

平成 28 年度

地層処分技術調査等事業

沿岸部処分システム高度化開発

報告書

平成 29 年 6 月

国立研究開発法人産業技術総合研究所

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

公益財団法人原子力環境整備促進・資金管理センター

一般財団法人電力中央研究所

目次

1. はじめに	1
1.1 本事業の背景と目的.....	1
1.2 平成 28 年度における本事業の概要	2
1.3 本報告書の構成.....	2
2. 沿岸部における地質環境の調査技術の高度化開発.....	3
2.1 沿岸部の自然現象に関する研究.....	3
2.1.1 沿岸部における隆起・侵食に関する検討.....	3
2.1.2 沿岸部における断層運動に関する検討.....	68
2.1.3 沿岸部における火成活動に関する検討.....	102
2.2 沿岸部の地下水長期安定性に関わる研究	134
2.2.1 沿岸部の地下水長期安定性評価技術の検討	134
2.2.2 沿岸部における地質環境の調査・解析・評価技術の検討.....	187
2.3 沿岸部の地質環境の情報整備	197
2.3.1 背景と目的.....	197
2.3.2 実施内容と結果	197
3. 沿岸部における工学技術の高度化開発.....	215
3.1 人工バリア材料などに関する劣化や変質に関する現象の把握	215
3.1.1 オーバーパック	216
3.1.2 緩衝材.....	229
3.1.3 セメント系材料	240
3.1.4 ニアフィールド複合現象評価手法の開発.....	258
3.2 塩水環境下ニアフィールド領域での処分システムの成立性に係わる手法の提示	275
3.2.1 グラウト設計および影響評価技術の開発.....	275
3.2.2 ニアフィールド領域での処分システム構成材料の成立性と品質確保の方法の提示.....	297
4. 沿岸部における安全評価技術の高度化開発.....	315
4.1 はじめに.....	315
4.2 評価の枠組みの整備.....	317
4.3 核種移行モデル・パラメータ整備および影響評価	327
4.3.1 沿岸部の特徴を考慮した核種移行評価手法の整備.....	327
4.3.2 沿岸部の特徴を考慮した核種移行モデル・パラメータ整備	336
4.3.3 沿岸部の特徴を考慮したコロイド・有機物・微生物の影響評価.....	350
4.4 生活圏評価モデル・パラメータ整備および影響評価.....	361
4.5 まとめ	369
5. おわりに	371

図目次

図 2.1-1	新生代の地体構造区分の研究事例	4
図 2.1-2	沿岸部の隆起・沈降運動の様式の整理例.....	8
図 2.1-3	松田・吉川（2001）と垣見ほか（2003）構造区分の比較と 陸域の隆起・沈 降様式の海域への外挿の可能性.....	8
図 2.1-4	海水準変動と段丘の形成の模式図	11
図 2.1-5	沿岸部付近の模式的な地形・地質断面	12
図 2.1-6	北海道東部・湧別川地域の陸域～海域の地形・地質情報の整理結果.....	14
図 2.1-7	湧別川ならびにそれに続く海底谷沿いの地形・地質断面図.....	15
図 2.1-8	北海道東部・湧別川前面海域における沖積層基底面等深線図	16
図 2.1-9	北海道北部・天塩川地域の陸域～海域の地形・地質情報の整理結果.....	17
図 2.1-10	北海道北部・天塩川ならびにそれに続く海底谷沿いの地形・地質断面図 ..	18
図 2.1-11	北海道北部・天塩川前面海域における沖積層基底面等深線図	18
図 2.1-12	九州宮崎平野、一ツ瀬川地域の陸域～海域の地形・地質情報の整理結果 ..	19
図 2.1-13	一ツ瀬川ならびにそれに続く海底谷沿いの地形・地質断面図	20
図 2.1-14	宮崎平野・一ツ瀬川前面海域における沖積層基底面等深線図	20
図 2.1-15	湧別川地域における陸域から沿岸海域への過去 10 万年間の隆起速度の外挿22	
図 2.1-16	北海道北部・天塩川地域における陸域から沿岸海域への 過去 10 万年間の隆 起速度の外挿.....	22
図 2.1-17	一ツ瀬川地域における陸域から沿岸海域への過去 10 万年間の隆起速度の外 挿.....	23
図 2.1-18	海底地形アナグリフの例（関東沖）	27
図 2.1-19	CS 立体図の例（関東沖）	28
図 2.1-20	海底地形を対象とした各種数値地形解析の結果.....	29
図 2.1-21	大陸棚外縁と海底谷の区分例（室戸舟状海盆）	30
図 2.1-22	日本列島の大陸棚外縁と海底谷の分布図.....	32
図 2.1-23	大久保・寺崎（1971）の読み取り値と弾性波速度と一軸圧縮強度の関係..	35
図 2.1-24	一軸圧縮強度および P 波速度と地質係数の関係	35
図 2.1-25	一軸圧縮強度と地質係数との関係	36
図 2.1-26	海食崖の後退速度	37
図 2.1-27	圧密過程を組み入れたマップの取り扱い方	38
図 2.1-28	沿岸部での堆積による海食崖の後退の差.....	39
図 2.1-29	岩石侵食段丘の対比・編年に有効な試料分布のイメージ	41
図 2.1-30	経験的段丘対比・編年手法の検討	41
図 2.1-31	海岸付近の堆積物における分析結果.....	55
図 2.1-32	岩石侵食段丘が分布する地域および段丘発達が悪い地域での 調査手法のイ メージ	58
図 2.1-33	日本列島の基盤地質構造に基づく地域区分	70
図 2.1-34	沿岸部における断層の調査・評価の概略的なフロー.....	74
図 2.1-35	マルチビーム測深における測線設定の考え方	75
図 2.1-36	OBC による海底地質調査のイメージ.....	76
図 2.1-37	海域における地下地質構造の三次元探査のイメージ.....	77
図 2.1-38	断層を対象とした二次元での反射法探査における測線設定の考え方.....	78
図 2.1-39	海岸線に沿って発達する断層の波食による位置の変化.....	79

図 2.1-40	海水準の変化と海底斜面における堆積場の変化との関係	83
図 2.1-41	音源周波数と分解能、可探深度との関係	85
図 2.1-42	海底重力計による測定の模式図	86
図 2.1-43	沈み込み帯における流体の発生・上昇に関する概念図	102
図 2.1-44	沿岸部での自然地震観測による地下構造の推定に関する模式図	110
図 2.1-45	本解析に用いた地震の震央と地震観測点の分布	118
図 2.1-46	本解析により推定した P 波速度構造	119
図 2.1-47	本解析により推定した S 波速度構造	120
図 2.1-48	既存の解析事例により推定された P 波速度構造	121
図 2.1-49	既存の解析事例により推定された S 波速度構造	122
図 2.1-50	内陸地震の震源分布、深部低周波イベント、ヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比)	125
図 2.2-1	沿岸部の地下水長期安定性評価の概念図	135
図 2.2-2	地下水年代測定の概念図	136
図 2.2-3	地下水年代測定法と各手法の評価時間スケール	137
図 2.2-4	沿岸部での地下水分布の概念図	138
図 2.2-5	非ダルシー流	139
図 2.2-6	深井戸での原位置調査の概念図	141
図 2.2-7	原位置調査の手順図	141
図 2.2-8	調査位置図 (縮尺 1:25,000)	145
図 2.2-9	サロベツ原野の地質環境の概念モデル	146
図 2.2-10	幌延町浜里の大深度ボーリング結果	147
図 2.2-11	二次元比抵抗断面図 (内田ほか, 2011)	147
図 2.2-12	研究地および周辺地域の鮮新～更新統の層序対比 (産総研, 2013)	148
図 2.2-13	BHTV 検層結果	150
図 2.2-14	温度検層結果	151
図 2.2-15	DD-1 孔で用いた揚水システム	152
図 2.2-16	幌延浜里での採水状況	153
図 2.2-17	深度 943 m での予備排水量と採水区間の水位の変動	154
図 2.2-18	予備排水時の孔内測定値と地表測定値の違い	155
図 2.2-19	予備排水時の蛍光染料濃度 (アミノ G 酸換算) の推移	155
図 2.2-20	西蒲原 1,050 m 井の位置 (新潟県新潟市)	157
図 2.2-21	西蒲原での採水状況	157
図 2.2-22	地下水調査結果の評価フロー	159
図 2.2-23	主要溶存イオンのヘキサダイアグラム	160
図 2.2-24	パイパーダイアグラム	161
図 2.2-25	Li/Cl と B/Cl の比較	162
図 2.2-26	水素・酸素同位体比の関係	162
図 2.2-27	降水中のトリチウム濃度	163
図 2.2-28	^{14}C 濃度、 $\delta^{13}\text{C}$ 、溶存炭酸濃度との関係	164
図 2.2-29	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl の相関図	165
図 2.2-30	^4He 濃度と $^3\text{He}/^4\text{He}$ の関係	166
図 2.2-31	$^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ と Cl 濃度との関係	167
図 2.2-32	各地下水年代測定結果の比較	168

図 2.2-33	沿岸部での海水と降水の分布の概念図	169
図 2.2-34	評価フローの課題	170
図 2.2-35	DD-1 孔 943 m 区間における蛍光染料濃度および地上フローセルでの測定結果.....	172
図 2.2-36	DD-1 孔 943 m 区間における原位置での測定結果	173
図 2.2-37	原位置サンプラーでのガス水比測定およびガスの採取方法.....	175
図 2.2-38	原位置と地上でのガス分析結果の比較	176
図 2.2-39	炭化水素ガスの起源（早稲田ほか（2002）を改変）	176
図 2.2-40	近くの地域で得られたデータとの比較（舟木ほか（2012）および早稲田ほか（2011）を改変）	177
図 2.2-41	各区分項目での作業イメージ（浜里地区 DD-1 を例として）	179
図 2.2-42	海底の起伏に対する AUV の地形追従航行.....	189
図 2.2-43	AUV の回転半径と航行ライン.....	189
図 2.2-44	AUV の航行ラインと地形関係.....	189
図 2.2-45	サイドスキャンソナーで得た音響映像（左：1,800 kHz 右：900 kHz）	191
図 2.2-46	サイドスキャンソナーによる音響映像のモザイク図.....	191
図 2.2-47	AUV による海底地形データと既知の等深線データの比較.....	191
図 2.2-48	音響映像モザイク図と海底地形データの統合 3 次元マップ	192
図 2.2-49	海底地形による探査方法の相違（概査）	192
図 2.2-50	平坦地形における探査（案）	193
図 2.2-51	急峻地形における斜面の探査.....	194
図 2.2-52	急崖（傾斜 45°以上）と平坦地形の両方が存在する場合の探査方法	195
図 2.2-53	急崖（傾斜 45°以上）と平坦地形および山が存在する場合の探査方法.....	195
図 2.3-1	検索手順イメージ	198
図 2.3-2	GEOLIS のシステム構成イメージ.....	202
図 2.3-3	パーマリンクを活用した連携方式のイメージ	203
図 2.3-4	HTML の FORM タグを活用した連携方式のイメージ	204
図 2.3-5	検索パラメータを活用した連携方式のイメージ.....	204
図 2.3-6	LOD 公開サイトを活用した連携方式のイメージ	205
図 2.3-7	LOD データセットを活用した連携方式のイメージ.....	205
図 3.1-1	試験などに関する全体計画（スケジュール）	217
図 3.1-2	浸漬試験後の試験片の外観	221
図 3.1-3	浸漬試験後試験片の X 線回折結果（30 日浸漬）	222
図 3.1-4	希釈倍数と平均腐食速度の関係	222
図 3.1-5	水素抽出曲線の一例（人工海水、10 日浸漬）	222
図 3.1-6	希釈倍数と拡散性水素濃度の関係（10 日浸漬）	222
図 3.1-7	従来材を用いた溶接試験体の外観	225
図 3.1-8	溶接試験体の断面マクロ写真.....	225
図 3.1-9	腐食試験片の採取位置と形状.....	225
図 3.1-10	製作した改良溶接材料	226
図 3.1-11	定電位試験装置	226
図 3.1-12	三軸試験装置概略	230
図 3.1-13	膨潤圧試験／透水試験装置概略図	230
図 3.1-14	膨潤圧の経時変化	231

図 3.1-15	膨潤圧－有効モンモリロナイト密度の関係	231
図 3.1-16	透水試験－有効モンモリロナイト密度の関係	231
図 3.1-17	一次元浸潤速度試験装置概略図	235
図 3.1-18	緩衝材流出試験用のセル	236
図 3.1-19	MgCl ₂ 溶液 100 mL/min の通水圧と流量の関係	237
図 3.1-20	MgCl ₂ 溶液 100 mL/min 通水時の水みちの形成状況（ブロック）	237
図 3.1-21	KCl 水溶液 100 mL/min 通水時の水みちの形成状況（ブロック）	238
図 3.1-22	流出量と通水量の関係のまとめ	238
図 3.1-23	セメント硬化体の浸漬実験解析（日本原子力研究開発機構, 2013 ; 2016）	241
図 3.1-24	人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析	242
図 3.1-25	人工海水希釈水に対する HFSC の浸漬実験解析	243
図 3.1-26	特定成分含有液に対する OPC（左）および HFSC 硬化体（右）の浸漬実験 解析	244
図 3.1-27	浸漬前および SW 浸漬後の X 線粉末回折図	246
図 3.1-28	人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析（pH、液相 Ca 濃度、S 濃度）	247
図 3.1-29	人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析	247
図 3.1-30	人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析（固相中のエトリンガイト量）	248
図 3.1-31	人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析（液相 Al 濃度）	248
図 3.1-32	バルク試験体の浸漬方法	250
図 3.1-33	長期浸漬バルク試験体の浸漬液の分析結果	251
図 3.1-34	長期浸漬バルク試験体の断面	251
図 3.1-35	長期浸漬バルク試験体の断面の元素濃度プロファイル	252
図 3.1-36	接液面からの距離とビッカース硬度の関係	252
図 3.1-37	沿岸海底下における処分場を想定した地下環境の模式図	254
図 3.1-38	一次元モデルによる化学-物質輸送連成解析の概念	265
図 3.1-39	解析開始時点（処分場閉鎖直後）の鉱物組成の分布	268
図 3.1-40	10 万年後の鉱物の組成分布（左：全体図、右：緩衝材と支保境界の拡大図）	269
図 3.1-41	支保工における移流を考慮する場合の一次元モデルによる化学-物質輸送連 成解析の概念	270
図 3.1-42	支保における地下水の移流を考慮した場合の 10 万年後の鉱物の組成分布	271
図 3.2-1	エンジニアリングの枠内で扱われる処分システムの成立性	275
図 3.2-2	デモトンネルと地質・サイズがほぼ同じオンカロリサーチギャラリーの様子	279
図 3.2-3	溶液型グラウトを海水条件下に適用時の各国の課題や対策についてのまとめ	280
図 3.2-4	海水条件下を考慮した溶液型グラウトの配合の考え方	281
図 3.2-5	グラウトの構成材料	281
図 3.2-6	pH 調整剤を 4 ml/L に固定した場合の硬化促進剤量とゲルタイムの関係	282
図 3.2-7	基本配合（6 種類）の一軸圧縮試験結果	283
図 3.2-8	ホモゲルの円筒供試体（左）および一軸圧縮試験（中・右）の様相	283
図 3.2-9	3 種類の練混ぜ水のホモゲルのせん断強度の時間変化	284
図 3.2-10	ベーンせん断試験器	284
図 3.2-11	ベーンせん断試験の様子（左：供試体、右：試験状況）	284

図 3.2-12	せん断強度の時間変化	285
図 3.2-13	白濁試験の方法	286
図 3.2-14	100 %人工海水で練混ぜた溶液型グラウトによる白濁試験結果の模様.....	286
図 3.2-15	粒径分布の時間変化	287
図 3.2-16	レオメーター (Physica MCR-301) の全景 (左)、測定状況 (右)	288
図 3.2-17	ゲル化の進展に伴う流動曲線の変化 (S-60)	289
図 3.2-18	ゲル化の進展に伴うせん断粘度の変化 (D-60、M-60、S-60)	289
図 3.2-19	基本配合 (ゲルタイム 60 分) の練混ぜ温度の違いによるゲルタイムの変化	290
図 3.2-20	基本配合(ゲルタイム 120 分) の練混ぜ温度の違いによるゲルタイムの変化	290
図 3.2-21	練混ぜ温度の影響による力学強度の違い (人工海水)	290
図 3.2-22	55°Cで促進養生したホモゲルの一軸圧縮強度 (人工海水)	291
図 3.2-23	ホモゲルの浸漬の様子	291
図 3.2-24	養生水の全シリカの時間変化 (左: 20°C標準養生、右: 55°C促進養生)	292
図 3.2-25	海水練り混ぜグラウトの配合イメージ	294
図 3.2-26	処分システムの成立性に係わる手法の提示に向けた検討作業の全体像	297
図 3.2-27	想定されるニアフィールド領域の構成要素	298
図 3.2-28	3 ヶ年の業務実施内容の概念図 (○: 検討あり、×: 検討なし)	299
図 3.2-29	フィンランドオルキルオトサイトの処分場構成要素 (ニアフィールド構成)	300
図 3.2-30	セーフティケースの開発に使用されるアプローチ	301
図 3.2-31	フィンランドの性能評価書における掘削・操業から閉鎖までの評価体系	302
図 3.2-32	解析メッシュ図 (左: 全体図、右: キャップロック近傍拡大図)	305
図 3.2-33	洗い出し解析における境界条件	306
図 3.2-34	塩分濃度分布(初期条件)	306
図 3.2-35	境界条件	306
図 3.2-36	処分施設の湧水量の差異の比較 1 (処分場の位置の違い)	307
図 3.2-37	処分施設の湧水量の差異の比較 2 (密度流の考慮の有無)	307
図 3.2-38	処分施設の湧水量の差異の比較 3 (キャップロックの有無)	307
図 3.2-39	地下施設周辺の圧力水頭分布の変化	309
図 3.2-40	各スケールの水理地質構造モデル (鳥瞰図)	310
図 3.2-41	各解析ケースの掘削過程の違い	311
図 3.2-42	三次元解析モデルと二次元解析モデルの位置関係	311
図 3.2-43	境界条件および物性値一覧	312
図 3.2-44	処分坑道の湧水量の経時変化 1(ケース 1、0 年から掘削開始)	312
図 3.2-45	処分坑道の湧水量の経時変化 2(ケース 2、0 年から掘削開始)	312
図 3.2-46	処分坑道の湧水量の経時変化 3(ケース 3、0 年から掘削開始)	313
図 3.2-47	掘削過程に伴う処分坑道の単位長さ当たりの区間湧水量の経時変化	313
図 4.1-1	平成 28 年度の実施項目と「沿岸海底下等における地層処分技術的課題に関する研究会とりまとめ」での重点項目との関係	316
図 4.2-1	沿岸部の地下水移行シナリオの評価に対する基本的な枠組み	319
図 4.2-2	ゴアレーベンの Smart-Kd を用いた評価事例における解析フロー	324
図 4.3-1	広域スケールの地形を考慮した水理地質構造の仮想モデル概念図	328

図 4.3-2	亀裂ネットワークモデルに等価な多孔質媒体モデルの概念図	330
図 4.3-3	現在の汀線に対する海水準の時間変化	331
図 4.3-4	マトリクス拡散の有無が地下水環境の解析結果に与える影響検討の例	332
図 4.3-5	HydroGeoSphere を用いた亀裂部とマトリクス部の二重空隙モデル構築の概 念図	333
図 4.3-6	亀裂とマトリクス部の二重空隙モデルを用いた淡水による塩水の置換の解析 例	334
図 4.3-7	過塩素酸系および塩化物系における特異イオン相互作用係数の相関関係 ..	338
図 4.3-8	ベントナイトへの核種の収着データの傾向性とモデルの適用性に関する分析 結果	340
図 4.3-9	環境条件に応じた分配係数 (Smart-Kd) の設定事例	342
図 4.3-10	Na 型クニピア F に対する Ca の K_d の経時変化	344
図 4.3-11	Ca 平衡濃度と Na 型クニピア F に対する Ca の収着量の関係	344
図 4.3-12	K_{GT} の Ca 収着量依存性	345
図 4.3-13	NaCl 溶液中に分散させたモンモリロナイト粒子の平均粒径の時間変化 ..	352
図 4.3-14	幌延深地層研究センターの深部地下水中の溶存有機物に占める腐植物質の 割合	353
図 4.4-1	沿岸部の地表環境の一般的な区分	365

表 目 次

表 2.1-1	河川河口前面海域の音波探査記録の品質と段丘に関わる情報による 調査地 域の検討	13
表 2.1-2	一軸圧縮強度と埋没深度の関係	35
表 2.1-3	海食崖の後退速度と P 波速度および一軸圧縮強度の関係	37
表 2.1-4	一次スクリーニングの結果	44
表 2.1-5	岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討に係わる二次スクリーニ ング	45
表 2.1-6	経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化に係わる 二次スクリーニングの結果	47
表 2.1-7	海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討に係わる	48
表 2.1-8	宇宙線生成核種などを用いた研究事例	50
表 2.1-9	海成堆積物の指標および調査・分析手法	53
表 2.1-10	日本列島の基盤地質構造に基づく各区分の特徴	71
表 2.1-11	海上ボーリングにおける主な足場形式と適応性	89
表 2.1-12	マグマや深部流体に関する地球物理学的手法の概要	112
表 2.2-1	平成 28 年度の調査の結果	154
表 2.2-2	平成 24 年度の予備排水量とアミノ G 酸濃度の関係	155
表 2.2-3	DD-1 孔深度 943 m の分析値一覧 (速報)	156
表 2.2-4	西蒲原 1,050 m 井の分析値一覧 (速報)	158
表 2.2-5	システムティック区分における区分項目と使用する文献等の情報	179
表 2.2-6	システムティック区分結果と地下水年代評価結果の比較表のイメージ	181

表 2.2-7	駆動力の違いによる湧出様式（丸井（1997）を加筆修正）	187
表 2.2-8	ナビゲーションの性能	188
表 2.2-9	海底からの距離とスキャン範囲	190
表 2.3-1	年代別 GEOLIS 英語論文収集数	199
表 2.3-2	確認事項（システム概要）	200
表 2.3-3	確認事項（リンクによる連携方式）	201
表 2.3-4	確認事項（アプリケーションレベルの連携方式）	201
表 2.3-5	確認事項（データベースの取り込みによる連携方式）	201
表 2.3-6	ISIS を基本とした GEOLIS との連携方式	203
表 2.3-7	課題・問題点と対策案（管理方式①）	207
表 2.3-8	課題・問題点と対策案（管理方式②）	208
表 2.3-9	課題・問題点と対策案（管理方式③）	209
表 2.3-10	課題・問題点と対策案（管理方式④）	209
表 2.3-11	課題・問題点と対策案（管理方式⑤）	210
表 2.3-12	管理方式の比較	211
表 2.3-13	一元管理方式の主要項目の比較	212
表 2.3-14	特定の情報を閲覧・取得する場合の優先順位	212
表 2.3-15	検索結果の情報を閲覧・取得する場合の優先順位	213
表 2.3-16	ISIS の画面ですべての情報を提供する場合の優先順位	213
表 3.1-1	沿岸部研究会で示された課題と本事業で計画する取組との関係（工学技術分野）	216
表 3.1-2	人工海水の組成と試験条件	218
表 3.1-3	試験片の重量変化から算出した平均腐食量および平均腐食速度	220
表 3.1-4	水素抽出曲線より求めた拡散性水素濃度	220
表 3.1-5	試験マトリクス	223
表 3.1-6	溶接材料の化学成分	225
表 3.1-7	海水の組成と pH	230
表 3.1-8	年度展開案	233
表 3.1-9	飽和度と比抵抗の関係	234
表 3.1-10	浸潤速度取得試験ケース一覧	235
表 3.1-11	小規模パイピング・エロージョン試験ケース一覧	236
表 3.1-12	人工海水希釈水に対する浸漬実験	242
表 3.1-13	特定成分含有液に対する浸漬実験	243
表 3.1-14	OPC 硬化体を用いた浸漬実験	245
表 3.1-15	HFSC 硬化体を用いた浸漬実験	245
表 3.1-16	OPC 硬化体の浸漬実験のモデル解析条件（全体）	246
表 3.1-17	OPC 硬化体の浸漬実験のモデル解析条件（C-S-H への吸着設定）	246
表 3.1-18	塩水環境下におけるセメント系材料の機械的特性変化に関する検討の実施工程	249
表 3.1-19	長期浸漬バルク試験体の条件および浸漬期間	250
表 3.1-20	沿岸海底下条件での強度変化確認のための浸漬試験の試験体の条件	253
表 3.1-21	沿岸海底下の処分場を想定した地下環境への塩化物イオンの浸透モデルの適合性	255
表 3.1-22	ベントナイト系材料において想定される変質現象と安全機能への影響	262

表 3.1-23	セメント系材料において想定される変質現象と安全機能への影響.....	263
表 3.1-24	化学-物質輸送連成解析の解析ケース	266
表 3.1-25	多重円環体系の理論解の解析条件と QPAC における地下水流速の設定値	266
表 3.1-26	セメント系材料（モルタルおよびコンクリート）の初期水和物組成.....	267
表 3.1-27	緩衝材の初生鉱物	267
表 3.1-28	地下水と初期間隙水組成*.....	267
表 3.1-29	支保工における移流を考慮する場合の多重円環体系の理論解の解析条件と QPAC における地下水流速の設定値.....	271
表 3.2-1	欧文の知見のまとめ	277
表 3.2-2	邦文の知見のまとめ	278
表 3.2-3	最新知見のまとめ	279
表 3.2-4	設定する 6 種類の基本配合	281
表 3.2-5	強度試験の種類、試験ケースおよび材齢.....	282
表 3.2-6	白濁試験結果のまとめ	287
表 3.2-7	海水条件下での溶液型グラウト特性データの取得で得られた知見のまとめ	293
表 3.2-8	全体計画.....	303
表 3.2-9	処分施設周りの水理場へ影響を及ぼしうる沿岸部特有の因子	304
表 3.2-10	解析ケース一覧.....	305
表 3.2-11	陸域、海域の地形勾配（傾斜）	306
表 3.2-12	解析ケース一覧.....	310
表 4.2-1	既往の包括的 FEP の沿岸部の特徴に応じた具体化	321
表 4.2-2	沿岸部の特徴に応じた現象の影響を受ける FEP（人工バリアとその近傍の母 岩）の抽出例.....	322
表 4.3-1	亀裂ネットワークモデルの作成に用いたパラメータ値	329
表 4.3-2	亀裂ネットワークモデルから算出した等価な多孔質媒体のパラメータ値 ..	330
表 4.3-3	地下水流動解析の境界条件設定値	331
表 4.3-4	三次元亀裂ネットワークを対象とした地下水流動評価の解析条件	333
表 4.3-5	沿岸部における微生物現存量と多様性の報告例	356
表 4.4-1	北欧とわが国での沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の主要な特徴 ..	364

1. はじめに

1.1 本事業の背景と目的

本事業は、平成 28 年度地層処分技術調査等事業（沿岸部処分システム高度化開発）として、経済産業省資源エネルギー庁から、産業技術総合研究所（以下、産総研）、日本原子力研究開発機構、原子力環境整備促進・資金管理センター（以下、原環センター）、電力中央研究所（以下、電中研）の四機関が共同で受託したものである。

本事業は、平成 27 年度に開始された。平成 27 年度においては、沿岸部に関連するこれまでの地層処分研究開発成果に基づいて、沿岸部の特性を整理するとともに課題を抽出し、今後達成すべき目標の設定とともに沿岸部に関する今後の研究開発計画の立案に資するために各課題に対する今後の対策案を整理した（産総研、日本原子力研究開発機構、原環センター、電中研、2016）。

高レベル放射性廃棄物の地層処分について、平成 27 年 5 月に閣議決定された「特定放射性廃棄物の最終処分に関する基本方針」において、国が科学的により適性が高いと考えられる地域（科学的有望地）を提示することなどが示された。科学的有望地の具体的要件・基準については、総合資源エネルギー調査会地層処分技術ワーキンググループにて専門家による検討が進められ、平成 27 年 12 月に「科学的有望地の要件・基準に関する地層処分技術 WG における中間整理」（以下、中間整理という）が公表された（地層処分技術 WG, 2015）。中間整理において、「適性の低い地域」を除いた上で、廃棄体の輸送時の安全性の観点から、港湾からの距離が十分短い地域（島嶼部を含む沿岸部）が「より適性の高い地域」と整理された。加えて、沿岸部において期待される一般的特性や事業を進める上での留意事項が示され、技術的信頼性をさらに向上すべく、取り組むべき課題を抽出・整理すること、専門家を交えた具体的な検討を進めて行くことが重要であることなどが示された。

中間整理を踏まえ、「沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会」が開催され、平成 28 年 8 月には、「とりまとめ」が公表された（沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会, 2016）。とりまとめにおいて、海域を含めた沿岸部において地層処分を実現するために必要な基本的な技術はおおむね整備されていることが示された。さらに、平成 29 年 4 月「地層処分に関する地域の科学的な特性の提示に係る要件・基準の検討結果（地層処分技術 WG とりまとめ）」が発表された。一方で、地層処分事業の具体的な実施という観点から、今後、技術の高度化に引き続き取り組むことで、さらに信頼性を高めることが重要であるとされ、高度化にあたって、地質環境の調査・評価技術、工学的対策技術、安全評価技術それぞれの観点からは、「沿岸部海域における調査・評価技術の適用性確認および事例の蓄積、塩水環境下における人工バリア構成材料やグラウト材等の各種特性に係わるデータの拡充および設計・施工方法に係わる検討、塩水環境下における核種移行データの拡充といった項目が考えられる」と示された。

これらの状況を踏まえ、本事業では、わが国における沿岸部固有の環境を前提とした、概要調査段階で必要となる地質環境の調査・工学・安全評価技術の分野について、四機関がそれぞれ有している専門的な知識、経験等を効果的に投入し、技術開発に取り組む。

さらに、四機関の専門知識、経験等を分野間に相互補完的に利用し、かつ融合することによって、分野毎の成果の信頼性や汎用性の向上が望めるとともに、分野横断的な課題への取り組みや他分野への成果の反映やフィードバックを適切に実施することにより、地層処分システム全体としての成立性や性能を示す等、事業全体としての総合的な高いレベルの成果の創出が可能となる。

1.2 平成 28 年度における本事業の概要

本事業は、平成 27 年度から開始され、平成 28 年度は 2 年目となる。平成 28 年度は、平成 27 年度の本事業で整理した課題および「沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会」で示された今後の技術開発の高度化の方向性を踏まえ、取り組む課題を整理し、以下の(1)～(3)を進めた。事業を進めるにあたっては、専門家・有識者で構成される委員会（沿岸部処分システム高度化開発評価委員会）を設置し、研究計画、実施方法、結果の評価などに関する審議・検討を行った。

(1) 沿岸部における地質環境の調査技術の高度化開発

- ・沿岸部の自然現象（隆起・侵食、断層活動、火成活動）に関する研究
- ・沿岸部の地下水長期安定性に関わる研究
- ・沿岸部の地質環境の情報整備

(2) 沿岸部における工学技術の高度化開発

- ・人工バリア材料等に関する劣化や変質に関する現象の把握
- ・塩水環境下ニアフィールド領域での処分システムの成立性に係わる手法の提示

(3) 沿岸部における安全評価技術の高度化開発

- ・評価の枠組みの整備
- ・核種移行モデル・パラメータ整備および影響評価
- ・生活圏評価モデル・パラメータ整備および影響評価

1.3 本報告書の構成

本報告書は、5 章から構成されている。1 章（本章）に事業の背景と目的および事業の概要を示す。2 章～4 章では、沿岸部における地層処分技術の信頼性および安全性の更なる向上を図ることを目的として、概要調査段階以降に必要な技術の高度化について、それぞれ、沿岸部における地質環境の調査技術、工学技術、安全評価技術の高度化開発として実施した結果について示す。

参考文献

沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会，とりまとめ，2016.

産業技術総合研究所，日本原子力研究開発機構，原子力環境整備促進・資金管理センター，電力中央研究所，平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発 報告書，2016.

総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術ワーキンググループ，科学的有望地の要件・基準に関する地層処分技術 WG における中間整理，2015.

2. 沿岸部における地質環境の調査技術の高度化開発

2.1 沿岸部の自然現象に関する研究

2.1.1 沿岸部における隆起・侵食に関する検討

(1) 背景と目的

沿岸部における地層処分システムを想定した場合に考慮すべき自然現象（隆起・侵食、断層活動、火成活動）およびこれらを対象とする調査・評価技術について、既存の知見の整理に基づいて課題を抽出するとともに、それらの解決に必要な調査・評価技術の高度化などを進める。

(2) 実施内容

海水準変動と地殻変動の両者の影響下にある隆起・侵食など、沿岸部の処分システムの理解に必要な自然現象に関わる研究とそれに必要な要素技術の開発を行う。沿岸部海域における隆起・侵食の評価手法として、陸域の隆起・侵食の様式の海域への空間的外挿、海底堆積物の分布・層厚などからの評価が考えられることから、沿岸部の情報の調査・解析などにより、わが国の沿岸部の隆起・侵食、地殻変動様式と評価手法について整理する。また、これらの評価のための要素技術として、地形変化シミュレーション技術、海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量の評価手法、被覆層を大きく欠く岩石侵食段丘などを対象とした段丘対比・編年手法の高度化を検討する。

1) 隆起・侵食評価手法の検討

① 地体構造区分に基づく陸域の地殻変動様式の海域への内挿・外挿の妥当性の検討

(a) 目的と概要

新第三紀の日本海拡大以降から現在に至る地殻変動に着目したわが国の地体構造区分に基づき、マクロスケールにおける陸域の隆起・侵食の様式の海域への内挿・外挿の妥当性について考察した。内挿・外挿が可能な地域と、より大縮尺の精査が必要あるいは内挿・外挿が難しいなど、詳細な検討が必要な地域とに二分することを目的とする。

(b) 研究手法

地殻変動様式の時間的・空間的な内挿・外挿の前提は、斉一観である。すなわち、ある時間スケールの下で一連の地殻変動傾向で説明される空間的範囲を認定することである。具体的には、沿岸陸域と沿岸海域の両者が共通の特徴を有し、連続的な変動傾向にあるならば、また、一つの構造区と見なせるならば、陸域のデータを海域へ内挿・外挿する論拠となると考える。

時間スケールの設定は、本来、評価すべき事象の時間スケールに見合ったものでなければならない。専門家の技術的判断ではあるが、将来像を外挿により推定しようとしたとき、それ以上の過去の傾向を参照情報とする。ここで議論する地層処分の時間スケールが $10^5\sim 10^6$ 年のオーダーであるとすれば、考察の対象とすべき事象の時間スケールはそれ以上と考えられる。しかし、今回は海水準1サイクル約10万年間の素過程の理解という観点に立って、過去10万年あたりの平均的な隆起・沈降量の内挿・外挿を考える。

同様に、空間スケールについても、評価すべき地域のスケールに見合った検討範囲を設定する必要がある。しかしながら、地層処分に見合った時空間スケールの情報が全国規模で整理されているわけではない。そこで、第一次近似としては、評価すべき地域よりも十分広い地域について、空間的なバラつきを織り込んで検討することを考える。沿岸海域の外挿範囲

としては、地層処分技術WG中間整理（資源エネルギー庁, 2016）に基づき、海岸線より海側 20 km を目安とする。

以上のような視点に立って、ここではおおむね新第三紀中新世以降の地殻変動に着目した地体構造区分の研究に着目し、検討材料とした。時間スケールを新第三紀中新世以降としたのは、過去1億年の日本列島の地史の中で、最も大きいと言ってよい地史イベントと考えられている日本海拡大が中期中新世までに終了したと考えられているためである。主要な検討材料は、松田・吉川（2001）と垣見ほか（2003）の2点とした（図 2.1-1）。ここでは、これらの研究の地体構造区分の論拠を精査し、その結果に基づいてわが国の沿岸部の新第三紀中新世以降の地殻変動様式を整理し、沿岸陸域から沿岸海域への隆起・侵食傾向の内挿・外挿の可能性について概観する。このため、本事業の主題は、地体構造区分そのものではない。

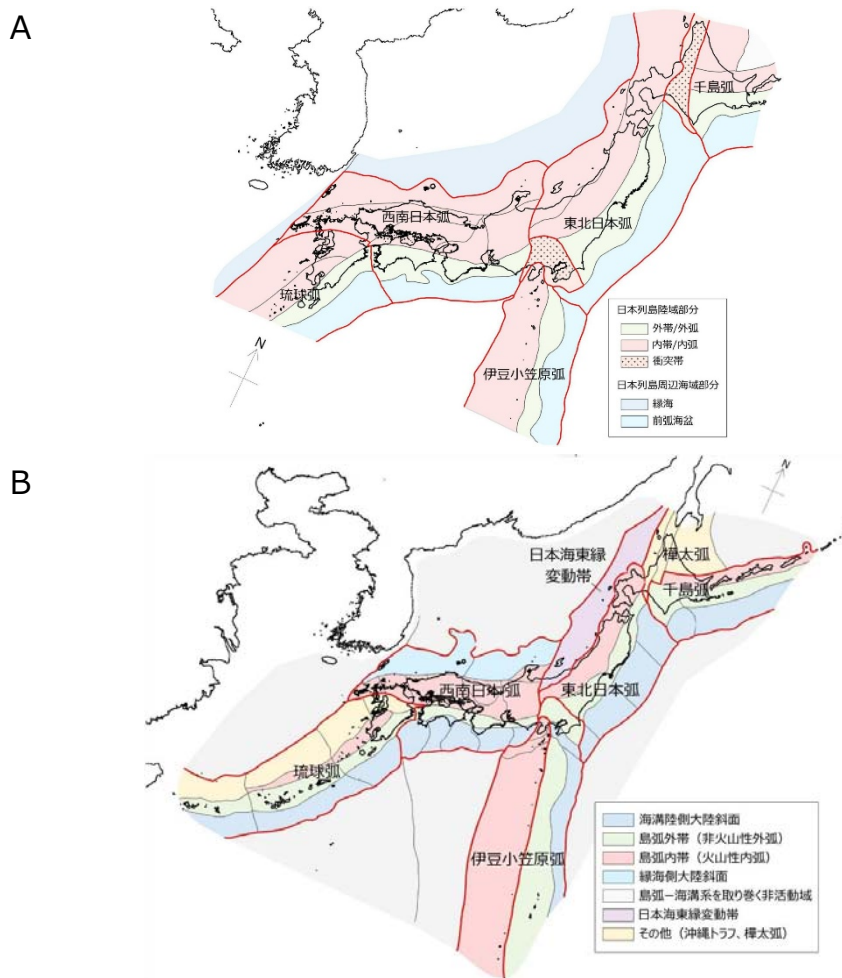


図 2.1-1 新生代の地体構造区分の研究事例

Aは松田・吉川（2001）、Bは垣見ほか（2003）に基づいて作図した。両者とも、構造境界を原図からトレースした上で原図に凡例と地名を加え、凡例に示した大きな構造区分ごとに着色。図中詳細な構造区分については原著を参照されたい。

(c) 調査結果

松田・吉川（2001）、垣見ほか（2003）の地体構造区分の調査結果を整理した結果の概要を、以下に記す。詳細については、Appendix I「地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ」として、表に取りまとめた。

【松田・吉川（2001）】

松田（1990）は、日本列島を、各島弧の位置、各島弧前面に存在する海溝あるいはトラフ、その陸側にある前弧海盆、外弧（火山フロント）、内弧などに大別し、歴史地震、活断層などを考慮した上で、なるべく各々の地帯の特徴が現れるような地震分体図を示した。ただし、その地体区分の境界の具体的な根拠は記されていない。この研究を受けて、松田・吉川（2001）は、地体構造区を「地質構造やその生い立ち、火山・地震などの地殻活動などのテクトニクスによって特徴づけられる地質区」（主として垣見，1991）と位置づけた上で、松田（1990）による地震分体図を加筆・修正し、地体構造区分図を示した。（図 2.1-1 の A）。

<①島弧スケールの大区分>

島弧としての陸域を、太平洋プレートの沈み込みに関連する東日本島弧系と、フィリピン海プレートの沈み込みに関連する西日本島弧系に二分し、前者を千島弧と東北日本弧と伊豆小笠原弧に、後者を西南日本弧と琉球弧に区分した。

<②島弧に平行な地形・構造による中区分>

各弧について、海溝またはトラフ側から陸側に向かって、前弧海盆、外弧、内弧、縁海の带状配列を認め、これら構造区とし、日本列島陸域は外弧と内弧に属すとした。さらに、千島弧と東北日本弧の接合部、東北日本弧と伊豆小笠原弧と西南日本弧の接合部に衝突帯を設けた。

外弧、内弧、衝突帯について、以下のように述べている。

- ・外弧（外帯）：新生代後期を通じて、火山のない緩慢な隆起帯。新生代の地層はその縁部を除いてほとんど分布しない。新生代層の変形も断裂も少ない。
- ・内弧（内帯）：火山フロントの内側にあつて、火山活動が新生代後期を通じて盛んな地帯で、かつ地殻の比較的短波長の隆起沈降運動の著しい地帯である。
- ・衝突帯：隣り合う島弧の接合部で、外帯・内帯の带状構造が乱れている衝突帯、あるいは両方の性質が重複している重複帯として認識される。

なお、松田・吉川（2001）は、西南日本弧における火山フロントは概して明瞭ではないが、伊予灘西部から大山火山南側を経て少なくとも近畿三角帯に至るとしているものの、一般に、中央構造線を境に内帯・外帯と呼ばれていることを踏襲し、火山フロントと中央構造線の間の地帯（瀬戸内帯：M₂）についても内帯として扱っている。

<③島弧内部の構造などによる小区分>

伊豆小笠原弧を除く四つの大区分の中の内弧／内帯を、さらに細分している。この研究に先立つ松田（1990）は歴史地震・活断層を考慮して区分したと述べているが、この研究の区分境界と比較すると、東日本島弧系では区分境界がほぼ一致しており、西日本島弧系は一部違いが見られるが基本的には細分した形になっている。

【垣見ほか（2003）】

この研究は、日本列島の各地域に予想すべき最大地震の規模を示し、その内部の地震活動（規模別発生頻度、発震機構など）が共通とみなせる地域を、種々の地学的根拠に基づいて区分することを目的としている。垣見ほか（2003）では、各地震地体構造区の境となる構造線などを示しているが、それらの境界線の設定根拠については記していない。

垣見ほか（2003）の区分の概要は、おおむね以下の通りである。

<①巨地形による区分>

島弧－海溝系を取り巻く海洋底、縁海盆、大陸など、巨地形に基づき、活動域と非活動域に二分している。

<②島弧スケールの大区分>

活動域を千島弧、東北日本弧、小笠原弧、西南日本弧、琉球弧に加え、新たなプレート境界と目される日本海東縁と、これらのいずれにも属しないと見られる樺太弧に区分している。非活動域についても、大陸側と海洋側それぞれについて、島弧に対応し、六つに区分している。

<③島弧に平行な地形・構造による中区分>

海溝側大陸斜面、島弧外帯（非火山性外弧）、島弧内帯（火山性内弧）、縁海側陸棚斜面に区分している。ただし、西南日本弧については、古中央構造線/中央構造線活断層系を境に内帯・外帯に区分している。

<④島弧内部の構造などによる小区分>

活断層の分布・断層タイプ・活動度、地震の密度・発震機構などにより、細分している。垣見ほか（2003）は、調査結果に基づき、以下のような各区の概略的な特徴を読み取っている。

- ・ A区（海溝陸側斜面）海域：プレート境界付近の大地震域に相当し、大部分が海域を占める。千島弧7A1区（千島海溝大陸斜面西端部）、東北日本弧8A4区（房総沖大陸斜面）などの弧の衝突域周辺や、相模トラフ・南海トラフ大陸斜面に相当する西南日本弧10A1～7区などの海域では、舟状海盆などの沈降域とともに、海脚などの隆起帯や隆起堆列の発達などが記載されている。海脚の発達方向には地域性がみられ、8A4区では東西性、10A1～7区では南北性の海脚が発達する。
- ・ A区（海溝陸側斜面）陸域：相模トラフ・南海トラフ大陸斜面に相当する西南日本弧10A1～7区では、房総半島南部、三浦半島、御前崎、紀伊半島南部、室戸岬、足摺岬などの一部陸域も、地震性地殻変動のヒンジラインを境界にA区に含められる。その他、九州・琉球弧11A2区（琉球海溝大陸斜面中部）に属する喜界島に関して、地震隆起段丘の分布が特徴として挙げられる。
- ・ B区（島弧外帯）：ほとんどの区が外弧隆起帯と位置づけられ、安定域とされている。しかし、千島弧7B2区（千島弧外帯西端部）や西南日本弧10B1区（関東主部）などの衝突域では、隆起域と沈降域を併せ持つ複雑な地殻変動が特徴として挙げられる。九州・琉球弧10B2～3区（九州琉球弧外帯中～南部）では、島嶼間に北西方向の断層凹地の発達や海盆・海裂の分布が挙げられる。
- ・ C区（島弧内帯）：ほとんどの区で、隆起域と沈降域を併せ持つ複雑な地殻変動が指摘されている。千島弧内帯（7C区）および東北日本弧内帯（8C区）では、共通して雁行火山列（隆起帯）とその間の沈降帯が特徴として挙げられる。一方、西南日本弧以西では、地域により隆起沈降特性が著しく異なる。
- ・ D区（縁海側大陸斜面）：日本海南縁の海域で、西南日本弧の10D1区（能登・若狭沖海域）および10D2区（隠岐・対馬海域）が相当する。いずれも、断層の走向と調和的な舟状海盆・海嶺・堆列の発達や、緩やかな褶曲、舟状海盆の発達などが地域的に認められる一方で、安定域に相当する区域もあるとされている。浅発大・中規模地震活動は低いとされる。
- ・ 沖縄トラフ（11X1～3区）：海域なので、活断層の評価はされていないが、地溝状に発達する長い断層が密に発達するとされる。
- ・ 樺太弧（12W区、12X区、12Y区）：12W区（日高根室帯北部）は安定域であるとされるが、衝突帯に相当する12X区（石狩天塩帯北部）および12Y区（礼文樺戸帯）は、上盤側の12X区で隆起優勢の褶曲－逆断層地域、下盤側の12Y区で顕著な沈降域（樺戸山地のみ隆起域）とされる。

- ・ 日本海東縁（13区）：沈降優勢の褶曲－逆断層－傾動運動が認められる地域であるとされる。

(d) 考察

松田・吉川（2001）および垣見ほか（2003）の地体構造区分に対し、隆起・沈降、活構造に関わる既往文献を参考に地殻変動の特徴、地体境界の地質学的位置付けについて検討し、隆起・沈降速度の空間的外挿の可能性について考察する。

両研究を第四紀後期の隆起・沈降運動の観点から比較すると、垣見ほか（2003）の方がより細かい地体に区分しており、地体境界は細かい所では差違がある。これは、垣見ほか（2003）がより短期的な現象、すなわち、地震をより強く意識した結果であると推察される。

比較的目立った差異があるのは、北海道オホーツク海沿いの北見帯と中国地方の扱いである。松田・吉川（2001）は千島弧の一部として北見帯を設定しているのに対し、垣見ほか（2003）では、これに相当する部分を日高・根室帯北部と呼んだ。垣見ほか（2003）は、おおむね松田・吉川（2001）の天塩－夕張衝突帯に多くが重なる石狩天塩帯北部と礼文樺戸帯と日高・根室帯北部を合わせて樺太帯を設定した。しかし、北見帯と日高・根室帯北部はほぼ重なり、地殻変動が非常に少ない地域として認識している点は一致している。中国地方については、松田・吉川（2001）は火山の分布を重視して M₂・M₃ 区に区分していると考えられる。一方、垣見ほか（2003）は 10C₄・10C₅・10C₆ 区に区分しているが、これらの境界上には山崎断層と菊川断層があり、断層を重視した区分となっている。断層には留意する必要があるが、M₂・M₃ 区または 10C₄・10C₅・10C₆ 区を一括してみると、この地域は総じてやや隆起していると推定されるが、その量は中国地方全体に渡って非常に小さいと捉えてよいと考えられる。

以上のことから、本事業では、第四紀後期の隆起・沈降運動の観点からは、松田・吉川（2001）と垣見ほか（2003）の区分はおおむね同じと見なす。

次に、各地体の隆起・沈降の特徴を陸域から海域への外挿という観点から、オーソドックスではあるが、沿岸部における隆起・沈降について、次の三つの様式を考えたい（図 2.1-2）。

- A) 沿岸部に活断層・褶曲などがない地域
- B) 沿岸部に活断層がある地域
- C) 沿岸部に活褶曲・曲隆などがある地域

以下、松田・吉川（2001）の地体区分名を用いて、沿岸部の隆起・沈降様式、内挿・外挿の可能性を概観する。考察にあたっては、「日本の海成段丘アトラス」（小池・町田編, 2001）の段丘に関わるデータ、「日本の地形」1～7巻（東京大学出版会刊行, 2000～2006）、地質リーフレット 4「日本列島の地質環境の長期安定性」（地質環境の長期安定性研究委員会編, 2011）、産総研の 20 万分の 1 シームレス地質図（産総研, 2015）など、全国を網羅した文献・資料を参考にした。

なお、ここで言う内挿・外挿が可能とは、論理的に可能という意味であり、それが検証されたという意味ではない。また、本論では、地体構造区分をすること自体が研究の目的ではないので、様々なケースを例示するに留める。そして、結論の一つを先に言うならば、ここで取り上げた地体構造区全域で単純に外挿することが可能な地域は、限られると見込まれる（図 2.1-3）。

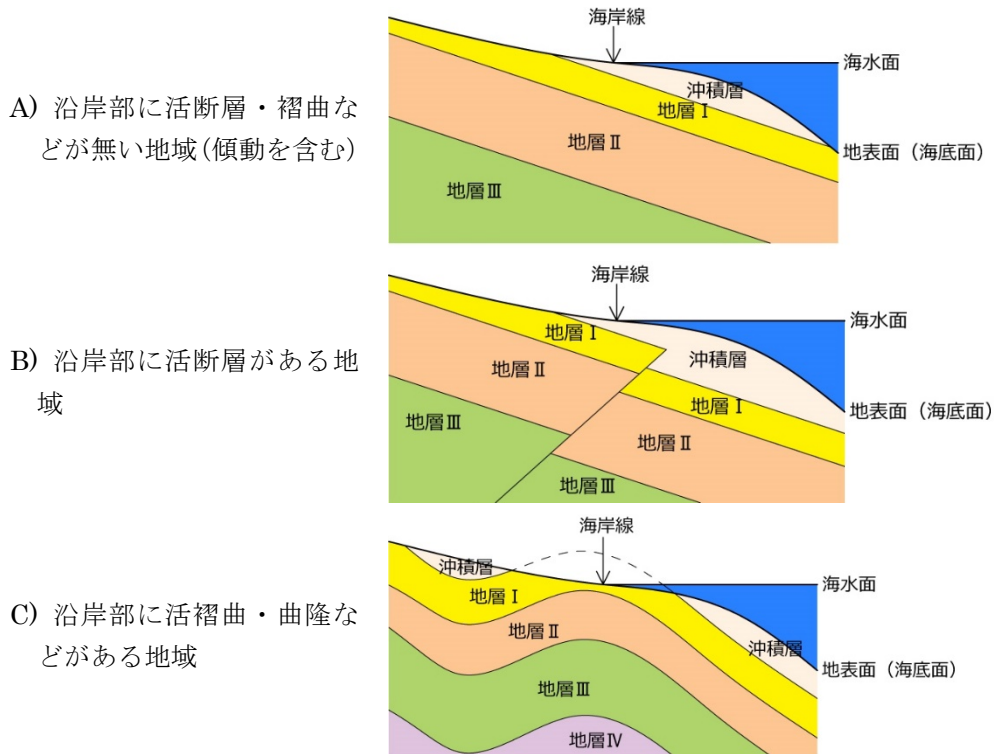


図 2.1-2 沿岸部の隆起・沈降運動の様式の整理例

このほか、地質構造が複雑などの理由で、隆起・沈降傾向の内挿・外挿が困難と考えられる地域があるが、割愛する。

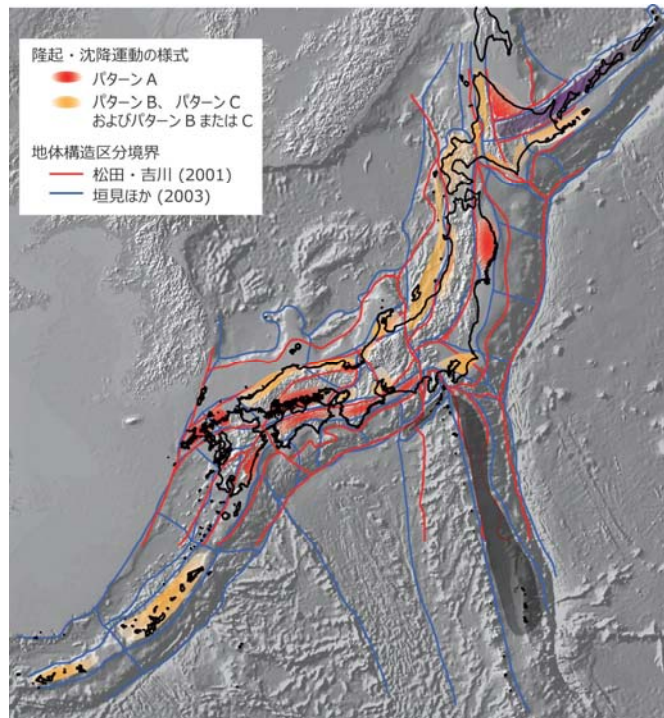


図 2.1-3 松田・吉川 (2001) と垣見ほか (2003) 構造区分の比較と

陸域の隆起・沈降様式の海域への外挿の可能性

図 2.1-2 のうちの A、B または C タイプに相当すると考えられる地域を大まかに例示した。

Aタイプは沿岸部に活構造が記載されていないかまたは少なく、地質構造の連続性が見込まれる地域である。北見帯 (C)、北上帯 (E)、赤石-四国帯 (J)、瀬戸内帯 (M₂)、山陰-北九州帯 (M₃)、宮崎-沖縄帯 (R) などの地体がこれにあたると思われる。これらの地域 (陸域) の多くは、傾動しながら隆起していると見なされる地域である。活断層、活褶曲などがないことを、内挿・外挿を積極的に否定する材料がないという前提を置くことができる論拠と見なせば、これらの地域は陸域の隆起・沈降の様式を空間的に内挿・外挿することが可能であると考えられる。ただし、これらの地域にもごく部分的には、断層などが分布し、単純には外挿し難い地域も含まれる。それは、赤石-四国帯 (J) の室戸岬付近 (海底断層)、足摺岬付近 (海底断層) などである。さらに、瀬戸内帯 (M₂) は、構造区の中で広域的に非常に小さい過去 10 万年間の平均隆起速度が想定されることをもって、内挿・外挿が可能と見なせると考えられる。山陰-北九州帯 (M₃) の中の九州北西部 (唐津付近~五島列島付近) も同様に見なせるかもしれない。

Bタイプの地域については、断層が少なく、断層の活動性が評価できれば、あるいは、海岸線と断層の平面分布が高角で交わるなど、その影響が少ない所であれば、部分的に隆起・沈降量を見積もれるかもしれない。上述した地域のほか、山陰-北九州帯 (M₃) の中の若狭湾、山口県日本海側の萩付近~九州日本海側の福岡付近などがこれにあたるかもしれない。なお、断層に相当する地体構造区分の境界が沿岸部 (および極近傍) に分布する場合には、現状では、異なる変動様式あるいは特性を持つ地体が接しているものと考え、外挿が困難な場合もあろう。

Cタイプの地域についても、長波長の開いた褶曲の翼部のデータを使い分ける (傾動と見なせる範囲のデータを使う) などして、部分的に隆起・沈降量を見積もれるかもしれない。しかし、今のところ、これにあると明確に言えそうなのは、根室帯 (A) の東部ぐらいである。また、宮崎-沖縄帯 (R) の中に位置する喜界島と奄美大島の間には、後期更新世に大きな隆起量差があり、奄美大島の北東部では、東方向から北西方向へ後期更新世以降の隆起量が 56 m から 18 m に減ずる傾動が見られ、喜界島ではわかっている中ではわが国では最も高い標高 224 m の MIS5e 海成段丘面が分布している。これらは、単純な傾動運動では説明できないかもしれない。

BタイプとCタイプへの分類は、部分的に外挿が可能な地域を含む可能性は否定しないが、積極的に外挿が可能であるとするものでは無い。可能であるかどうか、その成否は、陸域から海域にかけての地質構造の説明性にかかっている。さらに、BとCについては、現状では明確な区別をつけがたい地域が多い。天塩-夕張衝突帯 (D)、日本海東縁帯 (G) はその典型ではないだろうか。

なお、上記は内挿・外挿が議論しうる地域であるが、火山などの影響により、現状では陸域の隆起・沈降量を見積もること、地質構造の連続性の把握が難しい地域、陸域かつ/または海域に活断層などが多く分布する地域など、内挿・外挿が困難な地域がある。断層に起因する構造境界の近傍、伊豆硫黄島帯 (I) の島嶼部の多く、霧島-トカラ帯 (N₁) の鹿児島湾、火山島の島嶼部などである。ただし、伊豆硫黄島帯 (I) や霧島-トカラ帯 (N₁) の多くは、地層処分技術 WG 中間整理 (資源エネルギー庁, 2016) に基づけば、火山・火成活動の観点から、処分サイトとしてそもそも適さないと考えられる地域である。

(e) まとめ

新生代の地体構造区分研究として、松田・吉川 (2001) と垣見ほか (2003) を取り上げてこれを精査し、沿岸部での陸域から海域への隆起・沈降傾向の内挿・外挿の実現可能性について、全国を網羅するような文献資料を参考に検討した。この結果、積極的に内挿・外挿が

可能と見込まれる地域、断層・褶曲を考慮してその検討にあたるべき地域をそれぞれ整理した。これらの情報は、次項で展開する地域レベルでの沿岸部陸域から海域への隆起・沈降傾向の内挿・外挿の検討の基礎となるものである。

② 地形・地質縦断面を用いた隆起・侵食評価手法の試行

(a) 目的と概要

地形・地質情報が比較的得られる地域において、陸域主要河川沿い～海域海底谷沿い（以下、河川沿い）の地形地質断面図を作成し、気候段丘モデルに基づく隆起・侵食評価、ならびに沖積層の最大層厚からの見積りにより、後期更新世の隆起量・侵食量の評価を試みた。これらの結果と当該地域の地史的解釈を合わせて、陸域の隆起・沈降量の海域への外挿の妥当性の検討、後期更新世以降の下刻量分布の解釈などを行った。

(b) 研究手法

【研究地域の設定】

研究対象とした地域の選定では、まず、幡谷ほか（2016）を参考に、沖積層の情報を含んだ研究事例がある主な河川河口の前面海域において、海上保安庁が刊行している沿岸の海の基本図（海底地形図、海底地質構造図）の調査を行った。ここで使われた音波探査記録には、地域によって品質にばらつきがあるため、入手可能な音波探査記録を概観し、再解析が可能と見込まれる記録の品質がよい範囲を抽出した。次に、その中で、陸域の地形・地質データ、特に、段丘の記載が豊富である、段丘の分布が見込まれるという条件を満たす地域を絞り込んだ。

【陸域の隆起・沈降量評価】

陸域の河川沿いの地形・地質断面図の作成ならびに隆起量および下刻侵食量の評価については、以下のように進めた。まず、既往文献・資料ならびに空中写真判読により、研究対象とした地域の主要河川沿いの段丘の分布と対比・編年情報、地質・地質構造を整理する。前者は主として隆起量の評価、後者は隆起運動様式の考察に用いる情報である。段丘対比・編年に際しては、必要に応じ、その根拠となるテフラデータの新知見（新たな降下年代の知見など）に基づく読み替え、濱田・幡谷（2011）に従った段丘を構成する地質に見られる経験的指標の再検討を行い、対比・編年を見直した。

陸域の隆起量は、気候段丘モデルに基づき見積もった（貝塚, 1977 ; 吉山・柳田, 1995 など）。隆起量の指標としては、吉山・柳田（1995）の海水準1サイクル間の隆起量の指標を用いた（図 2.1-4）。この隆起量の見積り方法では、周期的な気候変動に伴って、海水準が周期的かつ同程度の上昇・下降を繰り返すことを前提とする。海水準が最も高かった二つの時期に形成された海成・河成段丘（現河床を含む）同士（FS 値、FS'値）、あるいは、最も寒かった二つの時期に形成された河成段丘同士（TT 値）、あるいは谷底（現河谷を含む）同士（BB 値、BV 値）の比高をもって、気候変動1サイクル（10万年程度）、具体的には二つの段丘または谷底の形成時期の間の隆起量と見なす。同じ海水準の時期の段丘の比較であるため、海水準変動の影響は除去していることになる。具体的な見積りの手順は以下の通りである。おおむね主要河川沿いに断面図を切る基線を設定し、そこに河川沿いの段丘面の高度分布を投影する。これは河床縦断段丘投影図、河床縦断図などと呼ばれることもあるが、ここではこれを地形地質断面図と呼ぶことにする。この図から、FS、FS'、TT、BB および BV 各値を読み取る。なお、隆起量・隆起速度の見積りにあたっては段丘面上に堆積した被覆層の厚さを考慮する必要があるが、情報が乏しい地域では誤差要因と考えて無視することもある。今回は、隆起速度の地域間比較を目的としないため、地域ごとの対応とする。沈降

量は、基本的には当該地域に分布する堆積物の厚さを読み替える。ただし、堆積物自体が薄い場合には海水準変動の影響を考慮する必要があり、具体的な評価の論理については個々に述べることとする。これら陸域の隆起・沈降運動の海域への外挿については、以下のように行った。

まず、おおむね調査対象とした河川の陸域調査地域内の最上流部と海域調査地域内の海底谷の出口すなわち付近を結ぶなど、河川と海底谷の大局的な流路の方向に沿って、直線断面の基線を設定する。次に、おおむね河川沿いに得られている隆起速度を基線に直交方向に投影する。①の検討結果と地域レベルでの地質構造などの情報を考慮して基線上での変化傾向（隆起・沈降様式／モデル）を把握し、その傾向に基づいて内挿・外挿する。最終氷期の海水準低下により下刻されてできた谷を沖積層が埋積しており、沖積層の層厚を侵食量に読み替えることができる。

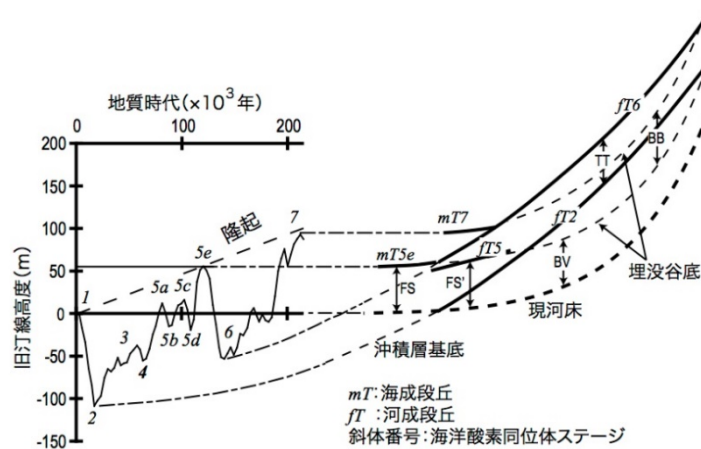


図 2.1-4 海水準変動と段丘の形成の模式図

幡谷（2005）より引用。左側：海水準変動曲線は、Chappell（1994）のデータを使い、等速隆起を仮定して作成。右側：海水準変動に対応した河川縦断形状と隆起量の指標となる河成段丘面の比高値の定義。吉山・柳田（1995）に基づいて作成

【海域の海底谷沿いの地形地質断面図の作成と下刻侵食量の評価】

内陸部では隆起量以上に下刻侵食されることはないと考えられる。しかし、沿岸部では、海水準の低下に伴って隆起量以上に下刻侵食が進む点に留意する必要がある。下刻侵食量の評価にあたっては、沖積層の厚さに着目した。晩氷期および後氷期の氷河性海面変動／海面上昇に伴って水成堆積物すなわち沖積層が堆積し、それが作った堆積平野を沖積平野という。井関（1975）が述べるように、世界の臨海沖積平野の基底をなす埋積谷は、最終氷期の低位海面を示す優れた地形学的証拠であると考えられる（図 2.1-5）。埋没谷底面を覆う礫層は最終氷期最盛期における低位海面に対応して形成された河成堆積層と考えられており、沖積層基底礫層（BG 層）と呼ばれている。下刻侵食量は、海水準低下と隆起運動の総和と考えられるが、これらを前提とすれば、海成段丘（過去の海浜）に刻まれた谷底の深さ（現在は沖積層に埋積されている）がその履歴、すなわち、後期更新世以降の河川下刻量と見なすことができる（幡谷ほか, 2016 など）。

具体的な作業としては、陸域で作成された河川沿いの地形・地質断面図における現海岸線付近の沖積層の分布、海岸線付近の既往ボーリングデータ（例えば、国土交通省, 2008；国土交通省ボーリングデータベース KuniJiban；以下、「KuniJiban」という）に基づき沖積層の基底深度を読み取る。次に、音波探査データの再解析により、海底谷横断面において、

海岸線付近で読み取った沖積層の基底深度を追跡し、地形・地質断面図にまとめる。つまり、海底谷に見られる沖積層最深部をもって、下刻侵食の深さの痕跡と見なす。幡谷ほか(2016)は、陸域において一つ前の高海水準期(MIS5e)の海面高度(旧汀線高度)と沖積層最深部を最大下刻量と見なしたが、海域についてどう評価するかについては本論の論点の一つである。

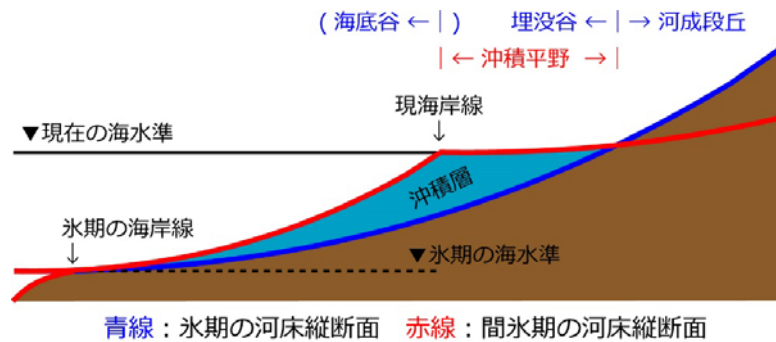


図 2.1-5 沿岸部付近の模式的な地形・地質断面

(c) 調査結果

既存のデータに基づいて調査地域を抽出・選定し、選定された地域の陸域の主要河川と海域の海底谷周辺の地形・地質データを使って、主要河川～海底谷沿いの地形・地質断面図を作成し、既往の知見に近年のデータを加えて隆起・侵食について再解釈した。なお、選定した地域の沿岸海域の地形・地質解析結果は、Appendix II「隆起・侵食に関わる沿岸海域の地形・地質情報整理」にまとめた。

【検討地域の選定】

海岸線付近の沖積層に関わる地形・地質学的検討事例があり、かつ、陸域の隆起量データの取得が見込める地域として、幡谷ほか(2016)が後期更新世以降の下刻を検討した地域を参考に最初の検討地域を抽出した。次に、これらの地域について、海の基本図で用いられた音波探査記録の品質を検討し、以下の三つに区分した。

- 良好 : 構造が鮮明に読み取れる
- 中程度 : ノイズなどが見られるが解析可能である
- 不良 : ノイズなどが大きい、沿岸部付近が不鮮明、音波散乱が見られるなど解析不能

これらのうち、沖積層すなわち1回の海退時の下刻を把握しうる地域として、良好、中程度の記録がある10地域を抽出した(表 2.1-1)。続いて、この中から、後期更新世以降の隆起量の指標となる段丘群が海岸付近から内陸部にかけて分布するなど、陸域で広く隆起量データの取得が期待できる地域に絞り込み、北海道北部・天塩川地域、北海道東部・湧別川地域、宮崎平野・一ツ瀬川地域を検討地域として選んだ。なお、同じ地体構造区分に属すると考えられる複数の地域については、その中での相対比較により地域を絞った。

表 2.1-1 河川河口前面海域の音波探査記録の品質と段丘に関わる情報による
調査地域の検討

No.	幡谷ほか (2016) の調査箇所	河川河口前面海域における既往の反射法地震探査記録の品質 (○: 良好および中程度を抜粋) およびその既往解釈による埋没谷 海洋情報部:1/5 万沿岸の海の基本図 (以下、基本図と省略)、国土地理院 1/2.5 万沿岸海域基礎調査 (以下、沿岸海域と省略) による	音波探査記録の品質が見込める地域の陸域段丘データの品質 ○: 既存情報が豊富で外挿できると期待できる △: 既存情報は多くないが、段丘の分布があり外挿できる可能性がある ×: 段丘の分布が乏しいなど外挿が難しい
1	北海道 オホーツク海沿岸平野 湧別川	○ 基本図「紋別」6380-4 (1988) および基本図「湧別」6379-7 (1989) の2図幅海域にまたがる。湧別川は「紋別」図部の南東端付近に位置する。両図幅内における埋没海底谷は不明。「紋別」の記録品質は中程度。「湧別」は干渉ノイズが強いものの記録品質は中程度。	○ 海岸には mT5e, 7, 9 の海成段丘が分布し、湧別川沿いには河成段丘群が広く認められる。
2	北海道 オホーツク海沿岸平野 常呂川	○ 基本図「湧別」6379-7 (1989) 記録は干渉ノイズが強いものの、中程度。常呂川は、図部の東端部に位置する。基盤岩の高まりの西側に沿って流下すると思われ、既往解釈では谷地形はあまり明瞭ではない。谷を覆う堆積層は薄い。隣接の基本図「網走」6379-6 (1990) は記録品質が悪いが、その既往解釈では常呂川の連続はないものと思われる。	△ 海成段丘、河成段丘いずれも分布しているが、湧別川付近に比べて海成段丘の分布が乏しい。
3	北海道 天塩平野 天塩川	○ 基本図「利尻水道」6321-1 (1993)、「遠別」6321-2 (1992) ともに記録品質は良好である。天塩川は、サロベツ原野を流下する際および河川改修により流路変更が大きい。現在の河口である天塩港の前面は「遠別」図部となるが、埋没谷は認められない。河口前面について氾濫原が形成されているものと考えられ、天塩港の北方 12 km 程度離れた幌延町の沖合いに埋没谷が解釈されている。これが古天塩川と推定され、深度 90 m 程度で開口する。	○ 隆起・沈降、活断層に関わる日本原子力研究開発機構、産総研による調査結果がある。
4	北海道 石狩川低地 石狩川	○ 基本図「小樽」6323-3 (1980) 記録品質はノイズレベルがやや高く、中程度。石狩川についても氾濫原を形成し、流路変更が大きいと考えられる。既往解釈によれば、深度 40 m 程度までは不明瞭であるが、沖合いに向かって狭長で顕著な埋没谷が 2 条解釈されている。石狩平野下の埋没谷の位置について、「小樽」では不明。	× 海岸付近に海成段丘が分布するが、火砕流 (Spfl) が広く分布するため、内陸での河成段丘を用いた隆起量の見積りが難しい。
5	秋田県 秋田平野 雄物川 (旧雄物川)	○ 基本図「秋田」6328-2 (1983) 記録品質はノイズレベルがやや高いものの、解析は可能。河口前面には基盤岩および更新統の高まりがみられ、埋没谷はそれを巻くように南下すると解釈されている。谷幅は深度 70 m 付近まではややブロードであり、あまり明瞭ではない。	× mT5e が認められるが、分布は非常に狭い。
6	広島県 岩国平野 小瀬川	○ 1/2.5 万沿岸海域基礎調査「岩国」(1989)。比較的新しい調査であり、記録品質は良い。その解釈による基盤 (沖積層基底) 等深線図によれば、小瀬川前面に埋没谷が解釈されて入る。しかし本図幅の東側では調査が行われておらず、延長は不明。錦川については、岩国基地の埋め立てにより、北と南に分流されているが、岩国基地の下に入り込む形で古い埋没谷が解釈されている。やはりより沖合いへの連続は不明。	× 内陸の河成段丘の調査・研究事例が乏しい。
7	山口県 岩国平野 錦川	○	× 内陸の河成段丘の調査・研究事例が乏しい。
8	宮崎県 宮崎平野 小丸川	○ 基本図「美々津」3655-1 (1999) 記録品質はノイズレベルが高く、中程度。既往解釈では、小丸川前面について、明瞭な埋没谷は解釈されていない。	○ 段丘対比・編年に関わる長岡 (1986; 2010) の詳しい研究事例がある。
9	宮崎県 宮崎平野 一ツ瀬川	○ 基本図「宮崎」6355-2 (1997) 記録品質は良好。一ツ瀬川前面について、現在の河口より約 5 km 程度南に、基盤岩の高まりの縁を通る形で、深度 20 m 付近から南東方向へ流下する埋没谷が解釈されており、深度 80 m 程度で開口する。大淀川前面については、鬼の洗濯岩の北方に、幾筋かの埋没谷が解釈されている。谷地形の範囲はブロードで、深度 55 m で合流し、約 80 m 程度で開口する。	○ 段丘対比・編年に関わる長岡 (1986; 2010) の詳しい研究事例がある。
10	宮崎県 宮崎平野 大淀川	○	△ 海岸付近には mT5e, mT7 が記載されているが、大淀川沿いには入戸火砕流が広く分布し、その流下以前の河成段丘が覆われてしまっている。

【北海道東部・湧別川地域の検討結果】

■ 調査地域の地形地質概要

検討対象地域は、北海道北東部のオホーツク海に面した地域である (図 2.1-6)。北見山地を南東から北西に流下する湧別川沿いの河口から約 50 km 上流までとその河口の前面海域である。ただし、沿岸海域の音波探査記録の分析は、調査が実施されている海岸線から 15 km 弱の範囲である。

沿岸部は南東から北西方向の直線的な海岸線を有する。小池・町田編 (2001) などによれば、海岸線と並行に 3 段の海成段丘がほぼ一定の標高で分布しており、これらは海洋酸素同位体ステージ MIS5e, MIS7, MIS9 に形成されたと考えられている。北見山地の内陸部には、南西から北東に流下し、河成段丘を伴った河川がいくつか発達するが、湧別川はその一つである。

産総研 (2015) によれば、この地域の主な地質は新第三系・先新第三系の火山岩類、先新第三系の堆積岩類で、新第三系の堆積岩も認められるが、前二者に比べて分布面積は少ない。先新第三系の堆積岩類は基本的に日高帯の付加コンプレックスである。また、沿岸の海の基

本図「紋別」では、海域全体に渡って、沖積層が覆っていることが示されている。

この地域は、松田・吉川（2001）の北見帯、垣見ほか（2003）の日高・根室帯北部にあたる。両研究では、その範囲はほぼ一致し、地殻変動が少ない地域と認識されている。先に述べた海成段丘の分布は、第四紀後期の一様な隆起運動を示すものである。

また、小疇ほか編（2003）は、湧別川沿いの段丘縦断投影図（柳田・水野, 1982）に関連して、最終氷期の低位段丘が河口付近まで沖積面下に埋没しないこと、沖積層の層厚が河口から 10 km 付近で 10 m 程度と厚くないことなどを指摘し、北見山地の沖合は大陸棚が広く緩勾配（4/1000～5/1000）なので、最終氷期の最大海面低下期にも河川による大きな下刻が生じなかったとした。

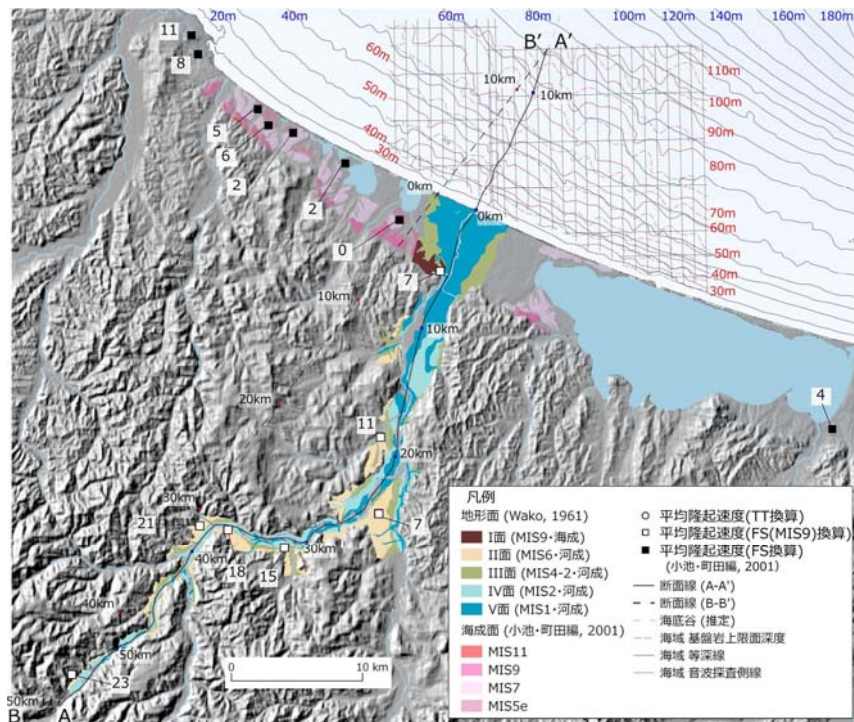


図 2.1-6 北海道東部・湧別川地域の陸域～海域の地形・地質情報の整理結果

陸域の主要河川と海域の海底谷周辺の地形・地質データを使って、主要河川～海底谷沿いの地形・地質断面図を作成。黒実線（A-A'）および黒点線（B-B'）は地形・地質断面図位置。既往の知見に近年のデータを加えて再解釈。TT および FS は吉山・柳田（1995）の海水準 1 サイクル間の隆起量の指標、図中における数値は隆起量の指標から計算された平均隆起速度。陸域および海域の基図（陰影図）は、米国航空宇宙局（NASA）による地形データ（SRTM-3）および日本水路協会発行の海底地形データ（M7000 シリーズ）からそれぞれ作成

■ 地形地質断面図の作成

本地域は、湧別川の河床勾配と沿岸海域の地形勾配がほぼ同じという特徴を持つ。陸域の河成段丘の比高は小さく、海域の沖積層の厚さはほぼ一定である（図 2.1-7）。

陸域の後期更新世の隆起量見積もりの基礎となる湧別川沿いの段丘に関わる先行研究としては、Wako（1961）、柳田・水野（1982）、小池・町田編（2001）、小疇ほか（2003）、柳田（2003）などがある。これらのうち、段丘の分布を広く図示しているのが Wako（1961）である。このため、Wako（1961）の段丘分布図をその後の研究のデータを参考に直した。Wako（1961）の II 面の段丘堆積物から、 $>32,470$ y.B.P の ^{14}C 年代が得られ（貝塚ほか, 1983）、また、15 から 20 万年前に降下としたとされる登栄床火山灰（中村ほか, 1999）が報告され

ていることから、本事業では、Wako (1961) の II 面を MIS6 に形成された河成段丘と見なした。Wako (1961) の IV 面については、段丘堆積物から $15,820 \pm 400$ y.B.P の ^{14}C 年代が得られ、中流部で埋没谷が報告されていることから、最終氷期 (MIS2) に形成された堆積段丘と見なされており、ここではこれを踏襲する。Wako (1961) の II 面と IV 面の比高、すなわち TT 値は、最大でも 23 m と比較的小さいのが特徴である。そしてこれらは下流に行くに従い、徐々に減少する傾向にある。海岸線に最も近い隆起量データは小池・町田編 (2001) 海成段丘の旧汀線高度による FS 値であるが、これは 0~7 m であり、TT 値の下流方向への減少傾向の上に乗る。

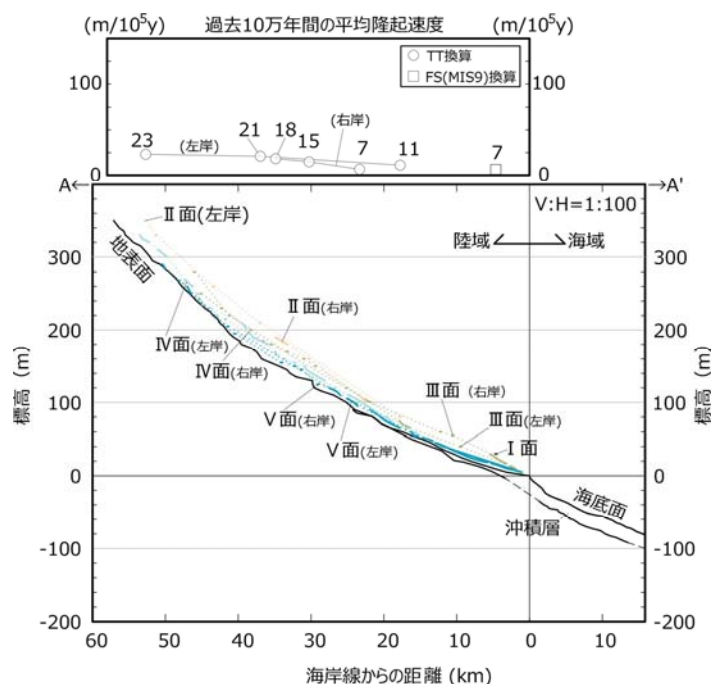


図 2.1-7 湧別川ならびにそれに続く海底谷沿いの地形・地質断面図

ほぼ現河川・海底谷沿いに基線を設け (A-A': 図 2.1-6)、河床、段丘、沖積層基底、海底地形を投影した。上図における TT および FS (MIS9) は吉山・柳田 (1995) の海水準 1 サイクル間の隆起量の指標、図中における数値は隆起量の指標から計算された平均隆起速度

沿岸部海岸線付近の沖積層の厚さについては、柳田 (2003) の河床縦断面図上では 40 m と図示され、幡谷ほか (2016) もこれを引用していた。しかし、KuniJiban において湧別川河口付近 2 本のボーリングデータ (YL3, 05-2 孔と YR1, 7-2 孔) を参照すると、沖積層の厚さは 17.5 m~23.1 m であり、BG 層の上面から約 5 m 掘り進んだところで掘削が終わっている。また、沿岸部海の基本図「紋別」では、湧別漁港付において BG 層の上限標高が -14.38 m で基底の標高は -17.88 m 以深と読み取れるボーリングデータが示されている。さらに、湧別川沿いにも KuniJiban のボーリングデータがあり、沖積層の厚さは 6.4~16.4 m の範囲にある。海域については、音波探査記録の再解析から、現在の湧別川のほぼ延長上に北東方向に流下していたと判断した。調査範囲の谷底は、ほぼ一定で、おおむね湧別川の河床勾配と同じである。沖積層は埋積された海底谷上では約 20 m の厚さがあり、これは河口付近から北東方向 15 km 弱の調査範囲でほぼ一定である。この厚さの中には、一様に広く覆っている地層の厚さを含んでおり、沖積層の基盤岩を削り込んでいる深さ (近傍の大陸棚の水深との差) は、最大でもこの半分以下であり、ほとんどは 5 m に満たない (図 2.1-8)。

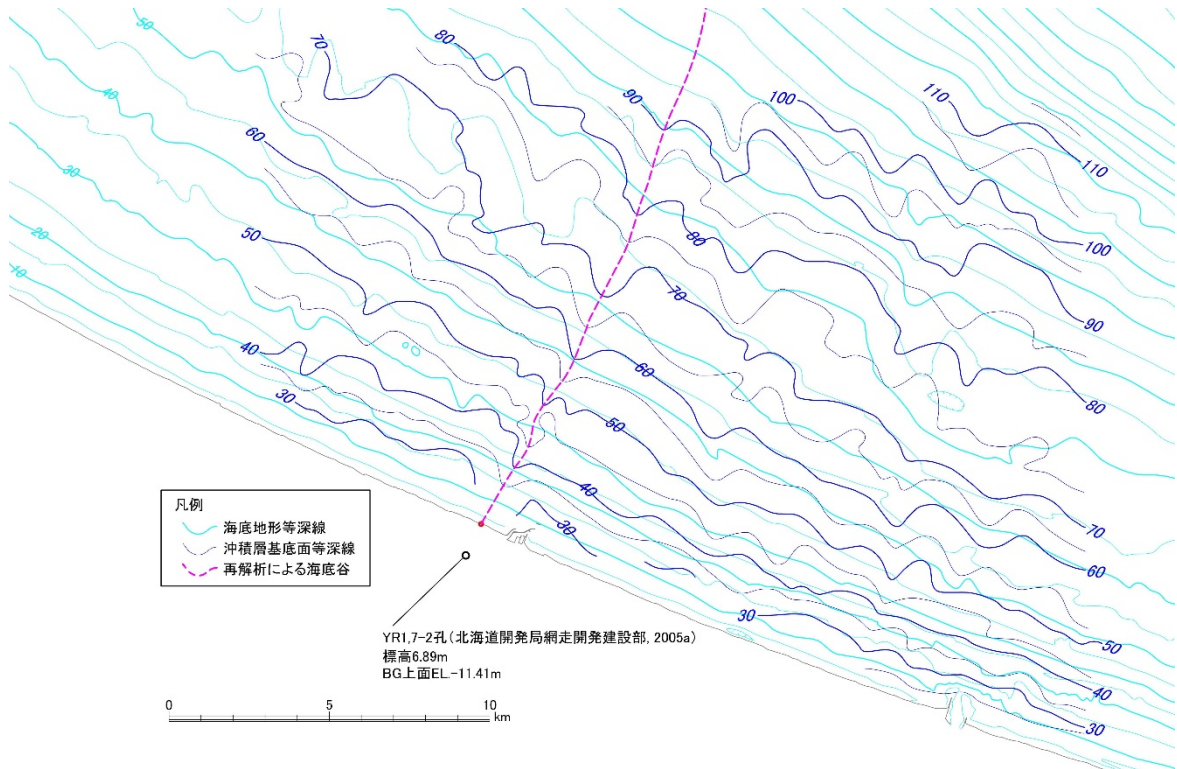


図 2.1-8 北海道東部・湧別川前面海域における沖積層基底面等深線図

【北海道北部・天塩川地域の検討結果】

■調査地域の地形地質概要

検討対象地域は、天塩川の下流、天塩平野（サロベツ原野）・宗谷丘陵・天塩山地（北部）などからなる地域と、天塩川河口前面の沿岸海域である（図 2.1-9）。ただし、この地域の大
陸棚縁辺部は海岸より約 80 km も離れた所に位置するため、海域については海岸線から約
25 km の範囲を検討範囲とした。陸域については、後述する地形・地質構造を考慮して、天
塩川と問寒別川との合流点付近までとした。

本地域は、新第三系の堆積岩類が広く分布し（産総研, 2015）、海成・河成段丘の発達が良い地域である（小池・町田編, 2001 など）。松田・吉川（2001）によれば、天塩一タ張衝突帯に位置している。この地体は南北走向の活断層およびそれに伴う活褶曲により特徴づけられ、東縁を天塩山地と北見山地の地形境界に置いている。垣見ほか（2003）の地体構造区分では、石狩天塩帯北部に属し、衝突帯、隆起優勢の褶曲－逆断層地域といった記載がなされている。ただし、この地体の西縁は神居古潭傾動帯東縁線とされているが、この境界の実体は不明である。このように、本地域は、地殻変動が活発な地域と認識される。

本地域には、上流側（東側）より順に、問寒別断層帯、幌延断層帯、サロベツ撓曲帯（天塩撓曲および北川口背斜など）などの更新世の海成段丘群を变形させているおおむね南北方向の構造が分布し、それぞれ隆起帯を成している（太田ほか, 2007 など）。一方、サロベツ撓曲帯（天塩撓曲）は沈降域である（産総研, 2006）。一方、沿岸海域は、遠浅な地形を呈し、海岸線より 20 km 沖合でも、海底面は水深 80 m 程度である。新里ほか（2007）の既存情報の整理によれば、この沿岸海域を含むサロベツ撓曲帯西方から沖合約 20 km 程度に渡って新第三系～第四系の堆積盆が分布し、東側のサロベツ撓曲帯の活動に伴う短縮が顕著と見なしている。つまり、今回調査対象としたの沿岸海域の全体が現在も成長を続けている沈降域にある。

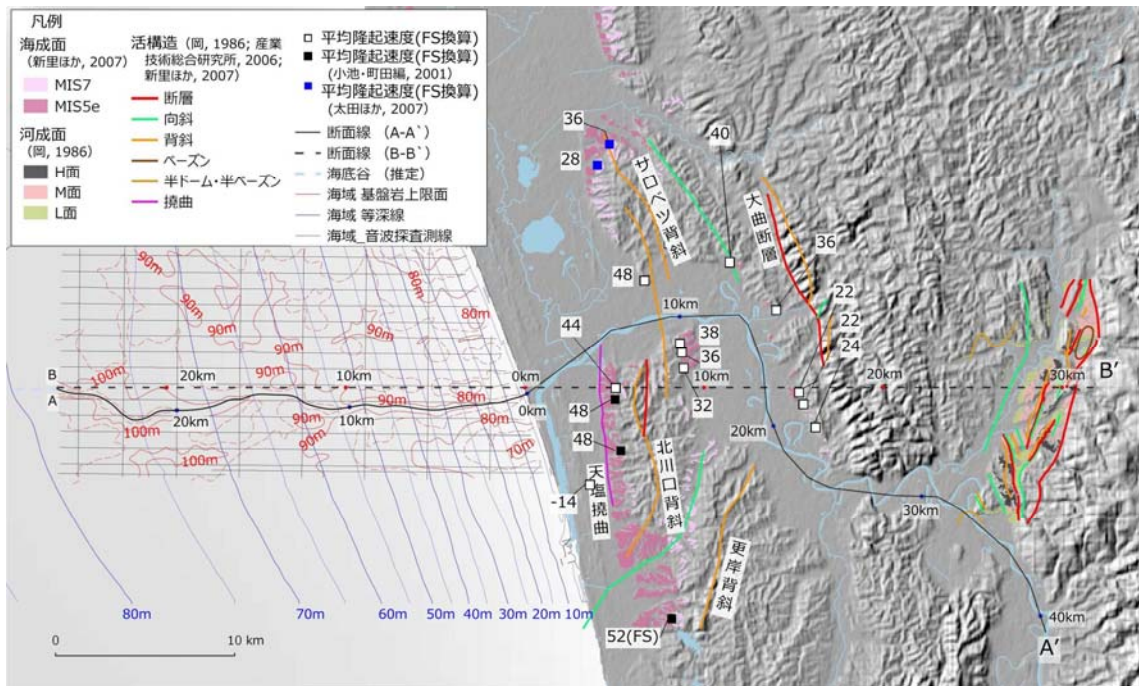


図 2.1-9 北海道北部・天塩川地域の陸域～海域の地形・地質情報の整理結果

陸域の主要河川と海域の海底谷周辺の地形・地質データを使って、主要河川～海底谷沿いの地形・地質断面図を作成。黒実線 (A-A') および黒点線 (B-B') は地形・地質断面図位置。既往の知見に近年のデータを加えて再解釈。FS は吉山・柳田 (1995) の海水準 1 サイクル間の隆起量の指標、図中における数値は隆起量の指標から計算された平均隆起速度。陸域および海域の基図 (陰影図) は、米国航空宇宙局 (NASA) による地形データ (SRTM-3) および日本水路協会発行の海底地形データ (M7000 シリーズ) からそれぞれ作成

■ 地形地質断面図の作成

過去 10 万年程度の平均隆起速度の見積りの基礎となる海成段丘のデータとしては、小池・町田編 (2001)、小疇ほか (2003)、太田ほか (2007) などがある。また、新里・安江 (2005)、新里ほか (2007) などの検討事例がある。前 2 者を踏まえて実施された太田ほか (2007) の調査結果によれば、サロベツ背斜付近では、更新世の海成段丘群の向斜変形に累積性が認められ、継続的に背斜褶曲が成長していることが示されている。そして、海岸線より約 5 km から 15 km の範囲では、過去 10 万年程度の平均隆起速度は 29~48 m/10⁵ 年となり、内陸側から海岸側に向かって、大局的には微増傾向にあると見なせる (図 2.1-10)。一方、産総研 (2006) のボーリング調査によれば、天塩平野の天塩川左岸において MIS5e の海進期の地層が標高 -17 m にあるとされており、過去 10 万年程度の平均沈降速度を 14 m/10⁵ 年程度と見積ることができる。

海底谷は、天塩川が海岸線付近で大きく南へ屈曲するあたりから、ほぼ真西に延びている。海岸線付近の沖積層基底礫層 (BG 層) の下限は標高約 -86 m にある。海底谷に沿って沖合 20 km までに、谷底 (BG 層下限) が標高約 -110 m までほぼ一定の勾配で緩やかに減ずるのに対し、海底面の標高は 75 m 程度まで減ずる。しかし、海域調査範囲を通じ、沖積層基底面に刻まれた谷の深さは大きくても 10 m 程度である (図 2.1-11)。

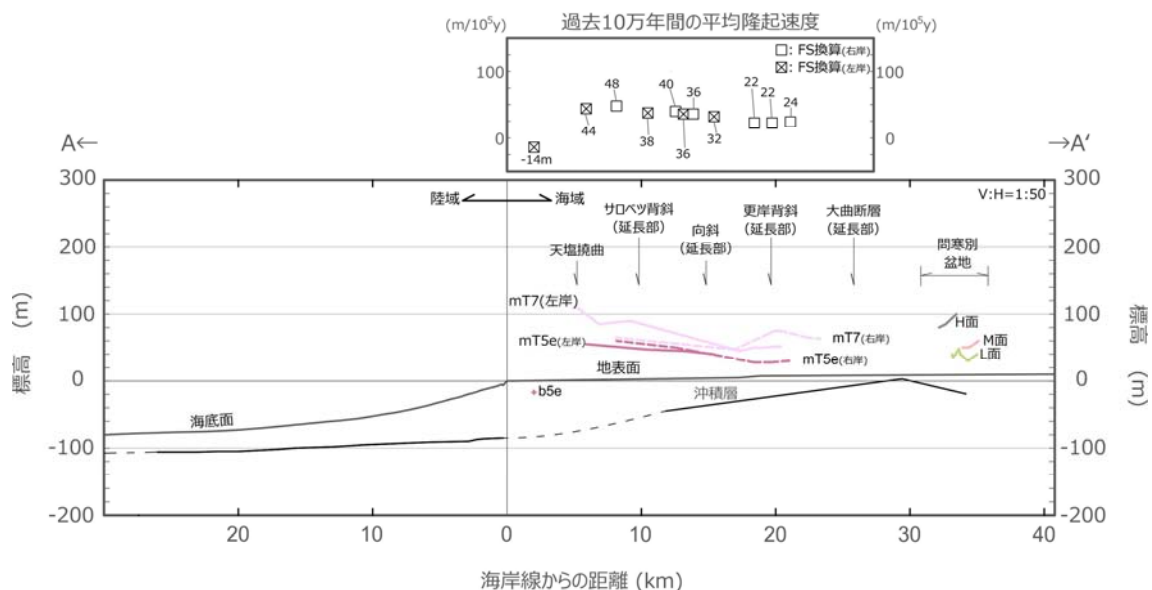


図 2.1-10 北海道北部・天塩川ならびにそれに続く海底谷沿いの地形・地質断面図
 ほぼ現河川・海底谷沿いに基線を設け (A-A': 図 2.1-9)、河床、段丘、沖積層基底、海底地形を投影した。上図におけるFSは吉山・柳田 (1995) の海水準1サイクル間の隆起量の指標、図中における数値は隆起量の指標から計算された平均隆起速度

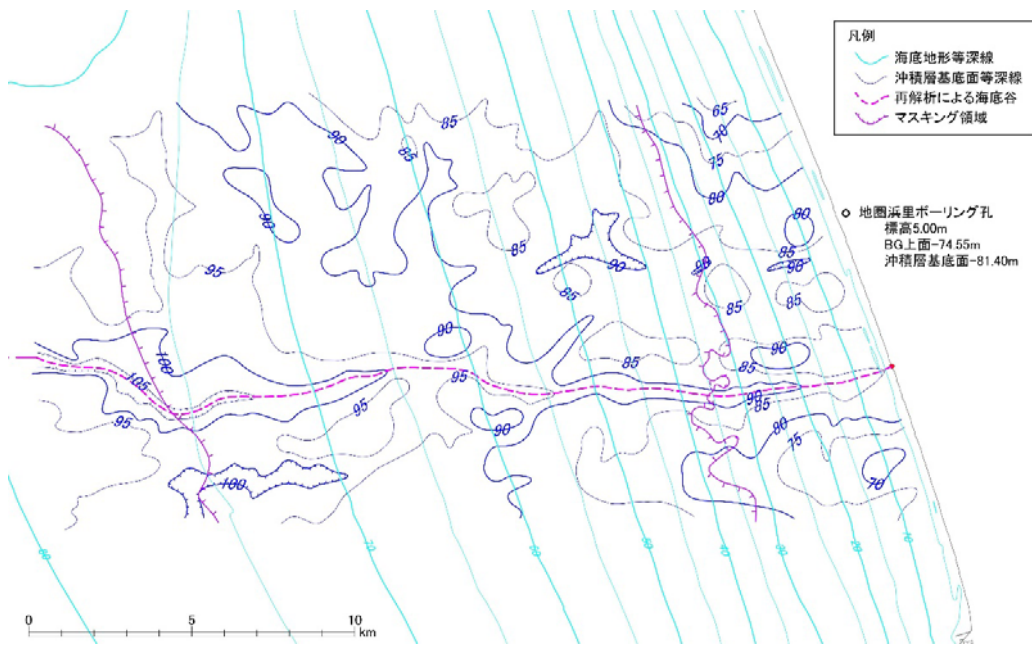


図 2.1-11 北海道北部・天塩川前面海域における沖積層基底面等深線図

【宮崎平野・一ツ瀬川地域の検討結果】

■ 調査地域の地形地質概要

調査地域 (図 2.1-12) は、宮崎平野の北西部、一ツ瀬川の河口より約 30 km の区間と、海岸線より約 20 km の沿岸海域である。本地域は、松田・吉川 (2001) では宮崎-沖縄島帯に属する。この構造区は、検討付近では、東側は琉球弧前弧海盆と、西側は霧島-トカラ帯と接する。一方、垣見ほか (2003) では九州・琉球弧外帯北部に区分されている。この構造区は、検討地域付近では、東側は琉球海溝大陸斜面と、西側は九州・琉球弧内帯北部と接する。西側境界はやや不一致が見られるが、両研究とも、東縁を地形境界に、西縁を火山フ

ロントに置いている。調査地域のほとんどは新第三系～第四系堆積岩からなる宮崎層群の分布域で、海成・河成段丘の発達が良い地域である。

陸域の一ツ瀬川本流沿いには、活断層などの記載はない（活断層研究会，1991；中田・今泉編，2002）。海底谷沿いにも、音波探査記録の再解析を実施したが、活構造は認められなかった。これらのことから、一ツ瀬川とその海域延長の海底谷沿いは連続的な一連の隆起・沈降域と見なせる。

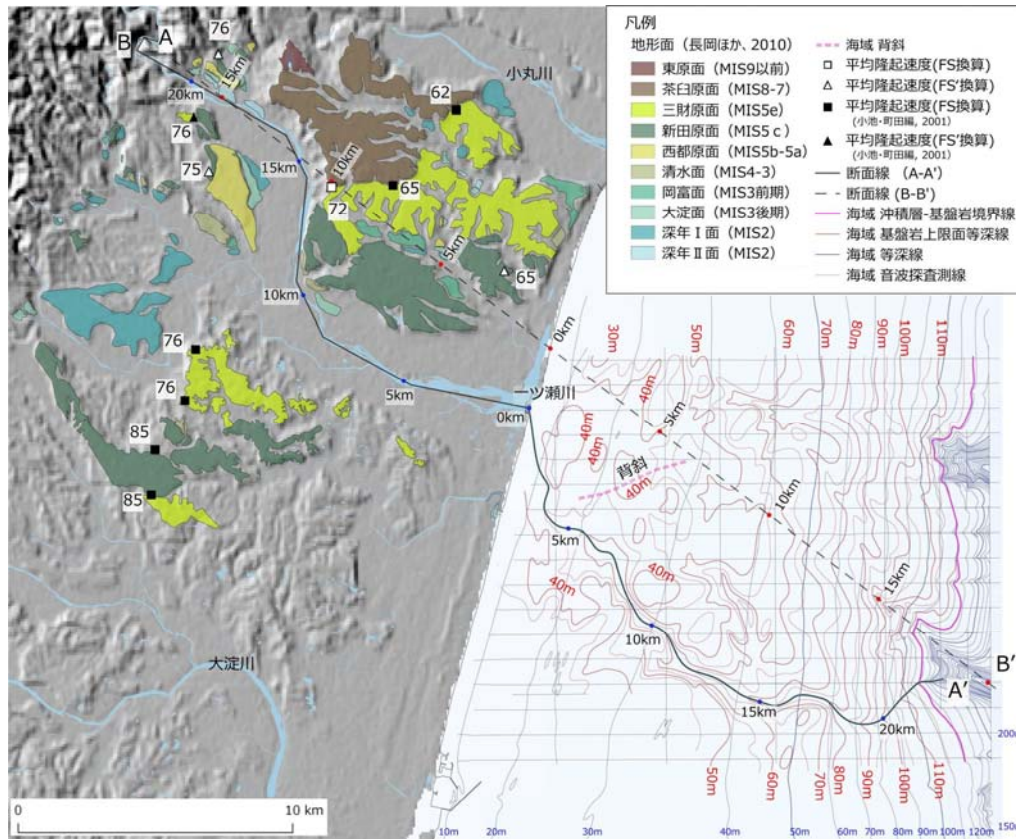


図 2.1-12 九州宮崎平野、一ツ瀬川地域の陸域～海域の地形・地質情報の整理結果
陸域の主要河川と海域の海底谷周辺の地形・地質データを使って、主要河川～海底谷沿いの地形・地質断面図を作成。黒実線 (A-A') および黒点線 (B-B') は地形・地質断面図位置。既往の知見に近年のデータを加えて再解釈。FS および FS' は吉山・柳田 (1995) の海水準 1 サイクル間の隆起量の指標、図中における数値は隆起量の指標から計算された平均隆起速度。陸域および海域の基図 (陰影図) は、米国航空宇宙局 (NASA) による地形データ (SRTM-3) および日本水路協会発行の海底地形データ (M7000 シリーズ) からそれぞれ作成

■ 地形地質断面図の作成

地形地質断面図は、主に長岡 (1986) および長岡ほか (2010) の一ツ瀬川沿いの段丘記載に基づき作成し、それに基づいて陸域の隆起量分布を見積もった (図 2.1-13)。小池・町田編 (2001) の当該地域の段丘の被覆層の記載を参考に、MIS5 の段丘上の被覆層を 5 m としして考慮した。ここで読み取れる FS 値、FS' 値から見積もられる後期更新世以降の平均隆起速度は 65～76 m/10⁵ 年となり、上流から下流に向けて微減している。

河口付近の河川下刻量が反映された沖積層の深度については、長岡 (1986) の一ツ瀬川沿いの地形・地質断面図より読み取れる深さは 60 m であるが (幡谷ほか, 2016)、国土交通省ボーリングデータベース KuniJiban に基づき精査し、GL -35 m から -40 m に修正した。こ

れを拠り所として、音波探査データの再解析により、海底谷横断面にて沖積層の基底深度を追跡し、河口付近から海底谷沿いの沖積層基底深度は海岸線より約 15 km 程度は滑らかに繋がりが、段差などは認められない。沖積層基底の海底谷沿いの勾配は海底面のそれよりも緩く、現海岸線から離れるに従い、両者の比高は小さくなる。約 15 km よりも先では、沖積層基底の勾配、海底地形勾配ともにやや急になり、収斂する。沖積層が薄化し尖滅する箇所として認識した大陸棚縁辺部の水深は約 120 m である。沖積層に刻まれた谷の深さは、最大でも 15 m 程度である (図 2.1-14)。

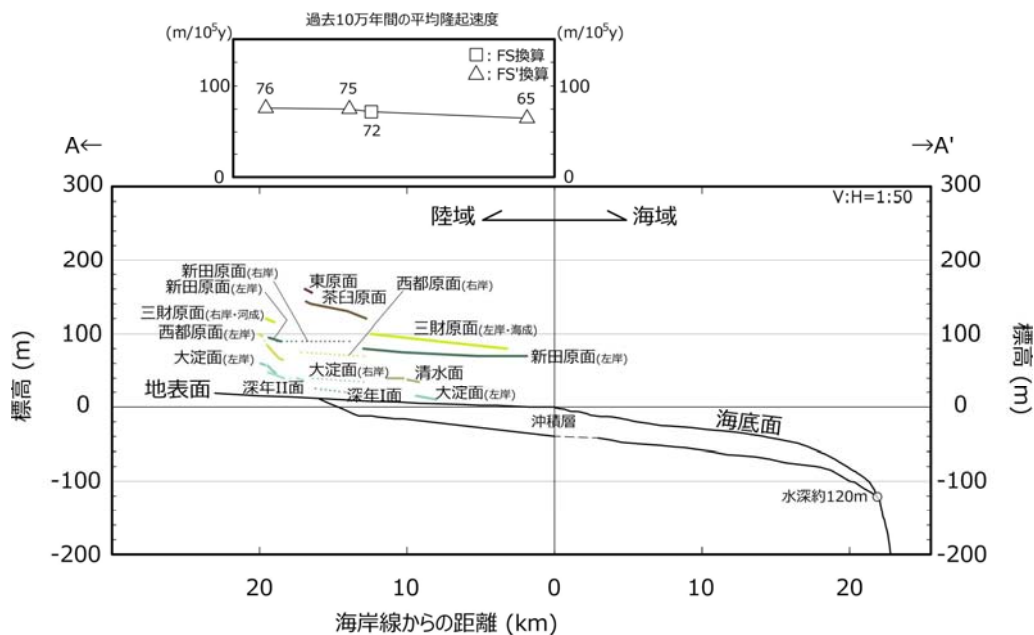


図 2.1-13 一ツ瀬川ならびにそれに続く海底谷沿いの地形・地質断面図
 ほぼ現河川・海底谷沿いに基線を設け (A-A': 図 2.1-12)、河床、段丘、沖積層基底、海底地形を投影した。上図における FS および FS' は吉山・柳田 (1995) の海水準 1 サイクル間の隆起量の指標、図中における数値は隆起量の指標から計算された平均隆起速度

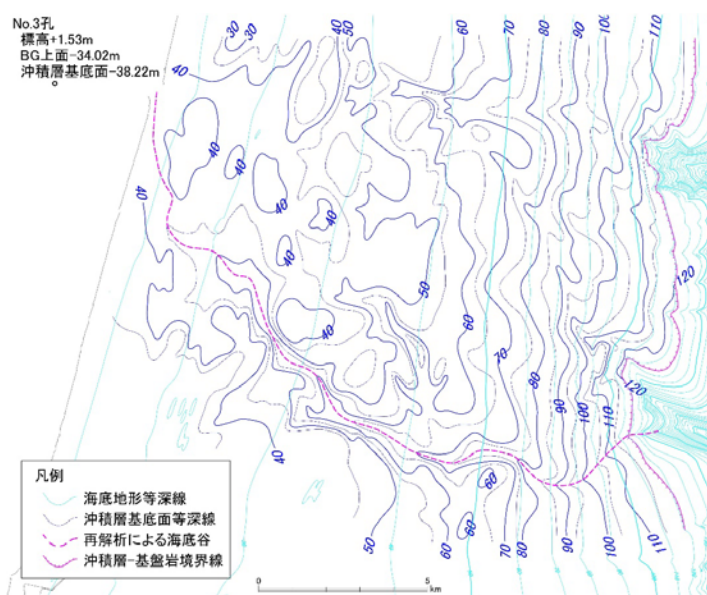


図 2.1-14 宮崎平野・一ツ瀬川前面海域における沖積層基底面等深線図

(d) 考察

【隆起・沈降傾向の陸域から沿岸部海域への外挿】

湧別川地域については、全体として、過去 10 万年間の平均隆起速度は 20 m 程度より小さいが、わずかではあるが、下流方向あるいは北東方向に向かって減少している傾向が見られる。地体構造区としては一様な隆起運動を考えることができることを論拠に、基線上で見かけ北東下がりの一様な傾動を考えると、湧別川前面の沿岸海域、海岸線より 10 km 程度の範囲では、隆起・沈降速度が極めて小さい地域という推定結果が導かれる（図 2.1-15）。

天塩川地域については、陸域の丘陵地と平野の間に活構造（撓曲）があり、丘陵地の隆起量データを平野部、さらには沿岸部海域に外挿することはできない（図 2.1-16）。例えば、丘陵地の海側から内陸側に向けて傾動するモデルをそのまま平野部に当てはめ、平野部で得られている過去 10 万年間の平均沈降速度と、過去 10 万年間の平均隆起・沈降速度の差を考慮して見積るという考え方もあるかもしれない。しかし、新里ほか（2007）によれば、当地域の沿岸海域は中新世から続く沈降域／堆積盆となっており、この地域の沿岸海域にこのモデルを支持するデータは無い。現状では、陸域からの外挿ではなく、このような地質構造発達史の知見と産総研（2006）のデータが示している過去 10 万年間の平均沈降速度をもって、沈降域と評価するのが妥当と考える。地層の厚さをおおよその沈降量と読み替えるならば、沿岸部は新里ほか（2007）が示した堆積盆の東の端にあたることから、沈降速度は、産総研（2006）のボーリング調査結果に基づいて得られた $14 \text{ m}/10^5$ 年程度かそれよりやや早いと推定する。

一ツ瀬川地域については、調査地域に活断層などが見られないことから、上流から下流にかけて見られる隆起速度の明瞭な減少傾向は、単調な傾動運動を反映したものと考えられる。海域にも活断層などが見られないことから、傾動運動に参加している地塊の広がりには陸域から海域へと広がっていると考えられる。したがって、基線上で陸域の上流側から下流側への隆起速度の変化傾向を是とし、これを沿岸海域へ外挿してこの海域での過去 10 万年間の平均隆起速度を見積ると河口付近から沖合約 16 km の大陸棚縁辺部に向けて $62 \text{ m}/10^5$ 年から $50 \text{ m}/10^5$ 年と減ずると推定できる（図 2.1-17）。以上のように、陸域である程度変動傾向が把握できて、かつ、活断層や波長が短い活褶曲が分布していなければ、陸域の変動傾向を海域に内挿・外挿することは論理的には可能である。一方、沿岸部に活断層や波長が短い活褶曲が分布する場合には、単純な内挿・外挿は難しく、より精度が高い地形・地質情報が必要となる。

ただし、断面だけでの検討なので、課題も残る。湧別川地域の後期更新世の隆起運動は、東方に分布する網走構造線の運動の影響を受けている可能性があり、隆起量評価、さらには、その精度・信頼性向上にあたってはこの影響を明らかにする必要があると考えられる。小池・町田編（2001）によれば、オホーツク海沿岸部では、本地域よりも北西方の枝幸町から興部町に至る区間では、MIS5e、MIS7、MIS9 と考えられている、標高 20 m 前後、40 m 前後、80 m 前後に海岸線にほぼ平行した直線的な旧汀線を持つ海成段丘が連続的に分布するが、この地域ではそのような分布は見られず、かつ、MIS5e の旧汀線高度は枝幸町から興部町付近に比べてやや低い。また、一ツ瀬川地域では、海岸線より約 10 km 内陸側において、過去 10 万年間の平均隆起速度にバラつきが見られるが、これは直線断面の基線と斜交する方向での変化である。小池・町田編（2001）によれば、南西から北東に向かって少しずつ小さくなる傾向が認められる。また、長岡ほか（2010）は北方への傾動について言及している。つまり、傾動の最大傾斜方向は、今回検討した河川の流下方向ではないと考えられる。これらのことは三次元的な検討の必要性を示していると考えられ、今後の課題としたい。

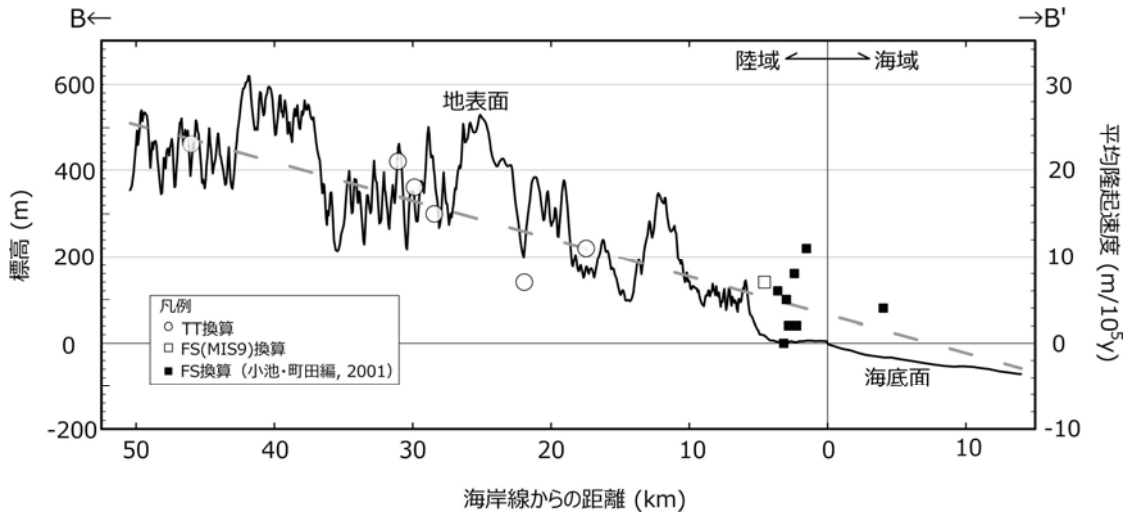


図 2.1-15 湧別川地域における陸域から沿岸海域への過去 10 万年間の隆起速度の外挿
 調査地域近傍で得られた過去 10 万年間の平均隆起速度を、基線 (B-B' : 図 2.1-6) に対して
 直交方向に投影。TT 換算 (○) は MIS6 と MIS2 との河成段丘から求めた平均隆起速度、
 FS (MIS9) 換算 (□) は MIS9 の河成段丘から求めた平均隆起速度、FS 換算 (■) は MIS5e
 海成段丘から求めた平均隆起速度

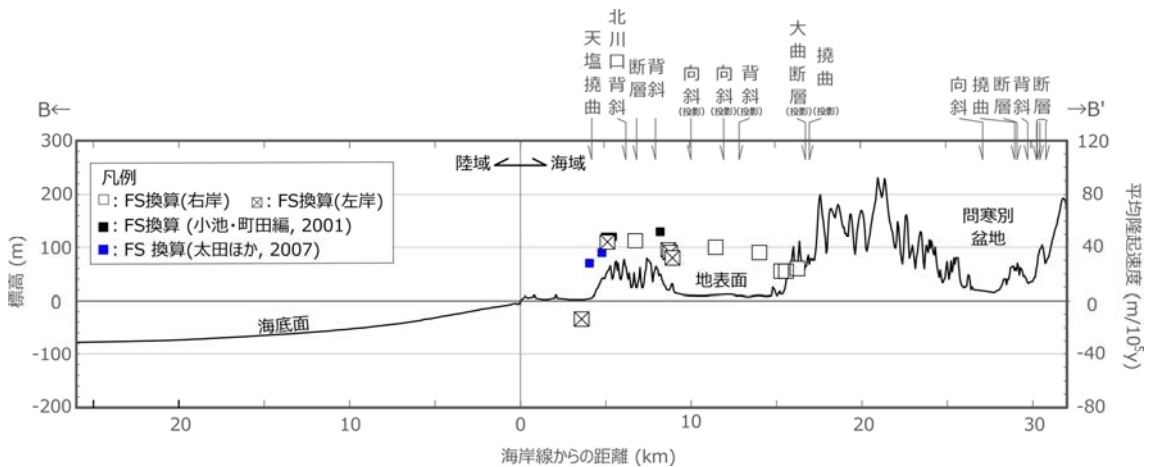


図 2.1-16 北海道北部・天塩川地域における陸域から沿岸海域への
 過去 10 万年間の隆起速度の外挿

調査地域近傍で得られた過去 10 万年間の平均隆起速度を、基線 (B-B' : 図 2.1-9) に対して
 直交方向に投影。FS 換算 (□、■及び■) は MIS5e 海成段丘から求めた平均隆起速度

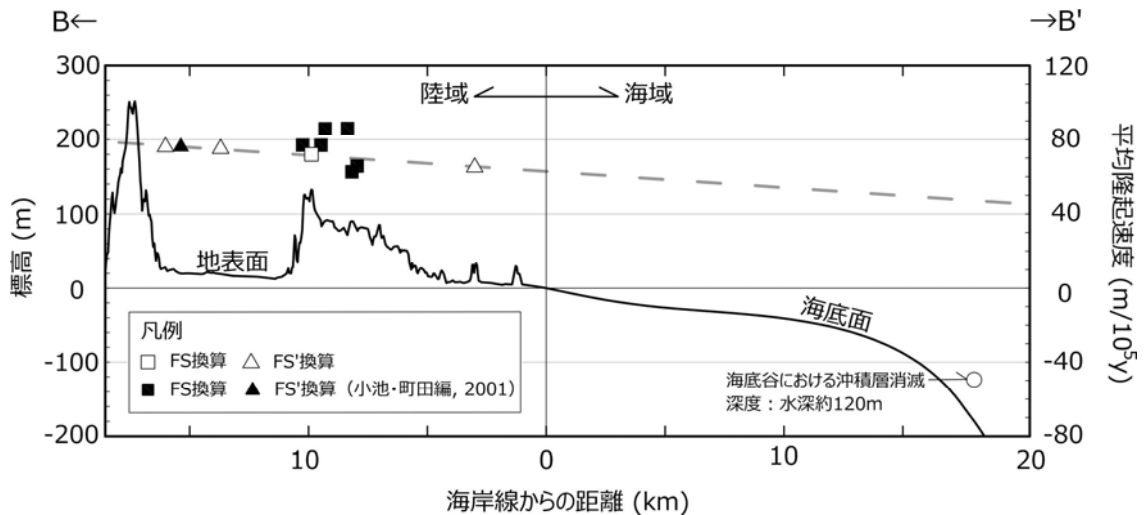


図 2.1-17 一ツ瀬川地域における陸域から沿岸海域への過去 10 万年間の隆起速度の外挿調査地域近傍で得られた過去 10 万年間の平均隆起速度を、基線 (B-B' : 図 2.1-12) に対して直交方向に投影。FS 換算 (□及び■) は e MIS5 海成段丘から求めた平均隆起速度、FS' 換算 (△及び▲) は MIS5 河成段丘と現河床の比高から求めた平均隆起速度

【大陸棚外縁から見積る手法 (仮説) との比較】

大陸棚外縁が最終氷期最盛期 (Last Glacial Maximum ; 以下、LGM という) の最も海水準が下がった時の海岸線であるならば、大陸棚上の海底谷を埋積する沖積層が尖滅する箇所はかつての河口であったと考えられる。そして、現在のその深度は隆起または沈降を反映したものであると考えられる。これは、陸域で現在の海水準、すなわち、間氷期のほぼ最も高い海水準を変動の基準にしているのに対し、氷期の最も低い海水準を変動の基準にすることと言える (図 2.1-5)。つまり、LGM 時の最低海水準と海底谷を埋積する沖積層が尖滅する箇所の標高差が LGM 以降の隆起・沈降水量となり、隆起・沈降水量を LGM の年代で除すれば、LGM 以降の平均隆起・沈降速度が求められることになる。そこで、LGM 以降の平均隆起・沈降速度が後期更新世以降のそれに等しいという仮定のもとに、大陸棚縁辺から見積もった後期更新世以降の平均隆起・沈降速度と、陸域からの内挿・外挿により見積もられたそれとを比較する。検討地点は、陸域からの外挿ができて、かつ、海底谷を埋積する沖積層が尖滅する箇所を追跡した宮崎平野・一ツ瀬川地域である。なお、ここでは LGM 時の最低海水準を標高 -120 m から -140 m、LGM の時期を 2~3 万年 (Clark et al., 2009 の 1.9~2.6 万年前を四捨五入) とした。

一ツ瀬川地域では、海底谷を埋積する沖積層が尖滅する箇所は沖合約 18 km にあり、その水深は約 -120 m である。LGM 以降の隆起量は 0~20 m 程度と見積もられ、これを過去 10 万年間の隆起・沈降速度一定の仮定の下で過去 10 万年間の平均隆起・沈降速度を求めると、0~100 m/10⁵年となる。仮に、LGM 時の最低海水準を標高 -140 m とし、海水準が最も低下した時期を約 3 万年とすると、67 m/10⁵年となる。陸域の隆起量データの外挿から見積もった大陸棚縁辺部付近の過去 10 万年間の平均隆起速度は約 50 m/10⁵年なので、見積もられる最大値と最小値の間には入っており、現時点で外挿は妥当である可能性があるという言い方ができるかもしれない。しかし、大陸棚から見積もった値の幅が大きすぎる。

大陸棚縁辺を指標とした隆起量評価では、海水準の最大低下量、大陸棚縁辺部の深度、海水準最大低下の時期の三つのパラメータが必要であるが、それぞれの不確実性の影響 (評価のリスク) が大きく、現状では外挿との比較は難しい。三つのパラメータのうち、大陸棚縁辺部の深度は海上音波探査とボーリングにより、海水準最大低下の時期についても、沖積層

の基底の年代調査（ボーリング調査＋地質年代測定）により、それぞれ不確実性を低減できるかもしれない。しかし、海水準の最大低下量については、少なくとも、地域レベルの調査では決めることが難しい。一方、陸域の隆起・沈降量の見積りにも不確実性がある。調査の不確実性の影響すなわち調査のリスクを適切に管理し、その上位で評価の不確実性の影響を管理していく必要がある。

【下刻侵食の評価】

今回調査を行った四つの地域を概観すると、沿岸海域の沖積層・海底谷について、以下のことが言えると考えられる。まず、一定の品質が確保されていることが前提となるが、沖積層に埋積された海底谷を陸域から音波探査断面上で追跡することは、散乱層などが無い限りは技術的に可能である。沖積層であることの確認は、陸上のボーリング調査データ（地質層序・年代の検討を含む）によるが、海域でもデータを取ることは可能であり、調査を実施することが望ましい。しかし、実際に実施するかどうかは別問題である。

沖積層の厚さは、海岸線付近より沖合に向かって、漸減するか、あるいは、あまり変わらない。陸域の沖積層も含めて考えると、現海岸線付近の厚さが最大である可能性がある。これは、海岸線を境に地形勾配が急になることに対応している。ただし、湧別川から続く海底谷上では、湧別川の河床勾配が調査範囲ではほぼ一定で、河口前面海域の勾配もそれにほぼ等しく、海岸線より 10 km 強の範囲では厚さにあまり変化が見られない。ただし、これを論証するためには、谷がいつ形成された地形面を掘り込んだかを知る必要がある。これは海底地形の成因論の問題である。

