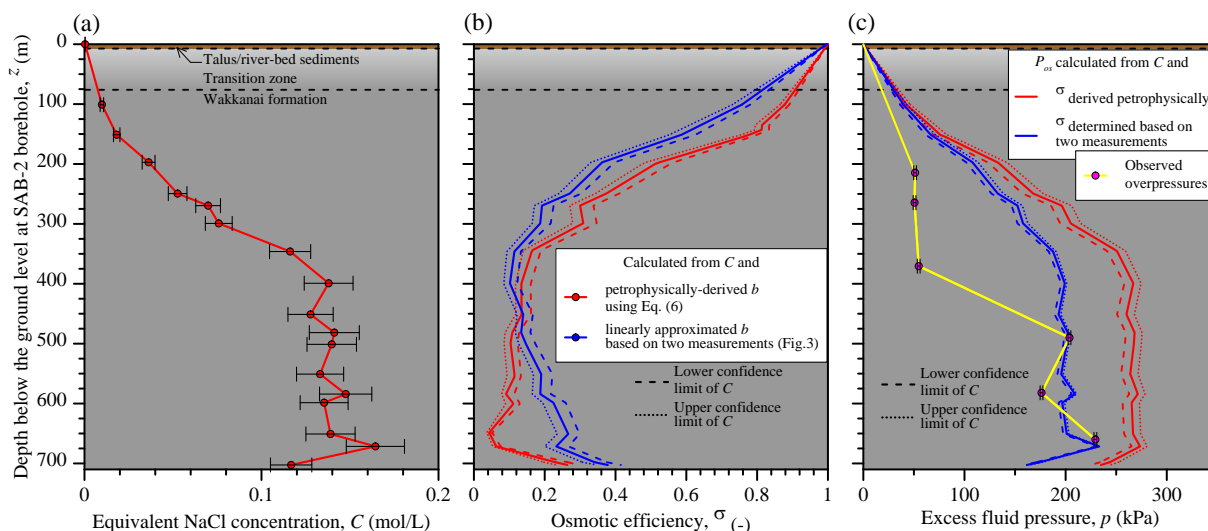


図 5.2.3-7 北海道幌延地域 JAEA ボーリング孔 SAB-2 の観測・測定データから評価した (a)等価塩分濃度, (b)反射係数, (c)地層浸透圧 (最大観測値 230kPa とほぼ同等の浸透圧が発生し得る) .

この研究で示されたデータ整備方法は、標準的な室内分析方法及び原位置検層方法で取得される岩石の物理化学的特性・地下観測データに基づくものであり、浸透圧評価手法も特段複雑な計算を必要としない。つまり、処分候補地に対して予備的な水理地質調査が実施される段階で地層浸透圧の発生可能性を検討することを可能にするものである。ただし、先にも述べたように、地層浸透圧が発生しない場合であっても、泥質岩中の粘土鉱物はその半透膜性によって化学的浸透を発生させるため、これとは逆行する圧力増加を伴わない準静的な水の移動に関しては、物質移行評価モデルを改めて定式化するなどの研究開発が、放射性廃棄物処分の長期安全性評価の重要な課題として残っている。

#### 【まとめと今後の課題】

過年度の研究では、堆積岩地域における化学的浸透による地層浸透圧の発生可能性の検討のために、(1) 泥質岩の半透膜性の測定手法の開発、(2) 地層の応力履歴を考慮した地層中の泥質岩の半透膜性の評価手法の開発、(3) 室内実験・分析及び原位置ボーリング孔検層から得られるデータを有機に活用する地層浸透圧の評価手法の開発を行った。これらの研究の結果、研究対象として選定した北海道幌延地域の稚内層において観測されている異常間隙水圧は化学的浸透によって発生している可能性が高いことが示された。泥質岩層中の異常間隙水圧と同等の地層浸透圧が発生することが示されたのは、国内外においては初めての事例であり、これは、系統立てた研究により得た成果である。一方、一連の研究を進める中で、岩石中では、化学的浸透が粘土鉱物間（及びシート間）で発生し、誘発される移流現象は電荷を帯びない他の造岩鉱物間で発生することが、水理物性値や水銀ポロシメータ、TEM 観察等から示唆されている。

化学的浸透は半透膜を介した水の化学ポテンシャルの転移であり、地層浸透圧も低塩分濃度水の化学ポテンシャルの一部が泥質岩の難透水性と相まって圧力ポテンシャルとして発現しているにすぎず、他のポテンシャル差は移流現象として現れる高塩分濃度水の体積増分として転移されている。従って、地層浸透圧が発現しない泥質岩層では、低塩分濃度水の化学ポテンシャルは直接、高塩分濃度水の体積増分に転移し、準静的な水の移動（化学的浸透と逆方向への移流）を発生することとなる。この準静的な移動は、地下水に溶存する物質を塩分濃度の高い所から低い所へと移動させる可能性があり、放射性廃棄物処分の安全性を検討するた



めには、その現象を解明しておく必要がある。この残された研究課題について、現在取り組むべき事項を以下に示す。

#### (1) 化学的浸透と逆向する物質移行現象の実証

海水—淡水間の塩分濃度差では測定可能な浸透圧を発生しない泥質岩（透水係数では  $10^{-18}$  m/s 以上）中で化学的浸透が発生し、水理的境界がある場合には、化学的浸透とは逆方向に水及び溶存物質が移動することが観測されれば、浸透圧発生を伴わない化学的浸透が物質移行を誘発することを実証することとなる。しかし、これまでに開発した化学的浸透実験では岩石は溶存物質の濃度差にさらされるので、岩石中での拡散現象と化学的浸透による物質移行現象を分けて評価することができない。そこで、トレーサー物質としてトリチウムを用い、化学的浸透が発生しない状況での水の自由拡散係数を反証データとして測定し、その後、高塩分濃度水にトリチウムを加えた塩水にさらし化学的浸透による物質移行を評価することが一案として考えられる。実験手法に関しては、トリチウムの分析が必要となるが、産総研ではトリチウムの分析装置を有しており、実現可能と考えられる。また、間隙水圧を載荷した状態での溶液サンプリングには新しいノウハウが必要ではあるが、拡散実験において同様の機構が採用されている事例があるので技術的には可能と考えられる。

#### (2) 水の拡散現象として化学的浸透を捉える解析モデルの開発

従来の解析モデルでは、実験で所定の塩分濃度差で測定される浸透圧の実効値とその理論値の比として表される反射係数（半透膜性）が用いられてきている。この解析モデルは、浸透圧の評価においては、実験・原位置地層での現象との齟齬を生じないが、浸透圧発生を伴わない化学的浸透を表現できない。これは、化学的浸透が空隙中の流体全体の流れを記述するダルシー則に組み込まれていることに起因しているためである。この問題を解決する方法として、粘土鉱物間での化学的浸透と電荷を有さない造岩鉱物での移流を分けて考える定式化が必要となり、そこでは従来の方法で取得される反射係数ではなく、水の拡散係数を補正するパラメータの導入が必要となる。また、岩石中の空隙を粘土鉱物間と他の造岩鉱物間に分けてそれぞれで水の交換（質量移動）を表現するように **Double-prosity** モデルを採用するなどの工夫も必要と考えられる。過年度の研究で、化学的浸透を水の拡散現象として表現するモデル化を試みたが、実用に至らなかった理由の一つには、空隙空間を分けて考えることが欠けていたためと考えられる。新しい解析モデルを実装する解析コードは水・溶存物質の質量フラックスとして流動を記述する **TOUGH 2** が適切である。遂行に際しては、こうした解析コードに習熟した海外の研究者と連携していくことも視野に入れておく必要がある。

#### 【処分研究としての意義】

事業者が行う核種移行評価では、従来の地球科学、地盤工学、資源開発などの分野で対象とされてきた岩盤や地盤等とは、対象とする地下水流動の深度及び時間スケールが異なり、核種移行評価で考慮すべきプロセスが異なる。そのため、規制当局が事業者の実施する核種移行評価の妥当性を審査するためには、最新の調査・知見に基づく処分深度相当の地下において地下水流動に影響を及ぼすプロセスとその評価上の重要度を事前に把握することが重要である。このために、地下水流動に影響を及ぼすプロセスとして、放射性廃棄物処分を計画する諸外国でも着目されている異常間隙水圧の成因、中でも、特に重要視されている化学的浸透による異常間隙水圧についてとりまとめ、その地下水流動における影響を把握することは、将来の審査ガイドあるいは審査における判断基準策定に不可欠である。また、処分研究では異常間隙水圧の成因として化学的浸透を対象としてきているが、これまでの研究によって、核種移行にも直接影響を及ぼし得る現象として検討すべき課題が残されていることも浮き彫りとなった。

【引用文献】

- 1) Neuzil, C. E. (1995), Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena, *American Journal of Science*, 295, 742–786.
- 2) Neuzil, C. E. (2000), Osmotic generation of ‘anomalous’ fluid pressures in geological environments, *Nature*, 403, 182–184.
- 3) 岩月 輝希, 石井 英一, 新里 忠史 (2009), 北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シナリオの構築, *地学雑誌*, 118, 700–716.
- 4) Horseman, S.T., Harrington, J.F., Noy, D.J., 2007. Swelling and osmotic flow in a potential host rock. *Phys. Chem. Earth* 32 (1–7), 408–420. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.05.003>.
- 5) Garavito, A.M., De Cannière, P., Kooi, H., 2007. In situ chemical osmosis experiment in the Boom Clay at the Mol underground research laboratory. *Phys. Chem. Earth*. 32(1–7), 421–433. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.01.004>.
- 6) Rousseau-Gueutin, P., Gonçalves, J., Cruchaudet, M., de Marsily, G., Violette, S., 2010. Hydraulic and chemical pulse tests in a shut-in chamber imbedded in an argillaceous formation: numerical and experimental approaches. *Water Resour. Res.* 46, W08516. <https://doi.org/10.1029/2008WR007371>.
- 7) Tremosa, J., Gonçalves, J., Matray, J.M., 2012. Natural conditions for more limited osmotic abnormal fluid pressures in sedimentary basins. *Water Resour. Res.* 48, W04530. <https://doi.org/10.1029/2011WR010914>.
- 8) Takeda, M., Hiratsuka, T., Manaka, M., Finsterle, S., Ito, K., 2014. Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones. *J. Geophys. Res.* 119, 4178–4201. <https://doi.org/10.1002/2013JB010421>.
- 9) Takeda, M., Manaka, M., 2018. Effects of confining stress on the semipermeability of siliceous mudstones: implications for identifying geologic membrane behaviors of argillaceous formations. *Geophys. Res. Lett.* 45, 5427–5435. <https://doi.org/10.1029/2018GL078591>.
- 10) Takeda, M., Manaka, M., Ito, K. (2019). Potential geologic osmotic pressure in the Wakkanai Formation: Preliminary estimation based on the dynamic equilibrium between chemical osmosis and advection. *Journal of Hydrology*, 579, 124–166. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124166>.

## 5 本事業に関する研究成果の取りまとめ

### 5.3 中深度処分の事業規則のうち閉鎖措置計画の認可基準に関する研究

#### 5.3.1 地質及び水理環境モニタリングの手法、計画等の妥当性に関する知見の整理

##### 【処分事業における役割】

中深度処分においては、地下水の状態に加えて、人工バリアや天然バリアが設計を逸脱することなく性能を発揮しつつあること確認するために、地下水の状態等を確認するためのデータ取得（以下「地下水等モニタリング」という。）が重要である。事業者は事前に地下水等モニタリングの計画を提出するが、計画の妥当性を評価するためには、廃棄物埋設地周辺の地質構造を把握することに加え、地下水流動や水質等の水理環境状態を建設前の段階から把握し、廃棄物埋設地及び坑道の建設が地質及び水理環境に与える影響や埋戻しによる水位回復過程を地下水等モニタリングによって把握する必要がある。そのために、国内外における大規模地下空間利用における地下水モニタリングの事例を収集し、廃棄物処分事業との共通点や差異を抽出することで、事前に知見を蓄積することが必要となる。ここでは、国内の地下備蓄施設及び国内外の放射性廃棄物処分関連施設（地下実験施設等）における事例を取りまとめた。

##### 【研究成果の概要】

#### 1) 日本国内における大規模地下空間利用に関連する地下水等モニタリング情報の整理

##### (1) 地下施設の規模

中深度処分を対象とした場合、石油備蓄あるいは石油ガス備蓄基地が同等の規模及び深度と考えられる。ただし、次項に示すように、モニタリングの目的が異なるため、直接適用することは困難であろう。

一方、地下実験施設に関しては、地層処分を対象とした研究開発が目的であるため、坑道の水平展開範囲は中深度処分の想定よりも小さく、深度は地層処分深度であるため350mあるいは500mと深い。また、瑞浪は埋め戻しを進行中であるが、幌延は現在も供用中である。表5.3.1-1に比較検討を行った国内の地下施設の諸元を示す。

表 5.3.1-1 比較検討を行った地下施設の諸元

	久慈	菊間	串木野	波方	倉敷	瑞浪	幌延
目的	石油備蓄	石油備蓄	石油備蓄	ガス備蓄	ガス備蓄	地下実験施設	地下実験施設
地下施設の平面規模	540m x 470m	500m x 400m	500m x 400m	500m x 400m	600m x 300m	350m (length)	757.1m (length)
深度	GL-100m (最浅部)	GL-65m (最浅部)	GL-100m (最浅部)	EL(GL)-150m	EL(GL)-160m	GL-500m	GL-350m
母岩	白亜紀花崗岩	白亜紀花崗岩	新第三期安山岩	白亜紀花崗岩	白亜紀花崗岩	白亜紀花崗岩	中新世珪質泥岩

##### (2) モニタリングの目的・配置

中深度処分における地下水等モニタリングは、主に廃棄物埋設地近傍の地下水する流動がベースライン状態である比較的緩慢な流動に回復しつつあること、埋設坑道等の掘削影響が消散しつつあることを確認することが主目的であると考えられる。それに加えて、廃棄物埋設地を含む地下構造物を通ずる水循環系を把握することも必要となろう。そのためには廃棄物埋設地を含む地下構造物領域の周辺を中心とした配置が求められる。また、立地調査段階の地下水調査に用いた調査孔をモニタリング孔として地用することが必要であろう。ただし、モニタリング孔が地表との短絡経路となる可能性を考えると、廃棄物埋設地の直近に地表からのモニタリング孔を配置することは困難であり、埋設地直近の水理環境等は地下坑道からのポーリングを利用する必要があるものと考えられる。

地下備蓄における地下水等モニタリングは、石油あるいは石油ガスのタンクからの漏洩を防止するための水封の効果を監視することが主目的である。そのために、モニタリング孔配置は地下タンク建設領域及びその近傍に限られている。また、大きな特徴としては地下水位が法定の限界水位を下回らないことの監視が主目的であるため、地表からのモニタリング孔は、岩盤タンクの標高まで掘削されず、岩盤タンク上位を測定対象としていることである。また、地下における間隙水圧測定は密な間隔で実施されている。

図 5.3.1-1 に波方ガス備蓄基地における地下水等モニタリング孔の平面配置、図 5.3.1-2 に同基地におけるモニタリング孔の断面配置の例を示す<sup>1)</sup>。

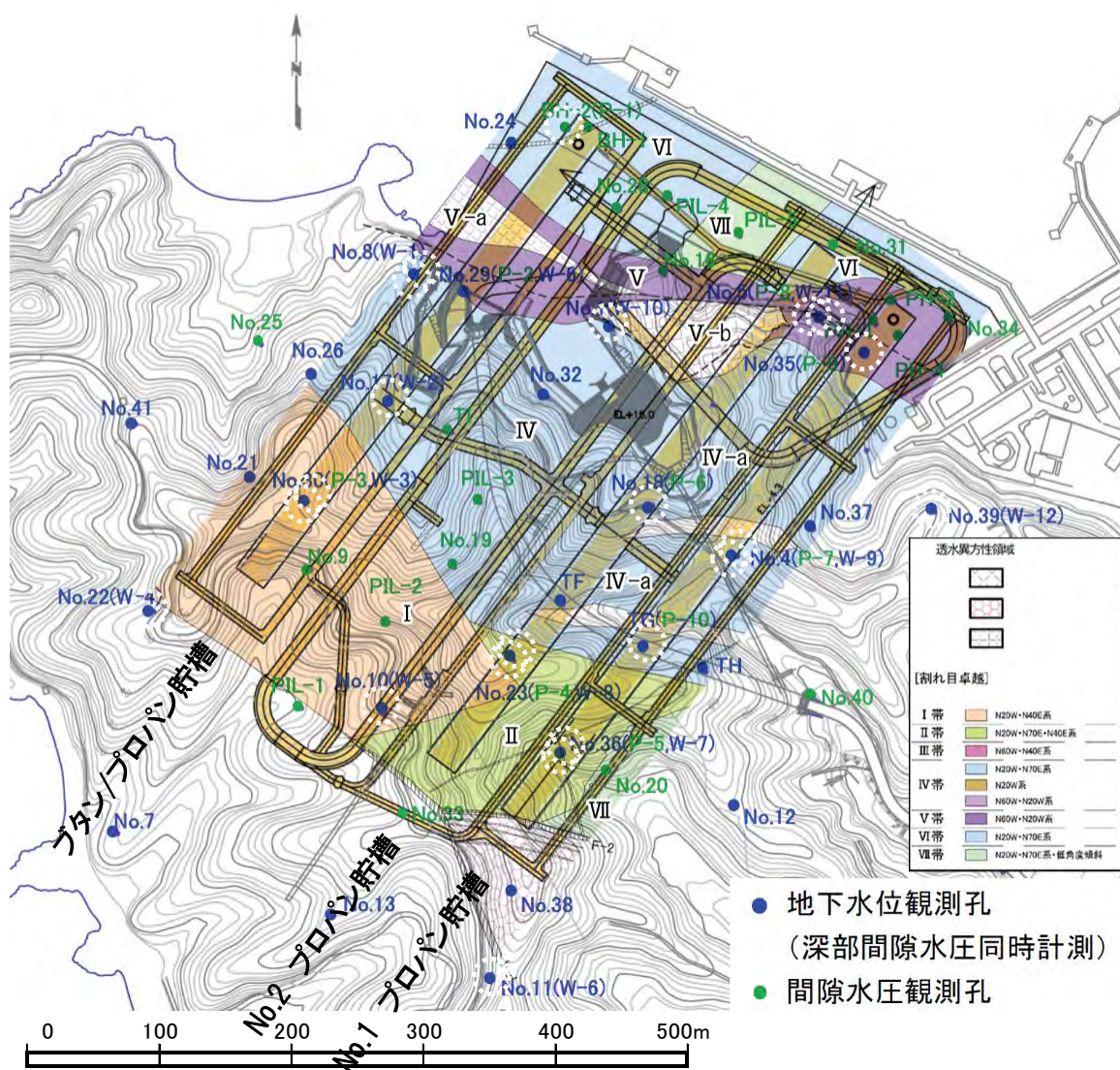


図 5.3.1-1 波方ガス備蓄基地におけるモニタリング孔の平面配置、背景色は岩盤割れ目の卓越方向と密度で区分された水理地質構造<sup>1)</sup>



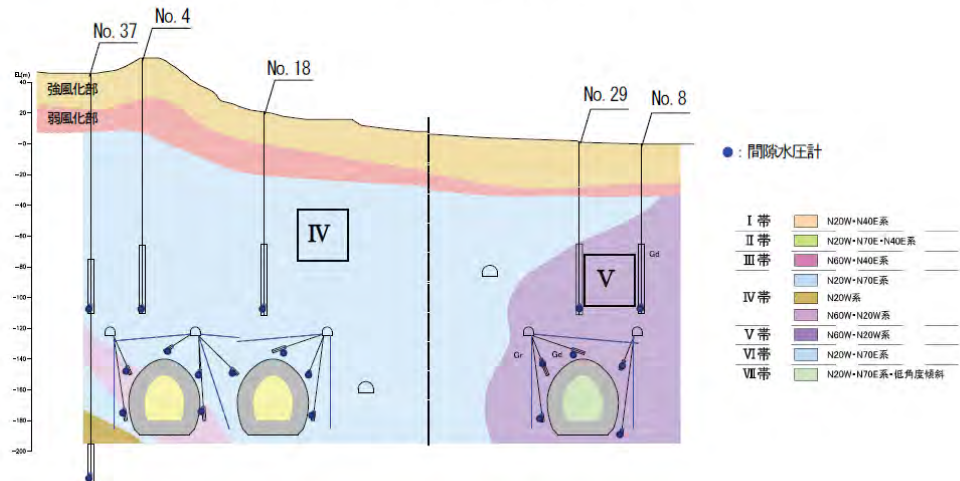


図 5.3.1-2 波方ガス備蓄基地におけるモニタリング孔の断面配置例<sup>2)</sup>

また、地下実験施設では、広域地下水流動及び立坑や坑道掘削の影響評価、段階的な調査による水理、化学環境等の段階的モデル化という主に立地調査段階を対象とした研究が主な目的であり、地表からの地下水モニタリングは地下水流動系の把握のために、多段式のモニタリング装置を用いて、想定される地下水流動系に従って粗く配置している。また、地下坑道からのモニタリングは水理地質構造や研究目的（水理、化学等）に応じて展開されている。