また、一定の厚さ以上の沖積層に広く覆われており、沖積層に埋積された谷は、つまり、沖積層の基盤に刻まれた谷の深さは、沖積層の厚さより浅い。特に、天塩川地域、湧別川地域では、周囲より 10 m より浅い。このことは、沿岸海域では、後期更新世以降には、現海岸線付近ほどの下刻が生じていなかったことを示しているのかもしれない。この論証もまた、海底地形の成因と関連する。

一ツ瀬川地域との比較で言えば、天塩川地域前面海域は沈降域であり、湧別川地域前面海域は、地形勾配が河川勾配とあまり変わらないという特徴を持つ。これらのことは、沈降域であることや、地形勾配が下刻侵食に影響していることを示唆している。前者について、幡谷ほか（2016）は、沈降域の沖積層の深さの説明で下刻の影響と沈降運動の影響の分離が課題と指摘している。

(e) まとめ

今回の検討結果をまとめると以下ようになる。

- ・陸上河川～海域谷沿いの地形・地質の連続性がある地域では、沿岸海域の外挿による隆起量の見積りは妥当である可能性がある。しかし、沿岸陸域で平野／山地境界に活断層などがある場合には、外挿に用いることができるデータは限られ、沿岸海域の隆起・沈降量の定量的評価には、沿岸部の地形・地質の精査を要す。
- ・大陸棚縁辺部が最終氷期最盛期（LGM）の河口であるとして隆起量を見積ることは、LGM の最大の海水準低下量、最大低下した時期、LGM の河口部の位置などの不確実性の影響が大きい。
- ・下刻量は、最高潮時の海岸線付近（現在の海岸線付近）が最大かもしれない。

今後の課題としては、以下の点が挙げられる。

- ・今回は二次元断面での検討だったが、広域的にデータを取得し、三次元的に分析することにより、隆起・沈降様式の理解を深め、沿岸海域の隆起・沈降評価の精度・信頼性向上が望める。

- ・外挿とは独立した評価方法として期待される大陸棚の地形・地質情報を用いた隆起量評価については、不確実性の低減を図るか、これらの不確実性の影響を織り込む必要がある。
- ・沿岸海域の下刻量の評価のためには、地形面（大陸棚）の成因とその時期の理解が必要である。

③ 海底地形の特徴に基づく隆起・侵食の評価手法の検討

(a) 目的と概要

海陸境界付近における隆起・侵食に関する調査・評価技術の高度化においては、前述されているように広域的なデータの取得と三次元的な分析が課題である。特に、陸上だけでなく、氷期に広く陸化する大陸棚からも地殻変動や侵食の指標となる地形の分布やその特徴を読み取る必要がある。そのために日本列島周辺の大陸棚の地形的特徴を俯瞰することは重要である。しかし、そのような資料については、大陸棚縁辺、陸棚谷（氷期に大陸棚を下刻した河谷）、底質の分布を示した 1/100 万スケールの日本第四紀地図（日本第四紀学会編, 1987）はあるものの、有効な情報は限られている。本事業では、近年利用可能になった高精度の海底地形デジタルデータを用いて「数値地形解析」と「地形判読」を行い、大陸棚周辺の地形的特徴を俯瞰するための基礎資料を作成し、それらに基づき隆起・侵食の評価手法を検討する。

(b) 研究手法

日本の沿岸部海域全域にわたって整備されている高精度の海底地形デジタルデータ（日本水路協会発行 M7000 シリーズ）を用いて海底地形のグリッドデータを作成した。グリッドのサイズについては、海底地形デジタルデータの精度、後述の数値地形解析に必要な精度などを踏まえて 30 m とした。測地系は WGS84 を適用し、投影法は UTMzone53N で統一した。グリッドデータの作成には、ESRI 社 ArcGIS を使用した。作成した海底地形のグリッドデータを用いて、以下の「数値地形解析」と「地形判読」を行った。

(i) 数値地形解析

海底地形のグリッドデータを用いて、海底の尾根・谷、傾斜変換線、屈曲度、勾配、傾斜方向、開度についての地形解析を行うとともに、水深ごとの面積頻度分布の解析を行い、大陸棚周辺の地形的特徴に着目した作図・計測を行った。地形解析作業には ESRI 社の ArcGIS および ENVI を使用した。

海底地形解析の対象とする深度については、沈降の場にある海域では氷期に低下した海面より深くまで旧汀線の地形的特徴を追跡できる可能性があることと、地形解析範囲に余裕を持たせる必要があることを考慮し、水深 600 m までを対象範囲とした。水深ごとの面積頻度分布の解析に際しては、沿岸から水深約 600 m までの 40 km 幅の 216 か所の領域を設定しそれぞれにつき地形解析を実施した。その他の数値地形解析では、着目するセル（DEM 値）とそれを取り囲む 8 個のセルの合計 9 個のセルを用いて演算を実施した。

【尾根・谷】

対象とする DEM 値とそれを中心に含む 3×3 セルの DEM 値の中間値（メディアン）を比較し、DEM 値の方が大きければ尾根、小さければ谷として定義し、尾根・谷の分布を表示した。

【傾斜変換線】

傾斜変換線は、一つの斜面の中で傾斜が斜面方向に変化する点が遷急点・遷緩点である。それが水平方向に連続するのが遷急線・遷緩線であり、あわせて傾斜変換線とよばれる。傾斜変換線は、対象とするセルでの 4 方向のラプラシアン（DEM における縦、横、斜め 2 方

向) を求め、ラプラシアン¹⁾の絶対値が最大となる方向と傾斜方向との角度が 45°以下の曲率分布を傾斜変換線図として作成した。

【屈曲度】

屈曲度は、対象としたセルと周辺のセルを用いて曲率を求めた。正の曲率は、地表がそのセルで上方向に凸状であることを示す。負の曲率は、地表がそのセルで上方向に凹状であることを示す。曲率ゼロは地表が平らであることを示す。

【勾配】

地形の傾斜を角度(度)で表したものである。

【傾斜方向】

傾斜量の演算で使用した X 方向と Y 方向の両方の変化率を用いて求めた。求めた値は以下の場合分けが実施され、傾斜方向は 0 度(真北)以上 360 度未満で右回りの値を示す。ただし、平坦地のような傾斜方向が解析できないところは「-1」を与えた。

【開度】

対象としたセルから 8 方向(縦、横、斜め)に対して、ある距離 L を設定し、その範囲内で 8 方向に該当するセルの中心からの仰角を求める。一つの方向について、いくつか求めたセルの仰角の内、最大仰角をその方向の最大仰角とする。最後に 8 方向の(90 度・最大仰角)の平均値を求めて地上開度とした。地下開度は、同様に求めた 8 方向の(90 度 + 最少仰角)の平均値である。今回の解析において、L は使用した DEM データの 10 セル分に相当する 300 m に設定した。

【水深ごとの面積頻度分布】

日本全国の海岸線に対して約 40 km の間隔で海岸線とほぼ直交する方向に水深 600 m までの測線を引き、その測線を中心に幅 20 km の範囲(合計 40 km)に関して、水深ごとの面積頻度を度数分布と累積頻度表示を行った。水深の頻度分布は、0 m から水深 600 m の範囲で求めた。

(ii) 地形判読

海底地形の実体視判読と判読結果の海底地形図への移写と海底地形図の読図から、海陸境界から大陸棚縁辺付近までの地形の形態的特徴および侵食・削剥地形に着目した主題図である「海底地形学図」を作成する。地形判読のための資料として、海域と陸域の DEM を統合した海陸統合 DEM から、赤青メガネを通して地形の実体視判読が可能となる海底地形アナグリフ(余色立体図)と海底地形図を作成した。使用した海域の DEM は、日本水路協会発行の M7000 シリーズを後藤(2013; 2014)の手法にならない 30 m メッシュのラスターデータに変換したものである。一方、使用した陸域の DEM は、米国航空宇宙局(NASA)の Shuttle Rader Topographic Mission で作成された 3 秒メッシュ(約 90 m メッシュ)の DEM(SRTM-3)である。

海底地形アナグリフの作成では、まず、海陸統合 DEM を図郭ごとに切り出す作業を後藤(2014)に記された手法にならない、以下のように行った。

- ・ 縮尺 20 万分の 1 地勢図と同じ図郭範囲である標準地域メッシュの第一次地域区分のポリゴンから、それらを適宜統合したものを ESRI 社の ArcGIS 10.4 を用いて作成する。
- ・ Blue Marble Geographics 社の Global Mapper を用いて図郭ポリゴンごとに海陸統合 DEM を切り出す。

次に、図郭ごとに切り出した海陸統合 DEM から海底地形アナグリフを作成した。全般的に起伏の小さい大陸棚では、等深線図が描かれていないアナグリフの場合、地形の形態的特徴の見落としが生じる可能性が高くなるだけでなく、判読結果の地形図への移写が困難である。

そこで本事業で作成する海底地形アナグリフは、標高段彩・傾斜量のグラデーションに等深線図を重ね合わせたアナグリフ立体等深線図（栗田，2014）とした。海底地形アナグリフの作成に使用したソフトウェアは、片柳由明氏作成のフリーウェア Simple DEM viewer Ver.5.8.8 である。作成手順については、栗田（2014）に基づいた。また、Simple DEM viewer 上での高度段彩の色調、傾斜区分のグラデーション、陰影の強さ、高さの強調といった設定条件については、後藤（2014）を参考にした。作成した海底地形アナグリフの例として起伏に富み地形的な特徴が分かりやすい関東沖を図 2.1-18 に示す。

海底地形図には、起伏、斜面形態、傾斜といった地形要素を直感的にイメージしやすい CS 立体図（C は曲率（Curvature）、S は傾斜（Slope）の頭文字；戸田，2014）を採用した。CS 立体図の作成手順は長野県（2012）に記された方法になった。一方、陸域については、陸域 DEM から作成した陰影起伏図を使用した。海底地形図の作成には、ESRI 社の ArcGIS 10.4 を用いた。

作成した海底地形図は、20 m 間隔の主曲線（茶色）、100 m 間隔の計曲線（黒色）からなる縮尺 20 万分の 1 の図幅である。図 2.1-19 に作成した海底地形図の例を示す。

地形判読の対象は、主として地形の形態的要素（遷急線、遷緩線、急崖など）および侵食・削剥地形（海底谷、海底地すべりなど）である。判読対象となる地形的特徴のスケールは、縮尺 20 万分の 1 の海底地形図に表現することができるものとした。そのため、判読した地形的特徴の最小単位は、2 km（海底地形図上で 1 cm）程度である。

地形判読作業は、海底地形アナグリフをパソコンのディスプレイ上に写し、縮尺を適宜変更しながら行った。判読結果については、縮尺 20 万分の 1 の海底地形図を A3 サイズで印刷したものに移写した。また、判読した地形要素の一部はシェープファイルにすることから、判読結果が書き込まれた海底地形図をスキャンし、Arc GIS のジオリファレンス機能を用いてそれらに地理座標を与えた。シェープファイルの作成には、（株）地理情報開発の PlugX-Shape を利用した。

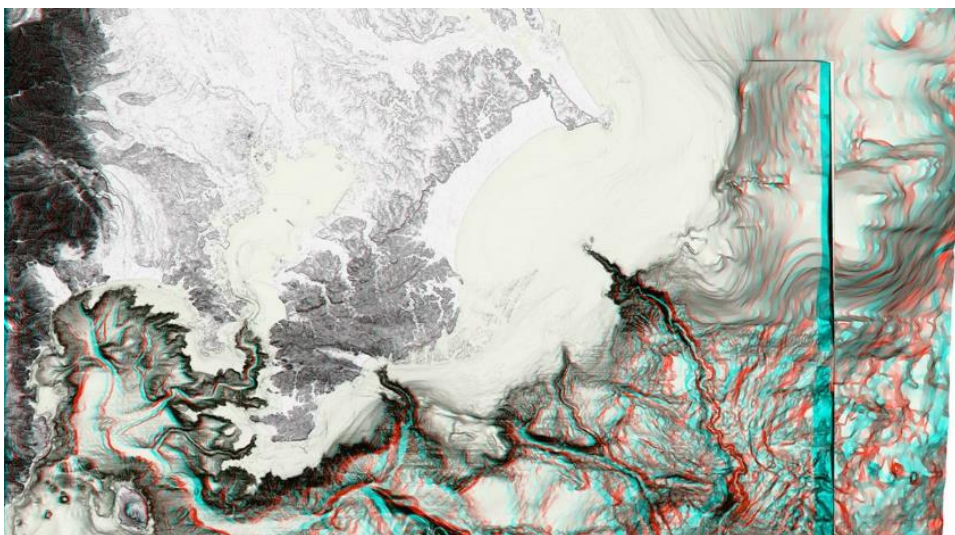


図 2.1-18 海底地形アナグリフの例（関東沖）

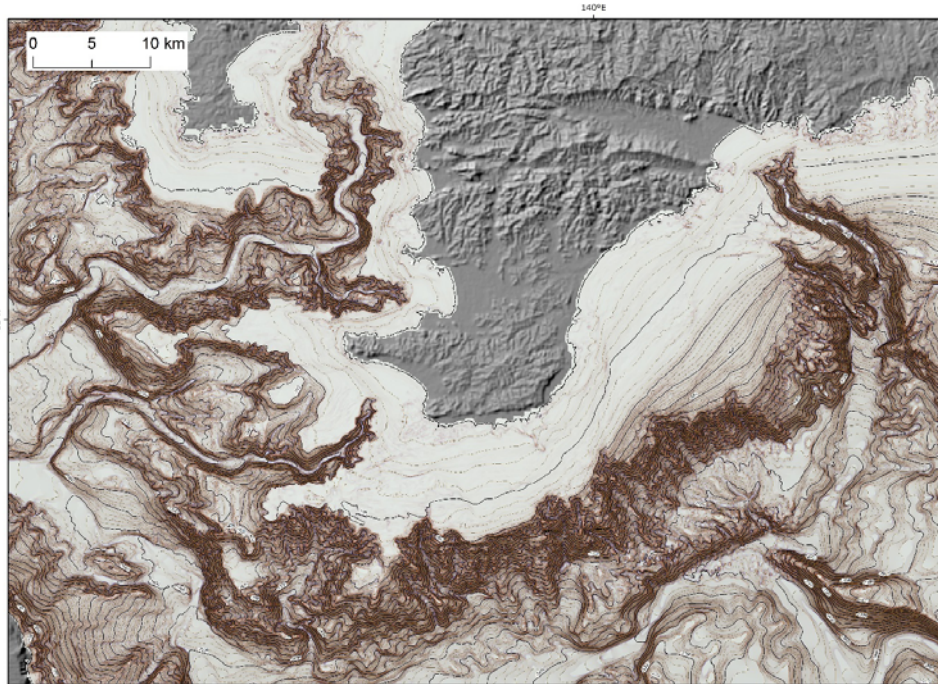


図 2.1-19 CS 立体図の例（関東沖）

(c) 調査結果

【数値地形解析】

岩淵・加藤（1987）の大陸棚外縁の分布を示した図では、水深 $140\text{ m} \pm 10\text{ m}$ を平均水深として図示されており、さらに大陸棚面より深い平坦面の外縁の水深値（最大 500 m ）を示している。海底地形図を用いて、水深 140 m と 500 m の等深線を比べたところ、両者がほぼ同じ付近に分布するところとそうでないところが認められた（図 2.1-20 左上）。ほぼ同じ付近に分布するところは、北海道南部周辺、東北地方日本海側周辺、関東地方南部・東海地方・近畿地方・四国地方・九州地方の太平洋側周辺、伊豆・小笠原諸島周辺、南西諸島周辺などである。その中でも北海道南西部周辺、富山湾周辺、相模湾・駿河湾周辺、紀伊半島南部周辺などは、現在の海岸線もほぼ同じ付近に分布している。一方、水深 140 m と 500 m の等深線が離れて分布するところは、北海道北部、東北地方・関東地方南部の太平洋側、北陸東部・中国地方・九州北部の日本海側などである。これらの特徴を考慮して、以下では、水深 140 m と 500 m の等深線がほぼ同じ付近に分布するところ（以下、「水深 140 m と 500 m が近いところ」という）と水深 140 m と 500 m の等深線が離れて分布するところ（以下、「水深 140 m と 500 m が遠いところ」という）に着目して数値地形解析の結果を記す。

尾根・谷は、大陸棚ではほとんど認められないが、水深 140 m と 500 m が近いところでは比較的密に分布している（図 2.1-20 中上）。

傾斜変換線は、海底谷が刻まれているような場所において、海底谷の両岸の崖状の地形の端部は遷急線として抽出されている。また、海底谷の両岸の斜面から海底谷の底の平坦面に变化する場所は遷急線として抽出されている。そのため、水深 140 m と 500 m が近いところでは比較的密に分布している（図 2.1-20 右上）。

屈曲度は、水深 140 m と 500 m が近いところでは、海底面が上方に凸状であることを示す赤色とその逆の青色に着色されたセルが集中して分布しており、屈曲度の変化（凹凸）が大きいことを示唆している。一方、それ以外の部分では、比較的平坦な海底地形が広がっている（図 2.1-20 左中）。

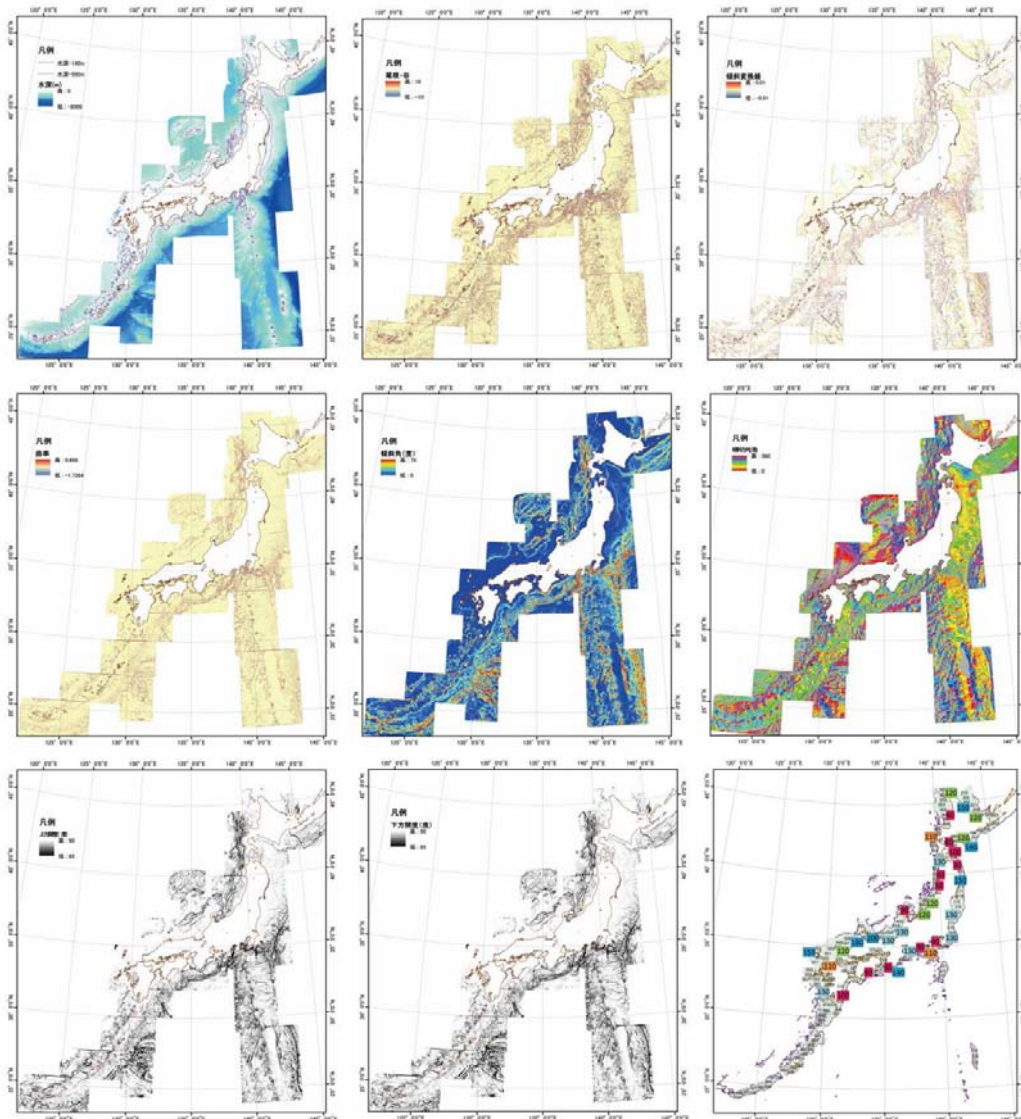


図 2.1-20 海底地形を対象とした各種数値地形解析の結果

(詳細は Appendix III 参照) 左上：海底地形、中上：尾根と谷、右上：傾斜変換線、左中：屈曲度、中中：勾配、右中：傾斜方向、左下：地上開度、中下：地下開度、右下：面積頻度分布の高まりが見られた深度

勾配が比較的急なところの分布は、日本海側では北海道西部から北陸にかけての大陸棚縁辺部、太平洋側では北海道南東沖から沖縄にかけての陸棚縁辺部であり、水深 140 m と 500 m が近いところとほぼ同じである (図 2.1-20 中中)。

傾斜方向については、海岸線に直交する方向の傾斜が卓越している。その中で、水深 140 m と 500 m が近いところは、比較的細かく方向が変化している。一方で、北海道北部のオホーツク海沿岸、東北地方から関東地方東部の太平洋側、瀬戸内海、山陰沖から九州北部の日本海側においては、傾斜方向が解析できない平坦面のような箇所が比較的広く分布している (図 2.1-20 右中)。

開度は、水深 140 m と 500 m が近いところでより高い値が見られる。また、海底地形の凹凸がわかりやすく、その連続も把握しやすい (図 2.1-20 左下、中下)。特に大陸棚斜面に分布する海底谷が明瞭であり、大陸棚の開析の程度を把握できる場合が多い (例えば、東海・

紀伊・四国の太平洋側)。

水深ごとの面積頻度分布を解析した結果、多くの海域で水深 80 m～150 m のところに面積頻度分布の高まりが見られた。図 2.1-20 右下は、この高まりが見られた深度を、暫定的に地図上でプロットしたものであり、水深 140 m 以深に面積頻度分布の高まりが見られたところを寒色（青色）に着色し、水深 120 m から 130 m は中間色、それより深度が浅かった箇所は暖色系で示した。暖色系は、北海道南西部周辺、東北地方・北陸地方の日本海側、伊豆半島周辺、紀伊半島・四国地方・九州地方の太平洋側に分布する。この分布域は、MIS5e の海成段丘の分布と調和的な傾向がある。寒色系は、山陰の日本海側に分布する。

【地形判読】

大陸棚の広がりの規定する大陸棚外縁については、八島ほか（1982）と吉川（1997）の考えにならない大洋底に向かって下る顕著な遷急区間のうち、最も海側に連なるものとし、「地形的特徴に基づく大陸棚外縁」として図示した。さらに大陸棚外縁を海底谷の谷頭部や海底地すべりの滑落崖頂部に一致するものとそうでないものとに区分した。また、大陸棚外縁以浅に見られる連続性の良い遷急区間も図示した。海底谷については、大陸棚との関係に着目して、①大陸棚を開析し海洋底までのびる海底谷、②大陸斜面上に発達するガリー、③大陸斜面上に発達する海底谷の 3 タイプに区分した。また、氷期に大陸棚を下刻した河川の痕跡と考えられる陸棚谷については、第四紀地図（日本第四紀学会編、1987）に示されたものをトレースした。大陸棚外縁と海底谷の区分が明瞭な室戸舟状海盆を図 2.1-21 に例示する。

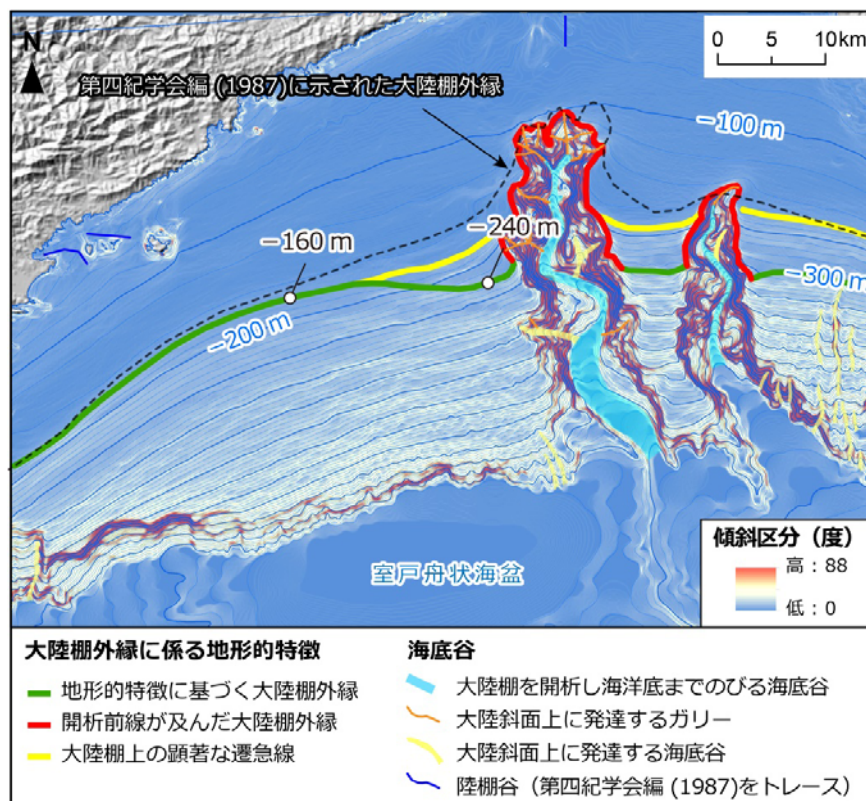


図 2.1-21 大陸棚外縁と海底谷の区分例（室戸舟状海盆）

この図の西半分では、地形判読による大陸棚外縁と大陸棚上の顕著な遷急線と第四紀地図の大陸棚外縁の位置がほぼ一致しているが、東半分では大陸棚上の顕著な遷急線と第四紀地図の大陸棚外縁の位置がほぼ一致しているものの、地形判読による大陸棚外縁はさらに深

い部分に位置する。これは地形判読において、大洋底に向かって下る顕著な遷急区間のうち、最も海側に連なるものを大陸棚外縁としたためである。また、東半分では、海底谷が発達しており、大陸棚を開析する海底谷が分布していることから、開析前線が及んだ大陸棚外縁として赤色で示している。また、谷地形については、大陸棚を開析し海洋底までのびる海底谷を水色、大陸斜面上に発達するガリーをオレンジ色、大陸斜面上に発達する海底谷を淡い黄色で示している。

このような作業を日本列島の大陸棚周辺の海底地形において行った結果である大陸棚外縁と海底谷の俯瞰図を図 2.1-22 に示す。地形的特徴に基づく大陸棚外縁は、東北地方と関東地方東部の太平洋側と中国地方の日本海側に分布する。一方、開析前線が及んだ大陸棚外縁または大陸棚を開析し海洋底までのびる海底谷は、北海道南西部・東北地方・北陸地方東部の日本海側、関東地方南部・東海地方・近畿地方・四国地方の太平洋側に分布し、その付近には大陸棚斜面上に発達するガリーが比較的多く分布する傾向がある。ただし、海底谷の分布については、海底地形図の精度が現状地域によって異なることから、実際には分布しているガリーなどの小規模な谷地形が地形図に表現できていない可能性があることに注意が必要である。

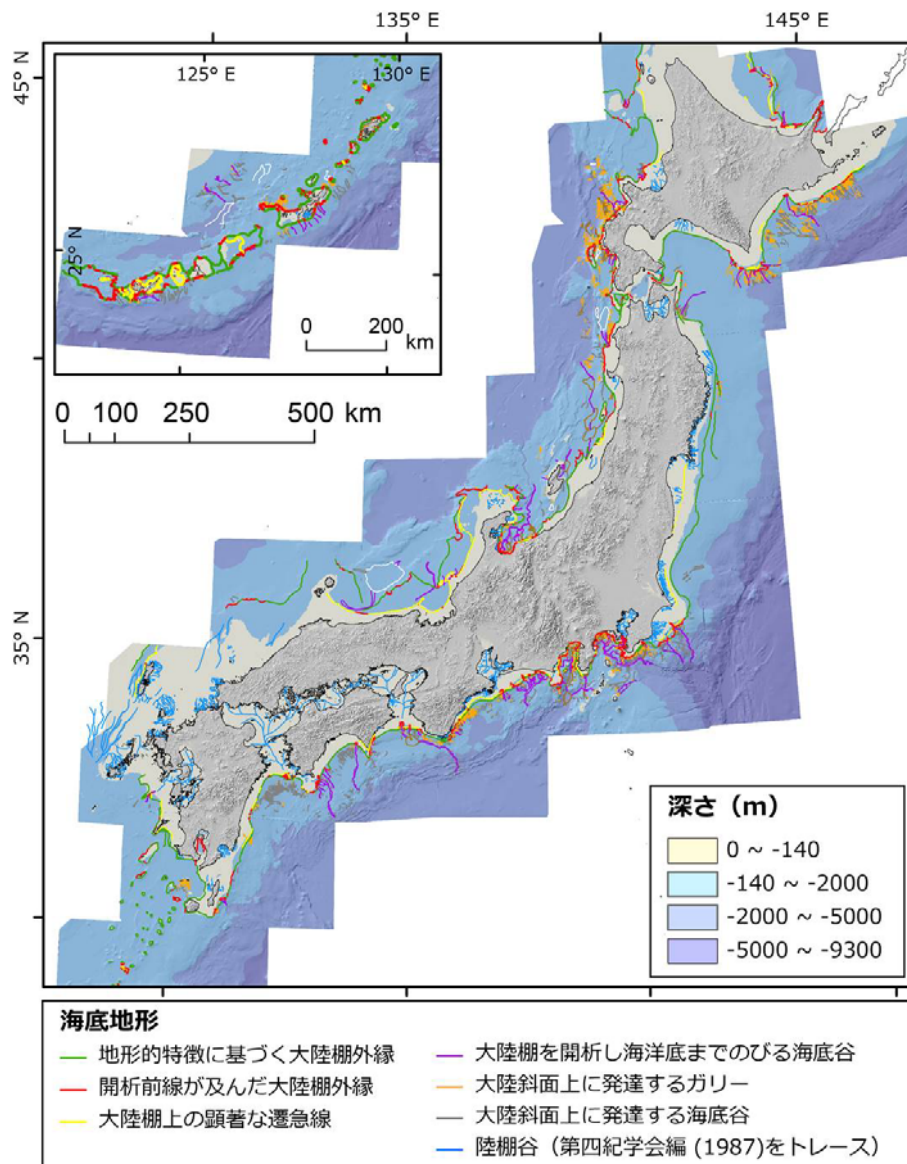


図 2.1-22 日本列島の大陸棚外縁と海底谷の分布図

(d) 考察

数値地形解析と地形判読の結果を用いて、日本列島周辺の大陸棚の地形的特徴を俯瞰し、隆起・侵食の評価手法の開発に有効な情報について検討する。具体的には、最終氷期最盛期（LGM）の際などに陸化したと考えられる大陸棚の面上の地形学的特徴、大陸棚外縁の分布の把握の参考になる汀線や河口の分布が重要と考えられる。以下ではこれらの点に着目して考察する。

今回実施した数値地形解析においては、大陸棚の面上において顕著な地形学的特徴を把握できる解析結果は得られなかった。一方、地形判読では、一部の海域で大陸棚上に遷急線や遷急線を境に周囲より高い平坦地などが認められた。このような地形は、海底段丘などの可能性もあり、その形成要因には海水準変動以外の自然現象が関係している可能性があることから、今後は日本列島周辺全域についてこのような地形に着目して地形判読を行うことが望まれる。

大陸棚外縁については、地形判読で位置を検討したものの、地形的特徴が不明瞭であり判断に迷う場合もあった。そのような場合は、数値地形解析における水深ごとの面積頻度分布がサポートデータになると考えられる。今回は海岸線とほぼ直交する方向に水深 600 m までの測線を中心に幅 20 km の範囲を解析したが、各地点の地形的特徴に合わせて範囲を変更することで、より参考になるデータが得られると考えられる。さらに、数値地形解析による傾斜変換線や屈曲度も傾斜が変わる大陸棚外縁の把握に有効と考えられる。しかし、今回の数値地形解析ではグリッドサイズが 30 m であったことから、尾根・谷地形などの分布に伴う傾斜変換線や屈曲度については感度が良かった反面、大陸棚面上の緩やかな地形起伏の抽出については十分とは言えなかった。今後の検討に際しては、グリッドサイズを大陸棚外縁の傾斜変化を把握できる調整をしながら数値地形解析を行うことが望まれる。また、大陸棚と海底谷の関係も大陸棚外縁の分布の把握に重要であり、地形判読では大陸棚を開析している海底谷の分布に基づいて開析前線が及んだ大陸棚外縁を抽出している。海底谷については、数値地形解析による尾根・谷の分布が参考になると考えられ、地形判読に抜けがないかなどの確認に有効と考えられる。同様に谷地形の分布を把握することが可能な数値解析である地形勾配や開度も有効と考えられる。また、傾斜方向については、周囲と比べて系統的な方向でない場合は、断層の存在などの地質構造に伴うよりローカルな隆起・侵食を検討する際に参考になる可能性があることから、海底地質図などと合わせて検討することが重要である。

(e) まとめ

近年利用可能になった高精度の海底地形デジタルデータを用いて、数値地形解析（海底地形、尾根・谷、傾斜変換線、屈曲度、勾配、傾斜方向、開度、水深ごとの面積頻度分布）と地形判読（大陸棚外縁と海底谷）を行い、それらに基づき隆起・侵食の評価手法の開発に有効な情報について検討した。地形判読をベースに、大陸棚上の地形的特徴（特に海底段丘の可能性のある地形）と大陸棚外縁の分布を把握した。大陸棚外縁の分布については、数値地形解析による水深ごとの面積頻度分布、傾斜変換線、屈曲度などが、地形判読の結果を判断する際のサポートデータになると考えられる。また、大陸棚外縁の分布の把握に海底谷の分布も重要であり、数値地形解析による尾根・谷の分布、地形勾配、開度などが、地形判読に抜けがないかなどの確認に有効と考えられる。さらに、海底音波探査データや前述の河川沿いに整理された陸域～海域の地形・地質情報なども踏まえて、平坦面や外縁が旧汀線の深度を示すものであるかどうかについて検討することが重要である。

2) 要素技術の検討

① 地形変化シミュレーション技術の高度化

(a) 目的と概要

隆起・侵食は、地形に現れることから、地形変化の評価が重要である。従来、地形変化の評価には、過去の地形現象を総体的に理解する手法が取られてきた。この手法では、現象に関連する外部条件や因果関係を意識して整理する必要がある。一方で、地形変化の諸作用に着目する手法においては、計器による観測期間を超えた長期の地形変化が対象となるため、地形変化の数理モデルをもとに、コンピュータによる数値シミュレーションを行い、その結果を検証する手法が有効である（野上, 2010）。このような地形変化の数値シミュレーションは、長期にわたる地形変化とその不確実性の幅を定量的に得ることができるという利点を有している（野上, 2005 ; 2008 ; 2010 ; 2011）。近年では、数値計算技術の高度化を受け、海成段丘の発達への適用例（井上・田中, 2013）、河川の土砂運搬作用を考慮した河床縦断面形のシミュレーション（谷川ほか, 2016）などが報告されており、地形変化の数値シミュレーションに関する研究の発展が期待される。

本事業では、特に、沿岸部における地形変化の数値シミュレーション技術を検討するため、河川の土砂運搬・堆積過程を模擬して地形の大局的な変化を再現する地形変化シミュレーション技術（谷川ほか, 2016）を参考にして、沿岸部に見られる現象である堆積物の圧密に伴う物性変化と海食の数値シミュレーション技術について検討する。

(b) 研究方法

検討に用いる河川の土砂運搬を考慮した地形変化シミュレーション技術は、侵食土砂が運搬される距離を集水面積のべき関数として下流側ほど増加させる手法である（谷川ほか, 2016）。侵食量は、岩盤物性のパラメータ（地質係数）の逆数に勾配を乗じて算出する。地質係数は、地質の違いによる侵食のされやすさの差を表し、最も軟質で侵食されやすい堆積物での値を 1 と定義し、硬い地質では大きな値を与える。堆積量は、メッシュで算出された侵食量を運搬距離で指定する距離の下流側のメッシュに均等に堆積させ、さらに運搬距離を流下長の増大に伴って下流側で増大させる。ただし、谷川ほか（2016）の手法のうち河川域での侵食量については、河床勾配に比例した量となるモデルを用いているため、河床勾配の小さな下流での河床低下の再現が困難である。そのため本事業では、上流部の流域面積に傾斜のタンジェントをかけて計算される指標である Stream Power Index (SPI) (Wilson and Lorang, 2000) を用いた。この SPI を河川侵食モデルに用いれば、下流側でも侵食力が低下しないことから河口付近での河床低下量が大きくなることが期待でき、海水準低下期において河口付近で大きな下刻を生じさせることが可能である。また、SPI を用いれば、大小様々な河川規模が存在する地域でも、河川規模に応じた係数を用いることなく地形変化をシミュレーションできる。さらに、SPI を用いた侵食量は斜面上方まで拡散することが可能であり、遷移区間を設けずとも斜面/河川境界でスムーズな侵食力の変化を表現することができる。本事業では、谷川ほか（2016）の地形変化モデルに SPI を用いた河川侵食モデルを取り込んだ地形変化シミュレーション・プログラム（以下、「JAEAsmtp2」と呼ぶ）を用いて、沿岸部に見られる現象である圧密に伴う物性変化を考慮したシミュレーション技術と海食を表現できるシミュレーション技術について検討する。

【圧密に伴う物性変化を考慮したシミュレーション技術】

JAEAsmtp2 では、期間別に堆積厚が記録され、圧密に伴う物性変化は考慮されておらず、陸域および海域に堆積した堆積物の地質係数は常に 1 を用いている。一方、沿岸部海域での侵食深を地形変化シミュレーションによって検討する場合には、特に未固結堆積物の物性変

化を適切に与える必要がある。そのため、複数の堆積物の圧密の違いおよび侵食量に関わる岩相の変化を扱える地形変化のアルゴリズムが必要であり、圧密による岩相の変化を既存の堆積物の物性データから明らかにする方法を検討する。

【海食を表現できるシミュレーション技術】

海食崖・海食台は海進時の岩石海岸に形成され、海水準以下の浅所に侵食により海食台を形成するとともに、海食崖を後退させる。JAEAsmtp2 では海食機能が考慮されておらず、地形の変化量としては最も大きい海食崖の後退を表現することはできていない。また、海水準上昇期の海岸付近の平坦部では、川筋で標高がやや低いため海岸線はリアス式に屈曲の多い海岸線が形成され、実際とは特徴が異なる海岸線が形成されてしまう。そのため、沿岸部における地形変化をより正確に表現するために、既存情報に基づき、海食崖の形成プロセスの把握、海食崖の後退速度と一軸圧縮強度の関係の検討を行い、海食崖の後退速度を考慮した地形変化のアルゴリズムを検討する。

(c) 研究結果

【圧密に伴う物性変化を考慮したシミュレーション技術】

未固結堆積物のうち粘性土を対象として、圧密による物性変化、特に侵食に対する受食性に関連する物性値を既存資料に基づいて検討した結果、更新世後期～完新世の正規圧密状態において粘性土の一軸圧縮強度は、埋没深度とともに比例的に増大する傾向があり、正規圧密状態ではおおよそ 30 万年程前までこの関係を適用できる可能性が認められる（表 2.1-2）。

次に、一軸圧縮強度と P 波速度の関係について、大久保・寺崎（1971）を参考に検討した結果、図 2.1-23 に示すように対数表示で一軸圧縮強度と P 波速度は比較的良好な相関がある。例えば、大阪湾深部の堆積物の一軸圧縮強度は深度 100 m で 400 kN/m² (=0.4MPa) 程度であり（赤井, 1993）、図 2.1-23 の背景赤の範囲に収まることになり、このときの P 波速度は 1 km/s 以下が予想される。ただし、水の P 波速度は 1.5 km/s 程度であることから、これらの圧密を受けた未固結の堆積物は P 波速度では正確な値が得られないことを示す。よって、堆積物については図 2.1-23 の回帰式の外挿値を用いることになる。

また、P 波速度と地質係数の関係については、三箇・安江（2008）および花谷ほか（2011）において検討されている。地質係数は河床縦断形のフィッティングや流域の平均的な侵食速度を満足するように検討している。P 波速度は須田ほか（1991）による PROCK の物性値の内 P 波速度を集計し、岩石ごとの平均 P 波速度と地質係数を与えた岩石とを対応させている。

以上の関係から、一軸圧縮強度と P 波速度と地質係数の関係を示すことができ、圧密に伴う物性変化を地質係数として表現することが可能である（図 2.1-24）。特に、一軸圧縮強度と地質係数の関係は、ほぼ比例関係にある（図 2.1-25）。

表 2.1-2 一軸圧縮強度と埋没深度の関係

地域	対象地質	土質	対象深度	qu=kZ k項	引用元
宮城	完新世	粘土	～65m	6	佐藤(2001)
東大阪	更新世最末期～完新世	粘土	～50m	8～9	北田ほか(2006)
大阪湾	更新世中期(35万年以降)	粘土	～100m	4～6	赤井(1993)
神戸沖	完新世	粘土	～25m	5～6	長谷川ほか(2007)
大阪湾	更新世中期～完新世	粘土	～300m	5	渡部ほか(1998)
濃尾平野	更新世最末期～完新世	粘土	～45m	5～6	玉越(2006)
東京湾	完新世	粘土	～45m	6.6	野口ほか(2007)
隅田川	完新世	粘土	～25m	6～7	中村(2003)
参考値	完新世		～800m?	3.9	星野(1978)
	新第三紀泥質岩	泥質岩	1000～4000m	≒100	

(qu の値は kN/m²)

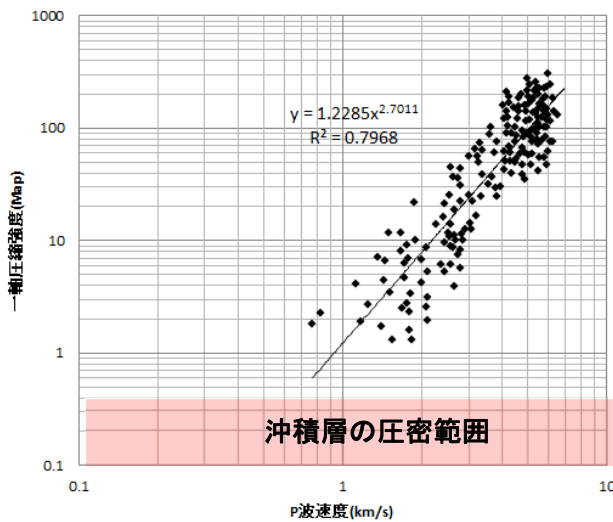


図 2.1-23 大久保・寺崎 (1971) の読み取り値と弾性波速度と一軸圧縮強度の関係

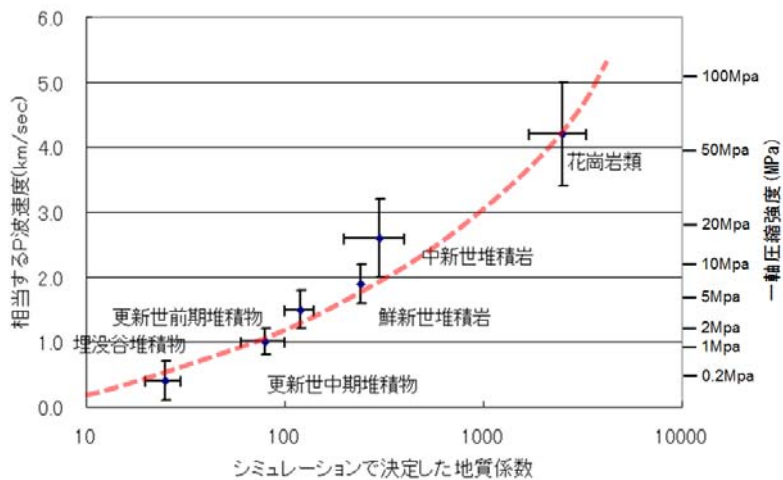


図 2.1-24 一軸圧縮強度および P 波速度と地質係数の関係

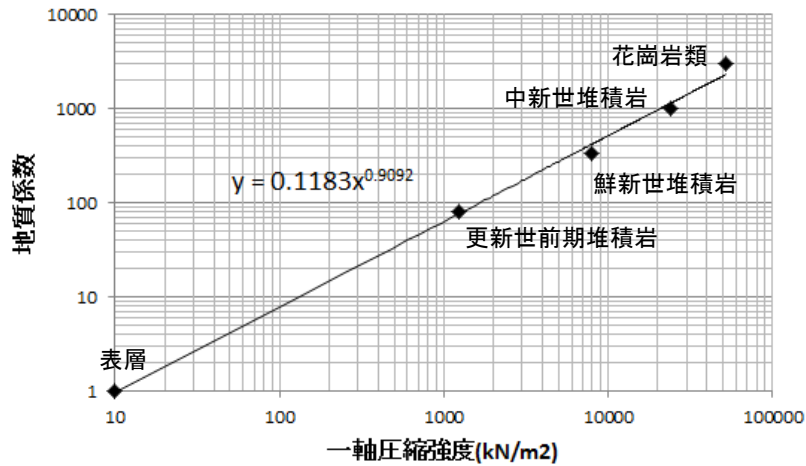


図 2.1-25 一軸圧縮強度と地質係数との関係

花崗岩類、中新世堆積岩、鮮新世堆積岩の値は三箇・安江（2008）の推定値、更新世前期堆積岩は花谷ほか（2011）の推定値による。

【海食を表現できるシミュレーション技術】

海岸は大きく砂浜海岸と岩石海岸に二分され、海岸線の延長としては岩石海岸がより長い（米倉ほか, 2001）。岩石海岸は、山地・丘陵や台地が海と接するところに海食崖を伴って発達する。波の侵食に対し抵抗力のある岩石では、海食崖の後退速度は一般に小さい。一方、更新世や新第三紀の軟らかい地層が構成する海食崖では、崖は速い速度で後退する。Sunamura（1983）は、岩石海岸を縁取る海岸から浅海底に見られる地形を、(i) 海食台（海食崖の基部から緩傾斜で浅海底に連続する基盤岩石からなる地形）、(ii) 波蝕棚（海食崖基部から海に向かって発達する露岩からなる平滑な地形で、ほぼ水平にかかわらずわずかに海側に傾き、沖側末端は急崖を持って海底面に不連続に接する地形）、(iii) プランジングクリフ（傾斜 40 度あるいはそれ以上の角度を持つ急崖がそのまま海中深く突っ込んだような地形）の三つに分類している。Sunamura（1992）では、これら三つの地形は海岸を構成する岩石の一軸圧縮強度と波浪特性、特に最大級の波の高さと関係するとしている。

一方、宇多（1997）では海食崖を A と B の二つのタイプに分類している。A タイプは波により基部が侵食されると同時に崩落がおりテラスが形成される場合であり、タイプ B は波蝕によりノッチ（波蝕窪）が形成され、さらに侵食が進むと崩落が起り崖錐が形成される場合である。この差は岩石の力学的性質と構造によるとされ、タイプ A は岩石強度が小さく、タイプ B は強度が大きい場合としている。

以上述べたように海食崖の後退速度はおおまかに波のエネルギーと海岸の岩石強度で決定されると考えられている。海食崖の後退速度は硬い岩石では 1~2 cm/年程度と遅いが、第三紀層では 10~30 cm/年と速く、未固結の第四紀層では 80 cm/年に達する場合がある（図 2.1-26）。このような海食による地形変化速度は、河川などの侵食速度に比べ、非常に大きいことが特徴である。

岩石の一軸圧縮強度は岩石により 30 倍程度の差があり、また、海食崖の後退速度は地質により 40 倍程度の差がある（表 2.1-3）。海食崖の後退速度が岩石の一軸圧縮強度に反比例するとすれば、両者を乗じた値はおおむね一定の値となるはずである。先述のように一軸圧縮強度と地質係数とは比例関係にあり（図 2.1-25）、一軸圧縮強度から地質係数に換算し、これと海食崖の後退速度を乗じた値は 2 倍程度の一定の範囲に収まる（表 2.1-3）ことから、海食崖の後退速度は岩石の一軸圧縮強度にほぼ依存すると言える。よって一軸圧縮強度ある

いは地質係数を決定すれば海食崖の後退速度が推定できることになる。

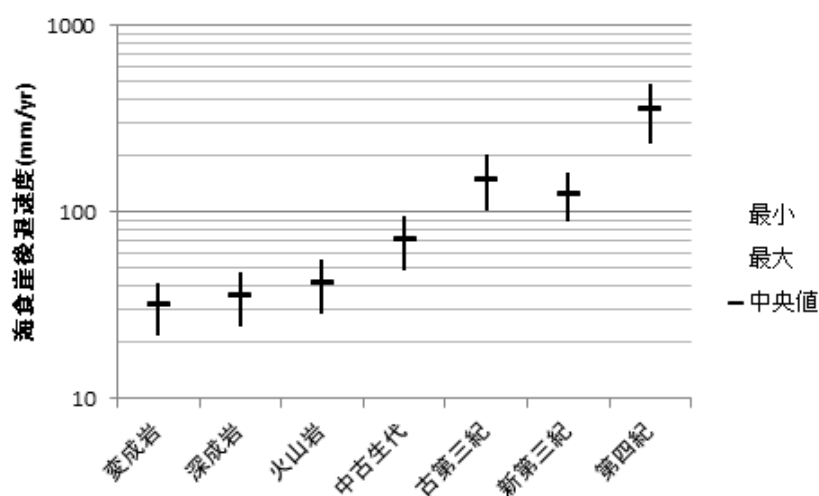


図 2.1-26 海食崖の後退速度

各点の図値は貝塚(1998)の海食崖後退速度の単元別の集計値を示す。

表 2.1-3 海食崖の後退速度と P 波速度および一軸圧縮強度の関係

	後退速度 (mm/yr)				P 波速度 Km/s	一軸圧縮係数 kN/m ²	地質係数	後退速度 × 地質係数
	最小	最大	中央値	幅				
変成岩	22	42	32	10	4.3	62,750	2,723	87,121
深成岩	25	48	36	12	4.3	63,095	2,736	98,501
火山岩	28	56	42	14	4.1	54,292	2,387	100,244
中生代	49	96	72	24	3.4	33,520	1,540	111,359
古第三紀	102	202	152	50	3.1	25,870	1,216	189,905
新第三紀	89	162	126	37	2.3	12,138	611	76,809
第四紀	235	488	362	127	1.3	2,495	145	52,469

※第四紀の P 波速度は井波（1983）を引用、第四紀以外は須田ほか（1991）の単元別集計値を使用

(d) 考察

【圧密に伴う物性変化を考慮したシミュレーション技術】

圧密変化を地形変化シミュレーションに適用するには、埋没深度に応じて適宜メッシュ単位に地質係数を変更すれば良いと考えられる。これを表現する方法として、初期堆積物を埋没深度別に最大 5 層としてマップを設定し、シミュレーション期間中の新たな堆積物は期間別にマップを設定する方法が考えられる。マップデータはメッシュ単位に堆積物の上面標高と地質係数の二つの情報を持たせることになる。

谷川ほか（2016）では、初期堆積物として 1 層（地質係数=1）のモデルを用いており、期間中の堆積物は堆積期間別に複数のマップを記憶している。ただし、期間中の堆積物についても地質係数=1 として扱っていることから、堆積物別に地質係数は記憶させていない（図 2.1-27）。したがって、シミュレーションに用いる情報としては、基盤上面高（絶対高度）とそれぞれの堆積物の上面高のみを用いている。圧密過程をシミュレーションに組み入れる場合には、垂直方向の基盤や堆積物の境界については上面高のみを記憶させることとし、それぞれの堆積物について地質係数を記入するマップ情報を与える方法が考えられる（図 2.1-27）。この方法を用いれば、堆積物の個々のメッシュについて埋没深度（最上面からの深

度) を算出することにより、圧密後の地質係数を算出することができる。

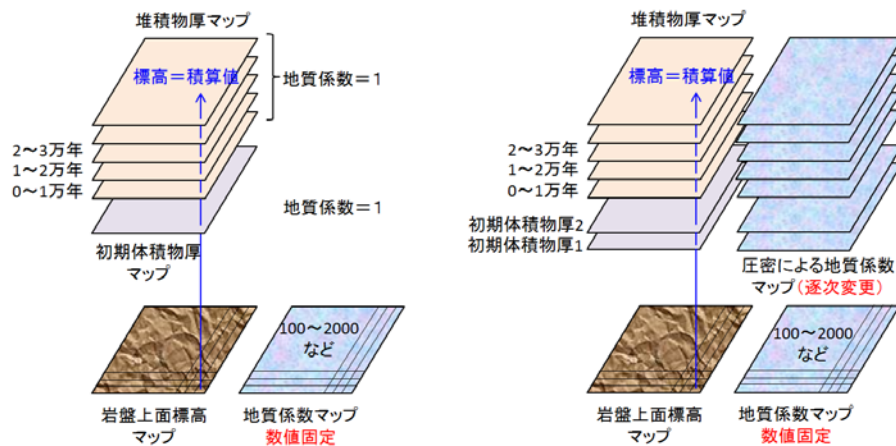


図 2.1-27 圧密過程を組み入れたマップの取り扱い方

左：谷川ほか（2016）のマップ構成、右：本事業において検討したマップ構成

【海食を表現できるシミュレーション技術】

海食を考慮した地形変化シミュレーションを行い、海食崖の形成を検討したところ、シミュレーション直後には海食が生じるが、沿岸域での堆積により海食崖の侵食が困難になり海食崖の後退は停止した（図 2.1-28）。一方、海食崖の基部付近に堆積させない場合は、シミュレーション中に海食崖は後退し続ける結果となった（図 2.1-28）。この結果から、海食崖の後退が海食崖基部での波蝕による土砂の再侵食（ないし、土砂の未堆積）が重要であると考えられる。地形変化シミュレーションでは、沿岸域に堆積する砂浜海岸と、波蝕により海底侵食が生じる両者の地形を扱う必要があり、また、地形場の変化に応じて状態が変化することを考慮する必要がある。このような海域での外力（波の入射方向、海流、波のエネルギー）のような複雑な現象を地形変化シミュレーションに組み入れることは現状では困難と考えられる。このため、現時点での対応としては、海岸地形の特徴から堆積比マップを作成し、形態模擬的に海食機能をシミュレーションに組み入れる方法が考えられる。

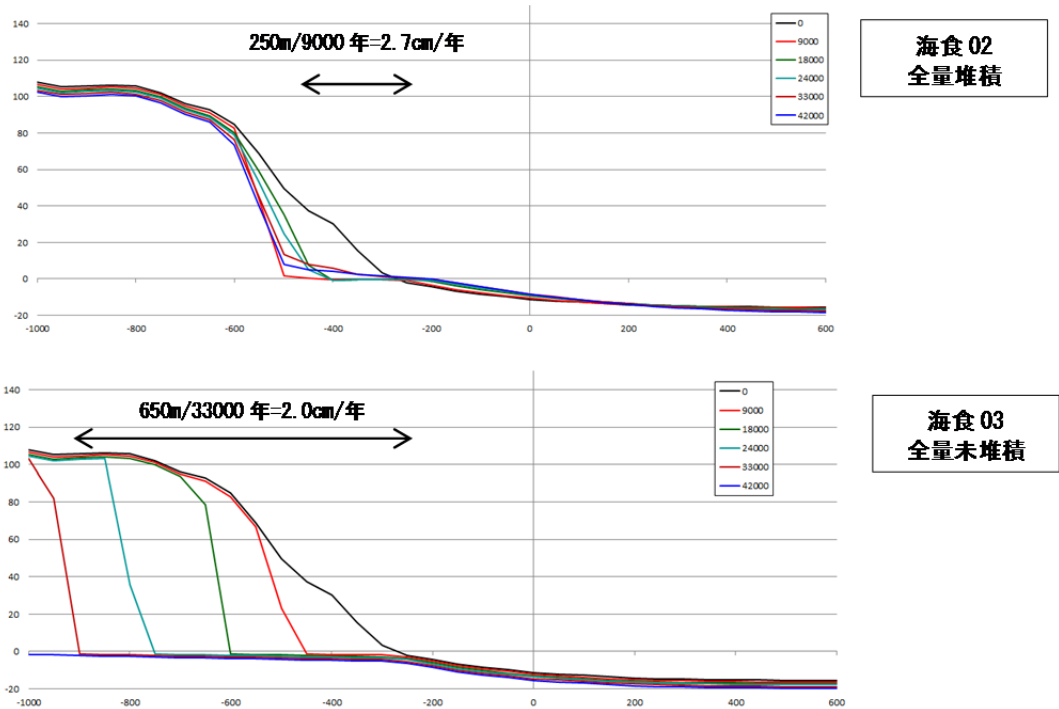


図 2.1-28 沿岸部での堆積による海食崖の後退の差

(e) まとめ

沿岸部における地形変化の数値シミュレーション技術を検討するため、河川の土砂運搬・堆積過程を模擬して地形の大局的な変化を再現する地形変化シミュレーション技術に、上流部の流域面積を考慮した指標を用いた河川侵食モデルを取り込んだ地形変化シミュレーション・プログラム (JAEAsmtp2) を用いて、沿岸部に見られる堆積物の圧密に伴う物性変化と海食の数値シミュレーション技術について検討した。

既存情報から一軸圧縮強度と P 波速度と本シミュレーションに用いる地質係数の関係を明らかにし、圧密に伴う物性変化を地質係数として表現することが可能であること、および一軸圧縮強度あるいは地質係数から海食崖の後退速度が推定できることを確認した。

圧密変化を地形変化シミュレーションに適用するには、埋没深度に応じて地質係数を変更することになる。圧密過程をシミュレーションに組み入れる場合には、垂直方向の基盤や堆積物の境界については上面高のみを記憶させることとし、それぞれの堆積物について地質係数を記入するマップ情報を与える方法が考えられる。

海食崖の後退を考慮したシミュレーションの結果から海食崖基部での波蝕による土砂の再侵食が重要であることが明らかになった。このような海域での外力のような複雑な現象を地形変化シミュレーションに組み入れることは現状では困難と考えられることから、海岸地形の特徴から堆積比マップを作成し、形態模倣的な海食機能をシミュレーションに組み入れる方法が考えられる。なお、JAEAsmtp2 に、沿岸部に見られる現象である堆積物の圧密に伴う物性変化と海食を考慮した数値シミュレーション・プログラムを JAEAsmtp3 と呼ぶ。

② 要素技術開発 (年代測定関係) に適した野外調査地域の検討

(a) 野外調査候補地域の絞り込み

(i) 目的と概要

海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量の評価手法、ならびに、被覆層を大きく欠く岩石侵食段丘などを対象とした段丘対比・編年手法の高度化の検討には、詳細な地形の把握と

実際の地質試料を用いた分析などが必要であるため、野外調査が必須である。例えば、隆起・侵食量の見積りには主に段丘を指標として使うため、調査地域周辺には少なくとも対比・編年が可能な程度に段丘が分布していることが望ましい。どのような段丘がどの程度分布し、どのような調査をすれば、対比・編年が可能になるかを確認する必要がある。また、段丘だけでなく、岩石侵食段丘の前身である波食棚を調査することにより、隆起の指標、数値年代測定のための試料を見つけることも重要である。そこで、既存情報を用いて、野外調査地域の絞り込みを行う。

(ii) 研究手法

以下の三つの目的に向けて、既存情報を用いて、海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量の評価手法、ならびに、被覆層を大きく欠く岩石侵食段丘などを対象とした段丘対比・編年手法の高度化の検討に必要な条件に合致しそうな調査地域の絞り込みを行う。なお、調査地域の絞り込みは、二段階のスクリーニングによって絞り込む。

I. 岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討 (図 2.1-29)

必要な条件：海成段丘の分布、岩石侵食段丘の分布

II. 経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化 (図 2.1-30)

必要な条件：海成段丘・河成段丘の分布、地質の均一性

III. 海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討 (図 2.1-29)

必要な条件：完新世段丘の分布

以下に、本事業における三つの対比・編年手法に関する検討項目について概説する。本土四島を取り囲む海岸線のうち、広い砂(礫)浜や干潟が発達する海岸は 1/5 ほどにすぎず、その他は海食崖が続く岩石海岸(太田ほか, 2010)である。そのため、日本では海岸が隆起して形成された海成段丘は岩石侵食段丘が多い。岩石侵食段丘は被覆層を大きく欠くことから、岩石侵食段丘の表面が露出した年代を用いた段丘の対比・編年が有効と考えられる。岩石の露出年代については、宇宙線生成核種を用いた年代測定法が適用可能であることから、岩石段丘表面の露出年代測定手法では、宇宙線生成核種を用いた岩石の露出年代に着目する。

経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化では、比較的古い先行研究で用いられてきた経験的な指標を重視する。この指標は、地質学的・地形学的な経験則として認識されている地層・岩石の風化や地形面の開析を活用するものである。すなわち、段丘形成直後に新鮮であった段丘被覆層や段丘礫層が、風化により赤色化、粘土化などの作用を受けていくことと、段丘形成直後に平坦であった段丘面が開析により平坦さを失っていくことなどから、年代情報を抽出するものである。これらの性状の変化は、さまざまな地域で広域的に共通して認められることから、類似した性状を持つ段丘同士が同時代に形成された段丘として対比できるものとして考えるものである。段丘編年の強力なツールであるテフラデータの誤った解釈を修正する際にも有効と期待される(濱田・幡谷, 2011 など)。今回は経験的な指標の中でも、段丘を構成する地質の風化に特に着目する。

海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討においては、将来の岩石侵食段丘になる可能性がある現在の波食棚や完新世段丘の地形学的・地質学的特徴を把握することが重要である。特に、海成段丘の発達が悪い地域では、ごくわずかし分布しない堆積物が隆起・侵食量を把握する際の指標になる可能性がある。そこで、海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討では、現在の波食棚や完新世段丘とそこに分布する堆積物に着目する。

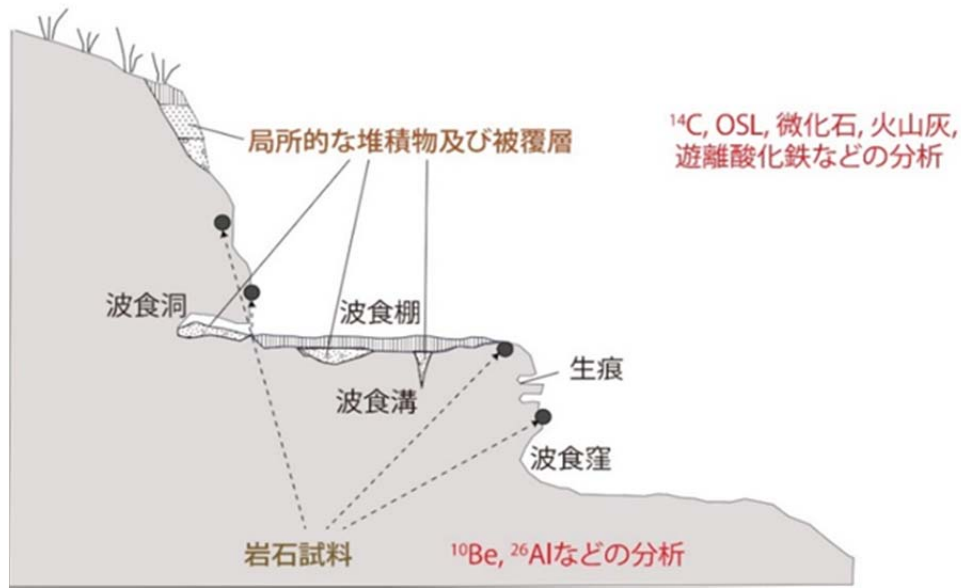


図 2.1-29 岩石侵食段丘の対比・編年に有効な試料分布のイメージ

日本では海岸が隆起して形成された海成段丘は岩石侵食段丘が多い。岩石侵食段丘は被覆層を大きく欠くことから、岩石表面が露出した年代や局所的な堆積物が堆積した年代を用いた段丘の対比・編年が有効。

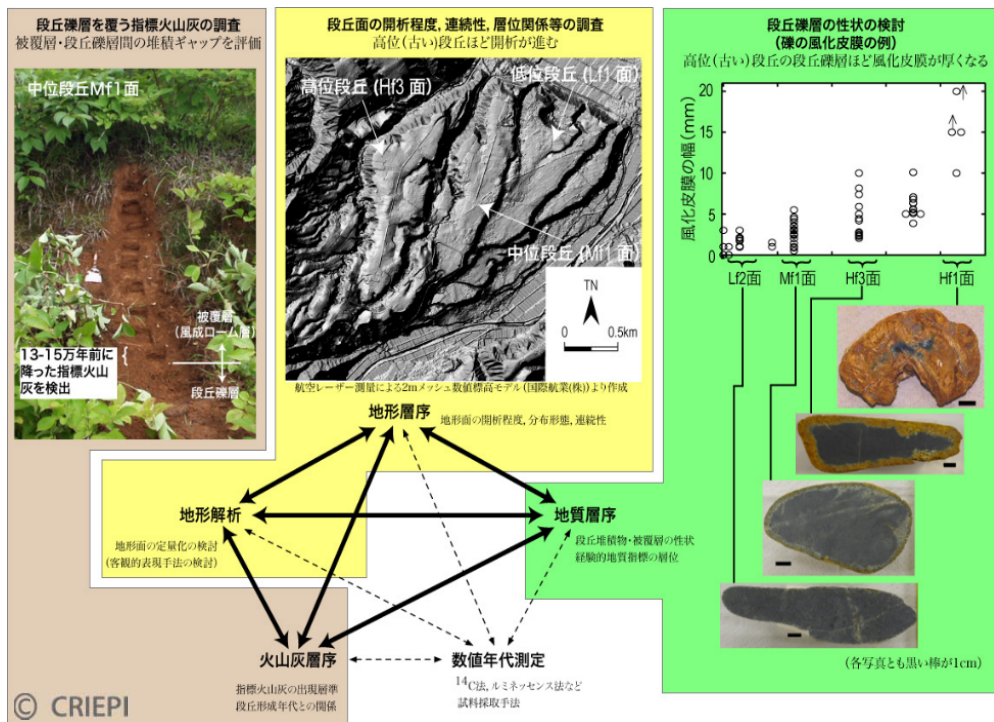


図 2.1-30 経験的段丘対比・編年手法の検討

幡谷ほか (2006)、山本ほか (2008)、濱田・幡谷 (2009) に基づき作成。経験的に使われている複数の相対的年代指標の合理的に組み合わせにより、段丘の対比・編年の信頼性を向上させる。上記は新潟県中越地域での研究事例である。数値年代測定を組み合わせることで、更なる信頼性向上が図れると期待される。

(iii) 調査結果

【一次スクリーニング】

・一次スクリーニングの考え方

野外調査の実施内容に必要な条件を設定し、条件について全国を網羅するような既存資料を用いて、下記の検討が可能と期待される地域を抽出する。上述のように、必要な条件は、海成段丘の分布、岩石侵食段丘の分布、河成段丘の分布、地質分布の均一性、完新世段丘の分布である。さらに、形成時期の検討に有効となるテフラの分布を参考となる条件として加えた。検討単位は、日本の地形 2～7（東京大学出版会）の地形中区分とする。

海成段丘の分布については、同じ場所で形成時期が異なる複数の段丘で比較するために、新しい段丘から古い段丘まで、できるだけ段数があることが望まれる。このような情報を得るための既存資料として、「日本の海成段丘アトラス」（小池・町田編, 2001）を用いた。

岩石侵食段丘の分布については、現在の岩石海岸の分布に岩石侵食段丘が含まれること、現在の岩石海岸の分布域は過去も岩石海岸が分布していた可能性があることから、現在の日本における岩石海岸の分布が参考になると考えた。このような情報を得るための既存資料として、「日本の地形 1 総説」（米倉ほか, 2001）に示された日本における岩石海岸と砂浜海岸の分布を用いた。

経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化を行う上では、風化を受ける段丘礫層あるいは段丘被覆層の存在が必要であり、かつそれらの地層の形成年代が的確に求められることが重要である。さらには、沿岸域の隆起量評価の要素技術とすることから、風化指標の検討対象とした段丘と沿岸部に分布する海成段丘との地形学的層位関係が確認できる必要がある。風化指標の対象となる段丘礫層の礫種は、風化性状を定量的に評価し易い地質が望ましいことから、流域にそのような地質がほぼ均一に分布していることが望まれる。河成段丘の分布については、日本全国の主な河成段丘の分布を示した既存資料として、濱田・幡谷（2011）を用いた。地質分布については、「日本の地形 1 総説」（米倉ほか, 2001）に示された日本の地質を用いた。

海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討においては、将来の岩石侵食段丘になる現在の波食棚や完新世段丘の地形学的・地質学的特徴を把握することが重要である。そのため、完新世段丘の分布として、「日本列島の地形学」（太田ほか, 2010）に示された「日本における岩石海岸と砂浜海岸の分布」を用いた。

テフラは、形成時期の検討に有効である。他が同じ条件ならテフラデータがある方が望ましい。あるいは、既にテフラ記載があれば、再調査でもデータが得られる可能性が高い。そのため、段丘堆積物中のテフラについて、日本全域の主な情報を整理した濱田・幡谷（2011）を用いた。

・一次スクリーニングの結果

以上の一次スクリーニングの結果、表 2.1-4 に示す 19 地域が、三つの対比・編年手法に関する検討項目の実施に望ましい条件を多く持つ地域として抽出された。なお、一次スクリーニングにおける 19 地域以外の記載については、Appendix IV にまとめた。

19 地域の内訳は、北海道 9 地域、東北 1 地域、関東 1 地域、中部 5 地域、近畿・中国・四国 2 地域、九州 1 地域である。このうち、三つの項目すべての検討に適する条件を持つ地域は 1 地域、三つの項目すべての検討が可能な地域は 4 地域、二つの項目の検討が可能な地域は 14 地域である。それ以外の 81 地域のうち、一つの項目のみ検討可能な地域は 23 地域、一つの項目も検討可能な条件を持たないのは 58 地域である。

ここでの適性の判断は、海成段丘の段数、河成段丘の発達状況および完新世段丘の有無に

よっており、調査検討の効率性からみた便宜的なものである。実際には、各項目の検討の実施の適不適は、段丘の性状、すなわち段丘基盤の地質や礫の岩種などの条件によって左右される。つまり、一次スクリーニングで抽出した上位 19 地域は、一つの地域で複数の項目の検討ができるという利点を持つが、一つの検討項目に限った場合には、これに漏れた 23 地域の方が適する可能性もある。従って、最終的に調査地域を決定する際には、検討項目の適性により、上位 19 地域以外の地域が選択される可能性も残す。このため、調査検討の適性を適切に評価するためには、地形の状況、露頭分布の把握のため、有力な地域の下見を実施することが望ましいと考えられる。

表 2.1-4 一次スクリーニングの結果

No	「日本の地形」における中区分			海成段丘の分布 【文献1】	岩石海岸の分布 【文献2】	河成段丘の分布 【文献3】	地質分布の均一性 【文献4】	完新世段丘の分布 【文献5】	(オプション) テフラの分布 【文献3】	実施内容(①~③) 適:望ましい、可:可能、無:不適			条件の揃い具合	気候 【文献6】	
				◎: MIS11以上 ○: MIS5-MIS9 無: それ以下	○: ある 無: なし	○: ある 無: なし	○: 堆積岩礫の 検討が可能 無: 堆積岩礫の 検討が難しい	○: ある 無: なし	◎: MIS5より前 のテフラ情報有 ○: MIS5までの テフラ情報有 無: テフラ情報 が乏しい	①「宇宙線生成核種を用いた岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討」の適否 適: MIS11以上 可: MIS5-MIS9	②「経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化」の適否 適: 海+河+地 可: (海or河)+地	③「海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討」の適否 適: 完新世段丘あり	A: 全ての検討が適 B: 全ての検討が可 C: 実施内容2項目可 D: 実施内容1項目可 (可の要素は「-」表示)	SP: 亜寒帯 CT: 冷温帯 WT: 暖温帯 ST: 亜熱帯	
19	北海道	D	3	渡島半島	◎	○	○	○	○	○	適	適	適	A	CT
69	近畿・中国・四国	A	2	四国山地	○	○	○	○	○	○	可	適	適	B①-	WT
68	近畿・中国・四国	A	1	紀伊山地	○	○	○	○	—	—	可	適	適	B①-	WT
67	中部	C	1	佐渡島	◎	○	○	—	○	—	適	可?(ローム)	適	B②-	WT
66	中部	B	5	能登半島	◎	○	—	○	○	○	適	可(ローム)	適	B②-	WT
1	北海道	A	1	北見山地	◎	○	○	○	—	◎	適	適	—	C①, ②	SP
9	北海道	B	4	日高山脈	◎	○	○	○	—	○	適	適	—	C①, ②	CT
22	東北	A	2	北上山地	◎	○	○	○	—	○	適	可	—	C①, ②-	CT
45	関東	A	3	常陸台地	○	○	○	○	—	◎	可	適	—	C①-, ②	WT
8	北海道	B	3	十勝平野	○	—	○	○	—	○	可	適	—	C①-, ②	SP
63	中部	B	2	濃尾平野・三河高原	○	○	○	○	—	○	可	適	—	C①-, ②	WT
6	北海道	B	1	根釧平野	○	○	—	○	—	○	可	可?(海成)	—	C①-, ②-	SP
10	北海道	C	1	宗谷丘陵	○	○	—	○	—	○	可	可?(海成)	—	C①-, ②-	CT
12	北海道	C	3	天塩山地	○	○	—	○	—	○	可	可?(海成)	—	C①-, ②-	CT
13	北海道	C	4	増毛山地	○	○	—	○	—	○	可	可?(海成)	—	C①-, ②-	CT
20	北海道	D	4	日本海南部島嶼	◎	○	—	—	○	○	適	—	適	C①, ③	CT
95	九州	A	2	南九州東部平野	—	—	○	○	○	◎	—	適	—	C②, ③	WT
62	中部	B	1	赤石山地	○	○	○	○	○	○	—	適	—	C②, ③	WT
65	中部	B	4	面白山地と周辺	—	○	○	○	○	○	—	適	—	C②, ③	WT

【文献1】日本の海成段丘アトラス; 【文献2】日本における岩石海岸と砂浜海岸の分布、日本の地形1総説、東京大学出版会(p.251の図、砂村継夫作成); 【文献3】濱田・幡谷(2011)電中研報告N10050; 【文献4】日本列島の地質、日本の地形1総説、東京大学出版会(p.251の図、野上道男作成); 【文献5】「日本列島の地形学」東京大学出版会(p.85の図、太田陽子作成); 【文献6】環境省、平均気候と温暖気候(21世紀)のもとでの日本列島の植生帯分布の比較(<https://www.env.go.jp/earth/cop3/ondan/eikyuu2.html>)

【二次スクリーニング】

・二次スクリーニングの考え方

二次スクリーニングでは、一次スクリーニングで抽出された地域に対して、三つの対比・編年手法に関する検討項目別にさらに必要な条件を設定し、関連する文献・資料にあたって詳細を確認し、スクリーニング結果を見直す。

・二次スクリーニングの結果

＜①岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討＞

宇宙線生成核種を用いた岩石の露出年代の測定には、石英粒子中の ^{10}Be や ^{26}Al 濃度を分析する。測定試料は、岩石として鉱物相に差がないことや表層の状況が同様であることが望まれる。そのため測定手法の適用性の検討段階においては、岩石として石英が含まれており、鉱物相が比較的均等な花崗岩類などを用いることが適当と考えられる。この点を踏まえて、一次スクリーニングで抽出した 19 地域の内、花崗岩類が広く分布する地域を抽出した。花崗岩類の分布については、日本全国を網羅している 20 万分の 1 日本シームレス地質図（産総研，2015）の花崗岩、花崗閃緑岩、トータル岩の分布を用いた。特に、海成段丘の対比・編年の観点から、海岸沿いに花崗岩類が分布している場合は、検討できる可能性が高い地域として着目した。この海岸沿いの花崗岩類の有無に、一次スクリーニングで適否の検討を用いた日本の海成段丘アトラスの情報を踏まえると、渡島半島、日高山脈、日本海南部島嶼は、適用性検討ができる可能性が高いと考えられる（表 2.1-5）。また、複数時期の段丘は分布していないが可能性があるが、四国山地、北上山地、濃尾平野・三河高原でも適用性検討ができる可能性がある（表 2.1-5）。

表 2.1-5 岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討に係わる二次スクリーニング

No	「日本の地形」における中区分				海成段丘の分布 適：MIS11以上 可：MIS5-MIS9 【文献1】	海岸沿いの花 崗岩類の有無 【文献2】
19	北海道	D	3	渡島半島	適	○
69	近畿・中国・四国	A	2	四国山地	可	○
68	近畿・中国・四国	A	1	紀伊山地	可	○
67	中部	C	1	佐渡島	適	×
66	中部	B	5	能登半島	適	×
1	北海道	A	1	北見山地	適	×
9	北海道	B	4	日高山脈	適	○
22	東北	A	2	北上山地	適	○
45	関東	A	3	常陸台地	可	×
8	北海道	B	3	十勝平野	可	×
63	中部	B	2	濃尾平野・三河高原	可	○
6	北海道	B	1	根釧平野	可	×
10	北海道	C	1	宗谷丘陵	可	×
12	北海道	C	3	天塩山地	可	×
13	北海道	C	4	増毛山地	可	×
20	北海道	D	4	日本海南部島嶼	適	○
95	九州	A	2	南九州東部平野		×
62	中部	B	1	赤石山地		×
65	中部	B	4	面白山地と周辺		×

【文献 1】日本の海成段丘アトラス；【文献 2】「20 万分の 1 日本シームレス地質図」産総研地質調査総合センター

<②経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化>

■手法

経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化を行う調査候補地の二次スクリーニングでは、一次スクリーニングで判断した内容について、個別の文献や資料を用いた確認を行った。

具体的には、主に河成段丘の分布、河成段丘と海成段丘の近接、被覆層の存在などについて、以下に示す考え方を用い、一次スクリーニングで絞り込んだ 19 地域について、調査対象としての適性を評価した。また、地質の分布については、産業総合研究所の 20 万分の 1 シームレス地質図を用い、段丘礫層の礫を供給する後背地地質を調査した。なお、海成段丘の分布とテフラについては、一次スクリーニングの結果を踏襲した。

まず、河成段丘の分布については、河成段丘は、経験的指標の検討対象である礫層が得やすい対象であり、検討を行う上では、年代の異なる複数段の段丘が存在することが望ましい条件となる。このため、河成段丘の分布の状況を調査候補地として適性が高い順に以下の三つに区分した。

- ◎：河成段丘の発達が良い地域：河川に沿って多段の河成段丘が比較的広く分布する
- ：河成段丘が分布する地域：河川に沿った分布を示さず、扇状地性など、比較的小規模な河成段丘がある程度発達する
- 一：河成段丘の分布が乏しい地域：河成段丘が見られないか、あるいは、小河川に沿ってごく新しい河成段丘が極めて小規模に分布する

次に河成段丘と海成段丘の近接関係については、沿岸域での隆起量評価を行う上では、河成段丘が単に分布しているだけでなく、海成段丘との地形学的層位関係、すなわち空間的な交差関係などの確認が対比・編年上、有用な情報となりうるため重要である。従って、河成段丘と海成段丘が近接して分布していることが望ましい。このため、河成段丘と海成段丘の分布の近接の状況を調査候補地として適性が高い順に以下の三つに区分した。

- ：河川に沿って比較的広い多段の河成段丘の分布と河川の河口付近に海成段丘が分布する。
- △：多段の河成段丘が分布するが、その河成段丘が分布する河川の河口付近には海成段丘が分布せず、海成段丘の分布域が当該河川から離れている、あるいは海成段丘の分布地域に近接して河成段丘が分布するものの、小規模である。
- ×：河成段丘かつまたは海成段丘の分布がごく局所的で、分布していても分布域がまったく重ならない。

段丘被覆層についても、段丘礫層と同様、経験的指標の検討対象となる。段丘被覆層は、指標テフラ起源の物質を含みながらも主に風成ローム層からなり、地域ごとに層厚、性状などに差があるが、海成、河成を問わずに存在すると考えられる。しかし、風成ロームとは異なる堆積物が被覆層を厚く覆っている場合、あるいは大量に挟まれる場合などには風化作用に影響を与えることが考えられるため注意が必要である。このため、文献中にそのような記述がある地域については適性が劣る地域として評価する。

さらに、経験的指標は、段丘礫層および段丘被覆層の風化による変化を扱うものであるため、気候条件により性状に差が生じる可能性がある。このため、調査候補地の適性の判断には用いないが、条件が同等な複数の調査候補地域から絞る場合に、気候条件の異なる地域を含めることを考慮する。

■結果

一次スクリーニングで抽出した 19 地域（表 2.1-4 参照）から、文献の調査結果を基に野外調査・試料採取に適した地域を評価・選定した。前項目「手法」で述べたように、適性の評価の上での基準として重要なのは、多段の河成段丘の分布が広く、河成段丘の発達する河川の河口付近で海成段丘が近接して発達することにある。そうした基準を基にして表 2.1-6 に示す通り、経験的指標の検討のための調査地域候補として、検討できる可能性が高い地域（○）、検討できる可能性がある地域（△）、検討できる可能性が低い地域（×）の三段階の評価を行った。具体的には、検討できる可能性が高い地域は、紀伊山地、北見山地、日高山脈、常陸台地、十勝平野および南九州東部平野の 6 地域、検討できる可能性がある地域は、渡島半島、四国山地、佐渡島、北上山地、濃尾平野・三河平野、宗谷丘陵、天塩山地、赤石山地、両白山地と周辺の 9 地域であり、検討できる可能性が低い地域は、能登半島、根釧平野、増毛山地および日本海南部島嶼（北海道）の 4 地域である。

なお、各地域の調査結果の詳細な評価については、Appendix V に示す。

表 2.1-6 経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化に係わる二次スクリーニングの結果

No	「日本の地形」における中区分				河成段丘の分布 【文献1,2,4】	海成段丘の分布 【文献1, 4】	河成段丘と海成段丘の近接 【文献1】	テフラの分布 【文献2】	被覆層	気候 【文献3】	経験的指標の検討の可能性
					◎:発達 ○:ある 無:なし	◎:MIS11以上 ○:MIS9-MIS9 無:それ以下	○:河成段丘と海成段丘が近くに分布 △:分布が離れている or どちらかの分布が局所的 ×:分布域がまったく重ならない or どちらかがほとんど分布しない	◎:MIS5より前のテフラ情報有 ○:MIS5までのテフラ情報有 無:テフラ情報が乏しい	○:ある △:ローム以外の厚い堆積物に覆われる	SP:亜寒帯 CT:冷温帯 WT:暖温帯 ST:亜熱帯	
19	北海道	D	3	渡島半島	○	◎	△	○	○	CT	△
69	近畿・中国・四国	A	2	四国山地	◎	○	△	○	○	WT	△
68	近畿・中国・四国	A	1	紀伊山地	◎	○	○	—	○	WT	○
67	中部	C	1	佐渡島	○	◎	△	—	○	WT	△
66	中部	B	5	能登半島	—	◎	×	○	○	WT	×
1	北海道	A	1	北見山地	◎	◎	○	◎	○	SP	○
9	北海道	B	4	日高山脈	◎	◎	○	○	○	CT	○
22	東北	A	2	北上山地	○	◎	△	○	○	CT	△
45	関東	A	3	常陸台地	◎	○	○	◎	○	WT	○
8	北海道	B	3	十勝平野	◎	○	○	○	○	SP	○
63	中部	B	2	濃尾平野・三河高原	○	○	△	○	○	WT	△
6	北海道	B	1	根釧平野	—	○	×	○	△	SP	×
10	北海道	C	1	宗谷丘陵	—	○	△	○	○	CT	△
12	北海道	C	3	天塩山地	—	○	△	○	○	CT	△
13	北海道	C	4	増毛山地	—	○	×	○	○	CT	×
20	北海道	D	4	日本海南部島嶼	—	◎	×	○	○	CT	×
95	九州	A	2	南九州東部平野	◎	—	△	◎	○	WT	○
62	中部	B	1	赤石山地	◎	○	△	○	○	WT	△
65	中部	B	4	両白山地と周辺	◎	—	×	○	○	WT	△

経験的指標の検討の可能性の区分：○ 検討できる可能性が高い、△ 検討できる可能性がある、× 検討できる可能性が低い。

【文献 1】日本の海成段丘アトラス；【文献 2】日本における岩石海岸と砂浜海岸の分布、日本の地形 1 総説、東京大学出版会（p.251 の図、砂村継夫作成）；【文献 3】濱田・幡谷（2011）電中研報告 N10050；【文献 4】日本列島の地質、日本の地形 1 総説、東京大学出版会（p.251 の図、野上道男作成）；【文献 5】「日本列島の地形学」東京大学出版会（p.85 の図、太田陽子作成）；【文献 6】環境省、平均気候と温暖気候（21 世紀）のもとでの日本列島の植生帯分布の比較（<https://www.env.go.jp/earth/cop3/ondan/eikyoku2.html>）

<③海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討>

海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討においては、将来の岩石侵食段丘になる可能性がある現在の波食棚や完新世段丘の地形学的・地質学的特徴を把握することが重要である。そのため、一次スクリーニングでは、完新世段丘の分布に基づいて検討した。二次スクリーニングでは、隆起速度を踏まえて検討した。完新世段丘を形成するためには隆起する必要があり、隆起速度が速い地域では海水準変動との関係から完新世においても複数の段丘が形成されている可能性がある。波食棚や複数の完新世段丘において、短期間での地形学的・地質学的特徴の変化を把握することができる可能性があり、隆起の指標や数値年代測定のための試料について幅広く検討できると考えられる。一次スクリーニングにおける完新世段丘の分布に加え、地質環境の長期安定性研究会編（2011）の「最近約 10 万年間の隆起速度の分布」の情報を踏まえると、渡島半島、佐渡島、能登半島、日本海南部島嶼、赤石山地は、隆起・侵食量指標の検討ができる可能性が高いと考えられる（表 2.1-7）。

表 2.1-7 海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討に係わる二次スクリーニング

No	「日本の地形」における中区分			完新世段丘の分布 適：段丘あり 【文献1】	隆起速度 ◎：0.9m～ ○：～0.9m △：～0.6m ×：～0.3m 【文献2】	
19	北海道	D	3	渡島半島	適	○
69	近畿・中国・四国	A	2	四国山地	適	△
68	近畿・中国・四国	A	1	紀伊山地	適	△
67	中部	C	1	佐渡島	適	○
66	中部	B	5	能登半島	適	◎
1	北海道	A	1	北見山地		×
9	北海道	B	4	日高山脈		△
22	東北	A	2	北上山地		△
45	関東	A	3	常陸台地		×
8	北海道	B	3	十勝平野		△
63	中部	B	2	濃尾平野・三河高原		×
6	北海道	B	1	根釧平野		×
10	北海道	C	1	宗谷丘陵		△
12	北海道	C	3	天塩山地		△
13	北海道	C	4	増毛山地		×
20	北海道	D	4	日本海南部島嶼	適	◎
95	九州	A	2	南九州東部平野	適	×
62	中部	B	1	赤石山地	適	○
65	中部	B	4	面白山地と周辺	適	△

【文献 1】「日本列島の地形学」東京大学出版会（p.85 の図、太田陽子作成）；【文献 2】「地質リーフレット 4 日本列島と地質環境の長期安定性」日本地質学会

(iv) 考察

岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討、経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化、海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討の三つの検討項目について、既存情報に基づいた 2 段階のスクリーニングを行い、野外調査地域を絞り込んだ。三つの検討項目ごとに絞り込まれた地域は異なるものの、各検討項目について日本全国を通して複数の地点で検討が可能と考えられる。ただし、既存の文献で得られる情報のみでは、検討の具体的な対象となる段丘礫層や段丘被覆層の検討に適したものであるの

か、確認できない。また、ある検討項目について適しているとした地域に、既存情報では把握できなかった別の検討項目が可能な地形・地質が分布している可能性もあり、場合によっては効率的に年代測定関係の要素技術開発が可能であることも考えられる。年代測定関係の要素技術開発については、野外調査と試料採取が不可欠と考えられるため、早期に実施に移すべきと考えられる。

(v) まとめ

一次スクリーニングにおいて、19地域が三つの検討項目の実施に望ましい条件を多く持つ地域として抽出された。この19地域は、一つの地域で複数の項目の検討ができるという利点を持つが、一つの検討項目に限った場合には、これに漏れた地域の方が適する可能性もある。

二次スクリーニングにおいて、岩石の露出年代測定手法の観点から、渡島半島、日高山脈、日本海南部島嶼、四国山地、北上山地、濃尾平野・三河高原の6地域において、手法の適用性検討に適している可能性がある。経験的指標の高度化の観点から、紀伊山地、北見山地、日高山脈、常陸台地、十勝平野、南九州東部平野の6地域の地域を検討できる可能性が高い地域としてリストアップした。海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の観点から、渡島半島、佐渡島、能登半島、日本海南部島嶼、赤石山地の5地域において、指標の検討に適している可能性がある。

(b) 予察的検討

(i) 目的と概要

前述したように、日本では海岸が隆起して形成された海成段丘は岩石侵食段丘が多い。岩石侵食段丘は被覆層を大きく欠くことから、岩石侵食段丘の表面が露出した年代や局所的に分布する海成堆積物の堆積年代を用いた段丘の対比・編年が有効と考えられる。また、海成段丘の発達が悪い地域においても、何らかの指標からかつて海であったことが把握できれば、その指標の分布高度と形成時期から隆起・侵食の評価が可能である。

岩石の露出年代については、宇宙線生成核種を用いた年代測定法が適用可能であることから、宇宙線生成核種を用いた隆起・侵食の調査手法の適用性や課題などを検討する。また、局所的に分布する堆積物については、海成堆積物であることを判断する際に有効な調査・分析手法について検討する。

(ii) 研究手法

【岩石段丘表面の露出年代測定手法に関する検討】

国内外における最近の学術論文などの既存資料に基づいて、宇宙線生成核種を用いた段丘の編年と削剥速度の研究に関する情報を整理し、適用性や課題などについて取りまとめる。

【海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量の指標に関する検討】

海成段丘の発達が悪い地域では、局所的に分布する堆積物が隆起・侵食量を把握する際の指標になる可能性がある。そのため、その堆積物が海成であるかどうかを把握することが重要となる。そこで、海成堆積物であることを判断する際に有効な調査・分析手法について取りまとめる。

研究手法としては国内外の学術論文などの既存情報に基づいて、海成堆積物であることを判断する際に有効な指標を分類し、特徴について整理する。また、分類した指標を用いて判断手法についての事例的検討を行う。

(iii) 調査結果

【岩石段丘表面の露出年代測定手法に関する検討】

宇宙線生成核種などを用いた段丘の編年や削剥速度の研究については、河成段丘の編年に関する研究、海成段丘の編年に関する研究、削剥速度に関する研究、宇宙線生成核種の分析方法に関する研究に分類することができる（表 2.1-8）。

・河成段丘の編年に関する研究

河川堆積物を対象とするものと河川沿いの岩盤を分析対象とするものとに大別できる。河川堆積物を対象とするものは、段丘堆積物の表層数 m の範囲における石英粒子中の ^{10}Be や ^{26}Al などの濃度プロファイルを求め、最深部の濃度を初期状態と仮定して地形面の形成年代を検討している。河川沿いの岩盤を対象とするものは、岩盤表面（数 cm の範囲）から石英粒子中の ^{10}Be や ^{26}Al 濃度を分析し、現河床部の濃度を初期状態と仮定して地形面の形成年代を求めている。

・海成段丘の編年に関する研究

海成段丘の岩盤表面（数 cm の範囲）から石英粒子中の主として ^{10}Be 濃度を分析し、地形面の形成年代を求めている。また、海食柱表面の石英（脈）、海成段丘上（原位置性）の石英円摩礫（Kernsprung）などのように海岸特有な指標を利用している。

・削剥速度に関する研究

主に広域における削剥速度（侵食速度）を検討しており、流域出口の溪床から採取した石英粒子中の ^{10}Be や ^{26}Al などの濃度をもとに、斜面上の剥離が定常的に進行するとして解析モデルに従って剥離速度を求めている。

・宇宙線生成核種の分析方法に関する研究

宇宙線生成核種による年代決定に用いるモンテカルロ法プログラムの開発や宇宙線生成核種の分析機器の関する研究が行われている。

表 2.1-8 宇宙線生成核種などを用いた研究事例

資料の分類	概要	資料
・河成段丘の編年に関する資料	河川堆積物を対象とするものは主に大陸内陸部の活断層履歴調査と関連して河成段丘の編年を行った検討事例。河川沿いの岩盤を対象とするものは主に河川の下刻速度の検討に関連して河川沿いの岩盤面の形成年代を検討した事例	Chevalier et al. (2012)、Gold et al. (2009)、Mahara et al. (2010)、Rixhon et al. (2011)、白濱(2015)、若狭ほか(2008)、渡壁ほか(2014)
・海成段丘の編年に関する資料	岩盤表面(数cmの範囲)から石英粒子中の主として ^{10}Be 濃度を分析し、地形面の形成年代を求めている資料や、海食柱表面の石英(脈)、海成段丘上(原位置性)の石英円摩礫(Kernsprung)等のように海岸特有な地質事象を利用した検討例など	Alvarez et al. (2008)、Binnie et al. (2016)、Saillard et al. (2009,2011)、前空(2015)、Lee et al. (2015)、Regard et al. (2010)
・削剥速度に関する資料	主に広域における削剥速度(侵食速度)を検討し、流域出口の溪床から採取した石英粒子中の ^{10}Be や ^{26}Al 等の濃度をもとに、斜面上の剥離が定常的に進行するとして解析モデルに従って剥離速度を検討	Godard et al. (2010)、Heimsath et al. (2012)、Henck et al. (2011)、Matsushi et al. (2010)、松四・松崎(2011)、松四ほか(2012; 2014a; 2014b)、Nakamura et al. (2014)、Portenga et al. (2013)、Rodes et al. (2011)、Shiroya et al. (2010)、Siame et al. (2011)、Wittmann et al. (2011)
・宇宙線生成核種の分析方法に関する資料	宇宙線生成核種による年代決定に用いるモンテカルロ法プログラムの開発、宇宙線生成核種の分析機器の関する資料など	Chevalier et al. (2011)、Hidy et al. (2010)、松崎(2014)、

宇宙線生成核種の濃度には露出年代以外にも様々な要因が係わっており、様々な仮定条件を設定して年代推定が行われている。鉱物相に差がないこと、表層の状況が同様であること、侵食・堆積や隆起・侵食の速度が一様であること、碎屑物は良く混合されていることなどが代表的な仮定条件である。宇宙線生成核種による年代推定が行われてきた地域・解析対象は、崩積土などによる被覆の影響が少ない乾燥地域や風化などによる岩質変化が少ない河床部が多く、上記の仮定条件に制約を受けた結果と考えられる。

一方、仮定条件に関する不確実性を定量的に評価し、推定誤差を低減することで、宇宙線生成核種による年代推定などの適用範囲を拡大させることが可能である。Saillard et al. (2011) は、サンプリングの範囲や数量を体系化するとともに、海食柱、海成段丘面（岩盤）、

段丘面上の角礫を対象とした多重的なサンプリング方法を導入している。このようなサンプリング方法の改良によって、誤差の算定方法を明確化することが可能と考えられる。

また、宇宙線生成核種を用いた年代推定へのモンテカルロ法の導入が進められており (Masarik et al., 2000 ; Binnie et al., 2016 ; Hidy et al., 2010)、仮定条件に関する不確実性を定量的に把握することが可能と考えられる。さらに宇宙線生成核種による年代推定と地形発達史を関連させた研究が行われており、Saillard et al. (2009) は酸素同位体ステージ (MIS) と対応づけた隆起速度の検討を、Binnie et al. (2016) は海岸の湾曲度指標 (Coast Indentation Index) を用いた沈降現象の検討を行っている。このように複数の検討から宇宙線生成核種による年代推定などの適用性を向上させることができると考えられる。

【海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量の指標に関する検討】

調査結果は以下のとおりである。

・海成堆積物の判断手法に関する情報整理

海成堆積物の指標は、堆積学的指標、生物学的指標、化学的指標、物理的指標の四つに大きく区分される (表 2.1-9)。

■堆積学的指標

堆積相解析から認定される海成堆積相である。堆積相解析は、現世の堆積物や地層から組み立てられた堆積相モデルをもとに、地層の岩相、堆積構造、分布形態、重なり様式などから、堆積環境を推定する方法である。堆積構造には決まった形成過程や水理条件を反映したのがあり、それらから堆積環境が推定できることがある。海成堆積物の堆積構造の例としては、ヘリンボーン斜交層理 (潮汐堆積物の指標)、ハンモック状斜交層理 (暴浪堆積物の指標) がある。ボーリングコアに堆積相解析を適用する場合には、得られる情報が限られるため、生物学的指標などの他の指標が併用されることが多い (例えば、横山ほか, 2004 ; 中西ほか, 2011)。

■生物学的指標

化石として保存される海棲生物の遺骸や生活痕であり、海生大型化石、海生微化石、生痕化石がある。海生大型化石は、軟体動物化石を指標とする研究事例が多く、海生微化石は、渦鞭毛藻、珪藻、放散虫、有孔虫、貝形虫、石灰質ナンノを指標とする研究事例が多い。そのうち、海生動物プランクトンである放散虫と石灰質ナンノは、地質時代を推定する示準化石として利用される研究事例が大部分である。渦鞭毛藻、珪藻、有孔虫、貝形虫は古水深や堆積環境の推定に利用されることがあり、沿岸域の堆積環境の推定には分解能から珪藻 (例えば、千葉・澤井, 2014)、貝形虫 (例えば、石田・高安, 2005)、古水深の推定にはこの二つに加えて底生有孔虫 (例えば、長谷川ほか, 1989)、生痕化石 (例えば、Pemberton et al., 1992) が有効な指標と考えられる。渦鞭毛藻はほとんどが海生種であるため、海進・海退の解釈に利用した研究事例 (例えば、松岡, 1992) がある。底生有孔虫は生息深度の上限 (上限深度帯) が古水深指標として利用できるが、深海性種の一部については信頼性への疑問も指摘されている (長谷川ほか, 1989)。海生微化石は、試料が少量でも産出するため、ボーリングコアやカッティングスを対象とした研究事例も多い。生痕化石は個々の生痕化石の組み合わせを生活場として捉えた生痕相が認定され、水深や底質に対応した生痕相が推定されている (例えば、Pemberton et al., 1992)。また、特定の堆積環境を示す生痕化石が知られ、ラビメント面や不整合面の認定に利用された研究事例がある (例えば、市原ほか, 1996)。なお、現地性である生痕化石を除く、海性大型化石と海性微化石を堆積環境の指標とする場合には、化石化するまでに異地性種が混在する可能性があるなど、一般に生活群集が化石群集でないことから、産状などを吟味することが不可欠である (例えば、高柳, 1988)。

表 2.1-9 海成堆積物の指標および調査・分析手法

分類	指標	調査・分析手法	既存研究の事例	
堆積学的指標	海成堆積相	肉眼観察による堆積相解析から堆積環境を推定する。ボーリングコアでは情報が限られるため、生物学的指標や化学的手法などを併用することが多い。	増田(1988)、増田(1992)、横山ほか(2004)	
生物学的指標	海生大型化石	堆積物中の化石と現世の生物や過去に地層から産出した化石との比較から推定する。軟体動物を指標とする研究事例が多い。	横山ほか(2003)、中西ほか(2011)	
	海生微化石	渦鞭毛藻	海性～淡水性動物プランクトン。堆積物中の化石と現世の種や過去に地層から産出した種との比較から推定する。	栗田(1997)、栗田ほか(1997)、松岡(1992)
		珪藻	海性～淡水性植物プランクトン。堆積物中の化石と現世種や過去に地層から産出した種との比較から推定する。	中西ほか(2011)、千葉・澤井(2014)
		放散虫	海性動物プランクトン。堆積物に含まれる化石と現世の種や過去に地層から産出した種との比較から推定する。示準化石として利用されることが多い。	板木(2005)
		有孔虫	海性動物プランクトン。堆積物中の化石と現世の種や過去に地層から産出した種との比較から推定する。	長谷川ほか(1989)、高田(2000)
		貝形虫	海性～淡水性動物プランクトン。堆積物中の化石と現世の種や過去に地層から産出した種との比較から推定する。	石田・高安(2005)、入月・松原(1994)
		石灰質ナノ	海性動物プランクトン。堆積物中の化石と現世の種や過去に地層から産出した種との比較から推定する。示準化石として利用されることが多い。	平松(1998)
	生痕化石	生痕相	堆積物中の生痕化石と現世の生物活動や地層に認められる生痕化石との比較から推定する。	Pemberton et al.(1992)、市原ほか(1996)、下山ほか(1999)
化学的指標	硫黄(TS)	元素分析による含有量から推定する。海成堆積物は硫黄を多く含み、0.3～0.5 wt%以上を示す。	狛(1992)、Berner(1984)	
	有機炭素/硫黄比(C/S比)	元素分析による含有量の比から推定する。有機炭素/硫黄比は、酸化的な海成堆積物が3前後、汽水から内湾の堆積物が1前後を示す。	Berner and Raiswell(1983)、Berner and Raiswell(1984)、Sampei et al.(1997)	
	有機炭素/窒素比(C/N比)	元素分析による含有量比から推定する。有機炭素/窒素比は有機物の起源の指標であり、動物プランクトン起源の有機物が6-9前後、陸源高等植物が15より大きい値を示す。質量分析で求められる炭素同位体比と有機炭素/窒素比との関係からは、有機物の起源をより細分することができる。	Willson et al.(2005)、中井ほか(1982)	
	炭素同位体比($\delta^{13}C$)			
	ホウ素、ホウ素同位体比($\delta^{11}B$)	元素分析による含有量、質量分析による同位体比から推定する。海成堆積物は非海成堆積物よりもホウ素を多く含み、100 ppmを超える値を示すことがある。ただし、ホウ素の多い碎屑性イライトを含む非海成堆積物でも大きな値を示す。	相澤・赤岩(1979)、石川・中村(1989)、大井(2001)	
	粘土鉱物	X線回折分析による粘土鉱物組成から推定する。海成粘土は硫化物が多いため、風化に伴い粘土鉱物を分解する傾向にある。また、海水環境下では火山砕屑物の化学的変質が進行し易く、スメクタイトが優勢となる。	市原(1960)、江頭(1999)	
	電気伝導度	懸濁液を作成して、その電気伝導度から推定する。懸濁液の電気伝導度は、海成堆積物が1 mS/cm以上、汽水成堆積物が0.6～1 mS/cmを示す。ただし、作成過程の各処理(ろ過、乾燥、振とう)の影響を受けることもある。	佐藤・横山(1992)、内園・森(2004)、内山ほか(2011)	
物理的指標	色彩	色彩色差計を用いて測定した堆積物の色彩から推定する。含水状態にある海成堆積物の色彩は化学成分の濃度・存在形態と相関があり、沖積粘性土におけるL*とa*の値と海成層との関係は $0.63L^*-36.7>0$ 、 $-7.42a^*+5.90>0$ が得られている。	Nagao and Nakashima(1991)、磯野・木村(2005)	

■ 化学的指標

硫黄(TS)、有機炭素/硫黄比(C/S比)、有機炭素/窒素比(C/N比)、炭素同位体比($\delta^{13}C$)、ホウ素、ホウ素同位体比($\delta^{11}B$)、粘土鉱物、電気伝導度がある。それらは、海水中に富む元素(硫黄、ホウ素など)や海生生物の化学組成を指標としたものであり、元素分析、同位体分析、X線回折分析によって含有量や組成を測定する。堆積物に含まれる硫黄は大部分が黄鉄鉱の形態で保存され、黄鉄鉱の形成には水中の硫酸イオン、有機物、硫酸還元細菌、鉄イオンが必要であり、硫黄の含有量(TS)は水中の硫酸イオンの有無、堆積速度および鉄イオン濃度に左右される(例えば、Berner, 1984)。海水は硫酸イオンに富むため、海成堆積物は硫黄の濃度が大きい(例えば、狛, 1992; Berner and Raiswell, 1983)。有機物炭素/硫黄比(C/S比)は、海成堆積物の指標であるほかに酸化還元を指標であり、汽水成堆積物の判定にも利用されている(例えば、Berner and Raiswell, 1983; 1984; Sampei et al., 1997)。有機物炭素/窒素比(C/N比)は有機物の起源を反映し、プランクトン起源の有機物では6前後、陸源有機物では15以上を示す。炭素同位体比($\delta^{13}C$)も同様に陸源有機物の大小で変化する(例えば、中井ほか, 1982)。ホウ素やホウ素同位体比($\delta^{11}B$)は、海成堆

積物で大きい（例えば、石川・中村, 1989；大井, 2001）。ただし、ホウ素はイライト中に濃集し、ホウ素の濃度が大きい碎屑性のイライトが混入した場合などには、淡水成堆積物においても大きくなる可能性がある（例えば、相澤・赤岩, 1979）ため、指標として用いるには注意を要する。粘土鉱物は、風化過程で溶出する硫酸による粘土鉱物の分解（市原, 1960）と海水環境で変質が進行し易いスメクタイト（江頭, 1999）を指標としたものである。電気伝導度は、懸濁液を作成して測定した電気伝導度を指標としたものであり、海成堆積物が溶解イオンに富むことを利用している（佐藤・横山, 1992；内園・森, 2004）。ただし、懸濁液の作成過程の各処理の影響を受ける（内山ほか, 2011）ため、補足的な指標と考える。概して、化学的指標が利用できるのは海成・淡水成・汽水成の判定までで、例えば、海成堆積物をさらに堆積環境によって細分したり、古水深を推定したりするのは困難である。

■物理的指標

色彩があり、色彩色差計を用いた堆積物の色彩から推定する。含水状態にある海成堆積物は固相の化学成分の濃度と存在形態と相関があり（Nagao and Nakashima, 1991）、沖積粘土では色彩と堆積環境との関係が推定されている（例えば、磯野・木村, 2005）。ただし、研究事例が少なく、補足的な指標と考える。

これらの指標はそれぞれ適用性があるため、海成堆積物の評価に際しては、複数の指標を組み合わせることが重要である。

・海成堆積物の判断手法に関する事例的検討

生物学的指標と化学的指標を海岸付近の堆積物から採取された既存のボーリングコア（生田ほか, 2016）に適用し、海成堆積物の判断手法に関する事例的検討を行った。

生物学的指標として微化石分析（珪藻、有孔虫、放散虫、渦鞭毛藻、貝形虫、石灰質ナンノ）を行い、化学的指標である有機炭素／硫黄比（C/S 比）および有機炭素／窒素比（C/N 比）を求めるために全炭素（TC）、全有機炭素（TOC）、全窒素（TN）、全硫黄（TS）の元素分析（CNS 元素分析）を行った。また、堆積物の年代観を把握するため、堆積物中の炭質物の放射性炭素年代測定を実施している。

分析を実施した試料から産出した微化石は、海性の有孔虫、淡水性の珪藻であった（図 2.1-31）。また、渦鞭毛藻を対象に処理した試料から花粉化石が検出された（図 2.1-31）。有孔虫は殻が固結し、大きさが比較的均質である。珪藻は検出数が少ないが様々な種が確認され、保存状態が悪く、半壊したものや溶解の痕跡のあるものも認められる。花粉は少一中量であり、保存状態は良好であった。元素分析結果は、TS が分析限界未満しか含まれず、C/N 比が 5 前後という値を示す。

これらの結果から総合的に判断すると、この堆積物は氾濫原のような陸域の環境で堆積したと考えられる。有孔虫は産状からの再堆積と考えられ、珪藻は淡水性種の様々な種からなる混合群集である。混合群集は低地部の氾濫堆積物に認められ、この場合は検出率が低い傾向がある（堀内ほか, 1996）。この堆積環境は、状態の良い花粉が検出される、元素分析結果で TS が低いという淡水域の特徴を示す（例えば、Berner, 1984）などの点とも整合的である。

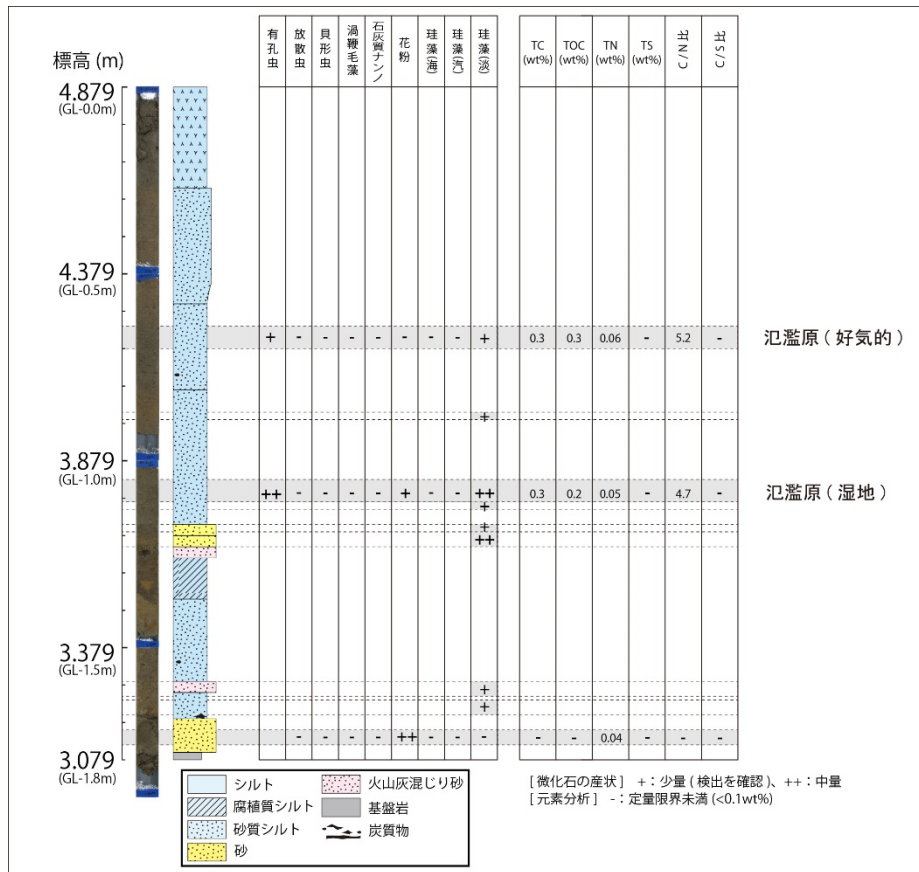


図 2.1-31 海岸付近の堆積物における分析結果

実施した微化石分析と元素分析は、比較的少量の試料を対象として分析が可能であるとともに、堆積環境の細分（特に沿岸部）が可能であるといった有効性を示す。ただし、未検出または定量下限値未満の場合は情報が得られない、または得られる情報が限られ、海生種のみからなる微化石（放射虫、石灰質ナンノ、有孔虫）が含まれないことと、TSの含有量がわずかであることが淡水成堆積物であることを示唆するととまる。また、元素分析においては、TOCの含有量が小さい場合、C/S比による識別方法が適用できないこと（TOC < 0.1 wt% : Berner and Raiswell, 1984）、C/N比の識別方法の信頼性が低いこと（Sampei and Matsumoto, 2001）が適用限界である。実施した分析結果から推定される堆積環境は整合した結果であるものの、その関連性は現地性の海生微化石が産出して海成堆積物であることが明らかな試料を含めて考察する必要がある。

微化石分析における注意事項は、化石化の過程や風化作用によって消失する可能性があること、異地性種が含まれる可能性があること、抽出に際して適切な処理（化学処理、粒度調整）を施す必要があること、堆積作用に応じて含有量に変化が生じ粗粒な堆積物には含有量が小さいことなど（高柳, 1988）が挙げられる。また、CNS元素分析における注意事項は、粗粒な堆積物に含有量が小さい（狛, 1992）こと、風化や変質作用に伴い含有量に変化する（Leventhal, 1995）ことが挙げられる。それらは微化石分析や元素分析において適切な試料の採取や処理が重要であることを示す。なお、粗粒な試料における含有量が小さいことは、微化石分析とCNS元素分析とを海成堆積物に適用する際の課題である。そのため、粗粒な試料を対象とした海成堆積物の指標については、他の指標を含めた総合的な検討から有効な指標を選定する必要がある。

一方、堆積学的指標によって隆起量を把握するためには、潮間帯堆積物などの編年基準を

堆積相解析（記載、粒度分析、鉱物化学組成、テフラ分析など）によって認定することのほか、その形成年代を高い精度で決定するための技術を整備することが重要となる。そのため、以下では堆積相解析に必要な要素技術と年代測定技術に係る現状の問題点や改善策の事例を示す。

一般に地質試料を採取する際には、露頭調査、簡易掘削調査、ボーリング調査、トレンチ調査などが行われるが、堆積物を扱う場合には、露頭調査、簡易掘削調査を用いる。このうち簡易掘削調査では、従来よりハンドコアラーやハンドオーガーなどが用いられているが、泥層、砂層、礫層などの沖積層の試料採取においては、以下のような問題点が挙げられる。

- ・採取した試料量の不足や攪乱のため分析試料として適さない場合がある。
- ・軟弱な試料の場合、採取時の縮みや抜け落ちがあるため、採取深度の補正が必要となる。
- ・堆積構造や地層の連続性を観察することが困難である。

近年これらを克服するため、簡易型地層抜き取り装置（ジオスライサー）が開発されている（高田ほか, 2002）。一方で、泥質の堆積物の場合は、装置を挿入することは容易であっても、引き抜きが困難となる場合もある。例えば、泥層における 2 m 長の試料採取には、約 1.0 t 以上の引き抜き圧に耐え得る引き抜き機構が必要であり、試料採取環境に適した装置を構築して用いることが、隆起量を高い精度で見積る上で重要と考えられる。

また、堆積相解析について、数万年以上の堆積年代に関する情報については、現時点では火山灰層序学（テフロクロノロジー）によって指標地形面の年代を推定する方法が最も信頼性が高いと考えられる。ここで、鍵層としてのテフラ層を対比するためには、テフラ粒子の同定や鉱物組成、鉱物・ガラスの化学組成などの情報が必要である。採取したテフラ試料は、一般に水洗・超音波洗浄などにより粒子に付着している粘土を取り除き、実体顕微鏡、偏光顕微鏡、走査型電子顕微鏡などで粒子の鑑定や形態の観察を行う。このうち双眼実体顕微鏡は粒子が立体的に観察できる最も簡便な方法であるが、シルトサイズ以下の粒子を扱うことは困難であるほか、輝石類と角閃石類の区別など、鉱物種の分類には熟練を要する。一方で、偏光顕微鏡は鉱物の光学的性質を把握することができるため、構成粒子の鉱物種を正確に鑑定することが可能である。しかしながら、光学的性質を把握するためには、試料が光を透過する必要があり、一般に薄片にして観察するため、前処理が必要となるばかりではなくテフラ粒子を立体的に観察することが困難である。これらのことは、結果として堆積層解析などを経て推定される隆起量の信頼性に影響を与えるが、既存の実体顕微鏡においても対物レンズや架台などを変更・改良することで、同一の粒子の偏光顕微鏡観察も可能な装置を用いることが有効である。

鉱物・ガラスの化学組成を単一粒子で分析する場合、電子プローブマイクロアナライザ（EPMA）などの装置が用いられる。EPMA で分析に用いられる検出器のうち、波長分散（WDS）型検出器は特性 X 線スペクトルの分解能が高く、高い S/N 比をもつため、主成分元素だけでなく微量成分元素の定量も可能である。しかしながら、一つの検出器につき一つの元素の定量となり、主成分 9 元素を同時に測定することはできない。さらに、比較的高い照射電流を必要とするため試料の損傷が大きく、電子線照射時間とともにアルカリ元素の計測値が漸減する。そのため、照射電流が高い WDS を扱う際には、照射電流やビーム径の違いによる分析結果について、特にナトリウム含有量の再現性を検討することが重要な課題となる。

この課題に対する事例的な検討として、ワーキングスタンダードとして始良丹沢テフラ（AT）を用いて、ナトリウムの減衰に対する照射電流とビーム径の影響について試験を行うことで、火山ガラスの適切な分析条件について検討した。なお、分析には日本電子製波長分

散型 EPMA (JXA-8230) を用いた。照射電流の影響については、加速電圧 15 kV、ビーム径 10 μm に固定し、 3.0×10^{-9} A、 6.0×10^{-9} A、 1.0×10^{-8} A の 3 段階に照射電流を変化させた。 3.0×10^{-9} A、 6.0×10^{-9} A 及び 1.0×10^{-8} A の間では Na_2O の含有量 (10 回測定) 平均値で約 0.2 wt% 程度の系統的な差が生じた。また、 3.0×10^{-9} A と 6.0×10^{-9} A の標準偏差はそれぞれ、 ± 0.26 wt%、 ± 0.11 wt% であり、データのばらつきは 6.0×10^{-9} A の場合で最小となった。一方、ビーム径の影響については、加速電圧 15 kV、照射電流を 3.0×10^{-9} A、 6.0×10^{-9} A、 1.0×10^{-8} A の 3 段階として、ビーム径を 1 μm から 10 μm まで変化させ、それぞれの分析条件によって得られた Na_2O の含有量 (10 回測定の平均値) から検討した。その結果、いずれの照射電流でもビーム径が小さくなるほど Na_2O 量は小さくなるが、特に 6 μm 以下では減少量の変化が顕著であるとの傾向が認められた。以上の結果は、WDS を用いた適切な分析条件の検討には、これらの試験を行うことが有効であることを示唆する。

編年基準の形成年代の決定について、テフラのみでは一層の堆積年代を推定することができるが、長期にわたる連続した各層の年代値や堆積速度などの堆積層の形成過程に関する情報を得ることは難しい。連続した各層の年代値を得るためには、各層の土壤中に普遍的に含まれる有機成分を加速器質量分析法による放射性炭素年代測定に用いることが有効である。しかし、各層を年代測定することにより必然的に試料数が増え、さらに堆積層の形成過程を議論するためには、複数の堆積層を評価する必要もあることから、扱う試料数は多数となる。放射性炭素年代測定では試料調製が律速であり、効率化が求められる。ここで、自動グラフィット調製装置 (例えば、Ionplus 社製 AGE3) は、試料燃焼からグラフィット調整までの作業が自動化され、1 日あたり最大 24 試料の処理が実施可能であり、これを用いることで試料調製の大幅な迅速化が期待できる。これらの技術は多試料の年代測定を可能とし、その結果として、堆積物を用いた隆起量推定の精度を向上させる上で有効であると考えられる。

(iv) 考察

先述の「岩石段丘表面の露出年代測定手法に関する検討」と「海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量の指標に関する検討」に加え現在の波蝕棚などの環境を参考に、被覆層を大きく欠く岩石侵食段丘が分布する地域および海成段丘の発達が悪い地域での隆起・侵食量を評価するための調査・分析手法について検討した。

このような地域では、わずかに残っている海成堆積物が重要な指標になる場合がある。しかし、そのような堆積物を含む地形面は一般に植生や土壤に覆われ、海成堆積物の分布が不明であることが多い。海成堆積物がわずかに残っている可能性がある地形・地質としては、例えば、割れ目の発達する岩盤、砂岩泥岩互層や生痕化石の卓越する堆積岩、傾斜が変換する崖の基部や斜面が考えられることから、植生や土壤に覆われる場合でもそのような地形・地質の特徴を踏まえることで、効率的に海成堆積物を採取できる可能性がある。このような特徴を把握する手法としては、SfM (Structure-from-Motion) 多視点ステレオ写真測量 (早川ほか, 2016; 例えば、Agisoft 社 PhotoScan の利用) により詳細に地形を把握した上で、非破壊で容易に極浅部の地下構造をリアルタイムで把握できる地中レーダー探査のような物理探査手法を実施することが考えられる。物理探査を行う際には、地形・地質の特徴を踏まえ、崖の分布方向や地質構造と直交する測線などを設定することが必要と考えられる。物理探査の結果、海成堆積物の分布が期待できる箇所が確認された場合は、できるだけ攪乱せず、かつ堆積構造や地層の連続性を観察できるように、地層抜き取り調査法 (例えば、ジオスライサー) などの手法によって試料採取を行う。また、露頭として観察できる場合は、堆積構造、化石、火山灰などを確認するとともに試料採取を行う。堆積物は、海成堆積物かどうかを前述した堆積学的指標、生物学的指標、化学的指標、物理的指標を用いて判断する。堆積

物の堆積時期の推定には、火山灰分析、有機物の ^{14}C 年代測定、光ルミネッセンス年代測定、宇宙線生成核種を用いた年代測定など行う。特に ^{14}C 年代測定は、植物片、貝化石、有孔虫化石、土壌などにも適用できることから比較的適用性が高く、さらに各試料の年代値を比較検討することで、より確度の高い堆積年代の決定に貢献できると考えられる。しかし、多量の試料に対応するための年代測定の効率化が必要であることから、本事業では効率的な ^{14}C 年代測定を可能にするために、前処理における自動グラフィット調製に必要な技術整備を進めている。光ルミネッセンス年代測定では、堆積物を光に曝してはいけないことから試料採取の際に注意が必要であり、地層抜き取り調査の場合には遮光の工夫が必要である。宇宙線生成核種については、堆積物への適用例が少ないことから事例の蓄積が必要である。また、露出した基盤岩で宇宙線生成核種を用いた年代測定をすることでその露出年代を推定することができるため、堆積物の年代と対比・検討することや岩石侵食段丘の形成時期の推定が可能である。

以上の調査手法について図 2.1-32 にイメージを示す。このような調査により得られた海成堆積物の分布と堆積時期、岩盤の露出年代を用いることで、岩石侵食段丘が分布する地域および段丘発達が悪い地域におけるある期間の隆起・侵食量の評価に貢献できると考えられる。

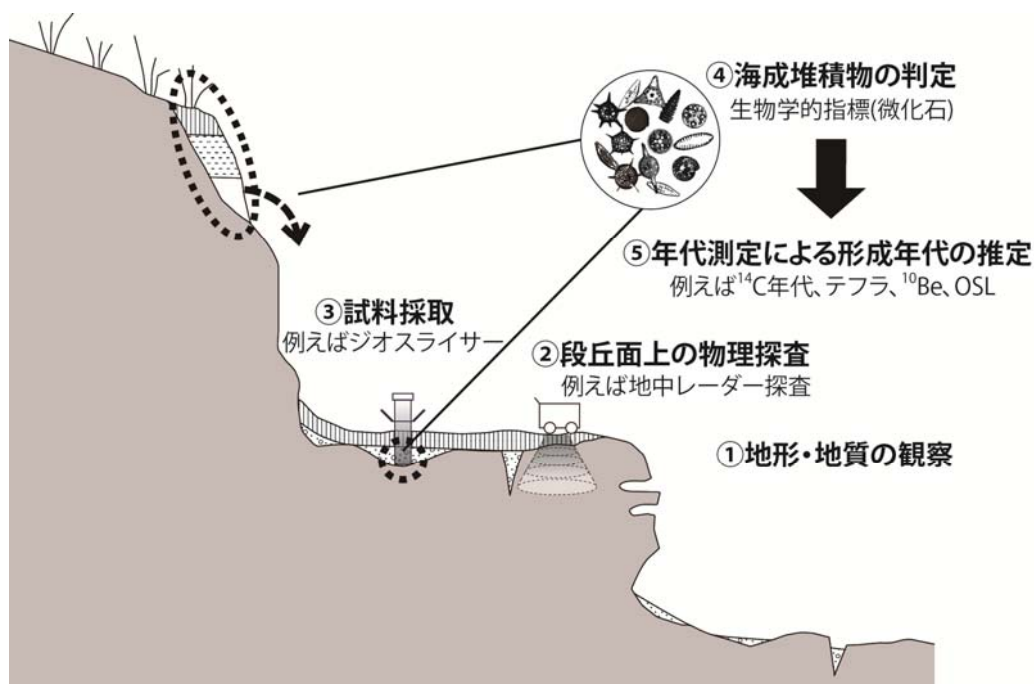


図 2.1-32 岩石侵食段丘が分布する地域および段丘発達が悪い地域での調査手法のイメージ

(v) まとめ

「岩石段丘表面の露出年代測定手法に関する検討」と「海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量の指標に関する検討」に必要な情報について、国内外における最近の学術論文などの既存資料に基づいて整理した。岩石の露出年代については、宇宙線生成核種を用いた段丘の編年と削剥速度の研究に関する情報を整理した。海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量の指標については、局所的に分布する海成堆積物が重要であると考え、海成堆積物であることを判断する際に有効な指標の分類と特徴を整理するとともに、分類した指標を用いた判断手法の事例的検討を行った。

宇宙線生成核種などを用いた段丘の編年や削剥速度の研究については、河成段丘の編年に関する研究、海成段丘の編年に関する研究、削剥速度に関する研究、宇宙線生成核種の分析方法に関する研究に分類し、分析方法の概要を示した。

海成堆積物の指標については、堆積学的指標、生物学的指標、化学的指標、物理的指標の四つに分類し、指標の詳細や調査・分析手法について整理した。このうち、生物学的指標と化学的指標を海岸付近から採取された既存の堆積物に適用し、海成堆積物の判断手法に関する事例的検討を行い、手法の有効性・注意事項・課題などを整理した。

以上の結果と現在の波蝕棚などの環境を参考に、被覆層を大きく欠く岩石侵食段丘が分布する地域および海成段丘の発達が悪い地域での隆起・侵食量を評価するための調査・分析手法について提案した。

(3) 今後の課題

今年度の検討の成果を踏まえ、今後の課題を以下に列挙する。

- ・ 陸域の隆起・沈降様式の海域への外挿による沿岸海域の隆起・沈降量評価については、三次元的な検討が課題として挙げられる。今回は二次元断面での検討だったが、広域的にデータを取得し、三次元的に分析することにより、隆起・沈降様式の理解を深め、沿岸海域の隆起・沈降評価の精度・信頼性向上が望めると考えられる。
- ・ 沿岸海域の隆起・沈降の評価については、外挿とは独立した評価方法もまた検討課題である。これについては、不確実性の低減を図る、もしくは、これらの不確実性の影響を織り込む必要がある。不確実性の低減を図るためには、大陸棚の地形・地質情報の活用が重要と考えられる。
- ・ 沿岸部海岸線付近で見られる河川下刻量の解釈が課題として挙げられる。現海岸線付近の下刻量は、約 10 万年周期の海水準変動の中では、少なくとも陸域では最大である。陸域河川～海底谷、すなわち、海水準低下時の河川全体として見た場合にも、約 10 万年周期の海水準変動の中での最高潮時の海岸線付近が最大かもしれないが、この解釈に至るには、地形面（大陸棚）の成因とその時期の理解が必要である。
- ・ 海底地形の特徴については、今年度、わが国の大陸棚周辺に発達する海底地形を広く判読し、大陸棚の広がりや規定する大陸棚外縁とともに、海底の侵食現象に係わる大陸棚外縁の開析前線と海底谷の分布を示した。その一方で、ユースタティックな海水準変動と地殻変動の重合により形成されたと考えられる海底段丘については、予察的にその存在を指摘するにとどまった。海底段丘に加え、沿岸部海域における地形判読の対象地形種を拡大し、各地形種の分布と特徴に基づき沿岸部における隆起・侵食の傾向を評価する方法論を確立することが今後の課題である。
- ・ 年代測定手法に関わる要素技術開発については、各検討手法の性格を鑑み、引き続き、詳細な文献調査や現地の下見を行うなどして、適地の絞り込みを継続する。特に、岩石段丘表面の露出年代測定に対して有効と考えられる宇宙線生成核種などを用いた手法については、火山灰分析や ^{14}C 年代測定などにより形成年代が既知の段丘堆積物と対比することなどにより、手法の妥当性や不確実性を明らかにしておくことが課題である。

(4) 参考文献

- 相澤省一, 赤岩英夫, 北海道夕張炭田に分布する古代三紀堆積岩のホウ素含量—古堆積環境指示元素としてのホウ素—, 地球化学, vol.13, pp.32-40, 1979.
- 赤井浩一, 大阪湾海底地盤の土質工学的諸問題, 土木学会論文集, no.463, pp.1-14, 1993.
- Alvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R. and Marquínez, J., Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach, *Geomorphology*, vol.93, pp.316-334, 2008.
- Binnie, A., Dunai, T. J., Binnie, S. A., Victor, P., Gonzalez, G. and Bolten, A., Accelerated late quaternary uplift revealed by ¹⁰Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile, *Quaternary Geochronology*, vol.36, pp.12-27, 2016.
- 栗田泰夫, DEM から作成する詳細地形判読のための立体等高線図, 日本活断層学会 2014 年秋期学術大会ポスター発表予稿集, P-9, 2014.
- Berner, R. A., Sedimentary pyrite formation: An update, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.48, pp.605-615, 1984.
- Berner, R. A. and Raiswell, R., Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.47, pp.855-862, 1983.
- Berner, R. A. and Raiswell, R., C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks, *Geology*, vol.12, pp.365-368, 1984.
- Chappell, J., Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures, *Journal of Geography*, vol.103, pp.828-840, 1994.
- Chevalier, M. L., Tapponnier, P., Van der Woerd, J., Ryerson, F. J., Finkel, R. C. and Li, H., Spatially constant slip rate along the southern segment of the Karakorum fault since 200ka, *Tectonophysics*, vol.530-531, pp.152-179, 2012.
- 千葉 崇, 澤井裕紀, 環境指標種群の再検討と更新, *Diatom*, vol.30, pp.17-30, 2014.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. and McCabe, A. M., The Last Glacial Maximum, *Science*, vol.325, pp.710-714, 2009.
- 地質環境の長期安定性研究委員会 (編), 地質リーフレット 4, 日本列島の地質環境の長期安定性, 日本地質学会, 2011.
- 江頭和彦, 宮崎真行, 山田惣平, 山下大輔, 磯田雅子, 安部友子, 稲葉 剛, 有明海北岸低地第四紀堆積物の粘土鉱物組成と堆積環境及び陸上風化環境との関係, *粘土科学*, vol.39, pp.65-75, 1999.
- Godard, V., Lavé, J., Carcaillet, J., Cattin, R., Bourlès, D. and Zhu, J., Spatial distribution of denudation in Eastern Tibet and regressive erosion of plateau margins, *Tectonics*, vol.491, pp.253-274, 2010.
- Gold, R. D., Cowgill, E., Arrowsmith, J. R., Gosse, J., Chen, X. and Wang, X., Riser diachroneity, lateral erosion, and uncertainty in rates of strike - slip faulting: A case study from Tuzidun along the Altyn Tagh Fault, NW China, *Journal of Geophysical Research*, vol.114, B04401, doi:10.1029/2008JB005913, 2009.
- 後藤秀昭, 等深線データから作成した日本列島周辺の海底地形アナグリフ—解説と地図—, 広島大学大学院文学研究科論集, vol.73, 特集号, 74p, 2013.

- 後藤秀昭, 日本列島と周辺海域を統合した詳細地形アナグリフ—解説と地図—, 広島大学大学院文学研究科論集, vol.74, 特集号, 103p, 2014.
- 花谷育雄, 宗像雅広, 木村英雄, 三箇智二, 堆積岩分布地域における地形変化のモデル化に関する研究: ~房総半島における検討, 原子力バックエンド研究, vol.1, pp.3-24, 2011.
- 濱田崇臣, 幡谷竜太, 段丘の対比・編年の信頼性向上のための風化指標の検討, 電力中央研究所報告(研究報告), N08063, 33p, 2009.
- 濱田崇臣, 幡谷竜太, 河成段丘を用いた内陸部隆起量評価手法の適用性の検討~経験的指標を重視したアプローチ~(および別冊付録), 電力中央研究所報告(研究報告), N10050, 28p, 2011.
- 長谷川憲孝, 松井 保, 田中安雄, 高橋嘉樹, 南部光広, 神戸空港海底地盤における沖積層の圧密特性, 土木学会論集 C, vol.63, pp.923-935, 2007.
- 長谷川四郎, 秋元和實, 北里 洋, 的場保望, 底生有孔虫に基づく日本の後期新生代古水深指標, 地質学論集, pp.241-253, 1989.
- 幡谷竜太, 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(研究報告), N05005, 28p, 2005.
- 幡谷竜太, 柳田 誠, 山本真哉, 佐藤 賢, 古澤 明, 新潟県魚沼丘陵北部の河成段丘の層序, 応用地質, vol.47, pp.140-151, 2006.
- 幡谷竜太, 柳田 誠, 鳥越祐司, 佐藤 賢, 後期更新世以降の現海岸線付近での下刻, 応用地質, vol.57, pp.15-26, 2016.
- 早川裕弐, 小花和宏之, 斉藤 仁・内山庄一郎, SfM 多視点ステレオ写真測量の地形学的応用, 地形, vol. 37, pp.321-343, 2016.
- Heimsath, A. M., DiBiase, R. A. and Whipple, K. X., Soil production limits and the transition to bedrock-dominated landscapes, Nature Geoscience Letters, vol.5, pp.210-214, 2012.
- Henck, A. C., Huntington, K. W., Stone, J. O., Montgomery, D. R. and Hallet B., Spatial controls on erosion in the Three Rivers Region, southeastern Tibet and southwestern China, Earth and Planetary Science Letters, vol.303, pp.71-83, 2011.
- Hidy, A. J., Gosse J. C., Pederson J. L., Mattern, J. P. and Finkel R. C., A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona, Geochemistry Geophysics Geosystems, vol.11, Q0AA10, 10.1029/2010GC003084, 2010.
- 平松 力, 石油探鉱における石灰質ナノ化石の役割-生層序学, シーケンス層序学および古海洋学的有效性-, 石油技術協会誌, vol.63, pp.258-265, 1988.
- 堀内誠示, 高橋 敦, 橋本真紀夫, 珪藻化石群集による低地堆積物の古環境推定について - 混合群集の認定と堆積環境の解釈 -, 日本文化財科学会, 第 13 回大会研究発表要旨集, vol.62, 1996.
- 星野一男, 圧密の進行と機構について, 地質学論集, no.15, pp.15-34, 1978.
- 井波和夫, 房総半島上総層群泥岩の圧密について, 地質調査所月報, vol.34, pp.207-216, 1983.
- 市原季彦, 高塚 潔, 下山正一, 生痕層序, 地質学雑誌, vol.102, pp.685-699, 1996.
- 市原優子, 海成粘土層にみられる粘土鉱物の風化, 地質学雑誌, vol.66, pp.812-819, 1960.
- 生田正文, 丹羽正和, 檀原 徹, 山下 透, 丸山誠史, 鎌滝孝信, 小林哲夫, 黒澤英樹, 國分(齋藤)陽子, 平田岳史, 歴史時代に噴出した同一火山由来の軽石層の同定: 宮崎平野で見出さ

- れた桜島文明テフラの例, 地質学雑誌, vol.122, pp.89-107, 2016.
- 井上 信, 田中 靖, グリッド形地形発達シミュレーションモデルの現実地形への適用, 地形, vol.34, pp.147-165, 2013.
- 入月俊明, 松原尚志, 貝形虫化石群集解析に基づく下-中部中新統門ノ沢層の堆積環境の垂直変化, 地質学雑誌, vol.100, pp.136-149, 1994.
- 石田 桂, 高安克己, 島根県出雲平野西部における沖積層コアの貝形虫群集, LAGUNA, vol.12, pp.73-79, 2005.
- 井関弘太郎, 沖積層基底歴礫層について, 地学雑誌, vol.84, pp.247-264, 1975.
- 石川 剛, 中村栄三, ホウ素の同位体地球・宇宙化学, 地球化学, vol.23, pp.23-34, 1989.
- 磯野陽子, 木村隆行, 色彩測定による堆積環境と土質特性の評価, 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, pp.161-164, 2005.
- 板木拓也, 放散虫学のススメ, 化石, vol.77, pp.45-50, 2005.
- 岩淵義郎, 加藤 茂, 海底の地形・地質, 日本第四紀学会編「日本第四紀地図」, 東京大学出版, pp.26-34, 1987.
- 貝塚爽平 (編), 日本の地形—特質と由来—, 岩波新書, 234p, 1977.
- 貝塚爽平, 岩田修二, 水野秀明, 湧別川, 昭和 57 年度科研費報告書 (総合研究 A・研究代表者 貝塚爽平)「海面変動・気候変動と河岸段丘地形」, pp.9-16, 1983.
- 貝塚爽平, 小池一之, 遠藤邦彦, 山崎晴雄, 鈴木毅彦 (編), 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, 東京大学出版, 349p, 2001.
- 垣見俊弘, 地形・地質学からみた地震地体構造, 萩原尊禮編「日本列島の地震—地震工学と地震地体構造」第 5 章, 鹿島出版会, pp.145-175, 1991.
- 垣見俊弘, 松田時彦, 相田 勇, 衣笠善博, 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震第 2 輯, vol.55, pp.389-406, 2003.
- 活断層研究会 (編), 新編日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437p, 1991.
- 北田奈緒子, 伊藤浩子, 三田村宗樹, 大島昭彦, 竹村恵二, 大阪平野: 東大阪地域の沖積層と沖積粘土の物理特性, 第 41 回地盤工学研究発表会技術交流セッション, pp.12-14, 2006.
- 小疇 尚, 野上道男, 小野有五, 平川一臣 (編), 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版, 359p, 2003.
- 小池一之, 町田 洋 (編), 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 122p, 2001.
- 小池一之, 田村俊和, 鎮西清高, 宮城豊彦 (編), 日本の地形 3 東北, 東京大学出版, 355p, 2005.
- 国土交通省, 国土地盤情報検索サイト「KuniJiban」, 2008.
<http://www.kunijiban.pwri.go.jp> (2017 年 3 月 23 日最終閲覧)
- 粕 武, 堆積岩の化学組成による堆積環境の研究—特に硫黄含有量による識別—, 地質調査所月報, vol.43, pp.473-548, 1992.
- 栗田祐司, 渦鞭毛藻化石の石油探鉱への利用, 石油技術協会誌, vol.62, pp.321-327, 1997.
- 栗田祐司, 松岡数充, 小布施明子, 堆積環境指標としての有機質微化石 (パリノモルフ), 堆積学研究, vol.44, pp.59-69, 1997.
- Lee, S. Y., Seong, Y. B., Kang, H. C., Choi, K. H. and Yu, B. Y., Cosmogenic ¹⁰Be and OSL Dating of Marine Terraces Along the Central-East Coast of Korea: Spatio-Temporal Variations in Uplift Rates, The Open Geography Journal, vol.7, pp.28-39, 2015.
- Leventhal, J. S., Carbon-sulfur plot to show diagenetic and epigenetic sulfidation in sediments, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.59, pp.1207-1211, 1995.
- 町田 洋, 太田陽子, 河名俊男, 森脇 広, 長岡信治 (編), 日本の地形 7 九州・南西諸島, 東

- 京大学出版, 397p, 2001.
- 町田 洋, 松田時彦, 海津正倫, 小泉武栄 (編), 日本の地形 5 中部, 東京大学出版, 355p, 2006.
- 前杵英明, 南海トラフにおける未知の巨大津波に関する地形・地質学的研究, 科学研究費助成事業研究成果報告書, 2015.
- Mahara, Y., Hohjo, K., Kubota, T., Ohta, T., Mizuochi, Y., Tashiro, T., Sekimoto, S., Takamiya, K., Shibata, S. and Tanaka, K., Vertical distribution of ^{10}Be , ^{26}Al , and ^{36}Cl in the surface soil layer of weathered granite at Abukuma, Japan, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.268, pp.1197-1200, 2010.
- Masarik, J., Kollar, D. and Venya, S., Numerical simulation of in situ production of cosmogenic nuclides: Effects of irradiation geometry, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.172, pp.786-789, 2000.
- 増田富士雄, ダイナミック地層学-古東京湾域の堆積相解析から- (その 1 基礎編), 応用地質, vol.29, pp.28-37, 1988.
- 増田富士雄, 大阪湾の完新統と上部更新統の堆積様式, 堆積学研究会報, pp.71-77, 1992.
- 松田時彦, 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, vol.65, pp.289-319, 1990.
- 松田時彦, 吉川真季, 陸域の $M \geq 5$ 地震と活断層の分布関係—断層と地震の分布関係—その 2, 活断層研究, vol.20, pp.1-22, 2001.
- 松岡敦充, 海産バリノモルフ化石群集からみた対馬・三根湾における完新世の沿岸海洋環境の変遷, 第四紀研究, vol.31, pp.147-157, 1992.
- Matsushi, Y. and Matsuzaki, H., Denudation rates and threshold slope in a granitic watershed, central Japan, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, vol.268, pp.1201-1204, 2010.
- 松四雄騎, 千木良雅弘, 平石成美, 松崎浩之, 紀伊半島・十津川上流部の下刻速度—宇宙線生成核種を用いた蛇行切断の年代決定からのアプローチ—, 京都大学防災研究所年報, vol.55, pp.241-244, 2012.
- 松四雄騎, 松崎浩之, 宇宙線生成核種の応用による数百年から千年スケールでの大・小流域からの土砂生産の定量化, 第 123 回日本森林学会大会, K07, 2011.
- 松四雄騎, 松崎浩之, 千木良雅弘, 宇宙線生成核種による山地流域からの長期的土砂生産量の推定, 応用地質, vol.54, pp.272-280, 2014.
- 松四雄騎, 松崎浩之, 牧野久識, 宇宙線生成核種による流域削剥速度の決定と地形方程式の検証, 地形, vol.35, pp.165-185, 2014.
- 松崎浩之, Be-10 および Al-26 の加速器質量分析, 地形, vol.35, pp.115-130, 2014.
- 中井信之, 太田友子, 藤澤 寛, 吉田正夫, 堆積物の炭素同位体比, C/N 比および FeS_2 含有量からみた名古屋港周辺の古気候, 古海水準変動, 第四紀研究, vol.21, pp.169-177, 1982.
- Nakamura, A., Yokoyama, Y., Shiroya, K., Miyairi, Y. and Matsuzaki, H., Direct comparison of site-specific and basin-scale denudation rate estimation by in situ cosmogenic nuclides: an example from the Abukuma Mountains, Japan, Progress in Earth and Planetary Science, vol.1, pp.1-11, 2014.
- 中村正明, 隅田川流域における沖積粘性土の圧密特性, 第 38 回地盤工学研究発表要旨, pp.265-266, 2003.
- 中村有吾, 平川一臣, 長沼 孝, 北海道白滝遺跡と周辺地域のテフラ, 地学雑誌, vol.108,

pp.616-628, 1999.

中西利典, 田辺 晋, 木村克己, 中島 礼, 内山美恵子, 柴田康行, 埼玉県三郷市彦成地区の沖積層コア (GS-MHI-1) の堆積相・珪藻化石群集組成・物性・放射性炭素年代値, 地質調査研究報告, vol.62, pp.3-46, 2011.

長野県, 数値地形データを用いた「微地形図」の作成方法, 2012.

<https://www.pref.nagano.lg.jp/ringyosogo/seika/documents/bichikei.pdf> (2017年1月11日最終閲覧) .

Nagao, S. and Nakashima, S., A convenient method of color measurement marine sediments by colorimeter, *Geochemical Journal*, vol.25, pp.187-197, 1991.

長岡信治, 後期更新世における宮崎平野の地形発達, *第四紀研究*, vol.25, pp.139-163, 1986.

長岡信治, 西山賢一, 井上 弦, 過去 200 万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス, *地学雑誌*, vol.119, pp.623-667, 2010.

中田 高, 今泉俊文 (編), 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 60p, 2002.

日本第四紀学会 (編), 日本第四紀地図, 東京大学出版会, 1987.

新里忠史, 舟木泰智, 安江健一, 北海道北部, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史, *地質学雑誌 (補遺)*, vol.113, pp.119-135, 2007.

新里忠史, 安江健一, 幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究, *原子力バックエンド研究*, vol.11, pp.125-137, 2005.

野上道男, 地理学におけるシミュレーション, *地理学評論*, vol.78, pp.133-146, 2005.

野上道男, 河床縦断形発達の拡散モデルについて, *地理学評論*, vol.81, pp.121-126, 2008.

野上道男, 未来の地形と地形学の未来, 日本列島の地形, 東京大学出版会, pp.180-186, 2010.

野上道男, 地理発達シミュレーションの枠組みと実行例, *地学雑誌*, vol.120, pp.486-501, 2011.

野口孝俊, 河村健輔, 井上 憲, 川端利和, 堺谷常廣, 羽田空港D滑走路海域の土質性状 ~埋立部を中心とした調査結果報告~, 東京国際空港建設技術報告会 (第四回), pp.4-1 - 4-10, 2007.

大井隆夫, ホウ素同位体地球化学, *日本海水学会誌*, vol.55, pp.3-10, 2001.

大久保彪, 寺崎 晃, 岩石の物理的性質と弾性波速度, *土と基礎*, vol.19, pp.31-37, 1971.

太田久仁雄, 阿部寛信, 山口雄大, 國丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱克宏, 松井裕哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝, 福島龍朗, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階 (第一段階) 研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」, *日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2007-044*, 2007.

太田陽子, 成瀬敏郎, 田中眞吾, 岡田 正 (編), *日本の地形 6 近畿・中国・四国*, 東京大学出版, 383p, 2004.

太田陽子, 小池一之, 鎮西清高, 野上道男, 町田 洋, 松田時彦 (編), *日本列島の地形学*, 東京大学出版会, 204p, 2010.

Pemberton, S. G., MacEachern, J. A. and Frey, R. W., Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance, *Facies Models: Response to Sea Level Change*, pp.47-72, 1992.

Portenga, E. W., Bierman, P. R., Rizzo, D. M. and Rood, D. H., Low rates of bedrock outcrop erosion in the central Appalachian Mountains inferred from in situ ¹⁰Be, *Geological Society of America Bulletin*, vol.125, pp.201-215, 2013.

Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Carretier, L. ., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P.

- and Hérail, G., Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.297, pp.199-210, 2010.
- Rixhon, G., Braucher, R., Bourles, D., Siame, L., Bovy, B. and Demoulin, A., Quaternary river incision in NE Ardennes (Belgium) -insights from $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ dating of river terraces, *Quaternary Geochronology*, vol.6, pp.273-284, 2011.
- Rodés, Á., Pallàs, R., Braucher, R., Moreno, X., Masana, E. and Bourlés, D. L., Effect of density uncertainties in cosmogenic ^{10}Be depth-profiles: Dating a cemented Pleistocene alluvial fan (Carboneras Fault, SE Iberia), *Quaternary Geochronology*, vol.6, pp.186-194, 2011.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D. L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C. and Bondoux, F., Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ^{10}Be dating, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.277, pp.50-63, 2009.
- Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Regard, V. and Hérail, G., Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: ^{10}Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, ~ 15.4°S), *Geomorphology*, vol.128, pp.178-190, 2011.
- Sampei, Y. and Matsumoto, E., C/N ratios in a sediment core from Nakaumi lagoon, southwest Japan – usefulness as an organic source indicator –, *Geochemical Journal* vol.35, pp.189-205, 2001.
- Sampei, Y., Matsumoto, E. and Tokuoka, T., Sulfur and organic carbon relationship in sediments from coastal brackish lakes in the Shimane peninsula district, southwest Japan, *Geochemical Journal*, vol.31, pp.245-262, 1997.
- 三箇智二, 安江健一, 河床縦断形のシミュレーション, *地形*, vol.29, pp.27-49, 2008.
- 産業技術総合研究所, サロベツ断層帯の活動性および活動履歴調査, 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, vol.H17-1, 2006.
- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 (詳細版), 2015.
<https://gbank.gsj.jp/seamless/> (データ更新日, 2015 年 5 月 29 日) .
- 佐藤万寿美, 横山卓雄, 粘土混濁水の電気伝導度による古環境の推定—関西国際空港ボーリング・コアの場合—, *地質学雑誌*, vol.98, pp.825-839, 1992.
- 佐藤真吾, 沖積層粘性土の強度・変形に関する設計定数の設定方法について, *土木学会大 56 回年次学術講演会資料集*, pp.82-83, 2001.
- Siame, L. L., Angelier, J., Chen, R. F., Godard, V., Derrieux, F., Bourles, D. L. and Braucher, R., Erosion rates in an active orogen (NE-Taiwan): a confrontation of cosmogenic measurements with river suspended loads, *Quaternary Geochronology*, vol.6, pp.246-260, 2011.
- 資源エネルギー庁, 沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会とりまとめ, 17p, 2016.
http://www.meti.go.jp/committee/kenkyukai/energy_environment/engan_kaiteika/pdf/report01_01.pdf (2017 年 1 月 11 日最終閲覧) .
- 下山正一, 木下裕子, 宮原百々, 田中ゆかり, 市原季彦, 竹村恵二, 旧汀線高度からみた九州の後期更新世地殻変動様式, *地質学雑誌*, vol.105, pp.311-331, 1999.

- 白濱吉起, 宇宙線生成放射性核種を用いたチベット高原北東縁における変動地形についての研究, IEVG ニュースレター, vol.2, pp.5-8, 2015.
- Shiroya, K., Yokoyama, Y. and Matsuzaki, H., Quantitative determination of long-term erosion rates of weathered granitic soil surfaces in western Abukuma, Japan using cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al depth profile, *Geochemical Journal*, vol.44, pp.23-27, 2010.
- 須田芳朗, 村田泰章, 菊地恒夫, 花岡尚之. 岩石物性値データベース (PROCK), 地質調査所研究資料集, no.155, 231p, 1991.
- Sunamura, T., Processes of sea cliff and platform erosion, in Komar, P.D. (ed.) *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*, CRC press, Florida, pp.233-265, 1983.
- Sunamura, T., *Geomorphology of Rock Coasts*, John Wiley and Sons, Chichester, 302p, 1992.
- 高田裕行, 有孔虫化石群集解析に基づく富山県小矢部市周辺の大桑層堆積時 (後期鮮新世～前期更新世) の古環境変遷, *化石*, vol.67, pp.1-8, 2000.
- 高田圭太, 中田 高, 宮城豊彦, 原口 強, 西谷義数, 沖積層調査のための小型ジオスライサー (Handy Geoslicer)の開発, *地質ニュース*, vol.579, pp.12-18, 2002.
- 高柳洋吉, 微化石による古環境解析—そのアプローチにおける諸問題—, *応用地質*, vol.29, pp.38-45, 1988.
- 玉腰幸士, 片平 宏, ジオテクノート⑮濃尾平野の地盤—沖積層を中心に—, *地盤工学会*, pp.62-67, 2006.
- 谷川晋一, 三箇智二, 安江健一, 河川の土砂運搬作用を考慮した河床縦断面形のシミュレーション, *地形*, vol.37, pp.189-207, 2016.
- 戸田堅一郎, 曲率と傾斜による立体図法 (CS 立体図) を用いた地形判読, *森林立地*, vol.56, pp.75-79, 2014.
- 内山美恵子, 原未来也, 竹内美緒, 木村克己 東京低地と中川低地の沖積層堆積物で作成した懸濁液の水素イオン濃度指数及び電気伝導度, *地質調査研究報告*, vol.62, pp.85-104, 2011.
- 内園立男, 森 勇一, 濃尾平野南部ボーリングコアの粘土混濁水の電気伝導度および pH 測定に基づく堆積環境の推定, *第四紀研究*, vol.43, pp.375-382, 2004.
- 宇多高明 (編), *日本の海岸侵食*, 山海堂, 442p, 1997.
- 若狭 幸, 森口有里, 松崎浩之, 松倉公憲, 宇宙線核種濃度から推定される木曾川上流寝覚ノ床における下刻速度, *季刊地理学*, vol.60, pp.69-76, 2008.
- Wako, T., River terraces and gentle slopes along the Shokotsu river, northeastern Hokkaido, *The science reports of the Tohoku University, 7th series, Geography*, vol.10, pp.39-49, 1961.
- 渡壁卓摩, 松四雄騎, 小玉芳敬, 進木美穂, 松崎浩之, 宇宙線生成核種 ^{10}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*, vol.35, pp.131-146, 2014.
- 渡部要一, 土田 孝, 足立格一郎, 大阪湾洪積粘土の三軸せん断特性と大型護岸構造物の安定性, *港湾技術研究報告*, vol.2, pp.59-74, 1998.
- Wilson, G. P., Lamb, A. L., Leng, M. J. and Huddart, L. D., Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U. K. and its implications for sea-level reconstruction studies, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol.64, pp.685-698, 2005.
- Wilson, J. P. and Lorang M. S., Chapter 6, Spatial models of soil erosion and GIS. in Fotheringham, F. and Wegener, M. (ed.) *Spatial Models and GIS: New Potential and New Models*, CRC press, London, pp.83-86, 2000.

- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Maurice, L., Guyot, J. L. and Kubik, P. W., Recycling of Amazon floodplain sediment quantified by cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be , *Geology*, vol.39, pp.467-470, 2011.
- 山本真哉, 幡谷竜太, 濱田崇臣, 数値標高モデルを用いた段丘面形状の定量化と段丘対比への応用, 電力中央研究所報告(研究報告), N07017, 25p, 2008.
- 柳田 誠, 北見山地中・南部の河川地形と緩斜面, 小疇 尚・野上道男・小野有五・平川一臣 編「日本の地形 2 北海道」, 東京大学出版会, pp.80-80, 2003.
- 柳田 誠, 水野秀明, 湧別川の河岸段丘(演旨), *地形*, vol.3, pp.209-210, 1982.
- 八島邦夫, 今井健三, 西沢邦和, 100 万分の 1 海底地形図「北海道」・「東北日本」と海底地形, 水路部研究報告, vol.17, pp.93-162, 1982.
- 横山芳春, 七山 太, 安藤寿男, 大塚一広, 完新統海成粘土層中に産出する軟体動物化石群と堆積過程: 瀬戸内海伊予灘海域, 下灘沖海上ボーリングコアの解析結果の例, *化石*, vol.74, pp.7-17, 2003.
- 横山芳春, 七山 太, 桑原拓一郎, 安藤寿男, 堆積学的手法によって明らかにされた海成段丘の形成過程-青森県上北平野, MIS5e 高館面構成層での試み-, *地質ニュース*, pp.10-18, 2004.
- 米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高(編), *日本の地形 1 総説*, 東京大学出版, 351p, 2001.
- 吉川虎雄(編), *大陸棚その成り立ちを考える*, 古今書院, 202p, 1997.
- 吉山 昭, 柳田 誠, 河成地形面の比高分布から見た地殻変動, *地学雑誌*, vol.104, pp.809-826, 1995.

2.1.2 沿岸部における断層運動に関する検討

(1) 背景と目的

平成 27 年度の本事業では、日本列島を取り巻く沿岸部における断層の分布や特徴およびそれらを把握するための主な調査・解析技術について概括的に整理した。日本列島およびその周辺海域の断層の分布や特徴については、網羅的に調査・整理された文献などの情報が複数知られている（例えば、徳山ほか, 2001 ; 文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2015, 2016）。沿岸部の断層を対象とした調査・解析技術についても、海底地形計測、音波探査、海底ボーリング調査といった調査目的に応じた複数の手法が整備されており、海域においても陸域と同様、活断層分布を確認するための段階的な地質環境調査を実施することが可能である見通しが得られている（沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会, 2016）。ただし、その段階的な調査の信頼性の向上という観点から、わが国の沿岸部における地質構造や変動地形に係わる最新の調査・研究や、個別技術の適用条件・適用限界などの詳細についてさらに知見を整理し、調査技術の適切な組み合わせ方を提示していく必要がある。そこで、平成 28 年度の本事業では、海陸境界付近の断層などに関する調査・研究事例と調査技術に関する情報を収集・分析し、わが国における沿岸部の断層運動に関わる特徴や、既存の調査技術の適用性について検討を行った。情報収集においては、大学などによって実施された学術的研究や公的機関において調査された国土基盤情報に加え、国内外の原子力施設の耐震安全評価に関連して実施された調査・評価、沿岸部における地下資源探査や二酸化炭素地下貯留の実証試験などにおける事例も対象とした。

(2) 実施内容

1) 断層分布・断層運動に関わる地形・地質学的特徴の整理

日本列島を取り巻く沿岸部における断層分布・断層運動に関わる地形・地質学的特徴について、収集した情報を図 2.1-33 および表 2.1-10 で示す区分ごとに整理して取りまとめた。これらは、地域ごとに既存情報の整備の程度を把握するとともに、沿岸部における断層分布や活動性などの傾向の違いが日本列島の基盤地質構造や広域応力場とどのように関係しているかを検討する目的で行ったものである。

① 北海道東部地域

本地域は基本的には圧縮応力場で逆断層、あるいは地下に逆断層を伏在する fold-and-thrust belt が発達する。本地域では、政府の地震調査研究推進本部で長期評価の対象となっている活断層（以下、推本対象活断層）のうち、サロベツ断層帯、標津断層帯、十勝平野断層帯および石狩平地東縁断層帯の端部が海域に達しており、このうちサロベツ断層帯（阿部ほか, 2013）、十勝平野断層帯（内田ほか, 2015）および石狩平地東縁断層帯（佐藤ほか, 2013）については海域延長部の海底地質調査が実施されている。陸域における調査も踏まえると、サロベツ断層帯および石狩平地東縁断層帯では東から西に向かって fold-and-thrust belt の発達が進行しているのに対し、標津断層帯はその逆で西から東への発達となっている（小椋・掃部, 1992 ; 大津, 2010）。この他、海上保安庁「沿岸の海の基本図」や徳山ほか（2001）で海域に断層の分布がいくつか示されているものの、推本対象活断層を除き沿岸部を対象とした断層運動に関する目立った調査・研究事例は知られていない。ただし、資源探査目的での海域地質調査事例は多く、最近でも枝幸沖および釧路南西の十勝沖といった沖合において三次元物理探査船「資源」による調査実績がある（資源エネルギー庁資源・燃料部石油・天然ガス課, 2016）ほか、道南沖などでは海域音波探査データに基づきメタンハイドレートの広域的な分布が指摘されている（林ほか, 2010）。

② 東北日本背弧側・北海道西部地域

本地域の沖合には産総研の海洋地質図や徳山ほか（2001）、文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構（2015）などで多数の断層が示されており、それらのほとんどは陸域のものと同じく、海岸線とほぼ平行な N-S~NE-SW 走向をなす。推本対象活断層にも含まれている黒松内低地断層帯（杉山ほか, 2011）、函館平野西縁断層帯（森下ほか, 2002；楮原ほか, 2012）、青森湾西岸断層帯（産総研, 2009；根本, 2014）、北由利断層（秋田県, 2004）、長岡平野西縁断層帯（石油公団, 1991）などで沿岸部海域の断層の分布、構造や活動性に関する調査が実施されている。本地域の海域の活断層は陸域と同様に、日本海拡大時に形成された正断層群が現在の圧縮応力場の下で逆断層として再活動しているものを主体とする（大竹ほか, 2002）。これらの中には北由利断層のように、海陸境界に沿って分布する断層を対象とした調査事例も複数存在する（秋田県, 2004；楮原ほか, 2011b）。

本地域では秋田沖および新潟沖を中心に古くから石油・天然ガス採掘に係わる多数の海底地質調査実績がある（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992；猪野ほか, 2016）。さらに新潟沖は、新潟―神戸ひずみ集中帯（Sagiya et al., 2000）の分布域にあたり、2004年新潟県中越地震および2007年新潟県中越沖地震を経験してきたこと、柏崎刈羽原子力発電所が立地することから、海域を含む活断層や活褶曲に係わる多くの調査が行われてきた（泉ほか, 2008a；楮原ほか, 2011a；野ほか, 2014；東京電力, 2015）。同様に、津軽海峡～下北沖においても、原子力関連施設の耐震安全評価に係わる海域での調査を始め、多くの調査事例がある（阿部・青柳, 2006；電源開発, 2017など）。北海道西方沖では、1993年北海道南西沖地震に伴う調査（水路部北海道南西沖地震震源海域緊急調査班, 1994）や泊原子力発電所の耐震安全評価に係わる調査（北海道電力, 2015）事例があるほか、当該地域が東西圧縮のひずみ集中の場にあることに着目した海底地質調査も行われている（阿部ほか, 2011）。

本地域のうち北海道苫小牧沖では、二酸化炭素地下貯留の実証試験が進められており（Tanase et al., 2013）、断層などの地下の地質構造を把握するための調査も行われている（例えば、Ikeda and Tsuji, 2015；Xue et al., 2017）。地質調査のプロジェクト全体における位置づけ（リスク回避・低減の観点で断層の影響を評価）や、調査範囲（数 km スケール）、事業期間（事前調査～操業開始に数年以上要し、操業開始後もモニタリングが実施される）などを考慮すると、二酸化炭素地下貯留に係わる海域調査の進め方は、地層処分サイトの選定や安全評価に係わる沿岸部での調査を検討する上でも非常に参考になると考えられる。

③ 東北日本前弧側

東北日本は全体的に太平洋プレートが東から西に沈み込む圧縮応力場であるが、陸域の活断層の分布は、前弧側では背弧側に比べて少ない。既存の文献における海域の活断層の分布も、本地域では海岸線から数 10 km 以上離れたプレート境界付近に集中しており（活断層研究会, 1991）、沿岸部では目立った活断層の存在はあまり知られていない。

三陸沖では、遠洋の大陸斜面にまたがる領域では、広域的な地質構造発達史の解明に係わる調査（Itoh and Tsuru, 2006）や、資源探査目的での海底地質調査事例（資源エネルギー庁資源・燃料部石油・天然ガス課, 2016）があるほか、防災科学技術研究所の日本海溝海底地震津波観測網（S-net）のように海溝型地震・津波観測を目的とした地震計観測網が整備されている。しかし、沿岸部では海上保安庁「沿岸の海の基本図」などで断層の記載があるものの、活動性などに係わる詳細な調査はほとんど知られていない。宮城県沖では、海上保安庁による海域音波探査によって仙台湾に NNW-SSE 走向の活断層の存在が指摘されているほか（海上保安庁海洋情報部, 2004a）、女川原子力発電所の耐震安全評価に関連した海域の

音波探査やボーリングなどが実施されている（東北電力, 2014）。

常磐沖では、産総研の海洋地質図でいくつかの断層の分布が示されているほか、石油・天然ガス採掘に係わる調査においても伏在断層の分布が指摘されている（岩田ほか, 2002）。また、当該地域沿岸に立地する原子力施設の耐震安全評価に関連した海域調査データも蓄積されている（日本原子力研究開発機構, 2015）。当該地域では、2011年東北地方太平洋沖地震以降、地震活動が活発化しているが（気象庁, 2016）、その中には既存の断層の活動を誘発しているとみられるものが、陸域のみならず海域においても認められる（堤・遠田, 2012；遠田・後藤, 2016）。このような海溝型巨大地震が断層活動を誘発するという観点でも沿岸部の断層活動を評価する必要性がある。

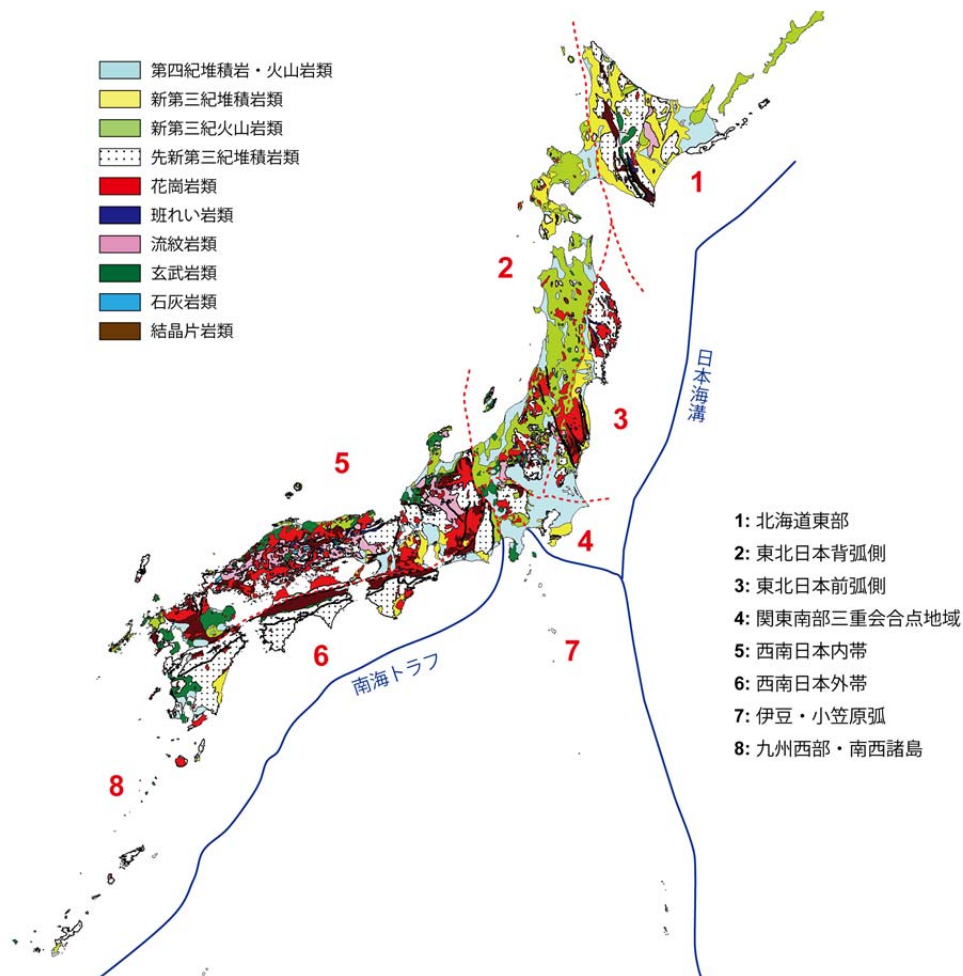


図 2.1-33 日本列島の基盤地質構造に基づく地域区分

地質図は Yasue et al. (2014) の海拔 0 m レベルの水平地質断面図に基づき作成。

④ 関東南部三重会合点地域

本地域では三浦半島や房総半島南部に推本対象活断層を含む NW-SE～E-W 走向の断層が密に分布しているが、その延長の沿岸部では複数の海底地質調査が実施されており（阿部・青柳, 2006；産総研, 2015a, 2015b）、陸域と同系統の活断層が海域にも分布していることが知られている。また、相模湾の国府津－松田断層帯の南方海域への延長についても、相模トラフの構造と合わせた調査がなされている（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012；泉ほか, 2013）。房総沖および相模湾では、近年も海底地質調査が精力的に実施されている（古山・佐藤, 2015；西田ほか, 2015；大熊ほか, 2015）。一方、東京湾の北部では、沿

岸部に NW-SE 走向の断層や撓曲の存在が指摘されていたが（杉山・遠藤, 1993）、海上保安庁による海域地質調査に基づき、東京湾中・北部には活断層は分布しないと結論されている（岩淵ほか, 1998a）。

表 2.1-10 日本列島の基盤地質構造に基づく各区分の特徴

区分	特徴
1	<ul style="list-style-type: none"> ・北海道東部地域：空知－エゾ帯を西縁とした領域 ・北米プレートに太平洋プレートが沈み込む領域で、圧縮応力場となり逆断層が発達
2	<ul style="list-style-type: none"> ・東北日本背弧側：新潟～東北地方の日本海側と北海道西部 ・日本海側でグリーンタフ以降の堆積岩が主に露出する領域 ・日本海拡大により形成された正断層群が現在の圧縮応力場の下で再活動している逆断層が多く発達
3	<ul style="list-style-type: none"> ・東北日本前弧側：日本海溝沿いの海溝型地震震源域に面する領域 ・陸域では中生代界の基盤岩が主に露出する領域
4	<ul style="list-style-type: none"> ・関東南部三重会合点地域：南部フォッサマグナ地域および関東構造盆地 ・フィリピン海プレートおよび太平洋プレートが北米プレートに沈み込む領域 ・沈み込むプレートの一部回転を含む圧縮応力場となり、逆断層および横ずれ断層が発達
5	<ul style="list-style-type: none"> ・西南日本内帯：沿岸部が主に日本海または瀬戸内海に面する領域 ・ユーラシアプレートにフィリピン海プレートが沈み込む領域 ・沈み込むプレートの一部回転を含む圧縮応力場となり、逆断層および横ずれ断層が発達
6	<ul style="list-style-type: none"> ・西南日本外帯：沿岸部が南海トラフ沿いの海溝型地震震源域に面する領域 ・ユーラシアプレートにフィリピン海プレートが沈み込む領域 ・圧縮応力場となり、逆断層および横ずれ断層が発達
7	<ul style="list-style-type: none"> ・伊豆・小笠原弧 ・太平洋プレートがフィリピン海プレートに沈み込む領域
8	<ul style="list-style-type: none"> ・九州西部・南西諸島 ・主に沖縄トラフ拡大の影響下で正断層が発達し、地溝帯を形成している領域

⑤ 西南日本内帯

本地域のうち、日本海側については、近年大きな地震が発生した能登半島および福岡県の沿岸部（能登半島：2007年能登半島地震；福岡県：2005年福岡県西方沖地震）では、震源分布が連続している沿岸部において海底地形・地質調査が実施されている（岩淵, 1996；岩淵ほか, 1998b；海上保安庁海洋情報部, 2005；井上ほか, 2007；泉ほか, 2008b；Yoshimura et al., 2008；駒澤ほか, 2009）。このうち2007年能登半島地震については、震央付近の沿岸部において震源分布と同じ ENE-WSW 走向の海底活断層の分布が示されている。2005年福岡県西方沖地震についても、玄界灘の当該地域にやはり震源分布と同じ NW-SE 走向の海底活断層が見出されており、これらは推本対象活断層である西山断層帯や警固断層帯にも含まれている。玄界灘に隣接する響灘では、推本対象活断層である菊川断層帯が NW-SE 走向で連続しているが、それを対象とした海底地形・地質調査結果も報告されており（伊藤・泉, 2009；阿部ほか, 2010）、プリアパートベーズンやフラワー構造が発達する左横ずれの変動地形が見出されている。

本地域の東端に位置する糸魚川周辺海域では、糸魚川－静岡構造線の延長上に NW-SE 走向の断層が認められている（楠ほか, 1991）。この断層は地形的特徴から左ずれの運動センスが示唆され、新潟沖で一般的に見られる NE-SW 走向に軸を持つ褶曲を切断しているように見える。これらの断層と褶曲はともに、NW-SE 方向の圧縮応力場で形成されたものと考えられる。さらに西の富山湾では、富山平野に複数分布する NE-SW 走向の活断層と同じ走向の断層が海域にも分布し、特に推本対象活断層である呉羽山断層帯は海域にも連続する（富山大学・地域地盤環境研究所, 2011）。

また、福井県～京都府の若狭湾やその周辺では、原子力施設の耐震安全評価に関連した海

域調査によって多数のデータが蓄積されているほか（例えば、日本原子力研究開発機構, 2014）、推本対象活断層の海域延長部についての調査も精力的に行われている（阿部ほか, 2012；杉山ほか, 2013；井上ほか, 2014；産総研・東海大学, 2014）。特に、若狭湾北東方の福井県嶺北地方の沿岸部では、海陸境界に沿った活断層調査も実施されている（杉山ほか, 2013）。当該地域の沿岸部は、NW-SE 走向の左ずれ断層、NE-SW 走向の右ずれ断層および N-S 走向の逆断層が卓越しており、近畿地方陸域の西南日本内帯の活断層分布（道家ほか, 2012）と同様の傾向を示す。

一方、山陰地方の沿岸部では、海上保安庁「沿岸の海の基本図」や文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構（2015）などにより断層の分布が示されているが、その構造や特徴に関する主な調査事例は、島根原子力発電所の耐震安全評価に関連した海域調査（中国電力, 2014）などに限られる。この地域は、陸域の一部で発達しているものと同系統の NE-SW～E-W 走向の断層が海域でも複数報告されている。陸域の活断層は、1943 年鳥取地震の震源断層として活動した吉岡－鹿野断層で代表されるように、当該地域の広域応力場を反映した右横ずれの運動を示すが（金田・岡田, 2002）、海域に分布する断層は、従来の調査では明瞭な横ずれ運動を示す証拠は得られていない。当該地域は、中部～近畿地方に比べると地表地震断層が少ない地域であるが、NE-SW～E-W 走向の断層に加え、2000 年鳥取県西部地震の震源分布で示されたような NW-SE 走向の断層やリニアメントも複数分布しており（高田ほか, 2003）、今後海・陸ともに地下の地質構造の情報の充実が望まれる地域である。なお、新潟沖～山陰沖についての海陸をまたぐ広域的な地質構造については、「日本海地震・津波プロジェクト」（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2016）による音波探査などにより、近年データの蓄積が精力的になされている。

伊勢湾および三河湾では、伊勢湾断層帯や深溝断層を対象にした海域の断層調査が実施されている（豊蔵ほか, 1999；岩淵, 2000；阿部・青柳, 2006）。瀬戸内海地域では、1995 年兵庫県南部地震を受けて調査が精力的に行われた大阪湾（岩淵ほか, 1995；岩淵, 2000）、淡路島周辺（栗田, 1996）、推本対象活断層である安芸灘断層帯や広島湾－岩国沖断層帯が分布する安芸灘（海上保安庁水路部, 2000；丸山, 2011）、中央構造線が海底下に分布する友ヶ島水道および伊予灘（海上保安庁水路部, 1999a, 1999b）、周防灘断層帯が分布する山口県宇部沖（海上保安庁水路部, 2002；海上保安庁海洋情報部, 2004b）、別府－万年山断層帯が分布する別府湾（島崎ほか, 1986；大分県, 2002）などで断層の分布や特徴を把握するための海底地質調査が行われている。瀬戸内海地域は、沿岸漁業や船舶の航行が盛んな地域のため、通常は海域での地質調査に困難を伴うが、活断層の分布が従来から指摘されている地域についてはおおむね、海底地形・地質調査のデータ取得が進められている。

⑥ 西南日本外帯

本地域東部の駿河湾～東海沖は、東海地震の想定震源域であるとともに、富士川河口断層帯さらには駿河トラフが連続していることから、断層の分布、構造や活動履歴に関係した海底地形・地質・堆積物調査の事例は多数存在する（例えば、東海沖海底活断層研究会, 1999；西田・池原, 2014；村上ほか, 2016）。紀伊半島沖、四国沖、さらには日向灘にまたがる地域は、南海トラフ巨大地震想定震源域に位置することから、海溝型地震のメカニズムの解明を目的とした海底地形・地質調査は精力的に行われており（例えば、朴ほか, 2008；Moore et al., 2009；Tsuji et al., 2014）、Ocean Drilling Program (ODP) や International Ocean Discovery Program (IODP) などによる学術目的の海上ボーリングの実績も多数ある。また、当該地域はメタンハイドレートの濃集が指摘されている地域でもあり（林ほか, 2010）、その観点からの海底地質調査も多数実施されている（佐伯ほか, 2005）。

南海トラフに沿って発生する巨大地震にはプレート境界付近で発生する地震と、プレート境界から枝分かれした、より陸地に近い低角逆断層 (out-of-sequence thrust) の活動による地震がある (Park et al., 2000)。室戸半島東岸では大陸棚が極めて狭く、大陸斜面が陸上から前弧海盆に直接落下している。これは半島東部に外縁隆起帯から続く低角逆断層があるためとされており (栗田・杉山, 1989)、これが out-of-sequence thrust に相当する活断層である可能性が高い (前杵, 2006)。しかし、紀伊半島沖～四国沖～日向灘における海陸境界付近の沿岸部の多くの地域では、海上保安庁「沿岸の海の基本図」などに一部断層の記載はあるものの、これらに対する詳細な調査事例はほとんど知られていない。西南日本外帯は、内帯と比べて内陸の活断層は非常に少なく、海域の活断層も南海トラフに沿って集中するため、当該地域の沿岸部はほとんどの地域で活断層の空白域となっている (活断層研究会, 1991)。ただし、室戸半島や宮崎平野のように隆起速度が約 0.6 mm/yr 以上と比較的大きい地域もあり (地質環境の長期安定性研究委員会, 2011)、南海トラフ巨大地震のような巨大な営力が既存の地質断層の活動を誘発する可能性も含め、沿岸部の地質データの充実が望まれる地域である。

⑦ 伊豆・小笠原弧

本地域では、地震・火山調査や資源探査、大陸棚策定調査などに関連し、数 km ないしそれ以上のスケールでの地殻構造を明らかにするための海底地形・地質・堆積物調査の事例は多く知られている (藤岡ほか, 1989; Kodaira et al., 2007; 横田ほか, 2010; 山下ほか, 2013; 星ほか, 2015)。個別の島に着目すると、近年活発な火山活動を記録している伊豆大島から三宅島にかけては、周辺海域を対象とした海底地形・地質調査の報告が複数ある (徳山ほか, 1988; 芝田ほか, 1995; 植田ほか, 2001)。八丈島から小笠原諸島にかけては、大陸棚策定に関係した海底地形・地質調査が 1980 年代に行われている (加藤・池田, 1984; 海上保安庁水路部, 1985; 林田ほか, 1989)。日本の最東端である南鳥島周辺海域では、大陸棚策定調査に加え (野田ほか, 2007)、マンガンノジュールなどを目的とした資源探査に係わる研究実績がある (中村ほか, 2016)。伊豆半島では、過去の地震の震源分布に基づき海陸境界付近で活断層と推定されている断層 (伊東沖断層、稲取断層帯、石廊崎断層) が複数存在するほか (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)、沖合では、海上保安庁や海洋研究開発機構などによって蓄積された海底地形・地質データ (例えば、泉ほか, 2013) により、 NNE-SSW 走向に延びる西傾斜の逆断層帯が活断層として推定されている (金ほか, 2012)。

⑧ 九州西部・南西諸島

九州西部の沿岸部は、海上保安庁「沿岸の海の基本図」や産総研の海洋地質図、原子力発電所の耐震安全評価に係わる調査 (例えば、九州電力, 2014) による基礎的な地形・地質データがあるほか、陸域で活断層が集中する別府-島原地溝帯の西方延長の海域に当たる島原湾や八代海 (推本対象活断層である雲仙断層群や日奈久断層帯) では比較的豊富な海底地質・堆積物調査の事例がある (本田ほか, 1995; 井上ほか, 2011; 楮原ほか, 2011b; 八木ほか, 2016)。当該地域は $\text{NE-SW} \sim \text{E-W}$ 走向の正断層が卓越するが、一部の断層は陸域の活断層と同じく右横ずれを伴うことが明らかとなっている。 NE-SW 走向の正断層は、当該地域より南方での沖縄トラフの拡大トレンドとも整合的である。これとは別に、五島列島の西方では海底谷に沿った NW-SE 走向の断層が分布し、南方の沖縄トラフと、北東方の日本海との地帯構造的な境界部におけるひずみによって生じた弱線である可能性が議論されている (桂ほか, 1992)。

南西諸島の海域では、資源探査や学術調査の目的で多数の海底地形・地質・堆積物調査が

行われており（例えば、堀迫ほか, 2010 ; 荒井ほか, 2012 ; Arai et al., 2016）、琉球島弧背弧域である沖縄トラフ側では NE-SW～E-W 走向の正断層が、フィリピン海プレートが沈み込む琉球島弧前弧域では NE-SW 走向の逆断層が多数分布することが知られているが、それらの活動性や活動履歴についてはほとんど分かっていない（文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2016）。琉球島弧上では、NNW-SSE 走向の正断層が特徴的に認められており、その一部は宮古島に露出している。これらは陸上および海上の地形・地質調査により分布は明瞭に認識できるが、露出する石灰岩が再結晶していて有効な年代指標に乏しく、活動履歴については不明のままである（地域地盤環境研究所・産総研, 2009）。

2) 断層分布・連続性・活動時期・活動性などの評価法に関する整理

本事業で収集した調査・研究事例と調査技術に関する情報に基づき、沿岸部の海域を対象とした断層分布・連続性・活動時期・活動性を評価するための概略的なフローを図 2.1-34 に示した。

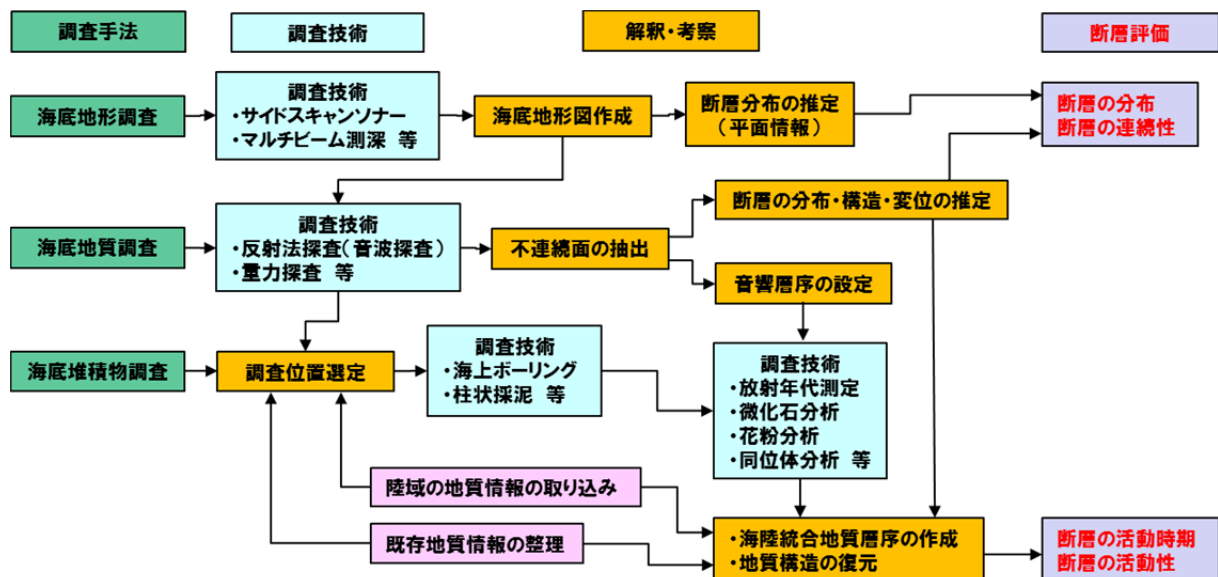


図 2.1-34 沿岸部における断層の調査・評価の概略的なフロー
個々の調査手法は一例を示している。

① 海底地形調査における断層の平面分布の推定

地層処分実施主体による段階的な調査を考慮すると、まず断層長が 10 km を超えるような規模の大きな断層は、一般に幅数 m～数 10 m 以上の破碎帯を伴っており、地下の水理地質構造の不均質性をもたらすという観点から、広域的にその存否や分布を把握しておく必要がある。このような規模の大きな断層は、一般に繰り返しの活動の結果成長していくことから、陸域と同様、岩相境界をなしていたり、現在でも活断層として活動している場合が多いと考えられる。そのため、海底面に連続して現れている地形異常は、規模の大きな断層がその成因となっている可能性がある。既存の海底地形データ（日本水路協会発行の M7000 シリーズなど）では深度や場所によりデータに粗密があるため（後藤, 2013）、既存情報で断層などの重要な地形・地質学的特徴の分布が疑われる範囲においては、別途改めて海底地形調査により詳細なデータを取得しておくことが望ましい。

海域では陸域と異なり、地表踏査や空中写真判読に基づく地形調査は困難である。一方、海域では市街地や植生などによる物理的な制約が少なく、広域のかつ面的な調査がしやすい

という利点もある（阿部・青柳, 2006）。海域での地形調査技術としては、サイドスキャンソナーやマルチビーム測深などがある（個別の調査技術の特徴については、3）にて述べる）。陸にごく近い浅海部では、小型船や水上バイクを使用してマルチビーム測深を行うことができるほか（和田ほか, 2004；下川ほか, 2013）、海水の透明度が良好であれば航空レーザー測量が可能である（戸澤・岩本, 2004；岡部ほか, 2014）。また、干満の差を利用し、満潮時にマルチビーム測深などの水上での探査を行う一方、干潮時に航空測量（空中写真撮影やレーザー測量）や地表踏査を行い、両者の情報を組み合わせることにより海陸境界部の地形を精度良く把握する手法が考えられる。

海底地形調査技術で最も一般的に採用されているマルチビーム測深の場合、船の進行方向に直交する扇状に音波が発射されるため、隣り合う測線で扇が重なり合うように測線間隔を設定する。扇の弧の長さは水深に依存するので、測線間隔は、一般的なマルチビーム測深機の扇の中心角 120° の場合、水深の約 1.73 倍となる（図 2.1-35 (a)）。したがって、水深が浅いほど測線間隔を密にする必要がある。測線の方法は、海岸線に平行な方向、または既存の調査データや陸域の地形・地質情報から推定される連続的な地形異常（リニアメントなど）と平行に設定することを基本とする（図 2.1-35 (b)）。ただし、急峻な斜面では、発射点（扇の中心）と海底面との距離が扇状のビームの中で大きく変化する（図 2.1-35 (c) の X-X'）ことを避けるため、できるだけ等深線に直交する方向に測線を設定する（図 2.1-35 (c) の Y-Y'）。サイドスキャンソナーやサブボトムプロファイラーによる探査の場合も、測線設定の基本的な考え方はマルチビーム測深の場合と同じである。

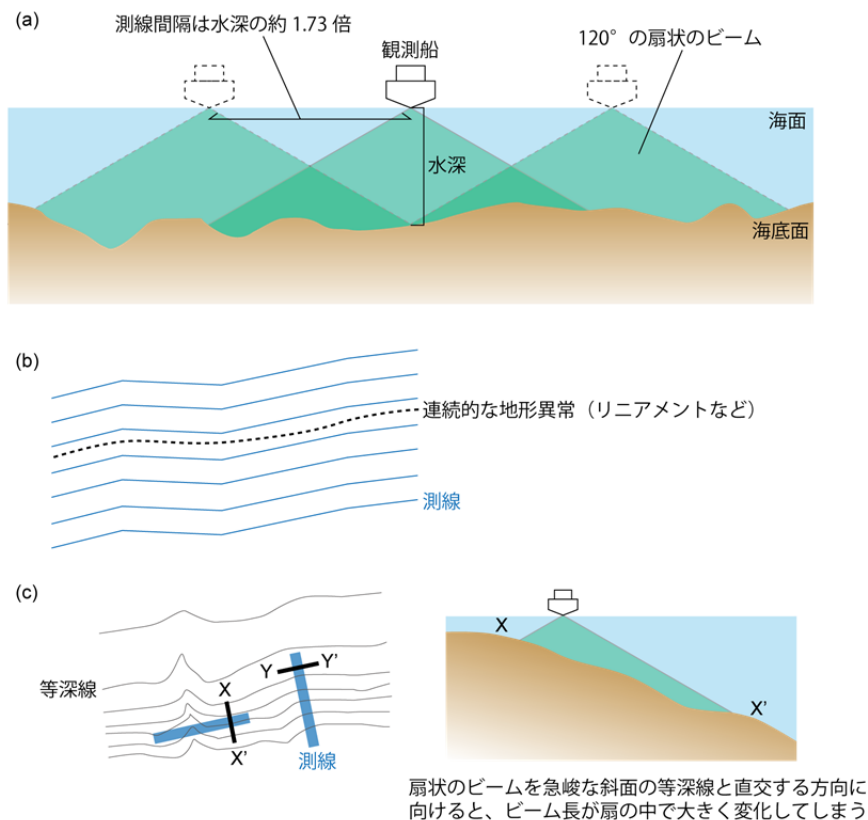


図 2.1-35 マルチビーム測深における測線設定の考え方

(a) 測線間隔と水深との関係。(b) 既知の連続的な地形異常に対する調査を目的とした測線設定。(c) 急峻な斜面における測線設定（Y-Y' のケースの方が望ましい）。

約2万年前の最終氷期最盛期から現在にかけては海水準が上昇しており、海底が堆積場となっている地域が多いため、最近の断層運動に伴う変位が地形や地層中に保存されている可能性が高い。逆に最終氷期最盛期より前に堆積していた地層は侵食作用を受けており、侵食量には地域差があるため、陸域における活断層地形判読の概念を直接的に海域に適用することは困難である(阿部・青柳, 2006)。地層処分におけるサイト調査では、断層の活動性評価だけでなく、水理地質構造の不均質性の要因となる規模の大きな破碎帯を伴う断層(活断層でないものも含む)の分布や性状の把握が重要であり、そのためには海底地形調査に加え、次に示す海底地質調査を広域的に行っておくことが不可欠となる。

海底地形調査のその他の目的として、海底の表層地質(軟泥、岩盤など)の把握や、海底に残置されている構造物(沈没船など)の把握がある。これらは、物理探査におけるノイズの除去や、海上ボーリング調査の地点選定などにおいて、非常に重要な情報となる。

② 海底地質調査における断層の分布・構造・変位の推定

海底地形調査では断層の可能性のあるリニアメントの平面的な情報は得られるが、断層の三次元的な分布(傾斜、屈曲、分岐など)や変位(正断層、逆断層、横ずれ)を把握するためには、地下の地質構造を明らかにするための海底地質調査を行う必要がある。人間が直接踏査できない海域での地質調査手法としては、音波探査や地震探査、重力探査といった物理探査が主体となる。海域の物理探査では、前述のように市街地や植生などの物理的な制約が少なく、面的な調査がしやすい点が利点となる。また、陸域では通常、発振点が地表に位置し、地下浅部の風化層によるノイズの大きな影響を受けるが、海域音波探査の場合は発振点が均質な海水中に位置するため、風化層によるノイズはかなり低減される。さらに受振器も、陸域では人間の手で直接設置されるため、受振器ごとの設置状態のばらつきが大きなノイズとなり得る。一方、海域では受振器を連結したケーブルが均質な海水中を曳航されるか、海底ケーブル(Ocean Bottom Cable: OBC; 図 2.1-36)や自己浮上型海底地震計(Ocean Bottom Seismograph: OBS)といった受振器が海中を静かに沈下して海底に定置し、自然の作用で海底表層の軟泥に埋没するので、設置状態のばらつきが陸域よりも少ないことが多い。ただし、特にケーブルを海水中で曳航させる場合は、波浪の影響によるノイズの補正が必要となる。

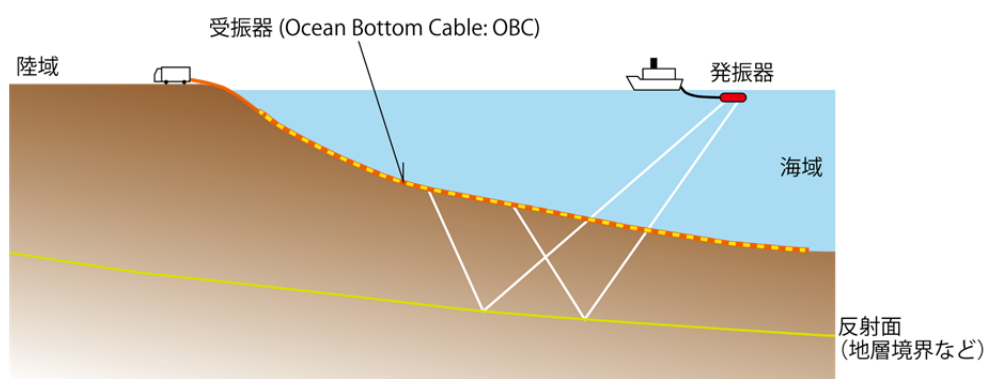


図 2.1-36 OBC による海底地質調査のイメージ

(a) 音波探査における測線の設定と三次元探査の優位性

海域での物理探査で最も広く行われているのは音波を用いた反射法探査である。海域の音波探査では、1対の発振器・受振器からなるシングルチャンネル方式(例えば、岩淵ほか, 1995)と、複数の受振器を連結した1本のストリーマーカーケーブルを直線的に海上に伸ばして観測す

るマルチチャンネル方式（例えば、横田ほか，2010；阿部ほか，2012；日本原子力研究開発機構，2014）とがある。シングルチャンネル方式は、発振回数を多くできるため、海底下の比較的浅い部分の明瞭な記録を得るには有利な場合もあり、泥質堆積物の卓越する内湾などで利用されている。しかし、外洋に面した砂質堆積物の卓越するような場所では音波の散乱などによるエネルギーの減衰が大きいため探査深度が限られる（岡村，2008）。そのため、産総研による沿岸海域の地質図作成、文部科学省による海域活断層調査、原子力施設周辺海域の活断層調査では多くの場合、信号対雑音比（S/N比）が大きく深度方向に高分解能のデータが得られるマルチチャンネル方式が採用されている（村上ほか，2016）。マルチチャンネル方式では、共通反射点において複数の反射トレースの重合を行うことにより、信号対雑音比を向上させる。

以上の二次元での探査に加え、複数本のストリーマーカーケーブルを用いた同時観測により、三次元で一度にデータプロファイルを得る探査方式が開発されており、資源探査の分野などでは主流となりつつある（例えば、Moore et al., 2009；Tsuji et al., 2014；Reitenbach, 2015；Kluesner and Brothers, 2016；猪野ほか，2016；図 2.1-37）。

二次元での調査の場合、(a)海底地形調査の結果や既存文献の情報から推定される断層の傾斜方向に平行な方向に多数の測線を設定してデータを取得し、さらに(b)断層と平行な方向（断層の傾斜方向に直交する方向）に最低 2 本の測線で探査したうえで、(a)と(b)を組み合わせた格子状の 4 本の測線との間で特徴的な反射波（連続して強い振幅を持つ反射波で、通常、物性の顕著な違いを示すので、何らかの地質境界となっている可能性が高い）が連結するように調整して三次元の地質構造を復元する（図 2.1-38）。(a)の方向の測線は、概査なら断層長の 1/2～1/3 程度の間隔で設定することもあるが、詳細なデータを得る場合は、より高密度に測線を設定する必要がある。したがって、長さが 10 km を超えるような断層の構造を把握するために必要な二次元測線の本数の合計を考慮すると、結果的には三次元で一度に探査した方が時間・費用面で有利な場合が多い。

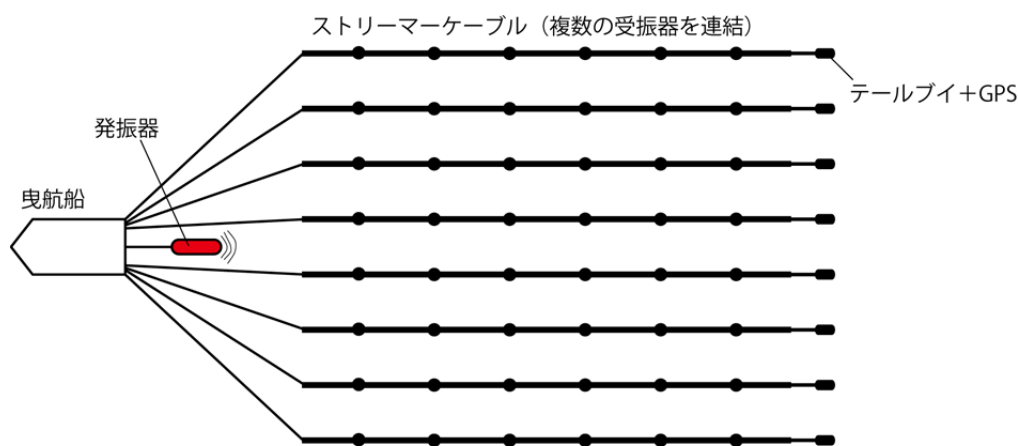


図 2.1-37 海域における地下地質構造の三次元探査のイメージ

調査船から複数本のストリーマーカーケーブルを連結して受振し、一度に三次元のデータを取得する。

二次元探査では異なる測線同士のデータの結合の精度に限界がある一方、三次元探査でのデータ解析技術は近年非常に進歩しており、データの解像度は三次元探査の方が一般的に優れている。例えば、二次元探査では測線上でない位置にある地形・地質異常に起因する反射波（側方反射波）がノイズの大きな要因となるが、三次元探査では、側方反射波を含めたす

すべての反射波をマイグレーション処理（音波の指向角の広さにより生じる反射面の見掛けの傾斜や位置を移動させ、真の位置に復元する処理）し、等時間面を表示したタイムスライスや、反射面の三次元幾何形状の情報を表示することが可能となっている（高野ほか, 2006）。また、規模の大きな断層は、しばしば複数の断層が雁行配列して断層帯を形成するなど、複雑な構造を呈していることから（丹羽ほか, 2008）、二次元探査の少ない本数の測線で断層の全体的な性状を解釈しようとするのは、断層のステップや分岐といった局所的な性状を見落とす可能性があり、避けることが望ましい。

音波探査においては、測線の方向に加え、発振点・受振点の間隔も考慮する必要がある。発振点または受振点のそれぞれの間隔は、反射法探査記録断面における水平方向の分解能に影響する。例えば、発振器を曳航させた場合、最初に発振した位置（時間）と次に発振した位置（時間）との間の距離（時間差）が発振点間隔となる。発振点間隔および受振点間隔が短ければデータ量が増えて分解能が向上する。さらに、最大オフセット距離（発振点と受振点との最大の距離）は探査深度に、最小オフセット距離（発振点と受振点との最小の距離）は浅層部の記録の精度に、それぞれ影響する。なお、発振点の間隔は音源の周波数とも密接に関連しており、3)で後述するように、採用する音源の周波数によって水平・鉛直両方向の分解能および探査深度が大局的には規定される。

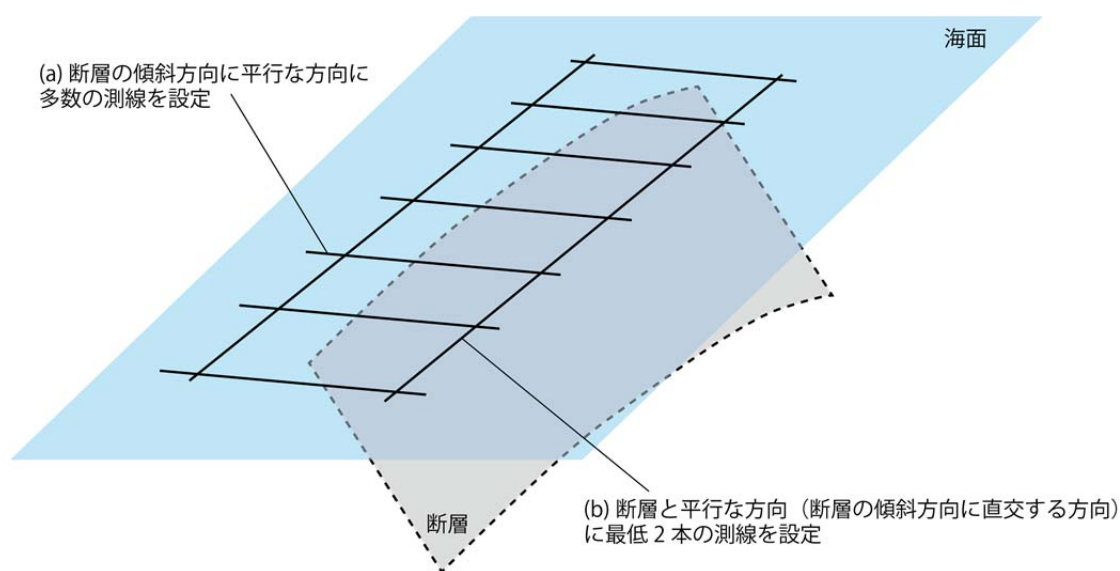


図 2.1-38 断層を対象とした二次元での反射法探査における測線設定の考え方

(b) 海陸境界付近での海底地質調査

沿岸海域での三次元探査の場合、主にストリーマケーブルの長さ、船の大きさおよび海底地形の複雑さ（凹凸）によって、陸にどこまで接近して調査できるかが決まる。広域の地下構造を把握するような調査の場合は、長いストリーマケーブルを数百～数千トン以上の規模の巨大な船で一度に何本も動かすため（例えば、経済産業省資源エネルギー庁所有の三次元物理探査船「資源」：JOGMEC 物理探査船グループ, 2014）、陸に近い浅部では調査が困難である。また、凹凸のほとんどない極めて平らな海底である場合を除き、ストリーマケーブルを動かすためにはある程度の水深が必要となる。なお、浅海部での調査が可能のように、少ない本数ないし長さの短いストリーマケーブルを小型船で動かして受振する探査技術も開発されている（松村ほか, 2013；村上ほか, 2016）。

海陸境界をまたぐ断層を対象とした調査の場合は、陸域での物理探査の結果と海域での物

理探査の結果とを接合する必要がある。この場合、海陸境界の海側での受振は、OBCを敷設して行うことが多い（例えば、杉山ほか, 1995；栗田, 1996；楮原ほか, 2011a；文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2015）。ただし、陸域と海域では震源が異なる（陸域では現在のわが国ではパイプロサイス（非爆薬震源）が主流であるのに対し、海域ではエアガン（圧縮空気を利用する震源）やブーマー（電磁誘導を利用する震源）などが用いられる）ため、速度構造データを別の方法で取得して基準化するなど、両者を接合する解析には工夫が必要である。偽像を誤って解釈することを避けるため、海陸境界をまたぐ方向に複数の測線で観測することが求められる。OBCによる音波探査の場合、発振器を曳航する船はケーブルの敷設方向と直交する方向に進行して探査を行う（発振測線と受振測線を直交させる）ことが一般的である。陸域で発振した音波を海域で受振したり、またはその逆も可能であるが、前述の通り陸域表層部の風化層の影響のため、海域で発振した音波を海域で受振するのに比べノイズが大きくなる。

一方、海岸線に沿って発達している断層の構造を把握することは、物理探査のみでは技術的に困難を伴う。このような場合は、海陸境界の詳細な地形解析、海岸沿いの陸域での地質踏査および陸上・海上でのボーリングによる調査で断層の性状を明らかにすることが主体となる。ただし、断層破砕帯は周辺岩盤よりも脆弱なことが多く、海岸付近では波食により断層面が海側に位置するようになる可能性が高いと考えられる。さらに一般的には、海域は堆積場、陸域は侵食場となる傾向があることから、前述のように着底ケーブルや小型船を駆使して海岸線近傍の海域の調査を可能な限り詳細に行うことにより、断層の分布や構造の把握が可能となることが期待される（図 2.1-39）。

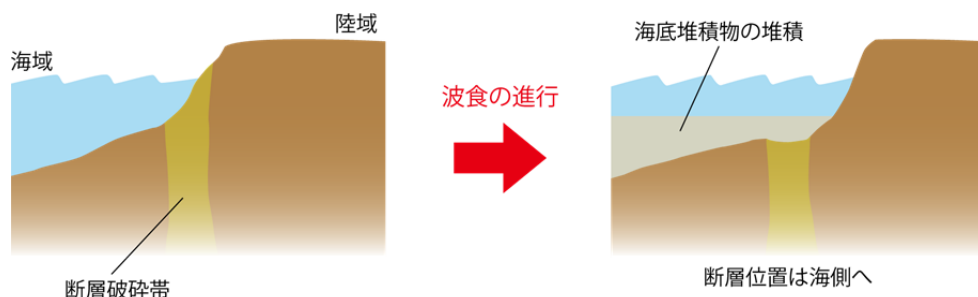


図 2.1-39 海岸線に沿って発達する断層の波食による位置の変化

(c) 音波探査の解釈：断層の分布・構造・変位の推定

反射法地震探査や音波探査では、音響インピーダンス（弾性波速度と密度の積）が大きく異なる反射面ほど反射波の振幅が大きくなり、特徴的な反射波として検出される。火成岩などの塊状の岩体が海底に露出しているような場所を除けば、積層する地層の境界がしばしば特徴的な反射波となり得る。正断層や逆断層であれば、断層の位置で地層境界の明瞭なずれが検出できるため、断層の分布や連続性に加え、運動方向の把握も容易である。検出できるずれの量を決める鉛直方向の分解能は、3)で後述するように発振器の音源周波数に大きく依存する。

横ずれ断層の場合も、断層を横断する多数の測線でデータを取得していれば、断層を横切る断面ごとに地層境界のずれの量や方向が少しずつ変化することが分かるため、検出は可能である。特にステップ部では、フラワー構造が特徴的に形成される傾向があるので（Woodcock and Fischer, 1986；崔ほか, 1999）、鉛直断面でも横ずれ断層の存在を認識しやすい（阿部・青柳, 2006；杉山ほか, 2013）。三次元探査であれば、水平方向のスライス断面をイメージングできるので（Tsuji et al., 2014）、横ずれ断層の検出がさらに容易になる。

以上のような地層境界のずれに基づく断層の検出は、第四紀に堆積した新しい軟質な堆積物のみならず、やや硬質な付加体堆積岩（砂岩泥岩互層など）や層状に堆積した火山岩（凝灰岩など）に対しても適用できる（探査仕様にもよる）。しかし、花崗岩のようにマクロスケールで岩石学的に均質な塊状岩体の場合は、岩体中では連続性の良い反射波が得られず、地質学的なずれから断層を検出することは極めて困難である。それでも、規模の大きな破碎帯を伴う断層の場合、破碎帯は母岩と比べて割れ目が密に発達していることなどにより、物質科学的な不均質性を担っていることから、破碎帯と母岩との音響インピーダンスの違いに基づき断層の分布が復元できる可能性がある（例えば、Nguyen et al., 2010；文部科学省研究開発局・九州大学, 2014）。

地震波のうち S 波は水中を伝わらないため、海域音波探査では通常は P 波を扱うが、受振器に着底ケーブルや OBS を採用した場合は、P 波のみならず P-S 変換波も観測できる。S 波は、割れ目の発達などにより物理的な性質が方向により違う（異方性を持つ）媒質を透過すると、振動方向に直交する二つの波に分離する、といった P 波とは異なる特徴があり、両方の波でデータを比較することによって、地下の物質科学的な不均質性の分布や要因についてより精度の高い評価結果を得ることが期待される（Asakawa and Ward, 2007；松澤, 2007）。その他にも、海底面を伝わる表面波の分散曲線を逆解析して S 波速度構造を取得し、地質構造の不均質性を推定する技術や（Ikeda and Tsuji, 2015）、地震波の減衰率（または Q 値）から岩石の物性、ひいては断層破碎帯の構造を推定する技術（芦田・佐々, 1989；鶴ほか, 2014）も提案されている。また、海上または海岸付近から掘削したボーリング孔に受振器が展開できる場合は、地下に傾斜する断層面から反射する波を利用して断層構造を推定する鉛直地震探査（Vertical Seismic Profiling : VSP）も適用可能である（El-Hateel et al., 2013；Zhu et al., 2013）。

着底ケーブルや OBS を用いて海底に複数の固定受振器を展開し、海上で発振器を曳航させて多くの発振点を確保すれば、地下の地震波速度構造を明らかにする屈折法地震探査が可能であるので、陸域での調査と同様、断層（破碎帯）の検出に有効である（Karastathis et al., 2007；文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所, 2010；渡辺, 2010）。

断層の現在の活動性（最新活動時期）の評価においては、浅層部のずれに着目することが多いが、地層処分の安全評価対象となる数万年以上の時間スケールで断層の発達過程や活動性の変遷を評価するためには、処分場深度として想定される深さ 300 m～1 km 程度の範囲に加え、より深部も含めた広い空間スケールでの地下構造探査も重要である。例えば、音波探査で地層の褶曲が認められた場合、それが活動的かどうか判断するには、その褶曲の波長よりも十分に大きなスケールで地層の連続性や地質構造を探査する必要がある（阿部・青柳, 2006；阿部ほか, 2011, 2013）。また、断層の深部には将来的な泥火山発生の要因となり得る異常間隙水圧域が潜んでいる可能性もある（Milkov, 2000；Mazzini, 2009）。地形的な凹部に正断層群が発達する地域では、その深部に活発な熱水活動の存在が想定される（堀迫ほか, 2010；荒井, 2012）。地下数 km 以深の構造を調査するためには、低周波数の大容量エアガンを用いた音波探査（山下ほか, 2013）に加え、3) ②で後述するように電磁探査や地震波トモグラフィといった手法が求められる。

花崗岩のような塊状岩体とは別に、ガス層や玉砂利のような礫層が堆積する浅層部においても、P 波の減衰・散乱の影響を大きく受け、解像度の確保された反射断面を得ることが困難となる（伊藤・蜷川, 1982；岩淵ほか, 1998a）。浅層部のガス層は主に有機物起源であるので、内湾や河口部でガス層の存在が問題になることが多い。このような場合は、散乱の要因となる浅層部より深部を通過する波を受振できるように探査領域を広く設定したり、着底ケーブルや OBS を用いて P-S 変換波の解析を行うなどの工夫が必要となる。

③ 海底堆積物調査による地質層序・地質構造の復元

(a) 試料採取における着眼点

断層の活動時期を明らかにし、活動性を評価するためには、断層が分布する地域の堆積物や岩石の年代を調べることが必要となる。特に、陸から離れた沖合に分布する断層を評価する場合には、試料採取のため海上ボーリングや柱状採泥のような海域特有の調査技術の適用が求められる。陸域では面的な地質踏査に基づいて広域的な地質構造発達史を復元することにより断層の発達過程を考察するという伝統的な地質学的手法が効果的となることが多いが、海域ではそのような手法の適用は難しい。一方、海底では堆積物が比較的厚く連続している地域が多く、微化石や花粉、テフラ、酸素やストロンチウムなどの同位体比（加藤・中野, 1999 ; Cohen and Gibbar, 2011）、岩石磁気学的手法（古地磁気層序や帯磁率 ; 中井, 2004）などを用いた層序学的検討は、地層の堆積年代の推定に加え地質構造発達史の復元に非常に有効となる場合が多いと考えられる。したがって海域の調査では、①および②で述べた海底地形・地質調査結果に基づき、断層の活動時期・活動性の評価にとって鍵となる試料をいかに良好な状態で採取できるかが重要となる。

海底堆積物に対する微化石や花粉、酸素同位体比、岩石磁気学的手法による層序対比および年代決定については、日本近海でも多くの調査・研究事例がある。これらの分析では、分析間隔が密になるように乱れのない連続した試料の採取が求められる（小泉, 2011）。また、堆積直後の海流による二次的な移動の影響を考慮する必要がある。粗粒な堆積物からなる地層は、堆積速度が速く、微化石などの年代指標になるものの含有量が一般に少ないため、高精度の年代決定が難しくなる場合が多い。一方、テフラについては、日本近海の ODP や IODP のコアなどで多数のテフラ層の報告があるにもかかわらず、その同定、対比、編年に係わる調査・研究は、日本列島の陸域でのテフラ研究の充実度に比べると未だ少ないと言える（町田・新井, 2003）。今後の調査・研究の充実が望まれる。また、陸上の活断層調査では土壌中の炭質物の放射性炭素年代測定が多用されるが、海域において放射性炭素年代測定の主な対象となる有孔虫など生物起源の石灰質物質に対しては、海水のリザーバー効果による年代のずれを補正する必要があるため（Bard, 1988 ; 中村, 2004）、陸域の試料よりも誤差が大きくなることに注意する必要がある。

放射性炭素年代測定は適用限界が約 5 万年前までであるとともに、堆積速度の速い砂質堆積物の場合、年代測定の対象となる生物起源の石灰質物質に乏しいことがしばしばある。近年、陸上の堆積物のみならず海底の堆積物に対しても光ルミネッセンス年代測定の適用が進められており、石英や長石に富む砂質堆積物の年代測定の有効な手法の一つとして期待される（奥村・下岡, 2011）。海底の堆積物についても、光ルミネッセンス年代測定によって 20 万年前程度までの年代を精度よく把握することができるようになってきている（Sugisaki et al., 2010, 2012）。

その他、断層を直接観察する手法ではないが、海底に堆積した地震に伴うイベント堆積物・堆積構造（地震性隆起・沈降に伴う堆積パターンの急変、斜面崩壊、液状化、津波堆積物）を観察・分析することにより、地震を引き起こした断層の活動性や活動時期を推定する手法も考えられる（Goldfinger et al., 2003 ; 池原, 2000, 2012）。

(b) 海底堆積物調査結果と音波探査結果との対比

ボーリング試料などから得られる情報はあくまで点の情報であるが、音波探査に基づく音響層序区分により、その点の情報をある程度は空間的に拡張することが可能である。音響層序区分は、音波探査で得られた反射記録断面において、連続して強い振幅を持つ反射波（しばしば不整合面などの地層境界を示す）を連続させるとともに、反射記録パターン（岩相に

加え、堆積構造を反映する場合がある)の類似する部分同士を区分することを指す(加藤・脇田, 2001)。音響層序区分と、海上ボーリングなどの海底堆積物調査結果または陸上で得られた層序や地質構造に係わる情報とを対比するのが、海域における層序の復元の基本となる。音波探査で検知される断層の多くは、堆積物の変位として認識されるので、変位している堆積物の年代と変位していない堆積物の年代とから断層の活動時期を明らかにすることとなる。②の(c)で言及したように、地震波の減衰や異方性から基盤岩中の断層破碎帯に起因する物性異常を推定した場合は、音響層序区分と地層のずれから断層の活動時期を明らかにするのは困難であり、破碎帯岩石を直接採取して放射年代測定などの分析を行う必要が出てくる。

なお、堆積物が比較的厚く連続している海底では、反射記録パターンから読み取れる堆積構造の変化から過去の海水準変動を復元し、地層の年代の推定に用いることができる場合がある。海底斜面に陸側からの堆積物の供給が続くと、堆積場が沖合へ向かって発達していき(沖合側へ傾斜する層理面が連続的に発達)、プログラデーション構造が形成される(Eberli et al., 2004)。この構造は音波探査でも観察が比較的容易である。氷期に海水準が低下すると、堆積場はさらに沖合に移動する(杉山, 2013)。この時、当該地域が隆起域であれば、もともとの堆積場は陸化し、プログラデーション構造は侵食され続けるか、不整合面を挟んで陸成層が堆積する(堆積相が変化する)。再度、間氷期となって海水準が上昇すると、侵食面、あるいは陸成層の上面に新しいプログラデーション構造が形成される(図 2.1-40 のケース A)。一方、当該地域が沈降を続けている地域で、氷期でもほとんど陸化しない場合、古い時代のプログラデーション構造があまり削剥されない状態でその直上に新しい間氷期のプログラデーション構造が形成される(図 2.1-40 のケース B)。このようなプログラデーション構造の空間分布から、当該地域の隆起・沈降の地殻変動の変遷が議論できるとともに、海進・海退のサイクルに基づき各音響層序区分の年代の推定にも活用できる。

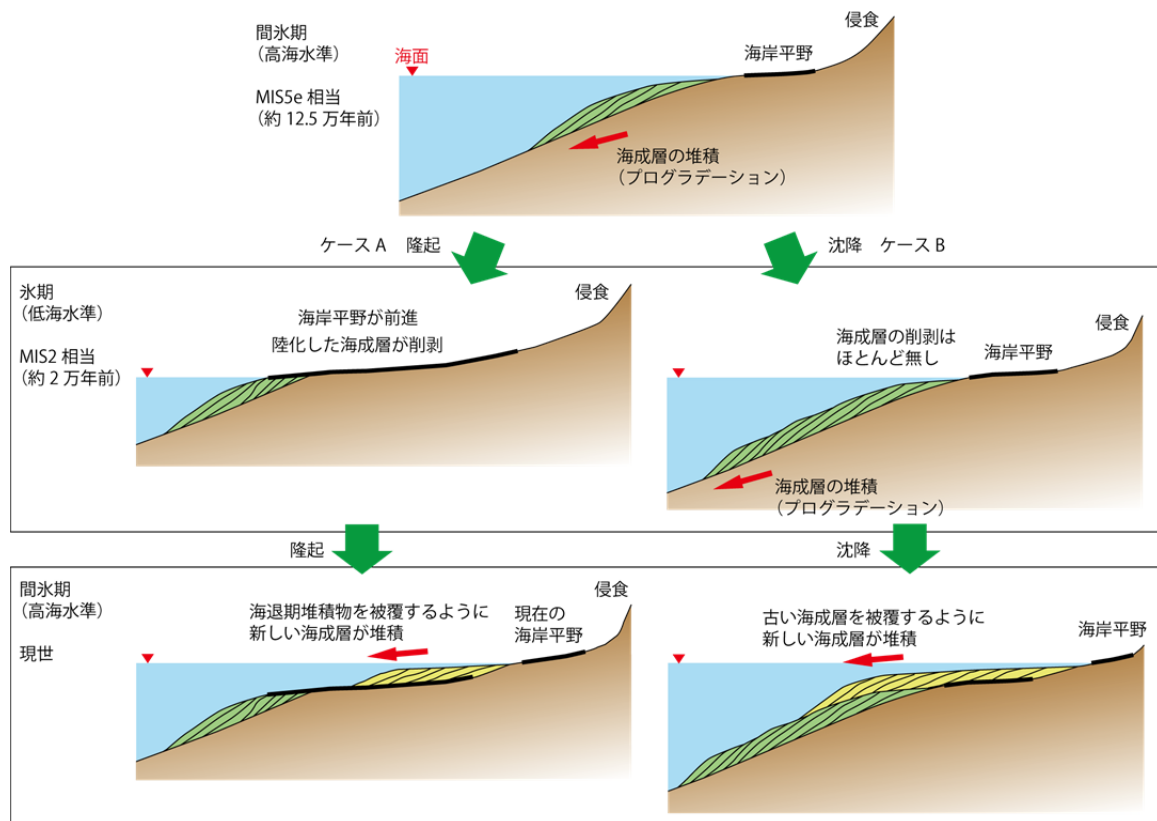


図 2.1-40 海水準の変化と海底斜面における堆積場の変化との関係

3) 地形・地質に係わる調査手法の適用性に関する検討

① 海底地形調査

船舶を用いた海底地形調査技術としては、主にサイドスキャンソナーおよびマルチビーム測深がある。サイドスキャンソナーは、調査船に曳航された送受波器から、曳航方向と直交する方向の扇状に発振された音波が海底で後方散乱した強度を色の濃淡として描画する技術で、海底面の堆積物の概略的な区分や、海底に残置されている構造物の把握が可能である。色の濃淡は、平坦な面は淡い色、傾斜のある面は濃い色、表層が軟泥質の場合は淡い色、礫や岩盤など反射強度の大きい場合は濃い色となる。受振データはモザイク像として描画されるので、海底面の性状の広域的な概査に有効である。また、精密に補正した音響映像からは、海底に露出する岩盤の走向・傾斜や断層、褶曲などの地質構造が識別できる場合もある（東海沖海底活断層研究会, 1999；泉ほか, 2008a；伊藤・泉, 2009）。

マルチビーム測深も音波探査手法の一種であるが、発振される音響ビームが調査船の左右両舷方向に広がる扇状であるのに対し、底面に反射して受振される音響ビームは調査船の前後方向に長い形状で多数形成される。本手法では面的な測量による三次元的な可視化が可能である。崖地形や堤防などの急傾斜部の探査にも対応できるよう、機種によっては、発振される音響ビームを斜めに傾けることができるものもある。マルチビーム測深やサイドスキャンソナー探査における適応水深はおおむね発振器の周波数に依存しており、周波数の高いものは浅海部、低いものは深海部に対応する。なお、塩水と淡水が混合する河口部では水中音速度が変化するため、探査に支障をきたす場合がある。

この他、マルチビーム測深やサイドスキャンソナー探査の一般的なものと比べ非常に低い周波数帯域（約 0.5～15 kHz）の音波ビームを用いるサブボトムプロファイラーによる底質調査もある（棚橋・本座, 1983）。この手法の場合、水深 50 m 程度までの浅海部に限っては、数 cm 程度の非常に高い分解能の地質構造断面図を得ることができる。

船舶以外の手法による海底地形調査技術として、最近では航空レーザー測深機（Airborne Laser Bathymetry : ALB）の技術が進展してきている（戸澤・岩本, 2004；岡部ほか, 2014）。ALB では、近赤外と緑色の二つの波長帯のレーザーを同時に照射し、水面で反射する近赤外レーザーと水中を透過し海底で反射する緑色レーザーとの間の受信する時間差に基づき水深を計測する。最近の技術では ALB により最大で水深 50 m 程度まで測深可能とされているが（小野・柴田, 2012）、測深精度は水質や波浪の状態に大きく依存する。茶色の濁りが激しいと緑色光が吸収され、測深が困難となる。波浪については、白波が立つような激しい波の状態では不利なのは言うまでもないが、全く波がない場合も、水面での鏡面反射が深く、不利な場合がある。適度に水面が弱く揺れた場合の方が良好に測定できるとされている。

以上の海底地形調査における留意点は、定常的な位置基準となる三角点が広く設置されている陸地と異なり、海域ではそのような位置基準がないことである。そのため、調査範囲中の何点かにおいて、GPS や音響測深などにより高精度で定点測量を行う必要がある。

② 海底地質調査

(a) 音波探査における発振方式の選択

2)②(a)で前述したように、海域での物理探査で最も広く行われているのは音波探査であり、とりわけ三次元探査（図 2.1-37）でのデータ取得が優位となってきている。海上音波探査では、発振方式の違いにより、分解能や可探深度が変化する。鉛直分解能は Rayleigh 基準により、発振器の卓越波長の 1/4 と見なされることが多い。水平分解能は、前述した発振点、受振点それぞれの間隔に加え、発振器の周波数や探査対象深度にも依存する。発振器の周波数が低いものほどショットエネルギーのチャージに時間がかかるため、発振点間隔が長くな

り、分解能が大きく（悪く）なる傾向がある。したがって、鉛直・水平分解能ともに、定性的には、発振器の周波数の高い順に分解能が小さく（良く）なる。可探深度については、マルチビーム測深などにおける適応水深と同様の傾向で、発振器の周波数が低いものほど音波エネルギーが大きいため、地下深部の探査にも対応できる。以上の傾向に基づき、発振器の種類と周波数、分解能、可探深度との大局的な関係をグラフ化すると図 2.1-41 のようになる（高智, 2001 ; 岡村, 2008, 2013）。

海域での資源探査、あるいは地殻構造をイメージングするような学術研究においては、地下深部の探査に対応できるエアガンやウォーターガンが利用される（朴ほか, 2008 ; Moore et al., 2009 ; JOGMEC 物理探査船グループ, 2014 ; Arai et al., 2016）。これらの場合、コンプレッサーなどの大型機材が積載できる大型の船舶が必要となる。一方、地震防災や原子力施設の耐震安全評価に関連した沿岸部の活断層調査では、ブーマーによるマルチチャンネル方式が多用されている（阿部ほか, 2011, 2012, 2013 ; 岡村, 2013 ; 杉山ほか, 2013 ; 井上ほか, 2014 ; 日本原子力研究開発機構, 2014）。地層処分のように概要調査、精密調査の順に段階的な調査スケールを絞っていく場合は、エアガンやウォーターガンによる広域的な探査と、ブーマーによる局所的な探査とを組み合わせる実施することが望ましいと考えられる。

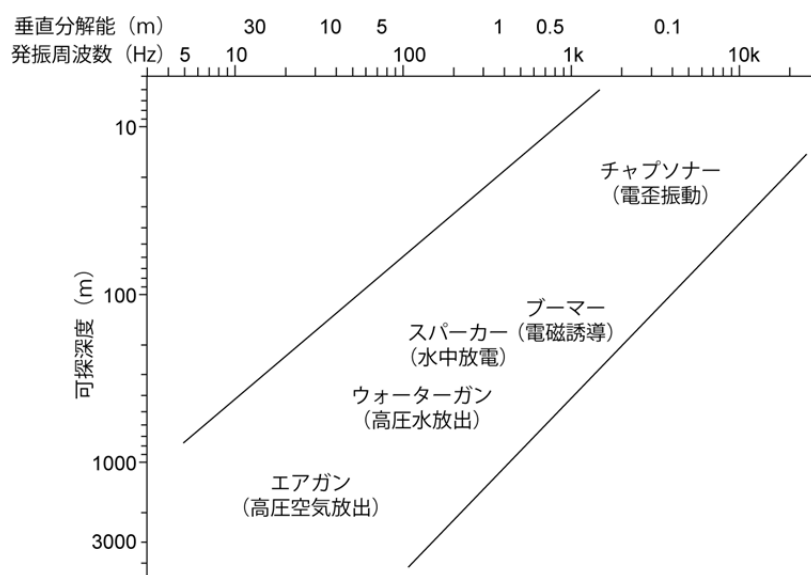


図 2.1-41 音源周波数と分解能、可探深度との関係

(b) OBC および OBS による受振

音波探査における受振側は、前述したように受振器を連結したケーブルを曳航させるか、OBC や OBS を着底させて受振する。OBC は 2)②(b)で述べたように海陸境界部の調査に非常に有効であるが、直径は通常、2~3 cm 程度であり、着底時に潮流の影響を受けることによる位置精度の不確かさが音波探査記録の分解能を下げる要因となり得る。逆に、岩礁などでケーブルが引っ掛かった場合に潜水士の作業によって位置を修正することができるという点では融通が利く。基本的には、地形の起伏が少なく、波の渦がない場所を測線としてケーブルを敷設することが望ましい。

二酸化炭素地下貯留実証試験サイトにおいては、OBC を常設型として設置する試みが進められている（Aoki et al., 2013 ; Xue et al., 2017）。常設型とすることにより、ケーブル着底位置の高精度での特定が可能になるとともに、海底表層堆積物中へのケーブルの埋没が年々進行するごとにノイズが低減していくという効果もある。さらに、自然地震を長期間モニタ

リングできるため、自然地震データを用いた地下深部の構造の推定にも応用できる。地層処分のサイト選定調査においても、概要調査から精密調査まで含めると 10 年以上に及ぶ期間が想定されることから、常設型 OBC の適用が有効であると考えられる。また、操業段階から閉鎖後の一定期間のモニタリングの手段としても活用できることが期待される。

OBS については、受振点の密度を増やすという観点からは、ストリーマケーブルや OBC を採用するのに比べ設置の手間がかかるが、最近では 13 インチ程度の小型の OBS も開発されており（清水ほか, 2013）、機材の運搬がしやすくなってきているほか、受振点の設定における地形的な制約も低減されてきている。

(c) 音波探査以外の調査手法

音波探査以外の物理探査手法としては、重力探査、電磁探査、地震波トモグラフィなどが挙げられる。重力探査については、船上の重力計で測定する方式（植田ほか, 1987；笹原ほか, 2006）、海底重力計を船から下ろして測定する方式（藤本ほか, 2009；駒澤ほか, 2009；図 2.1-42）、航空機を用いた空中重力偏差法による測定方式（千葉・Cevellos, 2016）がある。海底重力計による測定では、測定点の密度が重力分布図の精度に直接的に反映されるが、測定点ごとの精度は波揺れの影響が大きい船上重力計よりも 2 桁程度高い。空中重力偏差法による測定では、面的に連続的なデータの取得により微細な構造を捉えやすいが、一方で地形の影響を受けやすいとも言えるため、より厳密な地形補正が要求される。重力データの処理の流れは、潮位の補正が必要な点を除けば、基本的には陸域での重力探査と同じである。陸域での観測に比べると、海底重力計の測定点密度を高めることに労力を伴うことと、地形補正の元となる海底地形データが充実していない地域があることが違いと言える。ただし、音波探査が得意とする地層のずれに基づく断層の評価が困難な基盤岩が広く分布する地域においては、海底地形調査と組み合わせて重力探査を実施し、破碎帯などの物性異常を検出する取組も有効であると考えられる。

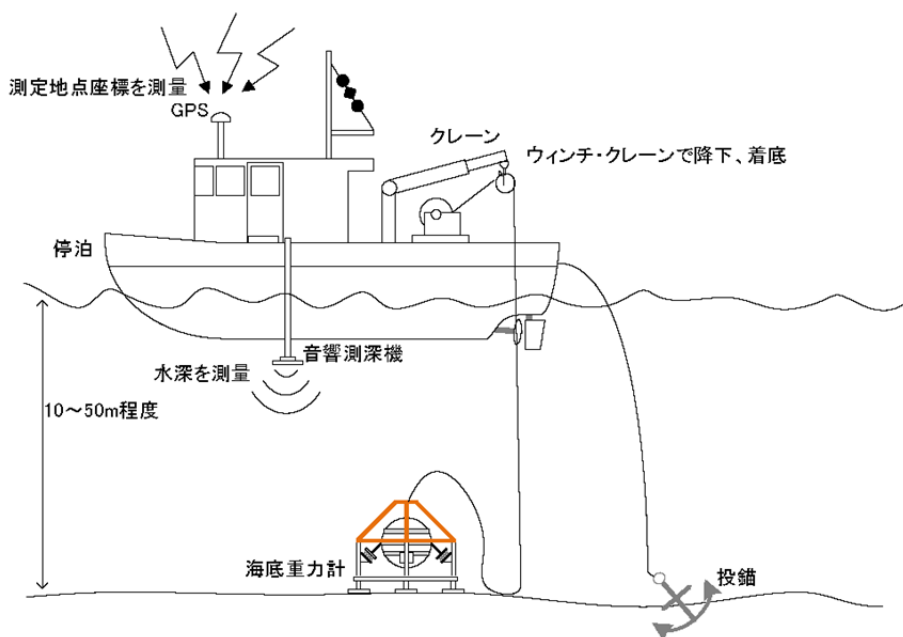


図 2.1-42 海底重力計による測定の模式図

海底電磁探査や地震波トモグラフィは、一般に反射法地震探査よりも解像度は劣るが、地下数 km 以深のより深い領域のデータを取得することができるため、断層の深部(震源付近)の地下構造を把握する上では有効である。地層処分実施主体による段階的な調査の比較的初期の段階(概要調査の前半)での実施が望まれる調査手法である。

電磁探査のうち、自然の地磁気と地電流を観測する MT (Magneto-Telluric : 地磁気地電流) 法は、地下数 km 以深の深部比抵抗分布の把握が可能である。大陸棚より沖合の深海部では、地殻構造のイメージングなどの学術研究や海底資源探査において電磁探査が多く活用されてきたが、浅海部での MT 法の適用は、海底に設置した磁場センサーが波浪によって振動して生じるノイズが大きい、海水中では地下数 km 以浅の構造に対応する短周期成分の減衰が激しい、などといった理由で、事例は多くない(産総研, 2008)。最近では、浅海部におけるこれらの問題を克服するための技術開発も進められている(吉村ほか, 2004, 2006 ; 産総研, 2013)。MT 法の場合はイメージングする領域が広いため、陸域での観測から海陸境界部の断層の構造を推定する試みもある(Yoshimura et al., 2008)。

地震波トモグラフィなどによる地震波解析を行う上で利用される公的機関による定常観測点は、日本列島の太平洋側では防災科学技術研究所の S-net などが整備されつつあるが、日本海側では海域の観測点が現状ほぼ皆無であり、日本列島の沿岸部全体に網羅的に整備されているわけではない。気象庁や防災科学技術研究所などにより定常地震観測点が広く整備されている陸域と異なる点と言える。

また、海陸境界の地下構造探査であれば、人工的に発生させた電磁波を利用する電磁探査法である CSAMT (Controlled-Source Audio-frequency Magneto-telluric) 法、複数の地震計で微小な地盤振動を同時観測して地下構造を推定する微動アレー探査、地下に分布する岩盤の残留磁化の影響による地磁気異常を観測する地磁気探査などを活用する方法も考えられる。人工信号を用いる CSAMT 法は自然信号を用いる MT 法よりも可探深度は浅いが、海岸沿いの陸域に測線を設定して海陸境界部の断層を検出する調査事例が知られている(Unsworth et al., 2000 ; 越智ほか, 2014)。微動アレー探査は地下の S 波速度構造を推定するため、断層のような地質構造の把握のみならず地震動予測の基礎データ取得の手段として陸域で利用されているが、内海の海底で適用された事例もある(井上ほか, 2001)。海域の地磁気探査は、航空機による空中からの観測、船上からの観測および無人探査機による海底での観測があるが、磁性の大きい火山岩や変成岩などの分布、磁化の強度や方向から海底下の地質構造を推定し、断層分布の把握のための基礎情報とする(例えば、Ponce et al., 2016)。

以上の物理探査とは別に、自律式無人探査機(AUV)や有索式無人探査機(ROV)により海底の地形や地質を直接観察・計測する手法も考えられる(脇田ほか, 2010 ; Wynn et al., 2014 ; Geersen et al., 2016 ; また、本事業の平成 27 年度報告書における 3.2.3「海底地下水湧出探査に関する調査」においても AUV および ROV に関する解説がある)。

③ 海底堆積物調査

海底に分布する断層の活動時期の推定や活動性の評価において必要となる、海底下の地層、あるいは断層破碎帯物質そのものを対象とした各種分析や年代測定を行うための試料採取には、大別して海底表層試料の採泥・採岩とボーリングとの二つの方法がある。

海底表層試料の採泥・採岩手法としては主に、柱状採泥、ドレッジ(表層採岩)、グラブサンプリャによる採泥がある。柱状採泥は、金属パイプのような柱状の採泥容器を重力や振動、油圧によって海底面に貫入させ、未固結～半固結の試料を採取する方法である(西田・池原, 2014)。本方法はドレッジやグラブサンプリャに比べ、採取時に試料の擾乱が少ないため、海底下数 m 以内の深度における連続的な地質記載や鉱物・化学・微化石などの分析を行うのに

適している。また、未固結層の厚い地域では、柱状採泥を同じ地点で繰り返すことにより、海底下数 10 m 程度まで試料を採取できる場合もある（成田, 2016）。

ドレッジは、バケツ状の金属製容器を用い、海底を掻き取るように試料採取する方法で、柱状採泥では採取困難な硬質な岩石や礫も未固結～半固結の試料と合わせて採取することが可能である（桂, 1992）。ただし、調査船からワイヤーを伸ばして海底に下ろした容器を引きずるため、水深が深いほど採取位置の正確な特定が難しいのと、採取された試料は多くの場合擾乱して元の堆積構造が復元できないことが多い。

グラブサンプラは、調査船から吊り下げたグラブバケツで海底の土砂を掴むように採取する方法である。柱状採泥と同様に底質が未固結～半固結の場合に用途が限られるのと、ドレッジのように採取時の試料の擾乱が避けられないのとがあるが、柱状採泥よりも一度に広範囲の試料が得られることから、柱状採泥や海上ボーリングを行う前の底質状況の確認や、海底表層の地質概要を効率良く把握する上では有利な場合がある（西田ほか, 2015）。

海上でのボーリングは、対象地点の水深、海底地形、海底表層地質および掘削深度などにより、作業足場の形式を使い分けて行う（表 2.1-11）。ただし、陸上でのボーリングに比べ、海上でのボーリングは足場の固定、資材の運搬、排水処理など多くの面で難易度が高く、海陸境界部であれば陸上からの斜め掘り、またはコントロールボーリング（木方ほか, 2006, 2009 など）により海底下の地質調査を行う方が有利な場合も多いと考えられる。実際、わが国の沿岸部の石油や LPG の地下備蓄に係わる地質調査（蒔田, 1991 ; 大竹・皆川, 2001）では、主なボーリング調査は陸上ないし坑道内からなされている。

海上ボーリングの場合、海底地盤の条件に加え、水圧、潮流、波力、風力といった外力が足場の安定性に大きく影響する（全国地質調査業協会連合会, 2003）。さらに、掘削期間が長くなる程、潮位や気象の変化への対応を十分に検討する必要がある。2) ③ (a) で述べた年代決定のための試料採取の考え方および 2) ③ (b) で述べた音響層序区分に対し実年代を決定していくことを考慮すると、浅部から深部まで連続して乱れないコアを採取することが求められるため、動揺が可能な限り小さくなるように足場の形式を検討する必要がある。10 年以上の長期にわたる可能性のある地層処分サイトの選定調査の場合は、当該サイトの地形、地質、気象条件を踏まえ、専用の台船を新しく建造することも視野に入れた方が望ましいと考えられる。

水深が 100 m を超えるような外洋での掘削は、資源掘削で利用されている大水深に対応した掘削リグや、科学掘削で利用されている「JOIDES レゾリューション」や「ちきゅう」といった深海掘削船を使用する必要がある。

表 2.1-11 海上ボーリングにおける主な足場形式と適応性

足場形式	仮設方法	適用	適用水深 (目安)
係船法・ いかだ式 (フロート式)	ボーリング機材全部を搭載した船(又はいかだ)をアンカーとロープを用いてボーリング位置に固定	・簡素な方法であるが、振動に弱いので、表層地質の概略を把握する程度の適用にとどまる。	数 m 以内
やぐら式 (パイプ、木)	足場丸太やパイプを現地で組み立てて架台を作成	・組立・解体は簡便であるが、水深が深くなると強度に問題が生じる。 ・潮流や風の弱い内湾で主に適用される。	数 m 以内
スパッド台船 (SEP)	ボーリング作業用の架台(台船)を通常 4 本のスパッド(高さ調整可能な支柱)で固定	・海底に多少の傾斜・起伏があっても適用可能。 ・移動が簡単なので、同じ調査領域内で複数地点ボーリングを行う場合有利。 ・鋼製やぐらに比べると潮流や波浪には弱い。	通常は 20 m 程度まで (大型の SEP なら 50 m 程度まで可能)
やぐら式 (鋼製)	鋼材を現地で塔式に組み立てて架台を作成	・外海の調査では使用頻度が高いが、資材運搬のため大型のクレーン船が必要。 ・傾斜の大きい、または起伏の激しい海底では適用困難。	30 m 程度まで
傾動自在型	ケーシング、ロッド、サンブラなどを通すガイドパイプと、ボーリング機材を搭載したクレーン付台船が別々の機構となっており、それぞれアンカーとワイヤーにより仮設	・海底に多少の傾斜・起伏があっても適用可能。 ・ガイドパイプの長さを変えられるので、水深変化にも対応可能。 ・荒天時はガイドパイプを残して台船のみで避難できる。 ・動力は大きくないので、硬岩の採取には不利。	50 m 程度まで
スパーブイ型	やぐらの一部をなすセンタパイプの途中に取り付けた浮力体を水中に引き込み、これが発生する浮力を利用して足場全体を自立	・潮流、波浪、風力による足場の動揺が生じないようにバランスがとられているシステム。 ・水深、海底地形の変化にもある程度対応可能。	数 10 m 程度

全国地質調査業協会連合会(2003)、福富ほか(1992)、高橋(2008)に基づき作成

(3) 今後の課題

断層分布・断層運動に関わる地形・地質学的特徴については、日本列島の基盤地質構造に基づき区分された地域ごとに整理した結果、1) 断層の分布や断層運動の特徴は同じ地域であれば陸域と沿岸部とで大きな違いはないこと、2) 広域的な海底地形・海底地質については、資源探査分野などを中心とした調査により日本列島周辺海域の情報がほぼ網羅されていること、3) 陸域での地形・地質調査により、海域の延長線上に活断層が疑われる地域においては、地震調査研究推進本部などのプロジェクトにより沿岸部の断層分布や活動性に関する調査が既になされていることが確認できた。さらに、断層分布・連続性・活動時期・活動性などを評価するための考え方や各種調査手法について既存の調査・研究事例に基づき整理した結果、地層処分実施主体が精密調査までに回避すべきような規模の大きな断層は、既存の調査技術の適切な組み合わせにより、沿岸部においてもほとんどの場合、陸域と同様に検出できることが分かった。海陸境界では、調査船の進入が困難なことなどにより、調査技術に一部制限があるものの、ケーブルの敷設による浅海部での観測と、陸域沿岸での地質調査・観測とを組み合わせることなどにより、規模の大きな断層を検出することは十分可能である

と考えられる。

海岸線はしばしば、陸から海に向かっての地形勾配が局所的に大きくなっている部分に位置する。この局所的な地形勾配の増大の原因については、日本列島のような第四紀の地殻変動が活発な地域では、断層運動が主に影響している可能性を検討する必要がある。従来から活断層の存在が疑われている地域や、原子力発電所などの特別な構造物が立地している地域以外では、沿岸部の詳細な地形・地質情報が十分に整備されているわけではない。既存の調査・研究において活断層の存在が明瞭でなくても、隆起速度が速い地域などでは、海水準変動を踏まえた沿岸部の地形的特徴を把握し、海岸沿いの岩石や堆積物の詳細な年代・堆積環境のデータを取得することが、隆起・侵食に関する評価とともに、海陸境界付近の断層の評価においても今後の重要な課題の一つである。

一方、断層長が数 km を下回るような規模の小さな断層に対しては、海域音波探査などでは、最新の技術を駆使したとしても、それらの分布や活動性を全て把握するのは多くの場合困難を伴う。しかし、このような小規模の活断層の性状を把握することの困難さは、市街地や植生などによる地質調査の制約がある陸域でも同様である。これについては、基盤岩中のボーリングコアや地下坑道掘削中に遭遇した断層のように、断層を被覆する年代既知の上載地層の変位が確認できない場所での調査・評価技術の開発（例えば、浅森ほか、2012；安江ほか、2014）で解決していくべき課題である。

(4) 参考文献

- 阿部信太郎, 青柳恭平, 日本列島沿岸海域における海底活断層調査の現状と課題—海底活断層評価の信頼度向上に向けて—, 電力中央研究所報告, N05047, 26p, 2006.
- 阿部信太郎, 荒井良祐, 岡村行信, 菊川断層帯海域延長部における断層分布と活動性について, 活断層・古地震研究報告, no.10, pp.81-118, 2010.
- 阿部信太郎, 関根真弓, 荒井良祐, 北海道留萌沖における活褶曲とその活動性について, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.1-14, 2011.
- 阿部信太郎, 山本博文, 荒井良祐, 高分解能マルチチャンネル音波探査記録に基づく郷村断層帯海域延長部の断層分布・性状について, 活断層・古地震研究報告, no.12, pp.195-240, 2012.
- 阿部信太郎, 内田康人, 荒井良祐, 岡村行信, サロベツ断層帯海域延長部における活構造の分布・性状と活動性について, 活断層・古地震研究報告, no.13, pp.39-74, 2013.
- 秋田県, 平成 15 年度 地震関係基礎調査交付金 北由利断層に関する調査成果報告書, 秋田県, 2004.
- Aoki, N., Takahashi, A. and Xue, Z., Development of a permanent OBC system for CCS monitoring in shallow marine environments, *Energy Procedia*, vol.37, pp.4174-4181, 2013.
- 荒井晃作, 東シナ海沖繩トラフ海域の海洋地質学的研究 平成 23 年度研究概要報告書—北部沖繩トラフ海域—, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.58, 191p, 2012.
- Arai, R., Takahashi, T., Kodaira, S., Kaiho, Y., Nakanishi, A., Fujie, G., Nakamura, Y., Yamamoto, Y., Ishihara, Y., Miura, S. and Kaneda, Y., Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench, *Nature Communications*, 7:12255, doi:10.1038/ncomms12255, 2016.
- Asakawa, E. and Ward, P., Data processing of marine multicomponent seismic —A case study of 4-component 2D OBC data, offshore Norway—, *BUTSURI-TANSA (Geophysical Exploration)*, vol.60, pp.155-170, 2007.

- 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 山田国見, 草野友宏, 幕内 歩, 高取亮一, 國分 (齋藤) 陽子, 松原章浩, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書 (平成 23 年度), JAEA-Research 2012-024, 132p, 2012.
- 芦田 譲, 佐々宏一, 反射法地震記録に基づく地層による弾性波減衰特性の推定, 資源・素材学会誌, vol.105, pp.427-431, 1989.
- 栗田奏夫, 平成 7 年度活断層調査研究報告 No.7 淡路島北部のベイケーブル方式音波探査による浅部地質構造調査, 地質調査所研究資料集, no.231, 80p, 1996.
- 栗田泰夫, 杉山雄一, 南海トラフ沿いの巨大地震に伴う右横ずれ逆断層構造, 地震 第 2 輯, vol.42, pp.231-233, 1989.
- Bard, E., Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: Paleoceanographic implications, *Paleoceanography*, vol.3, pp.635-645, 1988.
- 千葉明彦, Cevallos, C., 空中重力偏差法探査の概要と現状, 物理探査, vol.69, pp.5-17, 2016.
- 地域地盤環境研究所, 産業技術総合研究所, 宮古島活断層帯の活動性および活動履歴調査, 「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H20-1, 46p, 2009.
- 地質環境の長期安定性研究委員会 (編), 地質リーフレット 4, 日本列島と地質環境の長期安定性, 日本地質学会, 2011.
- 崔 鈺坤, 登坂博行, 小島圭二, セグメント構造を考慮した断層破碎帯の形態解析—久慈地下石油備蓄基地の断層破碎帯データを例として—, 応用地質, vol.40, pp.207-219, 1999.
- Cohen, K. M. and Gibbard, P., Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England, 2011.
- 中国電力, 島根原子力発電所 敷地周辺海域の活断層評価, 原子力規制委員会第 95 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料 3-1, 180p, 2014.
- 電源開発, 大間原子力発電所 敷地周辺及び敷地近傍の断層評価 (その 2) 及びリニアメント, 原子力規制委員会第 432 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料 2-2, 286p, 2017.
- 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, 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, no.37, pp.1-15, 2012.
- Eberli, G. P., Masaferrro, J. L. and Sarg, J. F., Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems, AAPG Memoir, no.81, 376p, 2004.
- El-Hateel, M. S., Ahmad, P., Ismail, A. H., Ashraf, A. and El-Fadeel, M. A., High Resolution Seismic Imaging and Fault Detection using Walkabove and Rig VSPs in Ras Budran and Ras Fanar Fields in The Gulf of Suez, North Africa Technical Conference and Exhibition, 15-17 April, Cairo, Egypt, Society of Petroleum Engineers, 9p, 2013.
- 沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会, 沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会とりまとめ, <http://www.meti.go.jp/press/2016/08/20160809001/20180809001-1.pdf>, 2016.
- 藤本博己, 野崎京三, 河野啓幸, 伝法谷宣洋, 押田 淳, 小泉金一郎, 三石 晋, 岩本鋼司, 金沢敏彦, 海底重力計の改造と沿岸域における海底重力測定—陸海域シームレス精密重力調査に向けて—, 測地学会誌, vol.55, pp.325-339, 2009.
- 藤岡換太郎, Taylor, B., 西村 昭, 小山真人, 海保邦夫, 田崎和江, Janecek, T., 第 126 節乗船研究者一同, 伊豆・小笠原弧の横断掘削—ODP126 節成果報告—, 地学雑誌, vol.98,

pp.886-910, 1989.