以上から、放射性廃棄物処分の地下水等モニタリングにおける留意点は以下の通りである。

- ・地表からの水位モニタリング孔に関しては、地形や水理地質構造を参考として地下水の卓越流動方向に密に配置するとともに、透水性が高い領域が想定される場合には密に配置すること
- ・地下坑道からの間隙水圧モニタリングを十分な数量、かつ高透水経路とならないように配置すること。

### (3) モニタリング期間、装置及び項目

中深度処分の地下水等モニタリングは、廃止までの間実施することが要求される。その期間は300年～400年程度が想定される。一方、調査対象の地下空間利用は、最も長い石油地下備蓄でも30年弱の期間の実績である等、長期のモニタリングの実績は存在しない。地下備蓄においては、特に久慈基地における地表からのボーリングによる地下水位に関しては20年間の安定した計測データが公開されていることから、比較的単純な計測システムを用いたモニタリングが有効であろう。地下坑道内からのモニタリングに関しては、埋設された間隙水圧計は、地下備蓄基地では交換・修理が不可能であり、これは放射性廃棄物処分の場合も同様なケースとなることが考えられるため、計測可能な期間が限られる。

地下実験施設における地表からのモニタリングにおいて用いられているMPシステム等の多段式モニタリング装置は、帯水層が複数存在する場合に、それぞれの間隙水圧を計測することが可能であること、地下水試料の採取を気密状態で行うことが可能であること等の利点はあるが、幌延での実測データを見るとデータのばらつきや欠測期間が長い場合が存在する<sup>2)</sup>。また、計測期間の実績がたかだか10年程度であることから、初期のベースライン調査には適用可能と考えられるが、長期間のモニタリングに利用することには注意が必要である。

モニタリングすべき項目としては、基本的には地下備蓄及び地下実験施設において共通に測定されている水位あるいは間隙水圧であるが、上記のようにモニタリング期間が長く、多深度での間隙水圧測定が困難と考えられるため、現実的には個別の帯水層をターゲットとしたモニタリング孔の孔内水位の観測が中心と考えられる。また、水質の測定として、地下実験施設において実施されている塩分濃度、酸化還元電位、溶存酸素濃度、安定同位体等があげられるが、長期的には地表からのモニタリング孔を用いることとなるため、ボーリング孔の影響を受けな

い地下水試料の採取方法と原位置の水質の評価方法が課題となる。

## 2) 海外におけるモニタリング研究の事例調査

中深度処分と類似のアプローチと考えられる各国の地層処分におけるモニタリングを対象として、モニタリング計画、モニタリング項目・期間、モニタリング装置・配置に係る知見を整理するために国際機関 IAEA、国際共同研究 MODERN2020、米国、フィンランド、スウェーデン、フランスを対象としたモニタリング研究の成果を収集した。あわせて、過年度収集・整理した国内事例についても補足した。

モニタリング計画に関しては、上記の国際機関、国際共同研究、各国の事例においてその考え方はほぼ一致している。IAEA のモニタリングに係る基準 SSG-31 作成の経緯として、2005 年の WASSC 及び RASSC のステアリングコミッティーでの DPP357 の承認から 2014 年の SSG-31 の策定までの 9 年の期間があり、その期間が各国の規制基準の策定期間とほぼ重なっており、自国の規制要件を国際機関に整合させるコメントをする、あるいは逆に国際機関での議論を自国の規制要件に反映させるといった相互の影響がその理由として考えられる。そこで、モニタリング計画の考え方に関しては IAEA の考え方 SSG-31 を中心に整理した。

モニタリングの目的は、規制側の視点では許認可時の前提となる条件がその後も継続的に維持されていることの確認といえる。IAEA によれば具体的に、安全確保に期待される性能を処分システムが示すことの確認、そのための各種機能が評価通りであることの確認、安全を評価するために用いた仮定やモデルが実際の条件と一致しているかの確認とされる。

地中処分において許認可の前提となる条件には、処分施設が設置されることになるさまざまな自然環境条件が含まれる。建設許可の時点すなわち建設前の自然環境条件はベースラインとも呼ばれる。自然環境条件は建設や操業の影響を受けて変動することが予想され、それを考慮しても安全の確保に支障のないことは仮定やモデルによって予測される以外なく、受動安全 (passive safety) に移行するまでのある一定の将来期間はその正当性を確認することがモニタリングに求められる。ベースラインはそもそも自然のままでも変動しうる自然環境条件に係るものであるから、その把握には一定の期間の観測による平準化や傾向の分析が必要である。したがってベースラインの把握のためには建設前からモニタリングが開始される必要がある。またモニタリングの結果が常に期待される通りとは限らないので、その場合の処分事業に係る決断を支援することも目的として考慮せねばならない。こうした目的にむけたモニタリングのデザインにおいては、システムの安全にかかわる地象の重要な性質・プロセス・現象(FEPs)とモニタリングの合理的関係、モニタリング行為そのものがシステムの安全性を損なわない、コストとベネフィットとのバランスといったことが考慮されねばならないとされる。システムの安全にかかわる地象の重要な性質・プロセス・現象(FEPs)とモニタリングの合理的関係とは、地象の FEPs から処分システムの安全に係る重要度に応じて、モニタリングの対象を選定し、そのための手法を選定することであり、SSG-31 においては特定 (identification) と正当化 (justification) が強調される。また、水理関係についてはモニタリングの位置、頻度についても一般的な指針を示している。

国際共同研究 MODERN2020 は 2009 年から 2013 年までの 4 年間に実施されたヨーロッパでの共同研究プロジェクト MoDeRn (The Monitoring Developments for Safe Repository Operation and Staged Closure)の後継プロジェクトと位置づけられる。先行プロジェクトの MoDeRn は、1)モニタリングの目標と戦略、2)モニタリング技術、3)モニタリング計画のケーススタディの説明、4)ステークホルダーの関与、の 4 つのセクションに分かれて成果を出した。MODERN2020 は残された課題の解決に向けたプロジェクトと位置づけられている。

現時点での MODERN2020 の公表成果は限定的でモニタリング項目のスクリーニングについての考え方が公表されている。モニタリングの対象となるパラメータのリスト化に向けた基本的なステップとして「特定(identify)」、「必要性(Need)」、「実行可能性(Feesible)」を区分してモニタリング項目の選定フローを示している。先行プロジェクトである MoDeRn でも同様な図

(以下旧版という)が示されるが、さらにフローの詳細化に伴う改訂が加えられている<sup>3)</sup>。その結果、改定前には示されていなかった「必要性」がフローに追加され、旧版では必ずしも明確でなかった基本的なステップすなわちプロセスをパラメータに落としこむことが改訂版では明確化された。

国際機関、国際共同研究は以上のような指針を示しているが、その具体化にあたっては各国の事例に特徴が認められる(表 5.3.1-2)。

中深度処分について沿岸堆積岩地域を対象として地下水流動系及びその擾乱の評価に必要な最低限のモニタリング項目を検討した。具体的には地下施設(実験施設及びパイロット施設を含む)建設前を想定した地質及び水理環境のモニタリング項目において他機関の観測データの利用が期待できないものを必要最低限のモニタリング項目とした。

建設の許可に際して前提とする地質及び水理環境条件は、施設の建設前に収集されたデータにより把握されるものであるが、これらの状態は季節的、経年的な変化に加えて、さまざまな原因によるゆらぎの重畳した変動を示すものであり、その状態の把握には一定の期間にわたる観測(モニタリング)が必要であり、このようにして把握された状態は一般的にベースラインと呼ばれている。モニタリング項目の選定の要は、地質及び水理環境において安全に重要な機能に係る対象及びそのパラメータを選定し、そのベースラインを把握することといえる。

選定方法として、成書から水理モデルの作成に必要なデータの観測項目を候補として上げ、そこから MoDeRn や米国、フィンランド、スウェーデンなどの多くの先行例が採用している FEPs を踏まえた選定を実施した(表 5.3.1-3)。その結果、地下水位・間隙水圧観測、地下水温・地温観測、水理特性観測、地下水水質観測を最低限のモニタリング項目に、モデルを構築する上の背景情報として必要な観測項目として、地震/微小地震観測、湖沼水位観測、河川流量観測、河川・湖沼・海水水質観測、気象観測、潮位観測が抽出できた。

第5章 本事業に関する研究成果の取りまとめ

表 5.3.1-2 米国<sup>4)</sup>、フィンランド<sup>5)</sup>、スウェーデン<sup>6)</sup>及びフランス<sup>7)</sup>でのモニタリングの取り組み

直接計測されるパラメータのほかにこれらを用いて間接的に求められるパラメータを含む。赤下線:実施中、黒下線:中断、(NF):ニアフィールド(地下施設利用)主体、\* は事業者以外の機関データも活用。本編で参照した文献より抽出。

	ユッカマウンテン (米国)	オルキオト (フィンランド)	フォルスマルク (スウェーデン)	ピュール (フランス)
地下水	地下水水位 透水係数 流速 地下水化学指標 (Eh, pH, 放射性核種濃度, コロイド) 塩濃度 同位体組成 ガス組成 ガス浸透率	地下水水位 透水係数 圧力応答 電気伝導度 塩濃度 水温 pH, Eh, EC, O <sub>2</sub> , 各種化学分析 微生物, ガス組成 同位体組成	地下水水位 透水係数 間隙水圧 流速 電気伝導度 水温 干渉試験 地下水化学 (pH, 各種イオン, 同位体等: 浅層地下水 46 項目, 基盤地下水 33 項目)	地下水水位 透水係数 地下水化学 (未詳) (NF) ガス組成 (H <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> ) (NF) ガス浸透率
地質・地球物理		微小地震 (NF) 亀裂(帯)の計測及び目視観察 精密水準測量 GPS EDM (Electric Distance Measurement) ベースライン測定	地震*・微小地震 地磁気* 地電流 GNSS (Global Navigation Satellite System)* DInSAR 水準測量	(NF) 地震波トモグラフィ (NF) 坑井検層 (NF) 地震波速度 (NF) 亀裂解析
気象	降水量	降水量, 積雪深	各種気象パラメータ* (降水量, 気温, 気圧, 湿度, 風向風速), 可能蒸発散量 (PET), 積雪深, 湖沼及び海湾の結氷率	各種気象パラメータ* (降水量, 気温, 気圧, 湿度, 風向風速, 日照), その他環境関係物質濃度* (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, SO <sub>2</sub> , CO, NO <sub>x</sub> , O <sub>3</sub> , PM10/PM2.5)
陸水・海洋		海水準, 涵養量, 流出量, 地上霜 (ground frost)	海水準, 河川流出量 (ゲージステーション), 湖沼水位*, 電気伝導度, 水温	水位*, 水収支 陸水化学* (pH, 電気伝導度, 水温, 溶存酸素, 濁度, 塩濃度, その他環境関係物質濃度)
備考	多くはサイト特性調査段階から実施されるが具体は不明	地下水のモニタリングは地下施設及び周辺地表にて実施。	モニタリングは地表からのみ。干渉試験は一部のモニタリング孔の仕様であるが実施状況は不明	地下水のモニタリングは地下施設及び周辺地表にて実施。2019年時点のフランスの(NF)項目はR&D要素が多い。

第5章 本事業に関する研究成果の取りまとめ

表 5.3.1-3 最低限のモニタリング項目の選定

分類	地圏水循環系の評価に必要な情報・調査 <sup>34)</sup> モニタリング候補として繰り返し観測が必要な項目に赤下線加筆		関連する FEPs SR-Site-FEP Variables <sup>35)</sup> を例に モニタリング候補として経時変化 (time) に着目する内容について赤下線加筆		最低限のモニタリング項目 (赤下線) 背景情報として必要な観測項目 (無印)
	情報・調査	内容	SR-Site-FEP name	SR-Site definition	
俯瞰情報	衛星・航空調査	地表標高、地表の自然 (植生、河川・故障)、人工物分布 (地表舗装率、道路・側溝・人工水路の分布、家屋・ビルの配置など)			
既存情報	地質情報	既存広域地質図 (地質構造・岩相分布・断層など)、地盤図			
地質情報および水文情報	水文観測記録 他の調査記録	過去から現在までの測候所気象データ 過去に行われた当該地域の森林調査や地下探査データ、洪水記録など過去の災害情報			
	地質踏査	表層地質、露頭調査、断層・割れ目スケッチ、斜面調査 (地滑り、土石流痕跡等)、横坑調査 (壁面観察)			
	物理探査	各種物理探査による地下地質構造、地下不連続面などの推定	•Fracture geometry	•All cavities, from fracture zones to micropores in the matrix. Also included here is the excavation-disturbed zone (EDZ) and any other geometric changes in the fracture structure induced by construction.	地震観測 (水位観測の異常値などの解釈に必要)
	地下地質探査	ボーリング掘削によるコア観察、孔内検層、トレンチ・横坑調査	•Fracture geometry •Structural and stray materials •Fracture minerals •Matrix minerals •Rock stresses	• <i>ibid.</i> •Chemical composition and quantities of grouts and other structural and stray materials injected/located in fractures in the rock and left there at repository closure. •Chemical composition of the fracture minerals as a function of <u>time</u> and space, i.e. a description of the various fracture-filling minerals that occur. Also the amount and composition of these fracture-filling minerals. •Chemical composition of the rock matrix as a function of ( <u>time</u> and) space, i.e. a description of the various minerals that occur and their extent. •Rock stresses as a function of <u>time</u> and space.	
	地下水理調査	孔内計測 (水位、流向・流速、温度、濃度)、孔内水理試験 (注水・揚水試験など)、実験室コア試験など	•Temperature •Groundwater flow •Groundwater pressure •Gas phase flow •Saturation	•Temperature in the bedrock as a function of <u>time</u> and space. •Groundwater flow as a function of <u>time</u> and space in the geosphere's fracture system. •Groundwater pressure as a function of <u>time</u> and space in the geosphere's fracture system. •Gas phase flow as a function of <u>time</u> and space in the geosphere's fracture system. •Degree of water saturation of the geosphere.	地下水位・間隙水圧観測 地下水温・地温観測 水理特性観測 (パッカー区間を利用した流量計測など)
	水文踏査	沢筋調査、河川流況調査、湧水点調査、森林土壌調査、水質測定、井戸利用状況調査、土壌サンプリング			湖沼水位観測 河川流量観測
	水文・水理観測	降水量、河川流量、蒸発散量、気温、風速、日射量、地表浸透能試験、地下水位計測、水質・水温など	•Groundwater composition •Gas composition	•Chemical composition of the groundwater as a function of <u>time</u> and space, i.e. concentrations of relevant components in the groundwater. This variable also includes quantities such as Eh and pH, as well as any radionuclides and dissolved gases. •Chemical composition of gases, including any radionuclides and naturally occurring gases, in geosphere cavities.	地下水水質観測 河川・湖沼・海水水質観測 気象観測 潮位観測 (沿岸域の場合)
人間活動情報	生態踏査	森林、水田・その他の植物種、密度、活性度、地表葉面被覆希少動植物調査、土壌、水温・水質測定			
	水利用調査	当該地域の表流水・地下水利用量、河川への排水経路、水質			
	汚染調査	土壌・ガスサンプリング、揚水水質調査、河川・湖沼水質調査			
	将来計画調査	土地改変 (農地、工業団地、宅地、レジャー施設等)、河川改修などの計画、トンネル、地下空間利用計画など	Repository geometry	Geometric description of deposition holes, tunnels, ramps, boreholes etc.; i.e. of all excavated volumes.	



### 3) 掘削制限範囲の設定に向けた検討

掘削制限範囲を考える上の前提として、トンネルなどの地下工作物及びそのための事前調査のボーリングなどを想定したが、廃棄物埋設地直上は当然制限され、それ以外の地域であれば、ボーリングは適切に埋孔されればその影響は小さいことから地下工作物等による地下空間利用の地下水への影響を掘削制限範囲設定のための知見として検討した。すなわち許認可の前提として事前に想定された地下水流動が地下工作物の設置により乱されて廃棄体の有害な影響が生活圏に及ぶことがないように設定することである。

具体的には、上北平野の掘削調査等で取得される水理特性を参考とした解析的な手法による影響範囲を把握するため、広域の解析領域で地下水流動シミュレーション（以下広域モデルという）を実施し、その計算結果を用いた境界条件を設定したより狭い領域で詳細な離散化をしたモデル（以下サイト周辺モデルという）を作成し（図 5.3.1-3）、このモデルをもとに仮想サイト建設前の地下水の自然状態と仮想サイト建設後の影響、仮想サイト埋設後の影響を比較した。その結果、地下水の水位の影響範囲は、施設直上を中心とする半径約 2 km の同心円状の領域で、埋設後は完全には元の水位に復さず幾分低め（1.5 m）に数年のオーダーで落ち着くことが判明した（図 5.3.1-4）。今回の地下水モデルでは、格子の切り方やパラメータの設定による擾乱の評価への影響が認められた。これは初期状態のモデル化が影響していると考えられた。このことは擾乱の場となりうる地下水系の初期状態の把握の重要性すなわちベースライン状態の把握という国際的な共通認識を踏まえたモニタリング計画の必要性を示唆するものと考えられる。これらの計画は調査や開発の進展に伴って日々蓄積する知見によって見直さねばならない。データのフィードバックに関しては、閾値を超えた場合、ある意味で想定外のケースについてオルキルトの例を参考にして次のようにまとめた。取得した予想外のデータがエラーでもなく自然なあるいは人為的な一時的な理由でないことを確かめるべくまず再評価する。もし明確な説明が見いだされない場合は、関係者にその結果を通知して情報を共有する。必要であれば他の専門家とともにこの予想外の結果についてその意味及び重要性を評価し、データの質と信頼性を確かめるために更なる調査を実施する。モニタリングデータのフィードバックにはモデルの改良・更新のような定型的なものや IAEA の指針にあるようなモニタリング頻度の増減の判断に加えてこのような想定外のものもあることを念頭に置いたうえで取り組まねばならない。

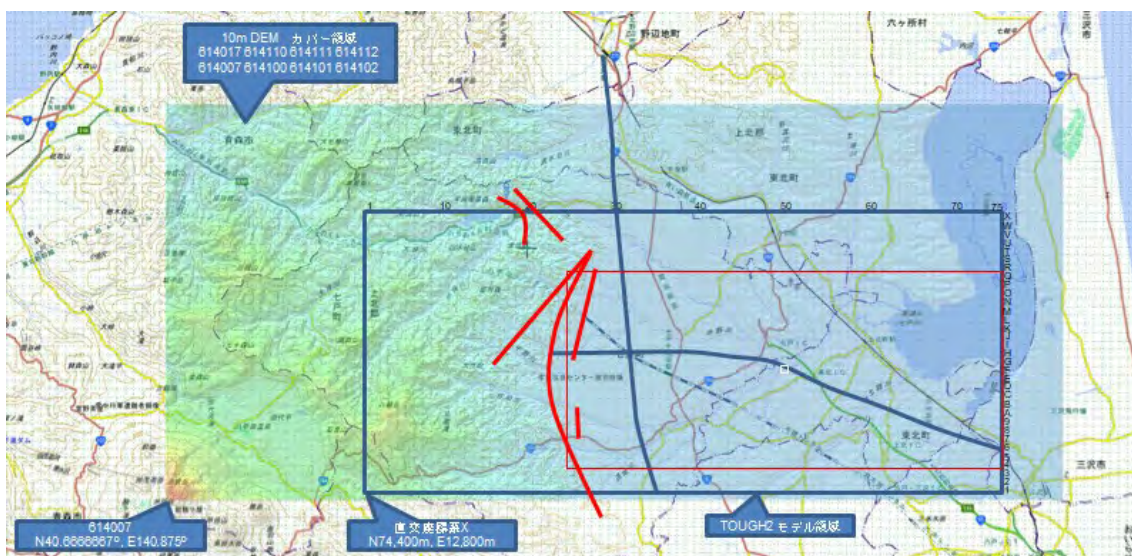


図 5.3.1-3 解析領域

灰色枠：広域モデル（400 m メッシュ），赤枠：サイト周辺モデル（400～10 m メッシュ），  
 白枠：仮想サイト（0.5x0.5x0.1 km, -105 m A.S.L.）。赤太実線：断層，灰太実線：弾性波探  
 査測線。

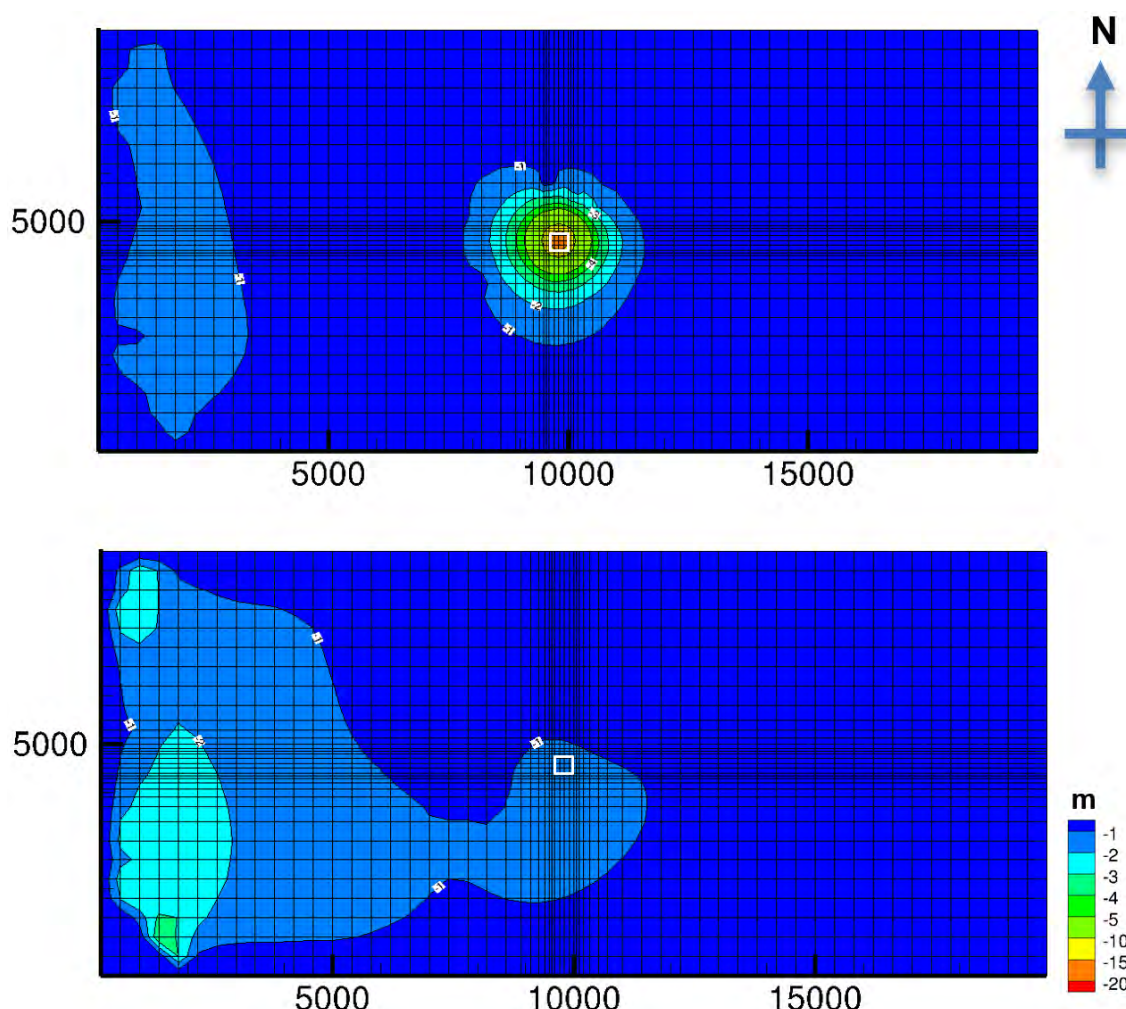


図 5.3.1-4 サイト周辺モデルにおける地下水水位の変化

施設内湧水速度 363 kg/s のケース。建設前を基準とする。上：建設前⇒操業時，下：建設前⇒閉鎖後，白枠：施設の位置の地表投影。

**【処分研究としての意義】**

事業者が提出する地下水等モニタリング計画の妥当性を評価する際に、規制当局がモニタリング項目及び装置、モニタリング範囲及び配置の妥当性評価に関する基本的な方針を事前に決定することためには、国内外の類似事例に関する知見を集約することが重要である。そのために、地下備蓄及び地層処分計画におけるモニタリング事例の取りまとめと中深度処分とそれぞれの事例におけるモニタリングの目的や規模の違いを明確にした上での知見の取りまとめを実施し、集積することで、将来の審査ガイドあるいは審査における判断基準策定の一助となるものである。また掘削制限範囲の設定は、最終的には何等かの判断で実施すべきものであるが、ここで示したような数値解析的な判断基準を参考とすることによって、定量的な判断を行うことが可能となる。

**【引用文献】**

- 1) 前島俊男 (2014) 9.倉敷・波方国家石油ガス備蓄基地. 土木学会編, 大規模地下空洞の建設・維持管理事例集, 202-276.
- 2) 松井裕哉, 新里忠史, 山口雄大 (2006) 幌延深地層研究計画; 平成 17 年度調査研究

成果報告. 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2006-073.

- 3) MODERN2020 (2017) Deliverable D2.1: *Repository Monitoring Strategies and Screening Methodologies Work Package 2*.
- 4) DOE. 2009av. DOE/RW-0573, "Yucca Mountain Repository License Application." Rev. 1. ML090700817. Las Vegas, Nevada: DOE, Office of Civilian Radioactive Waste Management.
- 5) POSIVA (2012) Monitoring at Olkiluoto - a Programme for the Period Before Repository Operation, POSIVA 2012-01.
- 6) SKB (2017) *Monitoring Forsmark - evaluation and recommendations for programme update*, Technical Report TR-15-01.
- 7) ANDRA (2016) *Dossier d'Options de Surete Partie Apres Fermeture (DOS-AF)*, CG-TE-NTE-AMOA-SR2-0000-15-0062/A.

## 第5章 本事業に関する研究成果の取りまとめ



## 5.4 その他の地下環境に関する研究

## 5.4.1 深部流体

## 【処分事業に果たす役割】

処分サイトにおける将来にわたる火山性熱水活動・深部上昇流体等の著しい影響を及ぼす可能性の評価及び将来 10 万年またはそれ以上の長期の安全性の評価は、サイトの地化学的な地質環境の安全性確保のために重要な項目である。深部流体は、地殻内に存在する火山性流体、非火山性深部上昇流体、長期停滞水などを示す総称である。したがって、深部流体の移動、貯留及び化学特性もそれぞれ異なるため、多岐に渡る影響の評価を行う必要がある。このうち非火山性深部流体に関しては研究・情報が少なかったため、影響評価に関してはその重要性について科学的根拠を示す必要がある。本項においては、深部流体の成因、類型化、上昇域、化学的特徴などについて検討した結果をまとめ、影響要因について評価を行う。

## 【研究成果の概要】

## 5.4.1.1 深部流体の分類と上昇域

## 1) はじめに

日本列島では、マントル由来のヘリウムを含むものや非火山地域にもかかわらずマグマ起源成分と似た化学種を含む深層地下水が非常に多く見つかる。これらは水の水素・酸素同位体比からみるとマグマ起源の水（あるいは有馬型温泉水）と同じ同位体組成を持つ端成分の水が付加されている(図 5.4.1-1)。このような水は、Li/Cl 比が高いことから、マグマから脱水してできた水（マグマ起源熱水）か、あるいは、沈み込むプレートの脱水により生成し直接熱水として上昇してきた水（前弧上昇熱水）であると考えられる(風早ほか, 2014<sup>1)</sup>)。島弧のマグマは、スラブから脱水した水（スラブの間隙水や含水鉱物の脱水反応により放出する水）が上昇し高温のマントル内でマントルの岩石を部分熔融して生成されるため、そのマグマから放出されるマグマ起源熱水も広義の意味ではスラブ起源水である。地殻内では、これらは熱水として上昇すると考えられる。

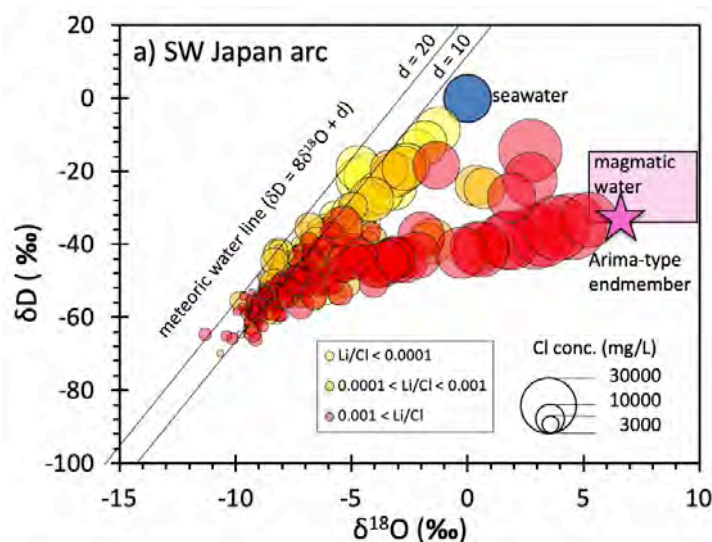


図 5.4.1-1 西南日本弧における深層地下水の水素・酸素同位体比 Li/Cl 比を色で区分し、Cl 濃度を円の大きさで表した。高橋ほか (2018)<sup>2)</sup> のデータから作成した。

## 2) 深部流体の成因・類型化

## (1) マントル内水循環と熱水上昇

固体地球内部における水の循環については Jarrard (2003)<sup>3)</sup>, Rupke et al. (2004)<sup>4)</sup>, Hacker

(2008)<sup>5)</sup>等により、かなり判明している。プレートとともに沈み込む水は、プレート上面の堆積物中の間隙水および含水鉱物中の水、海洋プレート本体の玄武岩、ガブロ等の間隙水および含水鉱物中の水、海洋プレートの下部に位置するマントル内の含水鉱物中の水、および東北日本弧特有の構造侵食による苦鉄質の前弧部分の含水鉱物中の水がある。

プレートの沈み込みにより地球内部に運搬された水(鉱物水を含む)は、A) 圧密による間隙水の搾り出し、B) 間隙水と堆積物の反応による粘土鉱物等の含水鉱物の形成と分解・脱水、C) 蛇紋石等の含水鉱物の脱水、およびD) 雲母等の含水鉱物としてマントル(>100 km)に運搬のプロセスを経て、脱水しマントル内を上昇、もしくはさらに深部のマントルに輸送される。間隙水の変化として、深さ10 kmまではオパール等の鉱物に含まれる水が脱水し、間隙に供給される一方で、深さ20 kmまでには大部分の間隙水は搾り出しにより失われ、間隙水により粘土鉱物を生じる。その後100 kmまでに徐々に含水鉱物が分解し、水を続成流体として放出する。Jarrard (2003)<sup>3)</sup>は、深さ50 kmを境界として、それより浅い場所では、間隙水(+粘土鉱物の脱水)はプレート境界の断層を通り地表(あるいは海溝)に戻り、深い場所では、マントル対流の影響を受け、含水鉱物(+脱水した水)はさらに沈み込み、約100 kmの深度におけるマグマ発生に寄与するとしている。沈み込むプレートを構成する岩石(含水鉱物:粘土鉱物を除く)中の水は、350°C近辺でまず脱水し(図5.4.1-2: 鉱物脱水流体(I))、500-700°Cで大部分の水が放出される(図5.4.1-2: 鉱物脱水流体(II))。以上より、沈み込むプレートの脱水プロセスとして、間隙水等のように圧密により絞り出される水について、圧力(深さ)により脱水場所が制限され、鉱物水については、沈み込み帯の温度構造の違いにより脱水の場所(深さ)が変化することになる。したがって、西南日本弧と東北日本弧は、沈み込むプレートの違い、沈み込み角の違い、マントルの温度構造の違い等を反映して、スラブの脱水過程が大きく異なる。

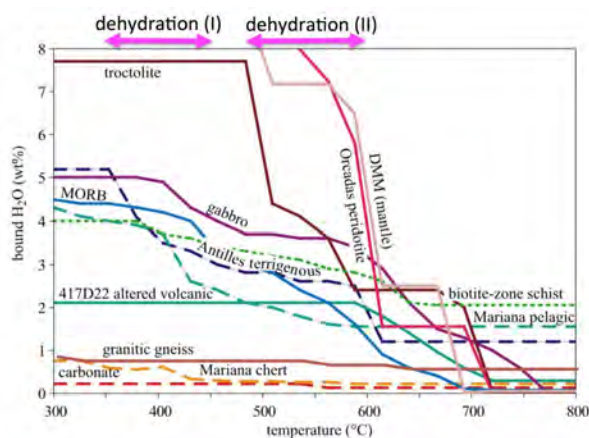


図 5.4.1-2 温度上昇に伴う鉱物水の量の変化  
Hacker (2008)<sup>5)</sup>に加筆。鉱物脱水流体(I)と(II)を脱水温度で区別した。

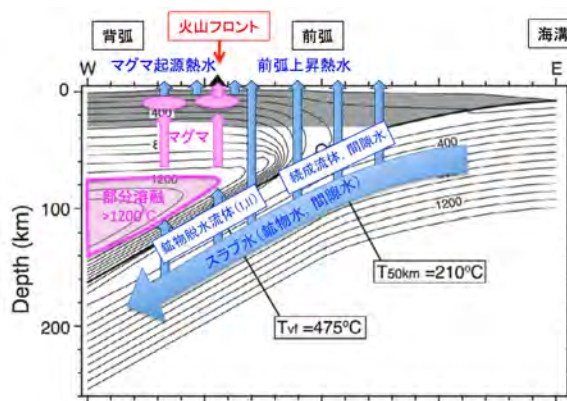


図 5.4.1-3 沈み込む海洋プレートの脱水プロセスの模式図  
片山ほか (2010)<sup>6)</sup>に加筆。

スラブからは様々な深度で脱水した水が上昇するが、マントルに供給された水のすべてがマグマ生成に関与するわけではない。図 5.4.1-3 に模式的に示すように、マントル内を上昇する熱水流体がマントルの温度が1,200-1,300°Cの領域にはいるとマントルの岩石を融解し、初生メルト(マグマの元になる部分熔融メルト)をつくる。西南日本弧と東北日本弧では、プレートが異なること等により、沈み込み様式と温度プロファイルに大きな違いがあり、さらにスラブ起源熱水の上昇プロセスも異なる(風早ほか, 2014<sup>1)</sup>)。プレートの違いに関するスラブ起源熱水の上昇の特徴、および島弧の水循環モデルに加えて、以上述べてきたスラブの脱水特性を