福富幹男, 横峯光昭, 中澤 斉, 鈴木楯夫, 吉野敏夫, スーパーブイ型海上ボーリング足場櫓の実用例, 新潟応用地質研究会誌, vol.39, pp.28-33, 1992.

古山精史朗, 佐藤智之, 房総半島東部沿岸における反射法音波探査結果概要, 地質調査総合センター速報 No 68, 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.1-8, 2015.

Geersen, J., Scholz, F., Linke, P., Schmidt, M., Lange, D., Behrmann, J. H., Völker, D. and Hensen, C., Fault zone controlled seafloor methane seepage in the rupture area of the 2010 Maule earthquake, Central Chile, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol.17, pp.4802-4813, 2016.

後藤秀昭, 等深線データから作成した日本列島周辺の海底地形アナグリフー解説と地図一, 広島大学大学院文学研究科論集, no.73, 特輯号, 74p, 2013.

Goldfinger, C., Nelson, C.H. and Johnson, J.E., the Shipboard Scientific Party, Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems, *Annals of Geophysics*, vol.46, pp.1169-1194, 2003.

林 雅雄, 稲盛隆穂, 佐伯龍男, 野口 聡, 日本周辺海域におけるメタンハイドレートに起因する BSR の分布, 石油技術協会誌, vol.75, pp.42-53, 2010.

林田政和, 長岡信治, 加藤幸弘, 瀬田英憲, 加藤 茂, 井本泰司, 小川正泰, 「父島」の大陸棚調査速報, 水路部技報, vol.8, pp.98-104, 1989.

北海道電力, 泊発電所 地盤(敷地周辺の地質・地質構造)について, 原子力規制委員会第 281 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料 2-2, 237p, 2015.

本田美智子, 岡村 眞, 松岡裕美, 原口 強, 中村俊夫, 九州北西部の橘湾における音波探査とピストンコアリングによる海底活断層活動履歴の復元, 月刊地球, vol.17, pp.506-514, 1995.

堀迫順一, 道順 茂, 田中喜年, 音成陽二, 橋本崇史, 沖縄島北西海域における海底地形調査速報, 海洋情報部研究報告, vol.46, pp.87-91, 2010.

星 一良, 柳本 裕, 秋葉文雄, 神田慶太, 反射法地震探査解釈による伊豆・小笠原弧堆積盆の地質構造と発達史, 地学雑誌, vol.124, pp.847-876, 2015.

Ikeda, T. and Tsuji, T., Advanced surface-wave analysis for 3D ocean bottom cable data to detect localized heterogeneity in shallow geological formation of a CO₂ storage site, *International Journal of Greenhouse Gas Control*, vol.39, pp.107-118, 2015.

池原 研, 地震性堆積物を用いた地震発生年代と発生間隔の解析, 地質調査所月報, vol.51, pp.89-102, 2000.

池原 研, 地震/津波による浅海域での粒子輸送・堆積現象: 過去の地震/津波イベントの理解のための海底堆積物研究の現状と課題, 堆積学研究, vol.71, pp.141-147, 2012.

猪野 滋, 菊地 秀邦, 浅川 栄一, 蛭田 明宏, 大川 史郎, 松本 良, 高分解能三次元反射法地震探査 -SoundArray 3D- 新潟県上越沖での実施例, 物理探査学会第 135 回(平成 28 年度秋季) 学術講演会講演論文集, no.32, 2016.

井上直人, 北田奈緒子, 越後智雄, 久保尚大, 一井直宏, 林田 明, 坂本 泉, 滝野義幸, 楢原京子, 布田川・日奈久断層帯海域部におけるピストンコア調査, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.295-308, 2011.

井上卓彦, 村上文敏, 岡村行信, 池原 研, 2007 年能登半島地震震源域の海底活断層, 地震研究所彙報, vol.82, pp.301-312, 2007.

井上卓彦, 杉山雄一, 村上文敏, 坂本泉, 滝野義幸, 永田高弘, 細矢卓志, 宇佐見琢哉, 福井

- 県美浜町日向沖，三方断層帯海域部（A 断層系）の更新世末期以降の活動，活断層・古地震研究報告，no.14，pp.109-156，2014.
- 井上佳也，風嵐健志，吉田武志，三好達明，海底微動アレー探査，応用地質，vol.42，pp.231-237，2001.
- 伊藤福夫，蜷川親治，海底音波探査技術（3），日本鉱業会誌，vol.98，pp.129-132，1982.
- 伊藤弘志，泉 紀明，菊川断層帯の延長海域で発見された変動地形，活断層研究，vol.31，pp.27-31，2009.
- Itoh, Y. and Tsuru, T., A model of late Cenozoic transcurrent motion and deformation in the fore-arc of northeast Japan: Constraints from geophysical studies, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.156, pp.117-129, 2006.
- 岩淵 洋，九州北岸，大島沖の海底活断層，地質学雑誌，vol.102，pp.271-274，1996.
- 岩淵 洋，大阪湾と伊勢湾の活構造，第四紀研究，vol.39，pp.303-314，2000.
- 岩淵 洋，春日 茂，穀田昇一，沖野郷子，志村栄一，長田 智，大阪湾西部の活断層，海洋調査技術，vol.7，no.2，pp.11-19，1995.
- 岩淵 洋，西川 公，野田直樹，田賀 傑，雪松隆雄，東京湾北部の海底断層調査，水路部技報，vol.16，pp.85-88，1998a.
- 岩淵 洋，西川 公，田賀 傑，宮寄 進，福岡湾付近の断層分布，水路部技報，vol.16，pp.95-99，1998b.
- 岩田尊夫，平井明夫，稲場土誌典，平野真史，常磐沖堆積盆における石油システム，石油技術協会誌，vol.67，pp.62-71，2002.
- 泉 紀明，長野勝行，及川光弘，西澤あずさ，小野寺健英，伊藤弘志，2007 年新潟県中越沖地震震源域における海底地形及び変動地形について，海洋情報部技報，vol.26，pp.63-67，2008a.
- 泉 紀明，長野勝行，及川光弘，西澤あずさ，小野寺健英，伊藤弘志，笹原 昇，2007 年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について，海洋情報部技報，vol.26，pp.57-62，2008b.
- 泉 紀明，西澤あずさ，堀内大嗣，木戸ゆかり，中田 高，後藤秀昭，渡辺満久，鈴木康弘，150 m グリッド DEM から作成した相模トラフから三重会合点周辺の 3D 海底地形，海洋情報部研究報告，vol.50，pp.126-139，2013.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，関東地域の活断層の長期評価（第一版），http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_honbun.pdf，2015.
- JOGMEC 物理探査船グループ，三次元物理探査船「資源」による調査活動についての報告，石油・天然ガスレビュー，vol.48，pp.69-86，2014.
- 楮原京子，加野直巳，山口和雄，横田俊之，反射法地震探査からみた新潟海陸境界部の地質構造，物理探査，vol.64，pp.345-357，2011a.
- 楮原京子，愛甲崇信，足立幾久，坂本 泉，滝野義幸，井上直人，北田奈緒子，布田川・日奈久断層帯海域部における高分解能マルチチャンネル音波探査，活断層・古地震研究報告，no.11，pp.273-294，2011b.
- 楮原京子，内田康人，村上文敏，仁科健二，大津 直，岡崎紀俊，函館平野西縁断層帯海域延長部の地下構造と活動性，活断層・古地震研究報告，no.12，pp.1-43，2012.
- 海上保安庁海洋情報部，仙台湾の断層分布，地震予知連絡会会報，vol.71，pp.339-344，2004a.
- 海上保安庁海洋情報部，平成 15 年度 周防灘東部深層音波探査 報告書，70p，2004b.
- 海上保安庁海洋情報部，福岡県西方沖地震の震源域における海底調査速報（海底地形調査と

- 反射法探査), 地震予知連絡会会報, vol.74, pp.501-504, 2005.
- 海上保安庁水路部, 八丈島南方の海底地形・地質構造, 地震予知連絡会会報, vol.33, pp.200-202, 1985.
- 海上保安庁水路部, 友ヶ島水道南方の海底地質構造, 地震予知連絡会会報, vol.61, pp.501-504, 1999a.
- 海上保安庁水路部, 松山港周辺の海底地質構造, 地震予知連絡会会報, vol.61, pp.511-514, 1999b.
- 海上保安庁水路部, 広島湾堆積物採取作業及び解析処理作業 報告書, 89p, 2000.
- 海上保安庁水路部, 平成 13 年度 宇部南部 堆積物採取作業及び解析処理作業 報告書, 107p, 2002.
- 金田平太郎, 岡田篤正, 1943 年鳥取地震の地表地震断層—既存資料の整理とその変動地形学的解釈—, 活断層研究, vol.21, pp.73-91, 2002.
- Karastathis, V. K., Ganas, A., Makris, J., Papoulia, J., Dafnis, P., Gerolymatou, E. and Drakatos, G., The application of shallow seismic techniques in the study of active faults: The Atalanti normal fault, central Greece, *Journal of Applied Geophysics*, vol.62, pp.215-233, 2007.
- 加藤碩一, 脇田浩二 (編), 地質学ハンドブック, 朝倉書店, 696p, 2001.
- 加藤 茂, 池田 勉, 硫黄島周辺の海底地形, 水路部研究報告, vol.19, pp.59-73, 1984.
- 加藤 進, 中野孝教, 石油探鉱におけるストロンチウム同位体層序, 石油技術協会誌, vol.64, pp.72-79, 1999.
- 活断層研究会, 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 437p, 1991.
- 桂 忠彦, 対馬～五島列島周辺海域の海底地質, 水路部研究報告, vol.28, pp.55-138, 1992.
- 木方建造, 新 孝一, 鈴木浩一, 宮川公雄, 岡田哲実, 増原康布, 井ヶ田德行, 小早川博亮, 山本真哉, コントロールボーリングによる掘削・調査技術の開発 (フェーズ 1), 電力中央研究所報告, N01, 98p, 2006.
- 木方建造, 新 孝一, 大津正士, 宮川公雄, 鈴木浩一, 岡田哲実, 須永崇之, 小早川博亮, 末永弘, 井ヶ田德行, 山本真哉, コントロールボーリングによる掘削・調査技術の開発 (フェーズ 2) —掘削・調査システムの高度化と断層への適用—, 電力中央研究所報告, N03, 97p, 2009.
- 金 幸隆, 吉田明夫, 小林昭夫, 伊豆東方沿いの活断層帯, 神奈川県温泉地学研究所報告, vol.44, pp.9-16, 2012.
- 気象庁, 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」の余震活動, 気象庁報道発表資料 (平成 28 年 3 月 8 日), <http://www.jma.go.jp/jma/press/1603/08a/1602offtohokueq.pdf>, 2016.
- Kluesner, J. W. and Brothers, D. S., Seismic attribute detection of faults and fluid pathways within an active strike-slip shear zone: New insights from high-resolution 3D P-Cable™ seismic data along the Hosgri Fault, offshore California, *Interpretation*, vol.4, SB131-SB148, 2016.
- 高智英二郎, 音波探査, 地盤工学への物理探査技術の適用と事例編集委員会編, 地盤工学への物理探査技術の適用と事例, 地盤工学 実務シリーズ 14, pp.365-370, 2001.
- Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Miura, S., Tamura, Y., Tatsumi, Y. and Kaneda, Y., New seismological constraints on growth of continental crust in the Izu-Bonin intra-oceanic arc, *Geology*, vol.35, pp.1031-1034, 2007.
- 小泉 格 (編), 珪藻古海洋学, 東京大学出版会, 211p, 2011.

- 駒澤正夫, 大熊茂雄, 金澤敏彦, 藤本博己, 能登半島北部沖における海底重力調査, 地質調査総合センター速報 No.49, 平成 20 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.71-80, 2009.
- 楠 勝浩, 菊池真一, 沖野睦登, 穀田昇一, 渡辺義和, 糸魚川周辺海域における変動地形・地殻構造調査, 水路部研究報告, no.27, pp.133-143, 1991.
- 九州電力, 川内原子力発電所 地盤 (敷地周辺の地質・地質構造) について, 原子力規制委員会第 107 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料 1-2, 100p, 2014.
- 町田 洋, 新井房夫 (編), 新編 火山灰アトラス 日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 336p, 2003.
- 前杵英明, 室戸半島の第四紀地殻変動と地震隆起, 地質学雑誌, vol.112, pp.17-26, 2006.
- 蒔田敏昭, 岩盤タンクによる石油の地下備蓄について, 圧力技術, vol.29, pp.78-87, 1991.
- 丸山 正, 広島湾における五日市断層帯延長部の活動性調査, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.197-226, 2011.
- 松村謙一, 鴨下智裕, 宮本賢治, 海上三次元反射法探査システム P-Cable の特長と適用性, 応用地質技術年報, no.32, pp.77-87, 2013.
- 松澤進一, S 波を利用した貯留層解析技術 -P-S 変換波地震探査の最新技術動向-, 石油・天然ガスレビュー, vol.41, pp.91-103, 2007.
- Mazzini, A., Mud volcanism: Processes and implications, *Marine and Petroleum Geology*, vol.26, pp.1677-1680, 2009.
- Milkov, A. V., Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates, *Marine Geology*, vol.167, pp.29-42, 2000.
- 文部科学省研究開発局, 防災科学技術研究所, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 (平成 21 年度) 成果報告書, 391p, 2010.
- 文部科学省研究開発局, 海洋研究開発機構, 海域における断層情報総合評価プロジェクト 平成 26 年度成果報告書, 208p, 2015.
- 文部科学省研究開発局, 海洋研究開発機構, 海域における断層情報総合評価プロジェクト 平成 27 年度成果報告書, 266p, 2016.
- 文部科学省研究開発局, 九州大学, 警固断層帯(南東部)における重点的な調査観測 平成 23-25 年度 成果報告書, 378p, 2014.
- 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 神縄・国府津-松田断層帯における重点的な調査観測 平成 21~23 年度 成果報告書, 239p, 2012.
- 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 日本海地震・津波調査プロジェクト 平成 26 年度成果報告書, 365p, 2015.
- 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 日本海地震・津波調査プロジェクト 平成 27 年度成果報告書, 432p, 2016.
- Moore, G. F., Park, J. -O., Bangs, N. L., Gulick, S. P., Tobin, H. J., Nakamura, Y., Sato, S., Tsuji, T., Yoro, T., Tanaka, H., Uraki, S., Kido, Y., Sanada, Y., Kuramoto, S. and Taira, A., Structural and seismic stratigraphic framework of the NanTroSEIZE Stage 1 transect, In Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallement, S., Screaton, E. J., Curewitz, D., Masago, H. and Moe, K. T., Expedition 314/315/316 Scientists, *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, vol.314/315/316, 46p, 2009.
- 森下泰成, 渡辺一樹, 富田輝勝, 田中喜年, 藤澤 豪, 函館湾の海底断層, 水路部研究報告, vol.38, pp.59-70, 2002.
- 村上文敏, 古谷昌明, 高智英二郎, 丸山かおる, 畑山一人, 武田伸勝, 佐藤正良, 馬場久紀,

- 浅海用高分解能三次元音波探査システムの開発とそれによる駿河湾北部沿岸海域の活断層調査, 活断層研究, vol.44, pp.29-40, 2016.
- 中井睦美 (編), ジオロジストのための岩石磁気学 帯磁率・古地磁気から AMS まで, 地学団体研究会, 178p, 2004.
- 中村謙太郎, 町田嗣樹, 沖野郷子, 正木裕香, 飯島耕一, 鈴木勝彦, 加藤泰浩, Acoustic characterization of pelagic sediments using sub-bottom profiler data: Implications for the distribution of REY-rich mud in the Minamitorishima EEZ, western Pacific, *Geochemical Journal*, vol.50, pp.605-619, 2016.
- 中村俊夫, ^{14}C 年代の暦年代較正と海洋リザーバー効果, 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (2003 年度), vol.15, pp.103-112, 2004.
- 成田尚史, 海底堆積物採取, 日本海洋学会編, 海洋観測ガイドライン 第五巻 底質分析, vol.5, G501JP:001-003, 2016.
- 根本直樹, 津軽半島における新第三紀以降のテクトニクス, 第四紀研究, vol.53, pp.205-212, 2014.
- Nguyen, H. N., Nguyen, Q. Q., Hoang, N. D., Pham, H. L. and Tran, N. H., Application of “From Seismic Interpretation to Tectonic Reconstruction” Methodology to Study Pre-Tertiary Fractured Granite Basement Reservoir in Cuu Long Basin Southeast Vietnam Offshore, *AAPG Search and Discovery Article #40507*, 2010.
- 日本原子力研究開発機構, 高速増殖原型炉もんじゅ 敷地内破碎帯の追加地質調査 全体とりまとめ報告, <https://www.jaea.go.jp/04/turuga/jturuga/press/2014/03/p140328.pdf>, 2014.
- 日本原子力研究開発機構, 原子力科学研究所 (JRR-3) 大洗研究開発センター (HTTR) 敷地周辺・敷地近傍の地質・地質構造, 原子力規制委員会第 48 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 2-1, 96p, 2015.
- 西田尚央, 池原 研, 駿河湾沿岸域の海底堆積物と堆積プロセス, 地質調査総合センター速報 No.65, 平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.13-27, 2014.
- 西田尚央, 味岡 拓, 池原 研, 房総半島東方沖海底堆積物調査の概要, 地質調査総合センター速報 No 68, 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.9-18, 2015.
- 丹羽正和, 島田耕史, 黒澤英樹, 三輪敦志, 圧縮性ステップにおける破碎帯の構造 一岐阜県飛騨市の跡津川断層西部の例一, 地質学雑誌, vol.114, pp.495-515, 2008.
- 野 徹雄, 佐藤 壮, 小平秀一, 高橋成実, 石山達也, 佐藤比呂志, 金田義行, 日本海東部におけるマルチチャンネル反射法地震探査, *JAMSTEC Report of Research and Development*, vol.19, pp.29-47, 2014.
- 野田直樹, 松本正純, 小澤誠志, 田中喜年, 及川光弘, 阿部則幸, 丸山章子, 杉村哲也, 小山あずさ, 南鳥島北西方海域における精密地殻構造探査～2005 年度第 13-15 次大陸棚調査～ Mtr6 測線, 海洋情報部技報, vol.25, pp.23-32, 2007.
- 越智亮太, 田中和広, 鈴木浩一, 徳増 実, CSAMT 法を用いた西条平野における地下構造と地下水流動, 日本応用地質学会中国四国支部平成 26 年度研究発表会, no.4, 6p, 2014.
- 小椋伸幸, 掃部 満, 天北・羽幌地域の石油地質—深部構造特性と炭化水素ポテンシャル—, 石油技術協会誌, vol.57, pp.32-44, 1992.
- 奥村 輔, 下岡順直, ルミネッセンス年代測定を開始するための心得—日本における年代研究の現状—, 地質技術, no.1, pp.5-17, 2011.
- 大分県, 平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 別府—万年山断層帯に関する調査 成果報告書〔海上調査編〕, 65p, 2002.

- 岡部貴之, 坂下裕明, 小澤淳真, 下村博之, 蒲恒太郎, 宮作尚宏, 川村 裕, 浅沼市男, ALB の河川縦横断測量への適用性の研究, 河川技術論文集, vol.20, pp.55-60, 2014.
- 岡村行信, 海域における活断層調査一現状と課題一, 活断層研究, vol.28, pp.31-39, 2008.
- 岡村行信, 海域における活断層調査の現状と課題, 地質と調査, vol.136, pp.8-11, 2013.
- 大熊茂雄, 駒澤正夫, 押田 淳, 相模湾北部沿岸域における海底重力調査, 地質調査総合センター速報 No.68 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.107-114, 2015.
- 小野智三, 柴田 遥, 被災地における航空レーザー測量, 海洋情報部研究報告, vol.49, pp.118-129, 2012.
- 大竹健司, 皆川宗仁, 周辺環境に配慮した LP ガスの水封式地下岩盤貯槽方式一岡山県倉敷地点一, 石油・天然ガスレビュー, vol.34, pp.56-72, 2001.
- 大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子 (編), 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, 201p, 2002.
- 大津 直 (編), 北海道の変動地形一活断層と活構造, 日本地質学会編, 日本地方地質誌 1 北海道地方, 朝倉書店, 664p, 2010.
- Park, J. -O., Tsuru, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S., Kaneda, Y., Kono, Y. and Takahashi, N., Out-of-sequence thrust faults developed in the coseismic slip zone of the 1946 Nankai earthquake (Mw=8.2) off Shikoku, southwest Japan, Geophysical Research Letter, vol.27, pp.1033-1036, 2000.
- 朴 進午, 鶴 哲郎, 野 徹雄, 瀧 薫, 佐藤 壮, 金田義行, 紀伊半島南東沖南海トラフでの高分解能三次元反射法地震探査と重合前深度マイグレーション処理, 物理探査, vol.61, pp.231-241, 2008.
- Ponce, D. A., Denton, K. M. and Watt, J. T., Marine magnetic survey and onshore gravity and magnetic survey, San Pablo Bay, northern California, U. S. Geological Survey Open-File Report 2016-1150, 14p, 2016.
- Reitenbach, G., Seismic Hazard Resiliency at U.S. Nuclear Power Plants, POWER, April 1, 2015.
- 佐伯龍男, 林 雅雄, 及川信孝, 小林稔明, 稲盛隆穂, 東部南海トラフ海域における三次元地震探査, 月刊地球, vol.27, pp.949-953, 2005.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, Pure and applied geophysics, vol.157, pp.2303-2322, 2000.
- 産業技術総合研究所, 沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 平成 19 年度成果報告書, 256p, 2008.
- 産業技術総合研究所, 青森湾西岸断層帯の活動性および活動履歴調査, 「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H20-3, 38p, 2009.
- 産業技術総合研究所, 沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 平成 24 年度成果報告書, 521p, 2013.
- 産業技術総合研究所, 沿岸海域における活断層調査 三浦半島断層群 (海域部) 成果報告書, 52p, 2015a.
- 産業技術総合研究所, 沿岸海域における活断層調査 鴨川低地断層帯 (海域部) 成果報告書, 52p, 2015b.
- 産業技術総合研究所, 東海大学, 平成 25 年度 沿岸海域における活断層調査 野坂・集福寺断層帯/野坂断層帯 (海域部) 成果報告書, 30p, 2014.
- 笹原 昇, 塩原 健, 矢吹哲一郎, 船上重力データの精度評価及び誤差補正について, 海洋情報部技報, vol.24, pp.89-93, 2006.

- 佐藤智之, 内田康人, 輿水健一, 片山 肇, 池原 研, 石狩低地東縁断層帯の海域への延長, 活断層研究, no.39, pp.17-28, 2013.
- 石油公団, 平成 2 年度国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書, 28p, 1991.
- 芝田 厚, 梶村 徹, 渡辺一樹, 熊川浩一, 牛島 学, 神津島周辺の海底地形調査, 水路部技報, vol.13, pp.113-119, 1995.
- 資源エネルギー庁資源・燃料部石油・天然ガス課, 平成 31 年度以降の国内石油天然ガス基礎物理探査海域の検討状況について, 本邦における資源開発の在り方に関する検討会(第 1 回)資料 5, http://www.meti.go.jp/committee/kenkyukai/energy_environment/shigen_kaihatsu/pdf/001_05_00.pdf, 2016.
- 島崎邦彦, 中田 高, 千田 昇, 宮武 隆, 岡村 眞, 白神 宏, 前杵英明, 松木宏彰, 辻井 学, 清川昌一, 平田和彦, 海底活断層のボーリング調査による地震発生時長期予測の研究—別府湾海底断層を事例として—, 活断層研究, no.2, pp.83-88, 1986.
- 清水 賢, 渡邊佳孝, 高橋成実, 畠山 清, 前川拓也, 木村忠勝, 次世代海底地震計の開発と実海域試験, ブルーアース 2013, BE13-P44, 2013.
- 下川大介, 太田史朗, 坂上敏彦, 佐藤祥昭, 半場康弘, 津波による海岸堤防の被災状況調査, 大地(東北地質調査業協会誌), no.53, pp.33-35, 2013.
- Sugisaki, S., Buylaert, J. P., Murray, A. S., Harada, N., Kimoto, K., Okazaki, Y., Sakamoto, T., Iijima, K., Tsukamoto, S., Miura, H. and Nogi, Y., High resolution optically stimulated luminescence dating of a sediment core from the southwestern Sea of Okhotsk, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol.13, doi:10.1029/2011GC004029, 2012.
- Sugisaki, S., Buylaert, J. -P., Murray, A., Tsukamoto, S., Nogi, Y., Miura, H., Sakai, S., Iijima, K. and Sakamoto, T., High resolution OSL dating back to MIS 5e in the central Sea of Okhotsk, *Quaternary Geochronology*, vol.5, pp.293-298, 2010.
- 杉山雄一, 沿岸海域の活断層—柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の海域延長部の例, 地震予知連絡会会報, vol.89, pp.399-407, 2013.
- 杉山雄一, 遠藤秀典, 音波探査により発見された首都圏の潜在活断層, 地質ニュース, no.466, pp.33-41, 1993.
- 杉山雄一, 遠藤秀典, 廉沢 宏, 下 泰彦, 大容量エアガン・ベイケーブル方式の音波探査による首都圏の潜在活断層調査, 物理探査学会学術講演会講演論文集, no.92, pp.260-264, 1995.
- 杉山雄一, 内田康人, 村上文敏, 津久井朗太, 黒松内低地断層帯南方延長部(内浦湾)の地質構造と活動性, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.21-53, 2011.
- 杉山雄一, 山本博文, 村上文敏, 宇佐見琢哉, 畑山一人, 島崎裕行, 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北方延長域(坂井市沖～福井市沖)における活断層の分布と活動性, 活断層・古地震研究報告, no.13, pp.145-185, 2013.
- 水路部北海道南西沖地震震源海域緊急調査班, 北海道南西沖地震震源海域の緊急調査結果, 水路部研究報告, vol.30, pp.395-412, 1994.
- 高田圭太, 中田 高, 野原 壯, 原口 強, 池田安隆, 伊藤 潔, 今泉俊文, 大槻憲四郎, 鷺谷 威, 堤 浩之, 震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討—中国地方を事例として—, 活断層研究, no.23, pp.77-91, 2003.
- 高橋周作, 傾動自在型試錐工法による海上ボーリング施工事例, 全地連「技術 e-フォーラム

- 2008」高知, no.34, 2p, 2008.
- 高野 修, 荒戸裕之, 中西健史, 松岡俊文, 佐伯龍男, 三次元反射法地震探査技術の進展がもたらす地質学, とくに堆積学分野へのインパクト, 物理探査, vol.59, no.3, pp.225-231, 2006.
- 棚橋 学, 本座栄一, 西村清和, 村上文敏, 20 万分の 1 海底地質図「房総半島東方海底地質図」, 地質調査所 (現 地質調査総合センター) , no.24, 1983.
- Tanase, D., Sasaki, T., Yoshii, T., Motohashi, S., Sawada, Y., Aramaki, S., Yamanouchi, Y., Tanaka, T., Ohkawa, S. and Inowaki, R., Tomakomai CCS Demonstration Project in Japan, *Energy Procedia*, vol.37, pp.6571-6578, 2013.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (編), 改訂版 日本の石油・天然ガス資源, 520p, 1992.
- 遠田晋次, 後藤秀昭, 平成 28 年 11 月 22 日福島県沖の地震 (M7.4) を引き起こした活断層を特定, 東北大学災害科学国際研究所報道発表資料, http://irides.tohoku.ac.jp/media/files/earthquake/eq/2016_fukushima_eq/20161122_fukushima_eq_activefault_toda.pdf, 2016.
- 東北電力, 女川原子力発電所 敷地周辺海域の活断層評価について, 原子力規制委員会第 106 回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合資料 2-1, 68p, 2014.
- 東海沖海底活断層研究会 (編), 東海沖の海底活断層, 東京大学出版会, 174p, 1999.
- 徳山英一, 末広 潔, 渡辺秀文, 大西正純, 高橋明久, 井川 猛, 浅田正陽, 藤岡換太郎, 芦寿一郎, 倉本真一, 徐 垣, 小川勇二郎, 伊豆大島南部海域のマルチ・チャンネル音波探査記録, 火山, vol.33, pp.67-77, 1988.
- 徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐 垣, 日野亮太, 野原 壯, 阿部寛信, 坂井真一, 向山建二郎, 「日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史」付図 日本周辺海域の第四紀地質構造図, 海洋調査技術, vol.13, pp.27-53, 2001.
- 東京電力, 柏崎刈羽原子力発電所 6 号炉及び 7 号炉敷地周辺海域の地質・地質構造について, 原子力規制委員会第 248 回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合資料 2-3, 169p, 2015.
- 富山大学, 地域地盤環境研究所, 沿岸海域における活断層調査 呉羽山断層帯 (海域部) 成果報告書, 40p, 2011.
- 豊蔵 勇, 岡田篤正, 牧野内猛, 堀川義夫, 長谷川淳, 「中部国際空港」海域 (知多半島常滑市沖) の海底地形・地質, 地学雑誌, vol.108, pp.589-615, 1999.
- 戸澤 実, 岩本暢之, 航空レーザー測深機による水路測量ー航空レーザー測量ー, 水路, vol.33, pp.5-10, 2004.
- Tsuji, T., Kamei, R. and Pratt, R. G., Pore pressure distribution of a mega-splay fault system in the Nankai Trough subduction zone: Insight into up-dip extent of the seismogenic zone, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.396, pp.165-178, 2014.
- 鶴 哲郎, 佐々木亮, 占部滋之, 反射法地震探査データの減衰特性を利用した断層シール能力評価の試み, 石油技術協会誌, vol.79, pp.54-62, 2014.
- 堤 浩之, 遠田晋次, 2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴, 地質学雑誌, vol.118, pp.559-570, 2012.
- 内田康人, 仁科健二, 高見雅三, 高分解能音波探査による十勝平野断層帯南部, 光地園断層 海域延長部の浅部構造調査, 日本地球惑星科学連合 2015 年大会予稿集, SSS28-12, 2015.
- 植田義夫, 中川久穂, 平岩恒広, 朝尾紀幸, 久保田隆二, 東京湾・南関東周辺の重力異常と深部構造, 水路部研究報告, vol.22, pp.179-206, 1987.

- 植田義夫, 加藤幸弘, 三宅島西方海域調査班, 三宅島西方・群発地震発生海域の地殻構造と銭州海嶺北部のテクトニクス, 水路部研究報告, vol.37, pp.37-56, 2001.
- Unsworth, M. J., Lu, X. and Watts, M. D., CSAMT exploration at Sellafield: Characterization of a potential radioactive waste disposal site, *Geophysics*, vol.65, pp.1070-1079, 2000.
- 和田雅昭, 宮川健三, 山岡 誠, 天下井清, 木村暢夫, 岩森利弘, 水上オートバイを用いた測深システムの開発, *水産工学*, vol.41, pp.1-12, 2004.
- 脇田典英, 広川 潔, 市川卓示, 山内由章, 海洋資源の調査に貢献する自律型深海巡航探査機 (AUV) への取組み, *三菱重工技報*, vol.47, pp.37-44, 2010.
- 渡辺俊樹, 屈折法地震探査の地球科学分野における適用, *物理探査*, vol.63, pp.281-288, 2010.
- Woodcock, N. H. and Fischer, H., Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, vol.8, pp.725-735, 1986.
- Wynn, R. B., Huvenne, V. A. I., Le Bas, T. P., Murton, B. J., Connelly, D. P., Bett, B. J., Ruhl, H. A., Morris, K. J., Peakall, J., Parsons, D. R., Sumner, E. J., Darby, S. E., Dorrell, R. M. and Hunt, J. E., Autonomous Underwater Vehicles (AUVs): Their past, present and future contributions to the advancement of marine geoscience, *Marine Geology*, vol.352, pp.451-468, 2014.
- Xue, Z., Toshioka, R., Aoki, N., Kawabe, Y. and Tanase, D., Research and development of a permanent OBC system for time-lapse seismic survey and microseismic monitoring at the offshore CO₂ storage sites, *Energy Procedia*, 2017.
- 八木雅俊, 坂本 泉, 田中博通, 藤巻三樹雄, 根元謙次, アイダンオメル, 沿岸域に分布する活断層を対象として *Seismic Trenching* への試みー日奈久断層帯海域延長部の例ー, 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, R7-O-3, pp.89, 2016.
- 山下幹也, 三浦誠一, 羽角華奈子, 深尾良夫, 勝又勝郎, 小平 秀一, 海洋微細構造イメージングにおける反射法地震探査データ取得仕様の比較, *物理探査*, vol.66, pp.111-118, 2013.
- 安江健一, 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 國分(齋藤)陽子, 末岡 茂, 幕内 歩, 生田正文, 松原章浩, 田村 肇, 小堀和雄, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究年度報告書 (平成 24 年度), *JAEA-Research 2013-047*, 109p, 2014.
- Yasue, K., Ishimaru, T., Kobori, K., Umeda, K. and Nakatsuka, N., Subsurface geological mapping of the Japanese Islands, *Journal of Geological Society of Japan*, vol.120, XIII-XIV, 2014.
- 横田華奈子, 勝又勝郎, 山下幹也, 深尾良夫, 小平秀一, 三浦誠一, 地震音響海洋学: 反射法地震探査データを用いた海洋物理研究, *海の研究*, vol.19, pp.317-326, 2010.
- 吉村公孝, 大久保修一, 山根一修, 海底電磁法探査による伏在断層や地下水理情報の取得可能性について, *地学雑誌*, vol.115, pp.400-415, 2006.
- 吉村公孝, 山根一修, Constable, S., Orange, A., 浅海域での電磁法調査の問題点と対策試案, *物理探査*, vol.57, pp.383-394, 2004.
- Yoshimura, R., Oshiman, N., Uyeshima, M., Ogawa, Y., Mishina, M., Toh, H., Sakanaka, S., Ichihara, H., Shiozaki, I., Ogawa, T., Miura, T., Koyama, S., Fujita, Y., Nishimura, K., Takagi, Y., Imai, M., Honda, R., Yabe, S., Nagaoka, S., Tada, M. and Mogi, T., Magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (Mj 6.9), Central Japan, *Earth Planets Space*, vol.60, pp.117-122, 2008.

全国地質調査業協会連合会（編），ボーリングポケットブック（第4版），オーム社, 505p, 2003.

Zhu, J., Perkins, R., Sen, P., Howe, S., Hiller, E. and Clough, J., Evaluation and joint inversion of TTI velocity models with walkaway VSP in deep-water offshore Angola, *Leading Edge*, vol.32, pp.194-198, 2013.

2.1.3 沿岸部における火成活動に関する検討

(1) 背景と目的

火成活動が地層処分システムに及ぼす影響については、マグマの貫入や噴出による処分施設および廃棄体の直接的な破損のほか、熱などによる地下水温の上昇や熱水対流の発生、熱水・火山ガスの混入による地下水の水質変化などが考えられる。一方、深部流体は、沈み込むスラブやマントル起源の流体が断裂系などを通じて地表付近に上昇するもので（産総研, 2012）、pH が低く炭酸化学種が高濃度に含まれるなどの特徴があり、温度が高い場合には熱環境への影響もある。そのため、これらが流入する範囲では地質環境として好ましくない熱環境や化学場が生成される可能性があり、概要調査などにおいてその影響を排除することが望ましい（総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術ワーキンググループ, 2014）。そのため、地下深部のマグマや深部流体の存否や分布をあらかじめ確認するための調査技術を整備することが重要となる。

火山・火成活動は、地下深部で生じたマグマが地表または地表近くに達して引き起こす現象をいう。日本列島のようなプレートの沈み込み帯におけるマグマやいわゆる深部流体は、海洋プレートが陸側のプレート下へ沈み込むことで地球内部に運ばれた水が、温度・圧力の上昇に伴って放出されることに起因すると考えられている（例えば、Tatsumi, 1989; Iwamori, 1998）。図 2.1-43 に沈み込み帯における流体の発生や上昇の概念図を示す。

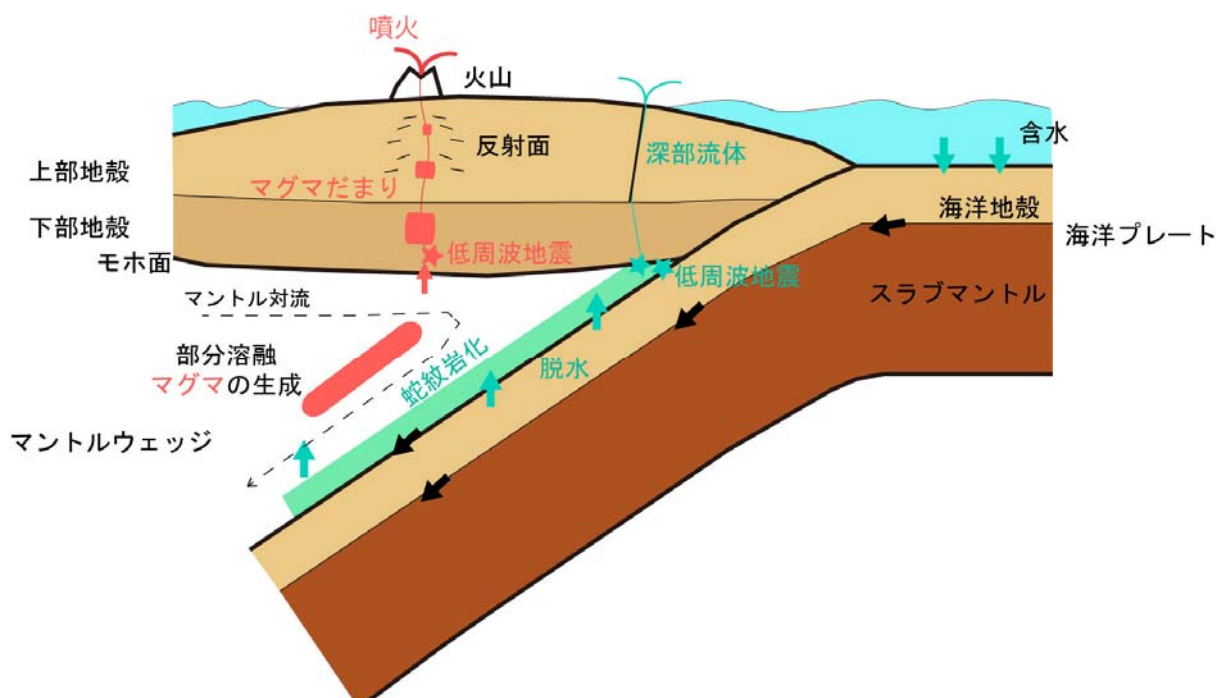


図 2.1-43 沈み込み帯における流体の発生・上昇に関する概念図

日本列島では、海洋プレートである太平洋プレートやフィリピン海プレートが、北米プレート（オホーツクプレート）とユーラシアプレート（アムールプレート）の下へ沈み込み、沈み込んだプレート（以下、スラブという）を構成する含水鉱物が温度と圧力の上昇に伴って脱水反応を起こすことが知られている（例えば、Iwamori, 1998）。このほか、特に火山フロントよりも海溝側となる前弧域では、スラブ上面における堆積層からの間隙水の放出も生じる（例えば、Hyndman and Peacock, 2003）。例えば Iwamori (1998) では、スラブやマントルウェッジの岩石鉱物学的特性および温度構造を考慮した数値シミュレーションによっ

て、スラブでの流体の発生やその上昇（流体輸送経路）について議論されている。脱水反応によって放出された水は、周囲との密度差により上昇してマントルウェッジへ移動し、マントル物質（カンラン岩）を蛇紋岩化させる。脱水が生じる深さは、スラブの生成年代に起因する温度構造に依存するため、太平洋スラブとフィリピン海スラブとで異なる。そのため大局的には、比較的早く低温の太平洋スラブの方が、若く高温であるフィリピン海スラブよりも深くなると考えられている。脱水深度に関するこのような地域差は、地震波などの観測においても指摘されている（Kodaira et al., 2004 ; Shelly et al., 2006 ; Tsuji et al., 2008 ; Kato et al., 2010）。ただし現時点では、特に火山フロント以外の地域（前弧域および背弧域）のマントルウェッジや地殻深部における流体の輸送経路などについては、未解明な点が多い。

スラブ起源の流体が加わることによって蛇紋岩化したマントルは、東北日本の場合、スラブの沈み込みに引きずられ、さらに深部で再度脱水分解する。ここで放出された水はマントルウェッジ内を上昇する過程で部分熔融を引き起こし、火山フロント直下でモホ面（モホロビッチ不連続面）まで達すると考えられている（例えば、Zhao et al., 1992 ; Nakajima et al., 2001 ; Hasegawa et al., 2007）。モホ面まで達した流体は火山活動の原因となるほか、地殻物質を軟化させ、地殻内で非弾性変形を生じさせるとも考えられており、地殻内で発生する内陸地震は、このような構造不均質に伴う局所的な応力蓄積なども一因であると指摘されている（Iio et al., 2002 ; Hasegawa et al., 2007 ; 長谷川, 2008）。また、このような構造不均質は、長期的には隆起山地の形成にも関与していると考えられている（例えば、梅田・浅森, 2016）。一方で西南日本では、東北日本に比べて浅部で脱水反応が生じるため、前弧域下のマントルウェッジ先端付近において流体の生成・上昇やマントル物質の蛇紋岩化が生じる可能性が指摘されている（例えば、Iwamori, 1998 ; Zhao et al., 2000 ; Kato et al., 2010）。このような流体の生成・上昇やマントル物質の蛇紋岩化は、プレート境界で発生するスロースリップや低周波地震の発生に寄与しているとも指摘されている（Kodaira et al., 2004 ; Shelly et al., 2006 ; Kato et al., 2010）。なお、スラブ起源の深部流体が地表まで上昇する際は、地殻下部にまで達するような構造線や大断層が主な経路となると推測されている（産総研, 2007 ; 2012）。また、前弧域に位置する紀伊半島に湧出する高温の温泉は、このような流体の上昇が関与しているとも指摘されている（例えば、西村, 2001）。

本事業では、沿岸部におけるマグマや深部流体などの存否や分布を把握するための手法についての情報を整理し、地球物理学的手法の適用性や、それを補足する地球化学的情報について検討した。また、沿岸部への地震学的手法の適用に関する事例を示すとともに、地下深部構造の推定手法の高度化に向けた方法論について検討した。

(2) 実施内容

1) 地球物理学的情報の収集・整理と沿岸部における有効性の検討

① マグマ・深部流体の分布を把握するための地球物理学的手法

(a) 地震波トモグラフィ

地殻や上部マントルなどの地下深部における流体の存否や分布といった地下構造の推定に関する調査・研究では、これまで、地震波トモグラフィや地磁気・地電流法 (Magnetotelluric 法。以下、「MT 法」という) が主に用いられてきた。このうち地震波トモグラフィは、多くの場合、定常地震観測点において記録された地震観測データを多量に用いた逆解析 (インバージョン) によって、地下の三次元的な地震波速度の分布 (地震波速度構造) を推定する手法である (例えば、Aki and Lee, 1976 ; Thurber, 1983 ; Zhao et al., 1992)。この手法は、医療分野で用いられる CT (Computerized Tomography) を地震学に応用することで 1970 年代に提案されたものであるが、解析可能な領域の範囲や空間分解能は、地表における地震観測点や地下で発生する地震の分布に強く依存する。国内では、1990 年代以降に、それまで大学や気象庁などにより設置されていた観測網 (例えば、坪井ほか, 1989) に加え、新たに構築された高感度地震観測網 (日本列島全域に約 20 km 間隔で約 1,000 点) によって均質かつ高品質のデータが得られるようになった (例えば、Okada et al., 2004 ; Obara et al., 2005)。このような地震観測網の充実や解析に用いる計算機の性能向上によって、現在では地殻やマントルの構造を推定するための標準的手法の一つとして用いられている (例えば、Matsubara et al., 2008 ; Hirose et al., 2008 ; Nakajima and Hasegawa, 2007a)。また、鉛直方向における解析可能な範囲 (探査深度) は、解析領域内で発生する微小地震の震源深さに依存して、国内では沈み込むスラブの上面深度付近となる場合が多い。

一般に、地震波速度は岩石の種類、流体の飽和度、温度、圧力などによって変化するため (例えば、O'Connell and Budiansky, 1974)、地震波トモグラフィによって推定される地球内部の三次元地震波速度構造は、流体や高温領域の空間分布を把握するための基本的な情報となる。例えば Nakajima et al. (2001) は、地震波トモグラフィによって、東北日本下のマントルウェッジにはスラブにおよそ平行な地震波低速度域が存在し、活火山下の地殻まで連続することなどを指摘し、火山に供給するマグマの生成や上昇経路に関するモデルを示した。また、国内における他の火山地域下においても、地震波低速度かつ高ポアソン比の領域が見出されており、火山活動との関連性が指摘されている (例えば、Wang and Zhao, 2006 ; Zhao, 2015 ; Nakajima and Hasegawa, 2007a ; 2007b ; Nakamichi et al. 2007)。なお、国内の定常地震観測網において捉えることのできる不均質構造の大きさ (空間分解能) は、観測点間隔に依存するため 20~30 km 程度であるが、より高密度な地震観測網や人工震源を用いた高空間分解能の地下構造のイメージングも行われている (例えば、Kato et al., 2010 ; Kodaira et al., 2004)。

(b) 地磁気・地電流 (MT) 法

MT 法は、自然電磁場の観測を行い、磁場変動に対する電場変動の比 (インピーダンス) を測定することによって、地下深部の比抵抗分布を推定する手法である。ここで比抵抗とは、岩石の状態を反映してオーダーで変化する物性値であり、間隙率が高く、水などの流体を含む岩石は低比抵抗を示す。また、MT 法は地殻深部や上部マントルまでの領域を対象とすることが可能であることや、二次元解析のほか、三次元解析手法も開発されていることから (例えば、Ogawa and Uchida, 1996 ; Sasaki, 2004 ; Siripunvaraporn et al., 2005)、特に流体の存在に関わる地殻の不均質の推定に関する調査・研究に用いられてきた。このうち、Mitsuhata et al. (2001) によって推定された 1962 年宮城県北部地震の震源域における二次

元比抵抗構造によると、面状に分布する微小地震分布から推測される震源断層を境に比抵抗が顕著に変化し、震源断層の下位に流体の存在を示唆する低比抵抗体が見出されている。さらに、Ichihara et al. (2011) は、日本海東縁ひずみ集中帯の庄内平野東縁断層帯を横断する二次元比抵抗構造を推定し、反射法地震探査などから推定される断層の傾斜と調和的な東に傾斜する低比抵抗体の存在を明らかにし、1894年庄内地震による断層運動に伴い流体が連結した状態を表している可能性を示唆した。また、富士山周辺を対象として推定された二次元比抵抗構造では、活火山に供給するマグマの存在を示唆する顕著な低比抵抗体が見出されている (Aizawa et al., 2004)。なお、近年では MT 法によって推定した比抵抗を用いて、地殻深部における流体の化学的特性 (塩分濃度) を議論するといった事例も報告されている (Shimajuku et al., 2014 ; Sakuma and Ichiki, 2016)。

(c) レシーバ関数

地震波トモグラフィや MT 法以外のマグマ・深部流体などに関する研究として、レシーバ関数解析による地震波速度不連続面の推定、S 波反射面の推定、低周波地震の分布推定、地殻熱流量や地温勾配の測定による地下温度構造の推定、弾性波探査による地下構造推定、重力異常による広域的な基盤構造の推定、測地学的手法によるマグマ溜りの推定などが挙げられる。

レシーバ関数解析では、地震観測点で記録された遠地地震波形を用いてレシーバ関数を計算することで、物性境界 (地震波速度不連続面) での P-S 変換波を強調させ、その位置を推定することができる。これまでの研究では、主にモホ面や海洋地殻の深さ分布の推定に用いられており、西南日本下に沈み込むフィリピン海スラブや東北日本下に沈み込む太平洋スラブの形状が推定されている (Yamauchi et al., 2003 ; Shiomi et al., 2004 ; Kawakatsu and Watada, 2007 ; Abe et al., 2013)。またレシーバ関数を用いて物性境界の位置と物性境界から観測点までの平均的な P 波速度と S 波速度の比 (V_p/V_s) を推定する手法も提案されている (Zhu and Kanamori, 2000)。地下深部にマグマや深部流体が存在する領域では地震波低速度となるが、このような領域の端部では地震波速度が大きく変化する不連続面をなす場合もあると考えられる。このことから、紀伊半島を対象としたレシーバ関数解析では、地震波速度構造の推定結果と併せて、流体の存否に関する議論がなされている (Kato et al., 2014)。

(d) S 波反射面

一般に、地震波として震源から放射される実体波のうち、横波である S 波は流体中を伝播しない。そのため、S 波の反射強度が高い領域には、横波を通さない流体が存在すると考えられている。S 波反射波は、地震観測点で記録された地震波形データから読み取られる場合があり、解析によって、その反射点 (S 波反射面) の位置を推定することができる。これまでの研究では、活火山、ひずみ集中帯のほか、2000年に鳥取県西部地震を引き起こした震源断層下の下部地殻などで、S 波反射面の存在が報告されている (Matsumoto and Hasegawa, 1996 ; 堀ほか, 2004 ; 片尾ほか, 2007 ; 土井ほか, 2003)。これらは、火成活動に関連した部分熔融域や深部流体の存在を示唆すると考えられており、マグマや深部流体の存否や分布を推定するための情報の一つとして用いられる (例えば、長谷川・松本, 1997)。

(e) 低周波地震 (低周波微小地震・微動)

低周波地震 (または、低周波イベント) は、その発生に伴って観測される地震波形の特性によって、低周波微小地震 (例えば、Hasegawa and Yamamoto, 1994) や低周波微動 (例えば、Obara, 2002) に分けられる。このうち前者は、内陸部の火山地域においてよく検知

されるが、後者は主に西南日本に沈み込むフィリピン海スラブの上面付近で発生していることが知られている。いずれの地震もモホ面付近の深さに見られることが多いが、その発生には流体の存在が関与していると考えられている。また、低周波微小地震の震源は、地震波トモグラフィなどによって推定された流体分布域の端部に位置するとの傾向が報告されており（例えば、Nakajima and Hasegawa, 2003 ; Hasegawa et al., 2005）、マグマや深部流体の存在に関する情報を与えることができる。

(f) 地殻熱流量、地温勾配、地震発生層の深さ分布

一般に、地下深部のマグマは、その周辺に比べて高温である。また、非火山地域における深部流体の湧出が関与するとも考えられている有馬温泉や紀伊半島などでは、沸騰温度に近い温泉水が湧出する（例えば、産総研, 2012 ; 西村, 2001）。そのため、マグマや深部流体の存否を検討する際は、地殻内の温度構造に関する情報も、有効な手掛かりの一つとなり得る。地殻内の温度構造は、地殻熱流量や地温勾配のデータから推定することが可能である（例えば、Tanaka, 2004 ; 田中, 2009）。地殻熱流量は、深さの異なる二点間の温度差と岩石の熱伝導率を測定することで求められるが、海域では陸域に比べて堆積物が柔らかく、水温も安定しているため測定が比較的容易である。さらに、沿岸部で安定した地殻熱流量を測定する手法も開発されている（例えば、Hamamoto et al., 2005）。

また、地殻内の温度構造は、浅発地震の震源分布から推定される地震発生層の下面深度と相関があり、その深さにおける温度は 250~450°C程度に相当すると推定されている（例えば、田中, 2009）。地震発生層の下面深度は、地殻内で発生する浅発地震の震源分布から計算することが可能であり、火山の近傍ではその温度構造を反映して浅くなる傾向を示すことが指摘されている（例えば、Ito, 1993 ; Omuralieva et al., 2012）。

(g) その他の手法

地下構造を推定する手法として、反射法や屈折法による地震探査がよく用いられる。特に、反射法地震探査による断層形状の把握に関する調査研究は精力的に行われており、浅層反射法をはじめとして地殻深部までを対象とした大規模な地震探査によって、詳細な地殻構造が明らかにされている（例えば、佐藤ほか, 2005）。

また、重力測定に基づいて推定される重力異常の分布は、地下の密度構造に関する情報を与えることができる。このうちブーゲー異常は、基盤岩の起伏を調査するためによく用いられる。これによって得られた基盤深度と比抵抗構造や地震波速度構造とを比較することで、地下構造を解釈した事例が報告されている（例えば、高倉, 1994）。

GNSS（Global Navigation Satellite System）観測や水準測量といった測地学的な手法によって、火山活動に伴って生じる地表のひずみや変位を観測することで、地下深部の圧力源としてのマグマ溜りの位置や、その時間変化を推定することが可能である（例えば、西ほか, 1995 ; Nishimura et al., 2001）。ただし、この手法は火山噴火などの顕著な活動に伴う圧力源の動的な変動に基づくため、地下深部のマグマや深部流体に活発な活動がない場合は、圧力源を推定することができない。

② マグマ・深部流体の分布に関する既存の推定事例

(a) 陸域における事例

地殻やマントルウェッジにおけるマグマや深部流体の二次元あるいは三次元的な空間分布については、主に地震波速度構造や比抵抗構造などの地球物理学的な情報に基づいて推定されている（例えば、Zhao et al., 1992 ; Umeda et al., 2007 ; Asamori et al., 2010）。これら

の研究によると、マグマや深部流体は地震波低速度体や低比抵抗体として検出され、主に島弧火成活動に関与する流体の存在や分布を明らかにしてきた。また、非火山地域では、内陸地震の震源域（例えば、Zhao and Negishi, 1998）でもその存在について報告されており、スラブから脱水した流体との関連性が指摘されている。ここでは、陸域におけるマグマや深部流体を複数の手法に基づいて推定した事例として、東北日本に位置する鳴子火山と飯豊山地での事例を示す。

鳴子火山は、東北日本弧の火山フロント（奥羽脊梁山地）に位置し、わが国有数の地熱地帯である鬼首カルデラの南方に位置する第四紀火山である。鬼首・鳴子火山地域やそれを含む東北日本の三次元地震波速度構造は、地震波トモグラフィを用いた複数の研究によって推定されている（例えば、Zhao et al., 1992 ; Nakajima et al., 2001）。このうち Nakajima and Hasegawa (2003) では、この地域に密に展開された臨時地震観測網での観測データを解析に用いることによって、特に地殻内での空間分解能を従来よりも向上させ、火山下のマントルから上部地殻に連続する地震波低速度体を見出した。また、鳴子火山周辺では MT 法による二次元比抵抗構造の推定も行われ、地震波低速度体の分布域と整合的な低比抵抗体が検出されており、両者は同一の構造を捉えていると考えられている（Asamori et al., 2010）。さらに、同領域の上部地殻では S 波反射面が認められること（堀ほか, 2004）、下部地殻では低周波微小地震の発生が認められること（岡田・長谷川, 2000 ; Hasegawa and Yamamoto, 1994）、地殻内の地震発生層の下面深度が火山下で浅くなる傾向が認められるほか、周辺に比べて地温勾配が高いこと（例えば、矢野ほか, 1999）などの情報から、火山下の地震波低速度・低比抵抗体は、マグマやその固化に伴って放出された高温流体の存在を示唆すると推定されている（Nakajima and Hasegawa, 2003 ; Asamori et al., 2010）。

一般に、地下構造の推定結果に係わる不確実性（空間分解能や精度など）は、用いる手法や対象とする領域などによって異なる。ここで示した Nakajima and Hasegawa (2003) による地震波トモグラフィの事例では、地震活動度が比較的高い領域を対象とし、数 km の観測点間隔で展開された臨時観測網で記録された豊富な地震観測データを用いることで、地殻内ではそれと同程度の分解能を達成した。このような観測環境は、多量の地震観測データを必要とする地震波トモグラフィを適用する上で、他の地域に比べて有利な条件であったと言える。一方で、MT 法では自然電磁場の微小な変動を観測するため、その観測点は、送電線や鉄道などといった人工ノイズ源から遠ざける必要がある。先に述べた MT 法の適用事例（Asamori et al., 2010）では、地震波トモグラフィと同程度の空間分解能を確保するため、あらかじめ推定されていた地震波低速度体の分布域を含む全長約 50 km の測線上に 5 km 以下の間隔で観測点が配置され、地震波速度構造から推定された流体分布と整合的な低比抵抗体の分布を得ている。しかしながら、例えば都市部のように人工ノイズ源が多く分布する領域へ適用する場合は、観測点設置場所の自由度が低く、結果として観測点間隔がさらに粗くなる場合や解析結果の精度低下が想定される。このため、鳴子火山での研究事例のように、複数の手法を適用することによって同一の不均質構造の存在を示す情報を得ることは、その信頼性を向上させる上で重要であると考えられる。

東北日本背弧側の非火山地域である飯豊山地においても、地震波トモグラフィと MT 法の適用によって、地下深部にマグマが存在する可能性が指摘されている（Umeda et al., 2006, 2007）。飯豊山地は、新第三紀の火山活動の痕跡が認められるものの、それ以降の火山活動が認められていない。その一方で、飯豊温泉（泉温 55°C）や湯ノ平温泉（泉温 56°C）といった高温の温泉が湧出している（金原, 1992）。Umeda et al. (2006) による MT 法の適用事例では、これらの温泉を中心とした全長約 50 km の測線上に数 km の間隔で観測点を配置し、深さ 40 km までの二次元比抵抗構造が推定された。その結果、飯豊山地下には、地殻か

らマントル最上部まで連続する顕著な低比抵抗体が存在することや、この低比抵抗体の上面の形状が地殻内地震発生層の下面深度と調和的であることが示された。さらに、地震波トモグラフィによる三次元地震波速度構造の推定によって、この低比抵抗体の分布域と調和的な地震波低速度体が下部地殻に認められることを明らかにしている (Umeda et al., 2007)。ただし、この地震波トモグラフィに用いられた地震観測データは定常地震観測網によって記録されたもののみであり、地震波速度構造の分解能は水平方向に約 20 km である。なお、Umeda et al. (2007) では、これらに加えて温泉井で採取された地下水や遊離ガスのヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) といった地球化学的な情報も組み合わせることで、これらの地震波低速度・低比抵抗体はマントル起源のマグマなどの高温流体を示唆すると推定している。

(b) 沿岸部海域における事例

沿岸部海域における調査・研究事例は陸域に比べて極めて少ないが、ここでは日本列島と同様にプレートの沈み込み帯に位置する中米コスタリカの海域から陸域にかけて適用された MT 法と地震波トモグラフィに関する研究事例 (DeShon et al., 2006; Worzewski et al., 2011) を示す。

太平洋東部の中米では、その沖に位置するココスプレートがカリブプレートの下に年間約 9 cm/年の速度で北東方向に沈み込んでいる。MT 法の適用事例である Worzewski et al. (2011) では、Nicoya 半島沖の海溝軸に直交する全長約 380 km の測線において、海溝軸から陸側では 10 km 程度、海溝軸よりも沖では 20 km 程度の間隔で観測点を配置し、深さ 120 km までの二次元比抵抗構造を推定している。その結果、測線下の主に三か所において、流体の存在を示唆する低比抵抗体が見出された。このうちの一つは、海岸線から百数十 km 沖の海底下に認められ、沈み込む海洋スラブよりも下の上部マントルに相当する深さ約 80 km 以深に位置し、部分熔融域の存在を示唆すると解釈されている。二つ目の低比抵抗体は、内陸に位置する火山フロントから約 30 km 前弧側の深さ 20~30 km に認められ、海洋地殻あるいは蛇紋岩化されたマントルの脱水に起因する流体の存在を示唆している。三つ目は、海岸線直下の深さ 12~15 km に認められ、前弧域における海洋スラブからの脱水に起因する流体を示唆すると推定されている。ここで、この低比抵抗体は海岸線を横断する約 30 km の区間に位置するが、その直上に位置する海岸線近傍の浅海域で取得された二か所の観測データには波浪によって生じる観測装置の揺動ノイズが強く混入していたため、それらの二地点における観測データは解析に用いられていない。

一般に、海域での MT 法の適用においては、陸域での観測において問題となる人工ノイズの影響が小さい。一方で、特に海岸線付近の浅海域では、先の事例のように波浪による観測装置の揺動によってノイズが生じ、観測データの品質を低下させることが知られている。この事例では、他の研究による比抵抗構造の推定結果 (Heinson, 1999) との整合性などから、陸域から海域下の広域的な比抵抗構造の特徴についてはおおむね信頼性の高い結果が得られていると考えられるが、海岸線近傍の浅海域での観測方法についての課題を示唆している。このような課題に対して最近では、波浪による観測装置の揺動を低減させるために低床化した装置が開発されている (産総研, 2013)。

一方、同領域に適用された地震波トモグラフィ (DeShon et al., 2006) では、Nicoya 半島沖の海溝軸から陸域にかけて、およそ 150×100 km の範囲に展開された臨時地震観測網による地震観測データを用いて、深さ 80 km までの三次元地震波速度構造を推定している。この臨時地震観測網は、およそ 20 km の観測点間隔で、海域に 14 点、陸域に 20 点展開されており、それぞれ約 2 年間および 6 か月間の観測データが解析に用いられている。その結果によると、MT 法により推定された低比抵抗体 (Worzewski et al., 2011) に相当する位置に

は明瞭な地震波低速度体は認められていないようである。一方で、マントルウェッジの先端部に相当する陸域の深さ約 40 km 以深において、流体の存在を示唆する地震波低速度体が認められたが、これに対応する低比抵抗体は Worzewski et al. (2011) の結果において顕著には認められていない。

このように両者の結果に相違が見られる原因は、複数考え得る。まず、既に述べたように、地震波速度や比抵抗は、それぞれ流体の存在以外の要因にも依存することが挙げられる。また、それぞれの観測や解析に係わる精度や信頼性の違いといったことも主な原因の一つと考えられる。地震波トモグラフィの事例 (Deshon et al., 2006) では、陸域および海域下で発生した地震についての観測データを用いているが、海域での地震についてはその活動度が低く、そのため解析では少数の地震データしか用いられていない。このことから、海域や海岸線付近の陸域では震源－観測点間の地震波線を多く確保できず、結果として高い空間分解能での解析が困難であったことが主な原因であると推測される。

③ 沿岸部における地球物理学的手法の適用性と課題

(a) 地震学的手法

「1)②マグマ・深部流体の分布に関する既存の推定事例」において述べたように、陸域における既存の地震波速度トモグラフィに関する事例では、下部地殻や上部マントルに存在するマグマや深部流体を 20 km 程度より高い分解能で検出している。なお、マグマや深部流体の存在の有無を調べるには、対象とするマグマや深部流体のスケールに対して同程度以上の分解能で地震波速度構造を推定する必要がある。そのため、これらと同様の手法を沿岸部海域に適用する場合は、対象とするマグマや深部流体の空間スケールと同程度以上の観測点間隔で観測し、地震波速度構造の推定に十分な数の P 波、S 波初動到達時刻データを蓄積することが基本的には必要となる。

現時点において陸域を対象とした場合は、Hi-net や大学などの約 20 km の観測点間隔の定常地震観測網を用いることができる。一方で海域では、太平洋沖や南海トラフ沖に S-net や Do-net と呼ばれる海底ケーブルを用いた地震観測網が一部の地域において近年整備されている (例えば、金沢ほか, 2009)。しかしながら、これらの海域地震観測網は観測点間隔が最小でも 30 km 程度であり、先に述べた事例と同様の手法によって陸域と同程度の分解能で地下深部構造を推定することは難しい。また、陸域と海域の地震観測網を統合して精密に震源決定する際には、海岸線付近を境として急激に厚くなる海域の堆積層 (極めて地震波速度が低い層) の存在を考慮する必要がある (Nakano et al., 2015)。さらに、海域のように地震観測網の外側で発生する地震の震源決定精度は極めて低いため、地震波トモグラフィをはじめとした自然地震の観測データを用いる手法の解析精度もまた低下するといった問題がある (図 2.1-44)。

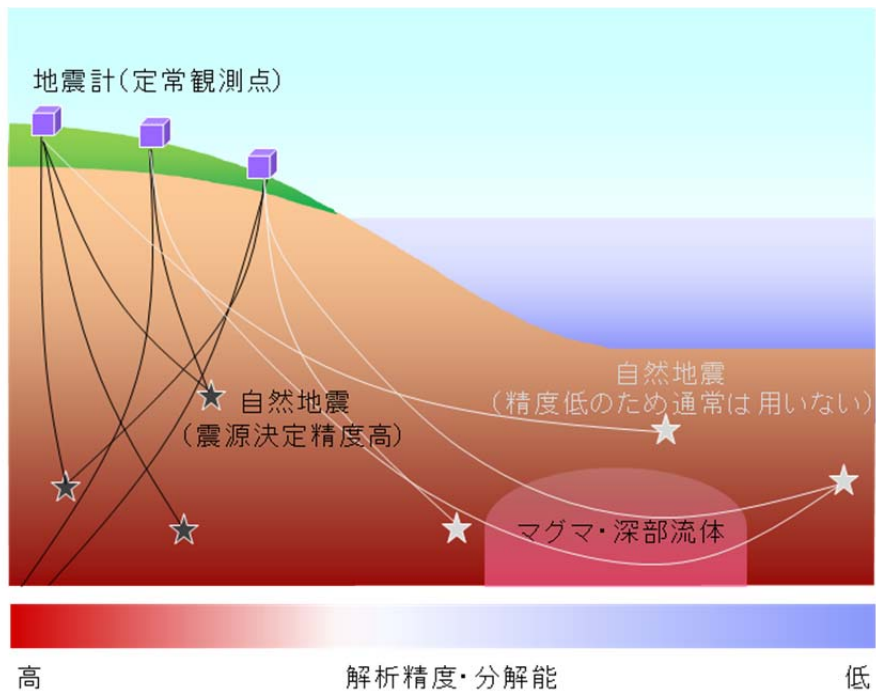


図 2.1-44 沿岸部での自然地震観測による地下構造の推定に関する模式図

一方で、大陸棚画定調査を目的とした能動的な反射法・屈折法探査が海上保安庁などによって行われており、海域で数 km の観測点間隔で海底地震計を設置した観測が実施されている（例えば、金田ほか, 2015）。一般に、このような人工地震探査で用いられるエアガン震源では P 波速度構造の推定に限られ、流体の検出に重要な S 波速度構造の推定は困難である。ただし、近年では海域で実施された人工地震探査の観測記録から、海底下数 km に位置する地震波速度不連続面での P-S 変換波を検出し、不連続面以浅の平均的な V_p/V_s を推定した事例が報告されており（Tsuji et al., 2011）、自然地震を用いた手法を代替または補足する技術としてこのような研究の動向にも注視しておくことが重要である。

(b) 電磁気学的手法

地震学的手法と同様に、下部地殻や上部マントルに存在するマグマや深部流体の大局的な構造、上部地殻の深部流体の存在を調べるには、マグマや深部流体のスケールに対して同程度以上の分解能で比抵抗構造を推定する必要がある。陸域においては、日本各地で MT 観測が精力的に行われ、高い分解能で比抵抗構造が明らかになっている。海域では、近年海底における観測システムも整備され、海陸合同での観測も行われるようになってきている（Baba, 2005 ; Toh et al., 2006）。ただし、沿岸部においては波浪によるノイズの影響が大きいことを考慮し、これに対応した観測手法（例えば、産総研, 2013）を用いる必要がある。

(c) 沿岸部への適用性に関する整理（まとめ）

表 2.1-12 に、マグマや深部流体に関する地球物理学的手法とその特徴、沿岸部への適用性や課題についてまとめた。陸域または海域の如何にかかわらず、複数の手法によって得られた情報が整合的であることはその結果の信頼性が高いことを示し、マグマおよび高温流体などの存在やその分布を評価する上で重要である。しかしながら、実際には必ずしもすべてが一致するとは限らず、例えば比抵抗構造と地震波速度構造のイメージが異なる場合もある。これは、それぞれが異なった要因に依存する物性値であることに加え、部分的な精度の低下

や分解能の差といった観測・解析に関する不確実性に起因すると考えられる。そのため、このような手法を適用する場合は、それぞれの解析結果の信頼性を分解能テストなど(例えば、Zhao et al., 1992 ; Ichihara et al., 2011) によって評価することも必要である。

表 2.1-12 マグマや深部流体に関する地球物理学的手法の概要

手法	得られるパラメータ	探査深度	空間分解能・決定精度	マグマ・深部流体に対する情報	沿岸部への適用性と課題
地震波トモグラフィ	P波・S波速度分布(二次元、三次元)	震源深さと同程度(～数百 km)	分解能: 観測点間隔と同程度(国内陸域では20～30 km程度)	流体分布域: 地震波低速度、高温領域: 地震波低速度	・定常地震観測網の外側(沿岸部海域)では震源決定精度が低下 ・そのため、陸域と同程度の信頼性を有する解析は困難
MT法(地磁気・地電流法)	比抵抗分布(二次元、三次元)	観測周波数に依存(～百数十 km)	分解能: 観測点間隔に依存するが、深部ほど分解能低下(地殻深部で10～20 km程度)	流体分布域: 低比抵抗	・浅海域での観測では波浪によりノイズが混入するため、装置の揺動を低減可能な観測機を用いることが重要
レシーバ関数解析	Ps変換面深さ(分布)	地殻、上部マントル(～百数十 km)	分解能: 観測点間隔と同程度	流体分布域: 境界面深さ	・沿岸部海域の多くは定常地震観測網の外側に位置するため、解析は困難
S波反射面解析	反射面の位置・傾斜・方位角	地殻内	位置決定精度(陸域): 数 km	流体分布域: 上面深さ	・定常地震観測網の外側(沿岸部海域)では震源決定精度が低下 ・そのため、陸域と同程度の信頼性を有する解析は困難
低周波地震震源決定	震源位置(分布)	地殻内、マントル最上部	位置決定精度(陸域): 数 km	流体分布域の存在: 流体分布域の端部で発生する傾向	・定常地震観測網の外側(沿岸部海域)では震源決定精度が低下
地殻熱流量 地温勾配測定	地表付近での熱情報	地殻内	分解能: 観測点間隔と同程度	高温領域の存否	・陸域と同程度の測定が可能
地震発生層解析	地震発生層の下面深さ分布	地殻内	深さ決定精度(陸域): 数 km	高温領域: 周辺に比べて下面深度が浅い領域	・定常地震観測網の外側(沿岸部海域)では震源決定精度が低下 ・そのため、陸域と同程度の信頼性を有する解析は困難

2) 地球化学的情報の整理

ここでは、マグマ・深部流体などの有無を確認するための調査・評価技術として、地球物理学的手法によって得られた結果をサポートする情報となり得る地球化学的情報について述べる。地球化学的手法では、主にマグマや深部流体などの起源物質が含まれた流体やガスを地表またはボーリングなどによって採取し、原位置あるいは実験室などにおいて分析を行い、その化学的性状を明らかにすることになる。以下では、これまでの研究によって明らかになってきた火山下のマグマや高温岩体を熱源とする火山性熱水と、それ以外の非火山性熱水（深部流体）についてそれらの地球化学的な特徴について概観する。

① 火山性熱水

(a) 熱水（温泉）の生成機構とその化学的特徴

火山性熱水の熱源は、マグマやそれが固結しつつある高温岩体である。また、流体の起源は基本的には天水であるが、一部、マグマから放出する揮発性物質が混入したものがある。これらの揮発性物質は水素（H）、炭素（C）、酸素（O）などの原子番号が小さい元素の比較的単純な化合物からなり、水（ H_2O ）が最大成分で、二酸化炭素（ CO_2 ）、二酸化硫黄（ SO_2 ）と続き、これら三つの化合物が主成分となる。このほか、火山ガスには硫化水素（ H_2S ）、塩酸（ HCl ）、水素分子（ H_2 ）、一酸化炭素（ CO ）、窒素分子（ N_2 ）、フッ化水素（ HF ）、硫化カルボニル（ COS ）、メタン（ CH_4 ）および希ガス元素などが含まれる。また、マグマから直接、塩化ナトリウム（ NaCl ）や塩化カリウム（ KCl ）などの水溶液として放出されている物質もある。これらの物質は始め地下水（天水）に溶存するが、地表に向かって上昇（減圧）していく過程で、 CO_2 、 SO_2 、 H_2S などは熱水から分離するため、熱源に近いところほど塩化物イオン（ Cl^- ）型の熱水が卓越する。その外側には SO_2 、 H_2S を起源とする酸性の硫酸イオン（ SO_4^{2-} ）型が、さらにその外側には CO_2 を起源とする炭酸水素イオン（ HCO_3^- ）型の熱水が存在していることが多い。

地熱資源開発の分野では、熱水（温泉）の生成機構は玉生（2012）で示されるように、水の起源や加熱機構に応じて、主に、(i) 深部熱水混入型、(ii) 蒸気加熱型、(iii) 伝導加熱型、(iv) 高温（マグマ）蒸気加熱型、(v) 海水混入型の5種に分類できる（日本地熱学会, 2010）。以下にそれぞれの特徴を示す。

(i) 深部熱水混入型

地下水と深部から混入する熱水（深部熱水）によって形成された中性 Na-Cl 型の温泉を示す。温泉帯水層と深部熱水を隔てる不透水層などの地質構造が十分に発達していない、もしくは、断層などによる構造を熱水が流動し直接つながっているケースなどが考えられる。第四紀火山岩地域では高温のため二酸化ケイ素（ SiO_2 ）濃度が高く、岩石-水反応により 0.03～0.1 のホウ素（B） / 塩素（Cl）比を有する。

(ii) 蒸気加熱型

高温の深部熱水を発生源とする H_2S を含んだ蒸気が混入した水で、噴気地帯でしばしば見られる。湧出温度は高く、酸性で陰イオンとして SO_4^{2-} が卓越し、Cl は少ない。B/Cl 比は 0.1 より大きい。深部熱水の周辺部や低温の熱水を発生源とする CO_2 を含んだガスが吹き込んで生じた水もあり、陰イオンとして HCO_3^- が卓越し、Cl は少ない。天水が起源であるため、酸素同位体比はシフトせず、天水線付近の値をとる。

(iii) 伝導加熱型

温泉帯水層と深部熱水（あるいは高温岩体）は、不透水層により隔てられているが、地熱によって加熱（伝導加熱）されて形成された温泉である。日本の地熱開発地域にはこのタイプに属するものが多い。地下水が伝導熱で加熱された温泉のため泉温は一般に高くないことが多い。

(iv) 高温（マグマ）蒸気加熱型

マグマからの高温蒸気により直接加熱されているタイプである。マグマから派生した高温の蒸気やガスによって地下水が加熱されて形成された温泉帯水層を指す。火山性高温ガスには、 SO_2 や HCl などを含むため、酸性の Cl-SO_4 型の水質の温泉が多い。高温を示す特徴があるが、地下水の混合割合によってかなり幅がある。

(v) 海水混入型

前述の温泉分類(i)、(ii)、(iii)のケースにおいて地下水に加えて、海水も混入しているケースを指す。温泉の水質における影響の現れ方が異なる。海水が混入していることから元々溶存成分濃度が高い。B/Cl 比は海水に近い。

地球化学的データによって(i)~(v)の分類をすることにより、マグマや高温岩体の存否やその周辺の地質環境（熱環境、化学場）を推定することができる。これらの分類の主なものとして、(i) 主要溶存陰イオンによる分類、(ii) 熱水の水素・酸素同位体比による分類、(iii) Cl 濃度、B/Cl (Cl/B) 比による分類、(iv) SO_4 イオンの硫黄同位体比による分類がある（野田・江原, 2016）。

(b) 地球化学的情報による分類

(i) 主要溶存陰イオンによる分類

天水起源による熱水の場合は、主要溶存陰イオンによる分類（ $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ の三角ダイアグラム）によって生成メカニズムを判別できることが多い（Giggenbach, 1988）。中性で Na-Cl 型の流体は Cl 濃度が高いため、主要溶存陰イオンによる分類では Cl の単成分付近にプロットされる。大部分の高温の地熱系がこれに属する。Cl は溶解後、沈殿したり他の岩石と反応したりしない。

(ii) 熱水の水素・酸素同位体比（ H_2O ）による分類

熱水の主成分である水（ H_2O ）の水素同位体（ δD ）、酸素同位体（ $\delta^{18}\text{O}$ ）は、水の起源の推定を通じて熱水の生成機構を推定するためには重要である。降水を起源とした地下水は平均海水（SMOW）を基準として $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O}$ の関係を示し、高緯度、高標高、海岸から離れた地域ほど低い δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ を示す。Craig（1963）により伝導加熱型からもたらされる中性の熱水は多くの場合その周辺の降水起源地下水を基準として δD のシフトは伴わず $\delta^{18}\text{O}$ の正のシフトのみで示すことが明らかにされている。深部熱水に比べて天水の量が多いため δD に変化はなく、これに対して $\delta^{18}\text{O}$ は周辺岩盤との水-岩石反応によって高くなるためである。

一方、マグマ起源流体の水の δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ は、多くの場合 $\delta\text{D} = -60\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O} = +8\text{‰}$ を中心とした領域の値をとると推定されている（Taylor, 1979）。しかし、日本のような沈み込み帯の安山岩質の山頂から放出するガスは $\delta\text{D} = -25\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O} = +7\text{‰}$ の値を示す。これは海洋地殻を構成する海水や海底堆積物の寄与を受けた流体が原因とされる。

(iii) Cl 濃度、B/Cl (Cl/B) 比による分類

基盤中の貯留層は、相対的に高い空隙率を持つ主に海成の粗粒の碎屑性堆積岩類に発達することが多い。ここでは、地球化学サイクルにより低温環境でそれぞれ（海成）堆積岩類と水圏（海水）に濃集する非反応性成分間の比、特に B/Cl 比が有効である。Cl、B に乏しい降水起源の地下水から生成された高温の熱水は Cl 濃度が海水に比べて非常に低いため、B/Cl 比は海成の碎屑性堆積岩類で 0.1~1 程度の高い値を示すのに対して、火山岩類で 0.01~0.1 程度の低い値を示す。一方、海水~化石海水起源の地下水が混入する熱水は Cl 濃度が高いため、B/Cl 比は 0.001~0.01 程度の低い値を示す。蒸気加熱型の熱水は、途中の液相で Cl が分離されるため、Cl 濃度が極端に低く、B/Cl 比は 0.1 程度の高い値を示す。マグマ蒸気加熱型の熱水は Cl 濃度が高いため、B/Cl 比は 0.1 よりも低い値を示す。

(iv) SO₄ イオンの硫黄同位体比による分類

天然の硫黄 (S) には、³²S、³³S、³⁴S、³⁶S などの同位体が存在する。このうち ³²S が最も多くて 95 % を占め、³⁴S が次いで多く、存在比は 4.22 % である。火山ガスや火山性熱水が地下から上昇してくるにつれて、高温高压の超臨界状態から、気相と液相の 2 相に分離するようになるが、重い ³⁴S は気相から徐々に液相に分別されるため、沸騰と凝縮を繰り返すうちに、噴気に含まれる硫黄は軽いほうの ³²S に富む。つまり、マグマから放出されて直に地上に達しているような火口放出ガスや高温噴気と、一度、熱水となりその後、分離した低温噴気では、 $\delta^{34}\text{S}$ 同位体比が異なってくる。

② 深部流体（非火山性熱水）

ここでいう深部流体は、化石海水・油田鹹水と呼ばれている流動せずに地層中に長期的に停滞している水を除き、地殻やマントルに由来する流体成分が含まれている地下水をさす。深部流体は、ガス成分を多く含み、高塩濃度であるものが多く、近畿~中部地方に分布する有馬型熱水、背弧域のグラーベンの断層系から検出される CO₂ を含む流体などがあり、それを判別する指標として、以下の地球化学的情報が指摘されている。

(a) TDIC の $\delta^{13}\text{C}$ と TDIC/³He

深部流体の存在を判定する手法として、ヘリウム同位体比 (³He/⁴He) と全溶存無機炭酸 (TDIC) の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) が有効である。前者は、マントル起源の ³He の混入の程度を知ることができ、深部から上昇する流体の ³He/⁴He 比は大気の数倍以上の値を持つ。後者も、 $\delta^{13}\text{C}$ が高い場合は深部からの寄与が高いことを示し、遊離 CO₂ を含む深層地下水では、 $\delta^{13}\text{C}$ がマグマやマントル起源であることを示す -5‰ 前後のものが多い。TDIC の $\delta^{13}\text{C}$ と TDIC/³He の関係では、主に表層の堆積物に由来する炭素種、スラブを代表する海成炭酸塩、マントルを代表する中央海嶺玄武岩 (MORB) を端成分として (Sano and Marty, 1995)、本来すべての炭素種はこれらの混合で表される。混合線内のデータは、火山ガスや深部上昇流体を起源とする CO₂ が地下水中に溶解してできた溶存無機炭酸 (DIC) および比較的表層に存在する堆積物中の有機物を起源とする CO₂ が溶解してできた DIC の二つの起源成分で説明できる。

(b) Li-B-Cl

深部流体の起源の一つと考えられる変成岩が生成する際に生じる流体相は純粋な水ではなく、CO₂ や NaCl などを副成分として含んでいる (例えば、Touret, 2001)。また、変成作用

を被った海洋プレートの一部である高圧変成岩やそれに伴う岩脈中の流体包有物は NaCl を主体とする高塩分の流体であり、CO₂や N₂のような揮発性成分や様々な溶存成分が含まれている (Scambelluri and Philippot, 2001)。また、スラブの脱水過程で流体相に放出される元素 (fluid-mobile elements) として、リチウム (Li)、ルビジウム (Rb)、セシウム (Cs) などのアルカリ元素やホウ素 (B) や鉛 (Pb) などが考えられる (Scambelluri et al., 2004)。

風早 (1997) は、沈み込み帯の水の収支と水素同位体に対する保存則を前提とした理論計算から、スラブから脱水する流体の水素同位体比が-27‰程度と見積もっている。網田ほか (2005) は、大分平野の深層地下水における酸素・水素同位体組成と Cl 濃度を分析し、大分平野の深層流体の一部は Cl 濃度が高く、酸素・水素同位体組成は佐々木 (1977) の変成岩の粒間流体が取る同位体の範囲を示していることから、変成流体との混合の可能性を示唆している。

さらに大沢ほか (2010) では、続成作用から変成作用に至る一連の過程で発生する脱水流体には様々な化学変化が伴い、Li-B-Cl 図において、Cl に富む流体から B に富む流体を経由して Li に富む流体へと系統的に変化することを示した。この変化は粘土鉱物の脱水反応で説明することができ、スメクタイトの層間水に含まれる ¹⁸O に富み D に乏しい水が、スメクタイト-イライト相転移温度 (60~150°C) において H₂O、Li⁺、K⁺、B(OH)₃ とともに脱水反応によって排出されることが原因と指摘されている。このうち、Li は、深部から供給される熱水に多く含まれ、地表水の影響を受けにくいことから地下深部から上昇する熱水の指標として有効である (James et al., 2003)。これは、Li は水-岩石反応により、一度水溶液相に移動すると、固相に戻らないためである。すなわち、Li は温度上昇とともに岩石から溶液相に溶け出し始めるが、その後温度を常温に戻しても、溶液中の Li 濃度は変化しない。また、Li は 350°C で急激に溶出する特徴もあることから、深部から上昇してくる高温を経験した熱水は、Li 濃度が高いことが推測される。これらのことから、風早ほか (2014) では、深部流体を判別する指標として、Li と Cl との比 (Li/Cl 比) を提案している。これは、深部から上昇する熱水が Na-Cl 型と考えられるためであり、Li/Cl 比を用いることにより浅層地下水などによる希釈を受けても評価ができるためである。また、Li/Cl 比 (重量比) で 0.001 以上の水が有馬型深部流体と分類された水と一致することから、有馬型深部流体は地殻深部において高温熱水であったことを示している。さらに、Li に加えてハロゲン元素である臭素 (Br)、Cl、ヨウ素 (I) との関係から、海水、スラブ水、続成水 (古海水) を端成分とした混合率を定量化するための研究も進められている (風早ほか, 2016)。

3) 沿岸部への地球物理学的手法適用の試行と総合的調査手法の検討

① 沿岸部における地震波トモグラフィの試行

既に述べたように、これまでに行われてきたマグマや深部流体の分布に関する調査・研究の事例より、これらに用いられる手法の精度や分解能といった制約から、複数の手法や情報をもとに検討することが重要であると考えられる。また、主に陸域の地下深部に対して適用されてきたこれらの手法を海域に適用する場合の問題点も明らかにした。ここでは、「1) ③ 沿岸部における地球物理学的手法の適用性と課題」の項で述べた問題点のうち、自然地震の観測データを用いた地震波トモグラフィについて、海域へ適用した場合の問題点を具体的な事例から検証するため、日本海の海底下で発生した自然地震の観測データを用いた地震波速度構造の推定を試行した。

本検討の事例とした領域は、ユーラシアプレート下にフィリピン海プレートが沈み込む西南日本である。この領域では、既にいくつかの研究によって三次元地震波速度構造が推定されている（例えば、Nakajima and Hasegawa, 2007a ; Liu et al., 2013 ; Asamori and Zhao, 2015）。これらの研究では、陸域の地殻内で発生する浅発地震のほか、沈み込む海洋スラブ内で発生する稍深発地震などの観測データが解析に用いられており、これによって推定された三次元地震波速度構造の空間分解能は、水平方向に 30~40 km 程度である。これらの研究の結果に見られる共通した特徴として、中国地方の日本海沿岸部において列状に分布する第四紀火山や中国山地下の下部地殻およびマントル最上部では、顕著な地震波低速度体が認められており、それらは第四紀火山の活動に関連したマグマなどの流体の存在を示唆すると推定されている。また、遠地地震データを併用した Asamori and Zhao (2015) によれば、島根半島沖に位置する隠岐島後火山下の上部マントルにおいても、その火成活動に関連する流体の存在が見出されており、本検討で着目する地殻やマントル最上部にもそれらが連続する可能性が推測され得る。このため本検討では、特に中国地方の陸域とその沖の海域に着目し、海域下で発生した地震の観測データを用いた地震波トモグラフィを試行することで、これらの特徴の再現性を検証した。

本解析に用いた地震の震央分布を図 2.1-45 に示す。一般に、地震波トモグラフィを行う場合は、解析結果の精度低下を防ぐため、地震観測網の外側となる海域で発生した地震の観測データは使用しないことが多い。このことは、地震観測網外では震源決定精度が極端に低下することによるが、本解析では陸域の地震とともに、中国地方沖の日本海で発生した浅発地震の観測データを用いることとした。今回の解析に用いたデータは、気象庁一元化検測値データに掲載される 2002 年 6 月から 2016 年 12 月までに発生した 11,508 個の地震であり、それに含まれる P 波および S 波到達時刻数は、それぞれ 304,953 個および 313,494 個である。なお解析では、水平方向に 0.33° 、鉛直方向には 5~20 km でグリッド点を設置し、Zhao et al. (1992) による地震波トモグラフィ法を用いて三次元地震波速度構造を推定した。

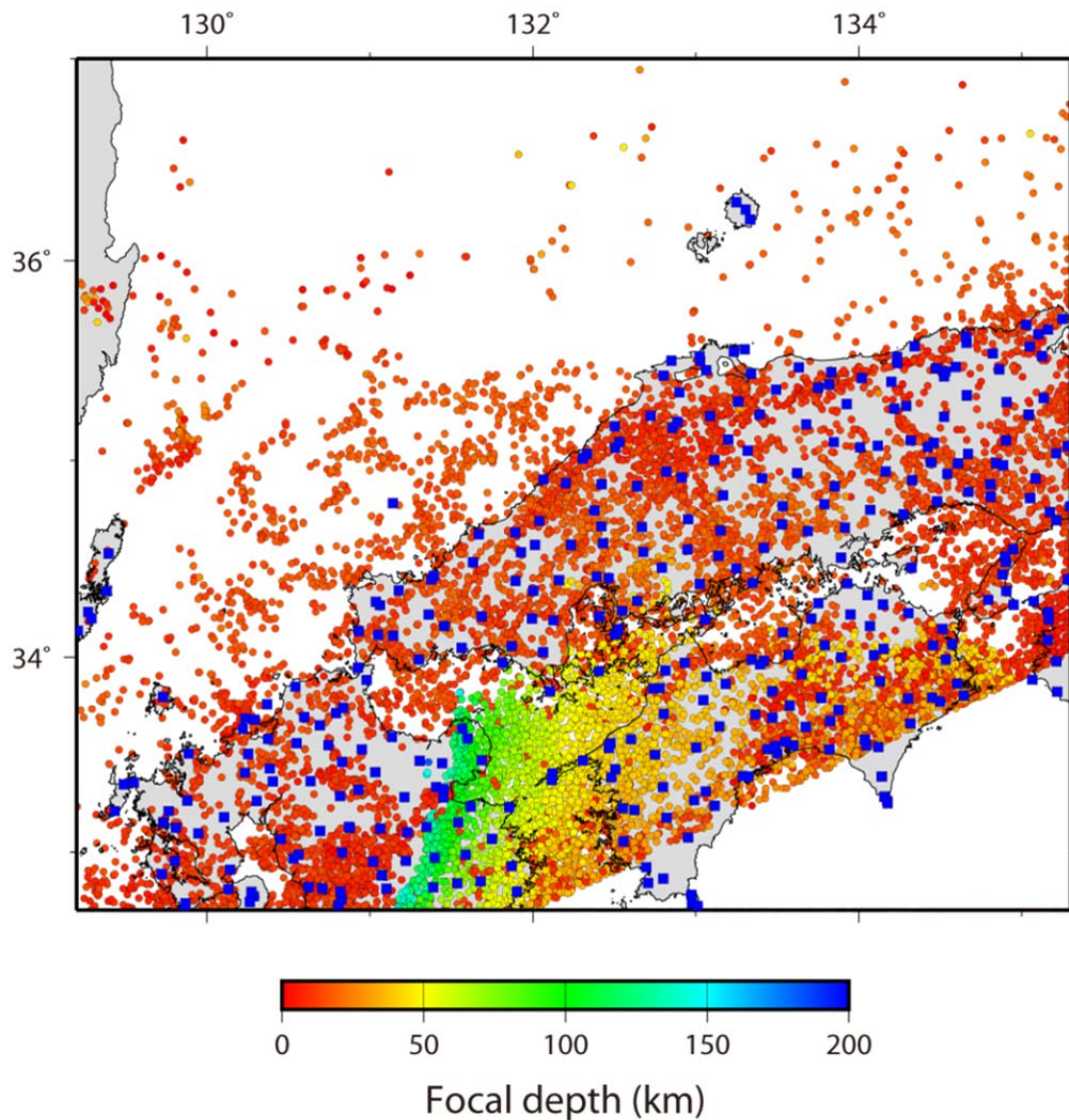


図 2.1-45 本解析に用いた地震の震央と地震観測点の分布
青四角は地震観測点、丸は地震の震央を示す。

本解析によって得られた P 波速度構造および S 波速度構造の平面図を図 2.1-46 および図 2.1-47 に示す。また、これらの解析結果との比較のため、Asamori and Zhao (2015) によって推定された同領域の地震波速度構造を図 2.1-48 および図 2.1-49 に示す。これらを比較すると、海域の浅発地震データを用いた今回の結果と、海域のデータを用いなかった Asamori and Zhao (2015) による結果には、以下に述べる二つの特徴が見られる。このうちの一つは、四国や九州地方北東部に沈み込むフィリピン海スラブに対応する地震波高速度体が、深さ 25 km 以深にイメージされていることである。この特徴は、両者の結果においておおむね共通して認められており、その分布域は解析領域の南部に相当する。二つ目の特徴は、主に中国地方の下部地殻およびマントル最上部に見られる地震波低速度体の分布域である。マグマや深部流体の分布を知るためには、この地震波低速度体の分布が重要となるが、両者の結果には顕著な相違が認められる。すなわち、海域の地震データを排除して推定された結果 (図 2.1-48, 図 2.1-49) では、一部の領域を除いて広域的に地震波低速度体が認められることに対して、今回の結果 (図 2.1-46, 図 2.1-47) ではそれらが顕著には認められず、特に中国地方の沿岸部やその周辺の内陸部における両者の結果は整合的ではない。以上の特

徴は、今回の解析には震源決定精度に乏しい日本海下で発生した地震データを用いたため、それに伴う解析精度の低下が、沿岸部のみならず内陸部にも及んだことを示唆する。また、今回の結果（図 2.1-46, 図 2.1-47）では、対馬の北東沖において深さ 80 km までの地震波速度構造が推定されているが、これは海域での震源決定精度が低く、解析の過程において大きく誤った位置に震源が決定されてしまったことに起因すると考えられる。

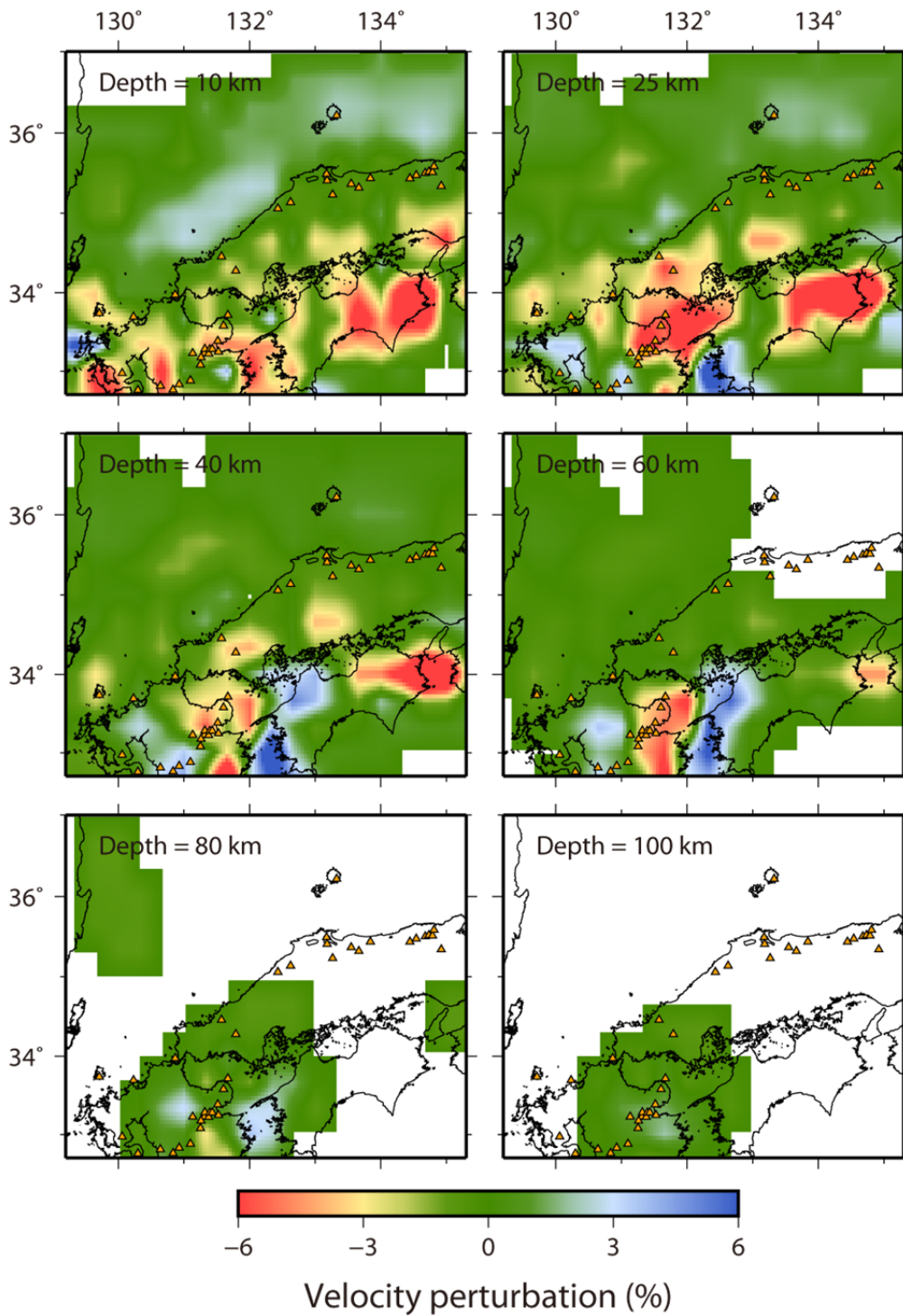


図 2.1-46 本解析により推定した P 波速度構造
三角は第四紀火山を示す。

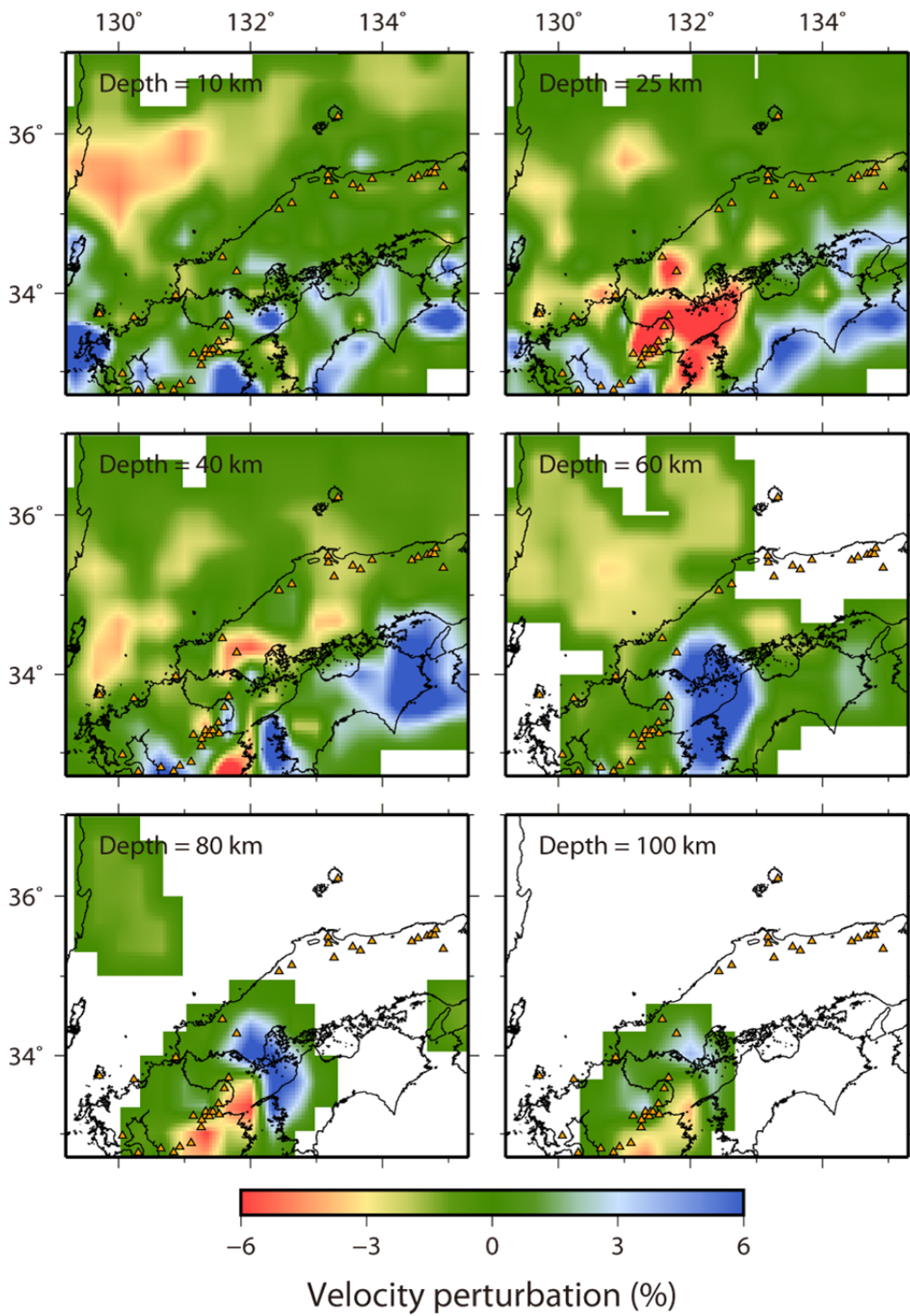


図 2.1-47 本解析により推定した S 波速度構造
 三角は第四紀火山を示す。

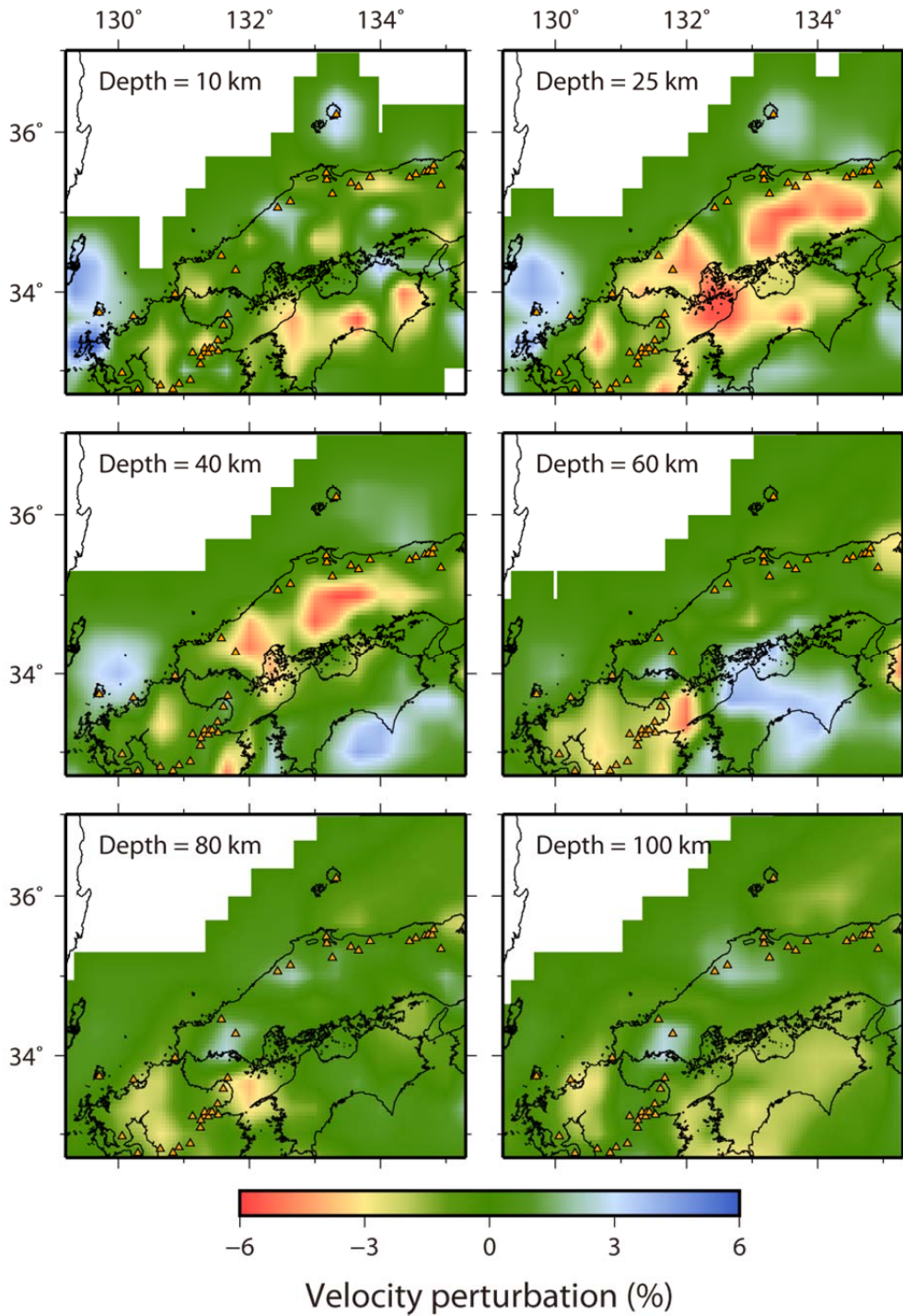


図 2.1-48 既存の解析事例により推定されたP波速度構造
地震波速度モデル (Asamori and Zhao, 2015) を用いて作成。三角は第四紀火山を示す。

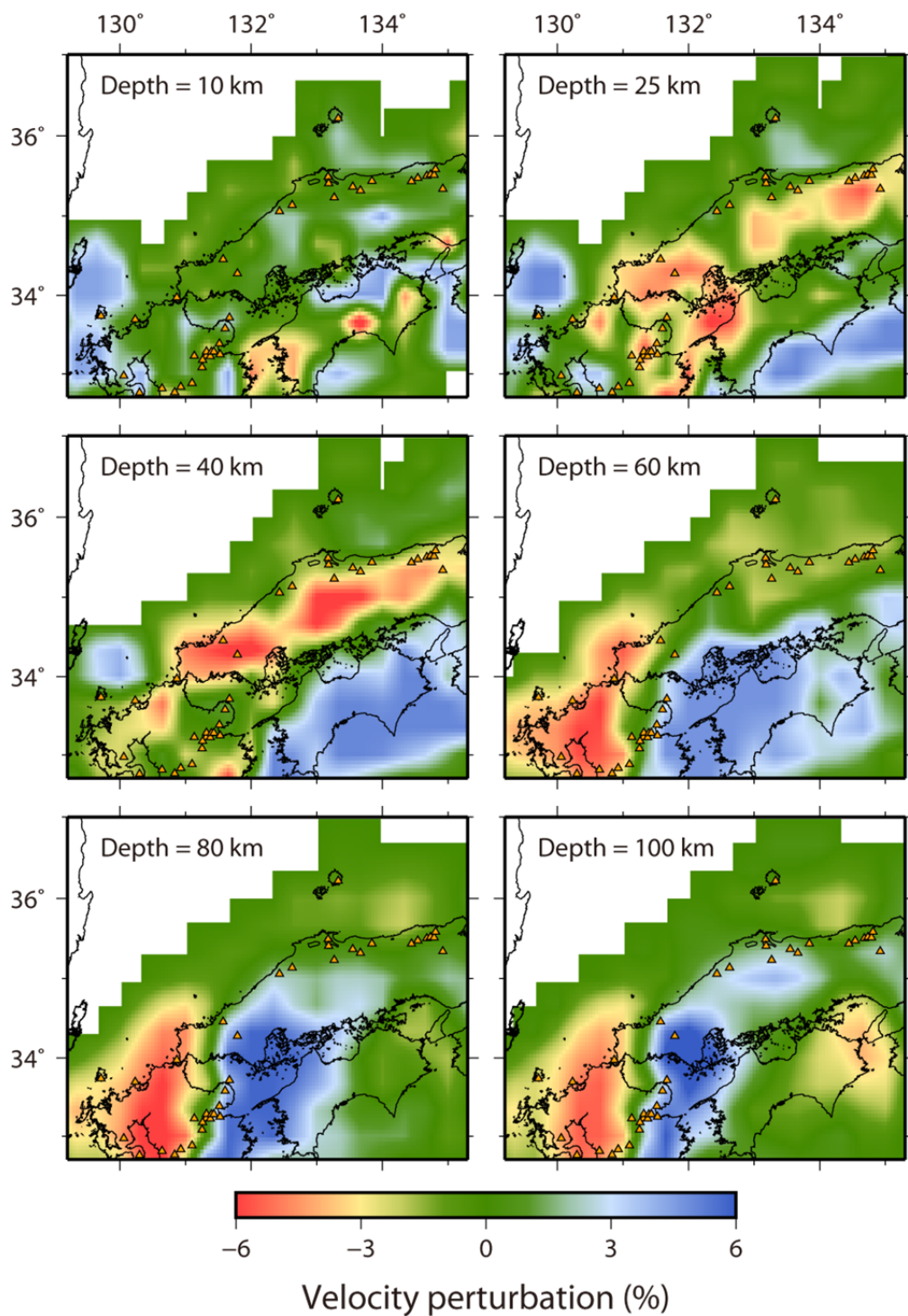


図 2.1-49 既存の解析事例により推定された S 波速度構造
地震波速度モデル (Asamori and Zhao, 2015) を用いて作成。三角は第四紀火山を示す。

以上の結果は、主として地震観測網外である海底下で発生した地震の震源決定精度が低いことに起因すると考えられる。ただし、このような地震の震源決定精度を向上させるための手法として、後続波を利用するといった提案もなされており（例えば、Umino and Hasegawa, 1994）、それを応用した地震波トモグラフィも試みられている（例えば、Zhao et al., 2002, 2007 ; Liu et al., 2013）。しかしながら、自然地震データを用いたこれらの地震波トモグラフィにおける空間分解能は、その解析に用いられた地震の数や分布などに依存して水平方向に 30~40 km 程度である。これは、先に述べた陸域での調査・研究事例に比べて低いが、海底下で発生した地震のデータをより多く収集して解析に用いることで、分解能を向上させることができる可能性があると考えられる。また、このような手法によって海域での震源決定精度を向上させた場合は、自然地震データを用いた地震波トモグラフィ以外の手法を海域へ拡張して適用できる可能性も有すると期待される。

② 総合的調査手法の検討

これまでに述べたとおり、マグマや深部流体の存否や分布を評価する際は、用いる手法に関連する精度や分解能などの制約から、複数の手法や情報をもとに検討することが重要である。ここでは地球物理学的手法と地球化学的手法を組み合わせ、山陰地方において深部流体の存在について総合的に検討した事例を示す。

山陰地方においては、2016年鳥取県中部地震(M6.6)をはじめ、1943年鳥取地震(M7.2)や2000年鳥取県西部地震(M7.3)などの地殻浅部を震源とする大地震が数多く発生している。また、微小地震分布では海岸線にほぼ平行な帯状の地震活動域が認められ、その領域は北中国剪断帯(Northern Chugoku Shear Zone : NCSZ)と呼ばれている(Gutscher and Lallemand, 1999)。一方、国土地理院のGEONETによって明らかになった日本列島の地殻変動分布では、山陰地方を含む中国地方はひずみ速度の小さい領域として認識されてきたが(例えば、Sagiya et al., 2000)、山陰地方の東部の海岸線に平行な帯状の地震活動域に沿って、最近のGEONETデータの解析からひずみ集中帯の存在が明らかになった(Nishimura and Takada, 2015)。このひずみ集中帯では、幅10 km程度で2 mm/年の右横ずれ運動を示唆する変形が見られており、地震のメカニズム解でも右横ずれ運動と調和的な応力場となっている。このひずみ集中帯の変動は、断層の深部で年間4~5 mm程度の鉛直右横ずれのすべりが生じることで説明でき、また、この鉛直右横ずれのすべりは1943年鳥取地震の断層運動とも調和的であると指摘されている。

内陸地震の発生の原因として、従来から下部地殻における変形は延性せん断帯と呼ばれており(Sibson, 1977)、断層直下の下部地殻の強度が局所的に小さいことで、その領域に変形が集中し、直上の断層に応力集中することが考えられている(例えば、飯尾, 1996)。断層帯に変形が集中する理由は、水の存在による断層強度の低下が指摘されている。鳥取県西部地震や山陰地方の地震帯における応力場は、Kawanishi et al. (2009)により合同地震観測のデータを用いて詳細に推定されており、最大主圧縮応力軸の向きが山陰地方の地震帯で周辺より数十度時計回りに回転していることが指摘されている。さらに山陰地方の地震帯直下の下部地殻に粘性係数の低い(やわらかい)領域を仮定した有限要素法による計算結果から、最大主圧縮応力軸の回転を定性的に再現している。山陰地方の地震帯のデータは、下部地殻の変形による上部地殻への応力集中というシナリオを支持している。

山陰地方東部の日本海側の下部地殻には、地震波低速度域(Asamori and Zhao, 2015)、低比抵抗体(Umeda et al., 2011)の存在が指摘されており、下部地殻の粘性係数の小さい領域と対応すると考えられる。ここでは、地震波の低速度域や低比抵抗体の形成に深部流体が関与する可能性を検討するため、先に述べたスラブ起源流体の指標となる希ガス同位体について整理した。図2.1-50は、西南日本での内陸地震の震源分布、深部低周波イベント、ヘリウム同位体比($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比)を大気中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比(= R_A)との比(= R/R_A)で示したものである。低周波地震は流体が関与することにより発生すると考えられ、山陰地方東部で観測されていることから、下部地殻の最下部には流体の存在が示唆される。また、低周波地震に近接して規模の大きい内陸地震も発生している。ヘリウム同位体比の分布によると、山陰地方の地震帯で観測されるヘリウム同位体比は、それ以外の領域で観測されるヘリウム同位体比よりも大きいことがわかる。これらのことから、山陰地方の地震帯の下部地殻では、上部マントルから何らかの原因によってマントルヘリウムが供給されることが示唆される。

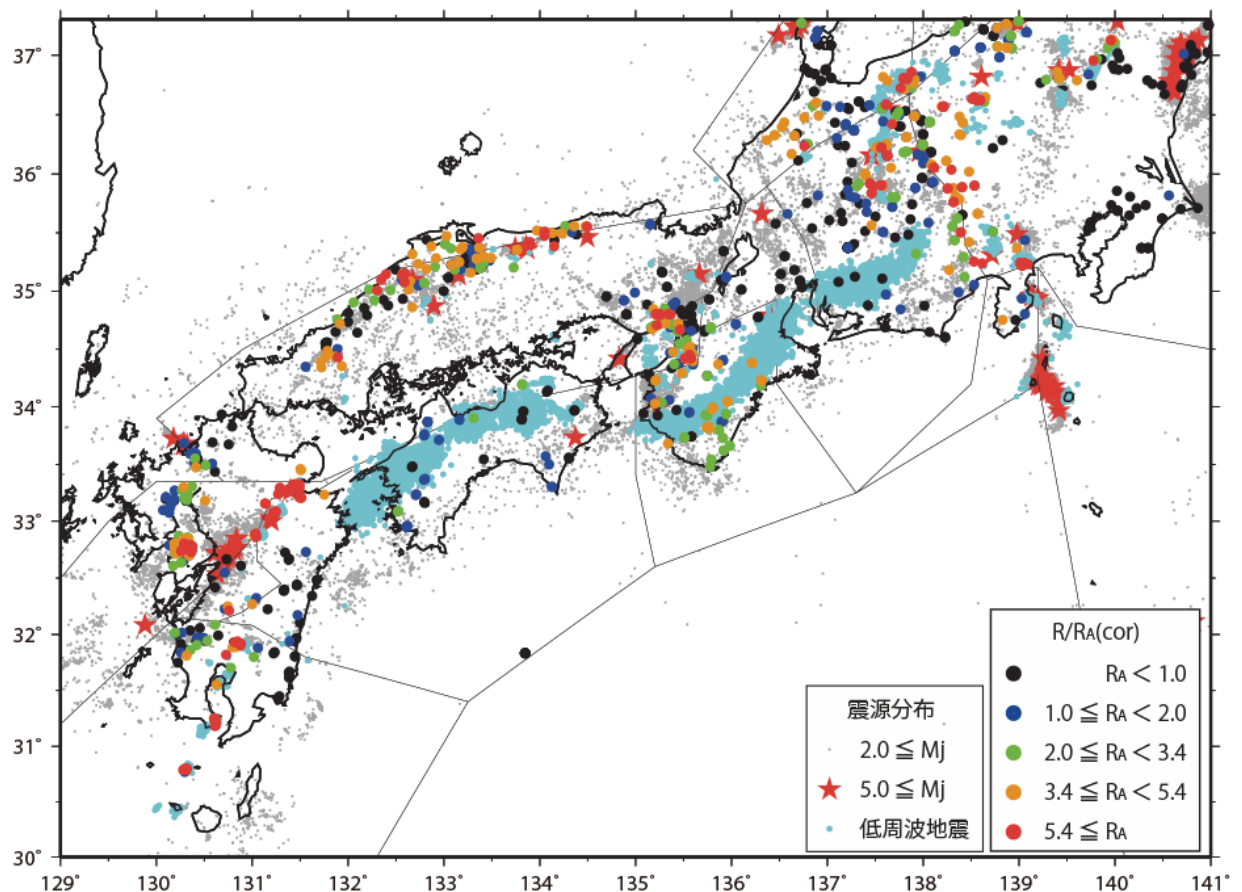


図 2.1-50 内陸地震の震源分布、深部低周波イベント、ヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比) 実線は、GNSS データに基づくひずみ分布、微小地震分布、活断層の位置を考慮して推定されたブロック断層モデル (Nishimura and Takada, 2015) を示す。

今回は山陰地方の沿岸部陸域を事例として検討したが、他の地域のこれまでの研究成果を踏まえると、マグマ・深部流体などの調査については、ボーリング調査などで直接、それらが存在する深度までアクセスすることは困難であることから、地形・地質学、地球物理学、地球化学などの分野の異なる複数のデータによる総合的な解釈によって、これらの存否について判断することが重要であると考えられる。以上のことから考え得る理想的なアプローチとしては、1) 地震波トモグラフィ、MT 法などの地震学や電磁気学的手法によるマグマ・深部流体などの存否や分布に関する情報の取得、2) 地下水中の希ガス同位体、Cl、B、Li などの化学組成による流体の起源に関する情報、3) 内陸地震、深部低周波地震の分布、測地学的観測や地震学的解析による地殻応力、ひずみ分布・集中域の推定、4) 変動地形学的手法を駆使した地質時代における隆起・沈降量、断層の分布、地質学的ひずみ速度などの推定などから、それぞれの情報を総合的に解析することにより、マグマ・深部流体の存否のみならず、それらと他の自然現象との関連性、さらには将来の地質環境の安定性を検討するといったアプローチが有効であると期待される。

(3) 今後の課題

本事業では、沿岸部におけるマグマや深部流体などの存否や分布などを評価するための手法の高度化を目的として、地球物理学的手法の適用性に加えて、地球化学などの他分野に関する情報も考慮した方法論についても検討した。本検討の結果、明らかになった今後の課題については、以下のようにまとめられる。

- ① マグマや深部流体といった地殻-マントル最上部の流体分布を推定した既存の調査・研究事例のほとんどは陸域で適用されており、海域での適用・検出事例はわずかである。また、陸域での事例において用いられた地球物理学的手法の空間分解能は、主として 20 km よりも高い。
- ② 海域に対してこれと同程度の空間分解能を確保しようとする場合、波浪の強い影響が及ぶ海岸線付近の浅海域における地磁気・地電流観測技術に関して考慮すべき点や、海底下で発生した自然地震の観測データを用いた地震学的手法について課題が抽出された。
- ③ このうち、自然地震の観測データを用いた地震学的手法の海域への適用については、試験的な適用事例をもとに、海底下で発生する地震の震源決定精度が低いことが主たる原因であると推定し、その改善やそれを応用した技術の整備が今後重要であると考えられる。
- ④ さらに、高い信頼性をもってマグマ・深部流体などの有無を確認するためには、以上の地球物理学的情報に加えて、地球化学などの他分野の情報を組み合わせ、総合的に検討することも重要であると考えられる。

(4) 参考文献

- Abe, Y., Ohkura, T., Hirahara, K. and Shibutani, T., Along-arc variation in water distribution in the uppermost mantle beneath Kyushu, Japan, as derived from receiver function analyses, *Journal of Geophysical Research*, vol.118, pp.3540-3556, 2013.
- Aizawa, K., Yoshimura, R. and Oshiman, N., Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji, *Geophysical Research Letters*, vol.31, L09603, doi: 10.1029/2004GL019477, 2004.
- Aki, K. and Lee, W. H. K., Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes 1. A homogeneous initial model, *Journal of Geophysical Research*, vol.81, pp.4381-4399, 1976.
- 網田和宏, 大沢信二, 杜 建国, 山田 誠, 大分平野の深部に賦存される有馬型熱水の起源, *温泉科学*, vol.55, pp.64-77, 2005.
- Asamori, K., Umeda, K., Ogawa, Y. and Oikawa, T., Electrical resistivity structure and Helium isotopes around Naruko volcano, northeastern Japan and its implication for the distribution of crustal magma, *International Journal of Geophysics*, vol.2010, doi: 10.1155/2010/738139, 2010.
- Asamori, K. and Zhao, D., Teleseismic shear wave tomography of the Japan subduction zone, *Geophysical Journal International*, vol.203, pp.1752-1772, 2015.
- Baba, K., Electrical structure in marine tectonic settings, *Surveys in Geophysics*, vol.26, pp.701-731, 2005.
- Craig, H., The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, in Tongiorgi, E., ed, *Nuclear Geology Geothermal Areas*, Spoleto Conference Proceedings, pp.17-53, 1963.
- DeShon, H. R., Schwartz, S. Y., Newman, A. V., Gonzalez, V., Protti, M., Dorman, L. M., Dixon, T. H., Sampson D. E., and Flueh, E. R., Seismogenic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography, *Geophysical Journal International*, vol.164, pp.109-124, 2006.
- 土井一生, 西上欣也, 田所敬一, 下川明子, 2000 年鳥取県西部地震の震源域およびその周辺における S 波反射体の三次元分布, *月刊地球*, vol.25, pp.647-651, 2003.
- Giggenbach, W. F., Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.52, pp.2749-2765, 1988.
- Gutscher, M. A. and Lallemand, S., Birth of a major strike-slip fault in SW Japan, *Terra Nova*, vol.11, pp.203-209, 1999.
- Hamamoto, H., Yamano, M. and Goto, S., Heat flow measurement in shallow seas through long-term temperature monitoring, *Geophysical Research Letters*, vol.32, L21311, doi: 10.1029/2005GL024138, 2005.
- Hasegawa, A. and Yamamoto, A., Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, vol.233, pp.233-252, 1994.
- 長谷川昭, 松本 聡, 地震波から推定した日光白根火山群の深部構造, *火山*, vol.42, pp.S147-S155, 1997.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N. and Miura, S., Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow

- seismic activity, *Tectonophysics*, vol.403, pp.59-75, 2005.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Kita, S., Okada, T., Matsuzawa, T. and Kirby, S., Anomalous deepening of a belt of intraslab earthquakes in the Pacific slab crust under Kanto, central Japan: Possible anomalous thermal shielding, dehydration reactions, and seismicity caused by shallower cold slab material, *Geophysical Research Letters*, vol.34, L09305, doi:10.1029/2007GL029616, 2007.
- 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, 地震波でみた東北日本沈み込み帯の水循環 —スラブから島弧地殻への水の供給—, *地学雑誌*, vol.117, pp.59-75, 2008.
- Heinson, G., Electromagnetic studies of the lithosphere and asthenosphere, *Surveys in Geophysics*, vol.20, pp.229-255, 1999.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *Journal of Geophysical Research*, vol.113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
- 堀修一郎, 海野徳仁, 河野俊夫, 長谷川昭, 東北日本弧の地殻内 S 波反射面の分布, *地震 2*, vol.56, pp.435-446, 2004.
- Hyndman, R. D. and Peacock, S. M., Serpentinization of the forearc mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.212, pp.417-432, 2003.
- Ichihara, H., Uyeshima, M., Sakanaka, S., Ogawa, T., Mishina, M., Ogawa, Y., Nishitani, T., Yamaya, Y., Watanabe, A. Morita, Y., Yoshimura, R. and Usui, Y., A fault-zone conductor beneath a compressional inversion zone, northeastern Honshu, Japan, *Geophysical Research Letters*, vol.38, L09301, doi:10.1029/2011GL047382, 2011.
- 飯尾能久, 兵庫県南部地震の発生過程 —断層の固着とディタッチメントのすべり—, *地震 2*, vol.49, pp.103-112, 1996.
- Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y. and Shiozaki, I., Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.203, pp.245-253, 2002.
- Ito, K., Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan, *Tectonophysics*, vol.217, pp.11-21, 1993.
- Iwamori, H., Transportation of H₂O and melting in subduction zones, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.160, pp.65-80, 1998.
- James, R. H., Allen, D. E. and Seyfried Jr., W. E., An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350°C): insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.67, pp.681-691, 2003.
- 金田謙太郎, 西澤あずさ, 及川光弘, 太平洋プレート北西部およびフィリピン海プレートにおける大規模な地震波速度構造探査 —海上保安庁による調査結果—, *地学雑誌*, vol.124, pp.787-811, 2015.
- 金沢敏彦, 篠原雅尚, 塩原 肇, 海底地震観測の最近の進展 —海底地震観測システムと海底における自然地震観測の進展について—, *地震 2*, vol.61, pp.55-68, 2009.
- 片尾 浩, 伊藤 潔, 中尾節郎, 廣瀬一聖, 西村和浩, 福嶋麻佐代, 丹波山地直下の地殻深部反射面の探査 —大大特による人工・自然地震観測—, *京都大学防災研究所年報 B*, vol.50, pp.297-302, 2007.