もとに作成した西南日本弧および東北日本弧の模式的な水循環モデルをそれぞれ図 5.4.1-4 に示す。

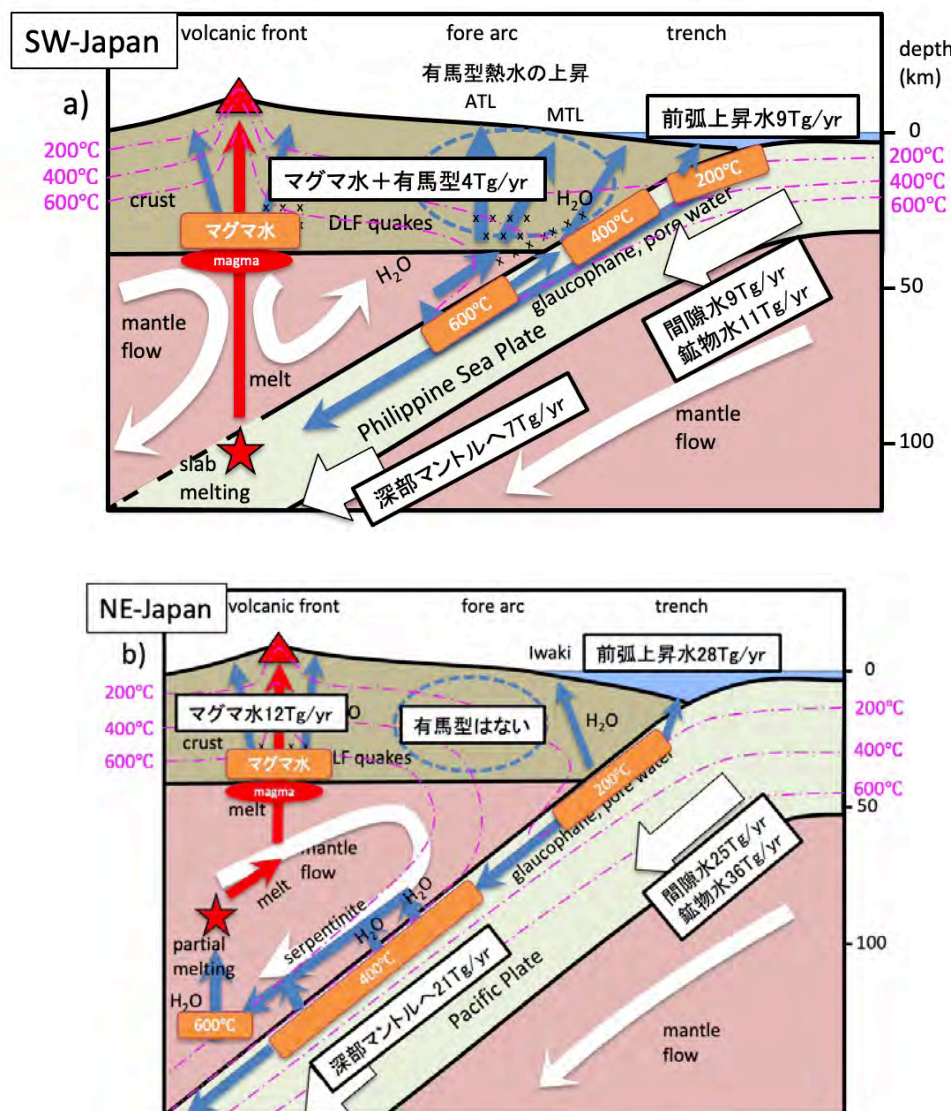


図 5.4.1-4 スラブの脱水特性に基づく模式的な水循環モデル

a) 西南日本弧, b) 東北日本弧。風早ほか (2014)<sup>1)</sup>をもとに加筆修正。200°Cの脱水は間隙水(含む続成作用)の脱水, 400°C及び600°Cの脱水は, それぞれ図 5.4.1-2 の鉱物脱水流体(I)及び鉱物脱水流体(II)に対応。各プロセスにおける水の流量を示した。

西南日本弧では, 27Ma-15Ma に四国海盆の拡大に伴い生成したフィリピン海プレートが非常に若いこと, ウェッジマンもプレートによる冷却が進んでいない高温マンテルであることに起因し, スラブが高温の温度構造を持つ。そのため, 大部分の脱水が深度 60 km (温度 600°C) までに生じる (図 5.4.1-4a)。深さ 60 km で脱水した熱水流体はマンテルを蛇紋岩化 (<600°C) しつつ, 熱水としてさらに上昇する。この熱水は, 主に含水鉱物の OH 基の脱水により生じ, かつ非常に高温であるため, 高い Li/Cl 比, および低い Br/Cl 比を持ち酸素同位体比も大きくシフトしたマグマ水に酷似した有馬型温泉水に代表されるようなスラブ起源熱水 (産総研, 2016<sup>7)</sup>) として上昇する。フィリピン海スラブがマンテルには達していない深さ 30-40 km までに鉱物が脱水して生じた熱水流体は, 西南日本外帯を構成する付加体の内部を上昇することが考えられる。続成流体を含む間隙水は, 大部分が海域に上昇すると考えられるが, 高温高压変成作用を受けた三波川帯の形成時にも存在していたことが指摘され (Sumino *et al.*, 2010<sup>8)</sup>), 西南日



本弧特有の付加体形成時に間隙水も一部とりこまれると考えられる。したがって、現在の付加体の内部にも、プレートの間隙水由来の塩水がとりこまれていると思われる。また、山陰の火山周辺において、スラブ起源熱水の上昇が認められる（風早ほか, 2014<sup>1)</sup>；産総研, 2016<sup>7)</sup>）。図 5.4.1-3 に示したように、地殻下部のマグマ溜り活動に伴うマグマ起源熱水であろう。

図 5.4.1-4b に示したように、東北日本弧では、低温かつ厚い太平洋スラブが沈み込んでいるため、ウェッジマントルも低温であり、マントル内地震活動を引き起こしているのが特徴的である。50-60 km まで沈み込んだスラブの一部は 200°C の領域があり（Peacock and Wang, 1999<sup>9)</sup>）、粘土鉱物の脱水が関係する続成流体が発生しうる。この熱水流体は、福島県の沿岸部に上昇する NaCl 型の水の起源となっている可能性が指摘されている（Togo *et al.*, 2014<sup>10)</sup>）。太平洋スラブとウェッジマントルの両方が低温なため、350°C 以上で生じる含水鉱物の脱水（図 5.4.1-2：鉱物脱水流体(I)）は 80 km よりも深いところで生じると考えられる。その際放出された熱水流体はマントル内を上昇するが、マントルの温度が低いため、マントルのカンラン岩を水和し蛇紋岩化する（Iwamori, 1998<sup>11)</sup>）。蛇紋岩はウェッジマントルの対流によりさらに深部に運搬され、600°C を超えたところで脱水（図 5.4.1-2：鉱物脱水流体(II)）を起こし（例えば、Ulmer and Trommsdorff, 1995<sup>12)</sup>）、熱水流体がマントル内を上昇する。その熱水流体が 1,200-1,300°C のマントル領域（図 5.4.1-3）に入ると、マントルを部分熔融し初生メルトを生じる。このようにして、火山フロント沿いに島弧マグマが上昇していると考えられている。地殻下部でマグマから放出される熱水は、西南日本弧の場合と同様に火山周辺部に上昇し、有馬型スラブ起源熱水と同様の化学的特徴を持つ。東北日本弧においては、前弧側に位置するスラブが低温（400°C 程度）のため、500-700°C の高温で脱水する熱水流体（図 5.4.1-2 及び図 5.4.1-4a：鉱物脱水流体(II)及び有馬型熱水を生成するスラブ起源熱水）は、前弧側には存在しない（図 5.4.1-4b）。

前弧側で上昇する間隙水・続成流体起源の熱水は、発生深度が浅いため熱水温度は 200°C を超えない。化学的には NaCl 型（+CH<sub>4</sub>）で CO<sub>2</sub> 濃度が低い（産総研, 2016<sup>7)</sup>）ため、地層処分地への化学的影響は少ないが、方解石による脈の閉塞が生じにくい。また、温度も低いためシリカによる脈閉塞も生じにくい。これらの特徴は、福島県いわき市における温泉水噴出が止まらない原因のひとつに挙げられている（産総研深部地質環境研究コア, 2015<sup>13)</sup>）。

## (2) スラブ水のフラックス

Jarrard (2003)<sup>3)</sup> および Hacker (2008)<sup>5)</sup> のデータを元にした地球内部の水のフラックス値を西南および東北日本弧について示した（図 5.4.1-4）。間隙水として運搬される量については Jarrard (2003)<sup>3)</sup> による値を用い、鉱物水による運搬に関しては、より詳細に検討されている Hacker (2008)<sup>5)</sup> による値を採用する。西南日本弧では延長 824 km（Jarrard, 2003<sup>3)</sup>）であり、島弧長 100 km あたりのフラックスは前弧側の上昇水で 1.1 Tg/yr/100km、マグマ水+有馬型熱水の和は 0.5 Tg/yr/100km である。100 万年間では、前弧側上昇水で 1,100 km<sup>3</sup>/my/100km、マグマ水+有馬型熱水で 500 km<sup>3</sup>/my/100km となる。一方、東北日本弧の前弧側を上昇する水は、大部分が海洋プレート上面の堆積物起源の間隙水および含水鉱物の分解により放出された水（続成流体）である。東北日本弧は延長 1,061 km であり、島弧長 100 km あたりのフラックスは前弧側の上昇水で 2.6 Tg/yr/100km、マグマ水は 1.1 Tg/yr/100km である。100 万年間では、前弧側の上昇水で 2,600 km<sup>3</sup>/my/100km、マグマ水で 1,100 km<sup>3</sup>/my/100km となる。陸域では、福島浜通り～いわき周辺部においてスラブ間隙水（+続成流体）が関与した温泉水が存在し（Togo *et al.*, 2014<sup>10)</sup>）、2011 年 4 月 11 日のいわき内陸地震後地表に噴出し、9 年以上経過した現在も湧出を続けている（産総研深部地質環境研究コア, 2015<sup>13)</sup>；Sato *et al.*, 2020<sup>14)</sup>）。前弧に上昇する水はマグマ水の 2 倍以上の量になるが、実際には福島浜通り～いわき周辺を除き、

前弧側に顕著な深部熱水の上昇がみられないことから、これらの大部分は海溝を含む海域に上昇していると考えられる。

産総研深部地質環境研究コア(2012)<sup>15)</sup>は、深部からの有馬型熱水の上昇量についての水文学的実測値を示し、近畿地方(島弧幅 100 km の範囲)における兵庫県(五社, 有馬, 宝塚, 平野)および大阪府(石仏)の 5 箇所の合計は 3.7 L/sec/100km (0.12 Tg/yr/100km) に達する。この 5 箇所には、和歌山県(中央構造線)や大阪府(和泉), 兵庫県(神戸)等相当量の上昇が考えられる地域が含まれていない。水文学的実測値は、モデル計算値 (0.5 Tg/yr/100km ; マグマ水+有馬型熱水の和) と矛盾しない値である。

### (3) スラブ起源熱水の化学的特徴

スラブ起源熱水は、他の起源成分と区分するための化学的指標として、 $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ,  $^3He/^4He$ ,  $\delta^{13}C$  といった同位体組成や、塩素 (Cl), リチウム (Li), 臭素 (Br) やホウ素 (B) といった化学成分の利用が提唱されている(大沢ほか, 2010<sup>16)</sup>; 産総研深部地質環境研究コア, 2011<sup>17)</sup>, 2013<sup>18)</sup>, 2014<sup>19)</sup>, 2015<sup>13)</sup>; 風早ほか, 2014<sup>1)</sup>)。化学成分を用いた地域ごとの解析は、産総研(2016)<sup>7)</sup>に示されている。本項では、地下環境に与える影響が強い Cl と CO<sub>2</sub> 濃度についてまとめる。東北日本のスラブ起源熱水は、海水よりも低い Cl 濃度を示すと思われ、太平洋沿岸地域では 8,000~17,000 mg/L, 第四紀火山周辺の堆積岩類の地域では 5,000~8,000 mg/L と推定される。Togo *et al.* (2014)<sup>10)</sup>では、常磐地域に続成流体の寄与があることを指摘している。同じ続成流体として報告されている宮崎地域におけるスラブ起源熱水の Cl 濃度は、5,000 mg/L 程度と推定されている(大沢ほか, 2010<sup>16)</sup>)。東北日本と西南日本の前弧域に上昇する続成流体はどちらも、同程度の Cl 濃度である可能性が高い。一方、東北日本の第四紀火山周辺の火山岩類の地域や背弧地域では、スラブ起源熱水の Cl 濃度が 11,000~23,000 mg/L, 場所によっては 26,000 mg/L を超える。

西南日本においては、有馬・宝塚地域でスラブ起源熱水の Cl 濃度が最も高い傾向を示し、およそ 40,000 mg/L と見込まれ、場合によってはさらに高い可能性もある。大阪府石仏に代表されるような、近畿地域の中央構造線やその周辺に沿った地域では、有馬・宝塚地域よりも、やや Cl 濃度が低い傾向があり、草山や兵庫西部でさらに低くなり、Cl 濃度が 20,000~30,000 mg/L 程度である可能性がある。三重県の中央構造線沿いにも、兵庫西部地域と同じくらいの Cl 濃度を示す地点がある。四国の中央構造線沿いの 1 つの地点では、10,000~15,000 mg/L と推定され、その他の地域よりも低い。西南日本においては、いくつかの地域で CO<sub>2</sub> 濃度が非常に高いことが分かっており、津和野や兵庫県西部における流量観測では 0.3 mol/L 上と 1.1 mol/L 以上(産総研深部地質環境研究コア, 2015<sup>13)</sup>)である。

熱水鉱床の流体包有物からも、地殻深部における熱水の情報の手がかりが得られ、深部の情報を保持していると考えられるタングステン鉱床で NaCl 相当濃度として、3~10wt%が報告されており、Cl 濃度に換算すると 18,000~60,000 mg/L となる(武内, 1971<sup>20)</sup>)。このことは、地下に非常に高い Cl 濃度を持つ流体があることを示しており、スラブ脱水熱水やマグマ起源熱水の濃度は、地下水試料からの推定値を大きく上回る可能性が高いと考えられる。また、流体包有物中の CO<sub>2</sub> 濃度として 1.7-4.4 mol/L (Kazahaya and Matsuo, 1985<sup>21)</sup>) が報告されており、こちらも前述の地表における観測からの推定値よりも高い濃度を示している。以上より、スラブ起源熱水は、非常に高濃度の Cl (海水の 2 倍以上) と CO<sub>2</sub> (1 mol/L 以上) を含んでいると考えられる。

### (4) スラブ起源熱水の上昇域

スラブ起源流体の発生源の違いにより、スラブ起源熱水の化学的特徴が異なること(産総研, 2016), および長期的活動の原因も異なることから、本項ではスラブ起源熱水の成因により類



型化し上昇域を区分する。その結果を Li/Cl の高い深層地下水（つまりスラブ起源熱水）の上昇の分布とともに図 5.4.1-5 に示す。

図 5.4.1-5 は図 5.4.1-4 に示した西南日本弧と東北日本弧のスラブ起源熱水の生成と上昇のモデルに基づいて作成した。日本列島において、間隙水は深さ 20 km まで沈み込む段階で、その多くが圧密により放出され、太平洋の海域に上昇すると考えられる（図 5.4.1-5: 前弧側上昇域）。また、海洋プレート上面の堆積物に含まれる粘土鉱物の脱水（続成作用）は 150-200°C の温度で生じ、西南日本弧ではスラブ深度 20km, 東北日本弧では深さ 50 km までに脱水する。この続成流体と間隙に残った海水起源の塩水の混合水が放出されると、NaCl 型で海水に似ているが、Cl 濃度が海水の 1/2-1/3 程度の塩水ができる。西南日本弧においては、深度 30 km から 60 km の領域でスラブが高温になり、脱水し放出されたスラブ起源熱水は、四国～近畿～東海地域の前弧側に上昇（図 5.4.1-5: 有馬型上昇域）し、CO<sub>2</sub> を多量に含む高濃度の NaCl 型の有馬温泉水に代表される有馬型熱水の元になる（例えば、Kusuda *et al.*, 2014<sup>22</sup>）。

西南日本弧の地質学的特徴は、中央構造線よりも南側（外帯）に海洋プレート上面の堆積物に由来する付加体が発達していることである。付加体の高压変成作用に関与した熱水流体に間隙水起源の塩水が関与している（Sumino *et al.*, 2010<sup>8</sup>）。西南日本外帯では、有馬型及び間隙水（続成作用含む）の 2 種類の熱水が混合しつつ上昇していると考えられる（図 5.4.1-5; 有馬型+前弧側上昇域）。また、先述したように、火山フロントおよびその背弧側では、熱水流体のまま上昇しない。したがって、火山フロント及び日本海側の第四紀火山の 15 km 圏外に背弧側の領域で多数存在する熱水は基本的に地殻内でマグマが固化した際に放出された熱水であると考えられる（図 5.4.1-5: 火山フロント域及び背弧側上昇域）。

なお、図 5.4.1-5 に示されるように、火山フロントおよび背弧側の第四紀火山の 15 km 圏外にマグマ起源熱水と考えられる熱水上昇地点（●赤点）が多数存在することは重要である。これらの地域では現在地表に火山は存在しないが、地殻下部にマグマが存在する可能性がある。

西南日本弧に位置するが、伊豆小笠原弧の背弧に相当する地域（静岡、山梨県、関東地方西部）では、静岡県内に油田が存在し、かつスラブ起源熱水の上昇も広域に見られる（図 5.4.1-5）。この地域はフィリピン海プレートの沈み込み深度も浅い地域で、伊豆弧は日本列島に衝突しており非常に複雑な地殻構造およびマントル内構造を持つ。スラブ起源熱水の発生原因および上昇プロセスについては現在のところ、はっきりと結論することができないため、将来予測も難しい地域といわざるを得ない。スラブ起源熱水の供給量は、沈み込むプレートにより異なることも示されており、それぞれに固有値を持つと考えられる。さらに沈み込み角が場所によって異なるフィリピン海プレートの西南日本弧と九州-琉球弧の両者では、温度・圧力の関係も違うため、水の放出過程は異なるはずである。これらスラブ起源熱水の初期値が異なる場も念頭に置いておく必要がある。