- Kato, A., Iidaka, T., Ikuta, R., Yoshida, Y., Katsumata, K., Iwasaki, T., Sakai, S., Thurber, C., Tsumura, N., Yamaoka, K., Watanabe, T., Kunitomo, T., Yamazaki, F., Okubo, M., Suzuki, S. and Hirata, N., Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophysical Research Letters*, vol.37, L14310, doi:10.1029/2010GL 043723, 2010.
- Kato, A., Saiga, A., Takeda, T., Iwasaki, T. and Matsuzawa, T., Non-volcanic seismic swarm and fluid transportation driven by subduction of the Philippine Sea slab beneath the Kii Peninsula, Japan, *Earth, Planets and Space*, vol.66:86, doi:10.1186/1880-5981-66-86, 2014.
- Kawakatsu, H. and Watada, S., Seismic evidence for deep water transportation in the mantle, *Science*, vol.316, pp.1468-1471, 2007.
- Kawanishi, R., Iio, Y., Yukutake, Y., Shibutani, T. and Katao, H., Local stress concentration in the seismic belt along the Japan Sea coast inferred from precise focal mechanisms: Implications for the stress accumulation process on intraplate earthquake faults, *Journal of Geophysical Research*, vol.114, B01309, doi:10.1029/2008JB005765, 2009.
- 風早康平, 島孤の活火山から放出される水 —その起源と量—, *日本水文科学会誌*, vol.27, pp.105-116, 1997.
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司, 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*, vol.44, pp.3-16, 2014.
- 風早康平, 東郷洋子, 高橋 浩, 高橋正明, 安原正也, 佐藤 努, 堀口桂香, 森川徳敏, 岩森 光, 田中秀実, 東北地方におけるスラブ起源深部流体の上昇について, *日本地球惑星科学連合 2016 年大会*, SCG60-05, 2016.
- 金原啓司, *日本温泉・鉱泉分布図及び一覧*, 地質調査所, 394p, 1992.
- Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J. -O., Iwasaki, T. and Kaneda, Y., High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough, *Science*, vol.304, pp.1295-1298, 2004.
- Liu, X., Zhao, D. and Li, S., Seismic imaging of the Southwest Japan arc from the Nankai trough to the Japan Sea, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.216, pp.59-73, 2013.
- Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K., Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, vol.454, pp.86-103, 2008.
- Matsumoto, S. and Hasegawa, A., Distinct S-wave reflector in the midcrust beneath Nikko-Shirane volcano in the northeastern Japan arc, *Journal of Geophysical Research*, vol.101, pp.3067-3083, 1996.
- Mitsuhata, Y., Ogawa, Y., Mishina, M., Kono, T., Yokokura, T. and Uchida, T., Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, *Geophysical Research Letters*, vol.28, pp.4371-4374, 2001.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D., Three-dimensional structure of V_p , V_s , and V_p/V_s beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *Journal of Geophysical Research*, vol.106, pp.21843-21857, 2001.

- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol.127, pp.1-18, 2003.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, *Journal of Geophysical Research*, vol.112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770, 2007a.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.254, pp.90-105, 2007b.
- Nakamichi, H., Watanabe, H. and Ohminato, T., Three-dimensional velocity structures of Mount Fuji and the South Fossa Magna, central Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol.112, B03310, doi:10.1029/2005JB004161, 2007.
- Nakano, M., Nakamura, T. and Kaneda, Y., Hypocenters in the Nankai trough determined by using data from both ocean-bottom and land seismic networks and a 3D velocity structure model: Implications for seismotectonic activity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.105, pp.1594-1605, 2015.
- 日本地熱学会 地熱発電と温泉との共生を検討する委員会, 報告書「地熱発電と温泉利用との共生を目指して」, 日本地熱学会, 62p, 2010.
- 西 潔, 石原和弘, 加茂幸介, 小野博尉, 森 濟, GPS 測量による雲仙火山のマグマ溜りの推定, *火山*, vol.40, pp.43-51, 1995.
- 西村 進, 紀伊半島の温泉とその熱源, *温泉科学*, vol.51, pp.98-107, 2001.
- Nishimura, T., Ozawa, S. Murakami, M. Sagiya, T. Tada, T. Kaidzu, M. and Ukawa, M., Crustal deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan, *Geophysical Research Letters*, vol.28, pp.3745-3748, 2001.
- Nishimura, T. and Takada, Y., The San-in shear zone in southwest Japan revealed by the GEONET data, 2015 AGU Fall Meeting, G13A-1006, 2015.
- 野田徹郎, 江原幸雄, 地熱エネルギー技術読本, オーム社, 349p, 2016.
- Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, vol.296, pp.1679-1681, 2002.
- Obara, K., Kasahara, K., Hori, S. and Okada, Y., A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Review of Scientific Instruments*, vol.76, 021301, doi:10.1063/1.1854197, 2005.
- O'Connell, R. J. and Budiansky, B., Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *Journal of Geophysical Research*, vol.79, pp.5412-5426, 1974.
- Ogawa, Y. and Uchida, T., A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophysical Journal International*, vol.126, pp.69-76, 1996.
- 大沢信二, 網田和宏, 山田 誠, 三島壯智, 風早康平, 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*, vol.59, pp.295-319, 2010.
- 岡田知己, 長谷川昭, 東北地方地殻深部に発生する低周波微小地震の活動とモーメントテンソル解, *火山*, vol.45, pp.47-63, 2000.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A., Recent progress of seismic observation networks in Japan —Hi-net, F-net, K-NET

- and KiK-net—, *Earth, Planets and Space*, vol.56, pp.xv-xxviii, 2004.
- Omuralieva, A. M., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J. and Okada, T., Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis, *Tectonophysics*, vol.518-521, pp.93-105, 2012.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure and Applied Geophysics*, vol.157, pp.2303-2322, 2000.
- Sakuma, H. and Ichiki, M., Electrical conductivity of NaCl-H₂O fluid in the crust, *Journal of Geophysical Research*, vol.121, doi:10.1002/2015JB012219, 2016.
- 産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 —長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方—, 産業技術総合研究所地質調査総合センター研究資料集, no.459, 126p, 2007.
- 産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 —立地要件への適合性と
その根拠となる調査結果の妥当性—, 産業技術総合研究所地質調査総合センター研究資料集, no.560, 112p, 2012.
- 産業技術総合研究所, 沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 平成 24 年度 成果報告書, 521p, 2013.
- Sano, Y. and Marty, B., Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs, *Chemical Geology*, vol.119, pp.265-274, 1995.
- 佐々木昭, 安定同位体と鉱床, 立見辰夫編「現代鉱床学の基礎」第 6 章, 東京大学出版会, pp.77-95, 1977.
- Sasaki, Y., Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data, *Earth, Planets and Space*, vol.56, pp.239-248, 2004.
- 佐藤比呂志, 児島悠司, 村田明広, 伊藤谷生, 金田義行, 大西正純, 岩崎貴哉, 於保幸正, 荻野スミ子, 狩野謙一, 河村知徳, 蔵下英司, 越谷 信, 高須 晃, 竹下 徹, 津村紀子, 寺林優, 豊原富士夫, 中島 隆, 野田 賢, 橋本善孝, 長谷川修一, 平田 直, 宮内崇裕, 宮田隆夫, 山北 聡, 吉田武義, Steven Harder, Kate Miller, Galen Kaip, 小澤岳史, 井川 猛, 西南日本外帯の地殻構造:2002年四国—瀬戸内海横断地殻構造探査の成果, 東京大学地震研究所彙報, vol.80, pp.53-71, 2005.
- Scambelluri, M. and Philippot, P., Deep fluids in subduction zones, *Lithos*, vol.55, pp.213-227, 2001.
- Scambelluri, M., Müntener, O., Ottolini, L., Pettke, T. T. and Vannucci R., The fate of B, Cl and Li in the subducted oceanic mantle and in the antigorite-breakdown fluids, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.222, pp.217-234, 2004.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S., Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, vol.442, pp.188-191, 2006.
- Shimojuku, A., Yoshino, T. and Yamazaki, D., Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust, *Earth, Planets and Space*, vol.66, doi:10.1186/1880-5981-66-2, 2014.
- Shiomi, K., Sato, H., Obara, K. and Ohtake, M., Configuration of subducting Philippine Sea plate beneath southwest Japan revealed from receiver function analysis based on the multivariate autoregressive model, *Journal of Geophysical Research*, vol.109, B04308, doi:10.1029/2003JB002774, 2004.
- Sibson, R. H., Fault rocks and fault mechanisms, *Journal of the Geological Society*, vol.133, pp.191-213, 1977.

- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y. and Uyeshima, M., Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.150, pp.3-14, 2005.
- 総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価-地質環境特性および地質環境の長期安定性について-, 61p, 2014.
- 高倉伸一, 下北半島におけるMT法データと重力データの総合解釈, *地質調査所月報*, vol.45, no.12, pp.689-702, 1994.
- 玉生志郎, 各種地質・地球物理データから見た東北地方の熱異常地域, *地球科学*, vol.66, pp.85-98, 2012.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, *Earth, Planets and Space*, vol.56, pp.1195-1199, 2004.
- 田中明子, 地球浅部の温度構造 —地震発生層との関連—, *地震* 2, vol. 61, pp. 239-245, 2009.
- Tatsumi, Y., Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, vol.94, pp.4697-4707, 1989.
- Taylor, H. P., Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. in Barnes, H. L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits*, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, pp.236-277, 1979.
- Thurber, C. H., Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California, *Journal of Geophysical Research*, vol.88, pp.8226-8236, 1983.
- Toh, H., Baba, K., Ichiki, M., Motobayashi, T., Ogawa, Y., Mishina, M. and Takahashi, I., Two-dimensional electrical section beneath the eastern margin of Japan Sea, *Geophysical Research Letters*, vol.33, L22309, doi:10.1029/2006GL027435, 2006.
- Touret, J. L. R., Fluids in metamorphic rocks, *Lithos*, vol.55, pp.1-25, 2001.
- 坪井誠司, 瀬瀬一起, 鷹野 澄, 宮武 隆, 阿部勝征, 萩原幸男, 国立大学観測網地震カタログの震源決定処理, *地震* 2, vol.42, pp.277-284, 1989.
- Tsuji, T., Dvorkin, J., Mavko, G., Nakata, N., Matsuoka, T., Nakanishi, A., Kodaira, S. and Nishizawa, O., V_p/V_s ratio and shear-wave splitting in the Nankai Trough seismogenic zone: Insights into effective stress, pore pressure, and sediment consolidation, *Geophysics*, vol.76, pp.WA71-WA82, 2011.
- Tsuji, Y., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Tomographic evidence for hydrated oceanic crust of the Pacific slab beneath northeastern Japan: Implications for water transportation in subduction zones, *Geophysical Research Letters*, vol.35, L14308, doi:10.1029/2008 GL034461, 2008.
- Umeda, K., Asamori, K., Negi, T. and Ogawa, Y., Magnetotelluric imaging of crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline mountains in a nonvolcanic region, northeast Japan, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol.7, Q08005, doi:10.1042/2006GC001247, 2006.
- Umeda, K., Asamori, K., Ninomiya, A., Kanazawa, S. and Oikawa, T., Multiple lines of evidence for crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline Iide Mountains, northeast Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol.112,

- doi:10.1029/2006JB004590, 2007.
- Umeda, K., Asamori, K., Negi, T. and Kusano, T., A large intraplate earthquake triggered by latent magmatism, *Journal of Geophysical Research*, vol.116, B01207, doi:10.1029/2010JB007963, 2011.
- 梅田浩司, 浅森浩一, 地球科学の原子力安全への貢献 (その 1) 地球科学からみた地殻流体と地層処分技術への応用, *日本原子力学会誌*, vol.58, pp.110-114, 2016.
- Umino, N. and Hasegawa, A., Aftershock focal depth of the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake estimated from sP depth phase at small epicentral distances, *Journal of Physics of the Earth*, vol.42, pp.321-329, 1994.
- Wang, Z. and Zhao, D., Vp and Vs tomography of Kyushu, Japan: New insight into arc magmatism and forearc seismotectonics, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.157, pp.269-285, 2006.
- Worzewski, T., Jegen, M., Kopp, H., Brasse, H. and Castillo, W. T., Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone, *Nature Geoscience*, vol.4, pp.108-111, doi:10.1038/ngeo1041, 2011.
- Yamauchi, M., Hirahara, K. and Shibutani, T., High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan, *Earth, Planets and Space*, vol.55, pp.59-64, 2003.
- 矢野雄策, 田中明子, 高橋正明, 大久保泰邦, 笹田政克, 梅田浩司, 中司 昇, 300 万分の 1 日本列島地温勾配図, 地質調査所, 1999.
- Zhao, D., The 2011 Tohoku earthquake (Mw9.0) sequence and subduction dynamics in Western Pacific and East Asia, *Journal of Asian Earth Sciences*, vol.98, pp.25-49, 2015.
- Zhao, D. and Negishi, H., The 1995 Kobe earthquake: seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation, *Journal of Geophysical Research*, vol.103, pp.9967-9986, 1998.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol.97, pp.19909-19928, 1992.
- Zhao, D., Asamori, K. and Iwamori, H., Seismic structure and magmatism of the young Kyushu subduction zone, *Geophysical Research Letters*, vol.27, pp.2057-2060, 2000.
- Zhao, D., Mishra, O. P. and Sanda, R., Influence of fluids and magma on earthquakes: seismological evidence, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol.132, pp.249-267, 2002.
- Zhao, D., Wang, Z., Umino, N. and Hasegawa, A., Tomographic imaging outside a seismic network: application to the Northeast Japan arc, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.97, pp.1121-1132, 2007.
- Zhu, L. and Kanamori, H., Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *Journal of Geophysical Research*, vol.105, pp.2969-2980, 2000.

2.2 沿岸部の地下水長期安定性に関わる研究

2.2.1 沿岸部の地下水長期安定性評価技術の検討

(1) 背景と目的

平成 27 年 5 月 22 日に閣議決定された「特定放射性廃棄物の最終処分に関する基本方針」では、国が科学的有望地を提示し、処分地選定調査への協力を自治体に申し入れるよう改定された。その後、平成 29 年 4 月に総合資源エネルギー調査会地層処分技術ワーキンググループにて地層処分地の具体的要件・基準について公表され、地域の科学的特性の検討では、地質環境特性及び長期安定性や建設操業時の安全性だけでなく、廃棄物輸送時の安全性の観点から、沿岸部がより可能性の高い地域として議論がなされた。高レベル放射性廃棄物処分においては、処分した放射性核種が漏洩し、地下水によって輸送されることを想定した「地下水シナリオ」が安全評価において重要になる。核種は放射性物質のため、漏出までの時間が長いほど放射壊変によって危険度が低下することを考えると、処分場周辺の地下水流速が遅い方が安全評価上有利である。地形勾配の小さい沿岸部の深部では動水勾配が小さく、塩淡水境界の下位にある塩水は上位の淡水と比べて流動性が低いため、長期にわたって安定なことが期待される。また、地下水の化学組成や溶存イオン濃度も、核種の溶解度や地層への吸着特性へ影響を及ぼすため重要である。したがって、「地下水シナリオ」を評価するためには、地下水の長期安定性と深部地下環境に関する知見が必要である。しかしながら、処分対象となるような深部の地下水の安定性や地化学環境に関するデータはそれほど多くない。この理由から本事業では、図 2.2-1 に示すような既存の大深度ボーリング孔などから地下水を採取し、地下水年代（平均滞留時間）・地化学環境測定を行うこととした。

地下水年代測定は、地下水の長期安定性に関する知見を得るための最も有効な方法と考えられる。これは、天然に存在する同位体や溶存ガスから地下水の滞留時間を導くものである。ただし、適切に地下水年代を決定するためには、岩石の間隙率、主要鉱物、含有元素や、降水・浅層水など流域の地下水情報が必要である。また、導出した地下水年代の妥当性は、地形、地質、水文などの情報から推定した概念モデル（NUMO, 2011）との整合性から確認する必要がある。本事業では、既存の大深度ボーリング孔や井戸などから地下水を採取し、深部の地下水年代・地化学環境を明らかにするとともに、地下水流動の概念モデルと地下水年代測定結果の整合性を検討する。全ての調査地点で地下水流動の概念モデルと地下水年代測定結果の整合性を検討することは困難なため、比較的データが多く、概念モデルが構築できる地点でこの検討を行い、それ以外の地点では既存井などを調査し、地下水年代に加えて地化学特性を把握する。また、同位体濃度から地下水年代決定までのプロセスを提示することにより、地下水年代測定の課題抽出と高度化を行う。

しかしながら、野外調査には大きな問題がある。「Appendix VI：現地調査における地域への丁寧な説明と成果の公表に関する配慮について」にて述べるように、地層処分関連では基礎研究という立場であったとしても、野外調査を行う際には関係者に対して説明を行い、承諾をいただく必要があるとともに、多くの場合、調査地点が特定できるような方法でデータを公開することはできない。そこで、本事業では流域の地形、流域に分布する地質、隆起・沈降速度などにより区分した地域の特徴を添えてデータを公表する予定である。この区分によって、自治体や個人からの信頼を損ねることなくデータを提示することができ、さらに、地下水年代が地質や地形などの諸条件との関連性があるかどうかを確認することができる。

なお、これまでの研究により、沿岸部海底下には長期的に安定した地下水が存在することや、深部地下水が上向きに流動するためには、塩淡水境界や断層の存在が鍵になることが判明している。既往文献の調査などに基くと、地下水の流動には非ダルシー領域と呼ばれる地下水が動きにくくなる領域が関係している可能性がある（例えば、Miller and Low, 1963；

Swartzendruber, 1962 ; 佐々木, 2000) 。現在、その影響ははっきりしていないが、非ダルシー的な流れが地下水年代の分布に深く関連する可能性も捨てきれない。本事業では選定された流域における地質環境の概念モデルを提示するとともに、上記の分類をもとにした沿岸部地下環境の状況を把握するが、この中で非ダルシー領域 (2.2.1- (2)) の存在も検討する。

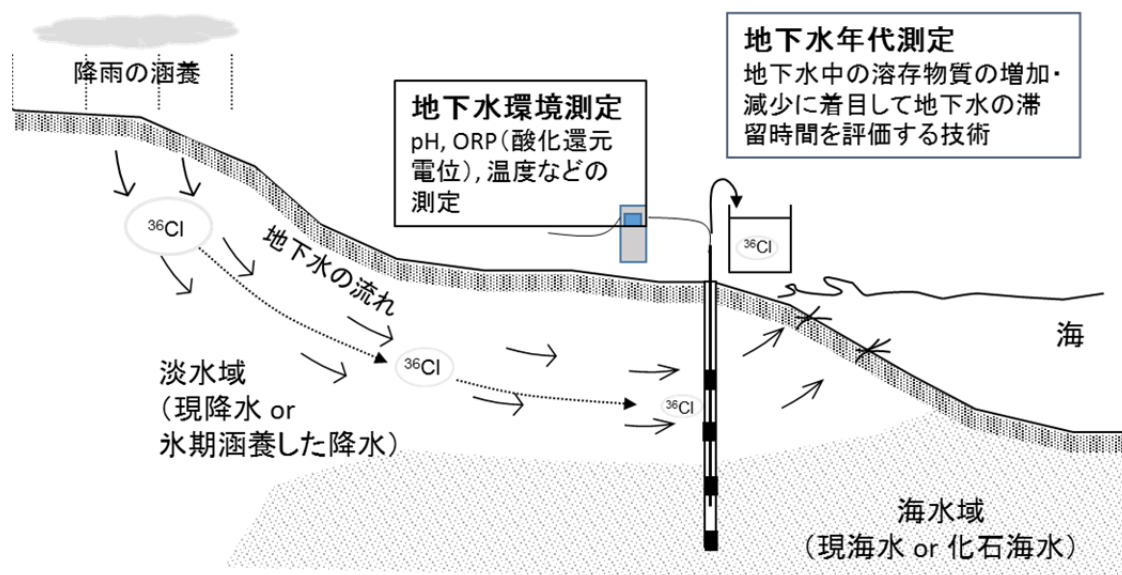


図 2.2-1 沿岸部の地下水長期安定性評価の概念図

(2) 評価技術の概要

1) 地下水年代測定技術

地下水年代測定技術は天然に存在する放射性物質の壊変や壊変に伴う蓄積などに着目し、図 2.2-2 に示すように地下水の滞留時間を評価する方法である。 ^{14}C 年代測定法では、 ^{14}C の放射壊変 (半減期 5,730 年) による濃度の減少に着目して地下水年代を推定する。 ^{36}Cl 年代測定法では、 ^{36}Cl の放射壊変 (半減期 30 万年) および放射化による生成に着目して地下水年代を推定する。このように地層からの生成がある場合は徐々に放射平衡値に近づくが、濃度変化は初期値と放射平衡値の差分が半減期ごとに半分になる。 ^4He 年代測定法では、岩石に含まれる U、Th などの壊変で発生する ^4He の濃度の蓄積から地下水年代を推定する。

地下水年代を評価する方法は、図 2.2-3 に示すように複数の方法がある。大部分の方法は、地下水および岩石内に含まれる天然の放射性物質の壊変を利用して地下水の古さを評価するが、人為的・地質的イベントに着目した方法もある。例えばフロンガス類 (CFCs、 SF_6)、希ガス温度計 (Ne、Ar、Kr、Xe)、水素・酸素安定同位体比などである。フロンガスは地球温暖化ガスの地下水への溶解量を基に判断する方法であり、フロンが生成され始めた 50 年未満の地下水を判定する方法である。希ガス温度計は質量数の大きい希ガスの溶解度が地下水涵養時の気温に依存すること (Stute and Schlosser, 2000)、水素・酸素安定同位体比は、降水の水素・酸素安定同位体組成の温度依存性のあること (Coplen et al., 2000) を利用した方法であり、氷期に涵養した地下水を評価する際に良く用いられる。

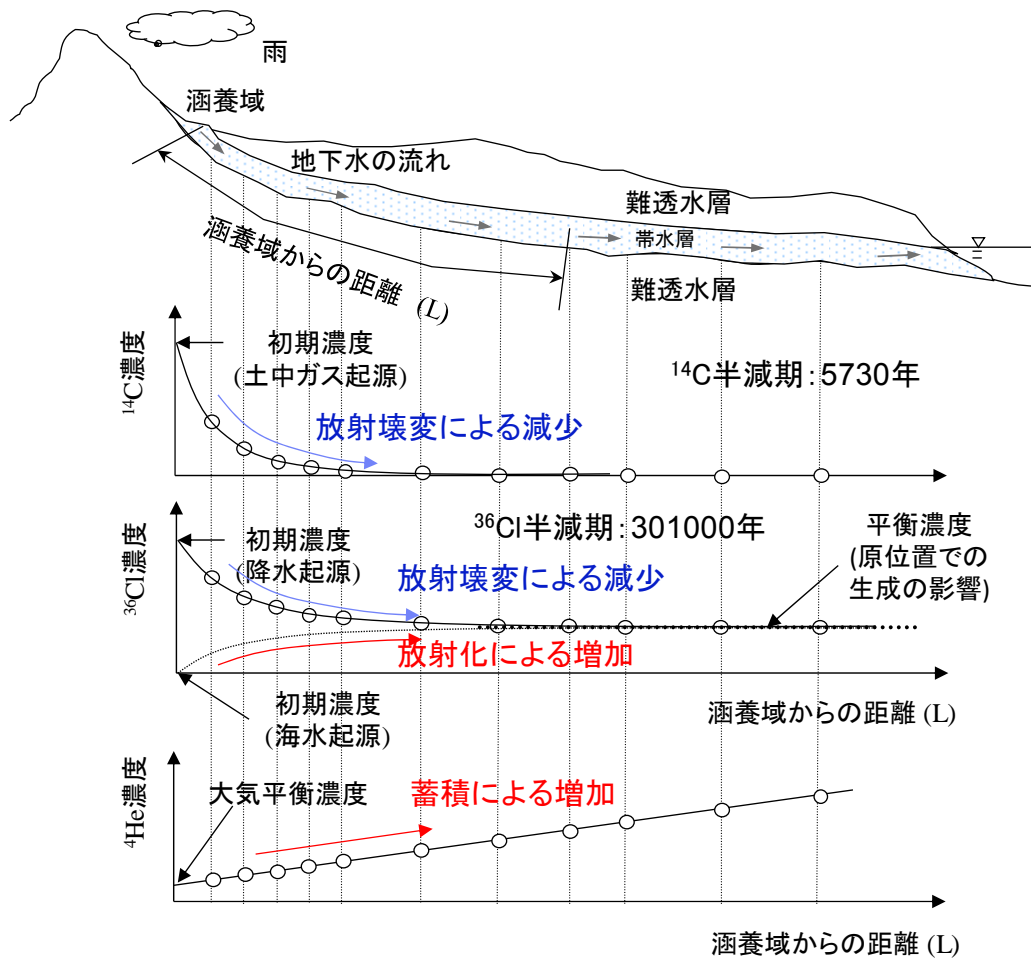


図 2.2-2 地下水年代測定概念図

これまでの適用事例は少ないものの、 ^{81}Kr と ^{85}Kr 、有機 ^{14}C 、 ^{129}I も近年の前処理技術や分析技術の高度化で適用が可能となってきた。 ^{85}Kr や ^{81}Kr などの放射性同位体は、ATTA 法による計測方法が整備され、従来よりも分析に必要な試料量が少なくなっている (Lu and Mueller, 2010)。 ^{81}Kr は、半減期が 21 万年であり、4~100 万年の地下水年代を評価することができ、古い地下水の識別に有効であると考えられる。また、有機 ^{14}C 年代についても、採取方法や分析方法が開発されてきている (Nakata et al., 2013)。 ^{129}I についても前処理方法と分析方法が確立され、近年適用事例が増えてきている (Mahara et al., 2012 ; 2013)。 ^{129}I は海水に主に含まれ、非常に長い半減期を持っていることから、海水の古さや地質との関係性を評価できる可能性がある。

地下水年代は、一つの物質や同位体から評価することは難しい。これは、地下水年代測定が初期値や平衡値、異なる起源の混合などの影響を受けるためである。 ^{14}C では、炭酸塩鉱物の溶解・沈殿や有機物の溶解など起源の異なる C の混合による濃度変化、 ^{36}Cl については降水・海水など起源の異なる Cl の混合と初期値および原位置平衡値が起源や地質に依存する、 ^4He については、蓄積速度が原位置の岩石からの生成だけでなく外部からのフラックスの流入による濃度の増加などによって影響を受けるためである。適切な地下水年代を求めるためには、同じ地下水に複数の方法を適用し、相互比較して求めることが好ましい (Hasegawa et al., 2016)。このため、本事業では可能な限り複数の方法を適用することとする。

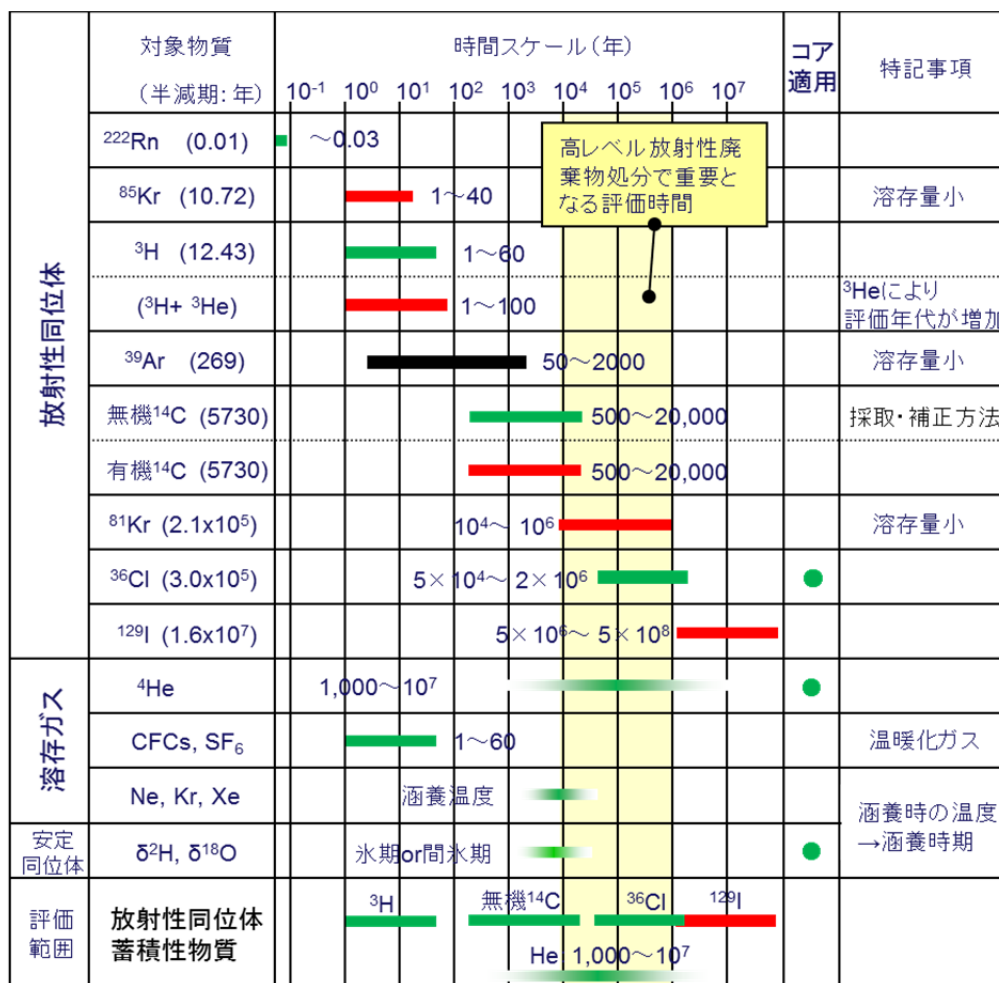


図 2.2-3 地下水年代測定法と各手法の評価時間スケール

本事業では、既存の大深度ボーリング孔や井戸などから地下水を採取し、地下水年代測定を実施する。地下水年代測定結果の妥当性を示すために、地下水流動概念モデルとの整合性を示すのが重要であるが、地下水流動の概念モデルの構築ができる調査地点は限られる可能性が高い。ただし、沿岸部では、地下水が海水準変動の影響を受けていると想定すると、大別して、現降水（0～2 万年）、現海水（0～2 万年）、最終氷期以前の地下水（2 万年以上）、化石海水（100 万年以上）の 4 つに分類できる可能性がある（図 2.2-4）。これは、氷期に海水準が長期にわたって低下し、その後の間氷期では逆に海水準が上昇するためである。海岸部の地下水流動は、この海水準の変化に対応して変化しようとするが、地下水の流れは緩慢であるため応答には時間がかかる。

図 2.2-4 に示すように、沿岸部の降水系地下水は、現降水と氷期以前に涵養した地下水の 2 種類が考えられる。氷期の地下水は、水素・酸素安定同位体比が軽く、涵養温度も現在よりも低くなるため、希ガス濃度にも違いが表れるはずである。このため、これらの違いから現降水と氷期に涵養した地下水は識別できる可能性がある。一方、現海水と化石海水は、ともに海水が源になっているが、地下水年代にはかなり大きな差がある。現海水では、¹⁴C が有意に検出され、⁴He の蓄積は進んでおらず、³⁶Cl/^{Cl}、¹²⁹I/¹²⁷I は海水に近い値になるだろうが、化石海水では ¹⁴C が検出されず、⁴He の蓄積が進み、³⁶Cl/^{Cl} が有意に大きくなると推定される。また、¹²⁹I/¹²⁷I は地下水年代が数百万年以上であれば海水とは異なる値になる。このように、多くの指標で違いが出ることから、現海水と化石海水は、現降水と氷期地下水

よりも識別しやすい。以上のように、淡水と海水およびそれらの年代差や涵養温度の差で、現降水と氷期に涵養した地下水、現海水と化石海水が識別できる可能性が高い。

このように、沿岸部の深層地下水は、現降水（0～2万年）、現海水（0～2万年）、最終氷期の地下水（2万年以上）、化石海水（100万年以上）に大別できる可能性があるため、地形、地質、水理、水文などの地下水流動の概念モデル構築データが不足する地点については、このような区分で流動性を検討することとする。

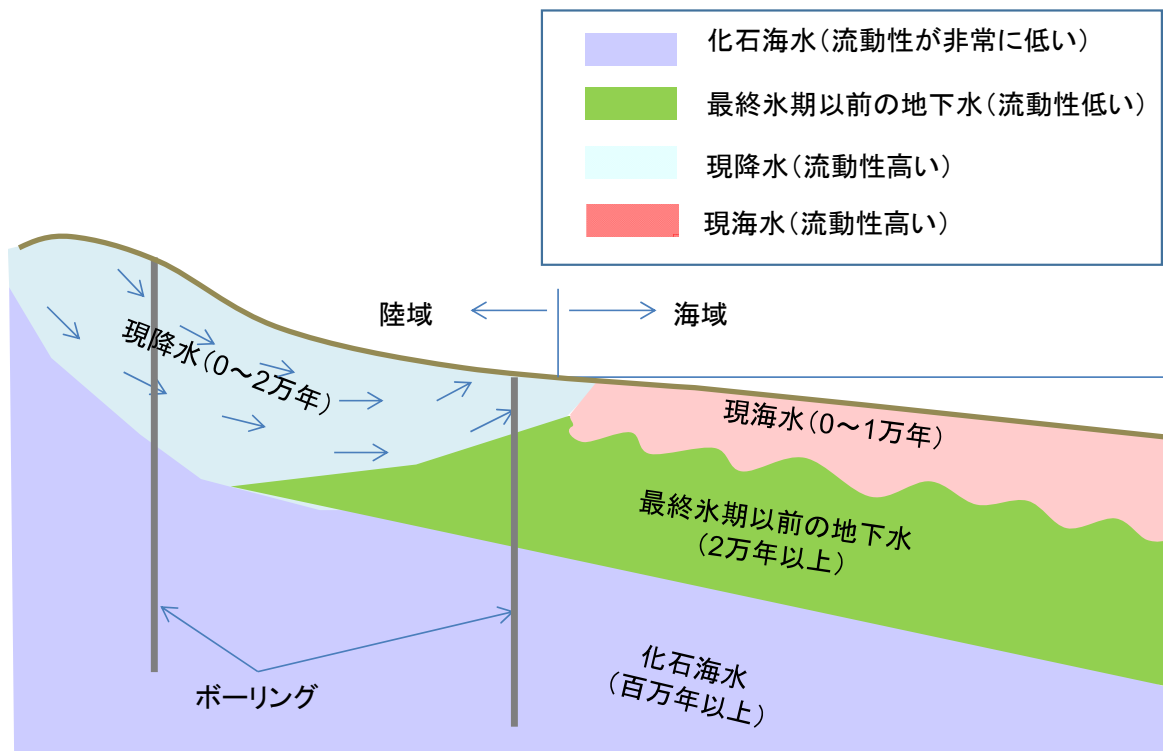


図 2.2-4 沿岸部での地下水分布の概念図

2) 非ダルシー流

一般的なダルシー式では、流速と動水勾配の関係をグラフで表すと原点を通る直線になる（図 2.2-5）。しかし、動水勾配が小さい領域ではダルシー式から予想される流速とは異なる実験結果が得られることがある。このようなダルシー則に従わない流れを、非ダルシー流（Non-Darcy flow）といい、King（1898）による一連の実験によって始めて報告された。非ダルシー流という用語は、乱流が発生するような流速が大きい場の流れにも用いられるが、本節で述べるのは動水勾配が小さい場合の非ダルシー流である。これに関する初期の研究には、Volkova（1948）、Engelhardt and Tunn（1955）、Swartzenbruber（1962）、Miller and Low（1963）などがあり、かなり早い時期から水の極性やある種の粘土鉱物が非ダルシー現象を引き起こすことがわかっていた。最近の研究としては Liu and Birkholzer（2012）や Wang et al.（2016）などがあり、モンモリロナイトとイライトの影響がより明確になるとともに、浸透率と非ダルシー現象に関係性があることが報告されている。わが国においても、木村（1971）、佐藤・室田（1971）、安原・開発（1981）、佐々木（2000）などの報告があり、特に高橋ほか（2004）では、非ダルシー流の影響を組み込んだ 10 万年の非定常流動解析をおこなっている。非ダルシー現象に影響を与える因子には、モンモリロナイトおよびイライトの含有率、間隙率、温度、塩分濃度、動水勾配が知られているが、これらを変数とした定量的な評価はなされていない。本事業では実際の現場データから、広域地下水流動に対する

非ダルシー流の影響を考える。

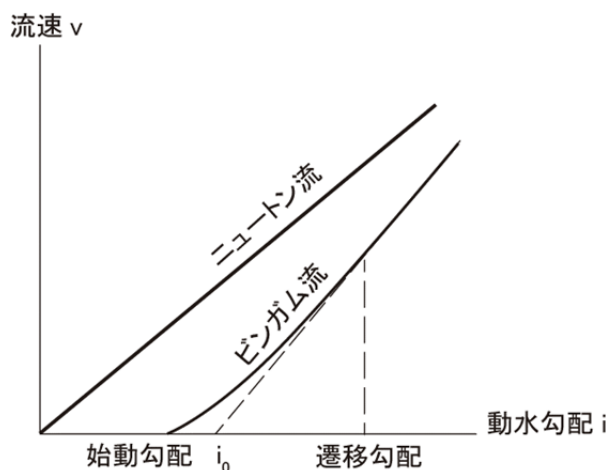


図 2.2-5 非ダルシー流

ダルシー式の動水勾配と流速の関係は、原点を通る直線となる（ニュートン流と書かれているグラフ）。非ダルシー流をビンガム流としてあらわす場合、水が流れ始める動水勾配を始動勾配（Miller and Low, 1963）、動水勾配と流速の関係が曲線になりはじめる勾配を遷移勾配（木村, 1971）、直線の延長線と x 軸との交点を i_0 （非ニュートン指標: Swartzenbruber, 1962）という。

(3) 原位置調査

地下水年代測定、地化学測定のための原位置調査は、原位置の状況にあわせて、図 2.2-6 に示すように実施した。深井戸で複数の採水区間がある場合には、採水深度を特定するために、パッカーで区間を区切り、揚水管（ケーシング）内に、透水試験装置、地化学モニタリング装置、サンプラー、ポンプを入れて調査を実施する。深井戸の場合には、揚水管などを用いずに、地化学モニタリング装置、サンプラー、ポンプを孔内に挿入して調査を行う。既設のポンプなどがあり、装置の挿入が困難な場合には、地上で揚水した地下水を対象に、地化学モニタリング、サンプリングを実施する。調査方法は、図 2.2-7 のフローに示すように、既存施設・孔内計測器を撤去した後、初期の温度分布、孔壁状況、地下水の流入出を確認するために、物理流体検層を実施する。その後、孔内装置を設置し、水理試験と予備排水を実施する。この間、地下水の物理化学パラメータ（pH、酸化還元電位（ORP）、溶存酸素量（DO）、電気伝導度（EC）、温度（T））をモニタリングし、これらの測定値の安定後、採水を行う。採水された地下水は、主要溶存イオン、微量元素、安定同位体、放射性同位体、溶存ガス、微生物群集解析に供される。採水終了後には、孔内装置を回収し、既存施設を復旧する。

地化学環境の評価において、溶存化学種の化学形態は対象とする地下水に溶存する各元素の全溶存濃度、温度、pH、ORP を用いて化学平衡論による計算で求めることができる。各元素の全溶存濃度は室内で計測されるが、pH と ORP は大気の影響などで有意に変化する。また、溶存ガスを多く含むような地下水の場合は、揚水時の圧力低下による脱ガスで pH や ORP の値が変化する可能性がある。このため、正確な pH や ORP を得るためには原位置での測定が望ましいがその事例は多くないのが現状である。原位置測定では測定深度に応じた耐圧性能を持つ電極を用意する必要があり、また ORP は比較的長期間の測定が必要となる。さらには掘削直後のボーリング孔では掘削泥水が残存していることがあり、電極が汚れるこ

とで不正確な値を示す原因となりうる。本事業では、地点の異なる複数のボーリング孔を用いた原位置測定を行うことにより、問題点を抽出するとともに確からしい pH、ORP 値を取得する方法について整備を行う。

地化学環境の現地測定項目は、以下の通りである。

- ・原位置測定項目
 - ・温度、pH、ORP、EC、DO
- ・地上（現場もしくは実験室）での測定項目
 - ・温度、pH、ORP、EC、(DO：必要に応じて)
- ・pH、ORP 測定に関連して地下水から採取する項目
 - ・一般ガス (CO₂、N₂、O₂、CH₄ほか炭化水素ガスの濃度と CO₂および CH₄ほか炭化水素ガスの炭素安定同位体)
 - ・酸化還元に関わる溶存元素 (Fe²⁺、NH₄⁺)

地化学環境の原位置測定は、大深度で原位置にて測定可能な pH と ORP 測定プローブである Oceanseven 303 を原位置に降下させて可能な限り長時間にわたる測定を行う。それに併せて地上での測定、溶存ガスの採取分析と地化学計算による pH、ORP の推定を行い、それぞれを比較検討することで、確からしい原位置の値を求める。また、測定における問題点を抽出し、測定手法および手順の整理を行う。測定方法は図 2.2-6 に示すように、対象とするボーリング孔によって測定方法が異なる。複数のストレーナー区間がある場合、各区間の地下水の混合を防ぐため、採水対象とするストレーナーを挟むようにパッカーを設置する。そのパッカーの直上に Oceanseven 303 を接続し、採水管 (JFT ロッド) を介してポンプアップする。単一区間の場合はパッカーを設置せず、Oceanseven 303 とポンプを可能な限り高い深度まで下ろす。ボーリング孔を除く既存の井戸の場合は、施設により測定方法は異なるが、基本的に孔にはポンプが設置されており、そのポンプで汲み上げた地下水を地上で測定することになる。溶存ガスはガス水比を地上にて測定し、水上置換でガスを収集して分析する。その結果と間隙水圧から地球化学解析コード PHREEQC を用いて原位置の pH を計算で推定する。また、地上での測定も実施する。

地下水の採水装置、地化学モニタリング装置については、「Appendix VII 原位置調査装置および採取方法の開発」に示す。

今年度の調査では、新潟県新潟市西蒲原の経済産業省地盤沈下観測井 1,050 m 井（以下、西蒲原井）と、北海道幌延町浜里 DD-1 孔（産総研, 2013）、その他沿岸部に位置する既存井戸で調査を実施した。浜里 DD-1 孔では図 2.2-6 (1)、西蒲原観測井では図 2.2-6 (2) と (3)、その他の井戸では図 2.2-6 (3) に示す形態で調査を実施した。

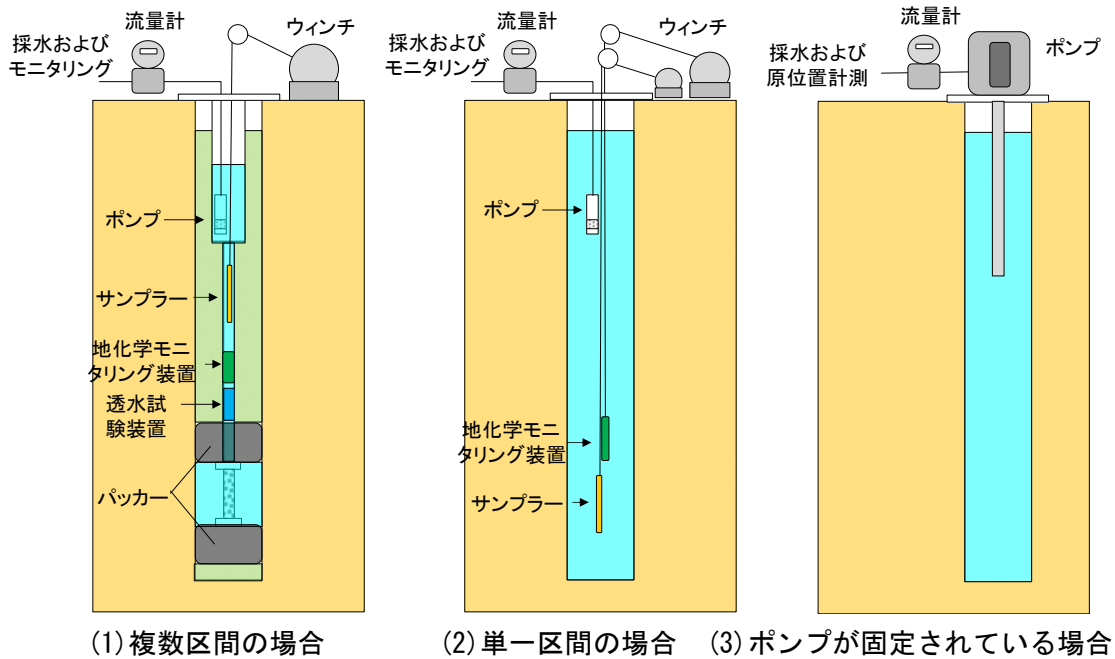


図 2.2-6 深井戸での原位置調査の概念図

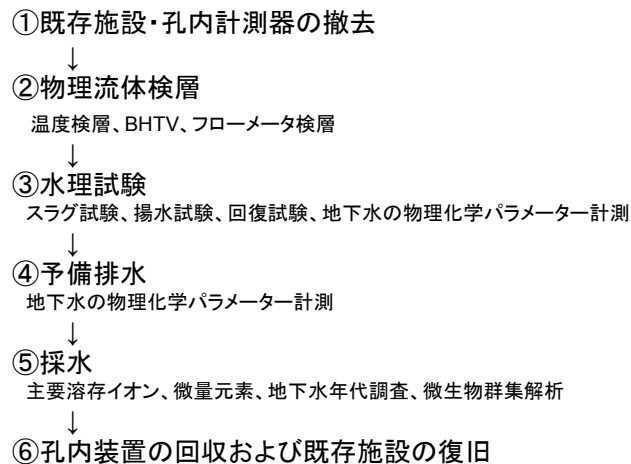


図 2.2-7 原位置調査の手順図

(4) 室内分析

地下水の分析は以下の項目を実施した。

- ・ 主要溶存イオン (Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 、 F^- 、 Cl^- 、 Br^- 、 NH_4^+ 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、アルカリ度)
- ・ 微量元素 (I、B、Li、Si、etc)
- ・ 全炭素 (TC)、有機炭素 (TOC)、無機炭素 (IC)、不揮発性有機態炭素 (NPOC)
- ・ 安定同位体 (δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{37}\text{Cl}$ 、etc)
- ・ 放射性同位体 (^3H 、 ^{14}C 、 ^{36}Cl 、 ^{129}I)
- ・ 溶存ガス (^3He 、 ^4He 、Ne、Kr、Xe、CFCs (chlorofluorocarbons : フロン)、 SF_6 (六

フッ化硫黄)、溶存二酸化炭素および C₁-C₆ の炭化水素ガスと溶存二酸化炭素および C₁-C₄ の δ¹³C (以下、一般ガスと呼ぶ)

・溶存硫化水素および溶存 Fe(II)

分析方法は以下の通りである。主要溶存イオンの内、陽イオン (Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺、K⁺、NH₄⁺) の定量分析には、イオンクロマトグラフィー (メトローム社製コンパクトプロフェッショナル IC881) を用いて検量線法により実施した (例えば、日本分析化学会北海道支部編, 1994)。試料水中の各イオンを分離する分離カラムには、陽イオン交換樹脂が充填されている YS-50A、ガードカラムには YS-G を使用した。検量線は、元素ごとに化学分析用標準溶液 (関東化学株式会社) を既知の濃度に希釈した標準試料を調製した。

陰イオン (F⁻、Cl⁻、Br⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻) の定量分析には、イオンクロマトグラフィー (メトローム社製コンパクトプロフェッショナル IC881 CO₂ サプレッサ付き) を用いて検量線法により実施した (例えば、日本分析化学会北海道支部編, 1994)。試料水中の各イオンを分離する分離カラムには、陰イオン交換樹脂が充填されている A Supp 5-150、ガードカラムには ShodexSI-90G を使用した。検量線は、元素ごとに化学分析用標準溶液 (和光純薬工業株式会社製) を既知の濃度に希釈した標準試料を調製し作成した。

アルカリ度の測定は、酸標準液 (0.01 mol/L) 硫酸を用いて pH4.8 まで滴定する手法 (pH4.8 アルカリ度) により実施した (例えば、半谷・小倉, 1995)。実際の作業では試料 30 mL をビーカーにはかり取り、pH メーターで試料の pH を確認しながら、pH4.8 になるまで酸標準液で滴定した。

微量元素 (I、Si、B、Fe、Se、Sr、Li、Mn、Zn、Ba、Al、Rb、Cu、As、Cs) の定量分析には、ICP-MS (誘導結合プラズマ-質量分析装置: Agilent Technologies 製 Agilent7500CE) を用いて検量線法により実施した (例えば、日本分析化学会関東支部編, 2008)。検量線は、元素ごとに化学分析用標準溶液 (和光純薬工業株式会社) を既知の濃度に希釈した標準試料を調製し作成した。

TOC (Total Organic Carbon : 全有機態炭素) および NPOC (Non-Purgeable Organic Carbon : 不揮発性有機態炭素) の測定は、島津製作所製 TOC-V CSH を用いた非分散型赤外分析計 (Non-Dispersive Infrared Gas Analyzer : NDIR) で実施した (例えば、半谷・小倉, 1995)。

TOC の定量分析は、試料中の全炭素 (Total Carbon : TC) と無機態炭素 (Inorganic Carbon : IC、または Total Inorganic Carbon : TIC) をそれぞれ測定し、TC 濃度から IC 濃度を差し引いて求める方法 (差し引き法) で実施した。検量線は、TC 濃度用にフタル酸水素カリウム標準液 (和光純薬工業株式会社)、IC 濃度用に炭酸ナトリウムおよび炭酸水素ナトリウム (ともに和光純薬工業株式会社) を混合した標準溶液をそれぞれ既知の濃度に希釈した標準試料を調製し作成した。

NPOC の定量分析は、試料水を酸性 (pH3 以下) にして通気処理し、試料水中の IC を CO₂ として除去した後に TC を測定する方法 (IC 前処理法またはプレ IC 除去法) で実施した。検量線は、フタル酸水素カリウム標準液 (和光純薬工業株式会社製) を既知の濃度に希釈した標準試料を調製し作成した。

水素・酸素安定同位体の計測は、Los Gatos Research 社製のレーザー吸収ガス分析装置を用いて Off-axis ICOS 法 (Off-axis Integrated Cavity Output Spectroscopy) にて、試料中の水素安定同位体比および酸素安定同位体比の同時分析を実施した (山中・恩田, 2011)。分析は手順書に準じた。

³H 分析は、電解濃縮 (アルカリ水溶液電解) - 液体シンチレーション計数法によって実施

した(文部科学省, 2002)。試料水を予め蒸留精製しアルカリ電解溶液とした後、電解濃縮を行う。電解終了後、電解液を中和・蒸留し、液体(乳化)シンチレータを加え、低バックグラウンド液体シンチレーションカウンターにより計測した。分析は地球科学研究所で実施した。計測結果は、水素原子 10^{18} 個に対して ^3H が 1 個存在する率である TU (Tritium Unit) で示した。

^{14}C 分析は、グラファイト・ターゲット加速器質量分析法(AMS法)で実施した(中村, 2003)。沈殿法では、試料水 1 リットルにつき 1.2 g の塩化ストロンチウムを加え、試料水中の無機炭素を炭酸ストロンチウムとして沈殿させる。沈殿物は中性になるまで洗浄し、乾燥させた後、リン酸と反応させ CO_2 ガスを生成させる。得られた CO_2 ガスを精製した後、コバルト触媒を用いて 600°C に加熱しグラファイトを調製した。それらグラファイトをターゲットとし加速器質量分析(AMS: Accelerator Mass Spectrometry)によって定量した。ガス化法では、試料水にリン酸を加えて CO_2 をガスとして回収した後、グラファイトを生成する(Nakata et al., 2016)。分析は Beta Analytic 社で実施した。

^{36}Cl 分析は、 AgCl ・ターゲット加速器質量分析法(AMS法)で実施した。水試料に含まれる塩化物イオンを塩化銀として回収し、それをターゲットとして AMS によって定量する(Fifield et al., 2013)。分析は、Australia National 大学で実施した。試料は、水試料の pH を酸性側に調整した後に、過剰量の硝酸銀を加えることにより、水試料中の塩素イオンを白色の塩化銀として沈殿させ回収する。一般的に水試料の塩素イオン濃度が 20 mg/L 以上ならば、煩雑な手間をかけずに直接沈殿させることにより塩素イオンを回収することができる。 ^{36}Cl の分析では、 ^{36}S が AMS 測定に影響する可能性が指摘されている(Elmore et al., 1979)。この ^{36}S の ^{36}Cl 測定への影響を小さくするために塩化銀の精製を行う。精製手順として、回収された塩化銀をアンモニア水に溶解させ、硝酸バリウムを加えることにより不純物として微量に含まれる硫酸イオンを硫酸バリウムとして沈殿させる。この工程は硫酸イオン濃度によっても異なるが、おおむね 3 回程度繰り返される。

^{129}I 分析は、有機溶媒による溶媒抽出および逆抽出を繰り返し、ヨウ素の分離精製を行い、ヨウ化銀の化学形態で回収する。精製したヨウ化銀と高純度ニオブ粉末を混合し、加速器質量分析装置で混合試料中の $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比の測定を行う。なお、ヨウ素の濃度分析からヨウ素量が 2 mg 以下と推定される場合には、ヨウ素同位体比が既知の同位体比が低い試料を混合して、同位体希釈法によりヨウ素同位体比を計測する。また、同位体希釈法による測定試料数の増加が考えられることから、合わせて低同位体比測定に適しているペレトロン年代測定装置(JAEA-AMS-TONO)での、 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比測定のための情報収集および整備を行う。

^{837}Cl 分析は、塩化銀・ヨウ化メチル($\text{AgCl}\cdot\text{CH}_3\text{I}$)変換-安定同位体比ガスクロマトグラフ質量分析法で実施した(Long et al., 1993)。試料水から生成した AgCl 沈殿物に、ヨウ化メチル(CH_3I)を加え、塩化メチル(CH_3Cl)に変換する。この CH_3Cl の同位体比をガスクロマトグラフ付同位体比質量分析計に導入し測定した。分析は Waterloo 大学で実施した。

希ガスの定量は、希ガス質量分析装置 VG-5400 (GV instruments) とその前処理ラインを用いて行った(馬原, 1998)。地下水サンプルを封入した銅管を、直接装置へと接続する。これにより、銅管内の希ガスを散逸させることなく前処理ライン内へ導入することが可能である。抽出ライン内では、まず、サンプルに超音波をあてることで、地下水サンプルからガス成分のみを抽出する。抽出されたガス成分に対して、コールドトラップ(液体窒素温度)・チタンゲッターを作用させ、水分や反応性のガスを取り除き希ガス成分のみを取り出すことができる。さらに、ステージ内温度を 20 K まで低下させることができるクライオスタッドを用いて希ガスを各成分に単離し、希ガスごとに質量分析装置へと導入する。質量分析装置では希ガスをイオン化し、適切な磁力をかけることによって設定した質量数のみをカウント

することができる。既知量 (0.13 cc) の空気に含まれる希ガスにおけるカウント数と、サンプルに含まれる希ガスにおけるカウント数を比較し、サンプルに含まれる希ガス量および同位体比を決定した。分析は電中研で実施した。また、合わせて日本原子力研究開発機構のマルチコレクター型の希ガス質量分析装置 (NGX) で VG-5400 と同等の性能で分析できるように整備し、実際の試料への適応を検討した。

CFCs の分析は、Purge and Trap 法によって地下水中の CFC を分離・抽出した後に、GC-ECD (Gas Chromatography · Electron Capture Detector : ガスクロマトグラフィ - 電子捕獲型検出器) にて検出・定量を行った (Plummer and Busenberg, 2006)。CFC は CFC-12、CFC-11 および CFC-113 を対象とした。

SF₆ の分析も CFCs と同様に、Purge and Trap 法によって地下水中の SF₆ を分離・抽出した後に、GC-ECD にて検出・定量を行った (Busenberg and Plummer, 2000)。

溶存二酸化炭素ガスおよび C₁-C₆ までの溶存炭化水素ガスについては Agilent 社製 GC7890 により、JISK-2301 に基づいて定量分析を行った。二酸化炭素および C₁-C₄ までの炭化水素については GV Instrument 社製 Isoprime-GC を用いて δ¹³C の測定を行った。このときの δ¹³C (‰) は PDB 基準である。

溶存硫化水素および溶存 Fe(II) の分析はそれぞれ N、N'-ジメチル-p-フェニレンジアミンを用いたメチレンブルー吸光度法、オルトフェナントロリン法 (日本分析化学会北海道支部編, 2005) にて分析した。

その他、試料の採取方法や分析方法に関する検討結果は「Appendix VII 原位置調査装置および採取方法の開発」に示す。

(5) 詳細検討 (概念モデル構築) 地点での調査結果

1) サロベツ原野

地下水の長期安定性に関する知見を得るための準備段階として、地質環境の概念モデルを構築する。そのためにはある程度データが蓄積されている地域が必要なことから、北海道天塩郡幌延町浜里地区を調査地域の 1 つとした (図 2.2-8)。この地域では海岸から約 300 m の距離にて、平成 21~24 年度にかけて深度 1200 m の調査井 DD-1 孔が掘削されている。また、DD-1 孔ではケーシングが設置された後、深度 214 m、306 m、476 m、613 m、715 m、943 m、1,143 m を中心とした 7 深度でパーフォレーションによる穿孔がおこなわれている。平成 24 年以降、平成 28 年まで管頭部には蓋が設置されている状態にあった。



図 2.2-8 調査位置図 (縮尺 1:25,000)

(国土地理院 25,000 地形図「音類」, 「稚咲内」より)

① 既存の調査結果

(a) 地表から深度約 90 m まで

図 2.2-9 に示すサロベツ原野の地質環境の概念モデルは、Ikawa et al. (2014) をもとに作成されたものである。DD-1 孔にて地下水の起源は上位から、現降水、最終氷期（ビュルム氷期）に涵養された淡水、最終氷期より前に涵養された淡水、塩淡混合水、塩水の順に推移する。地表から沖積層の基底となる深度 90 m までは現降水から最終氷期に涵養された淡水に推移する領域である。

DD-1 孔から得られたコア間隙水の Cl 濃度 (図 2.2-10) と二次元比抵抗断面図 (図 2.2-11) を比較することにより、高比抵抗領域には淡水、低比抵抗領域には塩水が分布することが確認された。このことより、サロベツ原野の淡水地下水は、少なくとも下沼丘陵 (図 2.2-9 の右側の丘陵部) の海側の国道 40 号周辺が涵養域となっていると推定されている。天野ほか (2012) によると、丘陵近傍にある北星園そばの SAB-3 孔では深度 27 m (勇知層) という浅層でも地下水の Cl 濃度は 1,300 mg/L となっており、深度 70 m から濃度はさらに上昇しはじめて深度 150 m の声問層では 12,000 mg/L に達している。このように勇知層は地下水を通しにくい、この地域では同じ地層名であっても山側の方が地質年代は古い。層序対比図 (図 2.2-12) によると、更別層と勇知層の境界は浜里と幌延市街周辺では 0.5 Ma もの違いがある。同じ岩相なら同じ勇知層であっても浜里の方がより透水性が高いだろう。

サロベツ原野の水文地質については酒井ほか (2012) をもとに記述する。サロベツ原野の地下水面は下沼丘陵の麓で地表から 5 m 程度、サロベツ原野全域で 1~3 m 程度と、地形と調和的な分布になっている。国道 40 号と道道 972 号線の交差点周辺に位置する No.3 井戸の深度 40 m (表層~勇知層上層部) からの地下水の電気伝導度は 300 μ S/cm 以下であるが、深度 75 m では 450 μ S/cm となる。すなわち、涵養域であっても深度 100 m に到達しないうちに、淡水による地層洗脱の程度に違いがでてくる。これは二次元比抵抗断面図 (図 2.2-11)

でも支持されており、上流側（国道 40 号付近）では高比抵抗と低比抵抗の境界が浅層にある。また、サロベツ原野の広い範囲で深度 20~30 m 程度に粘土層および砂/シルト互層（Ho-1a 層：透水係数は 10^{-9} m/s）が分布し、これより上位では水頭の季節変動が認められ ^3H が検出されるが、下位では水頭は年間を通してほぼ一定で ^3H は検出されない。この Ho-1a 層から下位層にかけて δD と $\delta^{18}\text{O}$ は徐々に軽くなるが、これは氷期に涵養された地下水が胚胎されているためと考えられている（Ikawa et al., 2014）。また、図 2.2-9 のサロベツ原野中央付近にあるビジターセンターでの深度 82.5 m の No.2 井戸を含め、 δD が -70‰ よりも重いものは全て深度 40 m 以浅であり、40 m 以深は軽い同位体を示す。仮に 40 m 以深の地下水が流動しているのであれば、涵養域の近傍では（現降水を源とする）重い同位体比を持つ地下水が得られるはずである。サロベツ原野全域にかけて深度 40 m を境に同位体比が異なることは、40 m 以深の地下水流動は数千年スケールでは不活発な状態にあることを示唆する。DD-1 孔の 90 m 深周辺の基底礫層においても同様で、直近の数千年程度は、地下水は動きにくい状態にあったと考えられる。

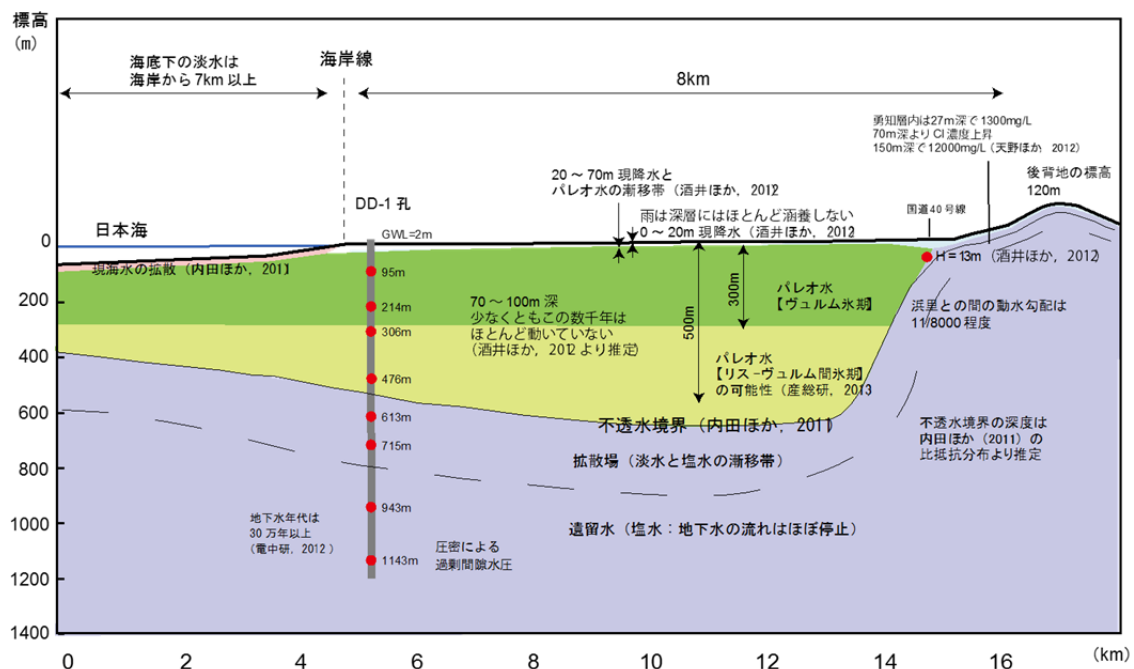


図 2.2-9 サロベツ原野の地質環境の概念モデル

DD-1 孔にある赤丸の 7 つの深度は、平成 28 年度および 29 年度にて採水を予定している深度

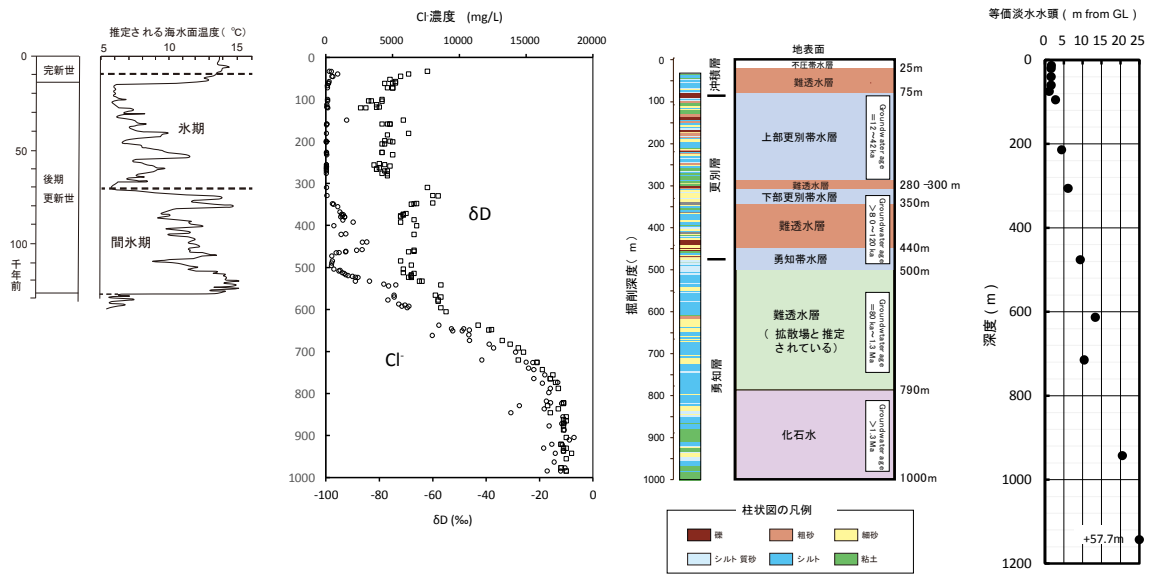


図 2.2-10 幌延町浜里の大深度ボーリング結果

左図は 130 万年前から現在までの間の海水準変動 (Shackleton, 1987 & Pirazzoli, 1996 acc. Smedley and Milne, 2001)、中央の 2 つの図はコア間隙水から得られた δ 値と Cl^- 濃度のプロファイル、柱状図、水文地質区分図 (Ikawa et al., 2014 を一部修正)、右図は間隙水圧より求められた深度ごとの等価淡水水頭

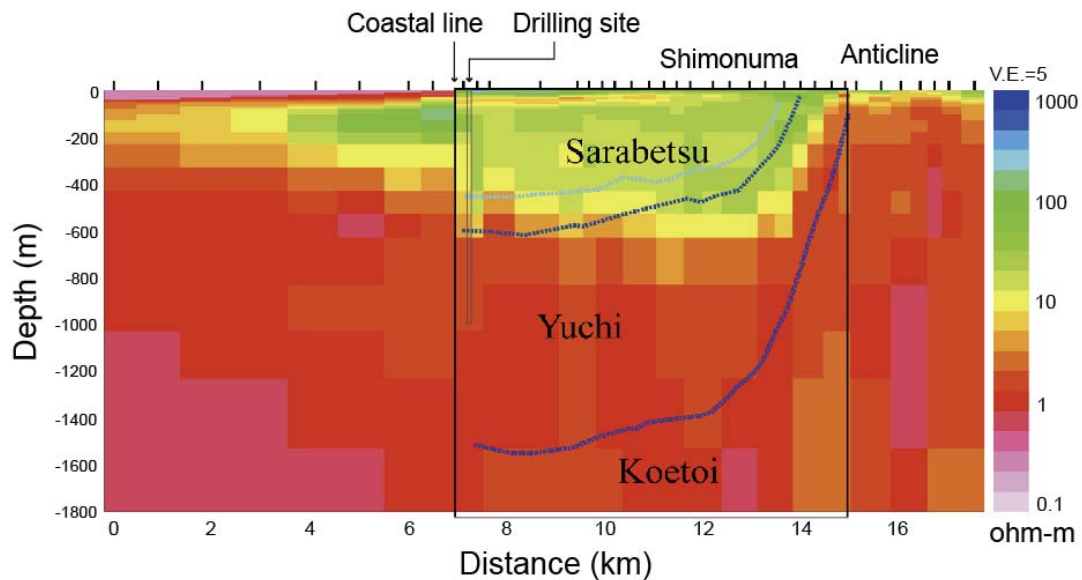
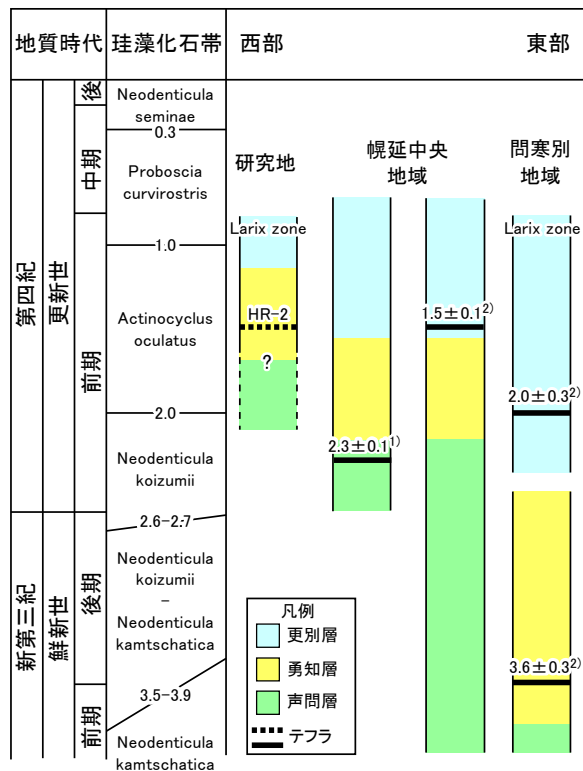


図 2.2-11 二次元比抵抗断面図 (内田ほか, 2011)

暖色は低比抵抗、寒色は高比抵抗領域。水色の線は更別層と勇知層の境界

(b) 深度 90~500 m まで

Ho-1a 層 (前節) から下位では δD と $\delta^{18}O$ は深度方向に軽くなり、DD-1 孔では深度 120 m にて極小となる (以下、図 2.2-10 参照)。この深度 120 m の最も軽い水が最終氷期最盛期 (LGM: 約 2 万年前) に涵養された地下水に対応すると推定される。これ以深の深度 280 m までは δD はやや重くなるが目立った変化傾向はなく、深度 280~300 m にて δD が 15‰ 上昇するギャップがみられ、これ以深は深度 520 m に向かって -70‰ まで低下する。このギャップの解釈については現在 2 つの可能性が考えられている。(1) 深度 260~280 m 付近に厚さ約 20 m の粘土層が存在し、これがサロベツ原野全体に広がっているために、地下水の鉛直流動が妨げられているという解釈 (Ikawa et al., 2014)、(2) 図 2.2-10 左の海面温度の変化と、 δD のプロファイルと比較すると同位体ギャップの深度がビュルム氷期とビュルム-リス間氷期の境と良く一致する。すなわち、ギャップのように見えるのは、急激な気温の変化を反映しており、更別層内では単純に深さ方向に地下水が古くなっている、という解釈もありうる。いずれのケースでも深度 300~520 m 深までには、間氷期に涵養された地下水が胚胎されていると推定される。



新里ほか (2007) に加筆したもの。テフラに付したのは FT 年代 (単位は Ma)。1) : 安江ほか (2006)、2) : 石井・安江 (2005) による。研究地周辺の鮮新~更新統は同時異相の関係にあり、西側 (日本海側) へ向かうほど同一の地層 (岩相) であっても地質年代が新しくなることが確認された。研究地では勇知層は更新統になっている。

図 2.2-12 研究地および周辺地域の鮮新~更新統の層序対比 (産総研, 2013)

(c) 500m 以深

間隙水の水質、同位体から DD-1 孔では深度 500 m 以深は拡散場とみなされている。そのため、一般的な広域地下水流動解析を行う際には、500 m 以深を下部境界 (不透水) とみなすべきであり、二次元比抵抗断面図 (図 2.2-11) から、この不透水境界は DD-1 孔周辺に限らず、サロベツ原野全域に及んでいると推定される。この深度 500 m に位置するのは勇知層で、これは第四紀更新統堆積物であるから (図 2.2-12)、本地域では数万年以上の時間スケールを対象とした地下水流動解析でも第四系堆積物を下部境界と扱うべきである。ただし、図 2.2-11 より、涵養域付近では勇知層の上半分が淡水、下半分が塩水領域になっているの

に対し、DD-1 付近では勇知層の大部分が塩水領域になっている。すなわち、同じ勇知層であっても動水勾配の大きな涵養域付近では地層は地下水によって洗脱されており、動水勾配の小さい領域では洗脱されていない可能性がある。

深度 500 m の拡散層からは水頭にはばらつきがみられ始めるが（図 2.2-10）、深度 700 m 付近の値を除くと、深度 943 m までは直線的な増加がある。この傾向を考えると、深度 1,143 m の間隙水圧は明らかに過剰である。このような過剰間隙水圧の生成機構として、地温上昇、鉱物の相転移、地層の圧密、化学浸透などが考えられるが、深度 1,200 m の地温は 45°C 前後（図 2.2-14：後述）、地質コアの観察結果より相転移は生じておらず（産総研, 2013）、深度 943 m から 1,143 m の間の間隙水の Cl 濃度はほぼ海水に近いため、943 m から 1,143 m 深に水が移動するための化学的駆動力はほぼゼロとみなせる。これらのことから 1,143 m 深の過剰間隙水圧は圧密によるものとするのが妥当であろう。地質的には非ダルシー流の存在が過剰間隙水圧の存在に関係している可能性がある。

② 原位置調査結果

(a) 物理流体検層

平成 28 年度は浜里 DD-1 孔の試験深度 7 区間のうち、深度 715 m、943 m、1,143 m にて採水をおこなった。ここでは特に深度 943 m での原位置調査結果について報告する。手順は図 2.2-7 で示した通りであり、既存施設および孔内計測器の撤去の後、温度検層とボアホールテレビュア（BHTV）を実施した。図 2.2-13 は BHTV の結果の一例である。これは液体で満たされた井戸の孔壁を音波で走査して、孔壁の状態を画像として表すための検層であり、これらによってケーシング内面の凹凸や肉厚などを調査する。この作業により DD-1 孔は健全であることが確認された。図 2.2-14 は温度検層の結果である。今回の調査では深度 1,152 m にて温度プローブが降下しなかったため、これ以浅を測定範囲とした。温度勾配は深度 100～580 m で 0.29°C/100m、620～1,152 m までで 0.33°C/100m であり、パーフォレーション区間（深度 612.5～613.5 m）がある深度 580～620 m 付近に変曲点が認められる。ただし、検層時は孔口から地下水が溢流している状態であり、パーフォレーション区間から流入した地下水が観測井内を上向きに流れている領域がある。そのため、この温度勾配は見かけ上の値である。

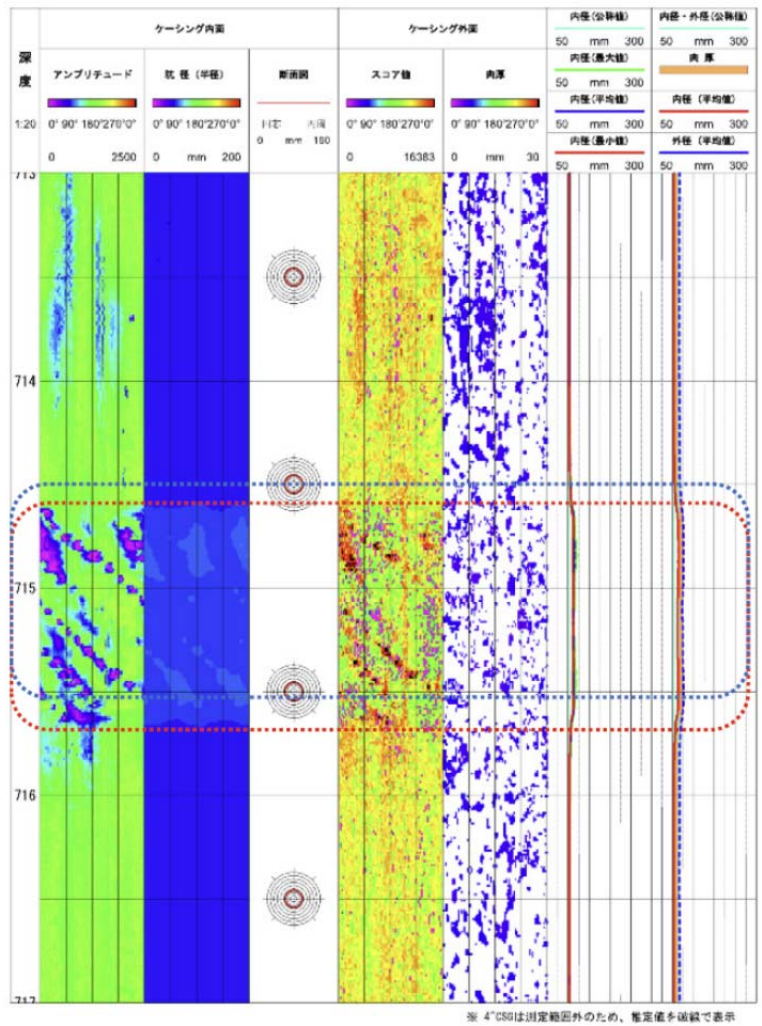


図 2.2-13 BHTV 検層結果

左側に見られる斜めの青色の映像は、パーフォレーションによる孔である。

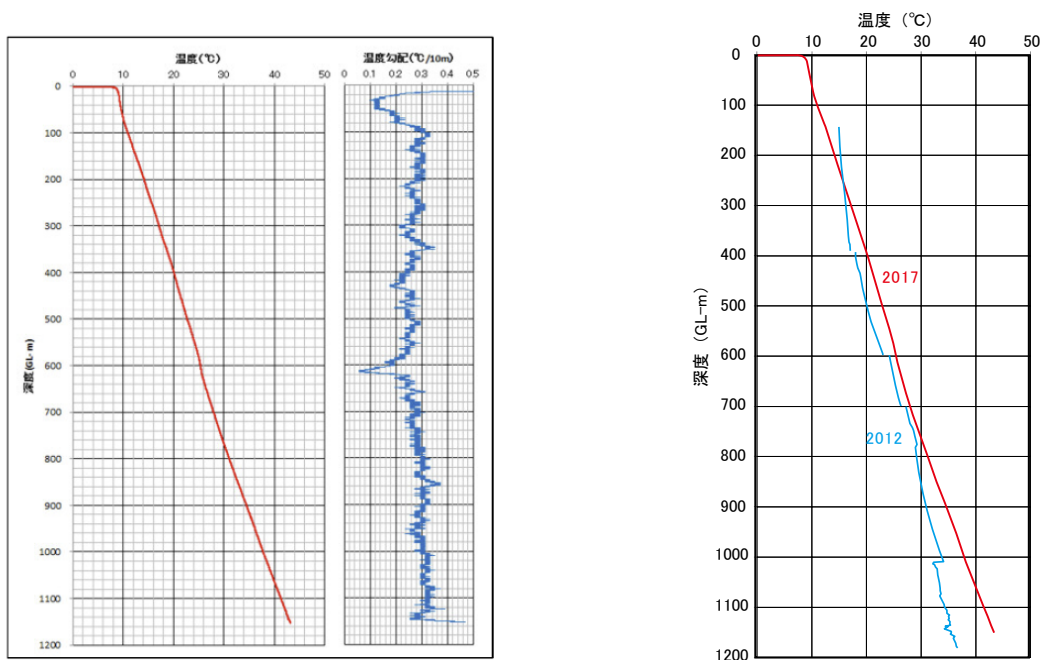


図 2.2-14 温度検層結果

(左) 平成 28 年度の検層時は孔口から地下水が溢流している状態であり、パーフォレーション区間から流入した地下水が観測井内を上向きに流れている領域がある。そのため、この温度勾配は見かけ上の値である。(右) 比較のため過去の記録と並べたものである。DD-1 孔は平成 21 年度から掘削を開始し段階的にケーシングを設置していきながら平成 24 年度に完成した。温度検層はケーシング設置時に断続的におこなっていたものの、地表から 1,200 m までを連続的に検層してはいなかった。

(b) 予備排水および採水

予備排水および採水に用いた揚水システムは図 2.2-15 の通りである。後述する(図 2.2-17) 孔内測定値のセンサーは上部パッカーの上に設置している。揚水ポンプは深度 91 m の位置にある。また、現場の写真を図 2.2-16 に示す。後述する(図 2.2-18) の室内測定値は観測小屋の中で測定された値である。また、予備排水時の水位変動と積算揚水量の関係を図 2.2-17 に示す。揚水を行うと、揚水ポンプ付近まで水位が低下するため、一旦揚水を停止し、水位回復を待って再び揚水を行う、という作業を繰り返したために、このような鋸状の水位変化となった。このような揚水と揚水停止を繰り返した理由は平成 24 年度の調査と比較して比湧出量が約 1/7 になったことにもよる(表 2.2-1)。この原因はパーフォレーションによる孔の目詰まり、地層の構造変化などが考えられるが、はっきりしない。このような現象がパーフォレーション孔の全てで生じているかどうかは、今後の調査で明らかになるだろう。以上の理由で予備排水には想定よりも多くの時間を要することとなった。図 2.2-18 は予備排水時の電気伝導度(25°C補正)の変化である。今回は揚水速度が遅かったこともあり、電気伝導度が孔内と地上でほぼ同じ値に到達するのに 6 日ほどを要している。孔内データと地上データの違いについては後述の(7)にて詳述する。

図 2.2-19 は 416 nm の蛍光波長強度をアミノ G 酸として定量した場合の濃度変化である。アミノ G 酸は DD-1 孔掘削時に掘削泥水に添加した蛍光染料であり、当時、泥水中に 30 mg/L となるように管理されていた。掘削後に揚水した地下水からアミノ G 酸が高濃度で検出される場合は、その地下水中に掘削泥水の影響が残留していることを意味する。そのため、通常

はアミノ G 酸濃度が低下するまで予備排水を行い、その後地化学測定や採水を行う。平成 24 年調査時の予備排水後の蛍光染料濃度は 5 mg/L であり、化学分析に対して不適と判断された。そこで今回も予備排水を十分におこなったが、416 nm の蛍光波長強度は低下せず、アミノ G 酸濃度に換算して 5 mg/L となった。しかし、深度 943 m からの予備排水は平成 24 年度と平成 28 年度をあわせて (16 m³+4.5m³)、孔内装置内の水の量の 20 倍となる。この排水量は他の深度と比較しても大きく (表 2.2-2)、このような大量の予備排水後もアミノ G 酸が 5 mg/L 残留しているとは考えにくい。さらに、深度 943 m から得られた地下水の蛍光波長のピークは 416 nm であるのに対し、アミノ G 酸の蛍光波長のピークは 447 nm である。平成 24 年度は両者の波長の違いが小さいためにこれをアミノ G 酸のピークと同定したが、一方で近傍の天塩温泉 (約 1,000~2,000 m 深) から得られた地下水の蛍光波長のピークは 418.5 nm であった。以上の事実を考えると、416 nm という蛍光波長のピークはアミノ G 酸を検出しているのではなく、地下水が本来有している蛍光物質を定量していたと考えられる。以上より、深層地下水は蛍光物質を含有している可能性があること (特に地下水が濁っている場合は注意すべきである)、実際の概要調査で蛍光染料を使用する際には、付近の温泉等の蛍光波長を測定しておくことが必要、との結論を得た。深度 943 m から得られた地下水の水質を表 2.2-3 に示す。

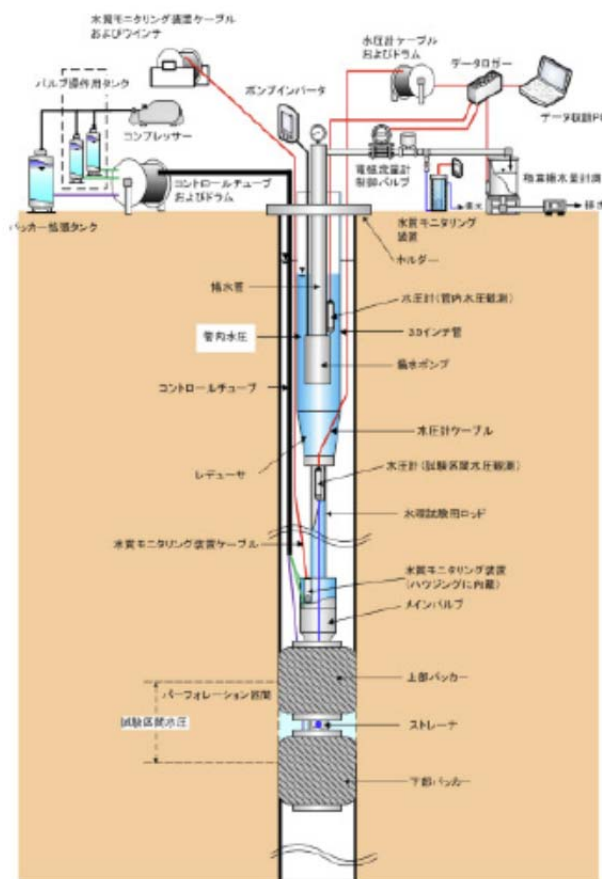
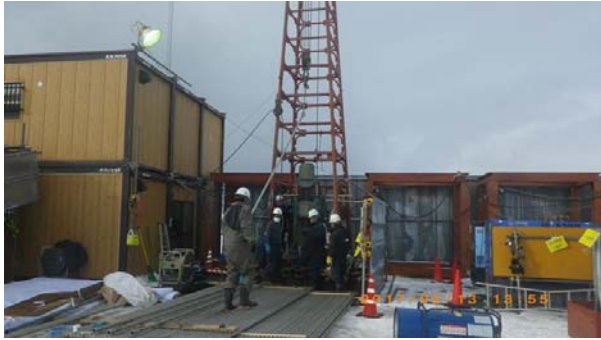


図 2.2-15 DD-1 孔で用いた揚水システム

ダブルパッカーの上部パッカーの上部に水質モニタリング用のセンサーがあり、孔内温度等はこの位置で測定している (例: 深度 943 m からの揚水するときセンサー位置は深度 940 m)。一方、後述する地上測定値は隣接する観測小屋 (図 2.2-16 (1)) の中で測定している。揚水ポンプは深度 91 m の位置にある。



(1) 檣（やぐら）と観測小屋（左）



(2) 観測小屋内部と採水風景



(3) 深度 943 m より得られた地下水試料（画像左側）。右側の容器がカラの状態。地下水が濁っていることがわかる。



(4) 封圧採水器の挿入時

図 2.2-16 幌延浜里での採水状況

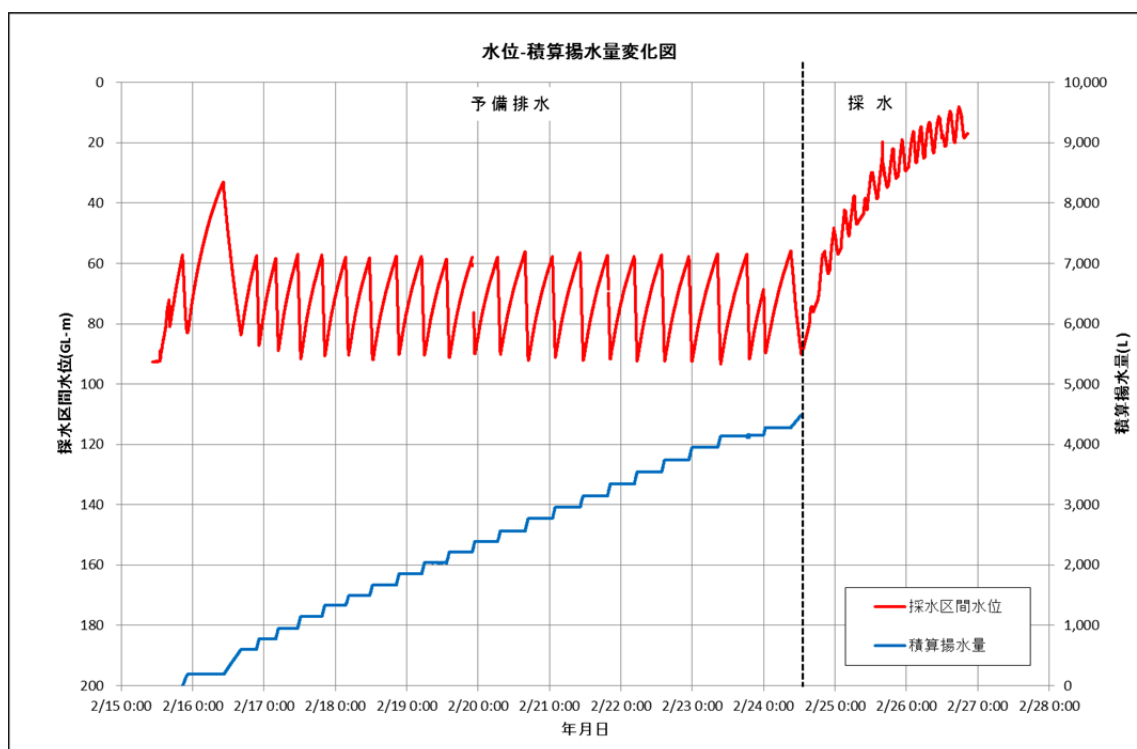


図 2.2-17 深度 943 m での予備排水量と採水区間の水位の変動

孔内水位は赤線で示す。揚水ポンプは深度 91 m にあるため、水位がこの深度付近まで下がるといったん揚水を停止し、水位回復を待って再び揚水する、という作業を繰り返すことにより、孔内の予備排水をおこなった。

表 2.2-1 平成 28 年度の調査の結果

比湧出量 (Specific capacity) は揚水量を井戸内の水位低下量で除したものであり ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$)、平成 24 年度の調査では 0.0017 であった。蛍光染料とは DD-1 掘削時に用いた掘削泥水に添加したアミノ G 酸である。ORP は現地での測定値であり、標準水素電極に対する補正をしていない。

2017年2月24日12:42		
孔内温度	35.9	°C
地上温度	11.3	°C
孔内pH	-	
地上pH	7.31	
孔内EC	5.77	S/m
地上EC	5.92	
孔内ORP	-94	mV
地上ORP	-310	
蛍光染料	5	mg/L
積算揚水量	4.5	m ³
平均揚水量	0.34	L/min
比湧出量	0.000238	m ³ /s/m

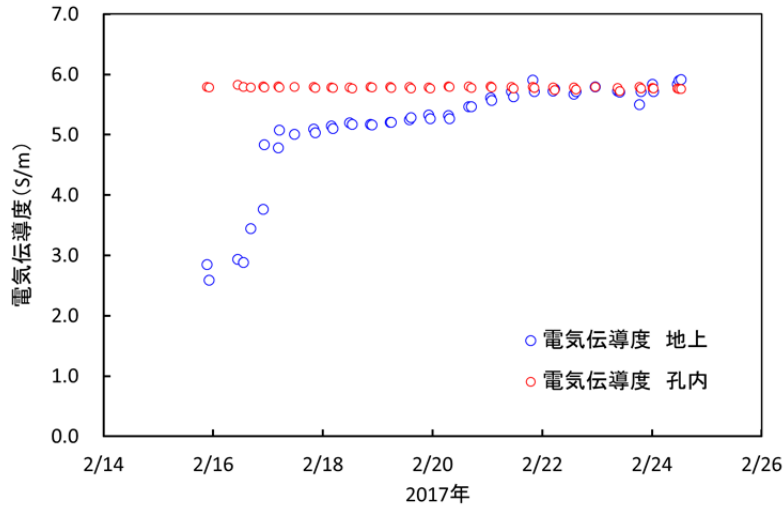


図 2.2-18 予備排水時の孔内測定値と地表測定値の違い
地上での測定値が孔内とほぼ一致するまでに6日ほどを要している。

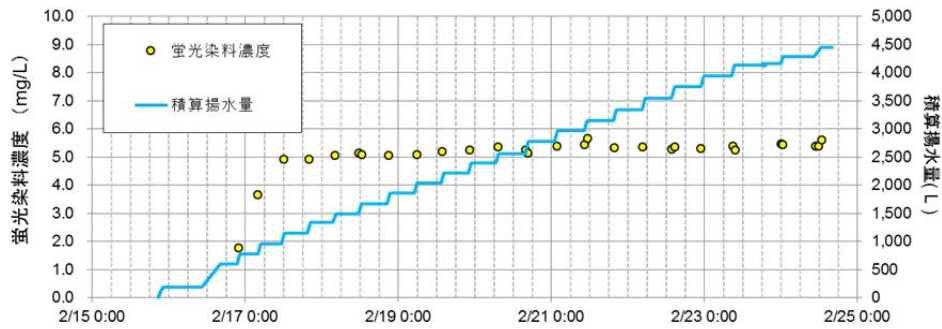


図 2.2-19 予備排水時の蛍光染料濃度（アミノ G 酸換算）の推移
416 nm の蛍光波長をアミノ G 酸として定量した場合である。ただし、この蛍光波長はアミノ G 酸ではなく、地下水に含まれている蛍光物質である。

表 2.2-2 平成 24 年度の予備排水量とアミノ G 酸濃度の関係
深度 943 m の積算揚水量には今回の予備排水量（4.5 m³）も加えている。合計で 20 m³ という大量の予備排水をおこなっている。下の表では 416 nm の蛍光波長をアミノ G 酸として定量しているが、5 mg/L という濃度は明らかに高すぎる値である。

	アミノG酸 mg/L	積算揚水量 m ³
214m	1	4
306m	0	25
476m	2	6
613m	1	15
715m	3	15
943m	5	20
1143m	-	1

表 2.2-3 DD-1 孔深度 943 m の分析値一覧（速報）

項目	単位	値	項目	単位	値
スクリーン	m	942.5 ~ 943.5	B	ppb	11314
緯度	°(degree)	44.994764	Al	ppb	-
経度	°(degree)	141.688173	V	ppb	140
水温	°C	10.5	Mn	ppb	32.5
pH		7.31	Fe	ppb	513
EC	μS/cm@25°C	42900	Ga	ppb	60.0
DO	mg/L	0.00	Rb	ppb	145
Eh _{SHE}	mV	-87	Sr	ppb	3619
アルカリ度	meq/L	26.0	Mo	ppb	5.00
F ⁻	mg/L	-	Cs	ppb	2.50
Cl ⁻	mg/L	18172	Ba	ppb	1148
NO ₂ ⁻	mg/L	-	Pb	ppb	-
Br ⁻	mg/L	210	δ ¹⁸ O	‰	
NO ₃ ⁻	mg/L	-	δD	‰	
SO ₄ ²⁻	mg/L	-			
PO ₄ ³⁻	mg/L	-			
Li ⁺	mg/L	1			
Na ⁺	mg/L	11810			
NH ₄ ⁺	mg/L	232			
K ⁺	mg/L	470			
Mg ²⁺	mg/L	326			
Ca ²⁺	mg/L	126			

2) 新潟県西蒲原観測井

新潟県新潟市西区黒鳥字深湯 4330 に位置する経済産業省地盤沈下観測井 1,050 m 井（スクリーン深度：972.0～1,043.0 m。昭和 44 年開設。以下、西蒲原 1,050 m 井とする）において地下水を採取した（図 2.2-20 および図 2.2-21）。このスクリーン深度はいわゆる G6 層に相当する。本観測井では図 2.2-6 の（2）封圧採水と（3）通常揚水をおこなったが、その前に予備排水をおこなった。予備排水前の孔内水位は管頭から-3.36～-3.39 m である。予備排水時の揚水量は 15～25 L/min であり、動水位は静水位の-1 m 以内であった。予備排水は約 4 日間行い（夜間中断）、積算流量は約 40 m³ である。2017 年 2 月 17 日 15:00 採水時の水温は 20.0°C、pH 7.29、電気伝導度は 35,400 μS/cm（25°C 換算）、DO は 0.01 mg/L、ORP は -31 mV（標準水素電極に対する酸化還元電位に補正済）であった。採水前にダミー管を孔内に下ろしたところ、62 m 以深は降下させることができなかったため、揚水が一定の水質となるまで揚水を継続して深部の地下水が揚水されていることを確認した後に、深度 55～60 m 付近まで封圧採水器を降下させて封圧採水をおこなった。地表での得られた水質分析結果を表 2.2-4 に示す。考察については次年度の調査終了後に行う。



図 2.2-20 西蒲原 1,050 m 井の位置（新潟県新潟市）



(1) 西蒲原 1,050 m 井の井戸小屋



(2) 井戸小屋の内部



(3) 揚水した地下水が発泡している様子

図 2.2-21 西蒲原での採水状況

表 2.2-4 西蒲原 1,050 m 井の分析値一覧（速報）

項目	単位	値	項目	単位	値
スクリーン	m	972.0 ~ 1043.0	B	ppb	3488
緯度	°(degree)	37.853506	Al	ppb	-
経度	°(degree)	138.98569	V	ppb	78
水温	°C	20.0	Mn	ppb	554
pH		7.29	Fe	ppb	2
EC	μS/cm@25°C	35400	Ga	ppb	60
DO	mg/L	0.01	Rb	ppb	164
Eh _{SHE}	mV	-31	Sr	ppb	4030
アルカリ度	meq/L	5.54	Mo	ppb	4
F ⁻	mg/L	-	Cs	ppb	6
Cl ⁻	mg/L	14690	Ba	ppb	1883
NO ₂ ⁻	mg/L	-	Pb	ppb	-
Br ⁻	mg/L	86	δ ¹⁸ O	‰	-4.9
NO ₃ ⁻	mg/L	-	δD	‰	-22
SO ₄ ²⁻	mg/L	-			
PO ₄ ³⁻	mg/L	-			
Li ⁺	mg/L	-			
Na ⁺	mg/L	8075			
NH ₄ ⁺	mg/L	158			
K ⁺	mg/L	353			
Mg ²⁺	mg/L	455			
Ca ²⁺	mg/L	299			

(6) 概略検討地点での調査結果

沿岸部の水文地質の理解（場の理解）を目的として、地下水の年代測定および地化学測定を実施した。調査結果の評価は、図 2.2-22 のフローに沿って実施した。まず、主要溶存イオンから、淡水、汽水、海水に分類するとともに、地化学反応の有無を評価する。次に、水素と酸素同位体の相関図を作成し、降水起源、海水起源などの地下水の起源を明らかにするとともに、氷期に涵養した地下水の可能性、水岩石相互作用の影響を評価する。その後、地下水年代測定として実施した放射性同位体の分析結果を、半減期の短い側から、³H、¹⁴C、³⁶Cl と順に調べ、地下水の長期安定性を概略的に評価する。その後、地下水年代が数十年と評価された試料については地球温暖化ガス（CFCs：フロンガス、SF₆：六フッ化硫黄）で新しい水であるかどうかの確認、地下水年代が 2 万年程度となるものについては、氷期に涵養した影響で水素・酸素同位体比が軽くなっていないか、希ガス温度計で評価した涵養温度が現在の平均気温よりも低く、氷期に涵養したものであるかの確認、地下水年代が数十万年以上と評価された試料については、⁴He の蓄積が進んでいないか、⁸¹Kr から同程度の年代になるか、¹²⁹I の解釈と整合するかなどを確認する。このように、複数の方法で整合性がとれるかどうかを確認し、地下水の滞留性を評価することとした。

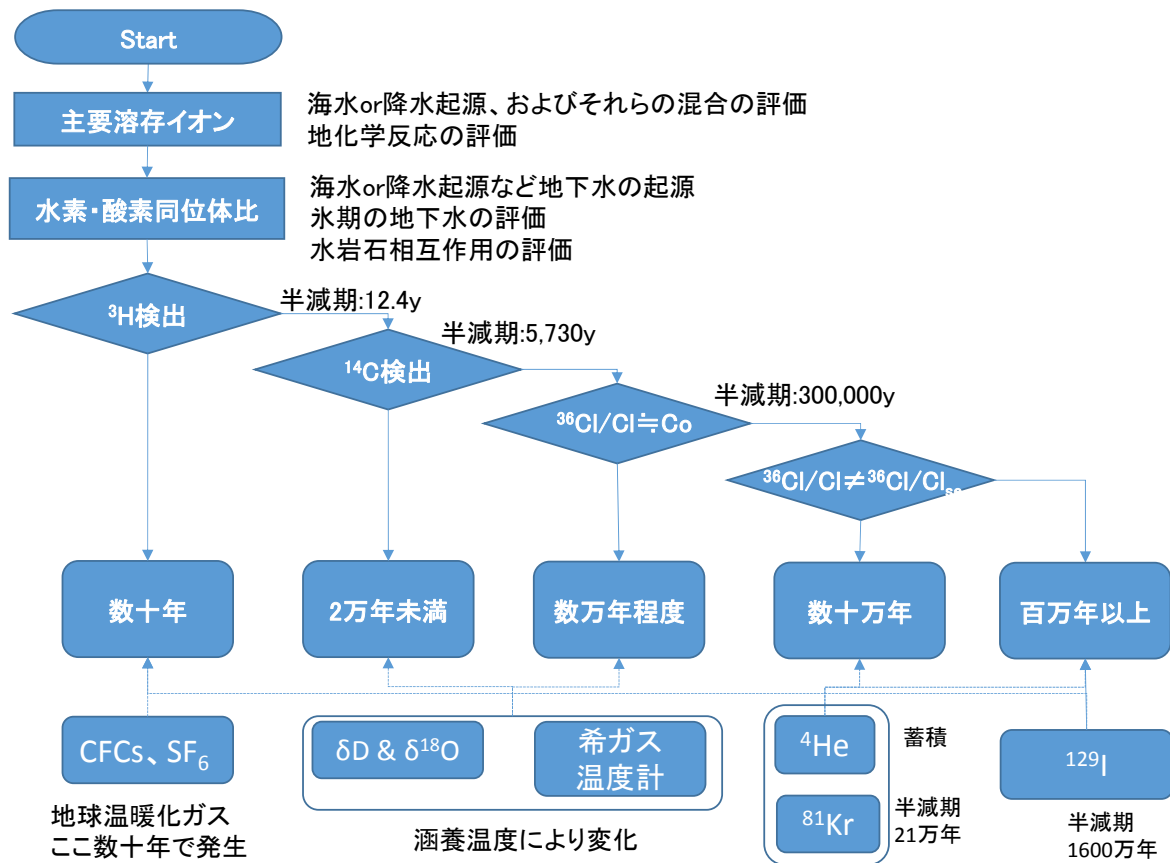


図 2.2-22 地下水調査結果の評価フロー

図 2.2-22 のフローに基づいて地下水調査結果を評価する。主要溶存イオンについては、図 2.2-23 のようにヘキサダイアグラムで表示した。ヘキサダイアグラムには海水の値もあわせて示した。溶存イオン量が少ないものは水質のタイプが分からないため、溶存イオン量を 10 倍にしたものもあわせて示した。主要溶存イオンが高く、海水と同様の形のもの海水を起源としていると考えられる。ここでは、Cl 濃度を基準に、Cl 濃度が 400 meq/L 以上のもの (2、11、13) を海水、50~400 meq/L のもの (9、10、14、15、16) を汽水、50 meq/L 以下のもの (1、3、4、5、6、7、8、12) を淡水と区分することとした。Drever (1988) によると、淡水の定義は Cl が 15 meq/L 以下、汽水は 15~308 meq/L、塩水は 540 meq/L 以上であるが、この区分を用いると塩水と汽水の間に入らない試料があり、さらに汽水が示す範囲が広い。そこで、ここでは図 2.2-21 にて、溶存イオン量が少なく濃度を 10 倍にして表示したものを淡水とした。沿岸部に位置するボーリング孔ではあるが、淡水が 50 %程度、汽水~海水が 50 %程度となっている。地下水では、Ca-HCO₃ 型、Na-HCO₃ 型、Na-Cl 型が多く、一般的にはこの順で水質が進化することが多い。Ca-SO₄ 型や Na-SO₄ 型なども確認される。

パイパーダイアグラムを図 2.2-24 に示す。山本 (1982) の分類によれば、今回の結果の全てが III 型、IV 型の領域にプロットされ、海水のほか、温泉水、化石塩水、坑内水といった特殊な条件の水に分類される。Li/Cl、B/Cl をシンボルの大きさであらわしている。Li、B とともに、熱を受けた履歴のある地下水は一般に高い値を示すが、Li/Cl の大きさと B/Cl の大きさは必ずしも一致しない。そこで、Li/Cl と B/Cl の関係をプロットしたものを図 2.2-25

に示す。Li/Cl、B/Cl とともに海水と同程度の 2 を除き、いずれの地下水も Li/Cl、B/Cl が海水よりも高い値を示し、熱水の混合があることが分かる。また、海水を基点として、2 つの直線を引くことができる。これらのことは海水に対し、2 つの異なる熱履歴を受けた水が混合している可能性が考えられる。

水素・酸素同位体比の関係を図 2.2-26 に示す。図では、地下水の起源について、Cl 濃度から判定した結果を色の違いで表した。水素・酸素同位体比は、地下水の起源、水岩石相互作用、涵養標高・涵養温度などの推定に用いられることが多い。水素・酸素同位体比は、海水では(δD , $\delta^{18}O$)=(0, 0)であるが、降水は海水から蒸発したもののため、海水よりもやや軽くなり、蒸発時の同位体分別の影響で、天水線 ($\delta D = 8\delta^{18}O + 10$; Craig, 1961) 付近に分布することが知られている。このため、水素・酸素同位体比の値から、地下水の起源(海水 or 降水起源)を評価することができる。水岩石相互作用は、地下水が長期に亘り岩石と接触した場合、酸素同位体比がプラスに変化することがある。これは、岩石は主に酸化物で構成されており、岩石は重い酸素同位体を持っているため、同位体交換によって地下水の酸素同位体比がプラスにシフトするためである (Clark and Fritz, 1997)。涵養標高の推定は水素・酸素同位体比の高度効果を利用するもので、降水となって地上にふる際には、比較的重いもの(同位体比が重い)から降水になりやすく、標高が高いほど同位体比が軽くなる傾向を利用した物である (早稲田・中井, 1983)。涵養温度の推定は、古気候の推定に良く用いられるが、蒸発温度が低いほど、蒸気中の同位体比が軽くなることを利用したものである。

水素・酸素同位体比から、2、13、16 を除いておおむね天水線付近に分布することがわかる。これらは降水を主体としてしていると考えられる。2 は海水とほぼ同じため、海水と判断できる。汽水は降水と海水が混合したものと考えられるため、海水から汽水に混合線を引き、Cl 濃度で海水の混合比率を与えれば、降水の水素・酸素同位体比が推定できる。このように考えると 9、11 はかなり同位体比の軽い降水と混合していると考えられる。このため、氷期に涵養した地下水と海水が混合していると推定される。さらに、16 は天水線よりもかなり左側に位置することから、水岩石相互作用をうけていると考えられる。

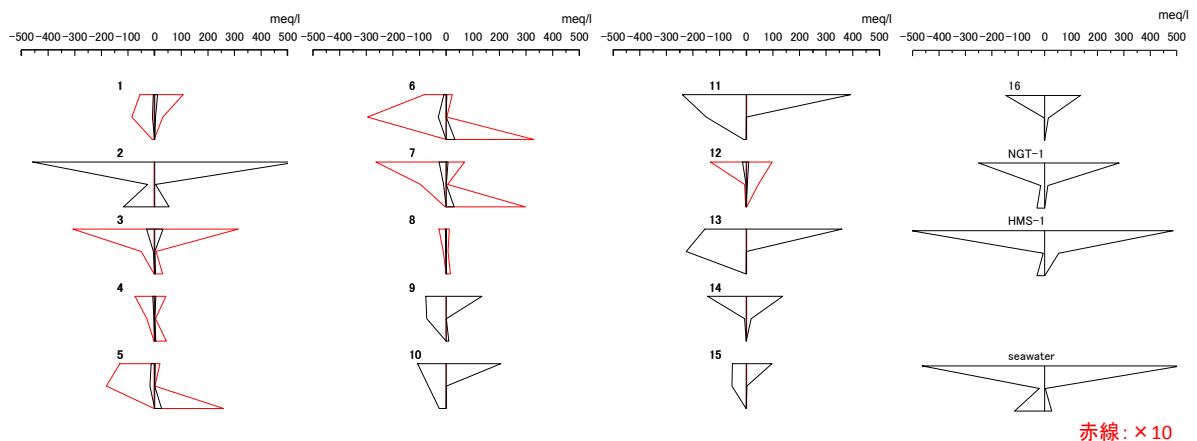


図 2.2-23 主要溶存イオンのヘキサダイアグラム

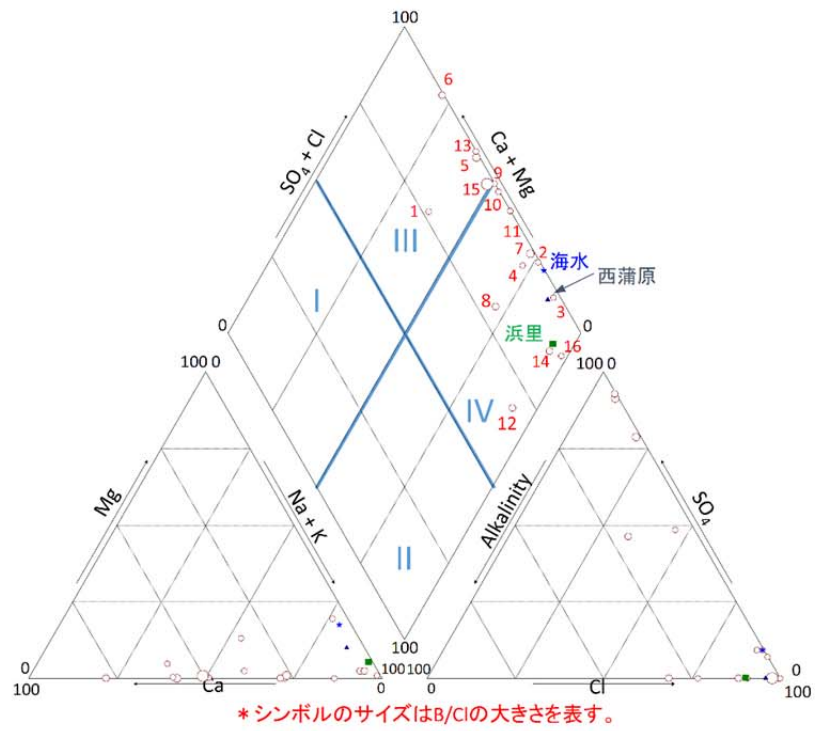
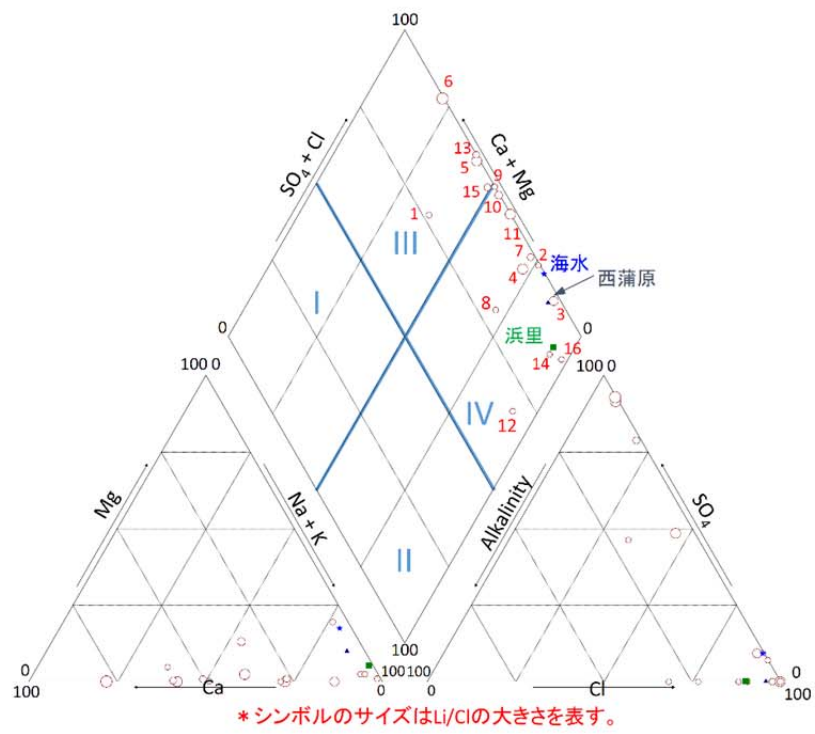


図 2.2-24 パイパーダイヤグラム

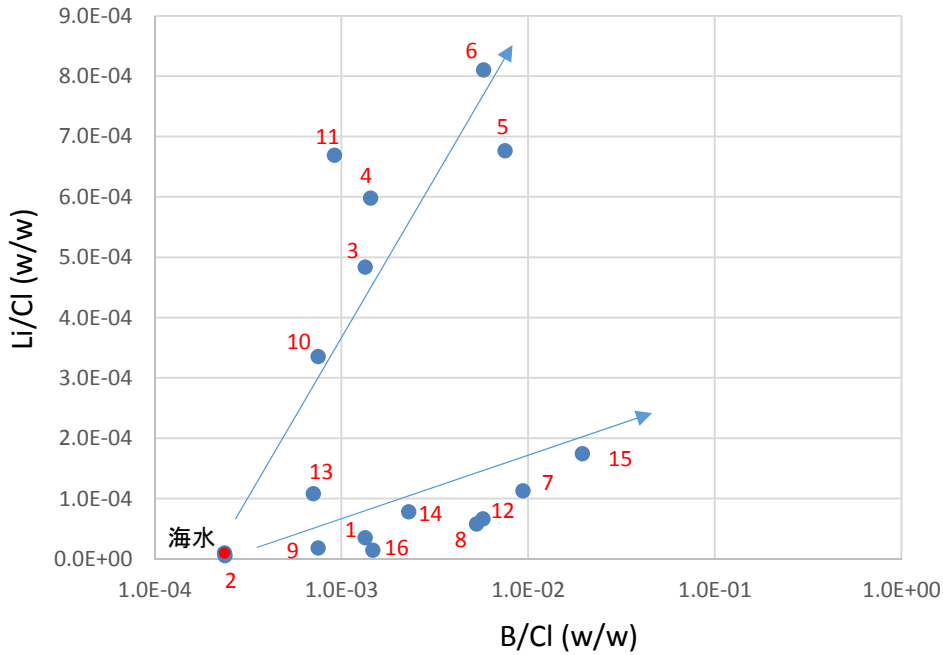


図 2.2-25 Li/Cl と B/Cl の比較

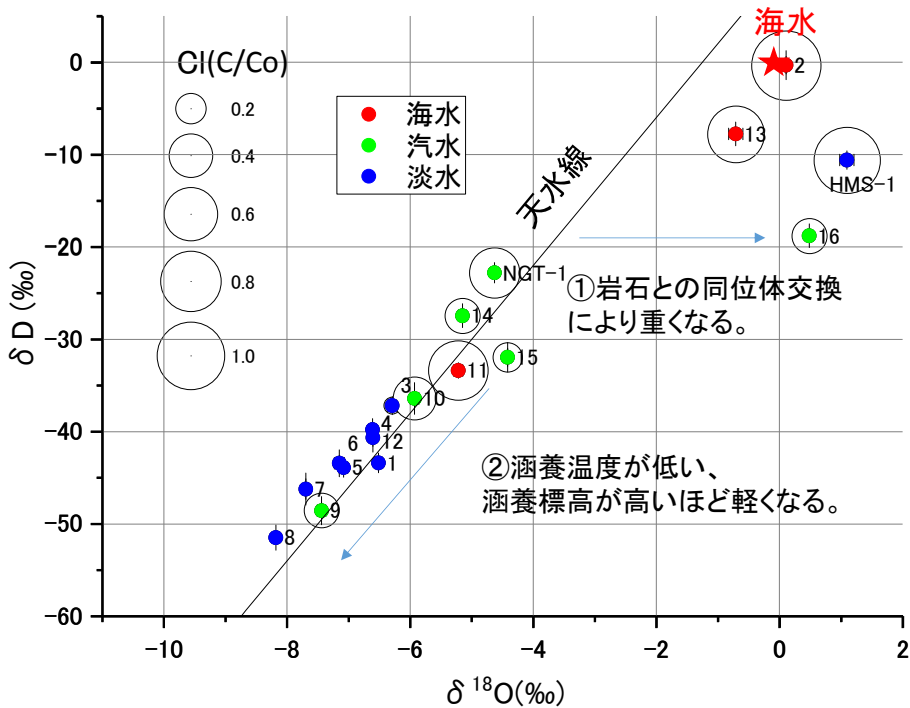


図 2.2-26 水素・酸素同位体比の関係

HMS-1 は浜里深度 943 m、NGT-1 は西蒲原観測井である。

トリチウム (^3H) は、自然状態において降水や海水に含まれている。降水中の ^3H 濃度は、図 2.2-27 に示すように核実験の影響で 1960 年代に非常に高くなったが、徐々に低下してきており、現在の降水は 2~5 TU 程度である。 ^3H の半減期は 12.4 年で、通常の実験での定量限界は 0.3TU 程度のため、 ^3H が含まれる地下水は、比較的若い地下水 (50 年未満) と考えられる。

^3H は 1、15 でそれぞれ 0.4 TU と 0.9 TU 検出されており、これらの地下水の滞留時間は

50年未満であると推定される。このため、1,000 m級の深い井戸でも比較的短い滞留時間の場合もあると考えられる。ただし、これらの地下水試料は調査用ではない通常使用の井戸であり、ボーリング孔の仕上げやスクリーン位置が明確でないため、浅部の新しい地下水が混合している可能性はある。

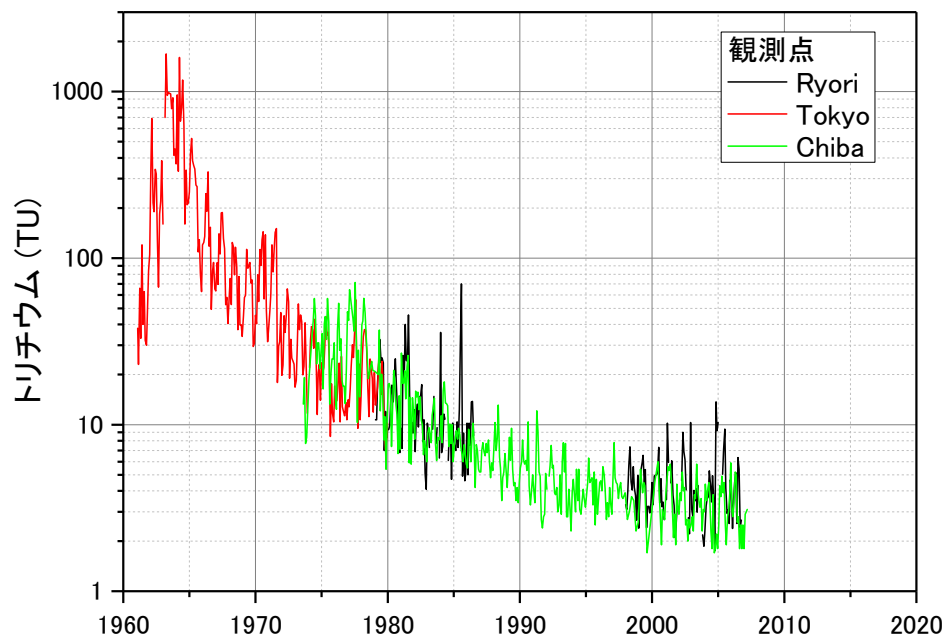


図 2.2-27 降水中のトリチウム濃度

(Ryori と Tokyo は IAEA/WMO (2017)、Chiba は放射線医学総合研究所 (2012))

^{14}C は、大気でおおむね 100 pMC の値をとり、半減期 5,730 年の放射壊変に着目して地下水年代を評価する。ただし、地下水では、炭酸塩鉱物、ドロマイト、地質との交換反応、古い有機物の酸化などによって濃度の低い ^{14}C が付加されるため、これらを補正して年代を求める必要がある (Kalin, 2000)。この炭酸塩鉱物や有機物の溶解は、炭素の同位体である $\delta^{13}\text{C}$ の保存性を用いて評価される場合が多い。地下水の $\delta^{13}\text{C}$ は涵養条件によって異なり、-23‰ (Closed condition) ~ -13‰ (Open condition) 程度とばらつく (Kalin, 2000)。これは涵養時に土中の CO_2 と十分に同位体交換をして涵養したかどうか依存している。このため、涵養時の $\delta^{13}\text{C}$ を把握するために、浅層地下水の調査が必要である。また、海水起源の場合、海水の ^{14}C は 100 pMC、 $\delta^{13}\text{C}$ は 0‰程度であるため、降水の場合とは補正方法が異なる。一方で、溶解する海成炭酸塩と有機物の $\delta^{13}\text{C}$ は、それぞれ 0‰と -25‰と言われている (Clark and Fritz, 1997)。ドロマイトや地層との交換反応については、原位置の状態に依存する。ここではこれらの影響は明確ではないので無視することとする。