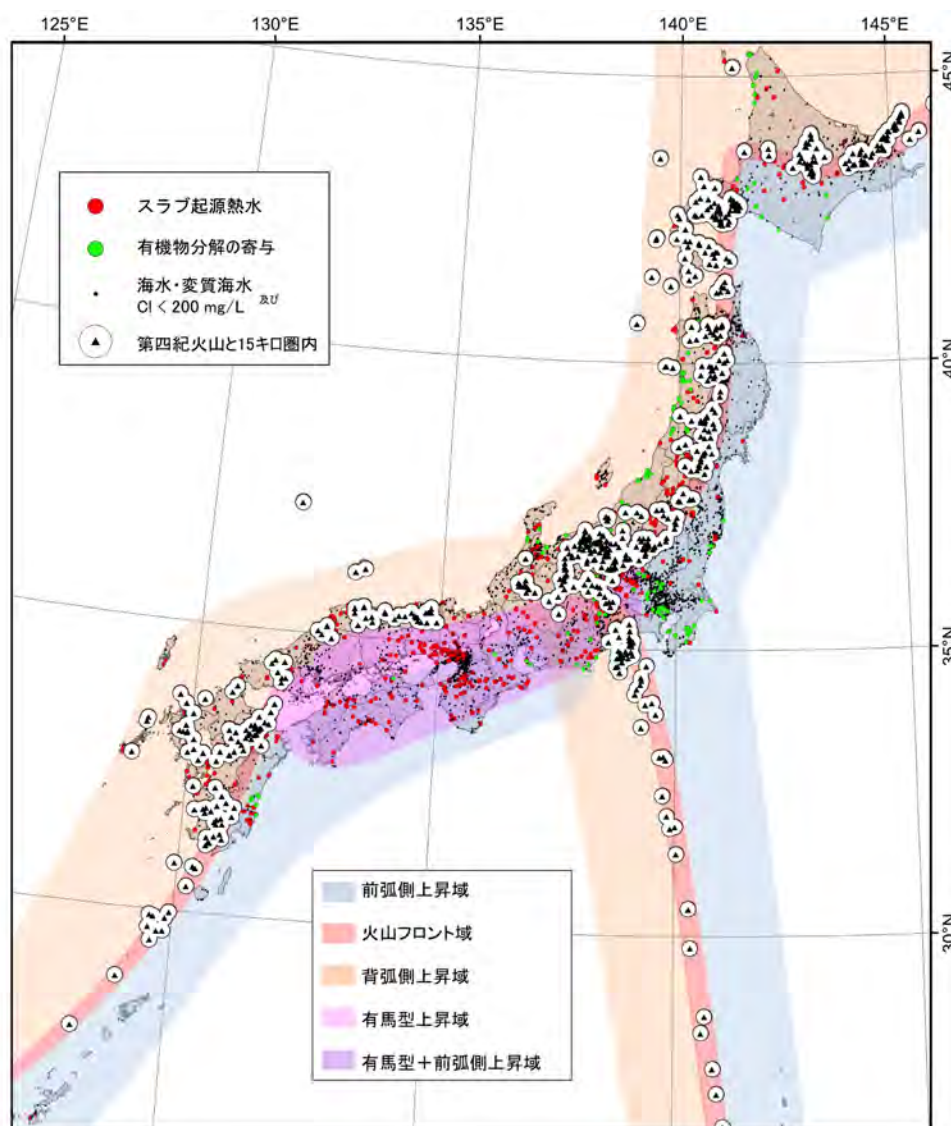


図 5.4.1-5 成因により区分したスラブ起源熱水の上昇域

各上昇域のスラブ起源熱水の特徴は本文参照。有機物分解の寄与の地点は、東北日本における Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係と同じ傾向を示す試料を抽出して求めた（産総研, 2016<sup>7)</sup>）。

#### 5.4.1.2 深部流体が地下水水質および周辺地層に及ぼす影響について重要な因子の抽出

##### 1) 地下水系への深部流体による影響要因の整理

##### (1) 影響の種類

深部流体活動が周辺の地下水系に与える影響を考える上で、サイトの天然バリアや廃棄体を変質、腐食等により破壊する恐れがある深部流体等に含まれる化学種と水温等が重要である。重視される化学種及び付随パラメータは、水温、pH、NaCl 濃度、CO<sub>2</sub> 濃度などが挙げられる。さらに、深部流体等に含まれる化学種は、水温変化、岩石・鉱物等との反応や、流体自体のガス分離等により、溶存成分の種類や濃度及び pH が変化することも考慮が必要である。変質帯等を形成することで知られる火山性熱水活動では、火山ガスや火山ガスを溶解した強酸性の地下水により変質作用を起こす。しかし、これらの熱水活動は、基本的に活火山周辺部に活動の場所が限られるため、サイト選定時に排除されると考えられる。ここでは、NaCl-CO<sub>2</sub> 型のスラブ起源熱水と考えられる地殻内で固化したマグマから供給される熱水と火山活動と無関係に熱水として上昇する有馬型熱水について取り扱う。NaCl-CO<sub>2</sub> 型のスラブ起源熱水は、地層内の鉱

物等との反応による pH の変化により炭酸種の種類が変化する。NaCl, CO<sub>2</sub> ともに地層破壊や腐食の原因物質であるので、評価の対象となる。これらの化学種の影響の程度の把握においては、スラブ起源熱水の流量やその変化および持続時間などのパラメータも重要になってくる。このようなパラメータは、スラブ起源熱水の成因と上昇プロセスにより値と変動値が決まる。

## (2) 要因の整理

### 高 CO<sub>2</sub> 濃度の熱水流体

深部から NaCl-CO<sub>2</sub> 型の熱水が上昇した場合は、浅部で CO<sub>2</sub> を遊離するため、浅層地下水系を炭酸泉化させ、地層の変質（風化反応等）を加速させると考えられる。一方、前弧側上昇水の NaCl-CH<sub>4</sub> 型の熱水は、周辺地層への化学的作用は、NaCl-CO<sub>2</sub> 型と比較した場合大きくないが、地下水を高温化させ塩水化させる作用がある。以上より、深部流体が地下水水質および周辺地層に及ぼす影響は、背弧側のマグマ起源熱水および西南日本弧の前弧側にみつかると有馬型熱水によりもたらされる CO<sub>2</sub> による地層の変質が最も重要である。東北日本弧の前弧側に上昇するスラブ起源熱水は、化学的には NaCl 型 (+CH<sub>4</sub>) で CO<sub>2</sub> 濃度が低い（産総研, 2016<sup>7)</sup>）ため、地層処分地への化学的影響は少ないが、方解石による脈の閉塞が生じにくい。また、温度も低い場合シリカによる脈閉塞も生じにくい。これらの特徴は、福島県いわき市における温泉水噴出が止まらない原因のひとつに挙げられている（産総研深部地質環境研究コア, 2015<sup>13)</sup>）。

### 地殻内の熱水分布と上昇経路

スラブ起源熱水がマントル内を上昇後、地殻下部に到達したときにどのような空間分布を示すのかについては、地表付近への上昇域を決定する重要な因子である。地殻下部の地震波や電磁気等を用いた地球物理学的観測の結果、地震波の低速度域に熱水流体の貯留槽が存在する可能性が多数の事例で指摘され、地殻下部では熱水流体に偏在性が認められる（産総研深部地質環境研究コア, 2013<sup>18)</sup>）。マグマの固化に伴い放出されるスラブ起源熱水についても、マグマ活動の局地性から偏在性は明らかである。

産総研深部地質環境研究コア（2014<sup>19)</sup>, 2015<sup>13)</sup>）にまとめられたように、深層地下水が地表に上昇する場所は、a) 断層系の流出域、b) 河川沿いに形成された流出域、c) 地形変換点に形成された流出域に分類できる。この中で、a) 断層系の流出域が最も多く、しかも水温の高い深部流動系の地下水上昇は、断層の屈曲部あるいは断層セグメントの接合部にあると考えられる。断層については、水みちとして機能する亀裂が存在すればよく、活断層でなければならないという前提はない。したがって、非常に古い現在は活動していない地質断層や火山火道等も上昇経路となりうる。

### 上昇流量と水温

前述したように、スラブの脱水量は定常的であると考えられ、流量については前章で示した。一方、マグマ発生は間欠的であり、マグマ固化に伴う熱水流体の生成は定常的ではない。地下深部で固化したマグマから放出されるマグマ起源熱水の量は、地下に貫入したマグマの規模により大きく依存する。現在観察されるマグマ溜りの化石としての花崗岩の規模や巨大カルデラ噴火時の噴出物量等から地殻深部のマグマ溜りは 100 km<sup>3</sup> 以上に達しうる。仮に 100 km<sup>3</sup> のマグマに 10wt% の水が含まれていた場合では、このマグマ溜りが固化する際に放出される熱水の総量は、マグマの密度を 2,500 kg/m<sup>3</sup> とすると、2.5×10<sup>10</sup> ton (25 km<sup>3</sup>) となる。この量は 10 万年間に上昇する西南日本のスラブ起源熱水量 (4×10<sup>11</sup> ton) の 1/16 の規模になる。マグマの挙動により、地表への流動量は大きく変化することに留意しなければならない。

地下から上昇するスラブ起源流体は、地殻下部においては、400-500°C 以上が想定される。また、マグマが地殻下部で固化する際に放出されるスラブ起源熱水も 600°C 以上の高温で放出さ

れると考えられる。処分地深度に到達したときの水温は、上昇速度等にもよると考えられるが、 $\text{CO}_2$ の気相を持つ流体として最速で上昇した場合、処分地深度の静水圧下での沸点に相当する温度になる。水温については、熱水の流入が想定される場合は、処分地深度では最大で  $200^\circ\text{C}$  程度であろう。

### 影響の持続時間

熱水活動の持続時間は、供給のメカニズムと上昇経路の特性により決まると考えられる。マグマ起源熱水は、マグマの固化により放出されるので、マグマの規模、固化速度により供給量と流量が決まる。ひとつのマグマ活動の寿命は数 10 万年程度と考えられるので、持続時間も同等の長さが想定されるべきである。しかし、複成火山の形成機構等から同じ場所に何度も別のマグマが供給される事例は一般的なことであり、このような場においては一回のマグマ活動の持続時間はあまり意味がないため、継続的に供給されるものとする方が適当である。

### (3) 深部流体による高 $\text{CO}_2$ 地下水の形成

本項では、中深度処分相当深度及び地層処分相当深度の地下水系について、 $\text{NaCl}-\text{CO}_2$  型のスラブ起源流体の混入が引き起こす地下水の  $\text{CO}_2$  の高濃度化に対して、考え得る濃度範囲について物理化学条件等をふまえた理論的検討を行う。

#### 高 $\text{CO}_2$ 深部流体の供給

図 5.4.1-6 に有馬型熱水の上昇に伴う水質変化について概要を示した。 $\text{CO}_2$  を多く含む深部流体から遊離した  $\text{CO}_2$  は気泡となり、水とは独立に上昇するため、浅部で地下水を炭酸泉化し、高  $\text{CO}_2$  濃度地下水を形成すると考えられる。実際、有馬型深部流体の上昇が見られる神戸～尼崎・宝塚地域では、 $\text{NaCl}$  型温泉水は 800 m 以深に存在し、1,000 m より浅部では  $\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Cl}$  型になっている。したがって、 $\text{CO}_2$  を多量に含む深部流体は、地下 1 km 以上の深度で多量の  $\text{CO}_2$  を分離すると考えられる。以下、このプロセスを検討し、深部流体の供給に伴う地下水の  $\text{CO}_2$  濃度の変化について検討を行う。

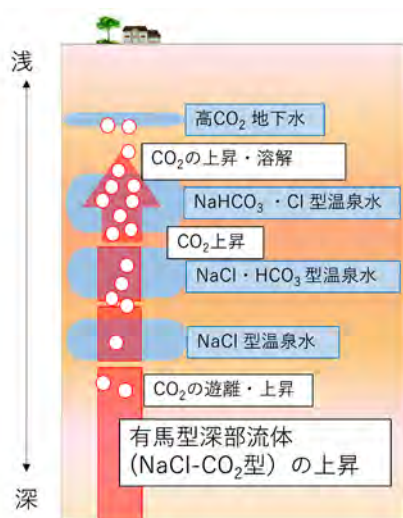


図 5.4.1-6 有馬型深部流体の上昇に伴う  $\text{CO}_2$  の分離・再溶解による水質変化

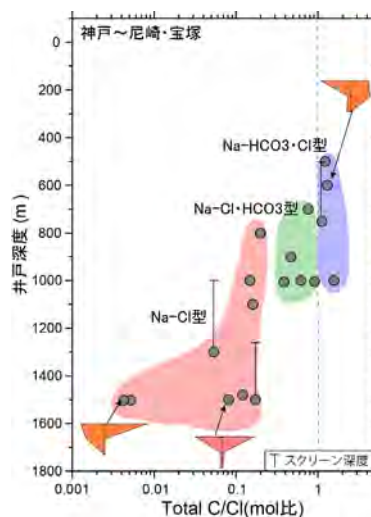


図 5.4.1-7 (右) 神戸～大阪地域における温泉水の水質タイプと深度の関係 (産総研, 2018<sup>23</sup>)

スクリーンの深度幅が不明な試料は孔底深度のみをプロットした。



図 5.4.1-5 によると、有馬型熱水は西南日本弧の前弧側に上昇し、マグマ起源熱水は、火山フロントおよびその背弧側に上昇する。どちらも高  $\text{CO}_2$  濃度深部流体であるという点では同じ特徴を持っており、東北日本弧前弧側を除く日本列島の大部分に上昇する可能性がある。有馬型熱水の  $\text{CO}_2$  濃度に関する実測値はないが、先に述べたように深度 1km で  $\text{CO}_2$  を分離するとすれば、NaCl 水溶液への  $\text{CO}_2$  の溶解度から濃度を推定できる。有馬型熱水の NaCl 濃度を 1 mol/kg (海水の 2.1 倍) とし、温度  $150^\circ\text{C}$  とした場合では、後述するように  $\text{CO}_2$  は 0.5 mol/kg の濃度になる。一方、マグマ起源熱水の  $\text{CO}_2$  濃度は、マグマ起源熱水鉱床の流体包有物の組成情報から推定でき、マグマ起源深部流体は 1 mol/kg 以上の非常に高い  $\text{CO}_2$  濃度を持つと考えられる (産総研, 2018<sup>23)</sup>)。

### 高 $\text{CO}_2$ 地下水の形成

高  $\text{CO}_2$  濃度の深部流体が上昇すると、その上位にある浅層地下水に  $\text{CO}_2$  が供給され高  $\text{CO}_2$  濃度の地下水が形成される。その地下水を地表で採水した場合は、ほとんどの  $\text{CO}_2$  が失われるため地下の  $\text{CO}_2$  濃度を反映しない。したがって、地下水の化学分析結果は、地下における  $\text{CO}_2$  濃度を全く示していないことに留意しなければならない。以下、 $\text{CO}_2$  が供給された地下水がどのような  $\text{CO}_2$  濃度を持ちうるのかについて検討を行う。図 5.4.1-8 に様々な温度と NaCl 濃度の場合について、Mao et al. (2013)<sup>24)</sup>による  $\text{CO}_2$  の溶解度を示す。 $\text{CO}_2$  の水への溶解度は、高圧で高く低温度で高く、そして淡水で高いという特徴がある。有馬型深部流体の  $\text{CO}_2$  濃度を 0.5 mol/kg とした場合、上昇時に溶存している  $\text{CO}_2$  濃度 ( $150^\circ\text{C}$ ) は茶色の太い破線で表される (図 5.4.1-8)。  $\text{CO}_2$  気泡を効果的に分離できれば、地下 700 m で  $\text{CO}_2$  濃度が 0.5 mol/kg 以下になる。しかし、上位の地下水は  $\text{CO}_2$  の供給を受けるため、図中緑色の破線で示される  $\text{CO}_2$  濃度になり、150m 以深では大きく 0.5 mol/kg を超える濃度になる。したがって、 $\text{CO}_2$  の気泡が含まれる湧水や地下水が存在する場所では、地下に高  $\text{CO}_2$  濃度の地下水が存在していることを示している。

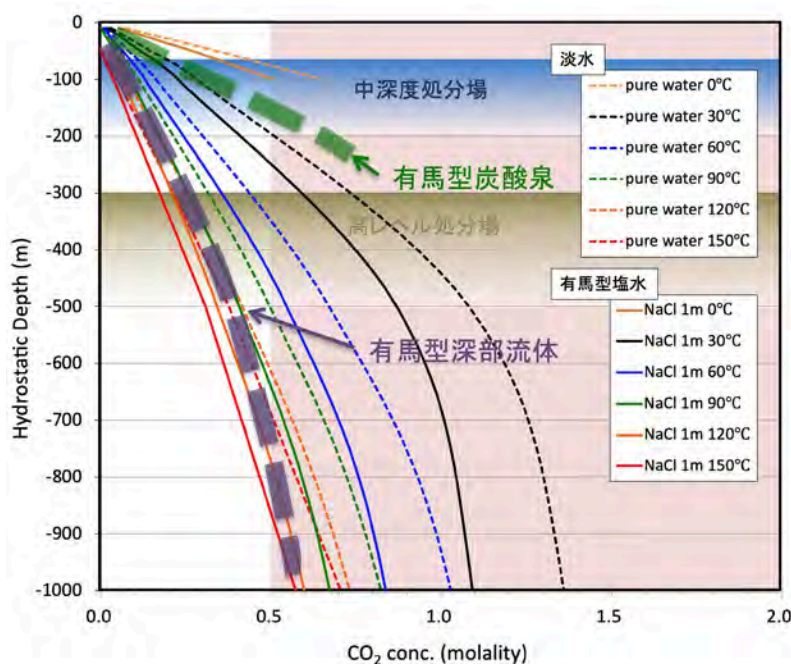


図 5.4.1-8 純水および NaCl 水溶液の  $\text{CO}_2$  溶解度  
溶解度データは Mao et al. (2013)<sup>24)</sup>による。



図 5.4.1-8 に示した濃度は、溶解度すなわち飽和濃度であるため、地下水の  $\text{CO}_2$  濃度の最大値を表す。ある浅層地下水系の地下水の  $\text{CO}_2$  濃度( $C_{\text{CO}_2}$ ; mol/kg)は、深部流体により供給される  $\text{CO}_2$  量 ( $F_{\text{CO}_2}$ ; mol/sec) と地下水の流動量( $F_{\text{gw}}$ ; kg/sec)により決まる。

$$C_{\text{CO}_2} = F_{\text{CO}_2}/F_{\text{gw}}$$

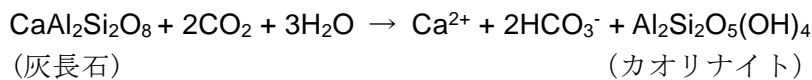
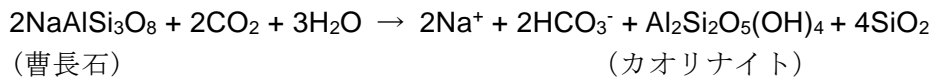
地下水の流動量が大きい、あるいは、深部流体の供給量が小さいと地下水の  $\text{CO}_2$  濃度は溶解度より小さくなることは明らかである。しかし、地下水流動が遅い、あるいは停滞している場合は、深部流体の供給量が小さくても、高い  $\text{CO}_2$  濃度の地下水が形成される可能性があることに留意しておく必要がある。特に地下水が停滞している場合については、地下水は  $\text{CO}_2$  に飽和するため、150 m 以深では 0.5 mol/kg 以上の高濃度になる。このような高  $\text{CO}_2$  濃度の地下水は、著しい風化反応を引き起こすため、その存在の有無、広がりなどの調査手法を検討しておくべきである。

### 深部流体の上昇による地層との化学的反応についての検討

本節では、深部流体の上昇により地下水の高  $\text{CO}_2$  化を起こす可能性のある地域、及び高  $\text{CO}_2$  化による地層との化学的反応について既存知見の整理を行う。また、必要に応じ典型的な高  $\text{CO}_2$  濃度地下水の湧出地域を対象に調査を行う。

#### 1) $\text{CO}_2$ による変質反応

岩石・鉱物の変質は、火山ガスや熱水等による熱水変質作用を除けば、化学的風化作用が最も一般的に生じている。化学的風化作用は主に水と  $\text{CO}_2$  との反応で進行し、鉱物等に含まれていた陽イオン種が地下水に移行する。通常土壌ガス中の生物由来の  $\text{CO}_2$  が化学的風化を引き起こすが、土壌中の  $\text{CO}_2$  濃度はたかだか数%であって、分圧 ( $P_{\text{CO}_2}$ ) としては 0.1 気圧以下である。風化しやすい代表的鉱物は斜長石、正長石などがあり、花こう岩、火山岩に普遍的に含まれる。斜長石は曹長石と灰長石の固溶体で、風化反応は次に示す反応で表される。