^{14}C と $\delta^{13}\text{C}$ の関係を図 2.2-28 に示す。この図は、 ^{14}C の起源と各成分の混合の影響を表したものである。あわせて、無機炭酸濃度も示す。これは、Nakata et al. (2016) によって指摘されるように、地下水の無機炭酸濃度が低い場合、大気溶解によって ^{14}C が高くなることが多いためである。降水起源の ^{14}C の場合、初期値 100 pMC で $\delta^{13}\text{C}$ は -23 ~ -13‰が初期値と考えられ、これに海成炭酸塩の溶解や有機物の酸化によって $\delta^{13}\text{C}$ が変化する。ただし、有機物の酸化は、初期の溶存酸素量を飽和酸素量としても、0.2 mmol/L 程度しか有機物を溶解しない (Iwatsuki et al., 2001)。このため、無機炭酸量が多い場合には無視できる。放射壊変による濃度変化は混合線からの鉛直方向の変化で表される。

淡水に分類されるものの内、1は $\delta^{13}\text{C}$ がプラスに変化しており、海成炭酸塩の影響が顕著であると考えられる。また、1は ^3H も検出されており数千年未満と推定される。3、4、12はどのような混合を考慮しても有意に放射壊変によって変化していると考えられ、1万年以上と推定される。5~8については、無機炭酸量が少ないため(0.2~0.7 meq/L)、有機物の溶解の可能性もあり、数千年から1万年以上まで評価に幅が広がる。また、5~8については、無機炭酸量が少なく、採水状態が悪いため、大気の混入による影響も考えられる。

汽水に分類されるものは、Cl濃度に基づく海水の混合率は25~40%程度であり、降水系と同様に評価する。9、10、16は他成分との希釈による混合を考慮しても1万年以上と推定される。14、15は混合線に位置するが、14は海成炭酸塩の溶解の影響で ^{14}C が検出できないのか、もともと古いのかの評価が難しい。15は混合しているものの40 pMC程度と高い ^{14}C 濃度のため、数千年未満と推定される。

海水に分類されるものは、2は混合線上に位置し、 ^{14}C 濃度も80 pMCと高いため、地下水年代は数千年未満と推定される。11、13は混合線よりも有意に低いため1万年以上と推定される。

これらの結果をまとめると、2、15は ^{14}C が有意に検出されており数千年未満であると推定される。1は希釈の影響は大きいですが、 ^{14}C が検出されており、数千年未満と考えられる。5、6、7、8は、有機物酸化による希釈の影響を受けていれば数千年未満であるが、受けていなければ1万年以上となり、不確実性が大きい。3、4、9、10、11、12、13、16はどのような混合線を考慮しても1万年以上になると推定される。

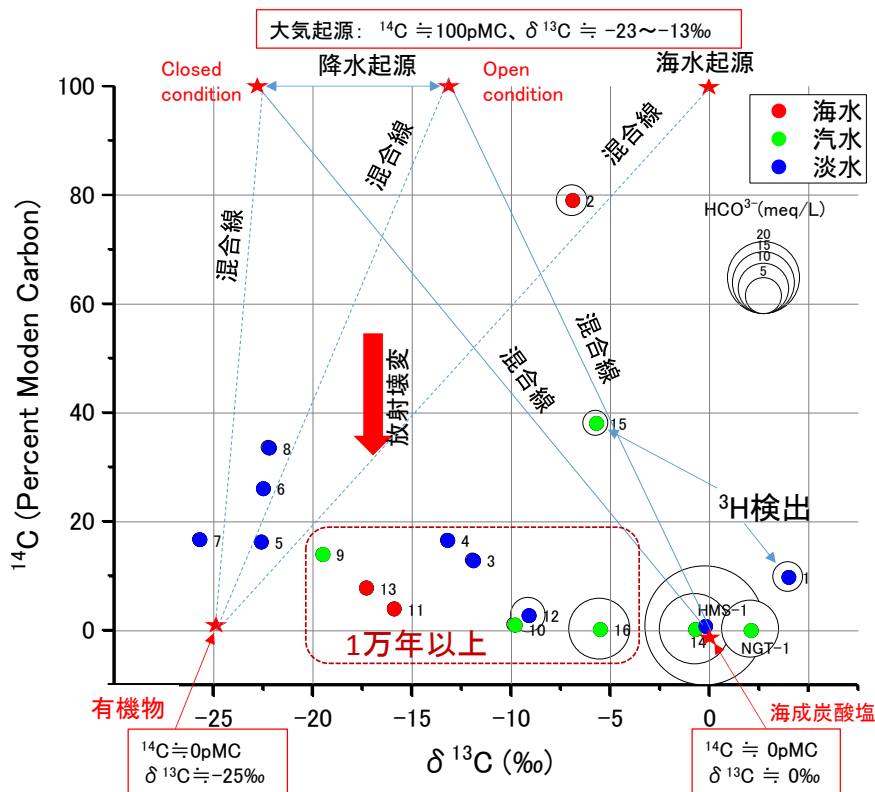


図 2.2-28 ^{14}C 濃度、 $\delta^{13}\text{C}$ 、溶存炭酸濃度の関係

^{36}Cl は、化学的に安定で地下水のトレーサーとして良く用いられる Cl の放射性同位体で

有り、半減期は約 30 万年である。 ^{36}Cl の初期値は、緯度や海岸からの距離により異なる。これは、 ^{36}Cl の降下量が緯度に依存するためと、海塩からも ^{36}Cl が供給されるためである (Philips, 2013)。このため、降水起源の場合、 ^{36}Cl の初期値の推定には、浅層の地下水や降水の調査が必要である。一方で、海水起源の場合、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は 0.7×10^{-15} 程度で一定と考えられている (Fifield et al., 2013)。海水を起源とする場合、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は原位置で放射化され、原位置平衡値に時間とともに近づく。原位置平衡値は堆積岩では $5 \sim 10 \times 10^{-15}$ 程度、花崗岩では $40 \sim 60 \times 10^{-15}$ 程度である。平衡値は主に岩石中のウラン・トリウム量、間隙率に依存する。花崗岩の平衡値が大きいのは間隙率が小さいためであり、堆積岩でも間隙率の低下とともに平衡値が増加する。

$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl の相関を図 2.2-29 に示す。 Cl 濃度が低い淡水は、初期値が不明なため、年代を評価することができない。汽水～海水系については、初期値は 0.7×10^{-15} 程度 (現海水) となる。これは、 Cl 濃度が高いものはおおむね海水を起源としているためである。この結果、2 は Cl 濃度が海水に近く、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が 0.7×10^{-15} 程度のため、現海水と推定される。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が現海水よりも大きくなるには、原位置で有意に放射化される必要がある。有意に放射化されるには ^{36}Cl の半減期 30 万年を考慮すると 6 万年程度の時間を要する。このため、現海水よりも有意に高くなっている 10、11、13、14、16 は 6 年以上の地下水年代を有すると推定される。

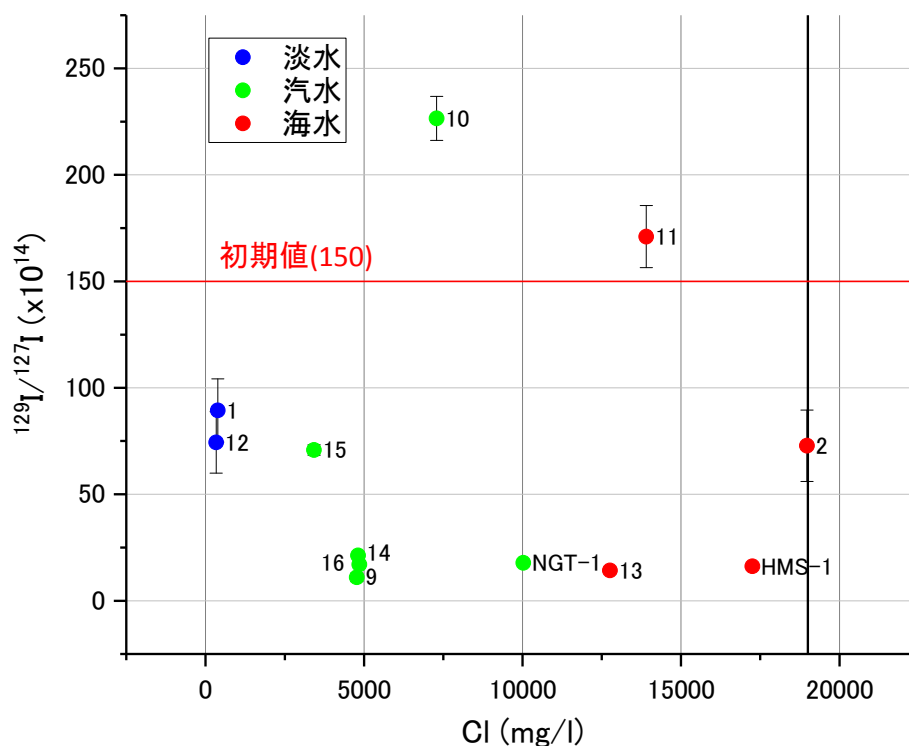


図 2.2-29 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl の相関図

地球温暖化ガス (CFCs、 SF_6) については、大気にふれずに採取することが難しかったため採取していない地点もある。

水素・酸素同位体比については、降水の初期値が不明なため、氷期に涵養した地下水を推定することは難しいが、図 2.2-26 に示したように、9、11 は氷期に涵養した地下水と混合していると推定される。

希ガス温度計については、Ne、Ar、Kr、Xe の希ガスの溶解度が、温度依存性が強いこと

を利用した評価方法であるが、ガス採取を適切に実施することが難しかった地点が多かったため実施していない。

希ガスの内、 ^4He と $^3\text{He}/^4\text{He}$ の分析は、一部で実施できたため、この関係を図 2.2-30 に示す。 He の大気平衡値(大気と平衡な水での濃度)は、 ^4He 濃度は $4.8 \times 10^{-8} \text{ ccSTP/gw}$ と $^3\text{He}/^4\text{He}$ は 1.4×10^{-6} 程度となる (Solomon, 2000)。このため、大気平衡値に ^4He と $^3\text{He}/^4\text{He}$ を持つ 2 は比較的若い地下水であると推定される。 ^4He は原位置で生成あるいは外部から流入するため、地下水の流れが遅いほど蓄積が進む。このヘリウムの蓄積は、岩石起源 (原位置での蓄積) とマントル起源 (外部からの流入) によるものがあり、それぞれ同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) が異なる (Solomon, 2000)。1、5 に関しては He 濃度は増加しているものの、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ が高いためマントル起源の He が蓄積している。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ の高い測定結果は NGX でも確認できている。これは流入した He で蓄積が進んでおり、 He 濃度が滞留時間を反映しているかが明確ではない。10、12 は $^3\text{He}/^4\text{He}$ は岩石起源に比べるとやや高いが、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ は 10^{-7} オーダーで有り、マントル起源の寄与は岩石起源の 1/10 以下である。このため、原位置生成の岩石起源の He が蓄積していると考えられ、地下水年代は古いと推定される。 He の原位置生成は、岩石のウラン・トリウムと間隙率に依存する (Andrews and Lee, 1979)。 He の蓄積速度は、岩石の間隙率に依存し 10^{-12} (堆積岩) $\sim 10^{-10}$ (花崗岩) ccSTP/gwy である (馬原, 1998)。これは、岩石中に含まれるウラン・トリウム量よりも間隙率が蓄積速度に大きな影響を与えるためである。このため、 10^{-6} ccSTP/gw 以上では ^4He 年代は 1 万年以上となる。これらの結果から、2 は 1 万年未満、10、12 は 1 万年以上と推定される。

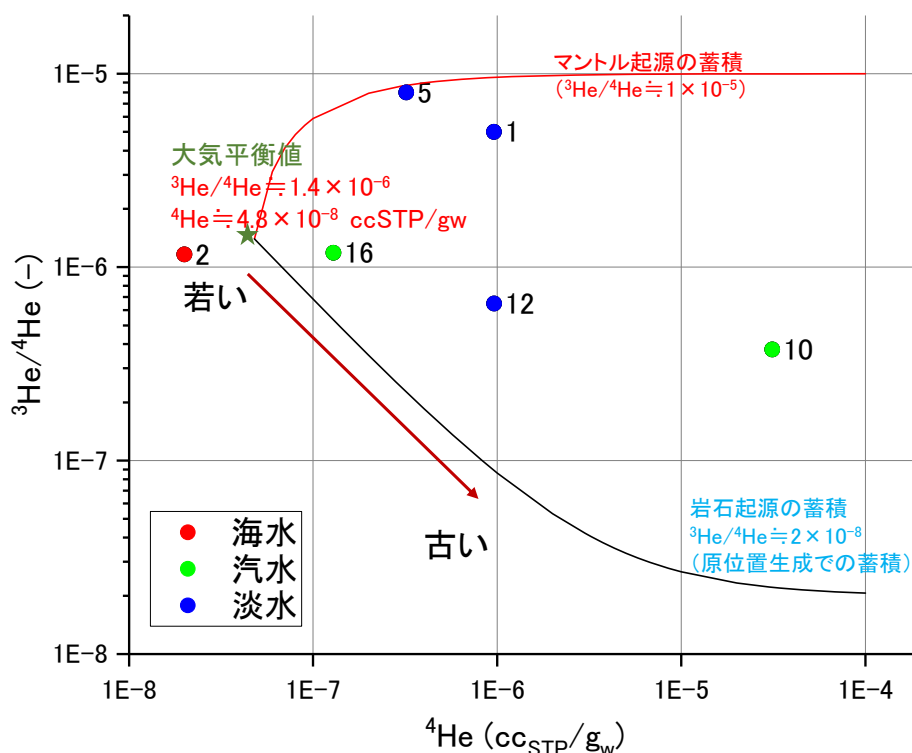


図 2.2-30 ^4He 濃度と $^3\text{He}/^4\text{He}$ の関係

^{129}I は、半減期が 1,600 万年で、非常に古い地下水の評価に有効と考えられている。ただし、 ^{129}I 年代は適用例が少なく、I の起源も明確ではない。I は海水中では 60 ppb 程度であるが、地下水中の値はこの値よりも遙かに高い。 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ の初期値を 150×10^{-14} とした地下

水年代は、地質の年代よりも古くなることが多い (Muramatsu et al., 2001; Togo et al., 2016)。

現海水では、近年の原子力発電の影響で $1,000 \sim 10,000 \times 10^{-14}$ の値をとるが、国内の堆積岩の化石海水では、 $10 \sim 20 \times 10^{-14}$ 程度の場合が多い (Mahara et al., 2012; 2013)。

$^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ の分析結果を Cl 濃度とともに図 2.2-31 に示す。I は分析に必要な試料量がたりないため、 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ が低いキャリアを添加して分析するが、I 濃度が低く、 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ が低い場合には有意な分析結果とならない。このため、一部の分析結果は有効な分析値ではない。 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ の初期値を 150×10^{-14} とした場合、10、11 を除いて、1,000 万年を超える。 ^3H や ^{14}C が有意に検出され比較的若い地下水と考えられた 1、2、15 でも 1,000 万年を超えている。さらに、9、13、14、16 では 5,000 万年近い地下水年代となる。10、11 は、初期値よりも高いことから現海水の混入が考えられる。これらの結果から、 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ によって地下水年代の算出は難しいが、国内の堆積岩の化石海水では、 $10 \sim 20 \times 10^{-14}$ 程度であることから、9、13、14、16 は化石海水に分類されるのではないかと推定される。このように、 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 年代測定については、他の地下水年代測定結果との整合が良くないため、データの蓄積を図り、評価方法について検討していく必要がある。

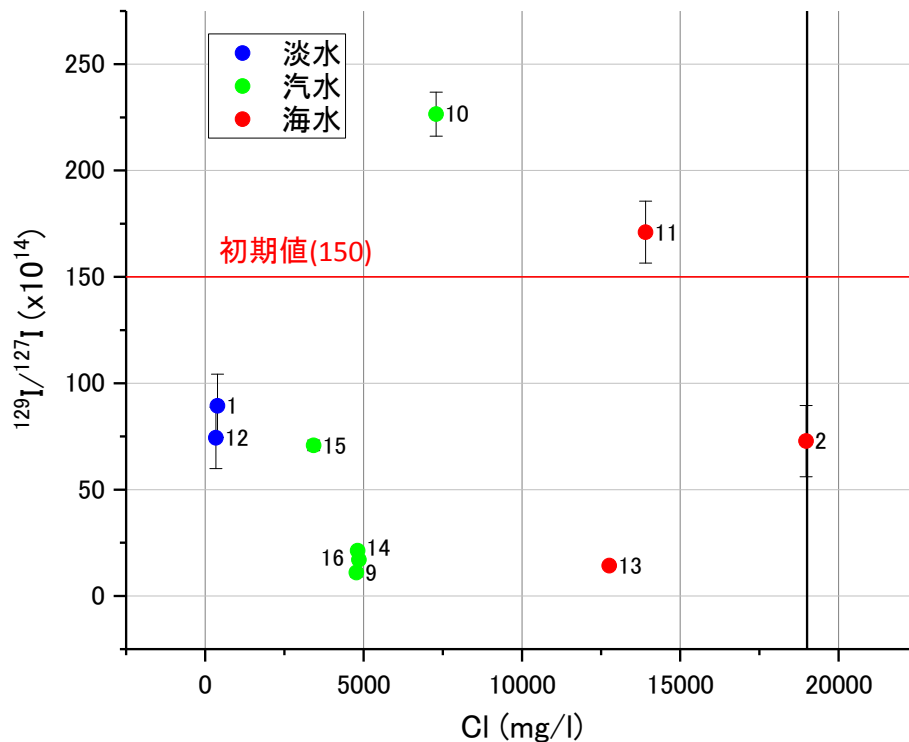


図 2.2-31 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ と Cl 濃度の関係

各方法の地下水年代測定結果を比較すると図 2.2-32 のようになる。 ^3H が検出されている 1、15 は、50 年未満と考えられる。 ^{14}C が有意に高いと考えられる 1、2、15 は数千年未満、 ^{14}C が有意に検出されており 2 万年未満と推定される 3、4、5、6、7、8、9、有意に検出されておらず 2 年以上と推定される 10、11、12、13、16、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が海水の初期値に近く数万年未満と推定される 2、9、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が海水の初期値よりも有意に高く数万年以上と推定される 10、11、13、14、16、 ^4He の蓄積が進んでおり数万年以上と推定される 10、12、 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ が国内の化石海水の値に近い 9、13、14、16、水素・酸素同位体比が有意に軽く氷期に涵養したと推定される 9、11、水素・酸素同位体比から水岩石相互作用が進んでいると推定され

る 16 は古いと評価される。

各結果を比較すると、おおむね整合性がとれていると考えられる。数千年未満と評価された 1、2、15 は 50 年未満から数千年未満と評価されており、非常に古いとして評価されていない。また、2 万年以上と評価された 10、11、12、13、14、16 はどの評価結果でも整合的に非常に古いと評価されている。特に、10、11、13、16 は、 ^{14}C と ^{36}Cl の両方で古いと評価されている。12 は ^{36}Cl で、14 は ^{14}C で古いとの判定が困難であったが、 ^4He の蓄積や $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ から非常に古いと判断されている。このように比較していくとおおむね整合的に評価ができていると考えられる。9 については、 ^{14}C と ^{36}Cl で 2 万年未満と評価されているが、水素・酸素同位体比では氷期に涵養したとの判断から 2 万年以上と評価されている。これらを考慮すると 9 は 2 万年程度の地下水年代であると推定される。

総合的に評価した結果では、淡水系では 2 万年未満と評価されるものが多く、汽水～海水系では 2 万年以上と評価されるものが多かった。これは、沿岸部では図 2.2-33 に示すように、長期に亘る海水準変動を考えると、現在は沿岸部であるが、大部分の時間は陸域で淡水環境であった。海退と海進を繰り返す海水準変動は約 12 万年周期で発生しており、10 万年で海退、2 万年で海進すると考えられている。現在は最大海進に近く、海水準としては最も高い時期にある。最も近い最大の海進は約 6,000 年前の縄文海進と考えられている。すなわち、現在の沿岸部は海進前の長期にわたり淡水で洗脱されており、6,000 年前に海水環境になったと推定される。海水環境になる期間は非常に短いため、長期的には海進で流入した海水は、海退で洗われてしまうと考えられる。したがって、現在の沿岸部で見つかる海水は、縄文海進頃～現在まで(海水準が高くなった状態)に流入した現海水あるいは長期に亘り残留している化石海水のいずれかであると考えられる。この調査では非常に深い井戸など(1,000 m 級の深度の地下水)を対象としているため、現海水よりも化石海水が検出される場合が多かったと考えられる。一方、淡水系では 2 万年未満と評価されるものが多かった。淡水系地下水は降水を起源とし、地表から流入した流れている地下水であり、流れている地下水は、流動系が非常に大きくない限り、それほど長くならず、2 万年以内になったものと考えられる。

	50年未満	数千年未満	2万年未満	2万年以上
^3H	1, 15			
^{14}C	1, 2, 15		3, 4, 5, 6, 7, 8, 9	10, 11, 12, 13, 16
^{36}Cl		2, 9		10, 11, 13, 14, 16
^4He				10, 12
^{129}I				9, 13, 14, 16
$\delta\text{D}\&\delta^{18}\text{O}$			8, 9	16
総合評価	1, 15	2	3, 4, 5, 6, 7, 8, 9	10, 11, 12, 13, 14, 16

図 2.2-32 各地下水年代測定結果の比較
青字は淡水、緑字は汽水、赤字は海水

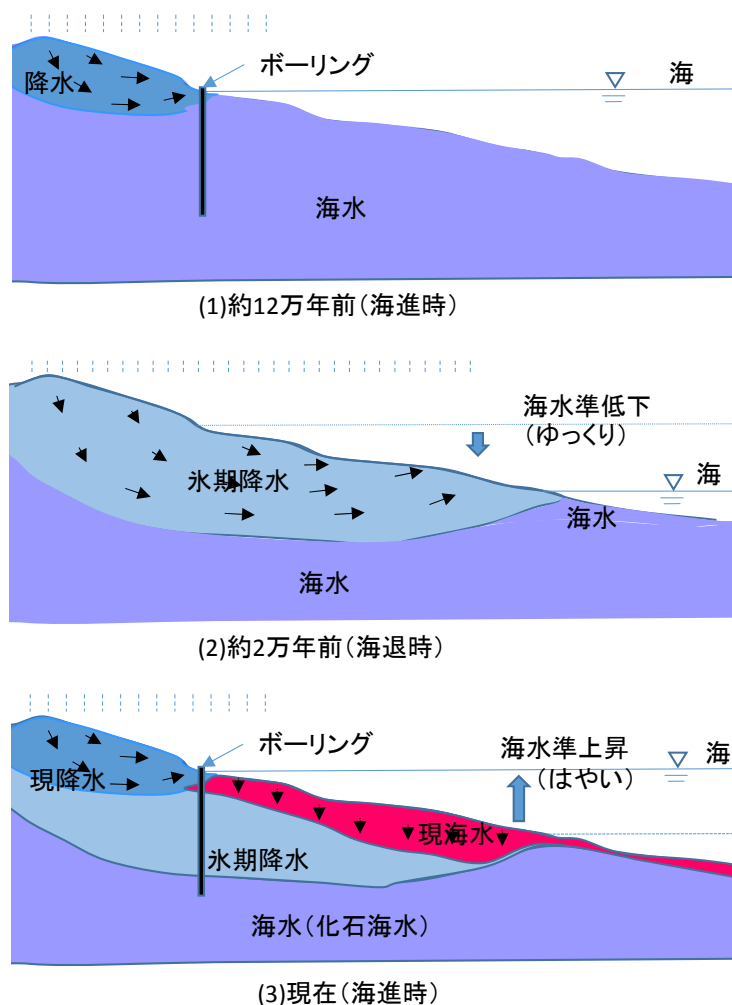


図 2.2-33 沿岸部での海水と降水の分布の概念図

12 万年前（海水準変動の 1 周期前）から現在までの海水準の変遷と、降水と海水の分布を表しており、12 万年前から考えても、沿岸部は海退期の 10 万年近くにわたり淡水環境であり、2 万年前からの海進によって海水が浸入するため、沿岸部の海水は現海水あるいは化石海水になると考えられる。一方で降水は地下水流動系に依存して海退時（氷期降水）と海進時（現降水）が存在する可能性があり、海水ほど年代に差がない。

図 2.2-22 に示した評価フローで検討した結果、図 2.2-34 に示すような課題が明らかになった。 ^{14}C 、 ^{36}Cl 、水素・酸素同位体比では、地下水の初期情報となる降水や浅層地下水の情報が不足しており、これらがないために、初期値の評価が困難であった。地下水や地化学調査によってエンドメンバーとなり得る初期値の情報は非常に重要であるため、これらの情報を得るための調査を実施する必要がある。また、 ^{14}C と ^{36}Cl では、地下水が存在する地層の情報が必要である。これは、 ^{14}C については ^{14}C の希釈の原因になる炭酸塩鉱物や有機物の溶解を評価するためのこれらの $\delta^{13}\text{C}$ 値、 ^{36}Cl は原位置平衡値を評価するために、原位置の鉱物組成や含有元素などの情報を得るためである。さらに、既存井戸の調査では採取状態が悪い、例えば、ポンプが据え置かれており採水状況が分からない、採取場所が井戸から遠い、揚水した地下水が大気と接触しているなどの影響でフロンガスや希ガス温度計などを適用することができなかった。これらは、調査結果の妥当性を示す上で有効なデータとなるため、情報を増やしていくことが必要である。また、 ^{129}I については、評価方法が確立されていない

いものの、特に非常に古い地下水の評価をする上では有望と考えられるので、適用事例を増やしていく必要がある。一方、今回は言及しなかったが、 ^{81}Kr については、ATTA法が開発され、比較的少ない試料量で分析が可能になっている (Lu and Mueller, 2010)。この方法は地下水の古さを示す上では有効と考えられるので、採取方法を整備し、適用事例を増やしていく予定である。

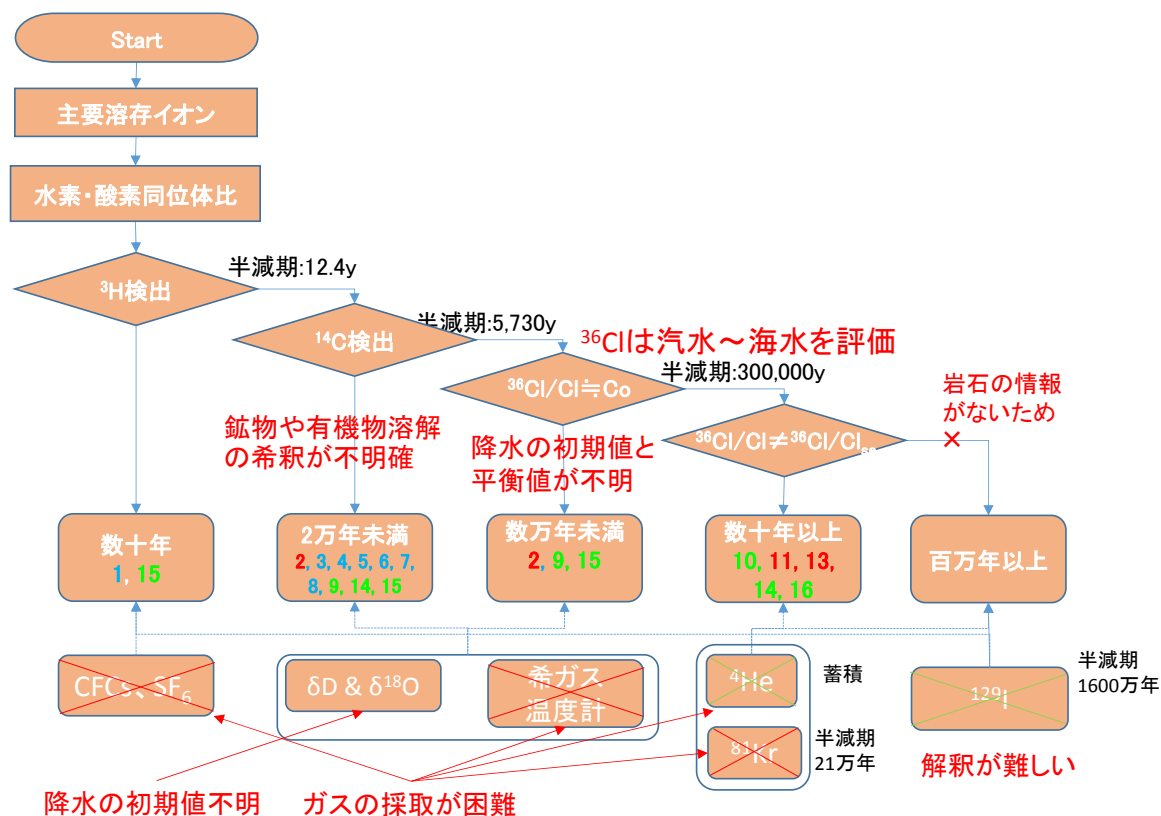


図 2.2-34 評価フローの課題

調査結果をまとめると以下の様になる。

沿岸域の大深度ボーリング孔（1,000 m 級）から地下水を採取し、地下水年代調査・地化学環境調査を実施した。地下水年代調査では、主要溶存イオン、水素・酸素同位体比、 ^3H 、 ^{14}C 、 ^{36}Cl と、一部で ^4He 、 ^{129}I を計測し、地下水の流動性を評価した。得られた結果を以下に列挙する。

- 調査用でない既存の井戸では、地層や浅部の情報などが不足しているが、各方法の評価結果はおおむね整合的であった。
- 1,000m オーダーの深度でも、比較的短い滞留時間（50 年未満）と考えられる地下水が存在した。
- 淡水系の地下水は、2 万年未満の滞留時間と推定されるものが多かった。
- 汽水～海水系の地下水は、2 万年以上の滞留時間と推定されるものが多かった。

今後の課題として以下が挙げられる。

- データの蓄積を図り、地形・地質と地下水の流動性・地化学特性の相関性を明らかにする。
- 評価フローを検討し、どのようなデータ、評価方法が重要になるかを明らかにする。

既存井戸における調査のような著しく周辺情報が不足しているなかで、図 2.2-32 で示したような整合性のある結果が得られたことや、淡水の年代がおおむね 2 万年以内という知見を得られたことは、沿岸部の地下水の長期安定性の評価技術と、沿岸部深層という場を理解する上で重要である。今後は今回得られた知見をさらに正しいものとするために、調査地点を増やしていく必要がある。

(7) 地化学環境評価

1) 物理化学パラメータ

pH や ORP は核種の移行評価において重要なパラメータである。pH と ORP の違いで同じ元素でも化学形態が異なり、物質移行特性が異なるため、調査においては正確な pH、ORP 値の取得が望まれる。それらの測定には地上でのフローセルを用いた測定がしばしば行われる。ただし、地上での測定はポンプアップする際にボーリング孔が大気開放系となることや、フローセルの接続に関係して隙間から酸素が混入したり、二酸化炭素が出入りしたりすることで、pH や ORP の値が変化する。このことから正確な pH、ORP の値の取得のためには原位置での測定が必須である。しかしながら、掘削直後のボーリング孔には掘削泥水があるため電極が汚れて正しい値を測ることができない場合、モニタリングシステムを導入してもモニタリングシステムの径が細いため測定プローブを降下させることが出来ない場合、予備排水に時間がかかり、十分に安定した値を得るまでの測定時間を確保できないなどの理由で、原位置測定が行われないもしくは不十分である事例が多い。特に大深度では、溶存ガスが含まれている場合が多く、地上での測定では脱ガスに起因する pH や ORP の不正確さが問題となる。

そこで大深度孔で溶存ガスを含む地下水において地上での計測と原位置での計測を行い、改めてその問題点を明確にするとともに、解決する方法を検討する。今回は解決法の一つとして地上で得られた pH を原位置の値に換算する方法について検討を行った。これにより、工程上の理由などにより原位置で pH を測ることができない場合でも原位置の pH を推定することが可能となる。また、原位置での pH を地上で得られた値から推定できれば、例えば、現在は確からしい pH 取得が出来ないといわれている圧縮抽水で得られた間隙水試料についても原位置の値に換算した pH を与えることが出来、簡便に多くの pH 値を取得できるようになり、概要調査や精密調査で作成する SDM の精緻化に大きく貢献できることが期待される。

① 物理化学パラメータ採取の状況

DD-1 孔の 943 m 深度にて行われた物理化学パラメータの各値について、予備排水中の蛍光染料濃度および地上フローセルで得られたデータを図 2.2-35 に、原位置のプローブで測定されたデータを図 2.2-36 に示す。

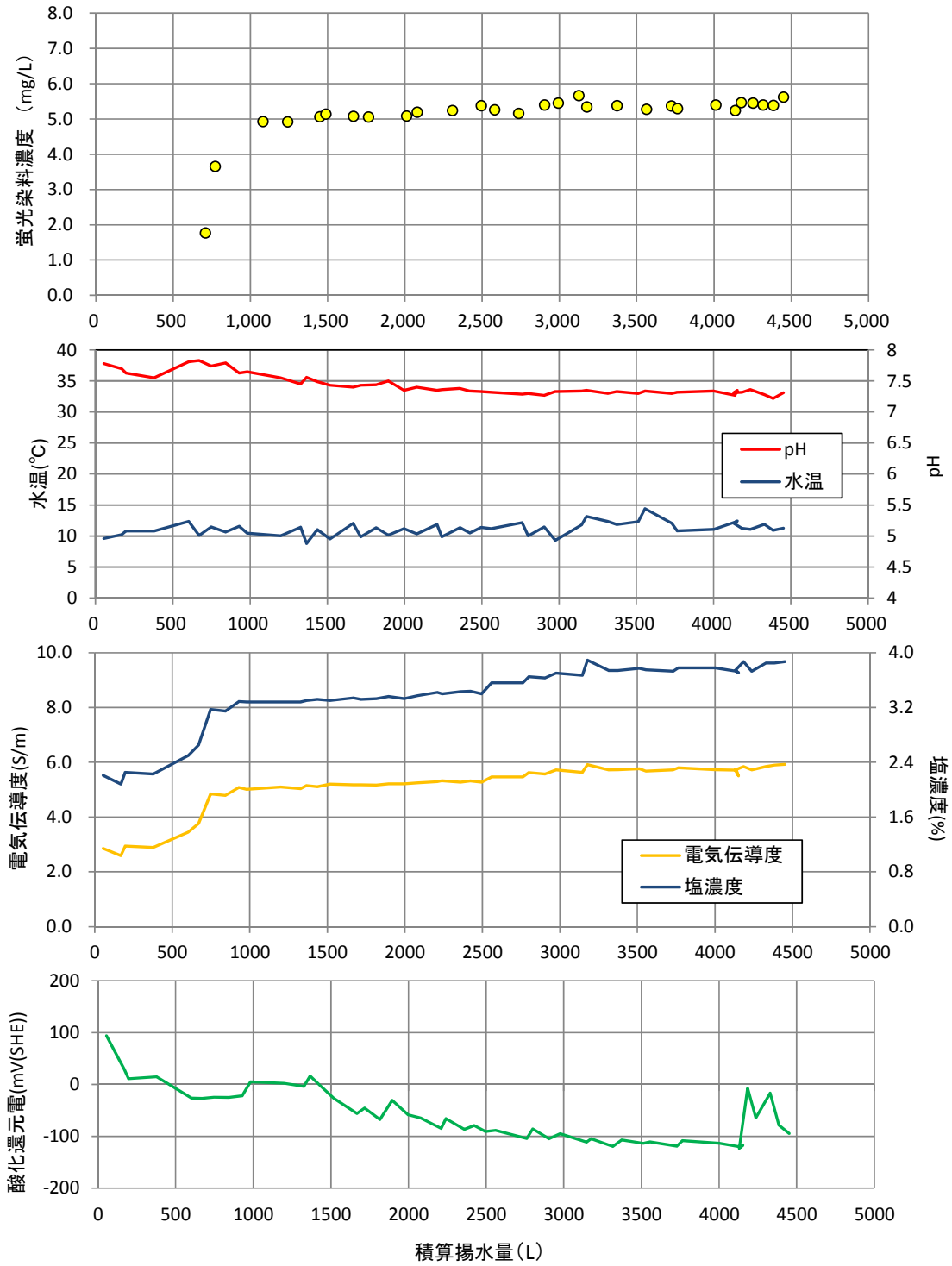


図 2.2-35 DD-1 孔 943 m 区間における蛍光染料濃度および地上フローセルでの測定結果

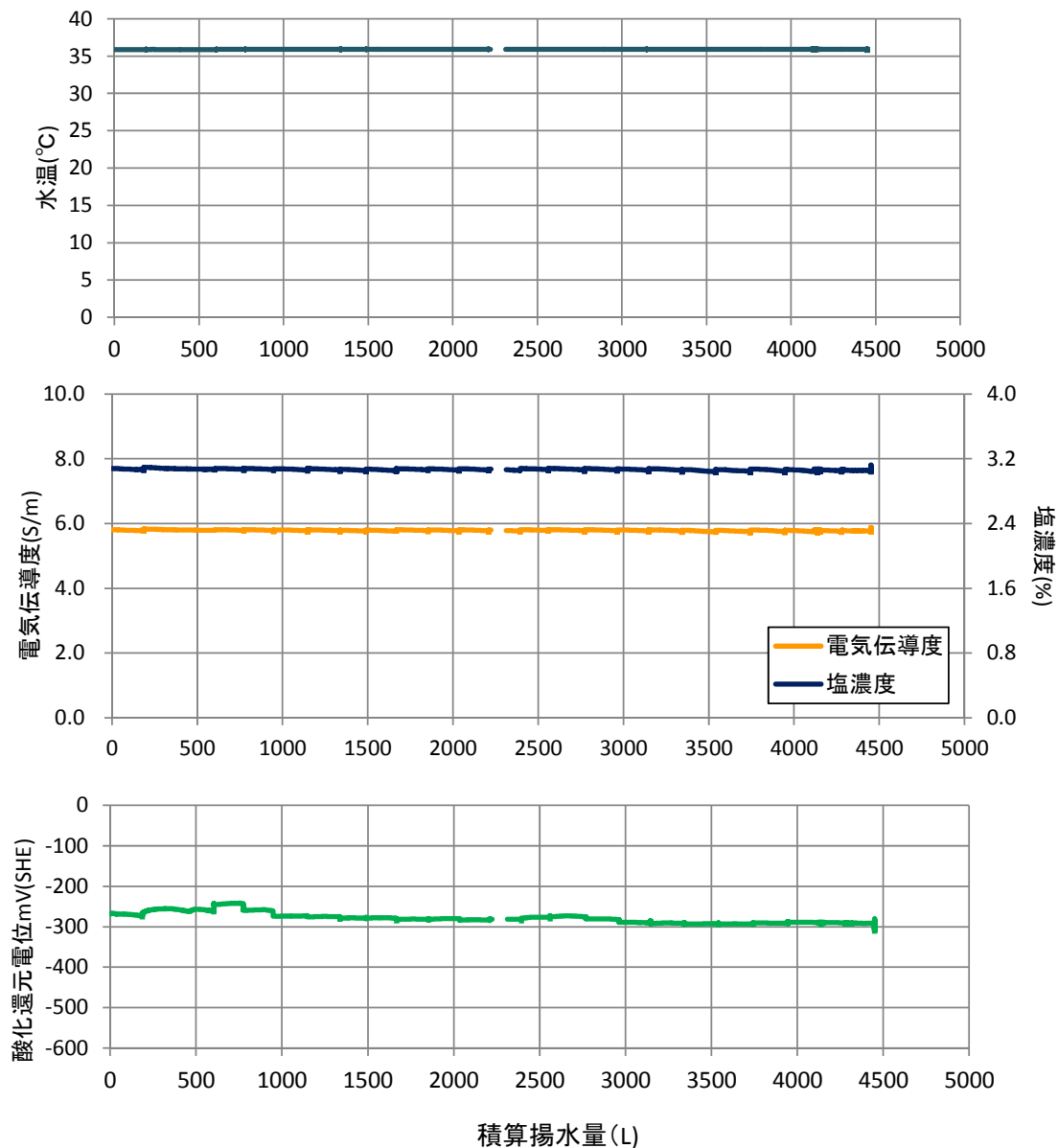


図 2.2-36 DD-1 孔 943 m 区間における原位置での測定結果

いずれの値もおおむね安定した値が得られている。以下、各パラメータについての検討を行う。ECについては、地上、原位置ともに 5.8 S/m 程度の値を示しほぼ同じ値である。ORP について地上 (-94 mV) と原位置 (-292 mV) とで 200 mV 程度の違いが得られている。上述したとおり、開放系でポンプ揚水していることやフローセルまでの地下水の導入の経路の途中で酸素が混入する可能性のあること、酸化還元に関わる溶存ガスが脱ガスすることで系の酸化還元平衡が変わることによるものと考えられる。pH については、地上フローセルでは採水時の pH は 7.31 であった。原位置の pH は電極に不具合が生じたため、値の取得が出来ていない。今後別の採水で地上と原位置の両方の値が得られた際に詳しい比較検討を行う必要があるが、次節において原位置の pH の推定計算を試みる。

② 計算による pH の推定

計算による pH の推定方法としては、カルサイトの平衡を利用する方法と、原位置のガス成分や間隙水圧を用いた計算の 2 種類が知られている。いずれも例えば PHREEQC

(Parkhurst and Appelo, 1999)などの地球化学計算コードを用いて算出することができる。それぞれの手法の概要を以下にまとめる。

- ・カルサイト平衡を利用する方法

カルサイトは貝化石等の形態で地層中にしばしば見られる成分であり、速やかに溶解沈殿を起こす鉱物である。カルサイトは帯水層中において熱力学的に平衡である場合が多いことから、カルサイトの飽和指数がゼロ（平衡）となるように平衡計算を行い、原位置の pH を推定する。

- ・ガス成分や間隙水圧を用いる方法

採取した溶存ガスと水ガス比、原位置の間隙水圧と原位置の水質を利用して平衡計算を行うことで pH を推定する方法である（穂苅, 2010）。

上記の方法で DD-1 孔の 943 m において地上で得られた結果を基に PHREEQC (Parkhurst and Appelo, 1999) を用いて原位置の pH を推定した。

その結果、地上の pH : 7.31 (採水時に測定したもの) に対し、カルサイト平衡を仮定 : pH 6.936、溶存ガスを考慮 : pH 6.898 であった。

カルサイト平衡を仮定したものと、溶存ガスを考慮した計算とで若干値の違いが見られるが、おおむね地上で測ったものよりも pH が 0.4 低い値が出ている。

現場で収集したガスには CO₂ が含まれていることから、それが液相に溶け込めば H₂O+CO₂→H₂CO₃ となり、一部は解離して H₂CO₃→HCO₃⁻+H⁺ となることから pH は低下する。カルサイト平衡を仮定した場合と溶存ガスを考慮した場合のいずれも pH は低下しており、現象としては正しい。一方で、カルサイトの飽和指数を調整して pH を計算した場合、pH は低下し、一見確からしい値となるが、PHREEQC 上で Ca 濃度と溶存無機炭素濃度が調整されてしまうため、実際に分析した値とは Ca 濃度や溶存無機炭素濃度が異なる。今回は原位置の値を取得できていないが、今後地上および原位置双方の値を取得し、それぞれの手法の確からしさを確認する必要がある。

2) 溶存ガス

これまで地層処分関係の調査における大深度孔の掘削において地下水溶存ガスの存在が報告されている (Iwatsuki et al., 2005 ; 岩月ほか, 2009 ; 穂苅ほか, 2012)。また温泉等の掘削においてメタンガスが発生する事例は多い (営繕工事における天然ガス対応のための関係官公庁連絡会議編, 2007)。今後大深度孔の調査をする場合にはガス成分の把握も必須となると考えられる。また、ガスの成分からその起源や混合を評価する方法が開発されており (早稲田ほか, 2002)、ガスの起源と地質との対比やガスの同位体比の変化から、地質環境の安定性の評価に利用できる可能性が示唆されている (舟木ほか, 2012)。そのため溶存ガスについて採取方法や評価方法について検討しておく必要がある。今年度は、溶存ガスを採取・分析し、その評価について概略的な検討を行った。

本節では地上および原位置の双方で採取・分析を行った DD-1 孔について、原位置と地上の差異ならびにガスの起源および地上でのガス採取を行った新潟県の西蒲原観測井のガスの起源について検討する。

① 原位置と地上の差異について

採水時に地上にて水上置換法によりガス水比の測定およびガス採取を行った。また、DD-1 孔で用いた原位置サンプラーについては封圧状態のまま実験室に持ち帰った後、ガスの採取およびガス水比の測定を行った。原位置サンプラーからのガスの採取、ガス水比測定の方法を図 2.2-37 に示す。

ガス水比の測定

①ガス水比測定のための地下水(+ガス)の取り出し

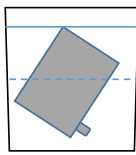
アルミニウム製ガスバッグ



封圧採水ボトルの中にはピストンが入っており、左右で原位置の地下水と蒸留水に分かれている。左端に真空引きしたアルミニウム製ガスバッグを接続し、左端のバルブを開放する。ガスと地下水がガスバッグへと流入する。さらに右端から蒸留水を送り、ピストンを左端まで移動させて原位置の地下水(ガス含む)を全量採取する。

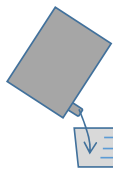
②地下水(+ガス)の体積を測定

水道水を入れたバケツにガスと地下水が入ったガスバッグを浸し、バケツの水の増分からガス+地下水の体積を測定。



③地下水の体積を測定

ガスバッグから水を取り出し水量を測定する。②で求めた体積から、ガスバッグの体積と取り出した水の体積を引くと、ガスの体積が出る。



封圧採水ボトルからのガス採取

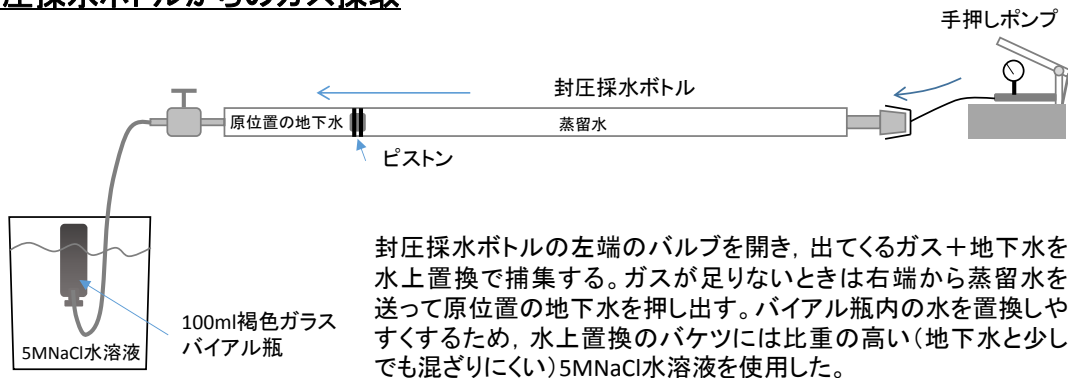


図 2.2-37 原位置サンプラーでのガス水比測定およびガスの採取方法

DD-1 孔の深度 943 m の区間について地上採水時のガス水比は 0.015 であった。一方で、原位置サンプラーから得られた水ガス比は 2 回測定して 1.73 と 1.44 (平均 : 1.59) であった。原位置と地上とで 2 桁程度異なる値となっている。この原因としては、地上採水の場合は、91 m 深度でのポンプ揚水であるため、原位置から上がってきた地下水は減圧されており、採取する時点でガスが抜けてしまっていることによると考えられる。一方で、原位置サンプラーはおおむね水位が回復している状況で原位置にて採取するため、脱ガスの影響をほとんど受けない状態での採取がなされていると考えられる。

本ガスの主な成分である CO_2 と C_1 についてのガスの分析結果の比較を図 2.2-38 に示す。原位置で採取したものは 3 点あるため、平均値を用いている。またエラーバーは標準偏差である ($n=3$) 地上で得られたものと原位置で得られたものと比較してもほとんど差異はない。すなわち、本結果から、ガス水比については地上での採取と原位置での採取とで大きな違いが生ずるが、構成成分の濃度や同位体比に大きな差異は見られないことが分かる。

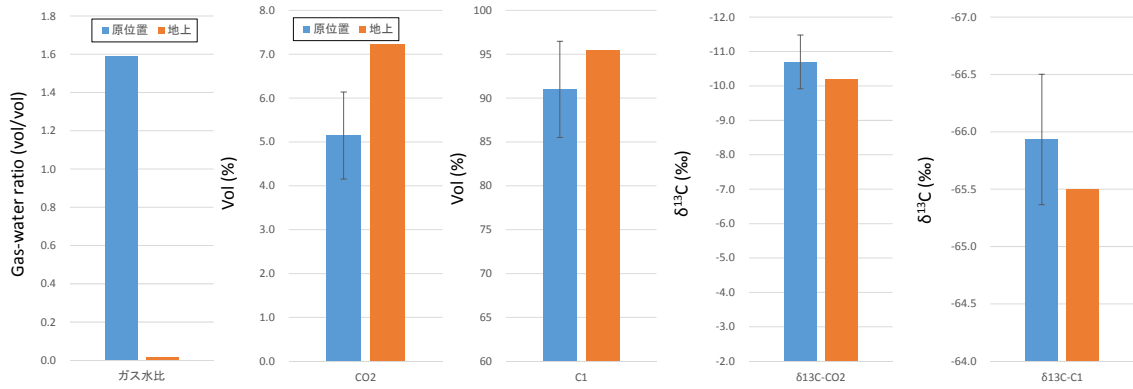


図 2.2-38 原位置と地上でのガス分析結果の比較

② ガスの起源について

炭化水素ガスの起源については早稲田ほか（2002）に詳しい。また幌延地域の炭化水素ガスについては舟木ほか（2012）にて、新潟のガス田（北蒲原）における炭化水素ガスについては早稲田ほか（2011）において検討がなされている。

早稲田ほか（2002）において用いられている $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ と $\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$ 図上に今回得られたデータをプロットしたものを図 2.2-39 に示す。DD-1 の 943 m で得られた地上採取と原位置採取のデータはすべてほぼ同一位置にプロットされ、微生物起源の領域に入っている。西蒲原井で得られたデータは DD-1 よりも高い $\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$ を示すが、同じく微生物起源の領域に入る。

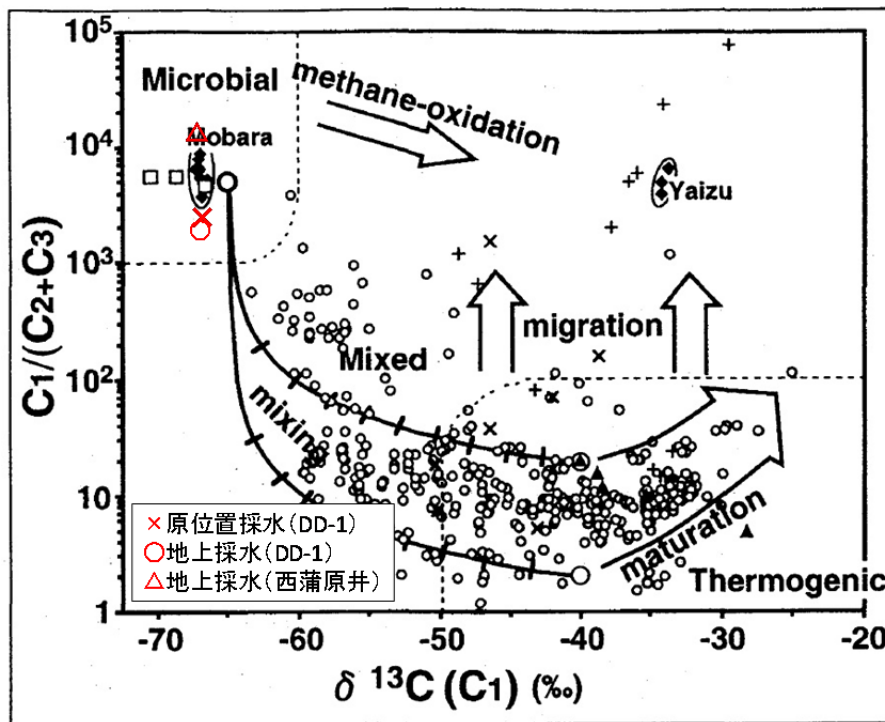


図 2.2-39 炭化水素ガスの起源（早稲田ほか（2002）を改変）

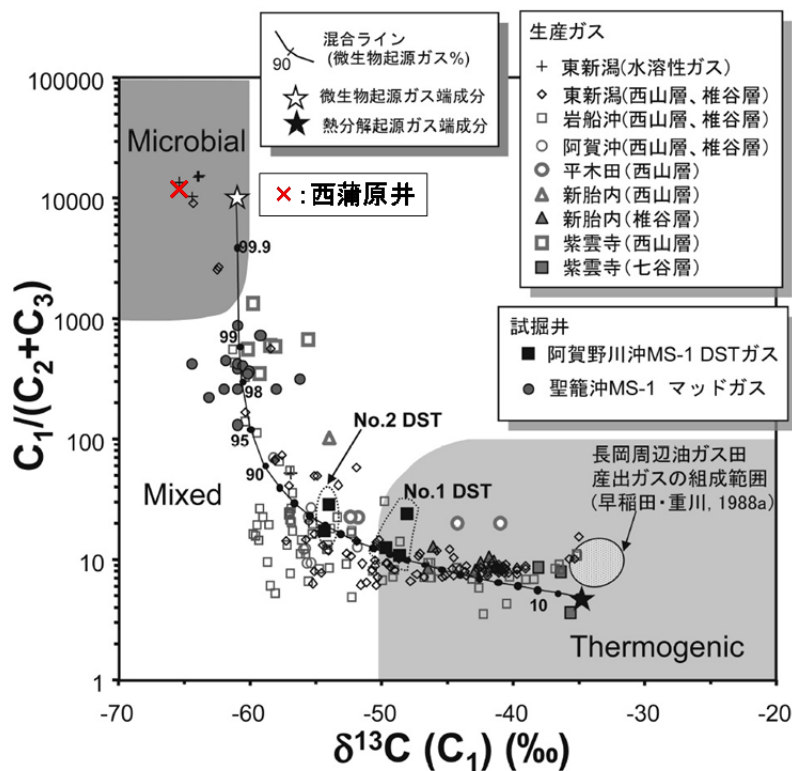
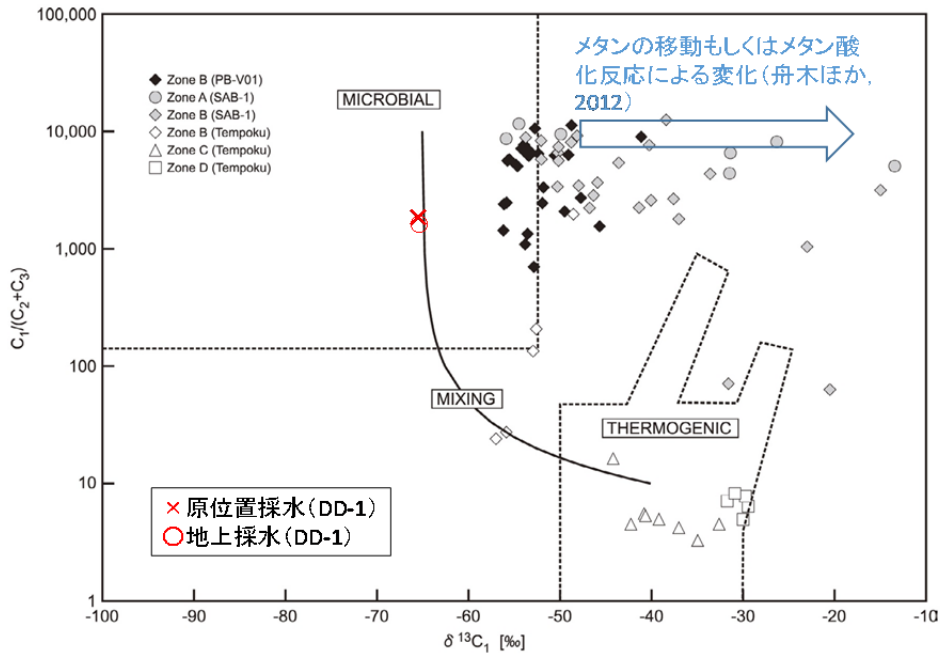


図 2.2-40 近くの地域で得られたデータとの比較(舟木ほか(2012)および早稲田ほか(2011)を改変)

DD-1の結果について、舟木ほか(2012)において得られた日本原子力研究開発機構(JAEA)の幌延深地層研究センター周辺で用いられているデータとの比較、ならびに、西蒲原井で得られた結果を早稲田ほか(2011)による北蒲原地域で得られたデータとの比較を行う(図2.2-40)。DD-1で得られた結果は舟木ほか(2012)で得られた結果と比べてメタンの $\delta^{13}\text{C}$ が低い。幌延深地層研究センター周辺は声間層、稚内層、増幌層における結果であり、更別

層や勇知層から構成される DD-1 とは地質が異なることから、ガスの生成や分解、移動についての状況が異なるものと考えられる。

西蒲原井で得られたガスは、早稲田ほか（2011）と比較すると、東新潟で得られたデータと近い位置にプロットされる。東新潟の水溶性ガスは熱分解ガスを含まない微生物起源ガスと評価されており、西蒲原井のデータも、熱分解ガスの混合のない微生物起源のガスであると考えられる。

③ 一般ガスの検討についてのまとめ

地上で得られたものと原位置で得られたものとの組成については大きな差異は見られなかった。一方で、ガス水比には大きな違いがあり、原位置で採取されたものが正しいものと考えられる。また、DD-1 孔深度 943 m および西蒲原 1,050 m 井で得られたガスは微生物起源であると考えられる。炭化水素ガスは地下水の滞留性や地層の受けた熱履歴などを反映しており、地質環境の安定性を論ずる際には重要なパラメータとなると考えられる。今後もさまざまな地下水からガスの採取・分析を行い、深部地質環境の基本的な情報として蓄積するとともに、地層処分の観点から見た評価方法について検討していく必要がある。

(8) システムティック区分

本事業では、沿岸部の深部地下水を複数地点で採取し、その水質や地下水年代などの性状をとりまとめることで、沿岸部深部地下水の性状の一般性を検討する。検討に当たっては、採取した深部地下水がどのような場（あるいは条件）を反映した試料に該当するのかをあらかじめ把握した上で進めなければならない。そのために、沿岸部の深部地下水の性状に関連すると考えられる項目を挙げ、それに応じた区分を行う。これを本事業ではシステムティックな区分と呼ぶ。

システムティック区分に用いる文献等の情報を表 2.2-5 に示す。本事業で採取する地下水は全国規模で分布していることから、全国一律の基準で評価することが重要である。そのために、全国規模でデータを整備している文献を対象として収集し、区分の判定に用いることとした。なお、これらの区分項目や使用する文献は暫定的なものであり、検討に応じた変更も想定される。

表 2.2-5 システマティック区分における区分項目と使用する文献等の情報

区分項目	文献等
地形	地形図: 国土交通省国土地理院基盤地図情報サイト 数値標高モデル10mメッシュ 地形区分: 国土交通省国土調査 20万分の1土地分類基本調査
海底地形	海上保安庁海洋情報部海洋情報課/日本海洋データセンター 500mメッシュ水深
変動	日本地質学会(2011)日本列島と地質環境の長期安定性隆起速度マップ
表層地質	産業技術総合研究所地質調査総合センター 20万分の1日本シームレス地質図
地質年代	越谷・丸井(2012) 日本列島における地下水賦存量の試算に用いた堆積物の地層境界面と層厚の三次元モデル(第一版)
集水域	GISソフトを用いて数値標高モデル10mメッシュより計算

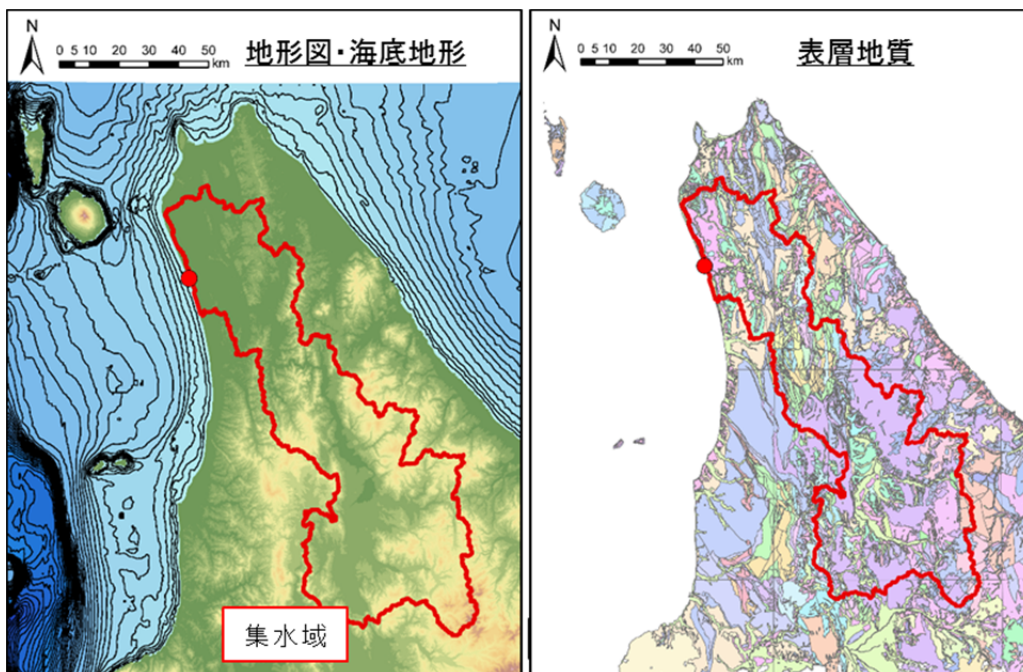


図 2.2-41 各区分項目での作業イメージ (浜里地区 DD-1 を例として)

表 2-2-5 に示した文献は、GIS（地理情報システム）に基づいてデータの統合を行う。本事業では、GIS ソフトとして ESRI 社 Arc Map を用いた。主な区分項目について、GIS による作業方針を以下に示す。

- ・地形図

国土基盤地図情報サイトにおいて、数値標高モデル（10 m メッシュ）から調査地点周辺の地形データを取得し、Arc Map を用いて DEM データの地形図とする。

- ・地形分類

国土交通省の国土調査のサイトにおいて、20 万分の 1 土地分類基本調査の GIS データを取得する。Arc Map を用いて GIS データに含まれる地形区分（SHP データ）を DEM データの地形図に重ね合わせた後、調査地点の緯度・経度情報から現在の地形を抽出する。なお抽出された地形分類は、土地分類基本調査の表記に準ずる形とした。

- ・海底地形

日本海洋データセンターは、日本列島沿岸部の水深の情報を 500 m メッシュデータとして公開している。データには、緯度・経度・水深の情報が TXT 形式で収録されている。このデータを Arc Map に取り込み、Spatial Analyst に属する内挿ツールを用いて、海底地形図（ラスターデータ）を作成する。海底地形データの計算はスプライン法で行う。作成された海底地形図は、Spatial Analyst に属するサーフェスツールを用いて、コンターマップ（ベクターデータ）とした上で、陸域の地形図と合わせて表示する。

- ・表層地質

産総研地質調査総合センターが配信している 20 万分の 1 日本シームレス地質図から地質図の SHP データを取得する。Arc Map により地質図を DEM データの地形図に重ね合わせた後、調査地点の緯度・経度情報から表層地質の情報を抽出する。

- ・隆起・沈降速度

日本の隆起速度マップ（日本地質学会, 2011）は、およそ 20 km 四方を 1 つのエリアとするメッシュから構成され、日本全国のメッシュごとの隆起速度を判定できる。本事業では、隆起速度マップを TIFFF 画像として Arc Map に取り込み、ジオリファレンスツールによって日本地図と重ね合わせた上で、調査地点の緯度・経度情報から、その地点が位置するエリアを抽出して隆起速度を読み取る。なお、採水地点が隆起速度データの無いメッシュに位置する場合は、隆起速度の判定は無しとする。

- ・地質年代

越谷・丸井（2012）では、日本国内において約 1 km メッシュ当りの地層境界面と層厚をデジタルデータとして整備している。これにより、日本国内の任意の地点における新第三紀層から第四紀層の境界面の標高、層厚を把握できる。本事業では、調査地点の緯度・経度情報と地下水試料の採取深度を基に、帯水層の地質年代を推定する。

- ・集水域

数値標高モデルに基づく DEM データの地形図を基に、Arc Map の Spatial Analyst に属

する水文解析ツールにより、集水域を導出する。DEM データの地形図は起伏に富むため、水文解析ツールの平滑化 (Fill) によって地表面をならし、流向ラスタの作成 (Flow Direction) および累積流量ラスタの作成 (Flow Accumulation) の処理を行う。その後、調査地点の位置情報と、周辺山地の分布を比較して、水文地質学的な見地から適当と思われる集水域の出口を判断して、集水域ラスタの作成 (Watershed) を実行して集水域を決定した後、面積をジオメトリ演算によって求める。システムティック区分結果と地下水年代評価結果の比較表のイメージを表 2.2-6 に示す。

表 2.2-6 システムティック区分結果と地下水年代評価結果の比較表のイメージ

地点名	井戸 深度	地形分類	隆起速度	隆起・沈降	表層地質	地下水年代
	m		m/1000年	判定		
1	1500	低地	0.3~0.6	隆起	扇状地・地滑り・崖錘堆積物	現降水
2	1100	低地	0.9~	隆起	自然堤防(含む浜堤)堆積物	現海水
3	1500	低地	0~0.3	隆起	堆積岩類(海成層)	氷期地下水?
4	850	低地	0~0.3	隆起	堆積岩類(海成及び非海成層)	氷期地下水?
5	1000	低地	0~0.3	隆起	堆積岩類(海成及び非海成層)	氷期地下水?
6	1300	山地	0~0.3	隆起	堆積岩類(海成及び非海成層)	現降水
7	1000	低地	0~0.3	隆起	堆積岩類(海成及び非海成層)	氷期地下水?
8	1300	ローム台地	0~0.3	隆起	火山岩屑	現降水
9	1330	火山地	0~0.3	隆起	非アルカリ苦鉄質火山岩類	氷期+現海水
10	1500	台地段丘	0~0.3	隆起	中位段丘堆積物	化石海水+氷期
11	1000	台地段丘	0~0.3	隆起	中位段丘堆積物	化石海水+氷期
12	1500	低地	0.3~0.6	隆起	中位段丘堆積物	氷期地下水?
13	1500	丘陵地	0.3~0.6	隆起	堆積岩類(海成及び非海成層)	化石海水+氷期
14	1500	低地	0.6~0.9	隆起	堆積岩類(海成及び非海成層)	氷期+化石海水
15	1502	低地	0.3~0.6	隆起	自然堤防(含む浜堤)堆積物	現海水+現降水
16	1203	低地	0.6~0.9	隆起	堆積岩類(海成及び非海成層)	氷期+化石海水
NGT-1	1050	低地	0.6~0.9	隆起	堆積岩類(海成及び非海成層)	氷期+化石海水
HMS-1	1200	低地	0.6~0.9	隆起	堆積岩類(海成及び非海成層)	氷期+化石海水

(9) $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比測定のための情報収集および整備

JAEA-AMS-TONO での $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 同位体比測定に関して、平成 28 年度は試料前処理法や装置構成に関する情報収集および仕様の検討などを行った。

試料前処理法では、ヨウ素の抽出法について情報収集を行った。測定試料からヨウ素を溶媒抽出するには、以前より有機溶剤として四塩化炭素やクロロホルムが使用されている (Togo et al., 2016 など)。しかし、これらの有機溶剤はかねてより発がん性が懸念されており、平成 26 年にその指定が有機溶剤から特定化学物質へ移行した。そのため、これらの試

薬は今後使用が困難になるため、代替の試薬を利用した手法が必要となる。近年では、四塩化炭素やクロロホルムの代替として、ヘキサンを用いる方法が報告されている（賀佐ほか, 2007）。また、溶媒抽出を用いない手法としてイオン交換樹脂である Downen 1x8 を利用する手法も報告されている（Jabbar et al., 2011）。

また、原子力機構では、低い $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 同位体比の感度測定などを行うための試料として、lowest carrier available として用いられている old iodine を I_2 の単結晶から還元剤であるアスコルビン酸を用いて I^- として超純水に溶解させて、Iodine キャリア溶液を作製した。さらに、作製したキャリア溶液に硝酸銀水溶液を加え、ヨウ化銀の沈殿が作製できることを確認した。装置構成では、標準試料（MUTSU#2-3）などを用いた試験測定を行い、検出器で ^{129}I のイオンビームの検出に成功した。

(10) 参考文献

- 天野由記, 山本陽一, 南條 功, 村上裕晃, 横田秀晴, 山崎雅則, 國丸貴紀, 大山隆弘, 岩月輝希, 幌延深地層研究計画における地下水, 河川水および降水の水質データ (2001~2010年度), 日本原子力研究開発機構, JAEA-Data/Code2011-023, 2012.
- Andrews, J.N. and Lee, D.J., Inert gases in groundwater from the Bunter sandstone of England as indicators of age and paleoclimatic trends, *J. Hydrol.* 41, pp.233-252, 1979.
- Appelo, C.A.J. and Postma, D., *Geochemistry, groundwater and pollution*, 2nd edition, A.A. Balkema publishers, 649p, 2005.
- Busenberg, E. and Plummer, L. N. ,Dating young ground water with sulfur hexafluoride- Natural and anthropogenic sources of sulfur hexafluoride. *Water resources of research*, 36, pp.3011-3030, 2000.
- Clark, I. D. and Fritz, P., *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, pp. 197-244, 1997.
- Colpen, T.B., Herczeg A.L. and Barnes, C., Isotope engineering – Using stable isotopes of the water molecule to solve practical problems, *Environmental tracers in subsurface hydrology* edited by Cook P. and Herczeg A.L., Kluwer Academic Publishers, pp.79-110, 2000.
- Craig H., Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, pp.1702-1703, 1961.
- 放射線医学総合研究所, 環境中のトリチウム測定調査データベース(NETS DB), <http://www.nirs.go.jp/db/anzen/db/AnzenkenkyuDB.php>, 2012. (最終確認日, 2012年). 営繕工事における天然ガス対応のための関係官公庁連絡会議編, 施設整備・監理のための天然ガス対策ハンドブック, 国土交通省関東地方整備局東京第二営繕事務所, 99p, 2007.
- Drever, I. J., *The geochemistry of natural waters* second edition, Printice Hall, Inc., 1988.
- Elmore, D., Fulton, B.R., Clover, M.R., Marsden, J.R., Gove, H.E., Naylor, H., Purser, K.H., Kilius, L.R., Beukens, R.P. and Litherland, A.E., Analysis of Cl-36 in environmental water samples using an electrostatic accelerator, *Nature*, 277, pp. 22-25, 1979.
- Engelhardt, V. W. and Tunn, W. L. M., *The flow of fluids through sandstones*, translated by Witherspoon from Heidelberger Beitrage zur Mineralogie und Petrographie 2: 12-25, Illinois State Geological Survey, no.194, pp.1-17, 1955.
- Fifield, L.K., Tims, S.G., Stone, J.O., Argento D.C. and De Cesare, M., Ultra-sensitive measurements of ³⁶Cl and ²³⁶U at the Australian National University, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 294, pp.126-131, 2013.
- 舟木泰智, 石山宏二, 早稲田周, 加藤 進, 渡辺邦夫, 北海道北部, 幌延地域に分布する新第三紀堆積岩中の炭化水素ガスの分子組成と炭素同位体組成, *地学雑誌*, 121(6), pp.929-945, 2012.
- 賀佐信一, 澤藤奈都子, 甲 昭二, 木下尚喜, 天野 光, 河村日佐男, 溶媒抽出法を用いた加速器質量分析法による海水中 ¹²⁹I の定量, *RADIOISOTOPES*, vol.56, pp.155-162, 2007.
- Hasegawa, T, Nakata, K., Tomioka, Y., Kazuyuki G., Kashiwaya, K., Hama, K., Iwatsuki, T., Kunimaru, T. and Takeda, M., Cross-checking groundwater age by ⁴He and ¹⁴C dating in a granite, Tono area, central Japan, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 192, pp.166-185, 2016.
- 穂苅利之, 化学平衡論解析を用いた原位置深層地下水水質の推定, *清水建設研究報告*, 87, pp.77-86, 2010.

- 穂苅利之, 沖原光信, 富岡祐一, 後藤和幸, 近藤浩文, 吉村公孝, 原位置地下水の物理化学変数の推定手法の適用例, 地下水学会 2012 年度秋季講演会講演要旨集, pp.112-117, 2010.
- IAEA/WMO, Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at: <http://www.iaea.org/water>, 2017. (最終更新日, 2017 年 6 月 27 日版).
- Ikawa, R., Machida, I., Koshigai, M., Nishizaki, S. and Marui, A, Coastal aquifer system in late Pleistocene to Holocene deposits at Horonobe in Hokkaido, Japan, *Hydrogeology Journal*, vol.22, pp.987-1002, 2014.
- 石井英一, 安江健一, 幌延町における鮮新世～前期更新世のテフラ層と FT 年代, *JNC-TN5400 2005-006*, 2005.
- Iwatsuki, T., Xu, S., Mizutani, Y., Hama, K., Saegusa, H., Nakano, K., Carbon-14 study of groundwater in the sedimentary rocks at the Tono study site, central Japan. *Appl. Geochem.* 16, pp.849-859, 2001.
- Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S., and Mizuno, T., Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU), *Applied Geochemistry*, 20, pp.2283-2302, 2005.
- 岩月輝希, 森川佳太, 細谷真一, 吉川英樹, 深部地下水の物理化学パラメータ (pH, 酸化還元電位) の測定とその留意点, *地下水学会誌*, 51, pp.205-214, 2009.
- Jabbar, T., Steier, P., Wallner, G., Kandler, N., & Katzlberger, C. AMS analysis of iodine-129 in aerosols from Austria. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 269, pp.3183-3187, 2011.
- 海上保安庁海洋情報部海洋情報課/日本海洋データセンター ホームページ
http://www.jodc.go.jp/jodcweb/index_j.html (最終更新日, 2017 年 6 月 27 日版).
- Kalin R.M., Radiocarbon dating of groundwater systems, *Environmental tracers in subsurface hydrology*, Springer US, pp.111-144, 2000.
- 国土交通省国土調査ホームページ
<http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/inspect/inspect.html> (最終更新日, 2017 年 6 月 27 日版).
- 国土交通省国土地理院基盤地図情報サイト
<http://www.gsi.go.jp/kiban/> (最終更新日, 2017 年 6 月 27 日版).
- 越谷 賢, 丸井敦尚, 日本列島における地下水賦存量の試算に用いた堆積物の地層境界面と層厚の三次元モデル (第一版), 地質調査総合センター研究資料集, no.564, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 11p, 2012.
- 木村重彦, 水中のトリチウムによる地下水の流れの研究, 農業土木試験場報告, pp.1-43, 1971.
- King, H. F., Principles and conditions of the movements of ground water, U.S. Geological Survey 19th Annual Report, Chapter 2 and 3, pp.107-294, 1898.
- Liu, H-H. and Birkholzer, J., On the relationship between water flux and hydraulic gradient for unsaturated and saturated clay, *Journal of Hydrology*, 453, pp.242-247, 2012.
- Long A., Eastoe C. J., Kaufmann R. S., Martin J. G., Wirt L. and Finley J. B., High-precision measurement of chlorine stable isotope ratios, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, pp.2907-2912, 1993.
- Lu, Z. T. and Mueller, P., Atom trap trace analysis of rare noble gas isotopes, *Advances in Atomic, Molecular and Optical Physics* (BERMAN, P., ARIMONDO, E., LIN, C., Eds), Elsevier, vol.58, pp.173-205, 2010.

- 馬原保典, 溶存希ガスを用いた地下水年代測定法の開発 –溶存希ガス地下水調査法の体系化–, 電力中央研究所 研究報告: U97052., 1998.
- Mahara, Y., Ohta, T., Tokunaga, T., Matsuzaki, H., Nakata, E., Miyamoto, Y., Mizuochi, Y., Tashiro, T., Ono, M., Igarashi, T. and Nagao, K., Comparison of stable isotopes, ratios of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ and $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ in brine and deep groundwater from the Pacific coastal region and the eastern margin of the Japan Sea, *Appl. Geochem.*, 27, pp.2389-2402, 2012.
- Mahara, Y., Ohta, T., Tokunaga, T., Matsuzaki, H., Nagao, K., Nakata, E., Miyamoto, Y. and Kubota, T., Pore-water mobility: Distribution of $\delta^{37}\text{Cl}$, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ and dissolved 4He concentration in the core drilled in the Mobarra gas field, Japan, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 294, pp.597-601, 2013.
- Miller, J. R. and Low, F. P., Threshold gradient for water flow in clay systems. *Soil science society of America*, vol.27 (6), pp.605-609, 1963.
- 文部科学省 科学技術・学術政策局 原子力安全課防災環境対策室, 放射能測定法シリーズ 9 トリチウム分析法 平成14年改訂, (財)日本分析センター, 127p, 2002.
- Muramatsu, Y., Fehn, U. and Yoshida, S., Recycling of iodine in fore-arc areas: evidence from the iodine brines in Chiba, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, pp.583-593, 2001
- 中村俊夫, I. 加速器質量分析 (AMS) による環境中およびトレーサー放射性同位体の高感度測定, *Radioisotopes*, 52, pp.144-171, 2003.
- Nakata, K., Hasegawa, T., Iwatsuki, T. and Kato, T., Comparison of ^{14}C collected by precipitation and gas-strip methods for dating groundwater, *Radiocarbon*, 58, pp.491-503, 2016.
- Nakata, K., Kodama, H., Hasegawa, T., Hama, K., Iwatsuki, T. and Miyajima T., Groundwater dating using radiocarbon in fulvic acid in groundwater containing fluorescein, *Journal of Hydrology*, vol.489, pp.189-200, 2013.
- 日本分析化学会北海道支部編, 水の分析 第5版, 化学同人, 472p, 2005.
- 日本分析化学会関東支部編, 上本道久監修, ICP 発光分析・ICP 質量分析の基礎と実際 装置を使いこなすために, オーム社, pp.130-160, 2008.
- 一般社団法人日本地質学会 地質環境の長期安定性研究委員会編, 日本列島と地質環境の長期安定性, 地質リーフレット4, 2011.
- 新里忠史, 舟木泰智, 安江健一, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史, 地質学雑誌, vol.113, 補遺, pp.119-125, 2007.
- NUMO, 概要調査計画立案の基本的考え方, NUMO-TR-10-08, 42p, 2011.
- Parkhurst, D.L and Appelo, C.A.J., User's guide to PHREEQC (VERSION 2) - A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations, USGS, Water-Resources Investigations Report, pp.99-4259, 1999.
- Philips F. M., Chlorine-36 Dating of Old Groundwater. *Isotope Methods for Dating Old Groundwater*. IAEA, pp.125-152, 2013.
- Plummer L. N. and Busenberg E., Chlorofluorocarbons in the atmosphere (Chapter 2) in *Use of chlorofluorocarbons in hydrology - a guidebook*, IAEA, pp.9-16, 2006.
- 酒井利彰, 井岡聖一郎, 五十嵐敏文, サロベツ原野南部における沖積層の水文地質構造と地下水流動, 応用地質, 53(4), pp.172-182, 2012.
- 佐々木泰, 低レベル放射性廃棄物処分システムにおける新第三紀堆積岩の透水性状の研究,

- 埼玉大学大学院理工学研究科 博士論文, 178p, 2000.
- 佐藤邦明, 室田明, 吸着効果を受ける微速浸透流に関する実験的研究, 土木学会論文報告集, 195, pp.67-75, 1971.
- 産業技術総合研究所, 海域地質環境調査確証技術開発成果報告書, 402p, 2013.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 ;
<https://gbank.gsj.jp/seamless/> (最終更新日, 2015 年 5 月 29 日版).
- Sackleton, N. J., Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6, pp.183-190, 1987.
- Smedley, M. W. and Milne, J.C., Paleowaters in coastal Europe: evolution of groundwater since the late Pleistocene, *Geological Society Special Publication*, No.189, 2001.
- Solomon D.K., ⁴He in groundwater, In *Environmental tracers in subsurface hydrology* (eds Cook P. and Herczeg A.L.). Kluwer Academic Publishers, pp.425-439, 2000.
- Stute, M. and Schlosser, P., Atmospheric noble gases, *Environmental tracers in subsurface hydrology* edited by Cook P. and Herczeg A.L., Kluwer Academic Publishers, pp.349-378, 2000.
- Swartzendruber, D., Modification of Darcy's law for the flow of water in soils, *Soil Science*, vol.93, pp.22-29, 1962.
- 高橋康裕, 鈴木和則, 萩沼真之, 松尾雄司, 土山滋郎, 大岡政雄, 菱谷智幸, 沿岸域における地下水流動への非ダルシー性への影響 (1) —解析的検討—, 土木学会第 59 回年次学術講演会, CS1-022, pp.43-44, 2004.
- Togo, Y. S., Takahashi, Y., Amano, Y., Matsuzaki, H., Suzuki, Y., Terada, Y., Muramatsu Y., Ito K. and Iwatsuki, T., Age and speciation of iodine in groundwater and mudstones of the Horonobe area, Hokkaido, Japan: Implications for the origin and migration of iodine during basin evolution, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 191, pp.165-186, 2016.
- 内田利弘, 上田匠, 光畑裕司, 横田俊之, 幌延沿岸域における海陸接合 MT 法の二次元解析, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 124, pp.235-238, 2011.
- Volkowa, Z. V. , *Acta physicochim*, U.S.S.R. v.4 p.635, 1936, translated by I.I.Bikerman in *Surface Chemistry*, p.247, New York, 1948.
- Wang, S., Zhu, W. Qian, X., Xu, H. and Fan, X., Study of threshold gradient for compacted clays based on effective aperture, *Environmental Earth Science*, 75, pp.521-525, 2016.
- 早稲田周, 中井信也, 中部日本・東日本における天然水の同位体組成, *地球化学*, No.17, pp.83-91, 1983.
- 早稲田周, 岩野裕嗣, 竹田伸従, 地球化学からみた天然ガスの成因と熟成度, *石油技術協会誌*, 67, pp.3-15, 2002
- 早稲田周, 岩野裕嗣, 浅利康介, ガス炭素同位体組成からみた北蒲原地域における炭化水素の移動・集積, *石油技術協会誌*, 76, pp.43-51, 2011.
- 山本荘毅, 新版地下水調査法, 古今書院, 490p, 1982.
- 山中 勤, 恩田裕一, 波長スキャンキャビティリングダウン分光法を用いた水同位体分析計の測定精度について, 筑波大学陸域環境研究センター報告, No.12, pp.31-40, 2011.
- 安江健一, 秋葉文雄, 大平寛人, 石井英一, 北海道北部, サロベツ背斜付近に分布する声間層上部の鮮新統上部珪藻化石帯とフィッシュン・トラック年代, *地質学雑誌*, Vo.112(4), pp.284-293, 2006.
- 安原正也, 開発一郎, 多孔質媒体中の非ダルシー流動に関する研究の流れ, 日本地下水学会

2.2.2 沿岸部における地質環境の調査・解析・評価技術の検討

(1) 海底地下水湧出の AUV による探査の検討

1) 背景と目的

沿岸部の様々な概念モデルを構築するにあたって、地下水流動の流出部にあたる海底地下水湧出の知見は多くない。海域地質環境調査確証技術開発（産総研, 2014 ; 2015）では、静岡県駿河湾海底下にて海底地下水湧出の存在が確認され、その海底地形との関連性が議論された。沿岸部地下水の長期安定性を議論するためには、特に陸域に存在する地下水と海底地下水湧出の関連性を検証し、陸域から海域までの一貫した地下水流動を明らかにする必要があるだろう。このため、本事業の平成 28 年度報告書（産総研ほか, 2016）では、海底地下水湧出の探査を、沿岸の地下水流動調査体系の一部として位置付けた。また、海底地下水湧出が想定された際は、まず、広域的な海域海底湧水探査によって可能性のある領域を抽出し、その後の狭域的な探査で精査することが合理的であることを示した。今年度は、合理的な海底地下水湧出探査の手段として AUV（Autonomous Underwater Vehicle）用いた探査について提示する。

2) 実施内容

① 海底地下水湧出の概要と探査の前提条件

海底地下水湧出の広域的評価について、伊藤・丸井（2010）は不足している流出量データを統計的手法で補完しつつ、日本全国の海岸線単位長あたりの海底地下水湧出の量的評価した。この結果によれば、近畿の日本海側と太平洋側、四国の瀬戸内海側、九州の日本海側と東シナ海側で大きい傾向が認められている。地質との比較では新第三紀以降の堆積岩地域では少なく、沖積低地を形成するような新しい堆積岩類に含まれる地下水は、海域より河川に向かって多く流出する可能性を示している。一方、実現象として確認されている海底地下水湧出は、より地域的特性に影響されているようである。丸井（1997）は一般的な代表的な 3 つの湧出様式を示している（表 2.2-7）。これに地質や地形も考慮した場合、駿河湾や利尻島は湧出個所の第四紀火山岩であり、割れ目や間隙が多いことが海底地下水湧出に影響していると考えられる。また、噴流を生み出す圧力差（動水勾配）は、背後の急峻な地形と関係があると考えられる。このように地域スケールで考えると、海底地下水湧出は地域的な地形・地質からも影響を受け、複雑なものになっていると考えられる。このことは、海底地下水湧出の探査を、沿岸の地下水流動調査の一部として行うことの必要性を改めて示している。

表 2.2-7 駆動力の違いによる湧出様式（丸井（1997）を加筆修正）

起動力	対象地域	噴出形態
圧力差による湧出が支配的	駿河湾、富山湾	弱い噴流、シーページ
塩水と淡水の密度差	利尻島、佐渡島	弱い噴流、シーページ
浅部と深部の地下水の温度差	鹿児島湾	強い噴流

沿岸部の地下水流動調査では、海域の調査の後半に位置付けられ、海域の地質構造や地形に関する概要の情報が既に得られているため、海底地下水湧出の可能性について既に判明していると考えられる。したがって、AUV による海底地下水湧出の探査段階では調査範囲とその地質構造や地形の基本情報に基づいて探査計画が立案可能な状態と想定する。この前提をも

とに、本検討では AUV による海底地下水湧出の可能性のある海底を面的に探査すると仮定し、基本的な適用方法と地形的特徴に基づいた探査方法について示すこととする。

② 海底地下水湧出探査への AUV の適用方法

平成 27 年度報告書（産総研ほか 2016）では、ウッズホール海洋研究所で開発された小型・軽量・長距離潜航型の REMUS100 が環境モニタリング、水中捜索を目的に世界で最も稼働している機器であり、海底地下水湧出の探査へも適用が可能な AUV として、その概要を紹介した。今年度はこの AUV を例として基本的な適用方法を述べる。

(a) 位置同定方法

この AUV の観測範囲としては、トランスポンダー（音波発信源）2 基の設置により、最大 2.6km×1.0km の領域をカバーすることが可能である。観測時間は AUV の航行速度、グリッドの幅などを変更することで任意に決定することが可能であるが、最大観測時間は 3 kt（ノット）の航行速度で約 14 時間である。この AUV では ADCP/DVL（Acoustic Doppler Current Profiler / Doppler Velocity Log）と、D-GPS（Differential Global Positioning System）のポジショニングによる推測航法と LBL（Long Base Line）航法を組み合わせたハイブリッド航法を採用している。REMUS100 のナビゲーションの性能を表 2.2-8 に示す。トランスポンダーを海底に固定する場合には、トランスポンダーの位置が固定されるため、観測箇所の位置情報に誤差は少ないが、浮きと錘によって海中に固定した場合は、海流や波によるトランスポンダーの動揺による位置誤差を生む。潮流や波浪が大きい場合は、トランスポンダーが半径数 m の範囲で円運動する場合もあり、トランスポンダーの設置に際しては動揺しない係留方法を検討するとともに、係留中の海象状況は常に記録しておく必要がある。トランスポンダーの動揺におけるナビゲーションエラーは、トランスポンダー設置位置と距離から誤差を評価した場合、誤差全体の 92% を占める。

表 2.2-8 ナビゲーションの性能

LBL航法の精度	±10 m
LBL航法の解像度	1 m以下
LBL航法の範囲	2,000 m
LBLトランスポンダーの周波数	3秒
Dead Reck航法の精度	±40 m/1,000m
D-USBL航法の精度	±2°, ±1 m
D-USBL航法の解像度	1 m以下
D-USBL航法の最大範囲	1500 m
D-USBLトランスポンダーの周波数	>1.5秒
標準GPS航法	±15 m

(b) 航行における地形追従性

AUV の基本的な航行方法は、海面からの深度を一定に航行する方法、海底からの高度を一定にして航行する方法（地形追従航行：NOE）の二つである。海底地下水湧出探査では、海底から高度を一定に保ち、安定的にサイドスキャンソナーによる音響映像や、海水の地化学的特性を均一な条件で観測することが重要であるため、地形が急崖でない限り地形追従航行を選択する。地形追従航行においては、海底からの距離を搭載している超音波多層流向流速計（ADCP）によって随時観測している。ADCP の発信角度が AUV の直下から 20 度の立体角で発信し、発信周波数が 1 Hz（1 秒ごとにデータが更新）であるため、AUV の航行速度が速すぎる場合は、地形に追従することができない。特に、海底からの高度が低い場合

は、地形に追従できないだけでなく、海底の起伏によっては海底に衝突することとなる。目安としては、海底面の起伏が 45 度より緩やかであれば、3 kt 以上でも海底面に沿った航行が可能である（図 2.2-42）。

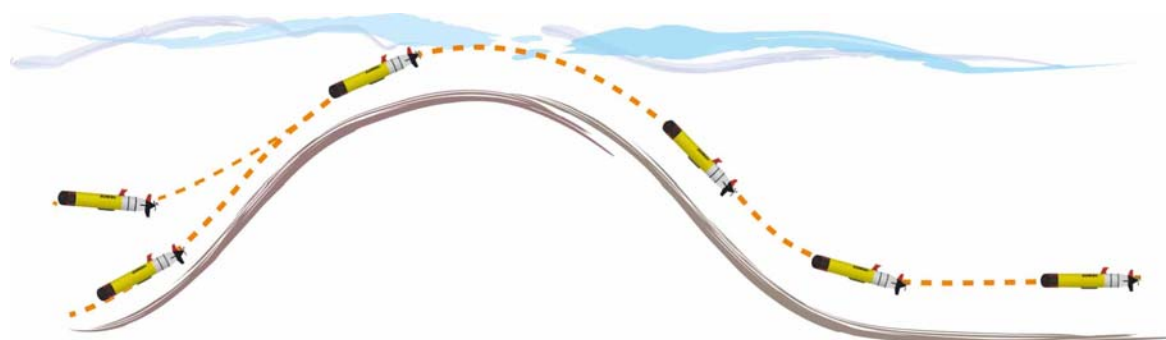


図 2.2-42 海底の起伏に対する AUV の地形追従航行

(c) 航行における回頭性

海底地下水湧出探査では、AUV によって海底面を一定間隔でスキミングする観測（グリッド観測）となる。航行ラインから次のラインへ移動する際には、グリッド幅が狭くかつ航行速度が速ければ、大回りし急回転をして次のラインに入る（図 2.2-43）。しかしながら、より速度が速くかつグリッド幅が狭い場合には、次のラインに侵入せずに、より後の航行ラインに入ってしまうことになる。ラインの間隔が 15 m 以上の場合は、AUV のスピードが 3 kt 以下であれば、スムーズに次のラインへ移行するが可能である。さらに、ラインにおいて地形が深い場所から浅い場所へ変化する場合は、AUV の地形追従機能により、計画ラインよりも水深が浅くなれば、回避行動によりラインが短くなることに留意する必要がある（図 2.2-43）。

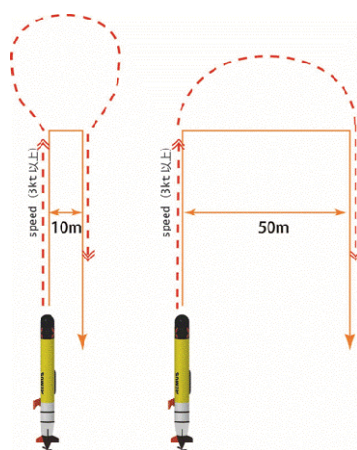


図 2.2-43 AUV の回転半径と航行ライン

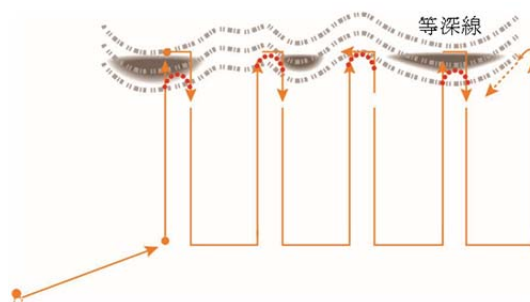


図 2.2-44 AUV の航行ラインと地形関係

(d) サイドスキャンソナーの最適化

AUV に搭載しているサイドスキャンソナーの周波数は 900 kHz と 1,800 kHz であり、周波数が高い 1,800 kHz は 900 kHz に比較して減衰しやすいため相対的に到達距離が短くなる一方、分解能は相対的に高い。航行の際はどちらかを選択することになるが、海底地下水

湧出探査を概査と精査との二段階で行うとすれば、広範囲を短時間で概査する場合には 900 kHz のサイドスキャンソナーを用い、この結果を踏まえて精査する場合は 1,800 kHz に切り替えて狭い領域で探査することが考えられる。なお、海底地下水湧出に伴って生ずる気泡はサイドスキャンソナーの音波を良く反射するために、どちらの周波数でも明瞭に判別できる。サイドスキャンソナーをより適切に行うためには、周波数に応じて海底からの高度を設定する必要があり、特に海底面の映像を切れ目なく得るためには高度は非常に重要である。通常、周波数 1,800 kHz でサイドスキャンソナーデータを得るためには、海底からの高度 3 m において、サイドスキャンソナー範囲を 10 m (片側) で spacing を 10 m に設定する必要がある (表 2.2-9)。一方、周波数 900 kHz のサイドスキャンソナーデータを得るためには、海底の高度 3 m で spacing を 15 m と 45 m に設定する必要がある。この設定は、サイドスキャンソナーのモザイク図を作成するにあたりオーバーラップが必要であり、これを考慮したものである。

表 2.2-9 海底からの距離とスキャン範囲

海底からの高度	サイドスキャンソナー範囲	グリッド間隔
3 m	5 m (1,800 kHzのみ)	5 m
3 m	10 m (1,800 kHzの最大値)	10 m
3 m	20 m	10 m, 30 m
3 m	30 m	15 m, 45 m
4 m	40 m	20 m, 60 m
5 m	50 m (900 kHzの最大値)	25 m, 75 m
7.5 m	75 m	37.5 m, 112.5 m
10 m	100 (900 kHzの最大値)	50 m, 150 m

図 2.2-45 に AUV で得られたサイドスキャンソナーの音響映像の例を示した。通常、これらの個々の音響映像を貼り付けて、モザイク図を作成する (図 2.2-46)。例示のサイドスキャンソナー周波数 900 kHz の最大レンジ幅は 50 m で、分解能は 7.5 cm (40 m レンジ幅)、1800 kHz 周波数で最大レンジ幅は 10 m で、分解能は 2 cm (5 m レンジ幅) である。

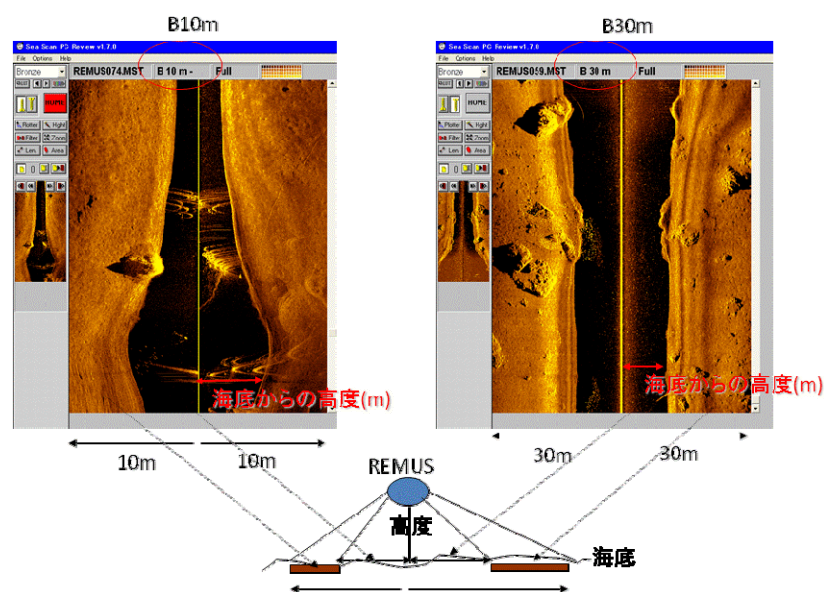


図 2.2-45 サイドスキャンソナーで得た音響映像 (左 : 1,800 kHz 右 : 900 kHz)

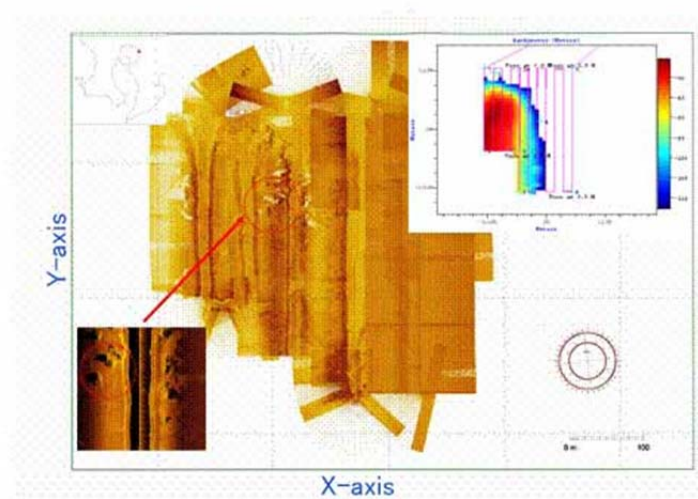


図 2.2-46 サイドスキャンソナーによる音響映像のモザイク図

(e) DEM データとの融合の可能性

わが国において海底地形の最も詳細なデータは、DEM の 3 秒 (約 90 m) の解像度である。海底地下水湧出探査ではより詳細なデータが必要となる場合が生ずると考えられる。そこで 90 m の解像度の DEM 海底地形データに AUV で得られた海底データをリンクさせることで、解像度が数 m まで向上する可能性がある。図 2.2-47 に AUV で得られた海底地形 (解像度 10 m 以下) に 500 m メッシュの海底地形等深線図を重ね合わせたものを示した。水平位置については数 m であれば補正が可能となると考えられる。さらに AUV に搭載している二周波数のサイドスキャンソナーを海底から数 m の距離で用いれば、海面近くを曳航する従来のサイドスキャンソナーの音響映像よりもはるかに鮮明で、海底の底質の状況が把握でき、この図と地形データを統合させた三次元マップが作成可能である (図 2.2-48)。

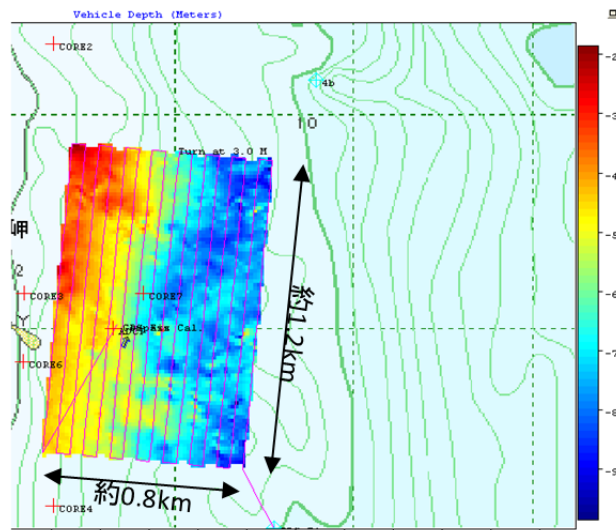


図 2.2-47 AUV による海底地形データと既知の等深線データの比較

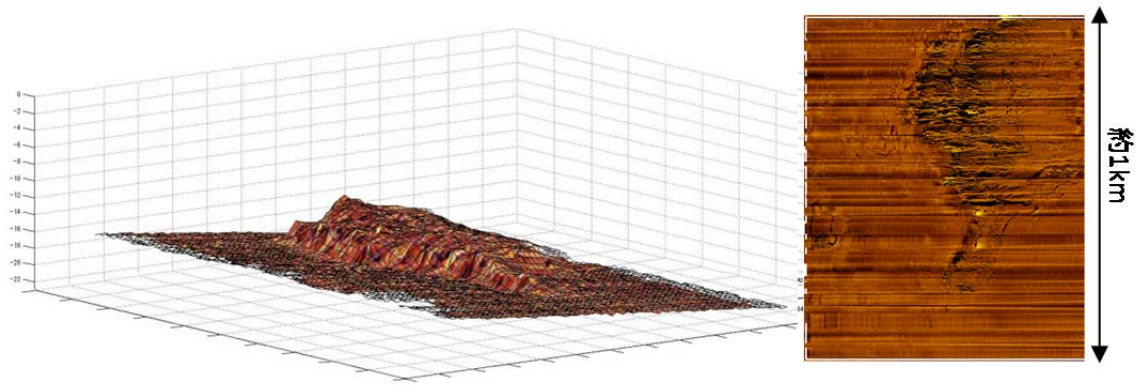


図 2.2-48 音響映像モザイク図と海底地形データの統合 3 次元マップ

③ 海底地形を考慮した AUV の適用方法

AUV による海底地下水湧出の探査には広域かつ面的な評価が期待されており、その探査における戦略は探査地域の海底地形によって異なる。海底地形が複雑な場合は、平坦な海底面と急峻な地形面とを分けて、それぞれについて探査計画を立案する必要がある(図 2.2-49)。平坦な海底地形であれば、概査段階から海底面に近接できるが、急峻な地形では最初に地形の概要を把握することが必要である。以下に地形が平坦な場合と急峻な場合の探査方法について示す。

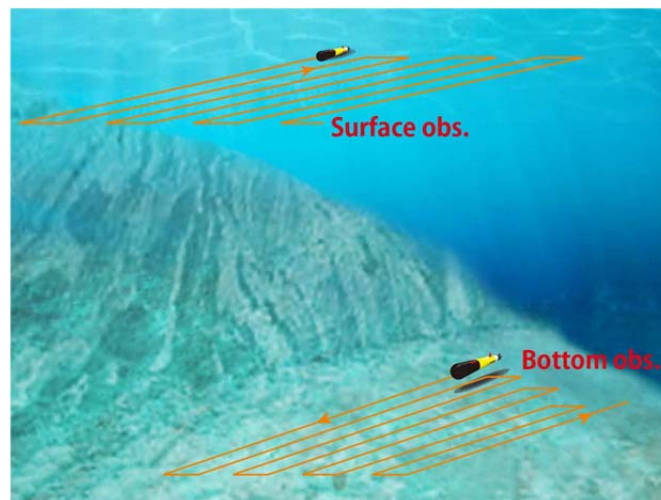


図 2.2-49 海底地形による探査方法の相違 (概査)

(a) 平坦地形における探査

海底地下水湧出の探査を平坦地形で行う際は、海底からの高度を維持し易いため、AUV の地形追従性がよく、急峻な海底地形の場合に比較して相対的に探査精度が向上する。図 2.2-50 に平坦地形における探査計画案を示す。この案では $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ の範囲をサイドスキャンソナーの使用周波数を 900 kHz に設定した場合の探査計画を示している。この計画では海底上 5 m の高度を維持したまま、 $2.5 \text{ kt} \sim 3.0 \text{ kt}$ の速度で探査が可能である。また、この計画に必要な航行時間は、ほぼ 48 時間程度である。

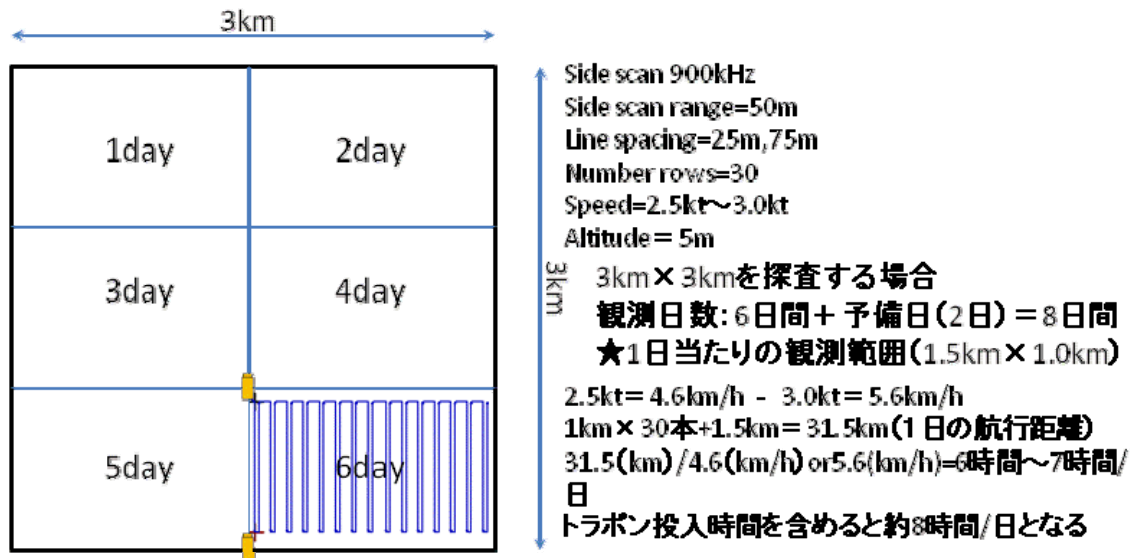


図 2.2-50 平坦地形における探査 (案)

(b) 急峻な斜面や起伏がある場合の探査

・概査

海底地形図などから予め急峻な斜面や起伏などの地形情報を得る。この地形から、海底から高度が最も高い箇所よりも浅い水深で、サイドスキャンソナーを行いながらの概査が必要である。この概査では、ADCPによる海底地形データとサイドスキャンソナーから得た音響映像から対象海域の海底地形の状況が窺えることになる。この地形データと音響映像を吟味し、精査のための計画を作成することが重要である。急峻な斜面のある個所では、斜面に平行にラインを設置し、広範囲にグリッド観測を実施する。サイドスキャンソナーは 900 kHz として、グリッドの幅を 50 m とすると範囲数 100 m × 1 km 程度であれば数時間で探査が可能である。

・精査

精査の段階では、海底から 3 m の高度の地形追従航行の探査データを得る。AUV は腹面に搭載している ADCP によって海底からの距離を感知しているが、ADCP の角度が 20 度であるため、起伏状況と航行速度によっては、海底に衝突する可能性もある。このため、急峻な斜面の場合には、例えば ADCP を 1 Hz での送信とし、航行速度を 2 kt とすると、45 度の斜面でも、斜面に衝突することなく航行することが可能である。さらに精査の範囲を絞り込んで斜面に近接して探査を行う場合は、斜面に垂直な探査計画は極力立てず、可能な限り斜面に平行な探査を行う計画の立案が必要である (図 2.2-51)。

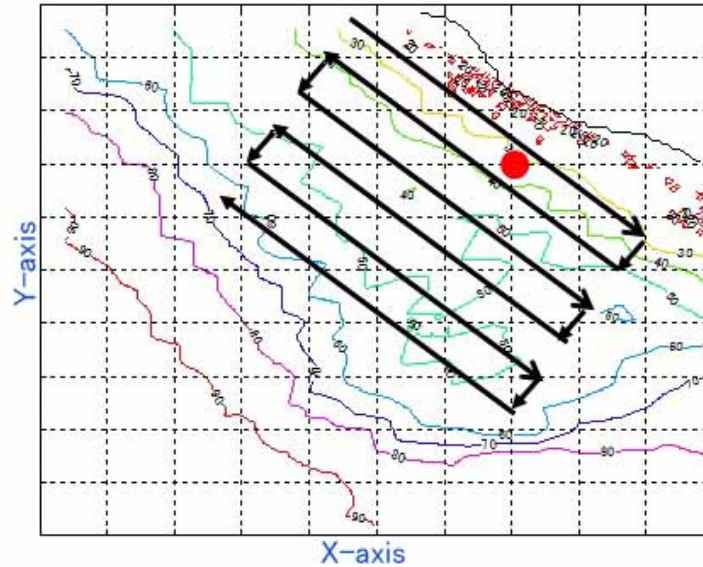


図 2.2-51 急峻地形における斜面の探査

・急崖と平坦面を含む海底地形における探査

より現実的な検討を行うために、急崖と平坦面を含む2つの海底地形3次元マップに基づいてAUVの観測模式図を作成し、探査方法を検討した(図2.2-52および図2.2-53)。図2.2-52の海底地形図は、45度以上の角度で深くなるような急崖の海底地形と、その直下の平坦面を想定している。急崖に海底地下水の湧出がある場合には、AUVでの探査は困難で、スラスタによりAUVよりも遅い速度で航行が可能なROV (Remotely Operated Vehicle) による探査が必要となる。一方、深部の平坦面であれば、AUVによるグリッド探査が可能で、面的な探査に威力を発揮するができると考えられる。一方、図2.2-53の海底地形は図2.2-52と同様に、45度以上の急崖が存在し、この急崖の直下から沖合になるにつれて平坦地形を呈するようになっているが、海底から100m程度にそびえたつ山が存在している複雑な海底地形である。この際の探査は、図2.2-52と同様に急崖はROVで探査し、平坦面はAUVで探査するほかに、山周辺の探査は、山の周辺をAUVで螺旋状に探査することによって、全体の状況を把握することが可能である。このように様々な海底地形の状況下で、ROVも利用しつつ、AUVによる合理的な海底地下水湧出の探査計画を立案することが重要である。

(2) 今後の課題

本報告書では、海底地下水湧出箇所の抽出には、机上で対象地域の地形・地質の影響を考慮し、探査範囲を絞り込んだ上で、探査の方法についても海底地形などに留意した探査の戦略が必要であることを示した。しかしながら、わが国においてAUVによる海底地下水湧出の探査は、余り事例がないことから、探査における課題が十分に検討されていると言えない。また、昨年度の本事業で提案したAUVへの地化学センサーの搭載による海底地下水湧出の探査(産総研ほか, 2016)については、適用例がほとんどないことから、探査時の航行速度や探査高度などについての情報がなく、有効な探査戦略が検討できていない。以上のことから、今後は実際の海底地下水湧出の探査を海域で実施することにより、課題の抽出を行っていくことが必要と考えられる。

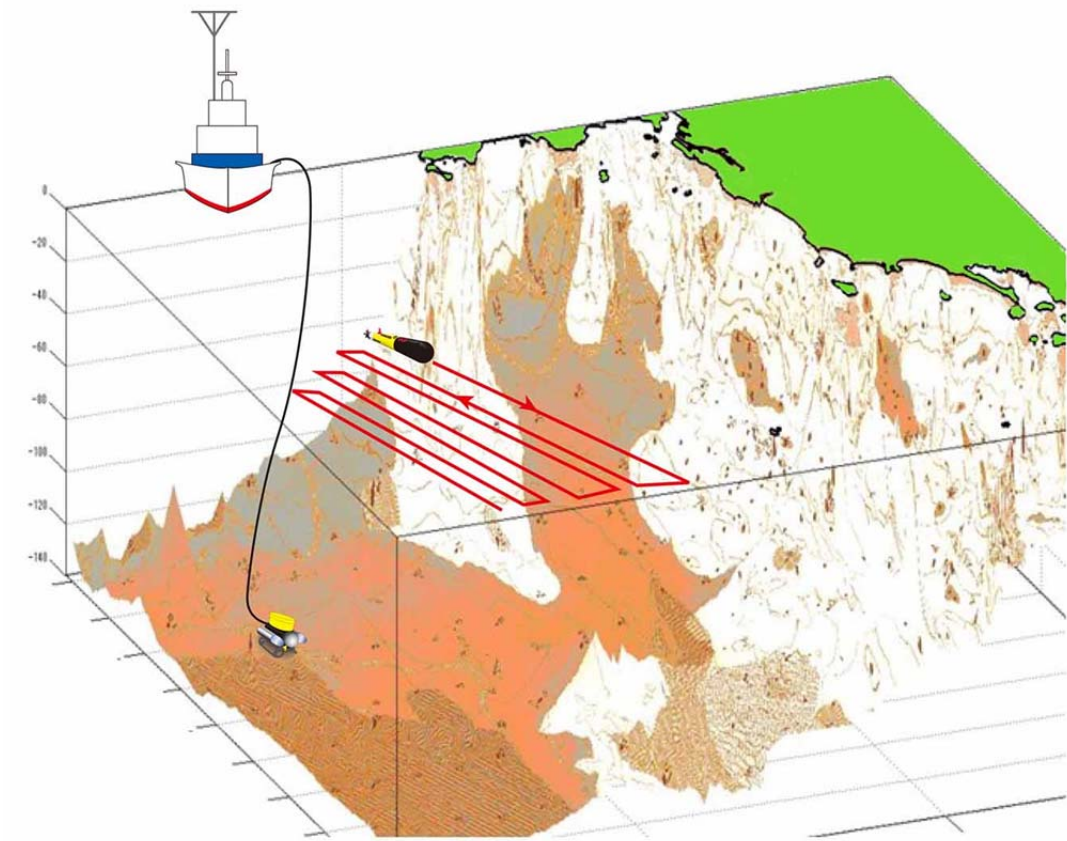


図 2.2-52 急崖（傾斜 45°以上）と平坦地形の両方が存在する場合の探査方法

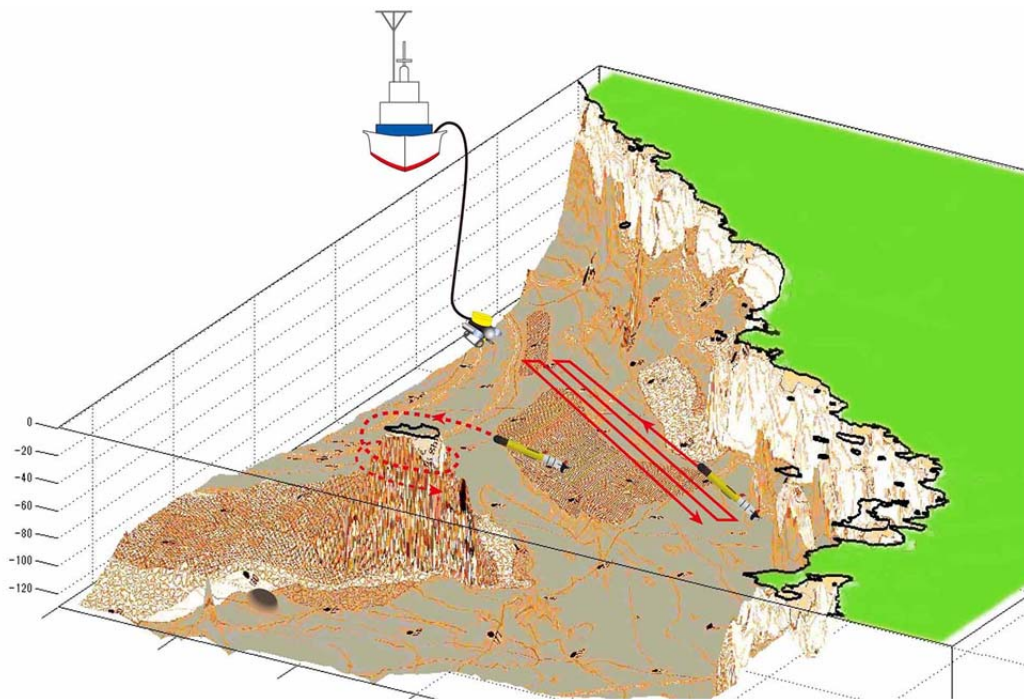


図 2.2-53 急崖（傾斜 45°以上）と平坦地形および山が存在する場合の探査方法

(3) 参考文献

伊藤成輝, 丸井敦尚, 日本列島における海底地下水湧出量の分布, 日本水文科学会誌, 第 40 卷, 1, pp.1-18, 2010.

丸井敦尚, 海底湧出地下水 —新たな資源としての可能性—, 日本水文科学会誌, 27, (2), pp.85-94, 1997.

産業技術総合研究所, 海域地質環境調査確証技術開発成果報告書, 402p, 2014.

産業技術総合研究所, 海域地質環境調査確証技術開発成果報告書, 352p, 2015.

産業技術総合研究所, 日本原子力研究開発機構, 原子力環境整備促進・資金管理センター, 電力中央研究所, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発 報告書, pp.49-57, 2016.