このようにして、浅層地下水で一般的な Na,Ca- $\text{HCO}_3$  型の地下水が形成される。

さて、深部流体が地下水系に  $\text{CO}_2$  を十分に供給した場合は、地下水中で  $\text{CO}_2$  が飽和するため、静水圧と等しい  $P_{\text{CO}_2}$  を持ちうる。例えば、深度 100 m の地下水では 10 気圧の  $\text{CO}_2$  が溶解することになる。これは通常の生物由来の  $\text{CO}_2$  の 100 倍以上になり、地層の化学的変質が通常と比較して著しく進むと考えられる。また、有馬型熱水のように 0.5 mol/kg の  $\text{CO}_2$  を含む場合は、深度 800 m で生物由来の 800 倍の  $\text{CO}_2$  濃度になる。このような環境下では、化学反応の進行により、著しい変質が深層で生じることになる。

深層において生じる地層の変質は、火山地域や地熱地域においてよくみられるが、非火山地域においてはあまりみられないようである。しかし、非火山地域では、一部の花こう岩地域でみられる“深層風化”現象が、深部流体起源の  $\text{CO}_2$  による変質により生じた可能性がある。この現象は、花こう岩の風化と似た現象が表層部だけでなく深層まで生じていることから名付けられたが、通常の風化では説明できない。中国地方の花こう岩地域において広範囲に認められることから、地域によっては稀な事象ではない可能性がある。今後、“深層風化”現象の原因について、深部流体による  $\text{CO}_2$  に起因するかどうかについて検討すべきである。

### 【処分事業における研究成果の意義】

日本列島において、地殻内に存在し上昇する深部流体には、高温、高塩濃度、低 pH で多量の二酸化炭素を含むスラブ起源熱水がある。このような熱水は西南日本では、九州東岸を除くほぼ全域に上昇する可能性があり、東北日本孤では、火山フロント及びその背孤側に上昇する可能性がある。そのため、10 万年以上の将来にわたるスラブ起源熱水の活動の予測に関する研究は重要である。また、地下水系にこの熱水が侵入した際に、地層や廃棄体に対して地下水の反応性の変化に大きな影響を及ぼす可能性があるため、その影響の評価研究は重要である。これらの研究においては、1) 熱水活動の類型化と将来にわたる上昇場の科学的推定、2) 熱水活動の定常性、不規則性の想定と科学的根拠の提示、3) 熱水の化学特性と地下水系に与える影響の要因の整理と影響の大きさや範囲に関する想定と科学的根拠の提示等が必要であると考えられる。上述した項目について重要な点を以下にまとめる。

#### 1) 熱水活動の類型化と上昇場

日本列島はスラブ起源の熱水の上昇場であり、プレートシステムの運動及び構造により上昇する熱水の種類、量が異なる。スラブ起源熱水は、a) 高い腐食性を持つ NaCl-CO<sub>2</sub> 型の高温熱水が火山フロント及びその背孤側（マグマ起源熱水）と西南日本孤の前孤側（有馬型熱水）で上昇している。b) 東北日本孤の前孤側では NaCl-CH<sub>4</sub> 型の熱水（続成流体、福島浜通り）が上昇する。なお、東北日本孤では、有馬型熱水は存在しないことがわかった。岩石学・熱力学的に推定された熱水の上昇量は、西南日本孤においては、島弧長 100 km あたり 100 万年間で、それぞれ、NaCl-CH<sub>4</sub> 型の前孤側上昇水が 1,100 km<sup>3</sup>/my/100km、NaCl-CO<sub>2</sub> 型のマグマ水+有馬型熱水が 500 km<sup>3</sup>/my/100km である。東北日本孤では、島弧長 100 km あたり 100 万年間で、それぞれ、NaCl-CH<sub>4</sub> 型の前孤側上昇水が 2,600 km<sup>3</sup>/my/100km、マグマ水が 1,100 km<sup>3</sup>/my/100km である。この上昇量は、水文学的な観測値と矛盾しない。

#### 2) 熱水活動の定常性、不規則性

スラブの脱水により生成した熱水流体が、そのまま熱水流体として地殻に上昇する場合は地殻内に定常的に供給されていると考えられる。地殻深部から地表付近に上昇するには断層・地質境界等を水みちとするが、地殻内に大規模な熱水貯留槽を形成している可能性がある。将来にわたる熱水活動の予測を行うためには、熱水貯留槽の有無、規模などとともに上昇経路に関する研究が必要であるが、まだ行われていない。

一方、マグマを生成し、上昇する場合は間欠的かつ大規模に上昇すると考えられる。地下深部で固化したマグマから放出されるマグマ起源熱水の量は、地下に貫入したマグマの規模により大きく依存する。100 km<sup>3</sup> のマグマ溜りが固化する際に放出される熱水の総量は 25 km<sup>3</sup> に達し、10 万年間に上昇する西南日本のスラブ起源熱水量 (4x10<sup>11</sup> ton) の 1/16 の規模になる。マグマの挙動により、地表への流動量は大きく変化することに留意しなければならない。

熱水活動の持続時間は、供給のメカニズムと上昇経路の特性により決まると考えられる。有馬型熱水はプレート運動が続く限り、マントルから近くへ供給される。マグマ起源熱水の場合は、マグマの固化により放出されるので、マグマの規模、固化速度により供給量と流量が決まる。ひとつのマグマ活動の寿命は数 10 万年程度と考えられるので、持続時間も同等の長さが想定されるべきである。しかし、複成火山の形成機構等から同じ場所に何度も別のマグマが供給される事例は一般的なことであり、このような場においては一回のマグマ活動の持続時間はあまり意味がないため、継続的に供給されるものとする方が適当である。

#### 3) 熱水の化学特性と地下水系に与える影響

NaCl-CO<sub>2</sub> 型のスラブ起源熱水の Cl 濃度は、有馬型では 40,000 mg/L（海水の 2 倍以上）に

達する。マグマ起源熱水流体は Cl 濃度が 18,000~60,000 mg/L の範囲にあると考えられる。地下から上昇するスラブ起源流体は、地殻下部においては、400-500°C以上が想定される。また、NaCl-CO<sub>2</sub>型のスラブ起源熱水の CO<sub>2</sub>濃度は非常に高いことが分かっており、津和野や兵庫県西部における流量観測では 0.3M 以上と 1.1M 以上である。流体包有物中の CO<sub>2</sub>濃度から 1.7-4.4 M と推定され、観測値よりも高い濃度を示している。

マグマが地殻下部で固化する際に放出されるスラブ起源熱水も 600°C以上の高温で放出されると考えられる。処分地深度に到達したときの水温は、上昇速度等にもよると考えられるが、CO<sub>2</sub>の気相を持つ流体として最速で上昇した場合、処分地深度の静水圧下での沸点に相当する温度になる。水温については、熱水の流入が想定される場合は、処分地深度では最大で 200°C程度であろう。

CO<sub>2</sub>を多量に含むスラブ起源熱水は、地下 1km 以上の深度で多量の CO<sub>2</sub>を分離すると考えられる。この熱水を混入する神戸～尼崎・宝塚地域の地下水は、NaCl 型温泉水は 800 m 以深に存在し、1,000 m より浅部では NaHCO<sub>3</sub>・Cl 型になっている。したがって、CO<sub>2</sub>を多量に含む深部流体は、地下 1 km 以上の深度で多量の CO<sub>2</sub>を分離すると考えられる。地下水流動が遅い、あるいは停滞している場合は、熱水の供給量が小さくても、高い CO<sub>2</sub>濃度の地下水が形成される。特に地下水が停滞している場合については、地下水は CO<sub>2</sub>に飽和するため、150 m 以深では 0.5 mol/kg 以上の高濃度になる。このような高 CO<sub>2</sub>濃度の地下水は、著しい風化反応を引き起こしうる。有馬型熱水のように 0.5 mol/kg の CO<sub>2</sub>を含む場合は、深度 800 m で生物由来の 800 倍の CO<sub>2</sub>濃度になる。このような環境下では、化学反応の進行により、著しい変質が深層で生じることになる。

#### 【残された課題と留意事項】

東北日本の背孤側及び西南日本孤全域のスラブ起源熱水は、NaCl-CO<sub>2</sub>型と考えられ、非常に高濃度の Cl (海水の 2 倍以上) と CO<sub>2</sub> (1 mol/L 以上) を含んでいると推定される。特に CO<sub>2</sub>に関しては非常に高濃度であり、実際に影響を受けた地下水を地表でボトルに採取して分析する場合は、遊離した CO<sub>2</sub>は全て失われて、分析データからは実際の CO<sub>2</sub>濃度がわからない。したがって、CO<sub>2</sub>含有量の判断をする際に、既存文献資料等の全炭酸濃度等のデータは地下における地下水の状態を全く反映していない場合があることに注意する必要がある。この点は非常に重要な留意点である。

東北日本孤前孤側に上昇する NaCl-CH<sub>4</sub>型の熱水については、処分地への化学的な影響は小さいと考えられるが、いわき地域における事例のように地震に伴い大量に噴出する温泉水が 9 年以上も持続し現在も続いている。この現象は、地殻内に巨大な熱水貯留槽の存在を必要とし、影響の量的側面の評価の上で重要である。しかし、この現象を引き起こすシステムの解明や影響の将来予測手法の確立には至っていない。

熱水の化学特性と地下水系に与える影響を評価する上で、非火山地域における地層への影響評価手法が課題として残っている。非火山地域では、例えば“深層風化”現象が、中国地方の花コウ岩地域において広範囲に認められ、スラブ起源流体に含まれる CO<sub>2</sub>による変質により生じた可能性も考えられる。実際にどの程度の時間軸でどの程度の変質が進行するのかについては実証的研究がまだない。

スラブ起源熱水が、どのような経路で上昇しうるか、さらに、どの程度の量が供給されうるのかについては、地殻内の熱水貯留槽の存在の有無の把握及び貯留槽の規模の推定と同時に流出域の特性と湧出機構等の解明が重要である。特に、前孤側に存在するマグマを介さずに直接スラブから上昇するスラブ起源熱水は、基本的には長期的かつ連続的に活動するものと考えられる。しかし、地殻浅部の貯留槽の存在と断層活動等による小規模な流量変動時の持続時間に

については、まだ不明な点が多く、さらに事例を含めた検討が必要である。

第四紀火山から離れた場所において、地下でマグマが貫入固化し熱水を供給していると考えられる事例がある。背弧側においては、第四紀火山から遠く離れた場所であっても、スラブ起源熱水の活動調査を行う必要があることを示している。一方で、第四紀火山から離れた場所において、地下でマグマが貫入固化し熱水を供給していると考えられる事例もある。背弧側においては、第四紀火山から遠く離れた場所であっても、スラブ起源熱水の活動調査を行い、将来予測に基づく影響評価が必要であることを示している。地下水に混入するスラブ起源熱水成分の発生がどのようなプロセスで生じるかを明らかにすることは、熱水活動の質、量の将来予測のために必須の情報であり、さらに、事例研究を積み上げ将来予測の手法を確立してゆく必要がある。

#### 【引用文献】

- 1) 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・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, no. 1, 3-16.
- 2) 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川徳敏・清水 徹・宮越昭暢・戸崎裕貴・東郷洋子・稲村明彦・半田宙子・仲間純子・中村有理・竹内久子・大丸純・清水日奈子・尾山洋一・大和田道子・切田 司 (2018) 深層地下水データベース(第2版), 地質調査総合センター研究資料集, no.653.
- 3) Jarrard, R. D. (2003) Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4. doi:10.1029/2002gc000392
- 4) Rupke, L. H., Morgan, J. P., Hort, M. and Connolly, J. A. D. (2004) Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 223, no. 1-2, 17-34. doi:10.1016/j.epsl.2004.04.018
- 5) Hacker, B. R. (2008) H<sub>2</sub>O subduction beyond arcs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q03001, doi:10.1029/2007GC001707.
- 6) 片山郁夫・平内健一・中島淳一 (2010) 日本列島下での沈み込みプロセスの多様性. 地学雑誌, 119, 205-223.
- 7) 産業技術総合研究所 (2016) 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.
- 8) Sumino, H., Burgess, R., Mizukami, T., Wallis, S. R., Holland, G. and Ballentine, C. J. (2010) Seawater-derived noble gases and halogens preserved in exhumed mantle wedge peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 294, no. 1-2, 163-172. doi:10.1016/j.epsl.2010.03.029
- 9) Peacock, S. M. and Wang, K. (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286, no. 5441, 937-939. doi:10.1126/science.286.5441.937
- 10) Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. *Earth Planets Space*, 66. doi:10.1186/1880-5981-66-131
- 11) Iwamori, H. (1998) Transportation of H<sub>2</sub>O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, no. 1-2, 65-80. doi:10.1016/s0012-821x(98)00080-6
- 12) Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268, no. 5212, 858-861. doi:10.1126/science.268.5212.858
- 13) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費(地質関連情報の整備)事業：平成 26 年度事業報告書.
- 14) Sato, T., Kazahaya, K., Matsumoto, N. and Takahashi, M. (2020) Deep groundwater

- discharge after the 2011 Mw 6.6 Iwaki earthquake, Japan. *Earth Planets Space*, 72, <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01181-7>
- 15) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 23 年度事業報告書.
  - 16) 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, no. 4, 295-319.
  - 17) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 22 年度事業報告書.
  - 18) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 24 年度事業報告書.
  - 19) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備 (地質関連情報の整備)：平成 25 年度事業報告書.
  - 20) 武内寿久祐 (1971) 冷却顕微鏡による含 CO<sub>2</sub> 流体包有物の研究. *鉱山地質*, 21, 286-300.
  - 21) Kazahaya, K. and Matsuo, S. (1985) A new ball-milling method for extraction of fluid inclusions from minerals. *Geochem Jour.*, 19, 45-54.
  - 22) 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 Space*, 66, no. 119. doi:10.1186/1880-5981-66-119.
  - 23) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託費 (自然事象等の評価手法に関する調査)：平成 29 年度事業報告書.
  - 24) Mao, S., Zhang, D., Li, Y. and Liu, N. (2013) An improved model for calculating CO<sub>2</sub> solubility in aqueous NaCl solutions and the application to CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. *Chemical Geology*, 347, 43-58.



## 5 本事業に関する研究成果の取りまとめ

## 5.4.2 微生物

## 【処分事業に果たす役割】

還元環境の深部地下水では地上の有酸素環境とは異なる種類の微生物が生息しており、近年の研究によって、深部地下水には硫酸還元菌、硝酸還元菌、鉄還元菌、酢酸生成菌、メタン生成菌などの様々な種類の微生物が存在することが分かってきた<sup>1),2),3)</sup>。これらの微生物は地下水中の化学物質をエネルギー源として利用することから、地下水中の酸化還元状態に影響を与える要因となっている。そのため、地下深部の環境中での微生物活性を実験的に評価することによって、長期的な地下坑道周辺における酸化還元環境の変化を評価することが可能となる。

## 【研究成果の概要】

## ・地下水サンプリング

瑞浪超深地層研究所の09MI20号坑の区間4でサンプリングを行った。深部地下水中の微生物量は極めて希薄であり、活性も低いため、大量の地下水をメンブレンフィルター（0.22 $\mu\text{m}$  pore）でろ過することで微生物を大量採取し、それを少量の地下水に戻して微生物濃縮懸濁液を作成しそれを培養液とする。地下水中微生物は溶存酸素が枯渇した嫌気状態で活動しているため、サンプリング時も酸素を避ける必要がある。そのため、微生物および地下水のサンプリングは研究坑道内で行い、クイックコネクツ、テフロンチューブおよびステンレスフィルターホルダーを使うことで外気との接触を遮断した。また、ろ過地下水量は流量計で計測し、メンブレンフィルターの破損を防ぐためにフィルターホルダーの前に減圧レギュレーターを付けて圧力調整を行った（図5.4.2-1）。そして、微生物を採取したフィルターは移動時も嫌気冷蔵状態を維持し、微生物の増殖、死滅、およびコンタミネーションをさけるため細心の注意を払った。

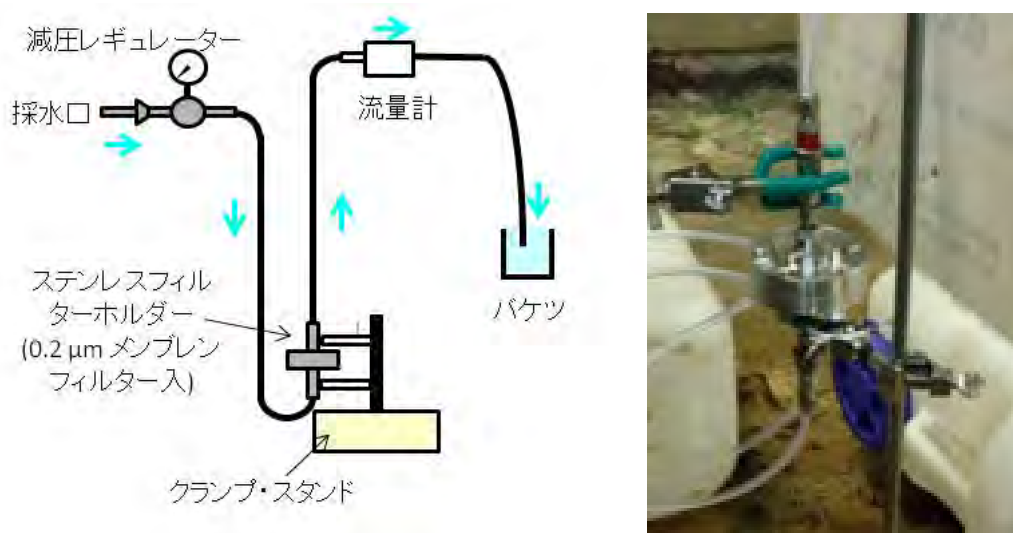


図 5.4.2-1 微生物サンプリング時の概念図（左）とサンプリング中のフィルターホルダーの写真（右）

## ・培養試料の作成

採取したメンブレンフィルターと地下水の処理は以下のように行った。まず、現場で微生物細胞を捕捉したメンブレンフィルターとろ過地下水をあわせて微生物濃縮懸濁液を作った。こ

の作業は、微生物を酸素に接触させないために実験室の嫌気チャンバー内で行った。なお、微生物濃縮懸濁液の濃縮率は10倍以上である。微生物濃縮懸濁液は複数の培養容器に分けて、それぞれ硫酸ナトリウム（安定同位体  $\text{Na}^{34}\text{SO}_4$  または自然同位体  $\text{Na}^{32}\text{SO}_4$ ）、炭酸水素ナトリウム（安定同位体  $\text{NaH}^{13}\text{CO}_3$  または自然同位体  $\text{NaH}^{12}\text{CO}_3$ ）を嫌気チャンバー内で添加して炭酸イオン、硫酸イオンの濃度調整を行った。

培養実験は、原位置の水圧を模して行う高圧培養実験と、簡易的に行う常圧実験の2種類行った。常圧実験の仕込み作業手順は（Ⅰ）滅菌した120mlのバイアルビンに硫酸ナトリウム、炭酸水素ナトリウムを調整した微生物濃縮懸濁液20mlを導入、（Ⅱ）滅菌したゴム栓を用いてバイアルビンを密閉、（Ⅰ）、（Ⅱ）の作業は嫌気チャンバー内で実施、（Ⅲ）アルミシールを用いてバイアルビンを封印、（Ⅳ）水素濃度を5%、1%、0.1%、0.01%、0.003%、0.001%に調整した無酸素ガスを注射針を用いてバイアルビン内に導入させながら別の注射針でガスを抜き、バイアルビン内のヘッドスペースを循環させ十分に（5分～10分）通気、（Ⅴ）通気用の注射針を抜き取り、同一ガスをを用いてゲージ圧0.2MPaまで加圧、（Ⅵ）現場状況に準拠して25°Cに設定したグロースチャンバーに静置し試験を開始、以上の手順で常圧培養実験を行った。

高圧培養実験の仕込み手順を図5.4.2-2に示す。培養実験には滅菌した1000ml容の耐压容器（Swagelock製）を用いた。（Ⅰ）下部バルブを取り付けて、閉じた状態の1000ml耐压容器に硫酸ナトリウム、炭酸水素ナトリウムを調整した微生物濃縮懸濁液100～350mlを導入、（Ⅱ）上部バルブを取り付けて耐压容器を密閉、（Ⅰ）、（Ⅱ）の作業は嫌気チャンバー内で実施、（Ⅲ）水素濃度を1%、0.1%、0.01%、0.003%、0.001%、0.0001%に調整した無酸素ガスを下部バルブに接続（このとき、容器内への大気の混入を避けるため、下部バルブにはT型ユニオンを接続）、（Ⅳ）各水素濃度の嫌気ガスを下部バルブから導入し、上部バルブから排気し十分に（5分）通気、（Ⅴ）上部バルブを閉め、圧力を1MPaまで加圧した後、大気圧に開放する作業を3回行い容器内のガスを十分に置換、（Ⅵ）3.0MPaまで置換に使用したガスをを用いて加圧、（Ⅶ）下部バルブを閉める、（Ⅷ）加圧が終わった耐压容器は現場状況に準拠した25°Cに設定したグロースチャンバーに静置し試験を開始、以上の手順で高圧培養実験を行った。

培養実験は最大で28日間行い、一定期間において全菌数、硫化水素濃度、硫酸イオン濃度、メタン濃度と炭素同位体比分析用およびNanoSIMS分析用サンプルを採取した。

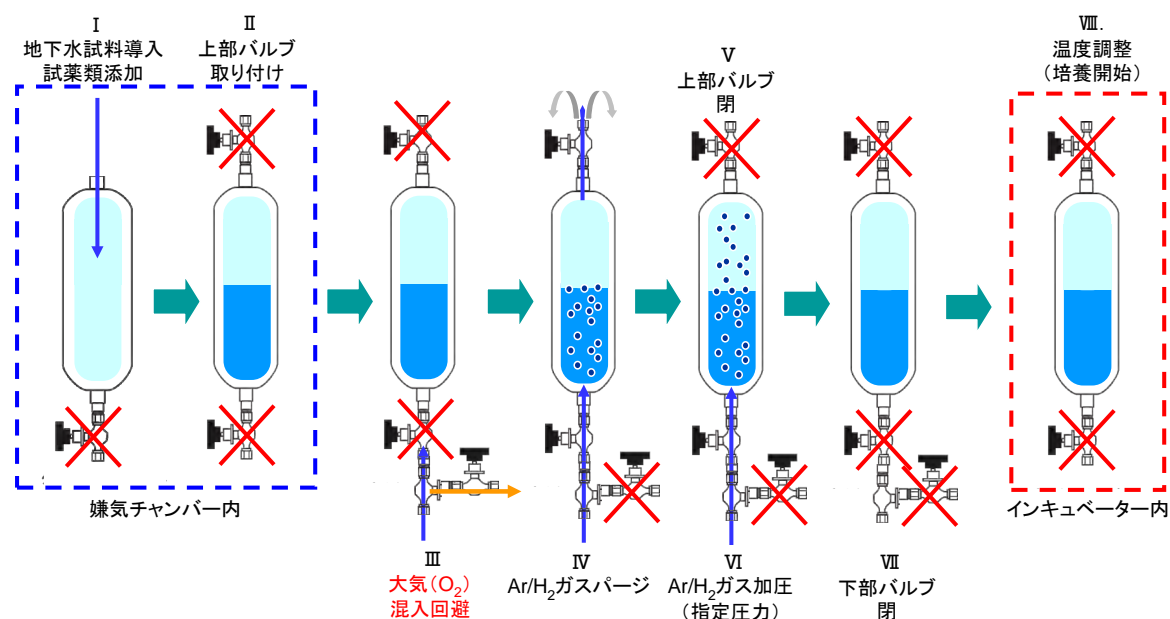


図 5.4.2-2 高圧培養実験の前処理手順

・硫化水素濃度から評価する硫酸還元活性

高圧実験、常圧実験において硫化水素濃度の測定を行った。培養液を 1 ml 採取し、10mM の酢酸亜鉛溶液 5  $\mu$ L を加えて硫化物を固定し、その後試薬を加えて発色反応を起こし吸光度計で硫化水素濃度を測定した。培養期間 12 日～14 日の硫化水素濃度と培養前の全菌数を使って、微生物 1 個あたりの硫化水素濃度増加速度と培養時の溶存水素濃度の関係を図 5.4.2-3 に示す。溶存水素濃度は気層中水素濃度、気圧、温度から計算した値を使用している<sup>4)</sup>。

測定の結果、水素濃度が 200nmol/kg 以下で硫酸還元速度が速く、それ以上の水素濃度では遅くなる傾向が確認できた。また、高圧培養実験と常圧培養実験の間で大きな違いは確認できなかった。通常、微生物の反応速度は Monod 式に従って基質の濃度が高いほど速くなることが知られており、スウェーデンの Aspo 地下実験施設でも水素濃度の増加に伴い地下微生物の硫酸還元速度が上がる傾向が確認されている<sup>2)</sup>。しかし、瑞浪の地下微生物の硫酸還元反応が必ずしも Monod 式によらずに、低い水素濃度で硫酸還元速度が活性化している。また、今回の結果は常圧培養と高圧培養の両方を個々の微生物あたりの硫酸還元活性に換算しているが、気層中水素濃度を溶存水素濃度に換算することで、常圧と高圧による結果の違いがほとんど無いことが確認できた。さらに、原位置の溶存水素濃度を 2010 年から 2014 年度まで毎年継続して測定した結果を表 5.4.2-1 に示すが、原位置の溶存水素濃度は 1.7～110nM (09MI20 号抗区間 4 に限れば、2.0～9.5nM) であり、硫酸還元速度が落ちるほどの高レベルの水素濃度ではない。以上のことから、瑞浪の地下微生物は原位置の溶存水素濃度に近いレベルで高い硫酸還元活性を示す可能性があることが予想される。

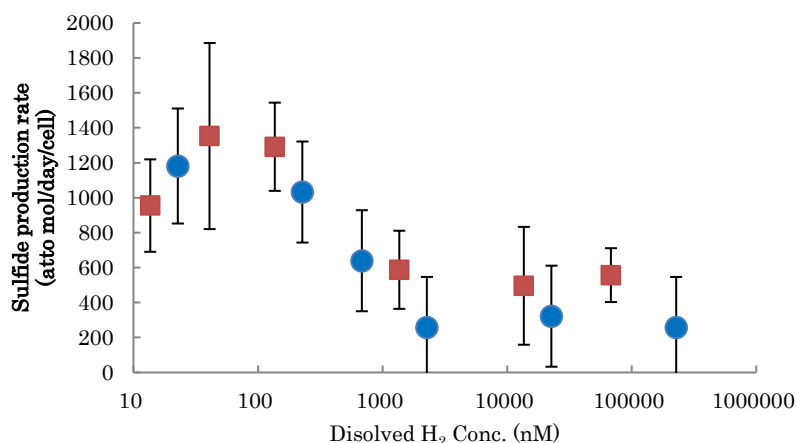


図 5.4.2-3 培養時の溶存水素濃度と単位微生物あたりの硫酸還元速度。  
青丸が高圧培養実験の結果で赤四角が常圧培養実験の結果

表 5.4.2-1 ボーリング孔ごとの溶存水素濃度. 高感度水素濃度計 TRA-1  
(ラウンドサイエンス社製) を使用して測定<sup>5),6)</sup>

Location	Section	2010.7 nmol/kg	2011.2 nmol/kg	2011.8 nmol/kg	2012.7 nmol/kg	2013.1 nmol/kg	2013.8 nmol/kg	2014.8 nmol/kg	2014.10 nmol/kg
07MI07	1	2.4	16.3	8.1	1.6		3.4	19.8	
07MI07	2			12.2	4.1		6.3	7.5	
07MI07	3	2.5		7.7	1.2		4.6	6.1	
07MI07	4			16.3	1.5		4.7	6.8	
07MI07	5	2		15.5	0.8		6.5	2.9	
07MI07	6				1.6		4.6	5.7	
09MI20	1	2.4	2.9	2.8	3.1	4.0	4.3	3.1	
09MI20	2	1.7		4.1	2.4		8.2	3.6	
09MI20	3	2.1		4	2.1	3.3	3.4	2.0	
09MI20	4			9.5	3.8	2.0	4.5	2.6	
09MI20	5			9.5	15.7	8.7	3.7	8.2	
09MI20	6			4.8	7.7	3.3	2.1	4.6	
09MI21	1						81.6		
09MI21	2	91	1.4	5.6	12.2	10.8	9.4	16.4	
09MI21	3	2.7	3.4	5	14.9			7.0	
09MI21	4	110	114	23.2	93.1	11.3	33.6	4.1	
10MI26	1		3.4	10.1	4.7		3.0	4.8	
10MI26	3		4.1	5.2	1.6		2.1	8.5	
10MI26	4		8.3	9.5	3.0		2.4	3.0	
10MI26	5		3.6	7.3	2.6	3.7	2.9	2.9	
10MI26	6		16.8	17.2	4.5		4.3	7.2	
12MI33	2								12.9
13MI38	1								2.1
13MI39	3								10.7

・メタン生成速度から評価する炭酸還元活性

メタン生成速度を確認するために、メタンの濃度と炭素同位体比を測定した。培養前に  $^{13}\text{C}$  でラベルされた炭酸水素ナトリウム ( $\text{NaH}^{13}\text{CO}_3$ ) を添加することで、炭酸還元メタン生成が起きた時にメタンの炭素同位体比が通常の世界で可能な範囲を超えて重くなる。このときの炭素同位体比と濃度からメタン生成速度を計算することが可能であるため、培養液中のメタンの炭素同位体比と濃度を連続フロー型質量分析システム<sup>7)</sup>で測定し、メタン生成速度を計算した結果を図 5.4.2-4 に示す<sup>8)</sup>。メタン生成は全体的に低かったが、溶存水素濃度が  $2272\text{nmol/kg}$  と原位置よりも十分高い溶存水素濃度でもっとも高いメタン生成が確認できた。同様の条件であった他の培養試料は低かった理由は不明だが、少なくとも原位置レベルよりも高い水素濃度で炭酸還元活性があることが確認できた。



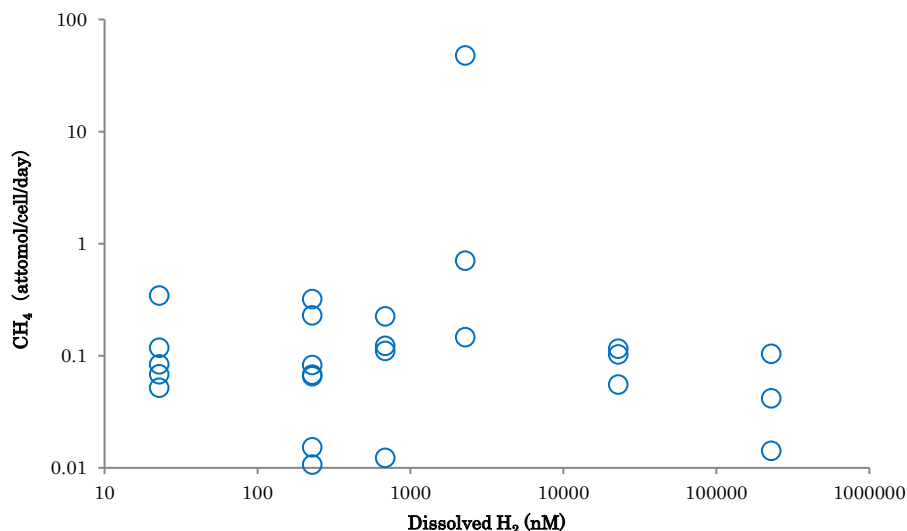


図 5.4.2-4 メタンの炭素同位体比から測定したメタン生成速度と培養時の溶存水素濃度

#### ・ NanoSIMS 分析

微生物が硫酸と炭酸を呼吸によるエネルギー代謝に利用する際に、細胞外から細胞内への輸送のためにエネルギーを消費しなくてはならない。そのため、硫酸イオンもしくは炭酸イオンで呼吸する微生物はこれらの基質を細胞内に比較的高濃度取り込んでいることが想定される。そこで、天然存在度の低い  $^{34}\text{S}$  と  $^{13}\text{C}$  でラベルした硫酸と炭酸を取り込ませ、取り込んだ細胞を NanoSIMS でマッピングすることにより、硫酸と炭酸の還元活性を評価し、その水素濃度依存性を明らかにし、そこから全分析サンプルの微生物中での硫酸還元菌と炭酸還元菌の割合を明らかにする。NanoSIMS 分析を利用した硫酸還元と炭酸還元の評価は 2014 年度の委託事業報告書<sup>9)</sup>でも行っているが、今回は分析サンプル数を増やし、水素濃度の幅を広げることで精度を上げた。また、培養期間が 28 日だったものを今回は 7 日間もしくは 8 日間と短期間にすることで微生物が増殖する前の状態を把握し、より原位置に近いデータを得られるようにした。さらに、NanoSIMS 分析で得られたデータを数値化し、個々の微生物あたりの活性速度を見積もった。

次に、NanoSIMS 分析結果から得られた数値データを使って、培養時の溶存水素濃度別に個々の微生物の  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  値と  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  値を図 5.4.2-5 に示す。この図から溶存水素濃度が 227nM のときに  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  値が高く変化しており、この溶存水素濃度レベルで微生物活動が炭酸還元へシフトしていると予想できる。また、溶存水素濃度が 22.7nM のときに  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  値が高く変化しており、この溶存水素濃度レベルで微生物活動が硫酸還元へシフトしていると予想できる。これらの結果は、画像データから得られた結果と整合的である。

## 5 本事業に関する研究成果の取りまとめ

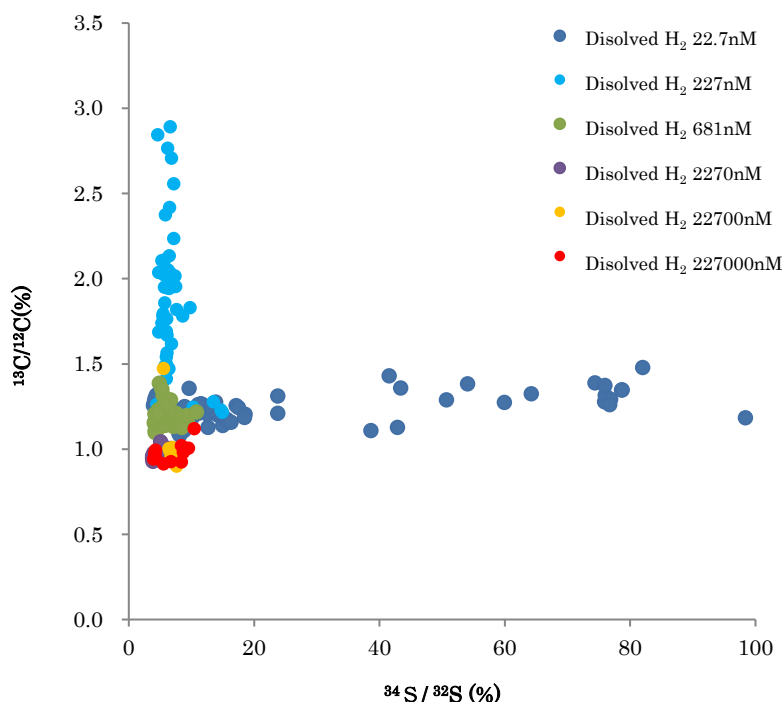


図 5.4.2-5 個々の微生物から得られた NanoSIMS 数値データの  $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$  値と  $^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$  値の分布図

NanoSIMS 分析の数値データと微生物中の炭素、硫黄の原子量から個々の微生物の炭素と硫黄の取り込み速度を計算した<sup>10),11),12)</sup>。その結果と培養時の溶存水素濃度をグラフにし、図 5.4.2-6 に示す。

硫酸の取り込み速度は現場環境に近い溶存水素濃度 22.7nM で最も高いがそれよりも少し高い、227nM, 681nM でもある程度高い値を示した。そして、さらに水素濃度が上がると速度はより遅くなる。この結果は、画像データで、 $^{34}\text{S}$  の取り込みが確認できた微生物数が 22.7 nM でもっとも多かった結果と整合的である。溶存水素濃度 22.7nM で、各微生物の硫酸取り込み速度の平均値は 2.7 mol/day/cell であった。この値から 09MI20 号抗区間 4 の全菌数および硫酸の取り込みが確認できた微生物の割合 (35%) を使って、年間の硫酸還元速度計算したところ、13.8nM/year となった。瑞浪地域での硫酸還元速度は 0.2~5nM/year と先行研究によって見積もられている<sup>9),13)</sup>。ここで得られた硫酸還元速度は先行研究よりも高めであるが、培養時の溶存水素濃度が原位置の水素濃度 (09MI20 号抗区間 4 は、2.0~9.5nM) よりも若干高いことから、硫酸還元活性が上がっている可能性が考えられる。

NanoSIMS のデータから得られた硫酸の取り込み速度の変化の傾向と、図 5.4.2-3 で示した硫化水素濃度から計算した硫化水素生成速度の傾向は、溶存水素濃度が低いところで速度が速く高濃度では遅いという点で共通している。しかし、NanoSIMS データから得られた硫酸の取り込み速度は、最大で 6.9 mol/day/cell であるのに対し、硫化水素濃度から計算した生成速度は速いもので 1200 mol/day/cell 以上の値を示していて、大きく異なる。原因としては、NanoSIMS 分析のデータは 7~8 日という短期間の培養であるが、硫化水素濃度は 12~14 日と少し長期間になるため、普段よりも高い水素濃度に適応できた硫酸還元微生物が大幅に増殖し、硫化水素生成を大量に行った可能性も考えられる。3~8 日の培養期間でも硫化水素濃度の測定を行っているが、多くは測定誤差範囲内の濃度増加であったことを考慮すると、8 日以上培養することで、微生物が増殖し急激に生成速度が速くなっている可能性も考えられる。以上のことから原位置での微生物の硫酸還元活性を評価するには NanoSIMS 分析から得られた値がより妥当で