2.3 沿岸部の地質環境の情報整備

2.3.1 背景と目的

地層処分を対象とした候補サイトの選定や、選定後のサイトにおける自然現象や地質環境の把握には既存の調査技術、データ、モデルおよび解析結果が大きな役割を担う。このような情報は、論文や各種資料などの文献に含まれているが、現状では論文検索のためのデータベースは複数存在しており集約されているとは言い難い。その観点から、膨大な情報を有益かつ効率的に活用するためには、わが国の地球科学に関する文献を一括に検索できるデータベースの構築が望まれる。特に本事業に関わる沿岸部の地質環境調査や評価技術に着目して、これまでに実施されてきた深部地下水環境に関わる研究を把握するために、わが国における対象地域での地質・地下水にかかわる文献情報データの集積を実施する。このデータベースは地域の科学的特性（または科学的有望地）の提示や、文献調査段階の基礎データに資するものとなるだろう。前年度までに、統合版地質文献データベース（通称 GEOLIS）に掲載されている国内の地球科学（自然現象や地質環境）に関する学会誌などの日本語論文・資料を収集した（産総研ほか、2016）。その結果 1945 年から 2015 年の日本語文献整理の総数は 50 万件を超えた（1945 年より前の論文は、情報や手法が古いことと、活字体が大きく異なるので電子化は困難である）。そこで今年度は、GEOLIS 内の英語論文および海外文献データベース内の海外誌に掲載されたわが国に関する英語論文を収集し整理した。

一方で、これまで深地層の研究施設計画など国内外の地層処分を対象とした地質環境調査、他の分野で実施された地質調査などに基づく調査技術に関する研究開発成果やそれらを適用した経験・ノウハウなどを有効に利用できるように、知識工学的手法や IT を利用した次世代型サイト特性調査情報統合システム（Information Synthesis and Interpretation System: 以下、「ISIS」という）が開発されている。このシステムは、平成 19 年度から平成 24 年度の経済産業省委託事業（地層処分共通技術調査：地質環境総合評価技術高度化開発）の一環として開発された。平成 28 年度は、それらの既存情報や新たな情報の ISIS への取り込みについて検討を進めることとし、整備した情報および検討した方法論などの一元管理の方策を検討した。

2.3.2 実施内容と結果

沿岸部の地質環境の情報整備を行うとともに、既存のデータベースのシステム構成などについて現状を整理し、情報の一元的管理の方策に関して構築を行った。

(1) 沿岸部地下水に係わる文献の整理

利用したデータベース、検索したキーワード、年代については以下の通りである。

○データベース

- ・統合版地質文献データベース GEOLIS (<https://gbank.gsj.jp/geolis/>)
- ・Geo Science World (<http://geoscienceworld.org/>)

○検索キーワード

- ・GEOLIS : 「1945」などの各年代
- ・Geo Science World : 「Japan」「Japanese」「Nihon」「Nippon」「JPN」

○年代

- ・GEOLIS : 1945 年～2017 年
- ・Geo Science World : 1800～2002 年

検索手順に関して、図 2.3-1 にイメージを示した。

GEOLIS については、GEOLIS ウェブサイトの TOP ページ→地図なし検索→英語サイトに切り替え→検索窓に各キーワードを入力し文献を抽出、の手順で文献検索を実施した。

Geo Science World については、検索ヒット数と表示される数が異なることがあり、GEOLIS とは異なる収集アプローチをおこなった。Geo Science World HP の TOP ページ→検索窓に各キーワードを入力→Publication Date で年代を絞ることによって年代別の文献を抽出、の手順で文献検索をおこなった。なお、今回は五つのキーワードのうち「Japan」は収集途中であり 1800 年～1977 年の結果が含まれている。

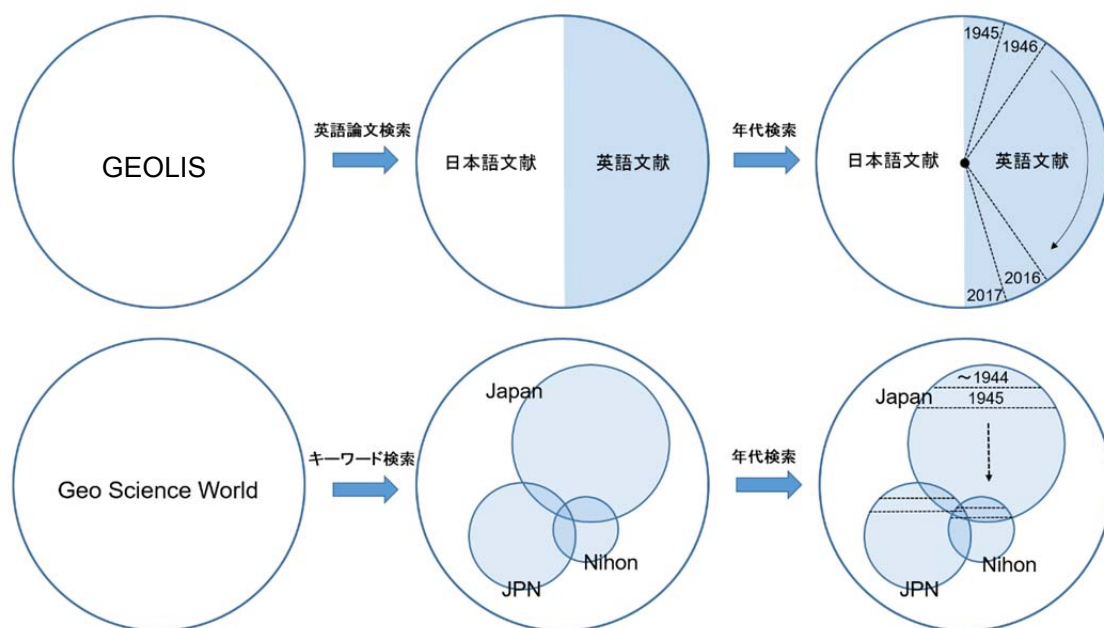


図 2.3-1 検索手順イメージ

データベースから収集した文献は、筆者、文献タイトル、発行年などで列ごとに整理し、フィルターをかける。その結果を以下のように整理している。また文献名や雑誌名に地球科学や場所名に関連したキーワードの文字を含む、または関連した文字を含む文献を抽出できるよう、列にキーワード欄を設けた。

- ・ 文献番号 (英語)
- ・ 著者名 (英語)
- ・ 発行年 (英語)
- ・ 論文題名 (英語)
- ・ 資料名 (英語)
- ・ 巻、号、頁 (英語)
- ・ 発行所 (英語)
- ・ インデックス (英語)
- ・ 位置情報 (英語)
- ・ 各キーワード (英語)

表 2.3-1 に GEOLIS および Global Science World の年代別地球科学文献収集数一覧を示した (最終閲覧日、GEOLIS:2017 年 1 月 31 日、GSW: 2017 年 5 月 31 日)。1945 年～2016

年までの総数は 41 万件強であった。2003 年～2007 年の論文数が、いずれも毎年 1 万件を超えており、他の年度と比べ大きく、これは日本語文献検索（産総研，2015）の傾向と似ている。また、近年の論文数は減少傾向にあることも判明した。ただし本集計が 2016 年と 2017 年に行われたため、2016 年の直近数年のデータ数は増加することが予想される。

なお、これとは別に、国内鉱山の事例を Appendix VIII に示す。

表 2.3-1 年代別 GEOLIS 英語論文収集数

年	Geolis	GSW
～1944		2928
1945	24	16
1946	52	43
1947	170	90
1948	296	73
1949	470	155
1950	619	287
1951	770	316
1952	882	386
1953	837	510
1954	882	439
1955	863	330
1956	905	360
1957	1010	427
1958	1143	419
1959	1289	454
1960	1378	454
1961	1481	517
1962	1610	381
1963	1927	341
1964	1874	393
1965	1938	380
1966	2229	558
1967	2384	1116
1968	2336	1160
1969	2414	1240
1970	2313	1341
1971	2404	1177
1972	2576	1036
1973	2683	1202
1974	2557	1199
1975	2288	1064
1976	2053	811
1977	2208	1187
1978	2589	1441
1979	2314	1348
1980	2267	1600
1981	3138	1990
1982	2933	1989
1983	3063	1900
1984	3204	2160
1985	3231	2110
1986	3204	2252
1987	3272	2255
1988	3916	2721
1989	3464	2411
1990	3806	2616
1991	3663	2229
1992	5017	3733
1993	4076	2522
1994	4504	2665
1995	4973	3040
1996	5438	2857
1997	5463	2970
1998	5683	3558
1999	7116	3230
2000	6487	3901
2001	6883	4294
2002	6632	3955
2003	10408	2631
2004	11455	746
2005	10041	841
2006	12320	766
2007	11307	588
2008	9681	6509
2009	8661	4339
2010	8224	4208
2011	8322	4277
2012	8740	4321
2013	8647	4458
2014	7552	4427
2015	7004	3386
2016	2935	1482
2017		111
	280498	131627

(2) 既存データベースシステムの現状整理

対象のデータベースシステムは、原子力機構が構築した ISIS および産総研が構築した統合版地質文献データベース（GEOLIS）、世界的な信頼度を持つ Global Science World とし

た。

対象システムについて、両機関の担当者あるいは専門家へのヒアリングを実施し、システム構成、システムの拡張性、問題点などについて整理した。管理方式は、「画面表示インターフェイスからの各種データベースなどへのリンクによる構成」、「アプリケーションレベルの連携による構成」および「データベースの取り込みによる一元管理」の3つのパターンを想定した。ヒアリング事項については、三つのパターン全部に関連する概要の確認項目とそれぞれの管理方式における確認項目として整理した。

1) システム概要の確認事項

ISIS から GEOLIS の情報へリンクによるアクセスやデータの共有などの仕組みを用いた管理方式を検討する上で、その前提となるシステム概要の確認事項を表 2.3-2 に示す。

表 2.3-2 確認事項（システム概要）

No	確認事項	
1	システム概要	<ul style="list-style-type: none"> • GEOLIS の基本的な機能などの概要 • データベースで管理している主な情報
2	システム構成	<ul style="list-style-type: none"> • GEOLIS のシステム構成 OS・ミドルウェア・アプリケーション・データベースなどの構成
3	インターフェイス (既存機能の有無)	<ul style="list-style-type: none"> • 既存機能にてデータの入出力インターフェイスなどにてデータを操作する機能 • 既存機能にて他のシステムと連携する機能
4	システムの拡張性	<ul style="list-style-type: none"> • ISIS との連携において、システムの機能を拡張することの可否 下記のような連携を想定 ✓ ISIS からのリンクによる GEOLIS の画面表示 ✓ Web サービスなどを用いたシステム連携 ✓ GEOLIS の出力データインターフェイスによる ISIS へのデータの取り込み
5	情報の種類など	<ul style="list-style-type: none"> • 地質・地質構造、熱環境、水理場、力学場、化学場、隆起・沈降量など、データの抽出条件など • 他のシステムとの連携で活用できる情報項目（データベースのテーブル定義など可能な範囲にて）
6	データの更新頻度	<ul style="list-style-type: none"> • データの更新頻度およびタイミング • 更新データの差分取得の可否
7	サービス時間	<ul style="list-style-type: none"> • GEOLIS のサービス提供時間帯などの運用における取り決め事項など（他のシステムからアクセス可能な時間帯）
8	セキュリティ要件	<ul style="list-style-type: none"> • 外部システムからのアクセスにおけるセキュリティ要件 ファイアーウォール、プロトコル/ポート、権限（サーバ、アプリケーション、データベース）などによる他のシステムからのアクセス制限もしくはアクセス可能とするための前提条件
9	言語	<ul style="list-style-type: none"> • データベースに格納されている情報の言語（Japanese/English など）
10	その他	<ul style="list-style-type: none"> • 他システムとの連携において、既に判明している制約や課題など

2) 管理方式による確認事項

管理方式については、いくつかの方法が想定できる。それぞれの方法について、システムでの実現可能性を確認した。

① 画面表示インターフェイスからの各種データベースなどへのリンクによる構成

ISIS のエキスパートシステムや事例ベースシステムから GEOLIS のデータベースにリンクを設定する。リンクをクリックすることにより GEOLIS の該当データを表示することを想定した（表 2.3-3）。

表 2.3-3 確認事項（リンクによる連携方式）

No	確認事項	
1	リンクの設定	<ul style="list-style-type: none"> データベースの検索は Java Servlet などにて、動的に生成したデータを一覧表示・内容の表示をしていると思われる。外部からのリンクにより、該当するデータのページを表示することの可否 例： https://gbank.gsj.jp/geolis/geolis_link/200623156/ja
2	リンク情報の取得	<ul style="list-style-type: none"> ISIS のコンテンツ内にリンクを設定するため、データ名やリンク情報などの必要な情報をデータとして準備することの可否（初期セットアップやデータの更新のための情報源として）

② アプリケーションレベルの連携による構成

ISIS から GEOLIS のアプリケーションやデータベースに問い合わせを行い、その結果を ISIS が受け取り、適切な形式に変換して表示する。Web サービス同士の連携を図るためのメッセージ交換プロトコル SOAP (Simple Object Access Protocol) などの利用やデータベースへの問い合わせによる連携を想定した (表 2.3-4)。

表 2.3-4 確認事項（アプリケーションレベルの連携方式）

No	確認事項	
1	アプリケーション連携	<ul style="list-style-type: none"> XML Web サービスなどによるデータ連携の可否
2	データベースへのアクセス	<ul style="list-style-type: none"> 他のシステムから GEOLIS データベースへのアクセスの可否
3	通信プロトコル (規定があれば)	<ul style="list-style-type: none"> GEOLIS のデータを ISIS に取り込んで表示する際のセキュリティ上の規定 (セキュアな通信を行うために HTTPS が必須、決められたプロトコルの利用義務など)
4	暗号化通信 (規定があれば)	<ul style="list-style-type: none"> 他のシステムからのデータベースへのアクセスが可能な場合、アクセス認証のための暗号化通信などの規定

③ データベースの取り込みによる一元管理

ISIS のデータベース (事例ベースなど) に GEOLIS のデータを取り込むことを想定した (表 2.3-5)。

表 2.3-5 確認事項（データベースの取り込みによる連携方式）

No	確認事項	
1	エクスポート/インポート	<ul style="list-style-type: none"> CSV 形式や XML 形式によるデータエクスポートの可否 (データの受け渡し方法の取り決めが必要)
2	データインターフェイス	<ul style="list-style-type: none"> XML などを用いたデータインターフェイスの仕組みの構築の可否
3	差分データの取得	<ul style="list-style-type: none"> データの更新などによる差分データの抽出の可否
4	データの利用制限	<ul style="list-style-type: none"> データの利用規定などの制約について

④ ヒアリングの結果として入手した情報

ヒアリングの結果、下記の回答を得た。下記の情報を基に ISIS を基本とした管理方式の検討を行った。

- GEOLIS データの利用について

GEOLIS のデータについては、政府標準利用規約 (第 2.0 版) が適用される。

- GEOLIS との連携

「パーマリンク」および「外部のウェブページやデータベースからのアクセス」のための機能が用意されている (<https://gbank.gsj.jp/geolis/about/explanation.html>)。また、外部データベースおよびウェブサイトからのリクエストを受け付け、その結果を返す機能が用意されている (https://gbank.gsj.jp/geolis/about/ex_db_hp_parameter.pdf)。

・地質調査総合センターの LOD 公開サイトとの連携

LOD 公開サイトを利用して、GEOLIS のデータを受け取る仕組みが用意されている。

GEOLIS のシステム構成イメージを図 2.3-2 に示す。システムの拡張性として、GEOLIS には外部からのリクエストを受け付けて、リクエスト結果のレスポンスを返す仕組みが実装されている。これらの機能を用いた ISIS との連携においては、いくつかの連携パターンが適用できる。実現可能と想定した管理方式の連携方式および管理方式の問題点などについては後述する。



図 2.3-2 GEOLIS のシステム構成イメージ

(3) 沿岸部の地質環境の情報に関する一元的管理方式の枠組みの構築

(2)における GEOLIS に関するヒアリングの結果、GEOLIS データの利用方法について公開されている情報を入手した。GEOLIS のサイトでは、「その他の機能」に「パーマリンク」および「外部のウェブページやデータベースからのアクセス」として利用方法が記載されている。また、産総研 地質調査総合センターの LOD 公開サイトでは、GEOLIS のデータをオープンデータとして提供している。LOD 公開サイトの「ヘルプ」に RXF/XML (.rdf)、JSON-LD (.json)、Turtle (.ttl) 形式でのデータ取得の例が記載されており、データセットのダウンロードも可能となっている。

GEOLIS サイトの説明ページ(その他の機能)および産総研 地質調査総合センターの LOD 公開サイトのヘルプの内容から、ISIS を基本としたデータ連携の方式を検討した。検討の結果、表 2.3-6 に示す管理方式が実現可能と考えられる。管理方式は、「画面表示インターフェイスからの各種データベースなどへのリンクによる構成」、「アプリケーションレベルの連携による構成」および「データベースの取り込みによる一元管理」に分類できる。

表 2.3-6 ISIS を基本とした GEOLIS との連携方式

管理方式		連携方法	
画面表示インターフェイスからの各種データベースなどへのリンクによる構成	パーマリンクを活用した連携方式	①	リンク
アプリケーションレベルの連携による構成	HTML の FORM タグを活用した連携方式	②	リクエスト
	検索パラメータを活用した連携方式	③	リクエスト
	LOD 公開サイトをを活用した連携方式	④	リクエスト
データベースの取り込みによる一元管理	LOD データセットを活用した連携方式	⑤	データ取込

1) 画面表示インターフェイスから各種データベースなどへのリンクによる構成 (管理方式①)

GEOLIS の登録データは、一つ一つにパーマリンク (固定 URL) が付加されている (<https://gbank.gsj.jp/geolis/about/explanation.html> : 1. パーマリンク)。

事例ベースシステムに GEOLIS の登録データのパーマリンクを設定し、事例ベースシステムから GEOLIS の情報を Web ページに表示する枠組みを検討した (図 2.3-3)。パーマリンクを活用した連携として、事例ベースに関する GEOLIS の該当データのタイトルおよび「URL (パーマリンク)」を登録することにより、事例ベースから GEOLIS の該当の Web ページを表示する方式が可能である。事例ベースシステムからパーマリンクを活用した連携においては、表示される情報は GEOLIS のサイトにて閲覧することになる。

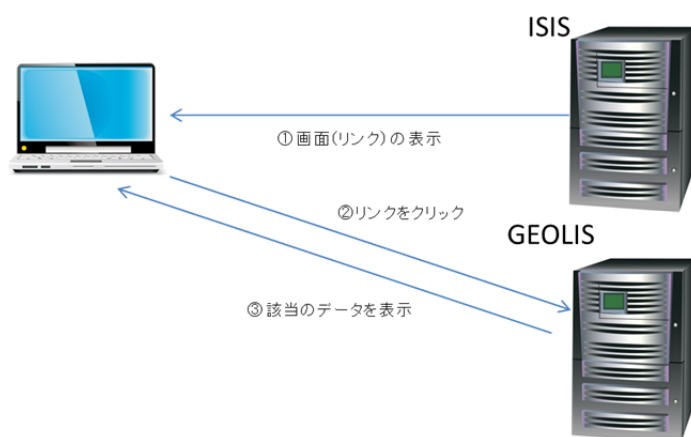


図 2.3-3 パーマリンクを活用した連携方式のイメージ

2) アプリケーションレベルの連携による構成

GEOLIS のアプリケーションによる連携では、外部 Web ページの「HTML の FORM タグ」からのリクエストを受け付ける機能が備わっている。また、外部データベースやウェブページから「検索パラメータ」を受け付けて、その結果を JSON (Java Script Object Notation) 形式で返す機能が備わっている (<https://gbank.gsj.jp/geolis/about/explanation.html> : 2. 外部のウェブページやデータベースからのアクセス)。ここでは、事例ベースシステムから GEOLIS にリクエストを発行し、GEOLIS からのレスポンスを表示する枠組みを検討した。さらに、産総研 地質調査総合センターの LOD 公開サイトには、GEOLIS の各データの個別 URL に拡張子を指定することにより、RDF 形式、JSON 形式、Turtle 形式のデータを取得することができる機能が備わっている (<https://gbank.gsj.jp/ld/>)。LOD 公開サイトへのリクエストは、個別のデータを取得する方法や検索結果リストを取得する方法などがある。ここでは、事例ベースシステムか

ら LOD 公開サイトにリクエストを発行し、LOD 公開サイトから GEOLIS のデータを表示する枠組みを検討した。

① HTML の FORM タグを活用した連携方式（管理方式②）

GEOLIS には HTML の FORM タグより検索キーワードを用いて特定のデータを提供する機能が備わっている。事例ベースシステムに HTML を記入すれば、固定文字や検索キーワードを用いて GEOLIS にデータ検索のリクエストを発行し、その検索結果を表示する方式が可能である。事例ベースシステムでの HTML の FORM タグを活用した連携においては、検索結果の情報は GEOLIS のサイトにて閲覧することになる。ただし、この方式による連携の表示結果は、GEOLIS 地図なし検索と同様となる（図 2.3-4）。この方式においては、GEOLIS にリクエストを発行するための機能を実装するため、事例ベースシステムの改良が必要となる。

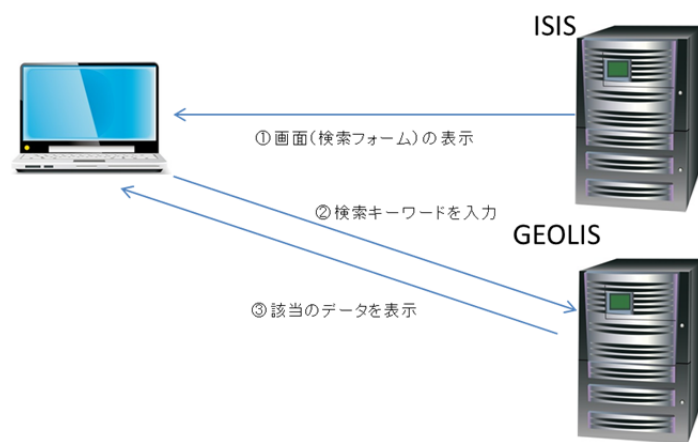


図 2.3-4 HTML の FORM タグを活用した連携方式のイメージ

② 検索パラメータを活用した連携方式（管理方式③）

GEOLIS には、外部データベースや Web ページからの検索パラメータを受け付けて、その結果を JSON (JavaScript Object Notation) 形式で提供する機能が備わっている。事例ベースシステムに検索パラメータを入力する HTML を記載し、入力された検索パラメータを用いて GEOLIS にデータ検索のリクエストを発行し、その検索結果を表示する方式が可能である。事例ベースシステムでの検索パラメータを活用した連携においては、検索結果の情報は JSON 形式にて受け取り事例ベースシステムにて閲覧することになる。この方式においては、検索結果を JSON 形式にて受け取るため、事例ベースシステムにて GEOLIS の検索結果データを編集の上、画面上に表示することが可能となる（図 2.3-5）。この方式では、GEOLIS にリクエストを発行するための機能を実装するため、事例ベースシステムの改良が必要となる。



図 2.3-5 検索パラメータを活用した連携方式のイメージ

③ LOD 公開サイトを活用した連携方式（管理方式④）

LOD 公開サイトには、GEOLIS から個別データを取得する方法や検索結果リストを取得する方法などの機能が備わっている。事例ベースシステムの各データに GEOLIS の各データの URI や検索キーワードを関連づけて登録し、その条件を用いて LOD 公開サイトに GEOLIS データ検索のリクエストを発行し、その検索結果を表示する方式が可能である。事例ベースシステムでの LOD 公開サイトを活用した連携においては、検索結果の情報は JSON 形式などにて受け取り、事例ベースシステムにて閲覧することになる。この方式においては、検索結果を JSON 形式などにて受け取るため、事例ベースシステムにて GEOLIS の検索結果データを編集の上、画面上に表示することが可能となる（図 2.3-6）。また、この方式においては、LOD 公開サイトに個別データ取得や検索結果リスト取得のリクエストを発行する機能が必要なため、事例ベースシステムの改良が必要となる。



図 2.3-6 LOD 公開サイトを活用した連携方式のイメージ

3) データベースの取り込みによる一元管理（管理方式⑤）

事例ベースシステムのデータベースに GEOLIS のデータを取り込み、事例ベースシステムにて GEOLIS の情報を表示する枠組みを検討した（図 2.3-7）。

LOD 公開サイトには、GEOLIS の全データ（LOD データセット）を Turtle 形式にてダウンロードする機能が備わっている。GEOLIS の全データから、本件で取り扱う地質環境の情報（地質・地質構造、熱環境、水理場、力学場、化学場、隆起・沈降量など）を抽出し、事例ベースシステムのデータベースに取り込み、事例ベースシステムの機能にて表示する方式が可能である。事例ベースシステムでの LOD データセットを活用した連携においては、GEOLIS のデータを事例ベースシステムのデータベースにて管理するため、事例ベースシステムにて閲覧することになる。この方式においては、GEOLIS のデータも含めて事例ベースシステムにて管理することになる。また、この方式においては、GEOLIS の Turtle 形式のデータを事例ベースシステムのデータベースに取り込むため、事例ベースシステムにデータをインポートする機能の改良が必要となる。



図 2.3-7 LOD データセットを活用した連携方式のイメージ

(4) システム管理方策に関する課題の抽出と対策案の整理

地質環境の情報の一元的管理を行う際は異なるデータベースシステム間でのデータのやり取りが伴う。ISIS 側からみたシステム管理上でのバックアップ・セキュリティ対策の課題、問題点などを洗い出し、対策案を整理した。システム管理方策に関する課題の抽出を行い、また課題に対しての対策案を検討するにあたり、検証用に ISIS の動作環境を構築し、事例ベースシステムに連携機能を拡充した上で、GEOLIS のそれぞれの管理方式と連携ができるか検証を行った。具体的には、事例ベースシステムの閲覧画面に GEOLIS との連携機能を組み込み、GEOLIS のデータを取得することの確認を行った。システムの運用・管理の観点から、バックアップ、セキュリティ、アクセス管理、ウィルス対策、サービスレベル（システムの可用性）、キャパシティ（システムの性能要件）などを考慮し、課題の整理を行った。

1) 画面表示インターフェイスから各種データベースなどへのリンクによる構成(管理方式①)

システム管理方式に関する課題を抽出するため、事例ベースシステムを基本として、パーマリンクを活用した GEOLIS との連携方式の試行を行った。ここでは、事例ベースシステムの閲覧画面に GEOLIS の特定の情報を閲覧するためのパーマリンクを設定した。その上で、事例ベースシステムのリンクをクリックすることにより、該当の GEOLIS の情報を表示することを試した。その結果、事例ベースシステムの閲覧画面のリンクから、GEOLIS のサイトを表示し、該当の情報を閲覧することができた。パーマリンクを活用した連携方式は、事例ベースシステムの持つ機能で対応できるため比較的容易にシステム間の連携を図ることができる。ISIS と GEOLIS の運用・管理は、それぞれのシステムにて行うことになる。試行の結果、課題・問題点と対策案は表 2.3-7 に整理した。

表 2.3-7 課題・問題点と対策案（管理方式①）

課題・問題点	対策案
<p>【データの関連付け】</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ ISIS に設定するパーマリンクの対象が数万件以上と多く想定される場合、パーマリンクの初期設定に多くの作業工数が必要 ・ 対象データに対して、誤ったパーマリンクが設定されていないことの検証が必要 	<p>GEOLIS の全ての登録データを Turtle 形式にてダウンロードすることができる。この Turtle 形式のデータを活用し、GEOLIS の本業務にて必要なデータと事例ベースとの関連付けを Excel などの表計算ソフトを利用して行う。Excel などにて、事例ベースと GEOLIS の関連付けの整合性の確認も行う。また、関連付けられた Excel などのデータを事例ベースシステムのデータベースに反映するためのインターフェイスを開発する。このインターフェイスを用いて、事例ベースに GEOLIS へのパーマリンクの初期設定を行う。運用においては、事例ベースシステムの編集機能にてパーマリンクの保守を行う。</p>
<p>【リンク切れ】</p> <p>パーマリンクの固定 URL に変更が生じた場合、事例ベースシステムから GEOLIS の該当の情報にアクセスできずリンク切れとなる</p>	<p>事例ベースシステムに設定されているパーマリンクのリンク先が存在しているか、定期的にリンクが切れている箇所をチェックする機能を拡充する。</p> <p>リンク切れが生じた場合には、正しいリンク先を確認し、事例ベースに関連付けたパーマリンクの設定を修正する。</p>
<p>【サービスレベル】</p> <p>事例ベースシステムからリンク先の GEOLIS の該当の情報が閲覧できない時間帯ができる</p>	<p>GEOLIS の情報を閲覧できない時間帯には、事例ベースシステムの閲覧画面上に GEOLIS にアクセス可能な時間帯などを案内する文面を表示する。もしくは、GEOLIS の情報を閲覧できない時間帯は、事例ベースシステムの閲覧画面上のパーマリンク設定を無効にする。事例ベースシステムの改良を行い、パーマリンクの状態を制御する機能を実装する。</p>

2) アプリケーションレベルの連携による構成

① HTML の FORM タグを活用した連携方式（管理方式②）

事例ベースシステムを基本として、HTML の FORM タグを活用した GEOLIS との連携方式の試行を行った。ここでは、事例ベースシステムの閲覧画面に GEOLIS の情報を検索するための検索条件設定の機能を実装した。その上で、事例ベースシステムから GEOLIS にデータ検索のリクエストを発行し、GEOLIS のサイトに検索結果の情報を表示することを試した。ただし、GEOLIS での検索結果は、地図なし検索と同様になる。事例ベースシステムの閲覧画面にて検索を実行するとともに、GEOLIS のサイトを表示し、検索結果の情報を閲覧することができた。HTML の FORM タグを活用した連携方式は、事例ベースシステムの各データの項目に関連する検索キーワードを登録しておくことにより、その検索キーワードを用いて GEOLIS に検索をリクエストする仕組みの構築が可能である。ISIS と GEOLIS の運用・管理は、それぞれのシステムにて行うことになる。この試行の検証の結果、表 2.3-8 に課題・問題点と対策案を整理した。

表 2.3-8 課題・問題点と対策案（管理方式②）

課題・問題点	対策案
<p>【該当データの絞込み】 GEOLIS のデータを抽出するための条件選択の指定が限定される。</p>	<p>できる限り閲覧したいデータを特定するような検索キーワードを使用して検索のリクエストを発行する。</p>
<p>【パフォーマンス】 GEOLIS の画面が表示されるまでのレスポンスがパーマリンクを活用した連携と比較して少し遅い。</p>	<p>検索結果の抽出データをできるだけ少なくするように配慮した検索キーワードを使用する。</p>
<p>【サービスレベル】 事例ベースシステムからリンク先の GEOLIS の該当の情報が閲覧できない時間帯ができる。</p>	<p>GEOLIS の情報を閲覧できない時間帯には、事例ベースシステムの閲覧画面上に GEOLIS にアクセス可能な時間帯などを案内する文面を表示する。もしくは、GEOLIS の情報を閲覧できない時間帯は、事例ベースシステムの閲覧画面上のパーマリンク設定を無効にする。事例ベースシステムの改良を行い、パーマリンクの状態を制御する機能を実装する。</p>

② 検索パラメータを活用した連携方式（管理方式③）

事例ベースシステムを基本として、検索パラメータを活用した GEOLIS との連携方式の試行を行った。ここでは、事例ベースシステムの閲覧画面に GEOLIS の情報を検索するための検索条件設定の機能を実装した。その上で、事例ベースシステムから GEOLIS にデータ検索のリクエストを発行し、事例ベースシステムにて検索結果の情報を表示することを試した。この連携方式では、GEOLIS での検索結果は、地図あり検索に表示される情報と同様になる。事例ベースシステムの閲覧画面にて検索を実行し、GEOLIS にリクエストを発行し、検索結果の情報を事例ベースシステムにて受け取ることによって表示画面にて閲覧することができた。検索パラメータを活用した連携方式は、事例ベースシステムの各データの項目に関連する検索キーワードを登録しておくことにより、その検索キーワードを用いて GEOLIS に検索をリクエストする仕組みの構築が可能である。また、GEOLIS からのレスポンスは、JSON 形式のデータで受け取るため、事例ベースシステムにて編集などが可能であり汎用性がある。ISIS と GEOLIS の運用・管理は、それぞれのシステムにて行うことになる。この試行の検証の結果を基に、表 2.3-9 に課題・問題点と対策案を整理した。

表 2.3-9 課題・問題点と対策案（管理方式③）

課題・問題点	対策案
【検索の条件設定】 事例ベースと GEOLIS のデータとの関連付けを明確にする必要がある	検索パラメータの使用方法をルール化し、事例ベースシステム全体で統一された仕組みを構築する。
【パフォーマンス】 事例ベースの画面に情報が表示されるまでのレスポンスがパーマリンクを活用した連携と比較して少し遅い	検索結果の抽出データをできるだけ少なくするようにし、送受信するデータ量を減らし、また事例ベースシステムにおける変換処理などに係わる時間を軽減する。
【サービスレベル】 事例ベースシステムからリンク先の GEOLIS の該当の情報が閲覧できない時間帯ができる	GEOLIS の情報を閲覧できない時間帯には、事例ベースシステムの閲覧画面上に GEOLIS にアクセス可能な時間帯などを案内する文面を表示する。もしくは、GEOLIS の情報を閲覧できない時間帯は、事例ベースシステムの閲覧画面上のパーマリンク設定を無効にする。事例ベースシステムの改良を行い、パーマリンクの状態を制御する機能を実装する。

③ LOD 公開サイトを活用した連携方式（管理方式④）

事例ベースシステムを基本として、LOD 公開サイトを活用した GEOLIS との連携方式を試行した。ここでは、事例ベースシステムの閲覧画面に LOD 公開サイトの情報を検索するための検索条件設定の機能を実装した。その上で、事例ベースシステムから LOD 公開サイトにデータ検索のリクエストを発行し、事例ベースシステムにて検索結果の情報を表示することを試した。この連携方式では、LOD 公開サイトでの検索結果は、地図あり検索に表示される情報と同様になる。事例ベースシステムの閲覧画面にて検索を実行し、LOD 公開サイトにリクエストを発行し、検索結果の情報を事例ベースシステムにて受け取ることによって表示画面にて閲覧することができた。LOD 公開サイトを活用した連携方式は、事例ベースシステムの各データの項目に関連する検索キーワードを登録しておくことにより、その検索キーワードを用いて LOD 公開サイトに検索をリクエストする仕組みの構築が可能である。また、LOD 公開サイトからのレスポンスは、RDF 形式、JSON 形式、Turtle 形式から選択可能となっており、事例ベースシステムにて編集などが可能であり汎用性がある。ISIS と GEOLIS の運用・管理は、それぞれのシステムにて行うことになる。この試行の検証の結果を基に、表 2.3-10 に課題・問題点と対策案を整理した。

表 2.3-10 課題・問題点と対策案（管理方式④）

課題・問題点	対策案
【検索の条件設定】 事例ベースと GEOLIS のデータとの関連付けを明確にする必要がある。	LOD 公開サイトに発行するリクエストの方法をルール化し、事例ベースシステム全体で統一された仕組みを構築する。
【パフォーマンス】 リクエストを発行してから、事例ベースの画面に情報が表示されるまでのレスポンスがパーマリンクを活用した連携と比較して少し遅い。	検索結果の抽出データをできるだけ少なくするようにし、送受信するデータ量を減らし、また事例ベースシステムにおける変換処理などに係わる時間を軽減する。
【サービスレベル】 事例ベースシステムからリンク先の GEOLIS の該当情報が閲覧できない時間帯ができる。	GEOLIS の情報を閲覧できない時間帯には、事例ベースシステムの閲覧画面上に GEOLIS にアクセス可能な時間帯などを案内する文面を表示する。もしくは、GEOLIS の情報を閲覧できない時間帯は、事例ベースシステムの閲覧画面上のパーマリンク設定を無効にする。事例ベースシステムの改良を行い、パーマリンクの状態を制御する機能を実装する。

3) データベースの取り込みによる一元管理（管理方式⑤）

事例ベースシステムを基本として、LOD データセットを活用した GEOLIS との連携方式を試行した。ここでは、LOD 公開サイトより GEOLIS の Turtle 形式の全データをダウンロードし、事例ベースシステムのデータベースに GEOLIS のデータの取り込みを行った。その上で、事例ベースシステムにて GEOLIS の情報を表示することを試した。この連携方式では、GEOLIS の情報は、地図あり検索に表示される情報と同様になる。事例ベースシステムのデータベースに GEOLIS のデータを取り込んだため、事例ベースシステムのデータとして扱うことができた。GEOLIS のデータを事例ベースシステムのデータベースにて管理するため編集などが可能であり汎用性がある。このシステム管理方式においては、GEOLIS のデータを ISIS にて管理するため、データボリュームの増加によるデータベースの容量、パフォーマンス、バックアップへの配慮が必要となる。また、扱う情報の機密性のレベルに応じたセキュリティ対策が必要となる。この試行の検証の結果を基に、表 2.3-11 に課題・問題点と対策案を整理した。また、各管理方式の概要および課題を整理した内容を、表 2.3-12 に示す。

表 2.3-11 課題・問題点と対策案（管理方式⑤）

課題・問題点	対策案
【データボリューム】 GEOLIS のデータを事例ベースシステムのデータベースに取り込むため、管理すべきデータボリュームが増加	事例ベースシステムのレスポンスの低下を軽減するため、データベースのチューニングを行う。
【データ更新時の同期】 事例ベースシステムのデータベースに取り込むことにより情報が反映されるため、GEOLIS データが更新された場合、その対象データは即時反映ではない。	GEOLIS のデータが更新された際に事例ベースシステムに取り込むための運用を規定する。
【バックアップ】 事例ベースシステムに GEOLIS のデータを取り込むことにより、ISIS のバックアップのデータボリュームが増加する。	GEOLIS データ取り込み時のバックアップ容量の増加量および将来的に想定される増加量を検討し、バックアップ媒体やバックアップ時間帯を定める。
【セキュリティ】 事例ベースシステムにて GEOLIS のデータを管理する上で、不正アクセスやデータの改ざんなどの問題に対しては適切な対応を施し、政府標準利用規約（第 2.0 版）に沿った運用を行う必要がある。	データベースのセキュリティを検討し、適切なレベルのセキュリティ対策を施す。

表 2.3-12 管理方式の比較

管理方式	内容	課題
<p>管理方式① 【画面表示インターフェイスからの各種データベース等へのリンクによる構成】</p>	 <p>Geolissの登録データは、ひとつひとつにパーマリンク(固定URL)が付加されている。ISISにGeolissの登録データのパーマリンクを設定し、リンクをクリックすることにより該当するGeolissのデータを表示</p>	<ul style="list-style-type: none"> データの関連付け リンク切れ サービスレベル
<p>管理方式② 【アプリケーションレベルの連携による構成・HTMLのFORMタグを活用した連携方式】</p>	 <p>ISISから検索キーワードを用いてGeolissにデータ検索のリクエストを発行し、その検索結果のGeolissデータを表示</p>	<ul style="list-style-type: none"> 該当データの絞り パフォーマンス サービスレベル
<p>管理方式③ 【アプリケーションレベルの連携による構成 - 検索パラメータを活用した連携方式】</p>	 <p>ISISから検索パラメータ(論文題名、著作者、キーワード等)を用いてGeolissにデータ検索のリクエストを発行し、その検索結果のGeolissデータを表示</p>	<ul style="list-style-type: none"> 検索の条件設定 パフォーマンス サービスレベル
<p>管理方式④ 【アプリケーションレベルの連携による構成 - LOD公開サイトを活用した連携方式】</p>	 <p>ISISの各データにGeolissの各データの固定URLや検索キーワードを関連づけて登録し、その条件を用いてLOD公開サイトにGeolissデータ検索のリクエストを発行し、その検索結果のGeolissデータを表示</p>	<ul style="list-style-type: none"> 検索の条件設定 パフォーマンス サービスレベル
<p>管理方式⑤ 【データベースの取り込みにによる一元管理】</p>	 <p>ISISのデータベースにGeolissのデータを取り込む</p>	<ul style="list-style-type: none"> データベースの同期 データ更新時の同期 バックアップ セキュリティ

(5) 一元管理方式の有効性の評価

管理方式について主要な比較項目について比較し（表 2.3-13）、ISIS と GEOLIS の一元管理方式として有効性の高い方式を検討した。

表 2.3-13 一元管理方式の主要項目の比較

	管理方式①	管理方式②	管理方式③	管理方式④	管理方式⑤
連携方式	リンク	リクエスト	リクエスト	リクエスト	データ取込
連携レベル	URL	アプリケーション	アプリケーション	アプリケーション	データベース
データ送受信	小	中（検索条件による）	中（検索条件による）	中（検索条件による）	大
レスポンス	普通	少し遅い	少し遅い	少し遅い	速い
データの同期	同期	同期	同期	同期	非同期
更新の反映	即時	即時	即時	即時	運用の取決
データの管理	GEOLIS	GEOLIS	LOD サイト	LOD サイト	ISIS
データの特定	リンクにより該当データが特定される。	検索条件が検索キーワードしかない。	検索パラメータにより検索条件をいろいろと設定できる。	いくつかの検索パターンが用意されている。	ISIS の機能により対応する。

※レスポンス：管理方式①を基準として比較

※データの同期・更新の反映：GEOLIS のデータが更新された際に反映されるタイミング

GEOLIS のデータは、主にパーマリンクによる情報の取得および検索キーワードなどを用いた検索による情報の取得が可能である。ISIS を基本とした一元管理方式においては、GEOLIS のデータの利用形態により、有効な一元管理方式を選択する必要がある。以下では、3 パターンの利用形態を想定し、各連携方式の優先順位を検討した。

1) 特定の情報を閲覧・取得する場合

ISIS に GEOLIS の個別データへのリンクを設定し、リンクをクリックすることにより、GEOLIS の特定のデータを表示することを想定した。パーマリンクを活用した連携方式においては、GEOLIS の登録データの一つ一つにパーマリンクが付加されているため、特定のデータを表示するためのリンクを設定することができる。また、LOD 公開サイトを活用した連携方式においては、GEOLIS の個別データの取得のために、個別の URL を指定してデータを取得することができる。そのため、リンクによる連携方式においては、「パーマリンクを活用した連携方式」および「LOD 公開サイトを活用した連携方式」が利用可能である。

パーマリンクを活用した連携方式では、ISIS に固定 URL を登録することになる。LOD 公開サイトを活用した連携方式においても、同様に固定 URL を登録することになるが、アプリケーションプログラムにて、GEOLIS にリクエストを発行するため、各データ共通の URL のパスの部分（例：<https://gbank.gsj.jp/ld/resource/geolis/>）はプログラムに組み込むことにより省略可能である。そのため、個別データを識別するためのコードのみ登録することで運用は可能である。ISIS にリンクを設定することによる連携方式において想定される優先順位を表 2.3-14 に示す。

表 2.3-14 特定の情報を閲覧・取得する場合の優先順位

優先順位	一元管理方式	
1	LOD 公開サイトを活用した連携方式	管理方式④
2	パーマリンクを活用した連携方式	管理方式①

2) 検索結果の情報を閲覧・取得する場合

ISIS から GEOLIS に検索のリクエストを発行し、その結果の一覧を表示することを想定した。検索による連携方式では、「HTML の FORM タグを活用した連携方式」、「検索パラメータを活用した連携方式」および「LOD 公開サイトを活用した連携方式」を利用することができる。HTML の FORM タグを活用した連携方式においては、主に検索キーワードのみ指定可能なため、データの絞り込みが容易でないことが想定される。検索パラメータを活用した連携方式は、検索による連携方式の中では一番多くの検索パラメータの指定が可能である。LOD 公開サイトを活用した連携方式においては、データの取得方法について限られたパターンの利用例が提示されている。そのため、検索パラメータを活用した連携方式に比べて検索条件の指定方法が限られている。ISIS から検索リクエストを発行する連携方式において想定される優先順位を表 2.3-15 に示す。

表 2.3-15 検索結果の情報を閲覧・取得する場合の優先順位

優先順位	一元管理方式	
	1	検索パラメータを活用した連携方式
2	LOD 公開サイトを活用した連携方式	管理方式④
3	フォームタグを活用した連携方式	管理方式②

3) ISIS の画面ですべての情報を提供する場合

上記 2)においては、GEOLIS や LOD 公開サイトにて情報を閲覧する方式も含まれている。ここでは、ISIS にて GEOLIS のデータを受け取り、ISIS にてデータを表示することを想定し優先順位を検討した。ISIS にてデータを受け取ることができる連携方式は、「検索パラメータを活用した連携方式」、「LOD 公開サイトを活用した連携方式」および「LOD データセットを活用した連携方式」である。検索パラメータを活用した連携方式は、検索パラメータの項目が多く、また ISIS にてデータを編集することができ汎用性が高い。LOD データセットを活用した連携方式は、ISIS のデータベースに GEOLIS のデータを取り込むため、検索条件の指定は全てのデータ項目を対象とすることができる。ただし、GEOLIS のデータが更新された場合には、ISIS のデータベースにも反映するための対応が必要となる。LOD 公開サイトを活用した連携方式においては、データの取得方法について限られたパターンの利用例が提示されている。そのため、検索パラメータを活用した連携方式に比べて検索条件の指定方法が限られている。ISIS の画面で GEOLIS データを提供する連携方式において想定される優先順位を表 2.3-16 に示す。

表 2.3-16 ISIS の画面ですべての情報を提供する場合の優先順位

優先順位	一元管理方式	
	1	検索パラメータを活用した連携方式
2	LOD データセットを活用した連携方式	管理方式⑤
3	LOD 公開サイトを活用した連携方式	管理方式④

(6) まとめと今後の課題

GEOLIS および Geo Science World の文献を収集し、約 37 万件の文献について整理が完了した。また、既存データベースシステムである GEOLIS と ISIS についての現状を整理するとともに、地質環境の情報の管理方策について検討した。

これまでに本事業によって収集されたわが国の自然現象や地質環境に関わる文献などは、計約 90 万件にもものぼる。今後も引き続き文献収集および整理を的確に進め、品質の高い地質・地下水にかかわる文献データベースの構築を行うことが重要である。特に沿岸部に関す

る既存情報を精度よく抽出できるようにデータベースの精度を向上させる必要がある。技術的な課題としては、今回扱った Geo Science World にてキーワード検索する際、検索ヒット数が 4,000 件を超えた場合、4,000 件目以降の閲覧ができない状態であった。この場合の対策としてはキーワードの細分化をおこない、検索ヒット数が 4,000 件を超えないようにすることである。今後多様なデータベースを取扱う際には、このようなトラブルも予想されるため、随時柔軟に対応していくことが重要である。地質環境情報の一元管理においては、得られた知識の整理・集約を行うとともに、情報の活用方法などの検討が必要である。今後は、引き続き地質環境情報の管理方策の枠組みの構築と試行を行う。

(7) 参考文献

Geo Science World, <http://geoscienceworld.org/> (2017 年 3 月 8 日最終閲覧) .

産業技術総合研究所, 日本原子力研究開発機構, 原子力環境整備促進・資金管理センター, 電力中央研究所, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書, pp.62-64, 2016.

産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 統合版地質文献データベース (GEOLIS) , <https://gbank.gsj.jp/geolis/> (2017 年 1 月 31 日最終閲覧) .

産業技術総合研究所 地質調査総合センター (LOD 公開サイト) , <https://gbank.gsj.jp/ld/> (アクセス : 2017 年 1 月 31 日最終閲覧) .

政府標準利用規約 (第 2.0 版) ,

http://www.kantei.go.jp/jp/singi/it2/densi/kettei/gl2_betten_1.pdf (2017 年 1 月 31 日最終閲覧) .

3. 沿岸部における工学技術の高度化開発

概要調査段階以降で必須となる工学技術に関する高度化の観点では、第1章で述べたように、平成27年度より着手した本事業の初年度において、沿岸部における処分システムの構築を念頭に、沿岸部の特性などに関連したこれまでの地層処分研究開発成果の再整理を行い、再検討が必要な課題などを抽出・整理している（産総研ほか、2016）。このような整理結果は、並行して進められた沿岸海底下などにおける地層処分の技術的課題に関する研究会（以下、「沿岸部研究会」という。）に適宜提供され、平成28年8月の同研究会のとりまとめでは、“海域を含めた沿岸部において地層処分を実現するために必要な基本的な技術はおおむね整備されている”としつつも、“今後、技術の高度化に引き続き取り組むことで、さらに信頼性を高めることが重要である”と結論付け、併せて技術の高度化に向けて取り組むべき課題とその方向性（表3.1-1に工学技術分野の課題を抜粋）が示された（沿岸部研究会、2016）。

このような沿岸部研究会における議論を踏まえ、本事業における工学技術の高度化に向けた取組では、実施項目（大項目）として次の二つを設定し、含まれる個々の課題に関する平成28年度からの3ヵ年計画を具体化したうえで取組に着手している（沿岸部研究会で示された課題との対応を表3.1-1に示す）。

①人工バリア材料などに関する劣化や変質に関する現象の把握（各種特性などのデータ拡充）

②塩水環境下ニアフィールド領域での処分システムの成立性に係わる手法の提示

本章（第3章）では概要調査段階以降で必須となる工学技術に関する高度化の観点から、上記の実施項目①②（大項目）に含まれる個々の課題について、全体計画（平成28年度からの3ヵ年計画）を整理したうえで、本年度の実施内容や結果などについて述べる。

3.1 人工バリア材料などに関する劣化や変質に関する現象の把握

表3.1-1に示す本事業で計画する取組のうち、人工バリア材料などの劣化や変質に関する現象の把握について、平成27年度は、ニアフィールド領域で用いられる材料を対象として、これまでの研究開発などで得られた劣化や変質に関する知見やデータなどの調査・確認を行い、不足している知見やデータなどを、オーバーパック、緩衝材、その他のニアフィールド構成材料の三つに分類して整理した。さらに、この整理結果を踏まえて、閉鎖後の長期挙動評価への反映および設計・施工などのエンジニアリングへの反映の二つの観点から、試験時間や試験スケールなどを考慮して、必要な知見やデータなどを取得するための全体試験計画を立案した（産総研ほか、2016）。

以上のような整理を踏まえ、本事業で対象とする個々の対象材料について、考慮すべき挙動や研究課題を以下のように設定して取り組んでいる。

- オーバーパック（3.1.1項）：不働態化、酸素による腐食進展、水の還元による腐食進展、応力腐食割れ、水素脆化
- 緩衝材（3.1.2項）：基本特性に対する化学的影響、侵入・浸食、残留密度差、膨潤圧、浸潤速度、流出、緩衝材定置方法による膨潤性能への影響
- セメント系材料（3.1.3項）：セメント系材料の変質評価（長期挙動評価のためのセメント水和物の溶解沈殿モデルの沿岸部での適用性）、セメント系材料の機械的特性変化（短期的な機械的特性の変化）
- ニアフィールド複合現象評価手法の開発（3.1.4項）：緩衝材やセメント系材料などのニ

アフィールド複合現象を評価するシステムの構築に向けた課題などの整理（緩衝材やセメント系材料などの人工バリア材料と海水系地下水との化学反応による材料の劣化による影響、海水系地下水から降水系地下水への変遷などの影響）

表 3.1-1 沿岸部研究会で示された課題と本事業で計画する取組との関係（工学技術分野）

沿岸海底下等における地層処分技術的課題に関する研究会で示された課題と対応の方向性		本事業の実施項目との対応関係	
課題	対応の方向性		
オーバーパックスの腐食速度に係るデータの拡充	・溶接部を含め、沿岸部で想定される種々の地下水条件下（※1）で腐食試験を行うことにより、溶接部を含む腐食データを拡充するとともに、既往の腐食寿命評価や腐食代設定の適用性を確認する。	●	① 人工バリア材料等に関する劣化や変質に関する現象の把握（各種特性等のデータ拡充） ② 塩水環境下ニアフィールド領域での処分システムの成立性に係る手法の提示
緩衝材の各種特性に係るデータの拡充	・沿岸部で想定される種々の地下水条件下（※1）で室内試験を行うことにより、周辺母岩への浸入・浸食および流出現象、地下水浸潤挙動、膨潤圧、透水・せん断・圧密特性を把握するためのデータを拡充する。	●	
セメント系材料の各種特性に係るデータの拡充	・沿岸部で想定される種々の地下水条件下（※1）でバッチ式浸漬実験や通水実験を行うことにより、特性や変質挙動に係るデータを拡充するとともに、既往の長期的変質挙動評価モデルの適用性の確認や改良を行う。	●	
グラウト材の各種特性に係るデータの拡充	・海水系地下水条件に対する溶液型グラウトの設計・施工・長期影響に関するデータを室内試験により取得し、適用性を評価する。	●	
グラウト注入施工方法及びグラウト材の長期的耐久性の検討	・グラウト材の即効性や耐久性、ニアフィールドシステムへの影響を考慮したグラウト注入施工方法に係る検討を実施する。	●	
ニアフィールド領域構成材料（※2）に係る各種データの拡充に伴う現象モデルの高度化	・沿岸部で想定される種々の地下水条件下（※1）での緩衝材の力学挙動に係るデータを取得するとともに、取得したデータを活用して熱-水-応力-化学（THMC）連成解析モデルの力学的現象に関するモデルの高度化を行う。 ・オーバーパックス、緩衝材、セメント系材料の各個別要素に対する海水環境下での長期挙動評価モデル開発・データ取得等の成果を反映しつつ、鉄-ベントナイト-セメント系材料の相互作用や複合現象を考慮した評価手法を構築する。 ・室内試験等を通じてモデルの信頼性を確認する。	●	
処分概念およびそれに必要な総合的評価手法の構築	・沿岸海底下の特性を考慮した地下施設の配置、人工バリアの仕様と構成の組み合わせによる種々の処分概念を検討し、その成立条件を確認する。 ・ニアフィールド領域構成材料（※2）間の相互作用を考慮した室内試験により、人工バリア構成材料の各種特性や挙動に係るデータを拡充する。 ・拡充したデータに基づき、以下を考慮可能なニアフィールドシステムの総合的評価手法を構築する。 ▶ 個々のニアフィールド領域構成材料（※2）が海水系地下水環境下で受ける影響や、材料間の相互作用 ▶ 建設から操業段階における海水系地下水の湧水がニアフィールド領域構成材料（※2）に与える影響（特に、緩衝材の流出挙動に与える影響）	●	
地上・地下施設の総合的な設計の検討	・沿岸部の特徴を考慮した上で、制約条件を整理し、それを考慮した地下施設の総合的な設計を行う。また、その結果を踏まえて陸域の場合との共通点や相違点を明確にするとともに、コストへの影響を整理する。 ・島嶼の場合は既存インフラの利用可能性等の観点も考慮する。 ・沿岸海底下の地下施設へアクセスするための坑道延長が長くなることを考慮し、火災等の異常時対応も含めた換気システムに係る検討を行う。 ・津波による地下施設の水没を防ぐために、地形条件を考慮した検討を行う。		

注) 一部、他の事業で対応する課題やNUMOが分担実施する課題などがある

3.1.1 オーバーパックス

(1) 背景と目的

地層処分環境における炭素鋼オーバーパックスで考慮すべき腐食現象として、不働態化、酸素による腐食（全面腐食、孔食、すきま腐食）、水の還元による全面腐食、応力腐食割れ、水素脆化割れが挙げられており（核燃料サイクル開発機構, 1999）、平成 27 年度にこれらの腐食現象を対象とした現状の知見を整理した上で、沿岸部を対象とした場合に検討すべき課題と対策案を整理した（産総研ほか, 2016）。

沿岸部における炭素鋼オーバーパックスの適用性・成立性および長期的な信頼性向上を目的として、次の二つの挙動に係わる腐食試験に着手し、沿岸部における炭素鋼オーバーパックスの腐食挙動に関するデータを取得する。

- 浸漬試験による腐食挙動
- 溶接部の腐食挙動

これらのデータ取得に向けた試験などに関する全体計画を図 3.1-1 に示す。

母材	H28	H29	H30	備考
腐食試験(人工海水)	_____	_____	従来の試験方法を適用
腐食試験(模擬地下水)		_____	既往データとの比較
塩濃度の影響評価		_____	_____	長期的な影響の可能性、など
溶接部	H28	H29	H30	備考
材料手配・溶接試験体の製作	従来材	改良材		鍛造材利用 TIG溶接
腐食試験(電気化学試験)	条件設定	従来材	改良材	例えば、定電位分極法
地下水組成の影響評価	評価方法	検討	従来材	不均一性、vs. 溶液、材料

図 3.1-1 試験などに関する全体計画（スケジュール）

(2) 浸漬試験による腐食挙動

1) 実施概要

本年度は予備的な検討として、人工海水および人工海水を 10～1,000 倍希釈した試験溶液を用いて浸漬期間 30 日間までの腐食試験を行い、腐食速度や拡散性水素濃度を求めた。なお、緩衝材共存系ではベントナイトによる化学的緩衝作用などによって塩濃度による影響が緩和される可能性があることから、ここでは予備的な検討として試験溶液の塩濃度による腐食挙動の違いを確認するため緩衝材非共存系（溶液単独系）にて実施した。

2) 試験方法

① 試験片

- ・材質：JIS G 3106 SM400B（C:0.13, Si:0.20, Mn:1.04, P:0.017, S:0.006 mass%）
- ・試験片形状：30×30×t2 mm
- ・表面仕上げ：エメリー #800 研磨仕上げ

② 試験条件

試験溶液には表 3.1-2 に示す組成の人工海水（ASTM D1141 準拠）および、これを 10、100、1,000 倍希釈した溶液を用いた。試験温度は既往の例（谷口ほか, 2010 ; Kobayashi et al., 2011）に準じて 80℃、試験期間は 10 日間および 30 日間とした。1 条件あたりの試験数（n 数）は n=3 とした。また、各試験条件で腐食生成物分析用に 1 枚の試験片を浸漬した。

表 3.1-2 人工海水の組成と試験条件

人工海水組成		試験条件			
化学種	濃度 (M)	緩衝材	温度(°C)	希釈	期間(d)
Cl ⁻	5.6x10 ⁻¹	なし	80	なし	10
SO ₄ ²⁻	2.9x10 ⁻²			10 倍	10
HCO ₃ ⁻	2.4x10 ⁻³			100 倍	10
F ⁻	7.4x10 ⁻⁵			1000 倍	10
Br ⁻	8.6x10 ⁻⁴			なし	30
BO ₃ ³⁻	4.4x10 ⁻⁴			10 倍	30
Na ⁺	4.8x10 ⁻¹			100 倍	30
K ⁺	1.0x10 ⁻²			1000 倍	30
Ca ²⁺	1.0x10 ⁻²				
Mg ²⁺	5.5x10 ⁻²				
Sr ²⁺	7.0x10 ⁻⁴				
pH	8.9				

③ 試験方法

試験溶液を窒素雰囲気グローブボックス中（気相部酸素濃度 1 ppm 以下）で 24 時間以上ボックス内のガスを試験溶液に通気することにより溶存酸素を除去した。その溶液と試験片をテフロン製の容器に入れ、これを 80°C に設定した恒温槽内に静置した。浸漬期間経過後に試験片を取り出し、腐食生成物を除去した後に重量を測定し、試験前後の試験片重量の差から平均腐食量を算出した。腐食生成物分析用の試験片については取り出し後直ちに X 線回折測定用の雰囲気制御セルに入れ、セル内を窒素ガスで置換した後に分析を行った。水素吸収量については、昇温脱離法により水素抽出曲線を求め、拡散性水素の放出が完了する温度（約 200°C）以下までの放出水素量として求めた。測定条件を以下に示す。

- ・水素分析：API-MS 法
- ・温度範囲：室温～600°C
- ・昇温速度：12°C/min
- ・雰囲気（キャリアガス）：Ar

3) 試験結果と考察

① 試験片の外観および腐食生成物

試験後の試験片の外観を図 3.1-2 に示す。試験片表面はいずれも黒色の皮膜で覆われていたが、人工海水（希釈なし）では色合いが薄く、最表面には灰色の付着物が認められた。この付着物はほとんど密着性がなく、水洗浄や紙ウエスなどで容易に除去可能な状態だった。腐食形態はいずれも均一な全面腐食であり、孔食状の腐食などの発生は見られなかった。

試験片表面の X 線回折結果を図 3.1-3 に示す。人工海水以外ではマグネタイト (Fe₃O₄) が同定された。人工海水では 11 ° 付近と 23 ° 付近に他の条件では見られないピークが確認された。このピークの帰属は明らかではないが、格子間隔に換算した値 (d 値) より、Green Rust (Fe_{3.6}Fe_{0.9}(O,OH,SO₄)₉, Fe_{3.6}Fe_{0.4}(O,OH,Br)₉) (ICDD, 1993) の可能性が考えられる。

② 腐食速度

試験片の重量変化から求めた平均腐食量から算出した平均腐食速度を表 3.1-3 に示す。ま

た、希釈倍数と平均腐食速度の関係を図 3.1-4 に示す。10 日間の浸漬では希釈倍数が 100 倍までは平均腐食速度に明瞭な依存性は見られないが、1,000 倍希釈ではやや小さな腐食速度になった。また、30 日の浸漬では人工海水（希釈なし）よりも希釈した条件のほうが小さな腐食速度となっており、1,000 倍希釈でより小さな腐食速度となった。以上のように、100 倍希釈までは腐食速度の大きな変化は見られないが、長期的には希釈した方が小さな腐食速度となる傾向がみられた。

人工海水および人工淡水中で 180 日間までの浸漬試験が行われた既往の検討例では、人工淡水のほうが腐食速度は小さい結果が得られている（本田ほか, 1997）。本検討で用いた 1,000 倍希釈の溶液は塩化物イオン濃度に注目すると、本田ほか（1997）で用いられた人工淡水と同程度の濃度であり、腐食速度の違いは既往の結果とおおむね整合する。

一般的に静止した天然水環境での炭素鋼の腐食は溶存酸素の拡散が律則することから海水と淡水で大きな差はないとされている（宮坂, 2008）。本試験条件のように、溶存酸素濃度が低い場合については種々の環境因子による影響を受けると考えられ、溶液の導電性の違いや皮膜の形成挙動の違いによる影響の可能性が考えられる。導電性については、一般的に溶液中のイオン濃度の高い方が電気化学反応は進展しやすく、腐食を促進する方向に作用する可能性があるものの、本試験で観察されたような均一腐食の場合にはアノード反応とカソード反応のサイトは近接しており、マクロ的には混在しているため、電導度による影響は小さいとされている（宮坂, 2008）。一方、海水中に含まれる塩化物イオンに代表される溶存化学種は腐食生成物の保護性や皮膜の安定性に影響を及ぼすと考えられる（腐食防食協会, 2000）。本試験においても希釈なしの人工海水では外観観察、分析結果ともに希釈した条件とは明らかに異なっており、人工海水で観察された皮膜は比較的密着性に乏しく保護性も小さかったと推察される。皮膜の組成についても、希釈した条件ではマグネタイトが同定されたことに対し、希釈なしの人工海水中ではそのような酸化物皮膜は認められず、一般的には中間生成物として生成する Green Rust のような複雑な構造の化合物が生成している可能性が示唆された。このような皮膜が形成した場合には安定性も比較的乏しかったものと推察される。

以上のように、試験溶液単独の場合には、希釈しない海水の方が初期の腐食速度は大きくなる傾向にあると考えられる。緩衝材共存系では炭素鋼が緩衝材と接触した状態であるほか、ベントナイト中の可溶性成分の溶出の影響など溶液単独の場合とは皮膜の形成挙動が異なる可能性もあるため、長期データを含めて知見を取得する必要がある。

③ 水素吸収量

水素吸収量の測定は浸漬 10 日間の試料に対して実施した。水素抽出曲線の一例として、人工海水（希釈なし）での結果を図 3.1-5 に示す。温度約 100°C から水素の放出が認められ、150°C 付近でピークとなり、約 200°C で最初の水素放出はほぼゼロとなった。300°C を超えると再び水素の放出が始まり、温度とともに放出速度は増加した。ここで、200°C までに放出された水素を拡散性水素とみなしてその積分値を拡散性水素濃度とした。得られた拡散性水素濃度を表 3.1-4 に示す。また、溶液の希釈倍数と拡散性水素濃度の関係を図 3.1-6 に示す。拡散性水素濃度は 10^{-3} ppm のオーダーであり、水素脆化が問題となる濃度（ppm オーダー）（Okada, 1977）よりも十分小さかった。また、希釈倍数の影響も認められなかった。浸漬 10 日間では前述のとおり腐食速度に溶液条件の明瞭な依存性が確認されておらず、水素発生速度も条件によらず同程度であったためと考えられる。

表 3.1-3 試験片の重量変化から算出した平均腐食量および平均腐食速度

溶液	浸漬期間 (日)	平均腐食量 (mm)	平均腐食速度(mm/y)
人工海水 (希釈なし)	10	2.70E-04	9.86E-03
		2.96E-04	1.08E-02
		4.96E-04	1.81E-02
10 倍希釈	10	5.38E-04	1.96E-02
		4.5E-04	1.66E-02
		4.81E-04	1.75E-02
100 倍希釈	10	3.73E-04	1.36E-02
		4.42E-04	1.61E-02
		5.11E-04	1.86E-02
1000 倍希釈	10	2.80E-04	1.02E-02
		2.77E-04	1.01E-02
		2.61E-04	9.53E-03
なし	30	9.58E-04	1.17E-02
		7.29E-04	8.87E-03
		7.71E-04	9.38E-03
10 倍	30	7.49E-04	9.11E-03
		4.78E-04	5.81E-03
		5.71E-04	6.94E-03
100 倍	30	4.97E-04	6.05E-03
		6.33E-04	7.70E-03
		7.53E-04	9.17E-03
1000 倍	30	3.92E-04	4.77E-03
		2.93E-04	3.57E-03
		2.82E-04	3.43E-03

表 3.1-4 水素抽出曲線より求めた拡散性水素濃度

試験溶液	拡散性水素濃度 (ppm)
人工海水 (希釈なし)	0.004
	0.005
	0.005
10 倍希釈	0.010
	0.010
	0.013
100 倍希釈	0.004
	0.006
	0.010
1000 倍希釈	0.010
	0.010
	0.009









試験溶液	浸漬期間	試験後の試験片外観
人工海水 (希釈なし)	10日	
10倍希釈	10日	
100倍希釈	10日	
1000倍希釈	10日	
人工海水 (希釈なし)	30日	
10倍希釈	30日	
100倍希釈	30日	
1000倍希釈	30日	

図 3.1-2 浸漬試験後の試験片の外観

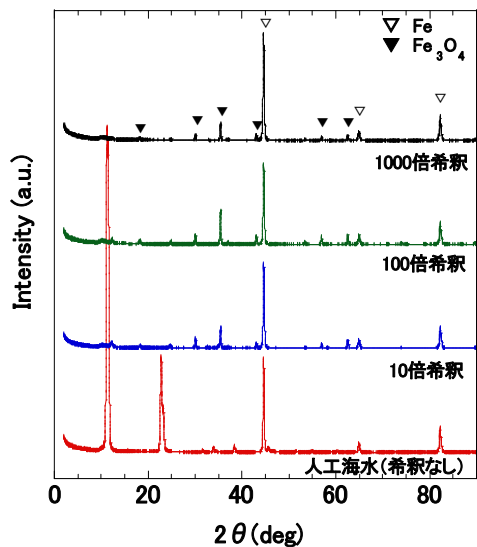


図 3.1-3 浸漬試験後試験片のX線回折結果 (30日浸漬)

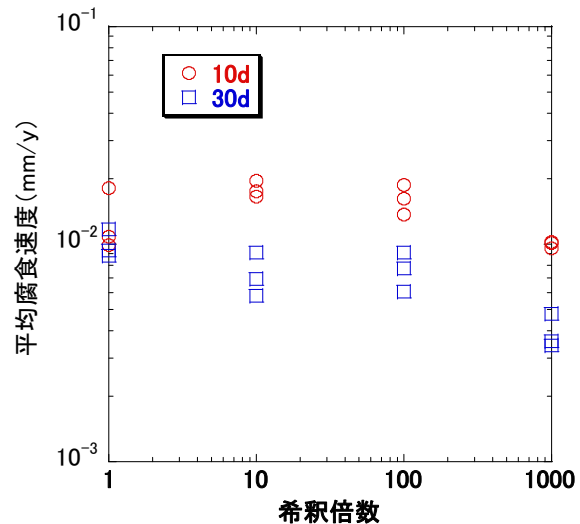


図 3.1-4 希釈倍数と平均腐食速度の関係

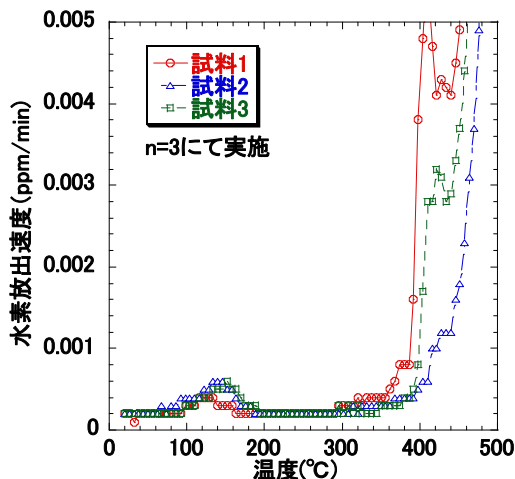


図 3.1-5 水素抽出曲線の一部 (人工海水、10日浸漬)

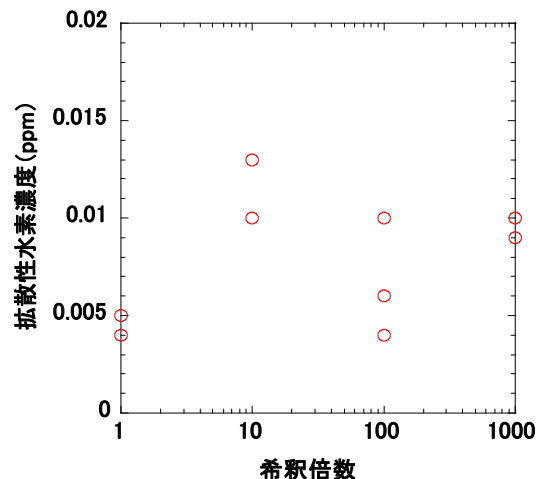


図 3.1-6 希釈倍数と拡散性水素濃度の関係 (10日浸漬)

(3) 溶接部の腐食挙動

1) 試験計画

図 3.1-1 に示した全体計画に基づいて、平成 28 年度は市販の溶接材料を用いた溶接試験体 (以下、「従来材」という。) の作製および Ni を添加した改良溶接材料の製作を実施した。溶接材に Ni を添加することにより、市販の溶接材料に比べて溶接部の選択的な腐食が改善されることが報告されている (原環センター, 2011)。平成 29 年度には改良溶接材を用いた溶接試験体 (以下、改良材という。) の作製および従来材の選択腐食に対する水質依存性に関するデータ取得、平成 30 年度には改良材の選択腐食に対する水質依存性および耐選択腐食性の改善率の評価を実施する計画である。

2) 地下水の化学成分パラメータの抽出および設定

炭素鋼の腐食挙動に影響を及ぼす環境因子としては、溶存酸素濃度、温度、地下水中の化学成分などがあり、それらの違いが腐食速度や腐食形態を変化させることが知られている。

沿岸部における炭素鋼の腐食挙動に影響を及ぼす地下水中の化学成分を調査した結果、腐食を加速させる化学成分として、塩化物イオン (Cl⁻) および硫酸イオン (SO₄²⁻) が挙げられた。また、腐食に対して保護的に作用(不動態化)する化学成分として、重炭酸イオン(HCO₃⁻) が挙げられた。

わが国で想定される代表的な地下水と緩衝材の化学平衡計算の結果から、緩衝材の化学的緩衝作用により、SO₄²⁻は地下水の 2 桁程度低下することが報告されている (油井・笹本, 1999 ; 小田ほか, 1999)。そのため、沿岸部の地下水成分として考慮すべき重要な化学成分として Cl⁻および HCO₃⁻を抽出し、表 3.1-5 に示す試験マトリクスを設定した。試験溶液の濃度範囲は、わが国で想定される地下水組成の幅を網羅した範囲で設定した。また、HCO₃⁻濃度の上限は、炭素鋼の不動態化領域を見極めるために、想定される地下水条件よりも広い範囲を設定した。

表 3.1-5 試験マトリクス

母材	溶接材料	試験溶液条件 ^{*1}					H28	H29	H30
		Cl ⁻		HCO ₃ ⁻ (NaHCO ₃) ^{*2}		[Cl ⁻]/[HCO ₃ ⁻]			
		(ppm)	(mmol/L)	(ppm)	(mmol/L)	(-)			
SF340A	市販品	2×10 ¹	6×10 ⁻¹	1×10 ¹ (1×10 ¹)	2×10 ⁻¹	3		○	
		2×10 ¹	6×10 ⁻¹	1.5×10 ² (2.1×10 ²)	2.5	2×10 ⁻¹		○	
		2×10 ¹	6×10 ⁻¹	1.5×10 ³ (2.1×10 ³)	2.5×10 ¹	2×10 ⁻²		○	
		1.0×10 ³	2.8×10 ¹	1×10 ¹ (1×10 ¹)	2×10 ⁻¹	1×10 ²		○	
		1.0×10 ³	2.8×10 ¹	1.5×10 ² (2.1×10 ²)	2.5	1.1×10 ¹		○	
		1.0×10 ³	2.8×10 ¹	1.5×10 ³ (2.1×10 ³)	2.5×10 ¹	1.1		○	
		1.9×10 ⁴	5.4×10 ²	1×10 ¹ (1×10 ¹)	2×10 ⁻¹	3×10 ³		○	
		1.9×10 ⁴	5.4×10 ²	1.5×10 ² (2.1×10 ²)	2.5	2.2×10 ²	○		
	Ni 添加材	1.9×10 ⁴	5.4×10 ²	1.5×10 ³ (2.1×10 ³)	2.5×10 ¹	2.2×10 ¹		○	
		2×10 ¹	6×10 ⁻¹	1×10 ¹ (1×10 ¹)	2×10 ⁻¹	3			○
		2×10 ¹	6×10 ⁻¹	1.5×10 ² (2.1×10 ²)	2.5	2×10 ⁻¹			○
		2×10 ¹	6×10 ⁻¹	1.5×10 ³ (2.1×10 ³)	2.5×10 ¹	2×10 ⁻²			○
		1.0×10 ³	2.8×10 ¹	1×10 ¹ (1×10 ¹)	2×10 ⁻¹	1×10 ²			○
		1.0×10 ³	2.8×10 ¹	1.5×10 ² (2.1×10 ²)	2.5	1.1×10 ¹			○
		1.0×10 ³	2.8×10 ¹	1.5×10 ³ (2.1×10 ³)	2.5×10 ¹	1.1			○
		1.9×10 ⁴	5.4×10 ²	1×10 ¹ (1×10 ¹)	2×10 ⁻¹	3×10 ³			○
1.9×10 ⁴	5.4×10 ²	1.5×10 ² (2.1×10 ²)	2.5	2.2×10 ²			○		
1.9×10 ⁴	5.4×10 ²	1.5×10 ³ (2.1×10 ³)	2.5×10 ¹	2.2×10 ¹			○		

3) 従来材を用いた腐食試験片の作製

炭素鋼の母材は、既往研究との整合性を考慮して、炭素鋼鍛鋼材 SF340A とした。溶接方法は TIG 溶接とし、溶接材料は既往研究で使用した市販の溶接材料 (YGW17) を使用した。溶接材料の化学成分を表 3.1-6 に示す。

製作した溶接試験体の外観を図 3.1-7 に示す。断面マクロ観察の結果、図 3.1-8 のように一層当たりの溶着量が十分であり、溶接部の選択的な腐食が生じる要因となる原質部と再熱部 (上層の溶接により再度入熱を受けた部分) を評価できる試験体であることを確認した。溶接欠陥の有無を浸透探傷検査 (PT) および放射線検査 (RT) で確認し、溶接試験体から溶接欠陥の存在する場所を避けて、図 3.1-9 に示すように母材、熱影響部、溶接金属が含まれるように腐食試験片を採取した。試験片の寸法は 105×50×7 mm である。腐食試験片の表面に欠陥がないことを目視確認した後、シリコン樹脂で試験面以外をマスキングした。

表 3.1-6 溶接材料の化学成分

		C	Si	Mn	P	S	Cu	Ni
母材 (SF340A)	目標値	≤ 0.60	0.15 ~ 0.05	0.30 ~ 1.20	≤ 0.030	≤ 0.035	—	—
	実績値	0.10	0.18	0.425	0.011	0.017	—	—
従来材 (YGW17)	規格値	0.02 ~ 0.15	0.20 ~ 0.55	1.20 ~ 2.10	≤ 0.030	≤ 0.030	≤ 0.50	—
	実績値	0.07	0.23	1.12	0.013	0.015	0.32	—
改良材 (Ni 添加材)	目標値	0.08	0.22	1.05	Low	Low	0.25	0.30
	実績値	0.082	0.23	1.08	0.004	0.0025	0.24	0.31

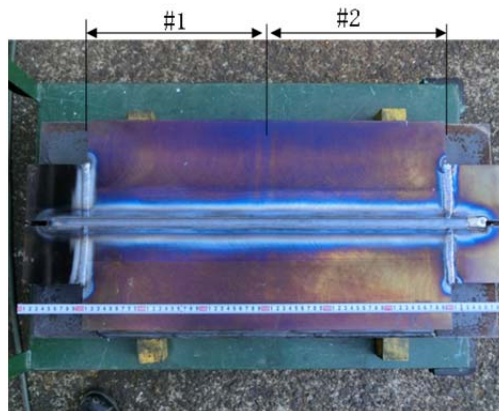


図 3.1-7 従来材を用いた溶接試験体の外観

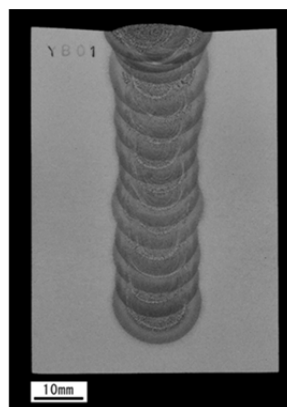


図 3.1-8 溶接試験体の断面マクロ写真

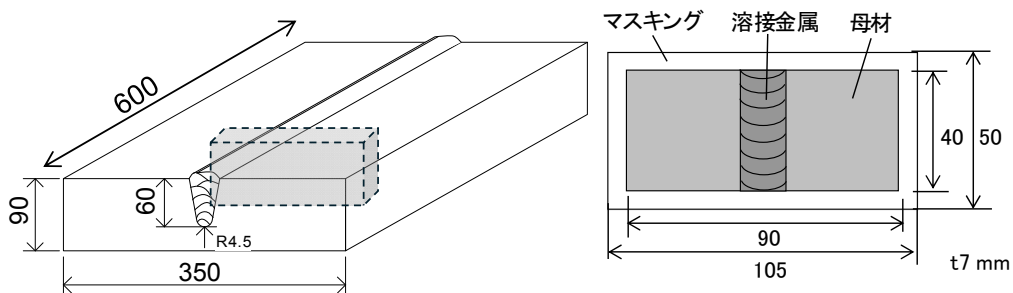


図 3.1-9 腐食試験片の採取位置と形状

4) Ni を添加した改良溶接材料の製作

Ni を添加した改良材を用いた溶接試験体の製作のため、改良溶接材料を製作した。溶接金属部の Ni 濃度が 0.25 wt%程度が効果的との既往の報告より（原環センター, 2011）、母材の希釈効果も考慮して溶接材料の Ni 濃度の目標値を 0.30 wt%とした。表 3.1-6 に改良材の学成分の分析結果、図 3.1-10 に製作した改良材（ワイヤーポビン巻）を示す。

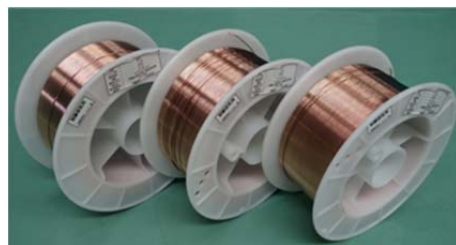


図 3.1-10 製作した改良溶接材料

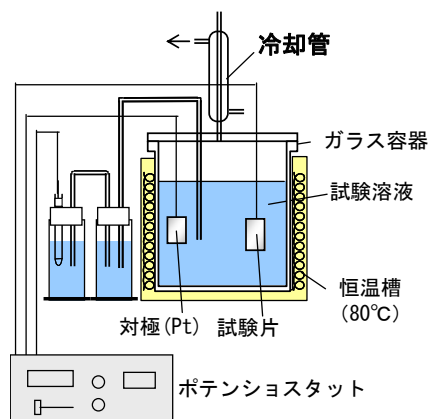
5) 試験条件設定のための予備試験

溶接部の選択的な腐食を短時間に再現するため、既往研究を参考に定電位分極試験を実施し、試験条件の妥当性を評価した（原環センター, 2010; 小林ほか, 2013）。予備試験は表 3.1-5 に示した条件（ $[Cl^-] = 19,000 \text{ ppm}$ 、 $[HCO_3^-] = 150 \text{ ppm}$ ）とした。試験装置の外観および構成を図 3.1-11 に示す。試験温度は 80°C とし、空気を吹込みながら $E = -650 \text{ mV}_{\text{SCE}}$ で 100 時間定電位分極した。試験前後に試験体の電位を測定した。

本年度製作した溶接試験体に対し、既往の報告と同様 $E = -650 \text{ mV}_{\text{SCE}}$ にて定電位分極を実施した結果、溶接部の選択的な腐食が明瞭に再現できなかった。これは、試験片の化学成分が異なるため浸漬電位が異なり、 $E = -650 \text{ mV}_{\text{SCE}}$ では十分な過電圧とならなかったことが要因と考えられる。定電位分極条件を見直し、沿岸部の地下水組成の影響を評価する。



(a) 装置の外観



(b) 装置の構成

図 3.1-11 定電位試験装置

(4) まとめ

炭素鋼母材を対象とした浸漬試験の予備試験（浸漬期間 10、30 日）を実施し、人工海水の希釈倍数をパラメータとして腐食速度および拡散性水素濃度を調べた。短期間の試験の結果ではあるが、希釈倍数が増加すると腐食速度が低下する傾向が見られた。

また、市販の溶接材料を用いた溶接試験体および Ni を添加した改良溶接材を作製した。

従来材を用いた定電位分極試験の条件設定のための予備試験を実施し、 $E = -650 \text{ mV}_{\text{SCE}}$ では十分な過電圧とならなかったことから、次年度に適切な定電位分極条件を設定して試験を実施する。

(5) 参考文献

- 沿岸部研究会，沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会 とりまとめ，2016.
- 腐食防食協会編，丸善 腐食防食ハンドブック，2000.
- 原子力環境整備促進・資金管理センター，平成 19 年度地層処分技術調査等委託費高レベル放射性廃棄物処分関連処分システム工学要素技術高度化開発報告書（第 2 分冊）－人工バリア品質評価技術の開発－，2008.
- 原子力環境整備促進・資金管理センター，平成 23 年度地層処分技術調査等委託費高レベル放射性廃棄物処分関連処分システム工学要素技術高度化開発報告書（第 2 分冊）－人工バリア品質評価技術の開発－，2010.
- 原子力環境整備促進・資金管理センター，平成 24 年度地層処分技術調査等委託費高レベル放射性廃棄物処分関連処分システム工学要素技術高度化開発平成 19 年度～平成 24 年度の取りまとめ報告書，2011.
- 本田 明，谷口直樹，石川博久，藤原和雄，低溶存酸素条件下における炭素鋼の腐食挙動の実験的検討，動燃技報，No.104，pp.125-134，1997.
- ICDD, Hanawalt Search Manual, Powder Diffraction File Sets, pp.1-43, 1993.
- 核燃料サイクル開発機構，わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性分冊 2 地層処分の工学技術，JNC TN1400 99-022, 1999.
- 核燃料サイクル開発機構，高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築 分冊2工学技術の開発，JNC TN1400 2005-015, 2005.
- Kobayashi, M., Yokoyama, Y., Takahashi, R., Asano, H., Taniguchi, N. and Naito, M., Long term integrity of overpack closure weld for HLW geological disposal Part 2- corrosion properties under anaerobic conditions, Corrosion Engineering, Science and Technology, vol.46, 2, pp.212-216, 2011.
- 小林正人，朝野英一，横山 裕，鴨 和彦，伊藤貴司，炭素鋼オーバーパック溶接金属部の選択的な腐食に及ぼす化学成分に関する検討（第 2 報），第 60 回材料と環境討論会予稿集，D-304, 2013.
- 正村克身，松島 巖，電縫鋼管のみぞ状腐食 (I)加速試験法について，鉄と鋼，日本鐵鋼協會々誌，64(4), S297, p.297, 1978.
- Masamura, K. and Matsushima, I., CORROSION'81, Paper No.75, 1981.
- 宮坂松甫，腐食防食講座－海水ポンプの腐食と対策技術－，第 1 報腐食の基礎と海水腐食の特徴，エバラ技報，No.220, pp.28-35, 2008.
- 小田治恵，柴田雅博，油井三和，地層処分研究開発第 2 次とりまとめにおける緩衝材間隙水化学の評価，JNC8400-99-078, 1999.
- Okada, H., Stress Corrosion Cracking and Hydrogen Cracking of Structural Steels, Stress Corrosion Cracking and Hydrogen Embrittlement of Iron Base Alloys; Unieux-Firminy; France; 12-16 June 1973, pp.124-134, 1977.
- 産業技術総合研究所，日本原子力研究開発機構，原子力環境整備促進・資金管理センター，電力中央研究所，平成 27 年度地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書，2016.

谷口直樹, 森本昌孝, 本田 明, ベントナイト中における炭素鋼の不動態化条件の検討, サイクル機構技報, No.4, pp.87-91, 1999.

谷口直樹, 川崎 学, 内藤守正, 低酸素濃度下での模擬地下水の飽和した圧縮ベントナイト中における炭素鋼の腐食挙動, 材料と環境, vol.59, 11, pp.418-429, 2010.

Taniguchi, N., Suzuki, H., Kawasaki, M., Naito, M., Kobayashi, M., Takahashi, R. and Asano, H., Propagation behaviour of general and localised corrosion of carbon steel in simulated groundwater under aerobic conditions, Corrosion Engineering, Science and Technology, vol.46, 2, pp.117-123, 2011.

Yokoyama, Y., Mitsui, H., Takahashi, R., Asano, H., Taniguchi, N. and Naito, M., Corrosion Behavior of Weld Zone of Carbon Steel Overpack for HLW Geological Disposal, Mat. Res. Soc., Scientific Basis for Nuclear Waste Management XXXII, vol.1124, pp.463-471, 2009.

Yui, M., Sasamoto, H. and Arthur, R. C., Groundwater Evolution Modeling for the Second Progress Performance Assessment (PA) Report, JNC8400-99-030, 1999.

3.1.2 緩衝材

(1) 背景と目的

沿岸部を対象とした際の緩衝材の基本特性に関する既存の研究として、幌延深地層研究センターで採水された 0.18 M (海水の約 1/3) の塩化物イオンを含む実地下水 (以下、「幌延地下水」という。) や人工海水を用いた透水試験、熱物性試験、膨潤圧試験、標準圧密試験、圧密非排水三軸試験、一軸圧縮試験、浸入試験、浸食試験が実施されている (菊池・棚井, 2005; 松本・棚井, 2004; 松本・棚井, 2005; 松本・藤田, 2011)。せん断特性に関しては、海水系地下水を用いた圧密非排水三軸試験 (図 3.1-12) が実施されているものの (菊池・棚井, 2005)、試験溶液とせん断特性との相関関係をより明確なものとするためには、更なる試験データの拡充が必要である。また、緩衝材の再冠水過程における現象の把握に向けて、これまでに、緩衝材の変質、膨潤、流出に関して、蒸留水や海水相当イオン強度を持つ NaCl 溶液および CaCl₂ 溶液を用いた試験に基づく緩衝材の挙動把握が行われてきた。これらの取組から、蒸留水とイオン強度を持つ溶液とでは、ベントナイトの膨潤挙動に差異はあるものの、緩衝材に期待する性能の発揮に大きな影響を及ぼすほどの差が生じることはないという結果を得ている。しかし、イオンを含む溶液での試験データの蓄積は十分とは言えず、海水のように複数のイオンを含む溶液に対する再冠水時の挙動は確認されていない。

そのため本業務では、これまでの知見やデータを踏まえた塩水環境を考慮し、人工海水、各種溶存イオンならびにイオン強度など、沿岸部における地層処分環境の化学成分に着目した試験を行い、知見やデータの拡充を行うとともに緩衝材に対するこれらの影響を確認する。

(2) 塩水環境下における緩衝材のせん断特性

本検討では、圧密非排水三軸試験データを拡充し、塩水環境下における緩衝材のせん断特性を明らかにする。沿岸部を対象とした緩衝材の力学挙動を解析する際に使用する弾塑性構成モデルとして、Cam-clay モデルや修正 Cam-clay モデルなどが候補として考えられるが、これらの代表的な弾塑性構成モデルの違いはせん断特性の表現方法の違いにある。従って、塩水環境下における緩衝材のせん断特性を明らかにすることは、対象となる地下水環境に応じて最適な弾塑性構成モデルを選定することに貢献する。

緩衝材の圧密非排水三軸試験の手順によれば (菊池ほか, 2005)、膨潤圧相当の背圧を作用させる必要があることから、圧密非排水三軸試験を実施するに当たり、まずは使用する材料の膨潤圧を把握しておく必要がある。そこで本年度は、表 3.1-7 に示す人工海水 (ASTM D1141 準拠) および蒸留水を使用した膨潤圧試験/透水試験を実施した。次年度以降、取得した膨潤圧を基に圧密非排水三軸試験を実施する予定である。

表 3.1-7 海水の組成と pH

人工海水	
イオン種	イオン濃度 (mol dm ⁻³)
Na ⁺	0.48129
K ⁺	0.01033
Ca ²⁺	0.04052
Mg ²⁺	0.20952
Sr ²⁺	0.000621
Cl ⁻	0.56889
SO ₄ ²⁻	0.11604
F ⁻	2.72E-05

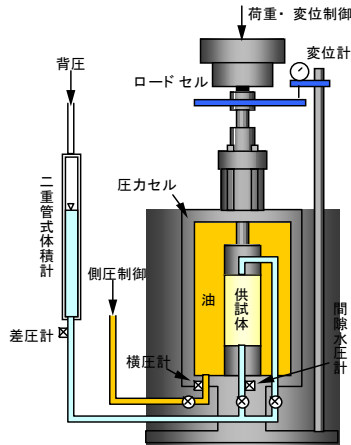


図 3.1-12 三軸試験装置概略

1) 膨潤圧試験／透水試験の概要

膨潤圧試験／透水試験の試験装置の概略図を図 3.1-13 に示す。本試験では、同一の試料および試験機を用いて、膨潤圧試験の終了後に連続して透水試験を行う。膨潤圧試験の開始後、時間の経過とともに膨潤圧が安定した（試料が飽和した）後に、膨潤圧試験を終了し、透水試験に移行する。透水試験は、コンプレッサーなどの圧縮空気圧を利用した定水位型の透水試験とし、試験セル上部に設置したバルブを開放し、試料中から透過した試験溶液の透過量を一定期間測定し、透水係数を求める。供試体は、クニゲル V1、3 号ケイ砂、5 号ケイ砂を質量比 7 : 1.5 : 1.5 で混合した材料とし、乾燥密度は 1.6 Mg/m³とした。なお、本試験で用いたクニゲル V1 のモンモリロナイト含有率は 55%である。

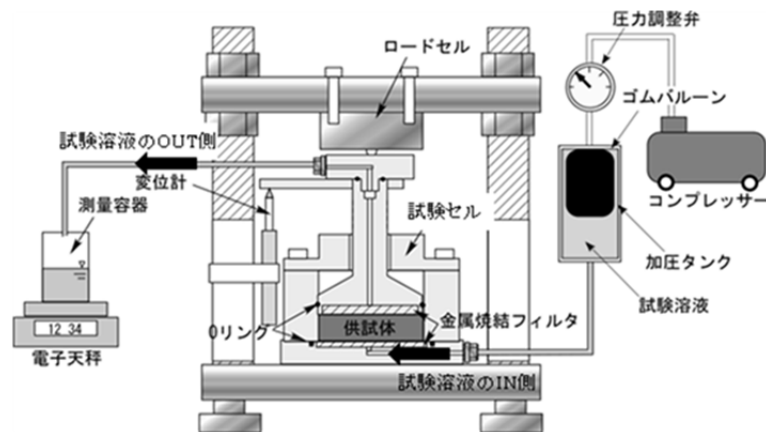


図 3.1-13 膨潤圧試験／透水試験装置概略図

2) 膨潤圧試験／透水試験結果

膨潤圧試験結果を図 3.1-14 に示す。蒸留水の膨潤圧は人工海水の膨潤圧より大きく、また、人工海水を用いた場合、膨潤圧が定常に至るまでの時間は短い（なお、同図の一部の区間における計測値の欠落は施設の停電などによるものである）。得られた膨潤圧を有効モンモリロナイト密度で整理した結果を図 3.1-15 に示す。図中には既往の研究（菊池ほか, 2005）で得られている膨潤圧と有効モンモリロナイト密度の関係式も示している。今回得られた膨

潤圧は、既往の研究結果と整合的であることが分かる。続いて、透水係数を図 3.1-16 に示す。今回取得した透水係数は、既往の研究結果（菊池ほか, 2005）と整合的であり、人工海水を用いた場合、透水係数が高くなることがわかる。今後は、得られた膨潤圧を参考に、圧密非排水三軸試験を実施していく。

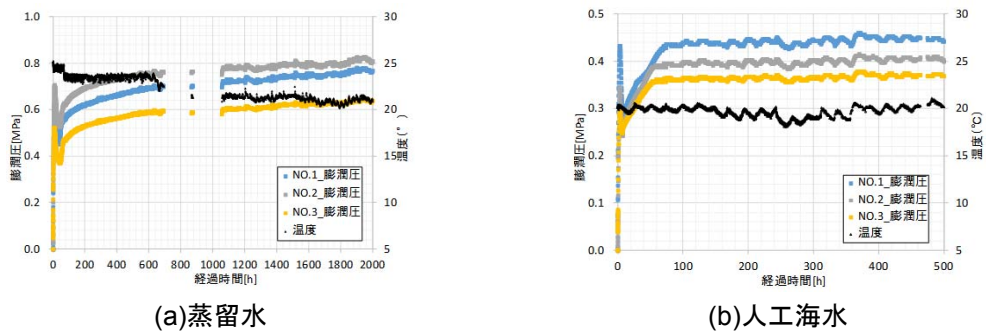


図 3.1-14 膨潤圧の経時変化

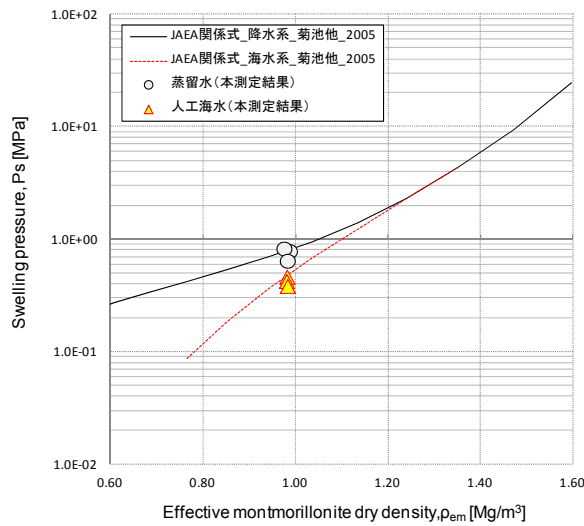


図 3.1-15 膨潤圧－有効モンモリロナイト密度の関係

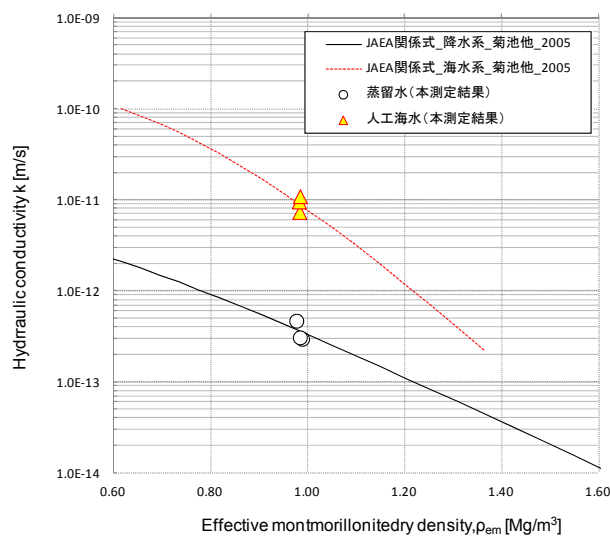


図 3.1-16 透水試験－有効モンモリロナイト密度の関係

(3) 再冠水時の緩衝材の挙動

閉鎖後長期の安全評価から示される緩衝材に対する要求性能の観点から、その施工時（操業段階）から再冠水後（長期性能評価の初期状態）までの緩衝材の性能を連続的に評価する必要がある。そのため、施工後の緩衝材の施工品質の変遷について、再冠水過程の現象に伴う影響を考慮して、その挙動を定量的に評価することが必要である。

このような課題に関連する既往の研究開発では（原環センター、2015）、緩衝材の再冠水挙動に影響を及ぼす因子として、

- ・ 隙間の有無、位置
- ・ 密度分布の程度、方向
- ・ 初期透水性（施工直後の間隙分布）

を取り上げ、これらが再冠水時に生じる以下の現象や挙動によって、どのように変遷するかを把握するためのデータを取得している。

- 膨潤挙動、○ 化学変質（イオン交換）、○ 力学性能変化、○ 地下水浸潤（流入量、液種）、○ ガス移行（間隙空気移行）

上記の既往研究の成果を踏まえ、沿岸域の特性を考慮した条件でのデータの拡充により、緩衝材の施工品質に関する仕様設定に資することを目的とする。これらの結果は、再冠水後の長期間にわたる“緩衝材の性能を適切に確保”するために要求される長期性能の初期条件を与えることに資する。

1) 試験計画

3カ年の試験計画の立案において、既往の研究成果を活用や課題の優先順位に考慮して、効果的に拡充すべき知見やデータを取得する必要がある。別途実施されている研究では、主に蒸留水を主体として実施してきた既往の研究から得られた知見に基づいて緩衝材の性能評価や性能維持のための工学的な対策の成立性に関する知見が得られている（原環センター、2015）。昨年度の沿岸部特有の条件を念頭にした場合に拡充すべき知見やデータに係わる整理結果（産総研ほか、2016）や、別途実施されている研究動向も踏まえ、ここでは以下の項目について、試験や検討を行うこととしている。

- 地下水浸潤速度および透水係数の取得に関する試験
- 実験室規模の緩衝材流出に関する試験
- 定置方式による膨潤性能への影響に関する試験
- 密度分布が膨潤量に及ぼす影響に関する試験

2) 使用材料

本業務で使用する材料（固相）は、既往の研究成果との整合性にも留意して（比較検討などを容易にすべく）、山形産 Na 型ペントナイト（クニゲル V1）に 3 号ケイ砂と 5 号ケイ砂を乾燥質量比 7 : 1.5 : 1.5 で混合したものとする。

また、使用する水は、沿岸域における海水の賦存を考慮して、人工海水を用いる。さらに、既往の研究成果と互いに補完し、包括的な知見を形成できるようにするために、単一成分での試験も行い、その特性を把握する。

3) 試験スケジュール

既往の研究と同様に、現象把握ならびに知見やデータを定量的に取得・評価するために、小規模試験から段階的に試験規模を拡大させ、小規模試験結果を大規模試験結果の理解にフィードバックしながら、より実際の処分場と近い環境での事象の理解に繋げる。

表 3.1-8 に本業務の検討項目の年度展開案を示す。

表 3.1-8 年度展開案

検討項目	ケース	H28	H29	H30	備考、実験規模など
① 地下水浸潤速度および透水係数の取得に関する試験	Ca 系地下水	■			小規模試験 飽和度と比抵抗の関係取得
			■	■	小規模試験 供試体寸法：φ 50 mm×H300 mm
	人工海水	■			小規模試験 飽和度と比抵抗の関係取得
			■	■	小規模試験 供試体寸法：φ 50 mm×H300 mm×2
② 実験室規模の緩衝材流出に関する試験	Mg 系地下水	■			小規模試験 供試体寸法：φ 110 mm×H50 mm
	K 系地下水	■			
	人工海水		■	■	
	人工海水			■	工学規模試験 供試体寸法：φ 560 mm×H600 mm
③ 定置方式による膨潤性能への影響に関する試験	人工海水		■	■	土槽規模試験 供試体寸法：W700 mm×H200 mm×D150 mm
④ 密度分布が膨潤量に及ぼす影響に関する試験	人工汽水		■	■	小規模試験 供試体寸法：φ 60 mm×H20 mm×2 供試体 (直列膨潤試験)
	人工化石海水		■	■	小規模試験 供試体寸法：φ 60 mm×H20 mm×2 供試体 (直列膨潤試験)
	人工汽水	■	■	■	小規模試験 供試体寸法：φ 60mm×h20mm 程度 (スラリー圧密試験)
	人工化石海水	■	■	■	小規模試験 供試体寸法：φ 60mm×h20mm 程度 (スラリー圧密試験)

4) 地下水浸潤速度および透水係数の取得に関する試験

これらの試験は、緩衝材の再冠水過程を解析的に評価するためのモデル構築に資することを目的に、一次元の試験条件のもとで緩衝材の浸潤速度を測定するものである。浸潤速度は比抵抗値と飽和度の関係から導出するため、試験環境における飽和度と比抵抗の関係を取得することが必要である。このため、本年度は飽和度と比抵抗の関係を導出するための試験を行った。今後の2カ年で取り組む浸潤速度の計測については、その準備作業として、装置の製作などの準備を進めた。

① 飽和度と比抵抗の関係取得

緩衝材中の浸潤フロントの移動や飽和度の変化を、供試体を乱すことなく計測する方法として比抵抗計測がある。この比抵抗計測は、緩衝材に接触している電極間に電流を流し、その電極間の抵抗値を計測するもので、これまでに飽和度と比抵抗の関係を取得した実績がある(原環センター, 2015)。飽和度と比抵抗の関係は、緩衝材の乾燥密度によって変化することから、乾燥密度を変化させ、飽和度をパラメータとして試験に使用する液種による関係を取得する。

この試験によって、(式 3.1.2-1)のような飽和度と比抵抗の関係が得られる。得られた関係

をもとに、試験の際の飽和度を表すことができる。

$$R = a \left(\frac{\rho_d / \rho_w}{S_r} \right)^b = a \left(\frac{G_s}{S_r (1+e)} \right)^b \quad (3.1.2-1)$$

ただし、 ρ_d は乾燥密度、 ρ_w は間隙液の単位体積質量、 S_r ($\times 100$ %) は飽和度、 e は間隙比、 G_s は土粒子比重である。さらに、 a (Ωm)、 b は液種の違いによる補正係数である。

表 3.1-9 に結果を示す。人工海水については、乾燥密度によって、係数 b に違いが見られた。この結果が、人工海水に含まれる様々な陽イオンの影響を受けたものか否かは、今後の更なる試験によって確認する。

表 3.1-9 飽和度と比抵抗の関係

ベントナイト	ケイ砂含有率 wt%	間隙液種	イオン強度	係数 a	係数 b	備考
Na 型ベントナイト	30	蒸留水	—	1.0	2.2	※
Na 型ベントナイト		NaCl	0.5 程度	0.6	2.2	※
Ca 型化ベントナイト		蒸留水	—	0.06	5	※
Na 型ベントナイト		Ca 系地下水	0.5 程度	3.5	2.0	
		人工海水	0.5 程度	3.5	2.0	乾燥密度 1.2~1.6Mg/m ³
				3.5	2.3	乾燥密度 1.8~2.0Mg/m ³

※：原環センター，2015

② 試験装置と試験条件

既往の研究（原環センター，2015）では、緩衝材に地下水が浸潤する速度を得るために、寸法 $\phi 50 \text{ mm} \times \text{H}1000 \text{ mm}$ 、乾燥密度 1.6 Mg/m^3 の供試体に対して、一次元の試験条件のもとで底面から蒸留水およびイオン強度 0.5 の NaCl 水溶液を浸潤させ、浸潤に伴う飽和度の変化を比抵抗値の変化として計測を継続した。このような取組の結果を踏まえ、試験期間を短縮して合理的な結果を得るために、供試体の高さを 300 mm として、試験を実施することとした。試験装置を図 3.1-17 に示す。

試験ケースを表 3.1-10 に示す。有意なイオン強度を有する間隙水はベントナイトの膨潤圧を低下させ、セルと供試体の界面が破過する可能性がある。この破過を避けるために、試験開始初期はフローポンプを用いて流量制御で送水し、十分な送水圧が得られた以降はその送水圧を超えない程度の送水圧となるような圧力制御を行いつつ試験を進める。試験中に、比抵抗値の変化および膨潤圧を計測する。その中の一つのケースでは、通水圧を大きめ（最大 1 MPa 程度）に設定して、通水圧の大きさが浸潤挙動に及ぼす影響を得る。さらに、排水のイオン分析や透水係数の取得を行う。

本年度は、上記の試験に向けた装置を製作し、試験の準備を行った。表 3.1-8 に示したように、今後約 2 年にわたってデータを取得する予定である。

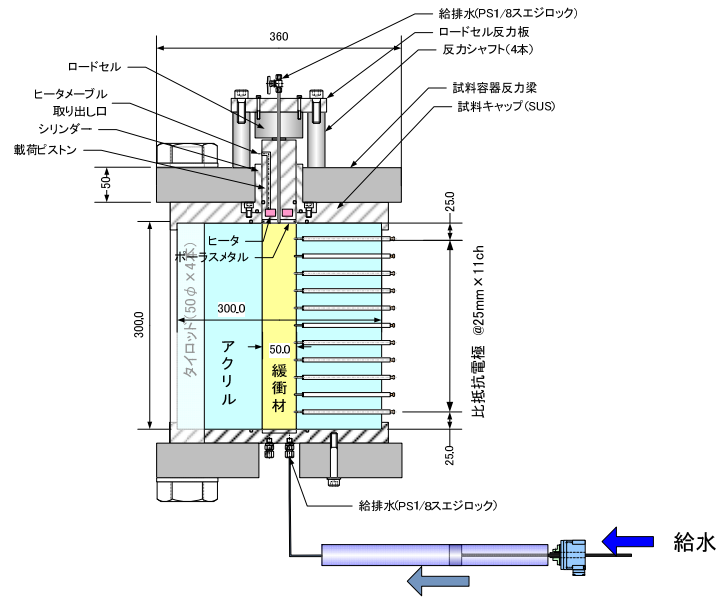


図 3.1-17 一次元浸潤速度試験装置概略図

表 3.1-10 浸潤速度取得試験ケース一覧

液種	供試体	試験条件	試験数	備考
Ca系地下水	ケイ砂 30wt%混合 Na型ベントナイト	通水圧：流量制御段階の 通水圧から決定	1	初期は流量制御として、通水圧が十分大きくなったら圧力制御に移行する。
人工海水			1	
人工海水		通水圧：最大 1MPa 程度	1	

5) 実験室規模の緩衝材流出に関する試験

既往の研究として実験室規模で行われてきた種々の条件下での緩衝材試験のうち、塩水環境に適応する試験としては、NaCl 溶液と CaCl₂ 溶液による試験が行われているが（原環センター，2015）、その他の成分の影響および海水組成の溶液を用いた試験は行われていない。そのため、本年度は、海水組成（人工海水）での試験に先立ち、海水中で Na イオンに次ぐ濃度を持つ Mg イオンと K イオンについての試験を行い、Na イオンおよび Ca イオンとの比較を行う。海水の組成を考えた場合、高濃度である Na イオン濃度に対して、低濃度である Mg イオンと K イオンの影響は小さいことが想定されるが、人工海水を用いた試験結果の解釈において、これらの試験結果が必要となる。

① 試験方法

緩衝材流出現象の影響の大きさは、単位流量当たりの流出量の大小などで判断されるが、緩衝材流出量は試験装置のスケールや試験水の流入出の位置関係の影響を受けると想定されるため、既往の研究成果と整合性をもって比較するため、既往の研究と同様の試験装置を用いた。図 3.1-18 に試験に用いたセルを示す。

表 3.1-11 に示すように、緩衝材の施工法として、ブロック定置方式とブロック定置+ペレット充填併用方式の二つの施工法を対象として試験ケースを設定した。本年度は、Na および Ca に次ぐ海水成分である Mg と K について、その特性を把握するための試験を行う。液種はイオン強度 0.5 の KCl 溶液と MgCl 溶液を使用し、液種ごとのエロージョン現象の発生の有無、通水圧の経時変化などを取得し、緩衝材流出現象に対する液種の影響を調べた。

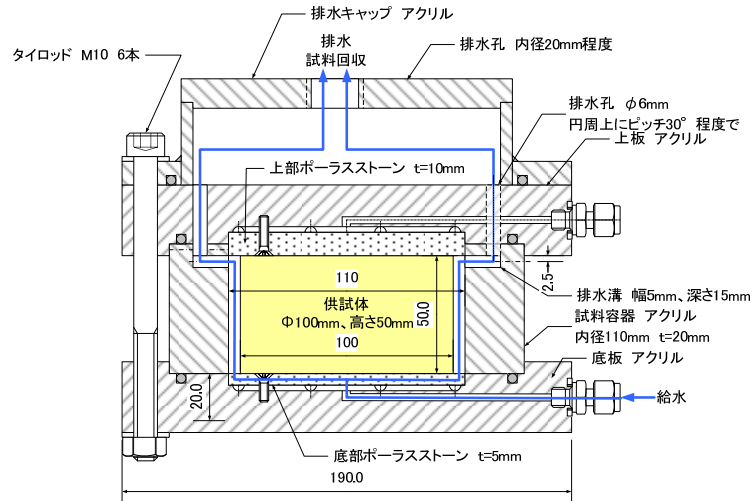


図 3.1-18 緩衝材流出試験用のセル

表 3.1-11 小規模パイピング・エロージョン試験ケース一覧

液種	流量 (mL/min)	通水 方向	施工法	備考
MgCl ₂	1、10、100	下部 から 上部	ブロック	<ul style="list-style-type: none"> • 事前に各液種でベントナイト濃度 wt%と吸光度の関係を取得 • 原則として、最長 24 時間とする。
	1、10、100		ブロック+ペレット	
KCl	1、10、100		ブロック	
	1、10、100		ブロック+ペレット	

② 試験結果

本年度に実施した試験の結果について、抜粋して以下に整理する。

(a) MgCl₂ 水溶液での通水試験（ブロック）

図 3.1-19 に送水圧と流量の関係を示す。図に示すように、通水開始から全般的に送水圧は低めで推移して、増加傾向を示したものの試験終了まで急激に変化することがなかった。

図 3.1-20 には、MgCl₂ 溶液を 100 mL/min の流速で通水した場合の水みち形成状況を示す。図から、給水直後から供試体表面が、鱗状の薄片になり、時間経過に伴って薄片のまま供試体とセルの間の隙間に沈殿していく様子が分かる。通水開始から 1 日 (1,440 分) 経過した後でも、沈殿した薄片や供試体自体はほとんど膨潤しておらず、水みちがシールされるような状況は観察されなかった。この結果は、1 mL/min、10 mL/min の通水条件の場合でも共通した結果である。

解体した供試体の観察により、供試体表面がほとんど膨潤していないことが分かった。しかし、供試体は水溶液が浸潤して沈殿することなく密実であった。

以上から、MgCl₂ 水溶液が供試体に作用した際に、供試体表面が陽イオン交換反応によって Mg 型化したために膨潤性能が低下して薄片状となり沈殿した可能性があると考えられる。さらに、Mg イオンと陽イオン交換反応によって放出された Na イオンが供試体内部に浸潤したために、供試体内部は薄片状にはならず若干膨潤したものと考えられる。この陽イオン交換反応に伴う変質については、化学分析を実施する必要がある。

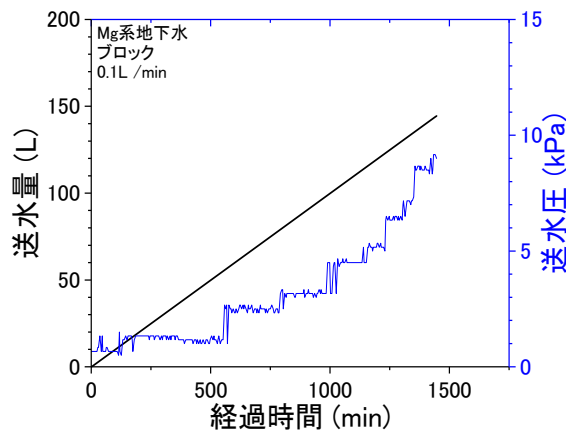


図 3.1-19 MgCl₂ 溶液 100 mL/min の通水圧と流量の関係

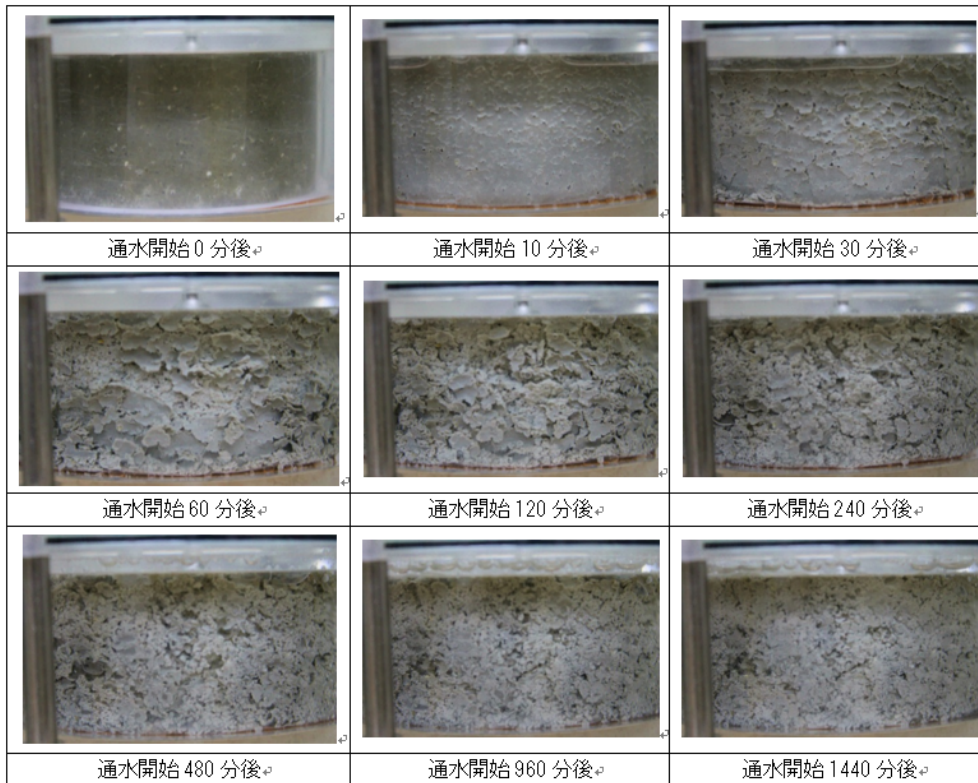


図 3.1-20 MgCl₂ 溶液 100 mL/min 通水時の水みちの形成状況（ブロック）

(b) KCl 水溶液での通水試験

図 3.1-21 に、KCl 水溶液の場合の 10 mL/min と 100 mL/min の通水条件における水みち形成状況を示す。図から、供試体表面はほとんど膨潤しておらず、供試体とセルとの間の隙間はほとんどシールされなかった。そのため、水みちの大きさも試験期間中ほぼ一定である。

10 mL/min での通水を行った供試体は、試験開始後 480 分以降、大きな塊状にひび割れた。これは、供試体表面付近が供給水中の K イオンによる陽イオン交換反応によって K 型化し膨潤性能が低下した状態で、K イオンとの陽イオン交換反応によって隙間に放出された Na イオンを含む水溶液が供試体内部に浸潤したため、供試体内部が膨潤した結果、膨潤変形に K 型化した供試体表面が追従できずにひび割れたものと考えられる。また、100 mL/min で

通水した供試体にひび割れは観察されなかった。これは、流速が速いために供試体内部に毛细管現象で浸潤する水溶液の量が低下したためではないかと考えられる。

供試体の解体からも、供試体表面がほとんど膨潤していないことが分かった。K イオンが膨潤性能の低下に及ぼす影響は、Ca イオンなどよりも大きい可能性がある。

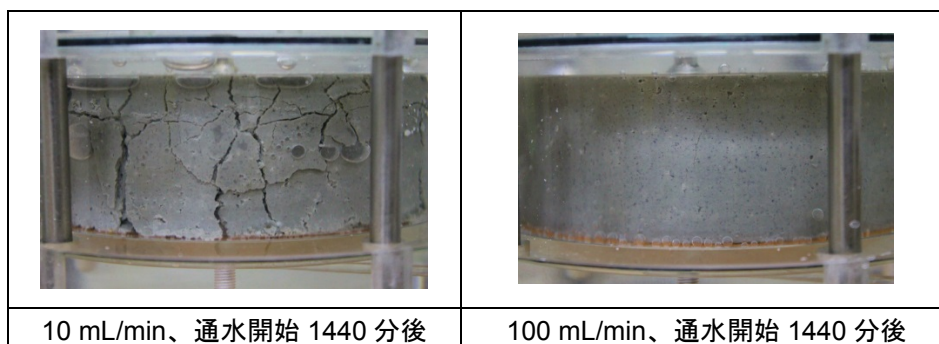


図 3.1-21 KCl 水溶液 100 mL/min 通水時の水みちの形成状況（ブロック）

(c) まとめ

図 3.1-22 に、これまでに実施した蒸留水、イオン強度 0.5 の NaCl 水溶液、ならびに CaCl₂ 水溶液に加え、MgCl₂ 水溶液、KCl 水溶液を用いて実施した緩衝材流出試験から得られた流出量と通水量の関係を併せて示す。液種以外の試験条件が違っている場合があるため、一概に比較できないが、大局的に見て、流出量と通水量の関係の勾配は、蒸留水のケースと CaCl₂ 水溶液と KCl 水溶液がおおむね同様、NaCl 水溶液と MgCl₂ 水溶液のケースがおおむね同様の傾向を示すという結果となった。緩衝材流出量は水みちにおける流速（緩衝材の膨潤量）だけで決まるものではなく、水みちを流れる流体の粘性抵抗に対する緩衝材のせん断強度などの影響も受けるものと考えられる。また、乾燥密度が大きいほど、このせん断強度が大きくなると考えられるため、膨潤しない場合、せん断強度が大きくなり、水みちを流れる流体の粘性抵抗に対して洗掘され難くなる。その一方で、イオン強度が大きくなると、一次粒子同士が凝集して、見かけ上、土粒子径が大きくなった状態となり、締固め土の状態を維持できずに沈殿することも考えられる。緩衝材の流出量は、このような様々な要因が複合的に作用して決まると考えられる。

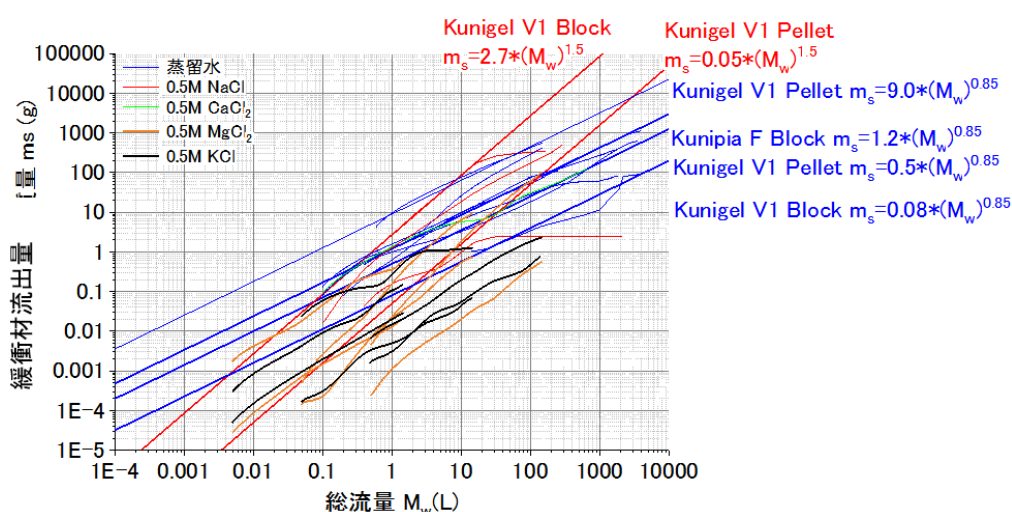


図 3.1-22 流出量と通水量の関係のまとめ

また、本年度の試験は海水のイオン強度相当の単一成分の水溶液を用いたが、実際の地下水（海水系地下水）では、Mg イオンや K イオンが今回の試験条件ほどの濃度になることは想定し難く、Na イオン濃度の高い溶液中に共存することになると想定される。その際には、Na イオン以外のイオンの影響は緩和され、最も濃度の高い Na による特性が影響を支配すると予想される。今後、人工海水などでの試験により、その影響に関するデータを取得し、影響の程度を確認する。

(4) 参考文献

原子力環境整備促進・資金管理センター，平成 27 年度地層処分技術調査等事業（高レベル放射性廃棄物処分関連 処分システム工学確証技術開発）人工バリア品質／健全性評価手法の構築（その 2）－緩衝材，2015.

菊池広人，棚井憲治，幌延地下水を用いた緩衝材・埋め戻し材の基本特性試験 JNC TN8430 2004-005, 2005.

松本一浩，棚井憲治，緩衝材の流出／侵入特性，JNC TN8400 2003-035, 2004.

松本一浩，棚井憲治，緩衝材の流出／侵入特性（Ⅱ），JNC TN8400 2004-026, 2005.

松本一浩，藤田朝雄，緩衝材の流出／侵入特性（Ⅲ），JAEA-Research 2011-014, 2011.

産業技術総合研究所，日本原子力研究開発機構，原子力環境整備促進・資金管理センター，電力中央研究所，平成 27 年度地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書，2016.