あると考えられる。

炭酸の取り込み速度は現場環境よりも高い溶存水素濃度、227nM で最も高い値を示した。この結果は、画像データで、 $^{13}\text{C}$  の取り込みが確認できた微生物数が 227nM でもっとも多かった結果と整合的である。溶存水素濃度 227 nM で、個々の微生物の炭酸の取り込み速度の平均値を計算したところ、33.1 mol/day/cell であった。この結果は、海底堆積物中での微生物の炭素取り込み速度である  $67.3 \pm 39.2$  mol/day/cell<sup>11)</sup>の結果と同レベルである。

NanoSIMS 分析のデータから得られた炭酸の取り込み速度は 1 mol/day/cell 以上であるのに対して、メタンの炭素同位体比と濃度から計算したメタン生成速度は多くが 1 mol/day/cell 以下と全体的に低い。また、最も速度が速くなる溶存水素濃度も NanoSIMS 分析が 227 nM であるのに対し、メタンの炭素同位体比から計算した値では 2270nM であった。メタンは大気中に約 2ppm 存在しており、微生物によって生成するメタンが微量なこともあり、わずかなコンタミネーションでも生成速度が低く見積もられることがある。また、メタンの炭素同位体比から計算した値は 28 日間と長期間培養したものであるが、NanoSIMS 分析のデータは 7~8 日間と短期間であるため、より原位置の値を反映していると考えられる。以上のことから、NanoSIMS 分析のデータがより原位置微生物の炭酸還元活性を示していると考えられる。

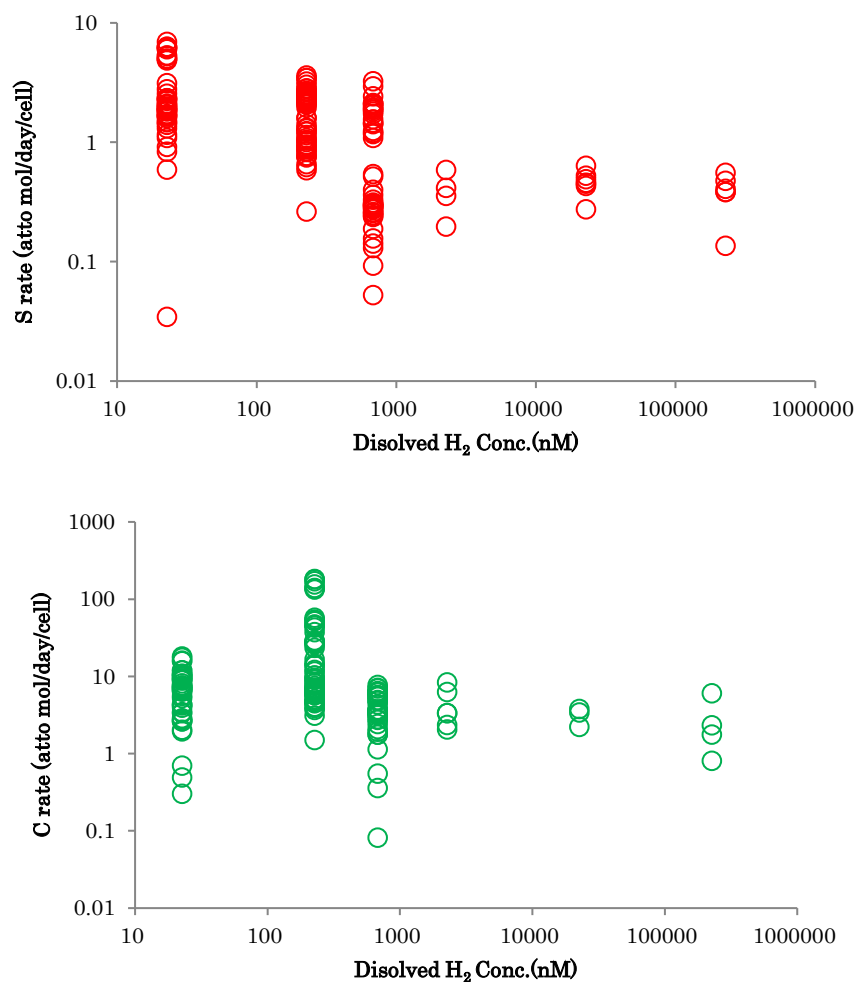


図 5.4.2-6 培養時の溶存水素濃度と個々の微生物の硫酸取り込み速度（上）および炭酸取り込み速度（下）

#### ・ DNA 解析結果

地下水中で酸化還元反応に係る微生物の出現頻度と、その経時変化を評価するために、地下水中に棲息する微生物種の特性を DNA 解析技術(16S rRNA 遺伝子の配列を決定する手法)によって行った。特定した微生物種から生理的特徴(代謝様式)を調べる事で、地下水中で微生物がどのような酸化還元反応を行っているかを推定することができる<sup>5),14),15)</sup>。本研究では 2009～2012 年と 2014 年の瑞浪超深地層研究所内の地下坑道(09MI20 号孔の区間 4)の地下水中の微生物群集組成の経時変化を評価した。

DNA 解析を実施するために、アルカリ抽出法<sup>16)</sup>、または MO BIO Laboratories 社の土壌用 DNA 抽出キットを用いて、地下水試料から DNA を抽出した。解析対象の遺伝子(16S rRNA 遺伝子)は、抽出した DNA から PCR によって遺伝子を増幅した後、形質転換およびクローニング処理を経て、遺伝子配列決定装置を用いて配列決定した<sup>17),18)</sup>。得られた配列情報は膨大であるため、類似性が 97%以上で同一微生物種由来と判断できる配列同士は、グループ化した<sup>18)</sup>。相同性 97%でグループ化した配列(phylotypes: 分類階級で典型的な特徴が共通するグループ)を、GenBank データベースを用いた Blastn 解析や ARB(ソフトウェアパッケージ)を用いた系統解析を行って、微生物種の同定を行った。各微生物の出現頻度(微生物群集組成)は、各年度および各区間で集計した。

地下水試料中の微生物群集組成について、一試料あたり 33 から 90 配列、計 345 配列を解析した。解析した配列は、130 phylotypes にグループ化した後、配列情報から近縁の微生物種を同定し、年度毎に門レベルでまとめた。各ボーリング孔における地下水試料中の微生物群集組成の経時変化を評価した結果を図 5.4.2-7 に示した。掘削から 1 年目の地下水中で優占した  $\beta$ -Proteobacteria 綱を代表した硫黄酸化細菌(*Sulfurisoma sedimicola*;<sup>19)</sup> (Kojima and Fukui, 2011)は、通性独立栄養細菌で硫化水素を酸化して硫酸塩を生成する。好気性のメタン酸化細菌(*Methylomonas paludis*)に代表される  $\gamma$ -proteobacteria 綱が掘削から 1 年の地下水中に多く、2 年目には消失した。この原因としては、掘削直後に酸素を含んだ掘削流体が地下水中に混入した後、地下水中の酸素が消費されて酸素が枯渇したためと考えられる。掘削から 2～4 年の地下水中からは、嫌気性のチオ硫酸還元菌(*Dethiobacter alkaliphilus*)に代表される Firmicutes 門が多く検出された。掘削から 2～3 年以降の地下水中から検出された *Bacteroidetes* 門と *Chlorobi* 門を代表する細菌は、近縁な培養菌株(*Solitalea canadensis* と *Melioribacter roseus*)と相同性が低く(93%以下)、代謝様式の推定は不可能だった。掘削から 4～5 年目の地下水中では、嫌気性の *Bacteroidetes* 門と *Chlorobi* 門等と並行して、好気性の脱窒菌(*Denitratisoma oestradiolicum*)に代表される  $\beta$ -Proteobacteria 綱、メタン酸化細菌(*Methylomonas* 属)に代表される  $\gamma$ -Proteobacteria 綱、*Cyanobacteria* 門(光合成を行う細菌が属するグループ)が検出された。好気性の脱窒菌と好気性のメタン酸化細菌と *Cyanobacteria* 門はボーリング坑内で増殖するとは考えにくい。脱窒菌とメタン酸化細菌は送水管中のチューブ内に、*Cyanobacteria* 門は照明付近のチューブ内に増殖していた可能性がある。メタン酸化細菌と *Cyanobacteria* 門が検出されるようになったのは、採水前に行うチューブ中のフラッシングが不十分で、チューブ内に溜っていた水が混入したことが原因と考えられる。掘削から 3～6 年で増加した *Nitrospira* 門(窒素循環に関わる硝化細菌が属するグループ)を代表する細菌は、近縁な培養菌株(*Thermodesulfobacterium yellowstonii*)と相同性が低く(87%以下)、代謝様式の推定は不可能だった。掘削から 2～6 年で増加した Archaea(嫌気性、古細菌)は、近縁な培養菌株と相同性が低く(90%未満)、代謝様式の推定は不可能だった。全体的には、掘削から 2～6 年で嫌気性の微生物の出現頻度が高くなった。これは、地下環境が擾乱から回復して嫌気的になったことを示している。これら嫌気性の微生物、*Dethiobacter alkaliphilus* や Archaea など、が硫酸還元、炭酸還元活動を行っていると考えられる。

## 5 本事業に関する研究成果の取りまとめ

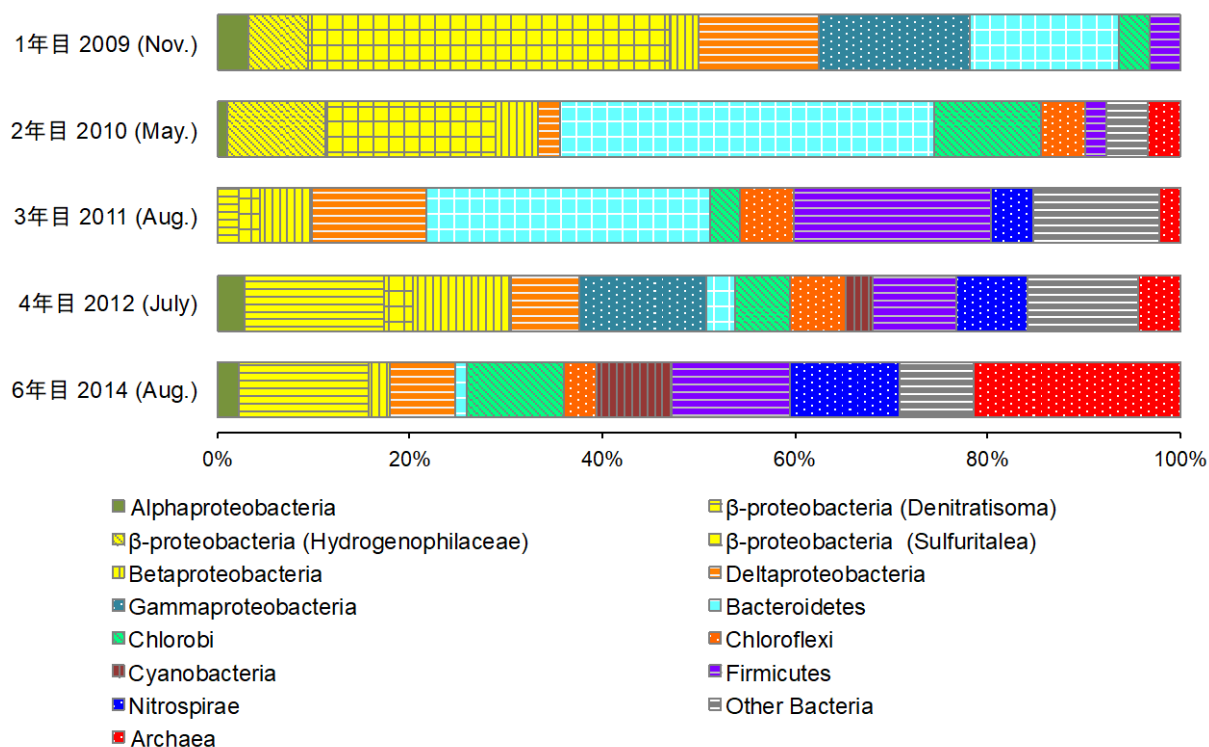


図 5.4.2-7 09MI20 号孔 区間 4 の地下水中の微生物群集組成

### ・まとめ

NanoSIMS の結果から、原位置に近い低い溶存水素濃度 (22.7nM) で硫酸を、それよりも高い溶存水素濃度 (227nM) で炭酸を使った微生物活動が活性化することが確認できた。即ち、微生物の代謝活動が溶存水素濃度に依存して変化しており、変化の起点となる水素濃度は 22.7 nM-227 nM の間であることが確認できた。先行研究によって水素は生物代謝に利用しやすい還元剤であり、その濃度の違いによって消費される酸化剤がシフトすることは知られており、具体的には、溶存水素濃度が <0.1nM で硝酸呼吸、0.1-1nM で三価鉄呼吸、1-5nM で硫酸呼吸、5-30nM で炭酸呼吸となる<sup>20)</sup>。今回の研究結果は代謝活動がシフトする水素濃度レベルは先行研究の値よりも高濃度側にずれてはいるが、硫酸呼吸よりも炭酸呼吸の方が高い水素濃度で活性化するという傾向は一致している。DNA 解析結果から確認された地下水中に生息する嫌気性の微生物が、炭酸還元及び硫酸還元活動を行っていると考えられる。

### 【処分事業における研究成果の意義】

処分深度における地下水の酸化・還元環境に及ぼす微生物の影響を室内実験で定量的に評価する手法を提示することによって、人為的な坑道掘削等による一時的な酸化・還元環境の変動に対するバッファ効果を明らかにすることができた。核種移行解析を評価する際に、微生物の効果を考慮すべきか否かは、調査によって得られた地下水試料を用いた実験によって評価することが可能となる。

### 【引用文献】

- 1) Hallbeck, L., and Pedersen, K., (2012) Culture-dependent comparison of microbial diversity in deep granitic groundwater from two sites considered for a Swedish final repository of spent nuclear fuel *Fems Microbiology Ecology*, 81, no. 1, 66-77.
- 2) Pedersen, K., (2012) Influence of H<sub>2</sub> and O<sub>2</sub> on sulphate-reducing activity of a



- subterranean community and the coupled response in redox potential *Fems Microbiology Ecology*, 82, no. 3, 653-665.
- 3) Pedersen, K., Arlinger, J., Eriksson, S., Hallbeck, A., Hallbeck, L., and Johansson, J., (2008) Numbers, biomass and cultivable diversity of microbial populations relate to depth and borehole-specific conditions in groundwater from depths of 4-450 m in Olkiluoto, Finland *Isme Journal*, 2, no. 7, 760-775.
  - 4) Wiesenburg, D. A., and Guinasso, N. L., (1979) Equilibrium solubilities of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water *Journal of Chemical & Engineering Data*, 24, no. 4, 356-360.
  - 5) 産業技術総合研究所深部地質環境コア, (2012) 平成 23 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査(放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備) 平成 23 年度事業報告書.
  - 6) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, (2013) 平成 24 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査(放射性廃棄物処分安全技術調査のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備) 平成 24 年度事業報告書.
  - 7) Hirota, A., Tsunogai, U., Komatsu, D. D., and Nakagawa, F., (2010) Simultaneous determination of delta N-15 and delta O-18 of N2O and delta C-13 of CH4 in nanomolar quantities from a single water sample *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 24, no. 7, 1085-1092.
  - 8) Montoya, J. P., Voss, M., Kahler, P., and Capone, D. G., (1996) A Simple, High-Precision, High-Sensitivity Tracer Assay for N(inf2) Fixation *Applied and Environmental Microbiology*, 62, no. 3, 986-993.
  - 9) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, (2014) 平成 25 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査等(放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備(水理関連情報の整備)) 報告書.
  - 10) Duboc, P., Schill, N., Menoud, L., Vangulik, W., and Vonstockar, U., (1995) MEASUREMENTS OF SULFUR, PHOSPHORUS AND OTHER IONS IN MICROBIAL BIOMASS - INFLUENCE ON CORRECT DETERMINATION OF ELEMENTAL COMPOSITION AND DEGREE OF REDUCTION *Journal of Biotechnology*, 43, no. 2, 145-158.
  - 11) Morono, Y., Terada, T., Nishizawa, M., Ito, M., Hillion, F., Takahata, N., Sano, Y., and Inagaki, F., (2011) Carbon and nitrogen assimilation in deep seafloor microbial cells *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108, no. 45, 18295-18300.
  - 12) Whitman, W. B., Coleman, D. C., and Wiebe, W. J., (1998) Prokaryotes: The unseen majority *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 95, no. 12, 6578-6583.
  - 13) Suzuki, Y., Konno, U., Fukuda, A., Komatsu, D. D., Hirota, A., Watanabe, K., Togo, Y., Morikawa, N., Hagiwara, H., Aosai, D., Iwatsuki, T., Tsunogai, U., Nagao, S., Ito, K., and Mizuno, T., (2014) Biogeochemical Signals from Deep Microbial Life in Terrestrial Crust *Plos One*, 9, no. 12.
  - 14) Mayden, R., L., (1997) A hierarchy of species concepts: the denouement in the saga of the species problem, *Species: the Units of Biodiversity*, Volume Chapman & Hall, London, : London, Chapman & Hall, 381-424.
  - 15) Stackebrandt, E., and Goebel, B. M., (1994) A PLACE FOR DNA-DNA REASSOCIATION AND 16S RIBOSOMAL-RNA SEQUENCE-ANALYSIS IN THE PRESENT SPECIES DEFINITION IN BACTERIOLOGY *International Journal of Systematic Bacteriology*, 44, no. 4, 846-849.
  - 16) Kouduka, M., Suko, T., Morono, Y., Inagaki, F., Ito, K., and Suzuki, Y., (2012) A new DNA

- extraction method by controlled alkaline treatments from consolidated subsurface sediments *Fems Microbiology Letters*, 326, no. 1, 47-54.
- 17) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, (2010) 地層処分に係る地質情報データの整備 : 平成 21 年度事業報告書.
  - 18) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, (2011) 地層処分に係る地質評価手法等の整備 : 平成 22 年度事業報告書.
  - 19) Kojima, H., and Fukui, M., (2011) *Sulfuritalea hydrogenivorans* gen. nov., sp nov., a facultative autotroph isolated from a freshwater lake *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*, 61, 1651-1655.
  - 20) Chapelle, F. H., O'Neill, K., Bradley, P. M., Methe, B. A., Ciufo, S. A., Knobel, L. L., and Lovley, D. R., (2002) A hydrogen-based subsurface microbial community dominated by methanogens *Nature*, 415, no. 6869, 312-315.