3.1.3 セメント系材料

(1) 背景と目的

セメント系材料は、高レベル放射性廃棄物処分では処分坑道の支保工、アクセス坑道ならびに斜坑などの支保工およびインバートなどの構造材として、また、TRU 廃棄物の地層処分ではそれらに加えて、処分坑道のインバート、構造駆体、ならびに容器内外の充填材としての使用が考えられている。

セメント系材料は、地下水との反応により変質することが知られており、主な変質としては水和鉱物の溶脱、膨張性の二次鉱物の生成および溶脱成分による他のバリア材料の二次的な変質が想定される。また、それらの影響として、機械的特性や物質移行特性の変化、ひび割れの発生、ならびに機械的特性の低下が考えられる。そのため、短期的には処分場操業中における空洞安定性への影響、長期的には処分場閉鎖後における人工バリア機能への影響が生じる可能性がある。

セメント系材料の海水系地下水環境での変質および劣化現象については、海洋構造物や海岸付近の鉄筋コンクリート構造物の寿命評価などの観点での塩化物イオンの浸透に関する産業界での検討例など、既に知見の蓄積がある。また、地層処分施設の建設および操業期間中の健全性、ならびに人工バリアの長期的な安定性の観点から、化学的な変質についてはこれまでも国の基盤研究などで検討が進められている。これらの検討から、降水系地下水と比較して Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} の影響によるセメント鉱物の変質や析出物の生成を考慮する必要があること、混合セメントの方が普通セメントより変質が少ない傾向にあることなどが確認された（原環センター、2006；2007；2009）。しかしながら、それらは沿岸部での現実的な地下水組成を想定したものではなく、多くは人工海水や海水濃度での模擬地下水を用いた検討である。

以上を踏まえ本事業では、沿岸部で想定される地下環境、特に地下水の各成分の現実的な濃度などを念頭に、長期安全性評価や施設設計などへの適切な対応に向けた検討を進め、以下の実施項目と目標設定を行いこれらに取り組む。

○塩水環境下におけるセメント系材料の変質評価：これまでに充填材の長期挙動評価のために開発されたセメント水和物の溶解沈殿モデルの沿岸部での適用性の確認と信頼性の向上を目指す。

○塩水環境下におけるセメント系材料の機械的特性変化に関する検討：設計や工学技術における安全確保の観点から、短期的な機械的特性の変化を把握することを目指す。

(2) 塩水環境下におけるセメント系材料の変質評価

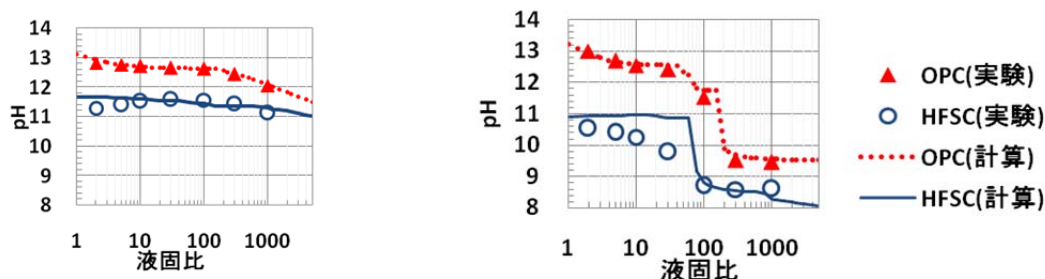
上述したセメント系材料の変質については、主に普通ポルトランドセメント（以下、「OPC」という。）を中心に評価・検討が実施されてきた。一方、実際の地層処分施設ではセメント系材料の高アルカリ性間隙水による緩衝材・周辺岩盤への影響を低減する目的で、低アルカリ性セメントが用いられることも想定される。そのような低アルカリ性セメントの候補の一つとして、OPC に対してフライアッシュ（以下、「FA」という。）とシリカフェーム（以下、「SF」という。）を混合することで間隙水や接触液の pH を低下させたフライアッシュ高含有シリカフェームセメント（以下、「HFSC」という。）が開発された（入矢・三原、2003）。

処分環境におけるセメント系材料の長期的な変質評価を可能とするために必要となる化学モデルとして、化学平衡計算をベースとした水和物溶解沈殿モデル（以下、「モデル」という。）について、OPC および HFSC を対象として開発が行われてきた（日本原子力研究開発機構、2015；2016）。水和物溶解沈殿モデルは、初期のセメント系材料の組成である「初期水和物組成」の設定を含め、水和物の溶解・沈殿による鉱物組成変化や間隙水組成変化を化学平衡

計算で導出するものである。これまでは、イオン交換水または米国材料協会規格 D1141 相当（以後、「ASTM 相当」）の人工海水に対するバッチ式浸漬実験結果に対して、モデルによる解析結果を比較することで、モデルの妥当性が検証されてきた。本事業では、種々の地質環境条件（異なる地下水の塩分濃度や溶存成分など）を想定したバッチ式浸漬実験を行い、モデル解析の結果と比較してその適用性を検証することで、沿岸部における処分施設での長期挙動予測の信頼性向上を図る。

1) 水和物溶解沈澱モデルによるバッチ式浸漬試験のモデル解析

これまでのセメント水和物の溶解沈澱モデルの検討結果として、OPC 硬化体の粉砕物および HFSC 硬化体の粉砕物を用いたバッチ式浸漬実験結果（日本原子力研究開発機構, 2013）（以後、「H24 年度実験」）とモデルによる解析結果とを比較したものを図 3.1-23 に示す（日本原子力研究開発機構, 2016）。同図より、OPC および HFSC とともにイオン交換水に対する浸漬実験に対して全体的に浸漬液 pH を再現できることが示されている。しかし、人工海水に対する浸漬実験の pH に対しては OPC の再現性は高い一方で、HFSC の再現性が低いことが示されており、HFSC での再現性の向上に向けた取組みが実施されている（日本原子力研究開発機構, 2017）。



イオン交換水に対する浸漬実験結果

人工海水に対する浸漬実験結果

図 3.1-23 セメント硬化体の浸漬実験解析（日本原子力研究開発機構, 2013 ; 2016）

上記のように、これまでは処分施設に用いられるセメント系材料の候補である HFSC についてイオン交換水および ASTM 相当の人工海水に対するバッチ式浸漬実験が実施されてきた。しかし、沿岸部を想定した処分環境におけるセメント系材料の長期的な機能・性能を評価するためには、異なる組成の溶液に対するバッチ式浸漬実験を行い、実験値を取得するとともにモデル計算結果と比較してモデルの適用性を確認することが必要である。本項では、今後 3 年間に本事業で実施すべき試験水準を選定することを目的として、人工海水を希釈した溶液や、特定の海水成分に着目した溶液に対するバッチ式浸漬試験のモデル解析を実施した結果を示す。

① 人工海水希釈水に対する浸漬試験

ここでは、ASTM 相当の人工海水を希釈した溶液に対して想定したバッチ式浸漬実験（表 3.1-12）に対するモデル解析結果を、H24 年度実験結果とともに示す。なお、HFSC における FA と SF の混合割合は種々検討されているが、これまでの実績を踏まえた OPC : FA : SF の重量割合は 4 : 2 : 4 である。化学平衡に基づくモデル解析は、昨年度までに構築した、人工海水およびイオン交換水に対するセメント系材料のバッチ式浸漬実験の解析での条件に従った（日本原子力研究開発機構, 2016）。

表 3.1-12 人工海水希釈水に対する浸漬実験

固相	OPC ペースト硬化体の粉砕物 HFSC ペースト硬化体の粉砕物
浸漬液	人工海水 (SW) 人工海水の希釈液 (任意の倍数での希釈) イオン交換水 (IEW)
液固比 (g/g)	1~5000
温度	20℃

OPC ペースト硬化体を用いた解析結果 (pH、液相 Ca 濃度、液相 S 濃度) を図 3.1-24 に示す。人工海水に対して 5 倍および 2 倍希釈した浸漬液 (それぞれ「020SW」、「050SW」) に対する浸漬の実施により、液固比 100 以上における pH が IEW および SW の中間程度の値をとる実験データが得られる可能性が考えられる。人工海水の希釈倍率が低いほど、液固比 30 以上では Ca 濃度が高くなったが、液固比 10 以下ではその傾向と異なり、020SW の場合は IEW を下回った。S 濃度については、IEW においては総じて計算結果が実験結果に比較して 1 桁高く、SW においては液固比 10 以下で 2 桁高くなった。本事業によって得られる実験データをもとに、モデルの改良を加える必要があるものと考えられる。

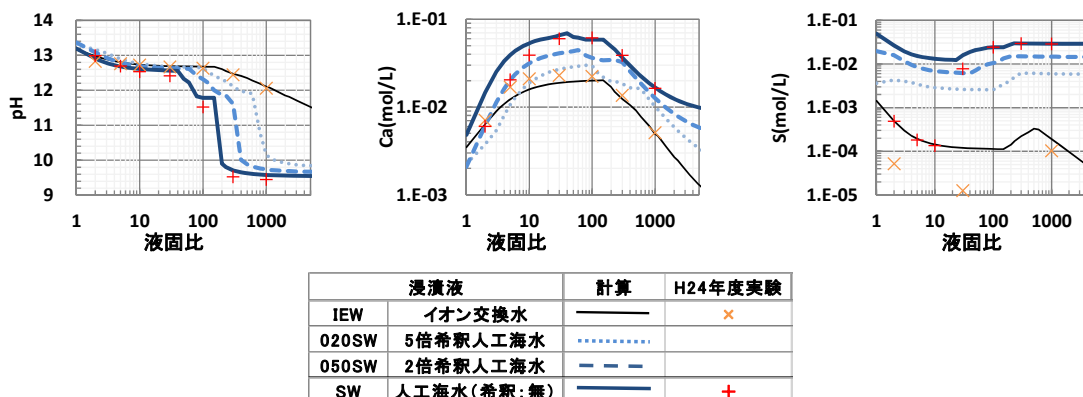


図 3.1-24 人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析

HFSC ペースト硬化体を用いた解析結果 (pH、液相 Ca 濃度、液相 S 濃度) を図 3.1-25 に示す。HFSC については、020SW および 050SW に対する浸漬実験により、液相組成が IEW および SW の中間程度の値をとる実験データが得られる可能性が考えられ、データ拡充の観点から 050SW に比較して 020SW がより有効であると考えられる。

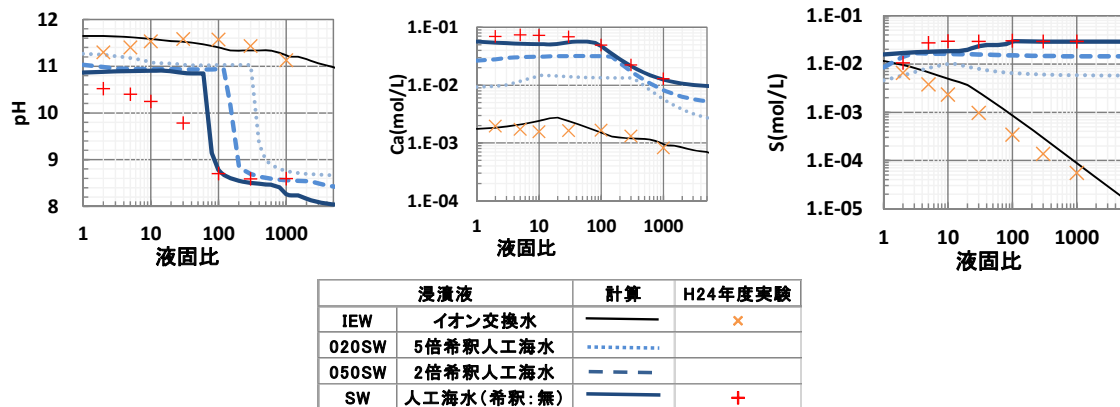


図 3.1-25 人工海水希釈水に対する HFSC の浸漬実験解析

② 特定成分含有液に対する浸漬試験

沿岸域で想定されるセメント系材料の変質挙動を推定するためには、海水含有成分のうち影響の大きいものに着目したバッチ式浸漬実験に加えて、周辺岩盤との相互作用の結果として処分施設に到達した状態での地下水組成を考慮したバッチ式浸漬実験を実施する必要がある。本項では、上記の観点から特定成分として Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- に着目し、これらの成分の含有液に対して想定したバッチ式浸漬実験（表 3.1-13）に対するモデル解析結果を示す。

表 3.1-13 特定成分含有液に対する浸漬実験

固相	OPC ペースト硬化体の粉砕物 HFSC ペースト硬化体の粉砕物
浸漬液	NaCl 含有液 (NaCl 濃度: 0~480mmol/L) MgSO ₄ 含有液 (MgSO ₄ 濃度: 0~50mmol/L) NaHCO ₃ 含有液 (NaHCO ₃ 濃度: 0~40mmol/L)
液固比 (g/g)	1~5000
温度	20℃

OPC 硬化体を用いた浸漬実験の解析結果を、H24 年度実験のうちイオン交換水への浸漬結果とともに図 3.1-26 (左図) に示す。NaCl 濃度は人工海水に含まれる Na^+ 濃度を、MgSO₄ については人工海水に含まれる Mg^{2+} 濃度を、NaHCO₃ 濃度については海水系地下水で想定されている HCO₃⁻ 濃度をそれぞれ用いた。NaCl 含有液への浸漬液の pH と IEW への浸漬液の pH はおおむね同程度であるのに対して、MgSO₄ 含有液への浸漬液の pH は図 3.1-24 に示した人工海水への浸漬液の pH とおおむね同程度であり、OPC 硬化体については Mg の影響が大きいことが示唆される。ただし、個別の成分として例えば Ca に着目すれば、人工海水への浸漬液の Ca 濃度は、MgSO₄ 含有液への浸漬液の Ca 濃度の 2~3 倍程度の計算結果であり、MgSO₄ のみでは人工海水での現象を表現できないことが分かった。NaHCO₃ 含有液への浸漬液の pH が液固比 300 以上で低下するのは、HCO₃⁻ 濃度の影響でセメント硬化体の主成分であるカルシウムシリケート水和物が分解するためである。

HFSC 硬化体を用いた浸漬実験の解析結果を、H24 年度実験のうちイオン交換水への浸漬結果とともに図 3.1-26 (右図) に示す。MgSO₄ 含有液への浸漬液の pH は、図 3.1-25 に示

した人工海水への浸漬液の pH とおおむね同程度であるが、OPC と同様、人工海水への浸漬液の Ca 濃度は、MgSO₄ 含有液への浸漬液の Ca 濃度の 2～3 倍程度の計算結果であり、MgSO₄ のみでは人工海水での現象を表現できないことが分かった。液固比 30 以下において NaCl 含有液への浸漬液の pH が、IEW への浸漬液の pH に比較して低い計算結果となる原因は不明である。また、液固比 30 付近において NaHCO₃ 含有液への浸漬液の pH が IEW への浸漬液の pH に比較して高い計算結果となる原因は不明である。なお、液固比 100 以上で pH が低下するのは、OPC と同様、カルシウムシリケート水和物が分解するためである。

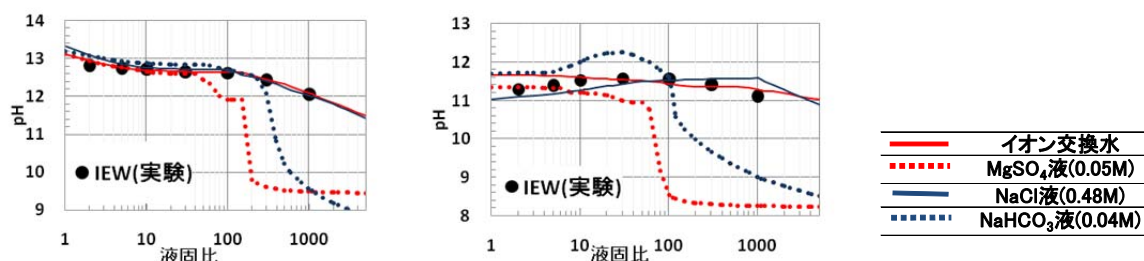


図 3.1-26 特定成分含有液に対する OPC (左) および HFSC 硬化体 (右) の浸漬実験解析

2) バッチ式浸漬実験

沿岸部を想定した処分環境における変質現象を把握するための実験として、本事業では人工海水の希釈液に対する浸漬実験を先行実施し、特定成分含有液への浸漬実験については、本年度および次年度の調査結果を勘案して試験条件を設定したうえで、次年度以降に実施する。

① 実験条件

本年度は人工海水希釈液に対するバッチ式浸漬実験として、OPC 硬化体を用いた浸漬実験 (表 3.1-14)、および HFSC 硬化体を用いた浸漬実験 (表 3.1-15) に着手した。このうち本年度は OPC 硬化体の液固比 5、10、30 の水準を対象として、アルゴンガス雰囲気において固液分離を実施して液相および固相を分析した (以後、「H28 年度実験」)。液相については孔径 0.45 μm のメンブランフィルターを通過させた液に対して、複合ガラス電極 (堀場製作所製 9677-10D) により pH を、誘導結合プラズマ発光分光分析装置 (パーキンエルマ社製 Optima8300) により Ca、Si、Al、Mg、Na、K、S 濃度を、イオンクロマトグラフ (東亜ディーケーケー社製 ICA-2000) により塩化物イオン濃度をそれぞれ定量した。固相については相対湿度 11±5% で制御されたデシケータ内で 7 日間以上乾燥した後に、粉末 X 線回折装置 (パナリティカル社製 X'Part PRO MPDp、管球: Cu、管電圧: 45 kV、管電流: 40 mA、散乱スリット: 2°、ソーラーズスリット: 0.04rad) により鉱物を同定した。加えて、フリーデル氏塩を対象として、内部標準物質 (α-Al₂O₃) とのピーク面積比を用いて作製した検量線による定量を実施した。

表 3.1-14 OPC 硬化体を用いた浸漬実験

固相	材齢約 1 年の OPC 硬化体を 90 μ m 以下に微粉碎
浸漬液	IEW、020SW、050SW、SW
液固比	5、10、30 (平成 28 年度分析) 100~3000 (平成 30 年度分析予定)
温度	約 25°C

表 3.1-15 HFSC 硬化体を用いた浸漬実験

固相	材齢約 1 年の HFSC 硬化体を 90 μ m 以下に微粉碎
浸漬液	IEW、020SW、SW
液固比	2~3000 (平成 29 年度分析予定)
温度	約 25°C

② 結果

OPC 硬化体を用いた浸漬実験結果について、人工海水への浸漬を実施した前後の固相の粉末 X 線回折による定性結果 (図 3.1-27) を示す。浸漬前試料で検出されたのは、ポルトランドライト、C-S-H、モノサルフェートに加えて、カトアイトであった。カトアイトについては Al、Si が種々の割合で固溶したものが報告されており、H28 年度実験で検出されたのは JCPDS データベース番号 01-084-0917 に登録されているカトアイト (化学式: $\text{Ca}_{2.93}\text{Al}_{1.97}\text{Si}_{0.64}\text{O}_{2.56}(\text{OH})_{9.44}$) と判断した。

浸漬後の固相では、ポルトランドライト、C-S-H、カトアイトに起因するピークが認められ、ポルトランドライトについては液固比が高いほどピーク強度の低下が確認された。浸漬前に検出されたモノサルフェートは消失し、フリーデル氏塩およびエトリンガイトが検出された。フリーデル氏塩についてはカルシウムアルミネート鉱物と人工海水中の塩化物イオンとの反応により、エトリンガイトについては硫酸イオンとの反応により生成したものと考えられる。

H24 年度実験 (日本原子力研究開発機構, 2013) では液固比 2 から 30 の範囲で検出され、液固比が高いほどピーク強度が強まったのに対して、H28 年度実験でのエトリンガイトは液固比 30 での浸漬においてのみ検出された。セメント水和物の分析に供する固相の前処理方法が分析結果に及ぼす影響が、セメント協会による報告書としてまとめられている (セメント協会, 2008)。同報告書によれば、粉末 X 線回折によるエトリンガイトのピーク強度に対して、分析前処理としての乾燥条件が強いほどピーク強度が弱まることが報告されている。そこで、H24 年度実験では真空ポンプを用いて 1 日間減圧乾燥を実施したのに対して、H28 年度実験では相対湿度 11% 雰囲気において 7 日間乾燥を実施した。同報告書によれば、相対湿度 11% での乾燥により、合成されたエトリンガイトについてはピーク強度の低減が抑制されることが報告されている一方で、セメント硬化体中のエトリンガイトについてはピーク強度が低減する報告例の存在も追記されている。H24 年度実験において明確に検出されたエトリンガイトが H28 年度実験ではほとんど検出されなかったのは、分析前の乾燥方法の違いによるものと考えられる。なお、液固比 30 でブルーサイトが検出されたのは、H24 年度実験と整合的であった。

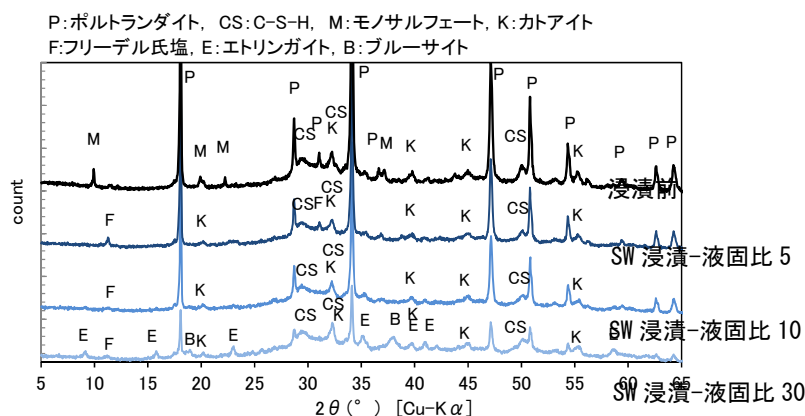


図 3.1-27 浸漬前および SW 浸漬後の X 線粉末回折図

前述のように、昨年度までに開発したモデル（以後、「H27 年度モデル」）に対して、主に HFSC に関する最新の知見をもとに改善されている（以後、「H28 年度モデル」）（日本原子力研究開発機構, 2017）。以後、主に H28 年度モデル（表 3.1-16～表 3.1-17）を用いて OPC 硬化体に対する浸漬実験の再現計算を実施した結果を示す。

表 3.1-16 OPC 硬化体の浸漬実験のモデル解析条件（全体）

データベース	JAEA-β TDB v1.07(for PHREEQC)
平衡反応に考慮する固相	<ul style="list-style-type: none"> ・ Portlandite、CSH(1.65)、CSH(1.55)・・・CSH(0.65)、CSH(0.55)、SiO2(am) ・ Calcite、Monocarbonate-Al、Hemicarbonate-Al、Gypsum、Monosulfate-Al、Ettringite-Al、Katoite-Al、C4AH19、Stratlingite-Al、Katoite-AlSi080、Hydrotalcite-M4A、Brucite、Laumontite-Ca、Analcime、Kaolinite、Pyrophyllite、Friedel_Salt、NaOH(s)、KOH(s) ・ MSH07、MSH08・・・MSH14 ・ Katoite-Fe、Katoite-FeSi084、Katoite-FeSi134
吸着設定	表 3.1-17 に示す
出発固相	Portlandite、CSH(1.65)、NaOH(s)、KOH(s)、Monosulfate-Al、Ettringite-Al、Katoite-Fe、Hydrotalcite-M4A
浸漬液相	実験条件に準拠
液固比	1～5000

表 3.1-17 OPC 硬化体の浸漬実験のモデル解析条件（C-S-H への吸着設定）

設定項目	設定式
比表面積	$A = -0.3102 \cdot [\text{Ca/Si 比}] + 0.6866$
サイト密度	$S = -66.758 \cdot [\text{Ca/Si 比}] + 132.58$
プロトン解離	$\text{SiOH} \rightleftharpoons \text{SiO}^- + \text{H}^+ \quad \log K = -12.3$
Ca 吸着	$\text{SiOH} + \text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons \text{SiOCa}^+ + \text{H}^+ \quad \log K = -9.4$
Na 吸着	$\text{SiO}^- + \text{Na}^+ \rightleftharpoons \text{SiONa} \quad \log K = -1.63 \cdot [\text{Ca/Si 比}] + 2.715$
K 吸着	$\text{SiO}^- + \text{K}^+ \rightleftharpoons \text{SiOK} \quad \log K = -2.3 \cdot [\text{Ca/Si 比}] + 3.815$
S 吸着	$\text{SiO}^- \text{Ca}^+ + \text{SO}_4^{2-} \rightleftharpoons \text{SiOCaSO}_4^- \quad \log K = 0.7$
Cl 吸着	$\text{SiO}^- \text{Ca}^+ + \text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{SiOCaCl} \quad \log K = 0.5$

液相の解析結果について、H28年度実験値およびH24年度実験値とともに図 3.1-28 に示す。H27年度モデルによる計算（図 3.1-24）と比較して、pH についてはほとんど差が認められないが、Ca 濃度については SW 浸漬における液固比 10 以下の領域で再現性の向上が認められた。S 濃度については、IEW 浸漬に対する再現性が著しく向上して計算値と実測値が同程度となったが、人工海水希釈水に対する液固比 10 以下の領域において、H27年度モデルと比較して再現性がやや向上したものの、実測値に対して依然として 1 桁以上の乖離が認められた。

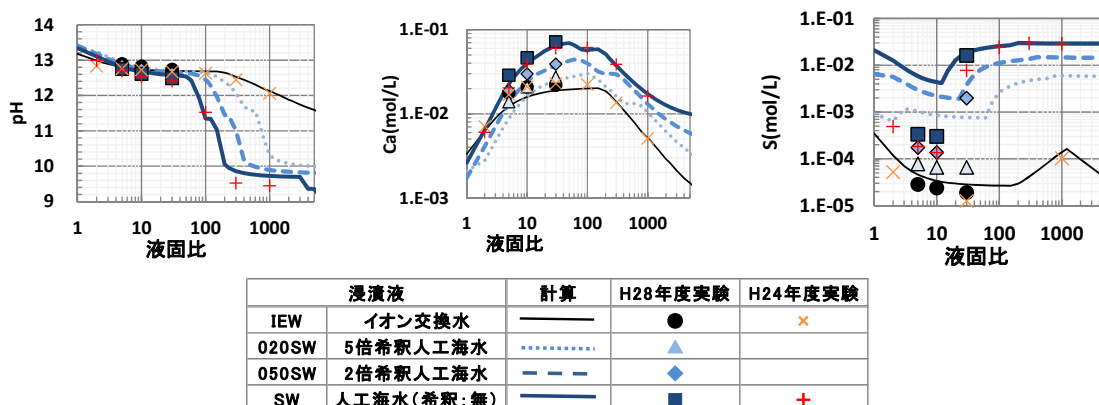


図 3.1-28 人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析 (pH、液相 Ca 濃度、S 濃度)

H28年度実験において新たに取得した液相 Cl 濃度、固相中のフリーデル氏塩含有量について、モデルによる計算結果とともに図 3.1-29 に示す。これらについてはおおむね再現性が高いものと判断された。また、これらの実験値と比較することで、モデルの信頼性が高まったものと考えられた。

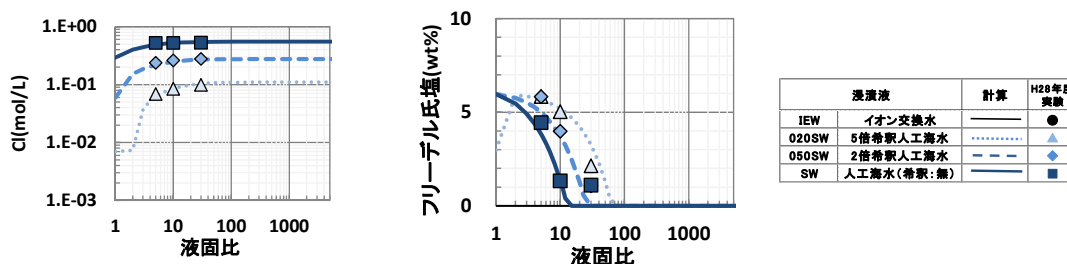


図 3.1-29 人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析 (液相 Cl 濃度、固相フリーデル氏塩)

S を含有するカルシウムアルミネート水和物であるエトリンサイトについて、H27年度モデルおよびH28年度モデルによる計算結果を図 3.1-30 に示す。前述のように、H24年度実験ではエトリンサイトが検出されたのに対して、H28年度実験では SW 浸漬の液固比 30 においてのみ検出された。そのため、エトリンサイトの定量結果との比較による計算結果の妥当性検証には至らなかった。しかし、H24年度実験において SW 浸漬では液固比 30 以下の領域では液固比の増大につれてピーク強度が強まった一方で、液固比 300 および 1000 ではピークが検出されなかった傾向は、計算により再現されたものと考えられる。H27年度モデルと H28年度モデルを比較すると、液固比 10 以下の領域でのエトリンサイト生成量は、H27

年度モデルに比較して H28 年度モデルによる計算の方が多いものと見積られた。この結果は、液相の S 濃度が、H27 年度モデルに比較して H28 年度モデルの方が低く算出され、実測値により近いものと算出されたことと対応している。人工海水に対する OPC 硬化体の浸漬ではエトリンサイトが生成する可能性が高いことから、固相の乾燥方法を見直したうえでの粉末 X 線回折の測定、あるいは選択溶解法（例えば、鈴木ほか, 1990）の適用により、適切に定量されたエトリンサイト実験値と比較することでモデル解析の信頼性を高める必要があるものと考えられる。

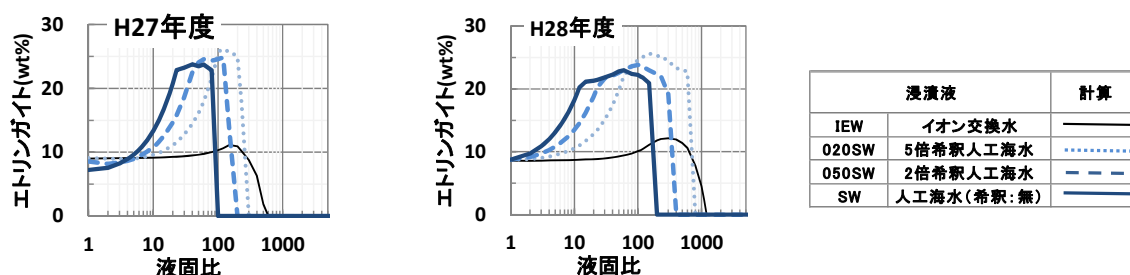


図 3.1-30 人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析（固相中のエトリンサイト量）

液相 Al 濃度について、H27 年度モデルおよび H28 年度モデルによる計算結果を実験値とともに図 3.1-31 に示す。H27 年度モデルに比較して、H28 年度モデルにより全体的に 1 桁以上濃度が高く算出され、総じて実験値に近づいたものと判断される。ただし、IEW 浸漬では実測値と計算値の差が 1 桁程度となったが、人工海水系では依然として 2 桁以上の乖離が認められる。原因の一つとして、Al を含む水和物の設定が考えられる。実際のセメント水和物における Al は、本解析モデルで平衡計算に考慮した鉱物（表 3.1-16 参照）として存在するほかに、C-S-H ゲルに固溶するものと考えられている（Richardson et al., 1992）。一方、Al が固溶して生成する非晶質の C-A-S-H ゲルについては、その実験データが乏しいために現時点での熱力学データベースでは整備されていない。そこで、モデルでは C-S-H ゲルへの固溶に相当する量の Al を系から除外する（Honda et al., 2009）ことで表現されている。現在、C-A-S-H ゲルを対象とした実験データが報告されつつある（例えば Hass et al., 2015）。今後、それらの実験データをもとに C-A-S-H ゲルの熱力学データベースを整備し、モデルに組み込んで浸漬実験の再現計算を実施することで、モデルの信頼性および C-A-S-H ゲルの熱力学データベースそのものの信頼性を高める必要があるものと考えられる。

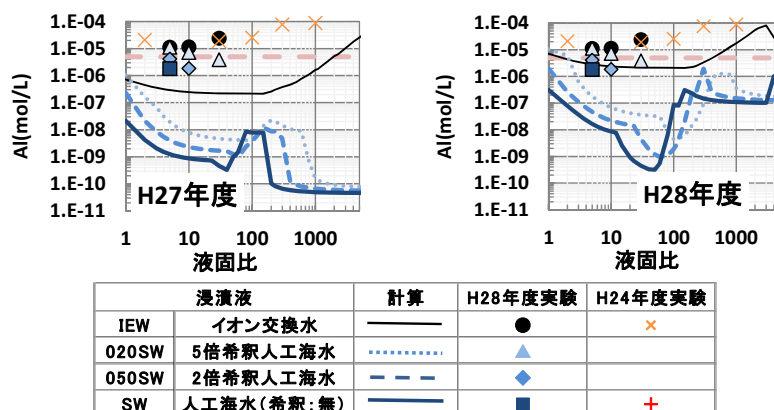


図 3.1-31 人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験解析（液相 Al 濃度）

以上、既往の調査で不十分であった点を中心として人工海水希釈水に対する OPC の浸漬実験を行い、再現計算を通じてモデルの信頼性を検証するとともに、実験およびモデルの双方に対して、今後さらに改良すべき課題を抽出することができた。

(3) 塩水環境下におけるセメント系材料の機械的特性変化に関する検討

1) 目的および実施内容

平成 27 年度の検討では、既往の知見や技術などの調査を踏まえ、今後沿岸域で想定される地下環境、特に地下水の各成分の濃度などを踏まえた施設設計などへの適切な対応に向けて、以下の課題を抽出した（産総研ほか, 2016）。

- ① 海水系および降水系の化学モデルの適用範囲の確認
- ② バルク試験体を用いた力学特性の変化に関するデータの取得
- ③ ひび割れの閉塞挙動の確認
- ④ 塩水浸透に係わるモデルの検討

本検討では、課題の緊急性を勘案し、設計や工学技術における安全確保の観点からの処分場の空洞安定性評価における根拠の整備の一環として、沿岸部での処分場操業期間におけるセメント系材料の変質に伴う短期的な強度変化を把握することを目的に、②および④に注力する。

2) 3 カ年の全体計画

本検討に関する 3 カ年の実施計画を表 3.1-18 に示す。各実施項目の具体的な内容について、後述の 3) および 4) に整理する。

表 3.1-18 塩水環境下におけるセメント系材料の機械的特性変化に関する検討の実施工程

実施項目	平成28年度	平成29年度	平成30年度
バルク試験体を用いた力学特性の変化に関するデータ取得			
人工海水への長期浸漬(10年程度)バルク試験体での変質状態の確認			
沿岸海底下条件での強度変化確認(浸漬試験)			
塩水浸透に係るモデルの検討			
産業界の塩化物イオン拡散モデルの調査			
沿岸海底下環境での塩化物浸透モデルへの高度化			

3) バルク試験体を用いた力学特性の変化に関するデータの取得

これまでに、各種セメント系材料の水和物粉末およびブロック状の硬化体（以下、「バルク試験体」という。）について、降水系地下水および海水系地下水を模擬した浸漬試験を実施し、水和物粉末ではセメント系材料全体が一様に変質するのに対し、バルク試験体では Ca が表層から溶出するのに加え、人工海水に浸漬した混合セメントのバルク試験体では明確な変質が認められない事を確認した（原環センター, 2007 ; 2010 ; 2011）。このことは、各種セメント系材料の水和物粉末試料の試験結果に基づいた溶解平衡モデルを用いた化学解析の結果が、海水系地下水環境下での変質の影響範囲を過大に評価している可能性があることを示唆している。そのため、現実的な変質過程での機械的特性の把握には、バルク試験体を用いて試験を実施する必要がある。

これらのデータ取得では、沿岸部で想定される条件でのセメント系材料のバルク試験体の変質状態と強度変化との関係を把握するため、塩水によるセメント変質が処分場操業期間の強度（短期的強度）に及ぼす影響を検討する。また、処分場環境における地下水中の成分濃度が、陸域からの降水系地下水の混合により、海水より低いことなどを考慮して試験を行うこととした。平成 28 年度は、人工海水に 10 年程度浸漬したバルク試験体（セメントペースト、以下、「長期浸漬バルク試験体」という。）の変質状態の確認により、短期的強度への影響の推定および操業期間の空洞安定性へのセメント変質の影響を検討するとともに、沿岸海底下の条件での強度変化確認のための浸漬試験（2 年程度）を開始した。

長期浸漬バルク試験体の条件および浸漬期間を表 3.1-19 に示す。バルク試験体の水結合材比は 0.6、養生は 50℃（水中）、91 日とした。バルク試験体の浸漬方法を、図 3.1-32 に示す。

表 3.1-19 長期浸漬バルク試験体の条件および浸漬期間

試料名	セメント種類	浸漬液	浸漬期間
OPC	普通ポルトランドセメント	人工海水	11 年間
FAC30	普通ポルトランドセメント／フライアッシュ＝ 7/3		11 年間
BFSC70	普通ポルトランドセメント／高炉スラグ＝3/7		9 年間
BFSC90	普通ポルトランドセメント／高炉スラグ＝1/9		9 年間
SC20	普通ポルトランドセメント／シリカフェーム＝8/2		9 年間

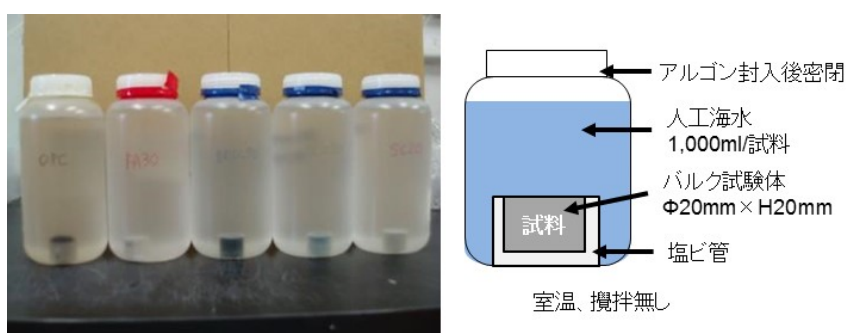


図 3.1-32 バルク試験体の浸漬方法

長期浸漬バルク試験体の浸漬液の分析結果を図 3.1-33 に、接液面と垂直な試料断面（図 3.1-34）の元素組成分析結果（電子線マイクロアナライザー（EPMA）を使用）から求めた元素濃度プロファイルを図 3.1-35 に示す。これらの結果から、10 年程度浸漬したバルク試験体では、混合セメントの方が普通ポルトランドセメントよりも変質が少ない傾向であった。具体的には以下のとおりである。

▶ 普通ポルトランドセメント

- ・ バルク試験体のCaには濃度勾配が認められ、接液面から 15 mm 程度の範囲までCaが溶出していたが、顕著な変質は認められなかった。
- ・ 人工海水中のSO₄²⁻は試料深さ20mmまで浸透しており、粉末X線回折ではエトリングイト（Ettringite (3CaO · Al₂O₃ · 3CaSO₄ · 32H₂O) が明確に認められた。
- ・ 人工海水中のCl⁻は、試料深さ20 mmまで浸透していて濃度勾配は認められなかった。また、SEM-EDS測定からClはC-S-H相に含有されていることを確認した。
- ・ バルク表面外側に二次鉱物が生成しており、最も外側（外殻）がブルーサイト

(Brucite、 $Mg(OH)_2$)、外殻とバルク試料表面との間は二水石膏 (Gypsum、 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$)、エトリンサイトおよびソーマサイト (Thaumasite、 $3CaO \cdot SiO_2 \cdot SO_3 \cdot CO_2 \cdot 15H_2O$) が主要鉱物相であった (粉末X線回折により同定)。このことからバルク試料からの溶解成分と海水成分の反応により沈殿したものと推察される。なお、処分場において岩盤や緩衝材と接しているセメント系材料では、材料表面外側へ同様な沈殿物が生じるかについて、今後確認が必要である。

▶ 混合セメント

- ・ バルク試験体からのCaおよびその他の成分の溶出はほとんどなく、普通ポルトランドセメントと比較して変質が少なかった。
- ・ 試料表面の二次鉱物の生成はなく、BFSC90においてのみバルク試験体内の接液面近傍で、MgおよびSの濃度が高くなっていた。
- ・ Clは、セメントの種類により異なるが濃度勾配があり、OPCに比べ浸透速度は遅い傾向であった。また、Clはヒドロカルマイト (Hydrocalumite ($3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot CaCl_2 \cdot 10H_2O$)) に含有される傾向にあった。

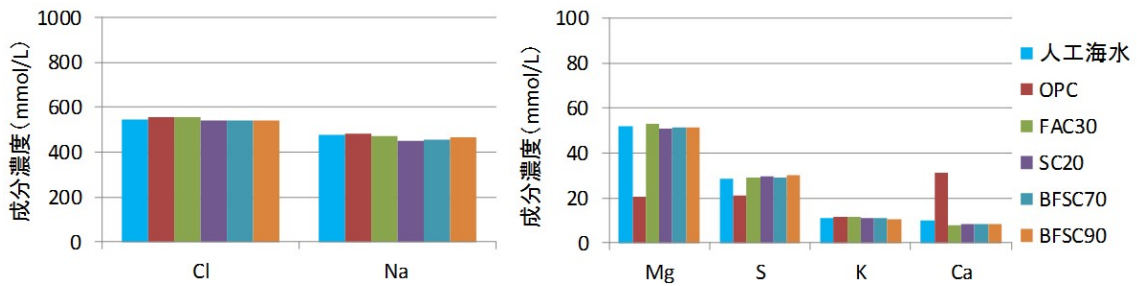


図 3.1-33 長期浸漬バルク試験体の浸漬液の分析結果

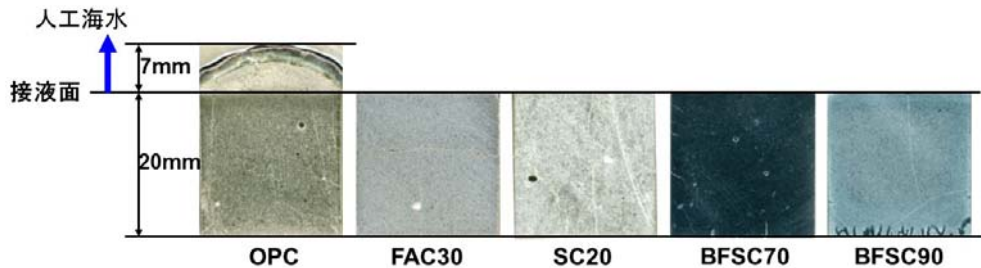


図 3.1-34 長期浸漬バルク試験体の断面

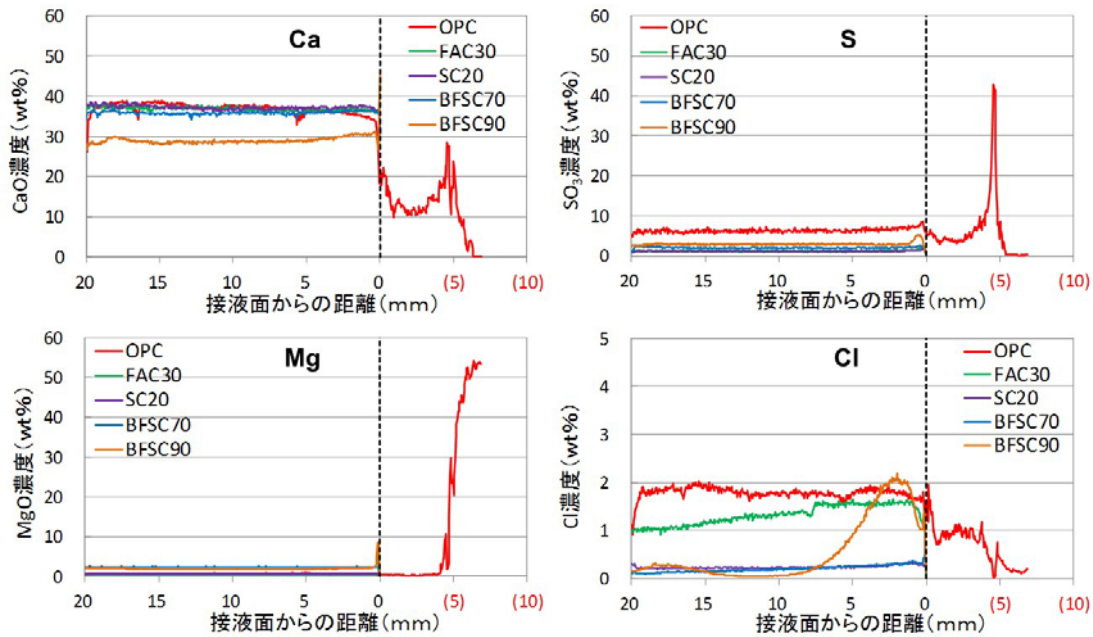


図 3.1-35 長期浸漬バルク試験体の断面の元素濃度プロファイル
横軸 0 より右側は長期浸漬バルク試験体外側に生成した二次鉱物

マイクロビッカース硬度計により長期浸漬バルク試験体の試料断面の複数個所の硬度を測定した結果を図 3.1-36 に示すとともに、結果を以下にまとめる。

- ・ 硬度の低下傾向が図 3.1-35に示したCa濃度の低下傾向と一致していた。
- ・ 浸漬試験開始前の硬度の測定結果が無いため、変質前後の硬度変化や変質により生成した鉱物の影響は明確にはできなかった。浸漬開始時の硬度との比較を浸漬試験で確認する必要がある。

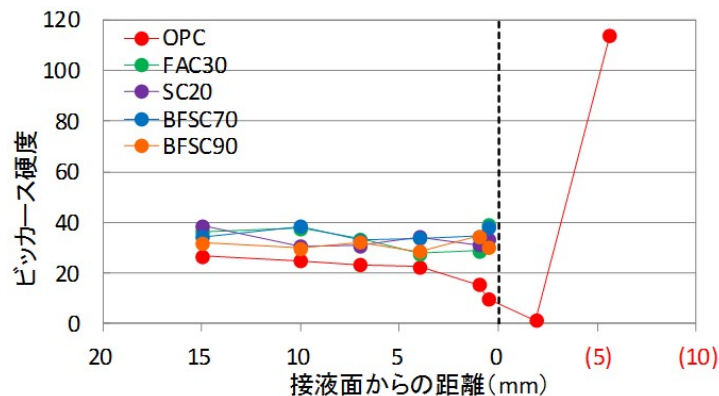


図 3.1-36 接液面からの距離とビッカース硬度の関係

以上の結果を踏まえ、海水系地下水によるセメント変質が短期的強度へ及ぼす影響を推定するとともに、課題を記す。

- 海水系地下水の影響によるセメント中のCaなどの溶出により操業期間中にセメント系材料の強度が低下する可能性がある。
- セメント系材料の変質と強度との関係の検討を進めるためには、バルク状のセメント

系材料からの成分溶出と短期的強度低下の関係の定量的な把握が必要である。

沿岸海底下の条件でのセメント系材料の強度変化の確認（定量的評価）のための浸漬試験（2年程度）に向けて、表 3.1-20 に示す条件で試験体を作製した。平成 29 年度以降に浸漬試験を継続して強度測定を実施する計画である。

表 3.1-20 沿岸海底下条件での強度変化確認のための浸漬試験の試験体の条件

試料名	セメント種類	水結合材比	養生条件
OPC-45	普通ポルトランドセメント	45%	50℃ (水中) 91 日間
OPC-60	普通ポルトランドセメント	60%	
FAC30	普通ポルトランドセメント／フライアッシュ＝ 7/3	60%	
BFSC70	普通ポルトランドセメント／高炉スラグ＝3/7	60%	

4) 塩水浸透に係わるモデルの検討

沿岸海底下では、処分場操業期間中に塩化物イオン(Cl⁻)のセメント系材料への浸透による内部の鋼材の腐食、それに伴うひび割れの発生、さらには、それらによる機械的強度の低下が懸念される。また、セメント系材料への塩化物イオンの浸透速度は、処分場の塩水濃度により異なる可能性がある。一方、海水中の塩化物イオンの浸透によるセメント系材料中の鋼材腐食は、コンクリート構造物の耐久性を評価する上で重要であることから、産業界で検討がなされ多くの知見がある。

本検討では、沿岸海底下での鋼材などの腐食によるセメント系材料のひび割れ発生に伴う機械的特性の変化の評価にあたり、沿岸海底下の地下水によるセメント系材料の塩化物イオンの浸透を検討する。平成 28 年度は産業界で検討されている塩化物イオンの浸透モデルを調査し、沿岸海底下の条件における評価への適用性を検討して必要な課題を抽出した。調査は以下の文献を中心に実施した。

- ・ コンクリート標準示方書維持管理編（土木学会, 2013）
- ・ コンクリート中の鋼材の腐食性評価と防食技術研究小委員会（338委員会）報告書（土木学会コンクリート標準示方書改定に向けた検討委員会）（土木学会, 2009）
- ・ 土木学会論文集（土木学会発行, 1987~2012）
- ・ コンクリート工学（コンクリート工学会発行, 1987~2009）
- ・ 鉄筋コンクリート造建築物の耐久設計施工指針・同解説（日本建築学会, 2016）

調査の結果、得られた知見を以下に記す。

- ・ 現在は、土木学会コンクリート標準示方書維持管理編に示された式（以下、「土木学会式」という。）が一般化されており、Fickの第2法則の解析解を用い、境界条件を表面塩化物イオン濃度で、セメント系材料中の浸透挙動を塩化物イオンの見かけの拡散係数で与えるようになっている。
- ・ 影響要因や現象を詳細に表現するため、土木学会式を改良した式や拡散方程式に表面濃度の変化を考慮した式も提案されている。
- ・ この他に、各種要因を考慮した塩化物イオンの移動モデル（以下、「数値解析モデル」という。）などが提案されている。
- ・ 鉄筋の腐食は不動態皮膜が破壊されてから開始され、その要因として塩化物イオンの浸透だけでなく塩化物イオンと水酸化物イオンの濃度比([Cl⁻]/[OH⁻])も重要であり、腐食判定に有効である。

図 3.1-37 に、沿岸海底下における処分場を想定した地下環境の模式図を示す。図内には、塩化物イオンの浸透に関連して考慮すべき要因も併せて記した。沿岸海底下の処分場においては、岩盤側からの塩化物イオンの浸透、セメント水和物への塩化物イオンの固定などの挙動に加え、坑道側は建設、作業中には気体と接しているため、セメント水和物に固定された塩化物イオンの炭酸化による分解や空隙が不飽和な状態での塩化物イオンの移動を考慮して浸透挙動を検討する必要がある。また、鉄筋腐食要因の一つである $[Cl^-]/[OH^-]$ により腐食判定をする場合は、相平衡を考慮する必要がある。

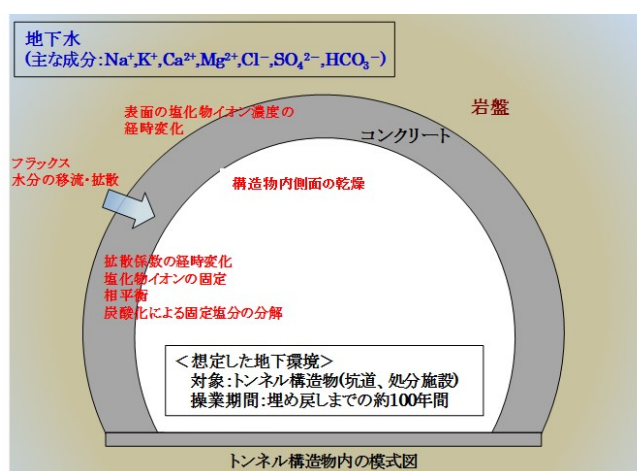


図 3.1-37 沿岸海底下における処分場を想定した地下環境の模式図

上記の考慮すべき要因に対して、本調査で抽出された塩化物イオン浸透モデルの適合性について、表 3.1-21 に整理する。同表に示す数値解析モデルでは、考慮すべき要因の検討が可能であるが、これらの抽出されたいずれのモデルも、地上構造物での条件で検討しているため、地下環境での検討への適用性を確認する必要がある。

表 3.1-21 沿岸海底下の処分場を想定した地下環境への塩化物イオンの浸透モデルの適合性

塩化物イオンの浸透モデル		沿岸海底下の処分場にて考慮すべき要因							モデルが想定している環境条件	
		表面濃度の経時変化	フラックス	拡散係数の経時変化	水分の拡散移動	塩化物の固定	相平衡	炭酸化による固定塩分の分解		構造物内側面の乾燥
土木学会式（土木学会，2013）		—	△	◎	—	—	—	—	—	（注）
土木学会式を改良した式	土木学会，2009	—	△	◎	—	—	—	—	—	塩水浸漬 海水中
	細川ら，2009	—	—	▲	—	◎	—	—	—	塩水浸漬 干満帯
拡散方程式に表面濃度の変化を考慮した式	山内ら，1982	○	◎	—	—	—	—	—	—	飛沫帯
	梶田ら，1988	◎	—	—	—	—	—	—	—	塩水浸漬 乾湿繰返
	細川ら，2009	○	◎	—	—	—	—	—	—	塩害環境 （飛来塩分）
	丸屋ら，1989	○	◎	—	—	—	—	—	—	海上大気 飛沫帯 感潮部
数値解析モデル	丸屋ら，1992	○	◎	—	◎	◎	—	◎	◎	塩水浸漬 飛沫帯
	竹上ら，2002	○	◎	—	◎	◎	—	—	▲	塩水浸漬
	石田ら，2006	○	◎	—	◎	◎	—	—	▲	塩水浸漬
	細川ら，2007；2011	○	◎	—	◎	◎	◎	▲	▲	塩水浸漬

◎：個別に影響を入力できる、○：フラックスを境界条件とすると影響を入力できる、△：他の要因の算出式にて影響を入力できる、▲：文献に記載はないが影響を考慮できる、—：他の要因に包含されていて個別に影響を入力できない、または、考慮されていない

（注）対象となる構造物の点検結果を用いることで、モデルが想定している環境＝実環境とできる。

5) まとめ

長期浸漬バルク試験体の分析結果より、海水系でも成分の溶出によって、溶出した部分の強度が低下することが確認された。一方で、本検討で分析した試料のいずれも、成分の溶脱した範囲よりも深くまで塩化物イオンが浸透していることが確認された。今後、処分場操業時の空洞安定性への、セメント系材料の成分溶出による強度低下と塩化物イオン浸透による鉄筋腐食の影響について、それぞれの寄与の大きさを検討することが必要である。

(4) 参考文献

- 土木学会, コンクリート標準示方書維持管理編, 2013.
- 土木学会, コンクリート中の鋼材の腐食性評価と防食技術研究小委員会 (338 委員会) 報告書, 2009.
- 原子力環境整備促進・資金管理センター, 平成 17 年度地層処分技術調査等 TRU 廃棄物関連処分技術調査－人工バリア長期性能確認試験－報告書, 2006.
- 原子力環境整備促進・資金管理センター, 平成 18 年度地層処分技術調査等 TRU 廃棄物関連処分技術調査－人工バリア長期性能確認試験－報告書, 2007.
- 原子力環境整備促進・資金管理センター, 平成 20 年度地層処分技術調査等委託費 TRU 廃棄物処分技術 人工バリア長期性能評価技術開発 報告書 (第 1 分冊)－人工バリアの長期挙動の評価－, 2009.
- 原子力環境整備促進・資金管理センター, 平成 21 年度地層処分技術調査等委託費 TRU 廃棄物処分技術 人工バリア長期性能評価技術開発 報告書 (第 1 分冊)－人工バリアの長期挙動の評価－, 2010.
- 原子力環境整備促進・資金管理センター, 平成 22 年度地層処分技術調査等委託費 TRU 廃棄物処分技術 人工バリア長期性能評価技術開発 報告書 (第 1 分冊)－人工バリアの長期挙動の評価－, 2011.
- 細川佳史, 山田一夫, Bjorn JOHANNESSON, Lars-Olof NILSSON, 熱力学的相平衡を考慮した Multi-species 物質移動モデルの構築, コンクリート工学年次論文集, vol.29, 1, pp.957-962, 2007.
- 細川佳史, 高橋晴香, 山田一夫, 各種セメント系材料を用いた相組成・空隙構造が異なるコンクリートの各種環境条件下における塩化物イオン拡散係数, コンクリート工学年次論文集, vol.31, 1, pp.1027-1032, 2009.
- 細川佳史, 山田一夫, 山田義智, 飛来塩分環境下に暴露されたコンクリートの塩化物イオン拡散係数の算定に関する一考察, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.145-146, 2009.
- 細川佳史, 小川彰一, 山田一夫, 水分・CO₂ ガス及び液相化学種の移動と熱力学的相平衡との連成システムによる複合劣化の再現, 第 65 回セメント技術大会講演要旨, pp.308-309, 2011.
- 入矢桂史郎, 三原守弘, ポゾランを高含有した低アルカリ性コンクリートの開発, コンクリート工学年次論文集, 25, 1, pp.185-190, 2003.
- 石田哲也, Ho Thi Lan Anh, 非線形固定化モデルと濃度依存型拡散則の連成による塩分浸透解析, コンクリート工学年次論文集, vol.28, 1, pp.875-880, 2006.
- 梶田佳寛, 友沢史紀, 安田正雪, 原 謙治, コンクリート中への塩化物浸透速度に関する実験, コンクリート工学年次論文報告, vol.10, 2, pp.493-498, 1988.
- 丸屋 剛, 宇治公隆, コンクリートへの塩分の拡散浸透に関する表面塩分量の定式化, コンクリート工学年次論文報告集, vol.11, 1, pp.597-602, 1989.
- 丸屋 剛, 松岡康訓, コンクリート中の塩化物イオンの移動に関する解析的研究, 土木学会論文集, 442, V-16, pp.81-90, 1992.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 26 年度 地層処分技術調査等事業 セメント材料影響評価技術高度化技術開発報告書, 2015.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 処分システム評価確認技術開発報告書, 2016.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度 地層処分技術調査等事業 処分システム評価確認技術開発報告書, 2017.

- 日本建築学会, 鉄筋コンクリート造建築物の耐久設計施工指針・同解説, 2016.
- 産業技術総合研究所, 日本原子力研究開発機構, 原子力環境整備促進・資金管理センター,
電力中央研究所, 平成 27 年度地層処分調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発 報
告書, 2016.
- 竹上浩史, 石田哲也, 前川宏一, 高炉スラグ微粉末を混入したセメント硬化体の塩化物移
動・平衡則, コンクリート工学年次論文集, vol.24, 1, pp.633-638, 2002.
- 山内幸裕, 片脇清士, プレストレスコンクリート構造物の腐食に関する研究 - 飛沫帯におけ
るコンクリートへの塩分浸透に関する調査 -, 土木学会年次学術講演会梗概集, vol.37, 5,
pp.269-270, 1982.

3.1.4 ニアフィールド複合現象評価手法の開発

(1) 背景と目的

高レベル放射性廃棄物（ガラス固化体）および TRU 廃棄物の地層処分システムの性能評価では、ニアフィールドの長期挙動に影響を及ぼす可能性のある複数の現象と、これらの相関関係の理解に基づき、ニアフィールドの状態変遷を評価するとともに、こうした評価から得られる知見や情報を、核種移行の場の設定に反映させて核種移行挙動を評価することが重要である（例えば、日本原子力研究開発機構, 2015a）。このようなニアフィールドの複合現象を評価するシステムを構築する上で、材料表面や異種材料の境界面における選択的な材料の変質促進あるいは二次鉱物による間隙の閉塞に伴う物質移行・変質の抑制などの局所的な領域における振る舞いが施設全体の長期的変遷に影響を及ぼす可能性を考慮することが重要であると指摘されており（日本原子力研究開発機構, 2013）、沿岸域に処分場を建設することを想定する場合においても、緩衝材やセメント系材料などの人工バリア材料と海水系の地下水との化学反応による材料の変質・劣化などによる影響およびこれら材料間の相互作用による影響を考慮することが必要であると考えられる。

また、沿岸域に処分場を建設する場合には、海水準変動などの環境変遷による、長期的な時間スケールでの地下水組成の変遷を考慮することが特に重要であると考えられるが、このような影響については、ニアフィールドの複合現象を評価するシステムに関する既往の検討（例えば、日本原子力研究開発機構, 2013 ; 2014a ; 2015a ; 2016a）では考慮されていない。

以上の観点から、沿岸域に処分施設を建設する場合のニアフィールド複合現象を評価するシステムを構築するための課題を抽出することを目的として、海水系の地下水環境での人工バリア材料の変質挙動に関する既往の知見を調査するとともに、このようなバリア材料の変質挙動と、沿岸部に処分施設を建設する場合に想定されるニアフィールド環境条件の変遷を考慮した化学・物質輸送連成解析を行った。本項ではこれらの検討の成果を示す。

(2) ベントナイト系材料およびセメント系材料の変質に関する既往の知見の調査

地層処分システムの緩衝材として想定されるベントナイト系材料と、支保、廃棄体パッケージの充填材、坑道の埋め戻し材などとして想定されるモルタルおよびコンクリートなどのセメント系材料を対象として、海水系の地下水で想定される化学成分などと反応してこれら材料が変質する現象に関する知見を調査した。さらに、これらの変質現象がバリア材料としての安全機能に及ぼす影響について考察を行った。

1) ベントナイト系材料

海水系の地下水において含有量が高い化学成分のうち、緩衝材の鉱物的変質に影響を及ぼすものとして、マグネシウムおよびカリウムなどとの反応について以下に示す。マグネシウムが粘土中に含まれるスメクタイトと反応すると、パリゴルスカイト、緑泥石、サポナイトなどが生成する可能性がある。パリゴルスカイトは、キプロス共和国におけるナチュラルアナログ研究により、マグネシウムが豊富な地下水環境でスメクタイトからの変質が確認されている鉱物であり（Alexander et al., 2011）、スメクタイトのような層状構造ではなくリボン構造を有しており、膨潤しにくい性質を持つことが報告されている（前野, 1993）。また、十分な量のマグネシウムが供給される環境では、マグネシウム水酸化物がスメクタイトの層間に入ることによって緑泥石に類似した鉱物が生成し、膨潤性などが低下する可能性がある。例えば Suzuki et al.(2008)は、処分場で想定される 90°C 程度の温度でベントナイトを人工海水中に浸漬させる室内試験を行った結果、モンモリロナイトが緑泥石様に変質し、陽イオン交換容量や膨潤力が低下したと報告している。これに対して、サポナイトは、モンモリロナ

イトと同等あるいはそれ以上の膨潤性を持つことが知られており（例えば、電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構, 2005）、これらの鉱物へ変質することによる膨潤性などの安全機能に対する影響は限定的なものとなる可能性もある。

カリウムの量が十分な場合は、スメクタイトがイライト化することが考えられる。イライト化により、スメクタイトの有する層間の膨潤特性が低下するが、100°C以下の温度では生成しにくいとされており（核燃料サイクル開発機構, 1999）、人工バリア材料の温度が100°C以下となるように処分施設を設計することにより、イライト化を回避できる可能性がある。またこのようなイライト化と関連して、高濃度の NaCl 溶液中で MX-80 ベントナイトを110°Cの温度で加熱すると、バイデライトが生成した事例も報告されている（Pusch, 2002）。バイデライトは、カリウムを吸収することで容易にイライトに変質する性質を持つことやシリカセメンテーションの原因となりうることが知られている。

層間の陽イオン交換によるイオン型の変化については、一般に、原子価が大きいほど交換侵入力が大きく、同じ原子価の間では原子量が大きいほど侵入力が大きいとされ（白水, 1988）、海水系の地下水に含まれ、層間の Na⁺とのイオン交換反応とそれによる膨潤性の変化が起こり得る陽イオンとして、Mg²⁺、K⁺、NH₄⁺および Ca²⁺などが考えられる。K 型化および Mg 型化については、乾燥させた粉末状の K 型と Mg 型が混合したベントナイトの膨潤圧の測定を行った結果、同条件の Ca 型の膨潤圧よりも低いことが報告されている（Müller-Vonmoos et al., 1990）。また、NH₄型化については、ワイオミング産の天然モンモリロナイトをイオン交換により NH₄型にすると、膨潤性が低下し、透水係数が上昇したことが報告されている（Gautier et al., 2010）。一方で、精製ナトリウム型モンモリロナイト（クニピア®-P、クニミネ工業株式会社）に対して実施した膨潤力試験から NH₄⁺型クニピア®-P の膨潤力は K 型と同程度であり、Ca 型の膨潤力を上回るとする事例も報告されている（日本原子力研究開発機構, 2014b）。なお、Ca 型化および K 型化については、セメント系材料に由来する Ca²⁺および K⁺とのイオン交換により生じる可能性もある（電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構, 2005）。Ca 型化については、第 2 次 TRU レポートによる TRU 廃棄物の地層処分の安全評価では、ベントナイトがセメントの影響を受けて Ca 型化する事が想定されていることから、ここでは、安全機能への影響の観点では考慮しなかった。

以上に示した、緩衝材として想定されるベントナイト系材料について、海水系の地下水で想定される化学成分などと反応して変質する現象に関する知見と、それらの現象が安全機能に及ぼす影響について検討を行った結果を表 3.1-22 にまとめて示す。

なお、塩分濃度が高い海水系の地下水においては、特に、密度が低い領域で膨潤力が比較的小さい値を示すことが知られている（例えば、菊池・棚井, 2005）。このことは、粘土表面と間隙水とのイオン濃度の勾配に起因する浸透圧が低下する現象として説明されており（例えば、Karnland, et al., 2005）、材料が変質する現象とは異なるが、ニアフィールドの複合現象を評価する上で重要な現象と考えられたことから、ベントナイト系材料において想定される現象として表 3.1-22 に記載している。また、このような膨潤性の低下が生じると、有機物の透過が促進される可能性があることも報告されている（例えば、日本原子力研究開発機構, 2015b）。

2) セメント系材料

海水系の地下水の含有量が高い化学成分のうち、コンクリートなどのセメント系材料の変質に影響を及ぼすものとして、マグネシウム、塩化物、硫酸塩および炭酸塩との反応およびそれによる安全機能への影響について以下に示す。

マグネシウムは、特に高 pH 環境において水酸化物イオンと反応してブルーサイト

($\text{Mg}(\text{OH})_2$) を生成することが知られている(Calleja, 1980; De Weerd et al., 2014; Glasser, 1997; Kurdowski, 2004)。また、マグネシウムに加えて、間隙水中に含まれるシリカの量が十分であれば、セメント系材料の表面において M-S-H ゲルが形成されることが報告されている (Gollop & Taylor, 1995; Garcia-Calvo et al., 2010)。このような反応が進み、間隙水の pH が低下すると、ポルトランドイトや C-S-H ゲルなどの可溶性のセメント鉱物が溶解する (Gollop & Taylor, 1995; Garcia-Calvo et al., 2010)。

このようなセメントの初生鉱物の溶解・強度低下による安全機能への影響としては、ひび割れが増加して移流場となり、核種の卓越した移行経路が形成される可能性が考えられる。地層処分システムの支保や埋め戻し材として使用されるセメント系材料には、金属材料の腐食膨張などによる引張応力が加わることでひび割れが発生して地下水の選択的移行経路となる可能性が指摘されており (例えば、日本原子力研究開発機構, 2015a)、セメント系材料の主要な初生鉱物であるポルトランドイトおよび C-S-H ゲルが溶解し、セメント系材料の強度が低下すると、ひび割れの発生が加速して、地下水の卓越移行経路が形成されることが懸念される。既往の検討では、コンクリート支保の劣化による坑道に沿った卓越移行経路の形成が、閉鎖後長期の安全性へ影響を与え得る具体的な因子の一つとして指摘されている (原子力発電環境整備機構, 2010)。また、C-S-H ゲルには安全機能として核種の収着性が期待されており、C-S-H ゲルの溶解により収着性が低下する可能性が懸念される。

他方、上記に示したようなブルーサイトなどの二次鉱物の生成そのものによる影響としては、地下水との境界面における地下水の浸入の抑制などの影響が考えられる。ブルーサイトが地下水との境界部分に沈殿すると、低間隙の層が形成されることが知られており (Calleja, 1980; De Weerd et al., 2014; Glasser, 1997; Kurdowski, 2004)、この場合には、海水系の地下水がセメント系材料内部に浸入することを抑制することが期待される。

硫酸塩は、エトリンサイト、二水石膏およびソーマサイトなどの膨張性の二次鉱物の生成によるひび割れ、強度低下の原因となる化学種である。このような反応は硫酸塩劣化 (sulphate attack) として広く知られている (例えば、Atkinson and Hearne, 1990; Santhanam et al., 2002; Santhanam et al., 2003; Neville, 2004; Bellmann et al., 2006)。セメント系材料に含まれるアルミネート系水和物は硫酸塩と反応してエトリンサイトを生成する。エトリンサイトは、膨張してセメント系材料にひび割れを生じさせ、その強度を低下させることが知られているほか、ポルトランドイトとも反応して二水石膏を生成する。二水石膏もエトリンサイトと同様に、体積変化によるひび割れ発生の原因物質として知られている。なお、Lothenbach et al.(2007) は、 0°C から 60°C におけるポルトランドセメントの固相と液相組成の変化を時間と温度の関数としてモデル化しており、 50°C 以上の温度ではエトリンサイトが消費されてモノサルフェートが形成されると予想している。また、硫酸塩と炭酸塩が共存する場合に、エトリンサイトと構造の類似したソーマサイトが生成し、セメント系材料の強度が低下する事例が報告されている (土木学会, 2014)。ソーマサイト生成においては、C-S-Hゲルが反応のターゲットとなることから、浸食が進むとセメント組織の大部分がソーマサイトとなり、組織を脆弱化させて崩壊に至る場合があるとする一方、 20°C 以下の低温環境下で安定であることが知られている (土木学会, 2014)。バリア材料の安全機能に対するこのような硫酸塩劣化による影響として、上記で示したポルトランドイトおよびC-S-Hゲルの溶解による強度低下の場合と同様に、セメント系材料の透水性が著しく増加することにより、地下水の移行経路が形成されることが懸念される。また、C-S-Hゲルが溶解する場合には、核種などの収着性が低下する可能性も考えられる。

塩化物は、セメント系材料に含まれる、アルミネート系水和物、カトアイト、ポルトランドイトなどと反応するとフリーデル氏塩が生成することが知られている。カトアイトやポル

トランダイトと反応する場合には、水酸化物イオンの濃度が上昇して、高 pH 化する可能性についても報告されている（例えば、Honda et al., 2009）。また、フリーデル氏塩が生成して高 pH 化することによって、アルカリ骨材反応が促進される可能性があることも報告されている（Helmuth et al., 1993）。フリーデル氏塩生成に伴い上昇した pH を含む間隙水が、緩衝材に輸送された場合、モンモリロナイトの溶解度が上昇し、緩衝材の安全機能が維持される期間が短くなる可能性も考えられる。また、塩化物は一般に鉄筋コンクリートに対する塩害の原因物質として知られており、不動態皮膜の破壊により鉄の腐食を加速させる可能性が懸念される（例えば、社団法人日本コンクリート工学協会編, 1996）。この場合、金属材料の腐食膨張などによる引張応力が加わることでひび割れが発生し、地下水の移行経路が形成される可能性がある。さらに、コンクリート内部において $3\text{CaO} \cdot \text{CaCl}_2 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ が析出すると、その結晶圧によりコンクリートが崩壊するとの報告がある（鳥居ほか, 1992）。このような現象が処分施設における支保などのコンクリート材料で生じると、地下水の卓越移行経路が形成される可能性があると考えられるが、このような水和物の生成は 30°C 以下の環境で生じるとの報告があり（鳥居ほか, 1992）、処分環境下ではこのような水和物によるコンクリートの劣化は問題とならない可能性がある。

炭酸塩がセメント系材料と反応すると、炭酸カルシウム（カルサイト）が生成する事が知られている（例えば Glasser et al., 2008）。炭酸カルシウム生成（炭酸化）に伴うコンクリートの pH 低下はコンクリート中の鋼材腐食を引き起こすことが広く知られているが、この反応自体は pH 低下を除けばコンクリート材料自体の劣化をもたらすとは限らず、間隙が緻密化する可能性もあるとされている（土木学会, 2014）。セメント外側に炭酸カルシウム層が形成された場合、セメント内部に塩水が侵入するのを防ぐ役割を持つ可能性がある。また、C-S-H ゲルが溶解する場合には、核種などの収着性が低下する可能性も考えられる。

以上に示した、支保や坑道内部などの埋め戻し材として想定されるセメント系材料（コンクリート、モルタル）について、海水系の地下水で想定される化学成分などと反応して変質する現象に関する知見と、それらの現象が安全機能に及ぼす影響について検討を行った結果を表 3.1-23 にまとめて示す。

表 3.1-22 ベントナイト系材料において想定される変質現象と安全機能への影響

現象	海水中の原因物質など	想定される安全機能への影響など
スメクタイトのパリゴルスカイトへの変質	マグネシウム、シリカ	緩衝材の膨潤性の低下など。
スメクタイトの緑泥石又は緑泥石に類似した鉱物への変質	マグネシウム	緩衝材の膨潤性の低下など。
スメクタイトのサポナイトへの変質	マグネシウム	緩衝材の膨潤性の低下などの安全機能への影響は限定的となる可能性がある
スメクタイトのイライトへの変質	カリウム	緩衝材の膨潤性の低下。ただし、100℃以下となるように処分施設を設計することにより、イライト化を回避できる可能性がある。
層間陽イオン型の Mg 型への変化	マグネシウム	緩衝材の膨潤性の低下。
層間陽イオン型の K 型への変化	カリウム	緩衝材の膨潤性の低下。
層間陽イオン型の NH ₄ 型への変化	アンモニウム	緩衝材の膨潤性の低下。
密度が比較的低い領域における膨潤圧の低下	海水中の塩分	緩衝材の膨潤性の低下。有機物の透過が促進される可能性もある。

表 3.1-23 セメント系材料において想定される変質現象と安全機能への影響

現象	海水中の原因物質など	想定される安全機能への影響など
ブルーサイトおよび M-S-H ゲルの生成による間隙水の pH 低下と、それによるポルトランダイトおよび C-S-H ゲルの溶解	マグネシウム	ポルトランダイトや C-S-H ゲル溶解に伴うコンクリートの強度低下・ひび割れがもたらす、透水性の増加、卓越した移行経路の形成。 C-S-H ゲル溶解に伴う核種の収着性低下。
緩衝材あるいは母岩との界面でのブルーサイト生成	マグネシウム	界面における地下水および物質の移行抑制。
エトリンガイトや二水石膏などの膨張性鉱物の生成と、それによるひび割れの発生・劣化の促進	硫酸塩	セメント組織の脆弱化に伴うコンクリートの強度低下・ひび割れがもたらす、透水性の増加。卓越した移行経路の形成。
ソーマサイトの生成	硫酸塩 炭酸塩	セメント組織の脆弱化に伴うコンクリートの強度低下・ひび割れがもたらす、透水性の増加。卓越した移行経路の形成。 C-S-H ゲル溶解に伴う核種の収着性低下。
フリーデル氏塩生成に伴う pH 上昇	塩化物	アルカリ骨材反応によるひび割れの発生、透水性の増加および卓越した移行経路の形成 緩衝材への高 pH 間隙水の移行によるモンモリロナイトの溶解度上昇、緩衝材の劣化。
コンクリート内部における $3\text{CaO} \cdot \text{CaCl}_2 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ などの析出とそれによる結晶圧の発生・コンクリートの破壊	塩化物	透水性の増加による、卓越した移行経路の形成。
カルサイトなどの沈殿と、それに伴うポルトランダイトおよび C-S-H の溶解	炭酸塩	ポルトランダイトや C-S-H ゲル溶解に伴うコンクリートの強度低下・ひび割れがもたらす、透水性の増加、卓越した移行経路の形成。 C-S-H ゲル溶解に伴う核種の収着性低下。 カルサイト沈殿、セメント内部の緻密化による物質移行の抑制。
コンクリート中の鉄の表面の不動態被膜の破壊・腐食の進展	塩化物	金属材料の腐食膨張などによる引張応力が加わることでひび割れが発生。 透水性の増加による、卓越した移行経路の形成。

(3) セメント系材料とベントナイト系材料を対象とした化学-物質輸送連成解析

沿岸海底下に処分施設を建設することを想定して、ベントナイト系材料およびセメント系材料の変質挙動およびこれらの材料間相互作用を把握することを目的として、化学-物質輸送連成解析コード QPAC（日本原子力研究開発機構, 2015a）による解析を実施した。解析においては、セメントとベントナイトの相互作用が特に問題となる TRU 廃棄物処分施設のバリアシステムを対象とするものとした。また、(1)で示したように、沿岸海底下に処分施設を建設することを想定する場合には、海水準変動などの環境変遷による長期的時間スケールでの地下水組成の変遷による影響を考慮することが必要と考えられることから、ケーススタディとして、処分場閉鎖後にニアフィールドにおける地下水組成が変化することを想定した解析も実施するものとした。

1) 解析手法の概要

本解析では、沿岸海底下に処分施設を建設することを想定して、海水系の地下水環境におけるベントナイト系材料とセメント系材料の変質挙動およびこれらの材料間相互作用を把握することを目的としていることから、TRU 廃棄物処分坑道に直交する方向に地下水が流れている状態を想定して、ベントナイト系材料、セメント系材料およびこれらの境界面を含む領域を抽出して単純な一次元体系で解析を行うものとした。

一次元モデルによる化学-物質輸送連成解析の概念を図 3.1-38 に示す。廃棄体充填材のモルタル、緩衝材およびコンクリート支保のいずれの材料についても、処分直後の物質輸送特性が維持されるものとして、地下水の移流は考慮せず、拡散による物質移行のみを考慮した。拡散係数については、既往の検討（電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構, 2005）と同様に、緩衝材においてはモンモリロナイト含有率と間隙率の関数として、セメント系材料においては間隙率の関数として計算し、すべての元素に対して共通の値を設定した。コンクリート支保の外側には掘削影響領域を想定したセルを設けた。当該セルでは、両端を水頭固定境界に設定して、セメント系材料とベントナイト系材料における拡散による物質移行の方向と直交する方向に地下水が流れるものとした。なお、処分場閉鎖後にニアフィールドの地下水組成が切り替わることを想定する解析ケースでは、掘削影響領域を想定したセルを流れる地下水の組成が切り替わるものとし、地下水中の溶質が当該セルから人工バリア側に拡散によって移行することにより、人工バリアにおける水質の切り替えを考慮した。解析体系の形状については、第 2 次 TRU レポートを参考とした（電気事業連合会：核燃料サイクル機構, 2005）。また、掘削影響領域を想定したセルにおける水頭固定境界などの設定においては、予め、廃棄体、緩衝材、支保、掘削影響領域および周辺母岩から構成される多重円環定常地下水流動の理論解による解析を行い、掘削影響領域に流れる地下水の流速を決定して、これに相当する値として設定した。

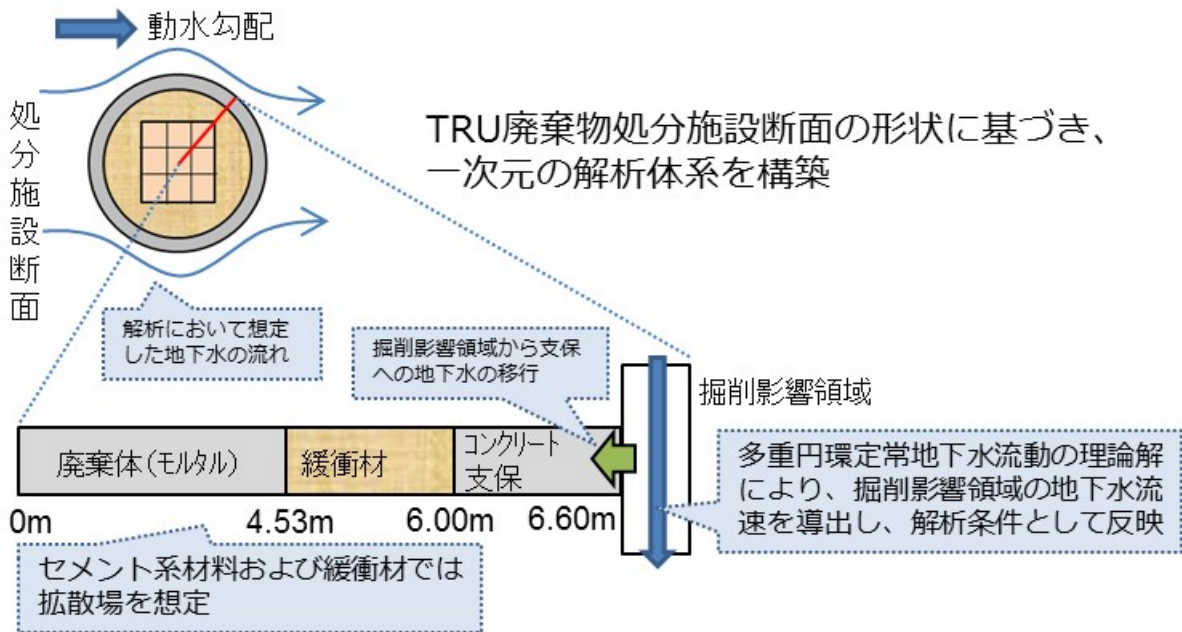


図 3.1-38 一次元モデルによる化学-物質輸送連成解析の概念

2) 解析ケース・条件の設定

沿岸海底下に処分施設を建設する場合の、長期的時間スケールにおけるニアフィールドの地下水組成の変遷については、海水準変動および隆起・侵食に伴う標高と地形勾配の変化と、それらと関係する汀線と塩淡境界の変化を考慮した既往のシナリオ検討結果（原子力発電環境整備機構，2011）に基づき、海水系の地下水から降水系の地下水への変遷を考慮するものとした。

化学-物質輸送連成解析の解析ケースを表 3.1-24 に示す。処分直後から 10 万年後まで処分施設が海水系の地下水環境下にあることを想定するケースと、処分後 1 万年経過後に、海水系の地下水から降水系の地下水に切り替わるケースを設定した（それぞれケース 1、ケース 2 と呼ぶ）。比較のために、処分直後から 10 万年後まで降水系の地下水環境下にあるケース（比較ケースと呼ぶ）についても解析を行った。海水系の地下水および降水系の地下水の組成としては、既往の性能評価解析（例えば、核燃料サイクル開発機構，1999；電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構，2005）において標準的なデータセットとして使用されている降水系高 pH 型地下水（FRHP）および海水系高 pH 型地下水（SRHP）を選択した。なお、上記に示した既往のシナリオ検討の結果では、汀線から数 km 沖合の海底下に処分場が建設される場合は、地下水の切り替わりは数 10 万年後に起こるとされているが、ベントナイトとセメント系材料が直列する一次元体系にて予備解析を行ったところ、これら材料間の界面に相当する部分の間隙が、処分後 1 万年で二次鉱物などの沈殿により閉塞し、その後の界面を通した物質移行が著しく抑制されると考えられたことから、本解析においては、処分後 1 万年時点で地下水組成が SRHP から FRHP に切り替わるものとした。

前項で述べた多重円環定常地下水流動の理論解による解析で設定した動水勾配と透水係数の値、および、これらにより求められ、QPAC の解析条件とした反映された掘削影響領域の地下水流速の値を表 3.1-25 に示す。比較ケースおよびケース 1 の動水勾配については、既往の性能評価解析（例えば、核燃料サイクル開発機構，1999；電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構，2005）で標準的な値として選択されている 0.01 とした。ただし、海底下においては、一般的に動水勾配が比較的低い傾向にあるとされることから、ケース 2 の解析にお

いては、既往の検討（産総研，2016）における新第三紀堆積岩に対する透水係数およびダルシー流速などの値を参考に、処分後 1 万年後まで 0.0001 として設定した。人工バリア材料および周辺岩盤などの透水係数の値については既往の検討（例えば、電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構，2005）を参考に設定した。

モルタルおよびコンクリートの初期水和物組成と、緩衝材の初生鉱物の組成を表 3.1-26 および表 3.1-27 にそれぞれ示す。これら材料の初期組成については、既往の文献（日本原子力研究開発機構，2016a）から引用した。なお、 Na_2O と K_2O は可溶性成分のため、固相としては扱わず、初期間隙水に全て溶解させることとした。地下水組成については、SRHP と FRHP の組成（Yui et al., 1999）をドロマイト平衡にした組成とした。モルタルおよびコンクリートの初期間隙水組成については、モルタルおよびコンクリートの初期水和物と地下水との化学平衡計算を行うことにより設定した。また、緩衝材の初期間隙水については、緩衝材の初生鉱物と地下水組成を用いて、小田ほか（1999）の方法にて算出した。これら地下水と初期間隙水の組成を表 3.1-28 に示す。解析には、日本原子力研究開発機構（2016a）の熱力学データベース JAEA B-TDB (v1.06) を用いた。解析開始時点の鉱物組成分布を図 3.1-39 に示す。

表 3.1-24 化学-物質輸送連成解析の解析ケース

	地下水組成	動水勾配	
		SRHP	FRHP
比較ケース	FRHP	-	10^{-2}
ケース 1	SRHP	10^{-2}	-
ケース 2	SRHP→FRHP※	10^{-4}	10^{-2}

※掘削影響領域に流入する地下水の組成を処分後1万年時点で切り替える

表 3.1-25 多重円環体系の理論解の解析条件と QPAC における地下水流速の設定値

動水勾配	透水係数[m/s]		掘削影響領域における 地下水の流速 [m/s]
	廃棄体	緩衝材	
10^{-2}	廃棄体	1.00×10^{-12}	9.25×10^{-11}
	緩衝材	1.00×10^{-12}	
	支保	1.26×10^{-11}	
	掘削影響領域	2.00×10^{-8}	
	岩盤	2.00×10^{-10}	
10^{-4}	廃棄体	1.00×10^{-12}	9.25×10^{-13}
	緩衝材	1.00×10^{-12}	
	支保	1.26×10^{-11}	
	掘削影響領域	2.00×10^{-8}	
	岩盤	2.00×10^{-10}	

表 3.1-26 セメント系材料（モルタルおよびコンクリート）の初期水和物組成

初期水和物	初期値
Portlandite [mol/dm ³]	1.218
CSH(1.65) [mol/dm ³]	1.062
Ettringite-Al [mol/dm ³]	0.024
Katoite-Al [mol/dm ³]	0.041
Brucite [mol/dm ³]	0.143
Na ₂ O [mol/dm ³] ※	0.012
K ₂ O [mol/dm ³] ※	0.014
細・粗骨材 [%]	69.840
間隙率 [%]	14.451

※固相中の含有量に相当する量を液相成分として設定

表 3.1-27 緩衝材の初生鉱物

初生鉱物	初期値
Montmor-Na [mol/dm ³]	1.462
Quartz [mol/dm ³]	8.100
Chalcedony [mol/dm ³]	7.071
Calcite [mol/dm ³]	0.268
Dolomite [mol/dm ³]	0.146
Analcime-I [mol/dm ³]	0.168
間隙率 [%]	40.302

表 3.1-28 地下水と初期間隙水組成*

	FRHP			SRHP		
	地下水	緩衝材	セメント※	地下水	緩衝材	セメント※
pH	8.286	8.371	13.397	7.900	6.654	13.378
Al	3.40×10 ⁻⁷	3.43×10 ⁻⁷	1.25×10 ⁻³	3.33×10 ⁻⁹	3.21×10 ⁻⁹	8.48×10 ⁻⁵
C	3.48×10 ⁻³	1.59×10 ⁻²	2.32×10 ⁻⁴	3.55×10 ⁻²	1.33×10 ⁻²	5.17×10 ⁻⁴
Ca	8.06×10 ⁻⁵	5.13×10 ⁻⁵	9.05×10 ⁻⁴	1.16×10 ⁻⁴	1.29×10 ⁻²	1.17×10 ⁻³
Cl	1.19×10 ⁻⁶	1.19×10 ⁻⁶	1.47×10 ⁻⁵	6.13×10 ⁻¹	5.90×10 ⁻¹	6.21×10 ⁻¹
K	6.15×10 ⁻⁵	1.29×10 ⁻⁴	2.02×10 ⁻¹	1.10×10 ⁻²	3.62×10 ⁻³	2.15×10 ⁻¹
Mg	2.16×10 ⁻⁵	4.19×10 ⁻⁶	2.58×10 ⁻⁹	2.78×10 ⁻⁵	1.29×10 ⁻³	9.64×10 ⁻¹⁰
Na	3.55×10 ⁻³	2.84×10 ⁻²	1.77×10 ⁻¹	6.62×10 ⁻¹	5.75×10 ⁻¹	8.46×10 ⁻¹
S	1.11×10 ⁻⁴	1.11×10 ⁻⁴	6.18×10 ⁻⁴	3.13×10 ⁻²	3.01×10 ⁻²	3.96×10 ⁻²
Si	3.39×10 ⁻⁴	3.22×10 ⁻⁴	7.87×10 ⁻⁵	3.06×10 ⁻⁴	2.54×10 ⁻⁴	1.75×10 ⁻⁴

※モルタルおよびコンクリートを指す。

*初期間隙水組成の単位は[mol/dm³]

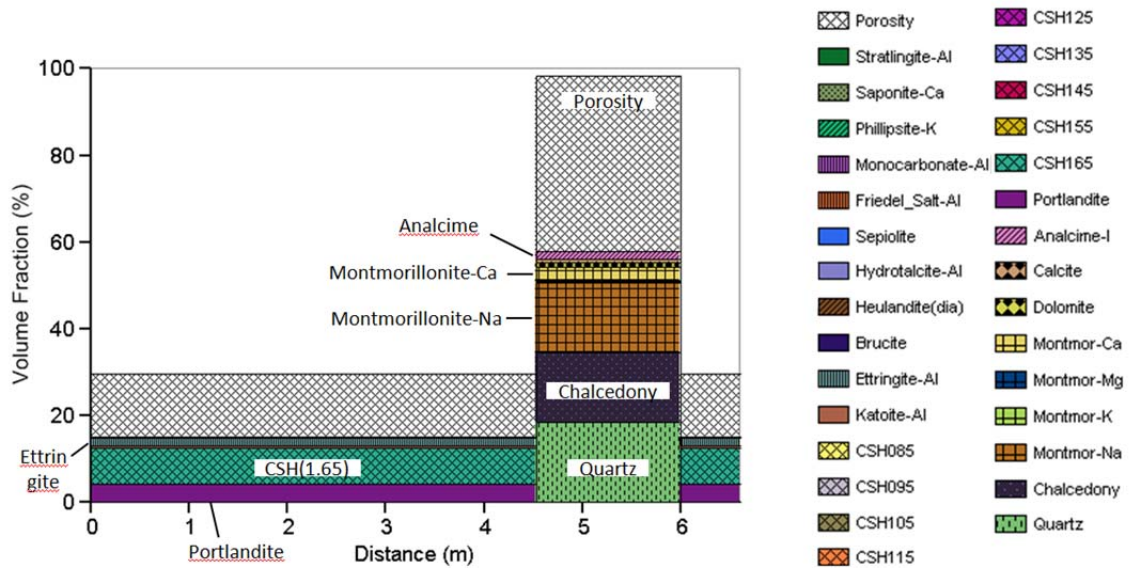


図 3.1-39 解析開始時点（処分場閉鎖直後）の鉱物組成の分布

3) 解析結果

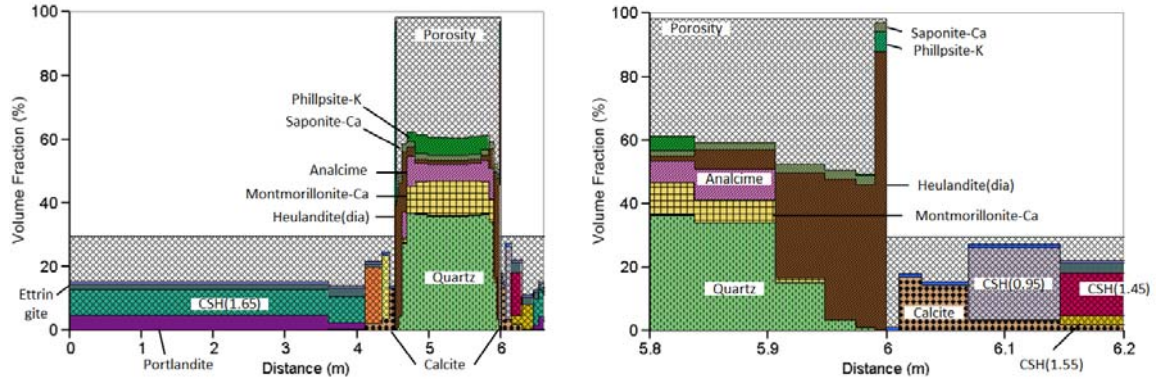
解析結果の一例として、10 万年後のケース 1 とケース 2 の鉱物組成分布を図 3.1-40 に示す。比較ケースの解析結果も併せて示す。海水系の地下水として SRHP を想定するケース 1 では、降水系の地下水として FRHP を想定する比較ケースと同様に、ベントナイト緩衝材においては、両端の支保および廃棄体領域との境界層を除く中央部分で 8 割程度のモンモリロナイトが Ca 型化した状態で残留している結果が得られた。このことは、残留したモンモリロナイトによる一定の膨潤性および止水性が保持されることを示唆していると考えられる。なお、支保との境界部分においては、特に Na 型ゼオライトであるアナルサイムの生成が顕著であった。比較ケースでは、アナルサイムよりも、Ca 型ゼオライトであるヒューランダイトなどの生成が顕著であった。他方、コンクリート支保においては、ケース 1 では、比較ケースと比べて、初期水和物であるポルトランダイトおよび C-S-H ゲルの溶解が抑制される傾向が見られた。

このような違いが生じた理由として、コンクリート支保に由来する高 pH 水が緩衝材側へ移行することによる緩衝材の溶解や、緩衝材に由来する炭酸塩がコンクリート支保側へ移行してカルサイトとして沈殿する反応などの材料間の相互作用の挙動が、比較ケースとの地下水組成の違いにより、異なる様相を示したためであることが考えられる。特に、SRHP に含まれる Na 濃度が FRHP と比較して高いことにより、支保工に由来する高 pH 水により緩衝材が溶解した後に、Na 型ゼオライトであるアナルサイムおよび炭酸塩鉱物であるドロマイトおよびカルサイトの生成が顕著になるとともに、これによって炭酸イオンのコンクリート支保側への移行が抑制された結果、コンクリート支保におけるカルサイトの生成が、比較ケースと比べて抑制される傾向にあったことなどが、ポルトランダイトおよび C-S-H ゲルの溶解挙動に影響を及ぼした可能性などが考えられる。

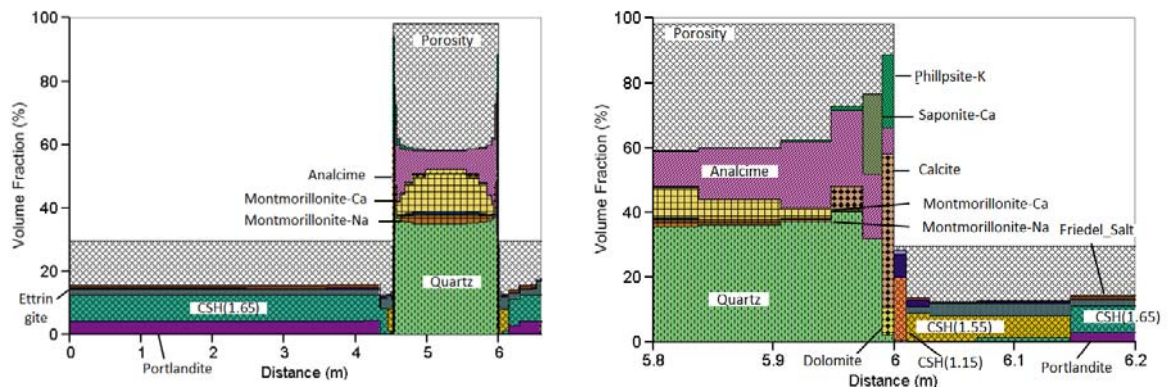
処分後 1 万年時点で掘削影響領域を流れる地下水の組成を SRHP から FRHP に切り替えるケース 2 では、掘削影響領域に流入する地下水が、塩化物イオン濃度および硫酸イオン濃度が低い FRHP に切り替わることにより、特にコンクリート支保の外側境界近傍において、エトリンガイトおよびフリーデル氏塩などの Ca 含有鉱物の溶解がわずかに見られたものの、ケース 1 の解析結果とほぼ同様の傾向となった。また、緩衝材においては、ケース 1 と同様の結果が得られた。ここで実施した化学-物質輸送の連成解析では、コンクリート支保におい

て、10 万年後まで物質輸送が拡散によって支配されることを前提としていることから、掘削影響領域に 1 万年後から流入してきた降水系の地下水が緩衝材の領域まで到達せず、材料内部において海水系の地下水が残留していたことが、ケース 1 と同様の結果が得られた理由であると考えられる。

比較ケース (FRHP)



ケース 1 (SRHP)



ケース 2 (1 万年後に掘削影響領域の地下水組成を SRHP から FRHP へ切り替え)

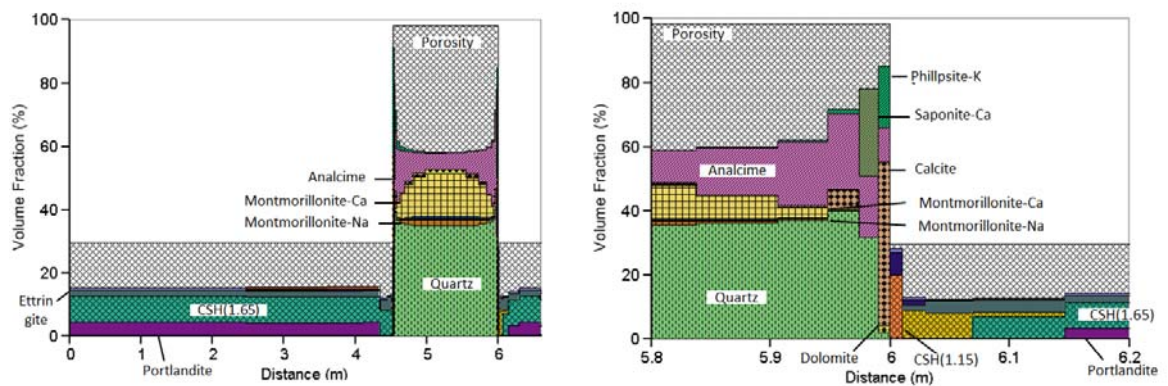


図 3.1-40 10 万年後の鉱物の組成分布 (左: 全体図、右: 緩衝材と支保境界の拡大図)

4) コンクリート支保の透水性の上昇を考慮した解析

本項(3)の 3) までで示した化学-物質輸送連成解析では、コンクリート支保において、10

万年後に至るまで閉鎖直後の物質輸送特性が保持され、物質輸送が拡散支配であることを前提として解析を行った。しかしながら、本項(2)の2)で示したように、沿岸海底下に処分施設を建設する場合には、海水系の地下水に含有される硫酸イオンとの反応によるエトリンサイトなどの膨張性鉱物の生成や、マグネシウムを含有するブルーサイト、M-S-H ゲルなどの生成によって引き起こされる Ca の溶脱などによってコンクリート支保の劣化が進み、移流場が形成される可能性が懸念される。こうした観点から、コンクリート支保に、直接、周辺岩盤から地下水が流入することを想定した解析モデルを構築して、処分後 1 万年の時点でコンクリート支保に流れ込む地下水の組成が、海水系の地下水から降水系の地下水に切り替わる場合のバリア材料の変質挙動を把握するための補足的検討を行った。

本検討における一次元化学-物質輸送連成解析の概念を図 3.1-41 に示す。解析においては、図 3.1-38 に示した掘削影響領域を想定したセルと同様に、コンクリート支保の両端を水頭固定境界に設定して、廃棄体領域と緩衝材領域における拡散による物質移行の方向と直交する方向に地下水が流れるものとした。コンクリート支保における水頭固定境界などの設定においては、本項(3)の3)までの解析と同様に、予め、多重円環定常地下水流動の理論解による解析を行い、コンクリート支保に流れる地下水の流速を決定して、これに相当する値として設定した。支保工における移流を考慮する場合の多重円環体系の理論解の解析条件と QPAC における地下水流速の設定値を表 3.1-29 に示す。動水勾配の設定値については、表 3.1-24 に示したケース 2 と同様とした。そのほかの解析条件などについては、本項(3)の3)までの解析と同様とした。

10 万年後の鉱物組成分布を図 3.1-42 に示す。コンクリート支保に直接地下水が流入することにより、ケース 1 および 2 とは異なり、地下水とコンクリート支保の反応が進行してポルトランドイトが溶解するとともに、C-S-H ゲルの C/S も低下する結果が得られた。なお、地下水を 1 万年後に FRHP に切り替えたことにより、海水系の地下水で生成しやすいとされる Mg 含有鉱物より Ca 含有鉱物が支配的となる傾向を示した。しかしながら、緩衝材においては、セメントの境界層において 1 万年後に二次鉱物が生成して間隙が閉塞され、物質輸送が抑制されたことにより、比較ケースやケース 1 および 2 と同様の結果となった。

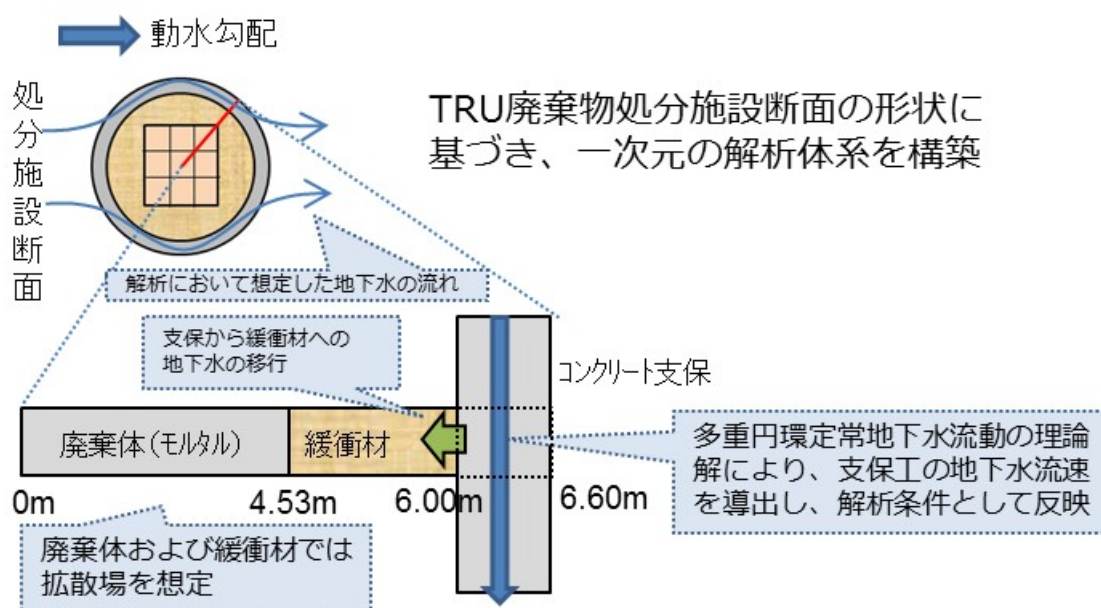


図 3.1-41 支保工における移流を考慮する場合の一次元モデルによる化学-物質輸送連成解析の概念

表 3.1-29 支保工における移流を考慮する場合の多重円環体系の理論解の解析条件と QPAC における地下水流速の設定値

動水勾配	透水係数[m/s]	コンクリート支保における 地下水の流速 [m/s]	
10 ⁻²	廃棄体	1.00×10 ⁻¹²	1.80×10 ⁻¹⁰
	緩衝材	1.00×10 ⁻¹²	
	コンクリート支保	1.00×10 ⁻⁵	
	掘削影響領域	2.00×10 ⁻⁸	
	岩盤	2.00×10 ⁻¹⁰	
10 ⁻⁴	廃棄体	1.00×10 ⁻¹²	1.80×10 ⁻¹²
	緩衝材	1.00×10 ⁻¹²	
	コンクリート支保	1.00×10 ⁻⁵	
	掘削影響領域	2.00×10 ⁻⁸	
	岩盤	2.00×10 ⁻¹⁰	

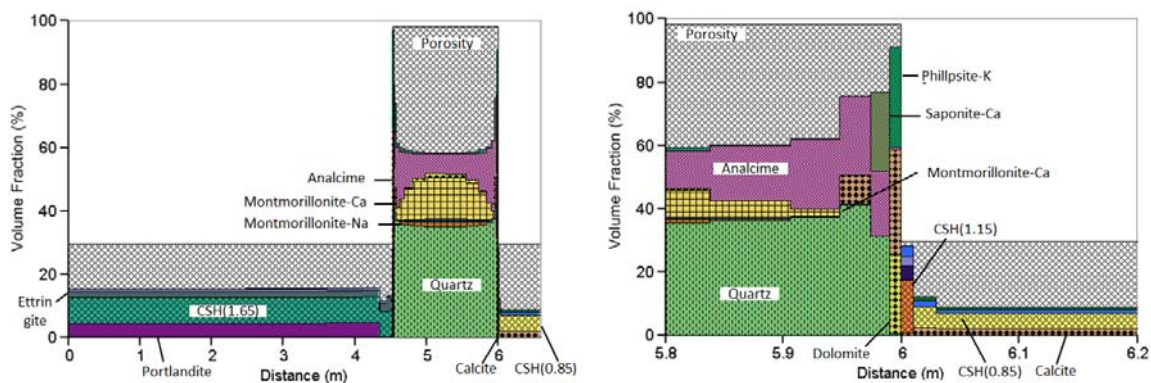


図 3.1-42 支保における地下水の移流を考慮した場合の 10 万年後の鉱物の組成分布 (左：全体図、右：緩衝材と支保境界の拡大図)

(4) 沿岸域に処分施設を建設する場合のニアフィールド複合現象を評価するシステムを構築するための課題の抽出

(2)のベントナイト系材料およびセメント系材料の変質に関する既往の知見の調査の結果および(3)のセメント系材料とベントナイト系材料を対象とした化学-物質輸送連成解析の検討結果を踏まえて、沿岸域に処分施設を建設する場合を想定した、ニアフィールド複合現象を評価するシステムの構築において、今後、検討が必要と考えられる課題を抽出した。

(3)の化学-物質輸送連成解析結果のうち、ニアフィールドの地下水環境が長期にわたり海水系の地下水で維持されることを想定する場合は、降水系の地下水を想定する場合と比較して、コンクリート支保における溶脱が抑制される傾向を示した。しかしながら、(2)において示したように、セメント系材料と海水系の地下水に含有される硫酸塩との反応で生成する膨張性鉱物に由来する劣化や、マグネシウムあるいは塩化物などとの反応による初生鉱物の溶解によるひび割れの発生などによって、コンクリート支保が移流場となる可能性があると考えられ、このような現象をニアフィールドの複合現象評価において適切にモデル化することが必要となる可能性がある。

また、(3)では、海水準変動や隆起侵食などが関係する環境変遷によって、処分場周辺の地下水が海水系の地下水から降水系の地下水に切り替わる場合を想定して条件を設定し、化学-物質輸送連成解析を行ったが、緩衝材とコンクリート支保の境界近傍の間隙が閉塞し、物質移行が抑制されたため、地下水の切り替わりによる緩衝材への影響は見られなかった。このような境界の変質層については、力学的に安定せず、破壊と修復が繰り返されることによって間欠的な溶質および核種の移行が生じる可能性も指摘されていることから（例えば、電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構, 2005；日本原子力研究開発機構, 2013）、長期の時間スケールにおける地下水の切り替わりがニアフィールドの場の状態に及ぼす影響を評価する上で、このような観点が重要となる可能性がある。

なお、上記に示した、沿岸域に処分施設を建設する場合に想定されるニアフィールドの地下水組成の変遷については、(3)で示したとおり、海水準変動および隆起・侵食に伴う標高と地形勾配の変化と、それらと関係する汀線と塩淡水境界の変化を考慮した既往のシナリオ検討結果（原子力発電環境整備機構, 2011）に基づき、海水系の地下水から降水系の地下水への変遷を考慮して緩衝材とコンクリート支保などのセメント系材料の材料間相互作用を考慮した化学-物質輸送連成解析を実施した。しかしながら、沿岸部の地下水は、氷期の地下水が残留している領域や、化石海水が残留している領域に区分されると考えられており（日本原子力研究開発機構, 2016b）、これらを考慮して、ニアフィールドにおける、より現実的な地下水組成の変遷シナリオを構築し、これによる処分への影響を把握することが必要となる可能性がある。

(5) 参考文献

- Alexander, W.R., Milodowski, A. and Pitty, A., Cyprus Natural Analogue Project (CNAP) Phase III Final Report, Bedrock Geosciences Technical Report BG11-01, Bedrock Geosciences, Auenstein, Switzerland, 2011.
- Atkinson, A. and Hearne, J.A., Mechanistic model for the durability of concrete barriers exposed to sulphate-bearing groundwaters, Scientific Basis for Nuclear Waste Management XIII. Materials Research Society, pp.149-156, 1990.
- Bellmann, F., Möser, B. and Stark, J., Influence of sulfate solution concentration on the formation of gypsum in sulfate resistance test specimen, Cement and Concrete Research, 36, pp.358-363, 2006.
- Calleja, J., Durability of cements and concretes. Proceedings of the 7th International Congress on the Chemistry of Cement, Paris, France, pp.VII-2/1-VII-2/48, 1980.
- 電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構, TRU 廃棄物処分技術検討書－第2次 TRU 廃棄物処分研究開発取りまとめ－, JNC TY1400 2005-013, FEPC TRU-TR2-2005-02, 2005.
- De Weerd, K., Justnes, H., and Geiker, M.R., Changes in the phase assemblage of concrete exposed to sea water, Cement and Concrete Composites, 47, pp.53-63, 2014.
- 土木学会, セメント系構築物と周辺地盤の化学的相互査証研究小委員会成果報告書及びシンポジウム講演概要集, 2014.
- García Calvo, J.L., Hidalgo, A., Alonso, C., and Fernández Luco, L., Development of low-pH cementitious materials for HLRW repositories, Resistance against ground waters aggression. Cement and Concrete Research, 40, pp.1290-1297, 2010.
- Gautier M., Muller F., Le Forestier L., Beny J.-M., Guegan R., NH₄-smectite: Characterization, hydration properties and hydro mechanical behavior, Applied Clay Science, 49, pp.247-254, 2010.

- 原子力発電環境整備機構, 地層処分事業の安全確保 (2010 年度版), NUMO-TR-11-01, 2010.
- 原子力発電環境整備機構, 地層処分事業のための安全評価技術の開発 (I) -シナリオ構築技術の高度化-, NUMO-TR-10-09, 2011.
- Glasser, F.P., Chemical Attack on Cement in Nuclear Repositories, In K.L. Scrivener, and J.F. Young, Eds. Mechanisms of chemical degradation of cement-based systems, E & FN Spon, Boston, MA, USA, pp.323-330, 1997.
- Glasser F.P., Marchand J., and Samson, E., Durability of concrete - Degradation phenomena involving detrimental chemical reactions, Cement and Concrete Research, 38, pp.226-246, 2008.
- Gollop, R.S. and Taylor, H.F.W., Microstructural and microanalytical studies of sulfate attack III. Sulfate-resisting Portland cement: Reactions with sodium and magnesium sulfate solutions, Cement and Concrete Research, 25(7), pp.1581-1590, 1995.
- Helmuth, R., Stark, D., Diamond, S., and Moranville-Regourd, M., Alkali-Silica Reactivity: An overview of research. Strategic Highway Research Program, National Research Council, Washington, DC, USA, 106p, 1993.
- Honda, A., Masuda, K., Nakanishi, H., Fujita, H. and Negishi, K., Modeling of pH elevation due to the reaction of saline groundwater with hydrated ordinary Portland cement phases, Scientific Basis for Nuclear Waste Management, Materials Research Society, 2009.
- 核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性-地層処分研究開発第2次取りまとめ-分冊3 地層処分システムの安全評価, JNC TN1400 99-023, 1999.
- Karland, O., Muurinen, A. and Karlsson, F., Bentonite swelling pressure in NaCl solutions – Experimentally determined data and model calculations, In: E.E. Alonso and A. Ledesma (Editors), Advances in Understanding Engineered Clay Barriers, Taylor & Francis Group, London, UK., 2005.
- 菊池広人, 棚井憲治, 幌延地下水を用いた緩衝材・埋め戻し材の基本特性試験, JNC TN8430 2004-005, 2005.
- Kurdowski, W., The protective layer and decalcification of C-S-H in the mechanism of chloride corrosion of cement paste, Cement and Concrete Research, 34, pp.1555-1559, 2004.
- Lothenbach B., Matschei T., Möschner G., Glasser F.P., Thermodynamic modelling of the effect of temperature on the hydration and porosity of Portland cement, 2007.
- 前野昌弘, 粘土の科学, 日刊工業新聞社, 1993.
- Müller-Vonmoos, M., Kahr, G., Bucher, F. and Madsen, F.T., Investigation of Kinnekulle K-bentonite aimed at assessing the long-term stability of bentonites under repository conditions, Engineering Geology, 28, pp.269-280, 1990.
- Neville, A., The confused world of sulfate attack on concrete, Cement and Concrete Research, 34, pp.1275-1296, 2004.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度地層処分技術調査等事業 TRU 廃棄物処分技術セメント材料影響評価技術高度化開発報告書, 2013.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度地層処分技術調査等事業セメント材料影響評価技術高度化開発報告書, 2014a.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度地層処分技術調査等事業処分システム評価確証技術

- 開発報告書, 2014b.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 26 年度地層処分技術調査等事業セメント材料影響評価技術高度化開発報告書, 2015a.
- 日本原子力研究開発機構, わが国における使用済燃料の地層処分システムに関する概括的評価-直接処分第 1 次取りまとめ-, JAEA-Research 2015-016, 2015b.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業処分システム評価確証技術開発報告書, 2016a.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業沿岸部処分システム高度化開発報告書, 2016b.
- 小田治恵, 柴田雅博, 油井三和, 地層処分研究開発第 2 次取りまとめにおける緩衝材間隙水化学の評価, JNC TN8400 99-078, 1999.
- Pusch, R. and Kasbohm, J., Alteration of MX-80 by hydrothermal treatment under high salt content conditions, SKB Technical Report, TR-02-06, 2002.
- 産業技術総合研究所, 海域地質環境調査確証技術開発 3 箇年とりまとめ (総括報告書), 2016.
- Santhanam, M., Cohen, M.D. and Olek, J., Mechanism of sulfate attack: A fresh look Part 1: Summary of experimental results, Cement and Concrete Research, 32, pp.915-921, 2002.
- Santhanam, M., Cohen, M.D. and Olek, J., Mechanism of sulfate attack: a fresh look Part 2. Proposed mechanisms, Cement and Concrete Research, 33, pp.341-346, 2003.
- 白水晴雄, 粘土鉱物学-粘土科学の基礎-, 朝倉書店, 1998.
- Suzuki, S., Sazarashi, M., Akimoto, T., Haginuma, M., Suzuki, K., A study of the mineralogical alteration of bentonite in saline water, Applied Clay Science, 41, pp.190-198, 2008.
- 社団法人日本コンクリート工学協会編, コンクリート便覧 (第二版), 技報堂出版, 1996.
- 鳥居和之, 川村満紀, 山田正弘, NaCl 及び CaCl₂ 溶液中におけるモルタルの劣化, セメントコンクリート論文集, No.46, pp.504-50, 1992.
- Yui, M., Sasamoto, H. and Arthur, R.C., Groundwater evolution modeling for the second progress performance assessment (PA) report, JNC TN8400 99-030, 1990.

3.2 塩水環境下ニアフィールド領域での処分システムの成立性に係わる手法の提示

設計・施工を通して構築される地層処分システムの成立性を考える際には、次の二つの観点からその成立性を見通しを示す必要があると考える（図 3.2-1）。

- ①閉鎖後長期の安全性を満たす（閉鎖後長期の安全評価の枠内で扱われる取組）
- ②設計する／構築する処分場が閉鎖後長期の安全評価の前提となる初期性能を達成する（設計・建設～閉鎖段階におけるエンジニアリングの枠内で扱われる取組）

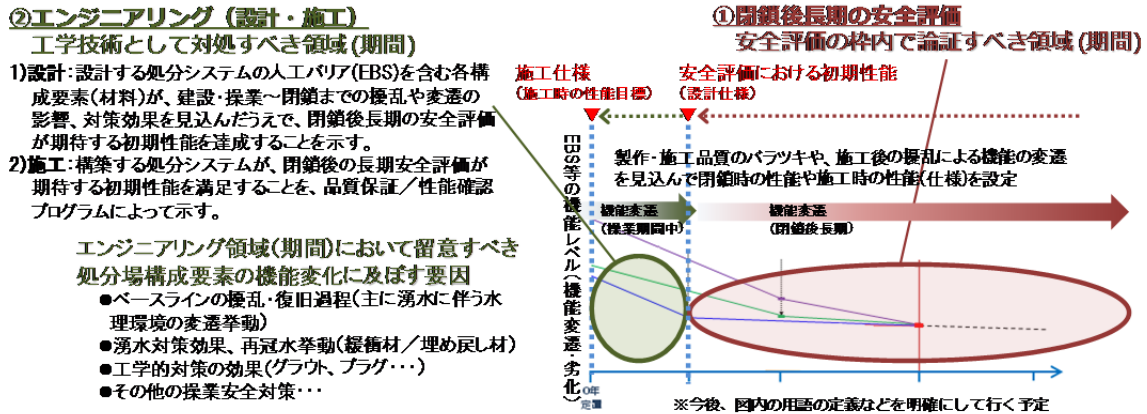


図 3.2-1 エンジニアリングの枠内で扱われる処分システムの成立性

本章冒頭に示した沿岸部研究会による課題整理を踏まえ（表 3.1-1）、上記の②（上図の緑色の部分）を、本事業における工学技術の高度化開発において取り組むべき課題としている。その際、沿岸部研究会で示された本課題に関する高度化の方向性のうち、特に、建設から操業段階における海水系地下水の湧水がニアフィールド領域の構成材料に与える影響に留意する。

本課題については、昨年度の北欧（沿岸部での立地を進めているスウェーデンおよびフィンランド）の先行的な取組事例に関する調査結果から、特に、閉鎖段階までにおける廃棄体定置後の緩衝材の挙動に着目し、緩衝材の機能発揮に影響する要因（湧水による緩衝材流出挙動）に留意する必要性が示されている。これを踏まえ本課題に関する取組では、わが国の沿岸部で特徴的となる地下水理環境（湧水環境／湧水対策）や地下の構成材料に対する化学的影響（塩水環境）など、これらの状況を念頭に置いた重要な要素や影響因子を特定して、成立性に係わる手法の提示に向けた検討を進める。なお、グラウトは、建設～閉鎖段階における地下水理環境の擾乱の影響緩和対策（湧水対策）として、本課題における個別のテーマの一つと位置付け、本節の中で展開する。

以下、次の構成で個々の課題に関する全体計画や本年度の実施内容などについて述べる。

- グラウト設計および影響評価技術の開発（3.2.1 項）
- ニアフィールド領域での処分システム構成材料の成立性と品質確保の方法の提示（3.2.2 項）

3.2.1 グラウト設計および影響評価技術の開発

(1) 背景と目的

坑道掘削時の湧水抑制対策にはグラウト注入が有効であるが、地層処分のための地下坑道は高水圧および低透水性の地質環境にあり、グラウトによる天然バリア・人工バリアへの影響が懸念される。このことから、既存のグラウト技術を高度化する必要がある。グラウトに

関する研究開発がこれまで多く行われてきている。例えば、平成 19 年度から 24 年度まで、資源エネルギー庁の委託事業「地下坑道施工技術高度化開発」が行われた（原子力機構, 2013a ; 2013b）。グラウトの材料としては、古くは普通ポルトランドセメントが用いられてきたが、目的や用途に応じて、超微粒子や低アルカリ性のセメントが開発・適用されてきた。ただし、セメント系材料は、海水条件下では特に大きな問題になることは指摘されていない。処分事業の進んでいる北欧では、将来の地層処分場に非常に厳しい許容湧水量が求められている。SKB では、例えば処分坑道において 1.7L/分/100 m（Svensk Kärnbränslehantering AB, 2007）、POSIVA では 1.8L/分/100 m（Hollmén, et al., 2013）とされている。処分坑道や処分孔周辺において湧水量を大幅に少なくするために、浸透性が高く、耐久性の高い活性シリカコロイドを用いた溶液型のグラウトの研究が行われ、沿岸域のスウェーデンのエスポ HRL やフィンランドの ONKALO において実証試験および実適用が開始されている（Funehag, 2011 ; Hatakka, et al., 2013）。ただし、海水条件下での固化のメカニズムは不明であり、施工方法も未確立である。溶液型グラウトの周辺岩盤への影響については未知の部分が多い。わが国では、瑞浪の深度 500m という高圧下において超微粒子セメントに加えて溶液型グラウトを用いたグラウトの試験施工に成功しているが、ポストグラウチング後の湧水量が約 70 L/分/100 m である（辻ほか, 2016）。また、沿岸域の倉敷では塩水環境の地下水において溶液型グラウトによる施工（征矢ほか, 2013）が実施されているが、具体的な施工方法は未確立である。このような背景を踏まえて、本業務では以下の課題を設定し、グラウトに関する研究を進める計画としている。

- ・既存の知見および課題の整理
- ・グラウト特性データの拡充・長期挙動の現象理解・モデル化・数値解析
- ・グラウト設計技術の更新・適用性確認
- ・グラウトの影響評価技術の更新・適用性確認

本年度は、上記の課題のうち、既存の知見および課題の整理、ならびに海水条件下での溶液型グラウト特性データを取得するものである。また、フィンランドに関する溶液型グラウト文献の詳細については、Appendix IX に示す。

(2) 既存の知見および課題の整理

1) 既存文献の調査

① 文献調査の概要

沿岸部あるいは海水条件下において溶液型グラウトを対象とした室内試験や実証試験、現場施工の知見について文献調査を実施した。調査対象としたのは、スウェーデンのエスポ HRL やフィンランドの ONKALO における実証試験、倉敷 LPG 備蓄基地における実験や実適用など、海外シンポジウム講演予稿集などである。欧文については、2013 年の第 7 回北欧グラウトシンポジウムおよび 2016 年の第 8 回北欧グラウトシンポジウムに溶液型グラウトの文献が多く記されており、調査対象の大部分を占めている。一方、邦文については、海水環境下での適用事例が少なかったが、倉敷 LPG 備蓄基地、ならびに瑞浪超深地層研究所では溶液型グラウトの注入実績があり、特に倉敷では海水の地下水に対する施工配合上の工夫が実施されていたため、それらの施工事例をメインに調査した。

② 文献調査結果のまとめ

文献調査の結果は、表 3.2-1 および表 3.2-2 のとおりである。

表 3.2-1 欧文の知見のまとめ

No.	知見のまとめ
対象とした文献	Ralph K. Iler, 1979; Butron, et al., 2007; Funehag, et al., 2011; Funehag, 2012; Soegaard, et al., 2016; Grov, et al., 2016; Hollmén, et al., 2013a; POSIVA, 2013; Hollmén, et al., 2013b; Hatakka, et al., 2013a; Hatakka, et al., 2013b
1	溶液型グラウトをはじめとしたコロイダルシリカ溶液は、酸性側に調整することにより、塩水条件によるゲル化の影響を低減できることが考えられる (Iler, 1979)。
2	エスポ HRL では、セメントグラウトと溶液型グラウトを併用したプレグラウチングの実施結果について触れられているが、塩水環境で問題になる事例が報告されていない (Funehag, et al., 2011; Funehag, 2012)。
3	最新知見として、スウェーデンでは硬化促進剤の陽イオンの種類 (K^+ または Na^+) に着目した耐久性試験が実施されており、 K^+ イオンの方がより緻密なホモゲルができる可能性がある知見が得られている。また、シリカやイオンが溶脱しても 130 日程度までは透水性に変化がないことを明らかにし、引続き試験を継続中である (Soegaard, et al., 2016)。
4	香港の海底トンネルではノルウェーの業者が溶液型グラウトと超微粒子セメントを併用して 99.99%の湧水量低減に成功した。(9,200 L/min/100m の大量湧水区間⇒1.0 L/min/100m) (Grov et al., 2016)
5	オンカロの処分深度では非常にカルシウムイオンが多い地下水である。溶液型グラウトがカルシウムイオンに急激に反応する知見が得られている。十分な注入流量があれば、先端で反応しても後ろからグラウト材が追いかけてくるので注入に支障がないが、注入流量が小さく浸透距離が伸びない小さい亀裂が注入できないことが懸念されていた (Hollmén et al., 2013a)。
6	オンカロでは、トンネル断面内にだけ注入孔を設けた区間では天盤から滴水があり、パッカーを外したときに自孔リークする孔としない孔があり、その不確実性が問題視された (POSIVA, 2013)。
7	<ul style="list-style-type: none"> ・オンカロでの挙動を解明するため、溶液型グラウトと地下水の挙動を把握することを目的に、人工的に亀裂を模擬した装置を作成して各種地下水環境下における浸透実験が実施されている。しかし、塩水環境下では様々な条件が複雑に絡んでいるため、挙動が解明できず、今後の研究課題とされている。なお、当該装置は今後のグラウチングの研究に適用できるとのことである。 ・最新の研究では、サンドコラムを用い、注入時のサンドコラムの観察により、溶液型グラウトと人工地下水または水道水が混ざり合う状況が明確となった。これは、グラウトと地下水の混合が起きない」という仮説を否定するものであった。 ・オンカロでは、海水条件下の対策として、地下水の塩分の影響を排除するためにグラウチング前の「Fresh Water Injection (淡水入：亀裂の水押し洗浄)」の手法が開発され、さらに亀裂の多い孔は短いゲルタイムの低圧注入、タイトな孔は長いゲルタイムの高圧注入を実施し、この手法が有効であったとされている。 ・「Water Injection」の主な仕様は、注入圧：80～90 bar、注入時間：Water Injection 終了後からグラウト開始までにかかる準備時間以上である。溶液型グラウトのグラウト先端での硬化を防ぐだけでなく、亀裂内の微細な介在物を予め除去できるため、確実かつ非常に高い浸透性を確保できたとしている。 ・注入前に空気を圧入して注入孔の水抜きをする手法が開発された。注入孔がグラウトで満たされると、急激に流量が下がり、どの時点から浸透が始まったか把握できるとのことである。 ・グラウト孔の養生として、注入終了後に 3 日間パッカーを密閉して養生し、さらに 24 時間後にパッカーを外すという施工方法を実施したとのことである。これにより、自孔リークが発生せず、非常にドライなトンネルに仕上がったとのことである。 <p>(POSIVA, 2013; Hollmén et al., 2013b; Hatakka et al., 2013a; Hatakka et al.2013b)</p>

表 3.2-2 邦文の知見のまとめ

No.	知見のまとめ
対象とした文献	征矢ほか, 2013; 延藤ほか, 2013; 中谷ほか, 2013; 竹内ほか, 2013a, 竹内ほか, 2013b; 小林ほか, 2014; 小林ほか, 2015. 米倉・島田, 2016
1	<ul style="list-style-type: none"> ・主に倉敷 LPG 貯槽基地のグラウチング工事（マイクロフラクチャ発達部）において沿岸域・海水条件下に関する各種試験が実施されている。現場の工事用水・地下水の水質・水温、施工場所の気温などによって、ゲルタイムの変化や現地湧水による白濁など、品質が変化する可能性が懸念され、それらの条件を変化させた室内試験および現場試験が行われている。 ・基本配合は、現地湧水による白濁はしない、pH6 程度の中性～酸性側の配合となっていることである。溶液型グラウト自体は pH9-10 の弱アルカリ性のため、強酸性の pH 調整剤が添加されていると考えられる。 ・倉敷 LPG 岩盤貯槽建設工事の現場条件を考慮した溶液型グラウトの長期安定性確認試験の結果から、長期力学的安定性については現地湧水のもとで長期間（温度促進により 50 年間）ホモゲル強度が増進すること、長期化学的安定性については現地湧水のもとで（同 50 年間）シリカの溶脱が促進しないことが確認されている（征矢ほか, 2013; 遠藤ほか, 2013; 中谷ほか, 2013; 竹内ほか, 2013a; 竹内ほか, 2013b; 小林ほか, 2014）。
2	原位置で採取した改良体ブロックを用いて室内長期止水効果確認試験を実施した結果、1,400 日間透水係数は有意に増大していないことから、4 年近く改良体ブロックの止水効果が確認できたと考えられる（米倉・島田, 2016）。
3	瑞浪超深地層研究所では 130 L/分もの大量の湧水が発生したポストグラウト注入孔に対して、溶液型グラウトの注入のみによりわずか 0.06L/分（99.99%）にまでほぼ完全にドライになるまで低減できた。現場が夏季休暇にはいることもあり、1 週間以上の養生を実施できたのもあり、日本の溶液型グラウトにおいても ONKALO 同様に長時間養生が確実な止水に寄与する可能性が示唆された（小林ほか, 2015）。
4	ホモゲルではなく固結砂（サンドゲル）の知見では、活性シリカコロイドはあらゆる環境で養生しても強度が増加する傾向にあり、海水養生に対しても強度特性が低下しないことが分かっている。すなわち、ホモゲルでの海水環境下での特性については不明である（米倉・島田, 2016）。

2) 最新知見の収集および課題の整理

海水条件下での溶液型グラウトの最新知見の収集のため、溶液型グラウトの実適用が進んでいる北欧における現地調査を以下のとおり実施した。その際、塩水環境が材料特性に与える影響や、設計方法、施工方法への留意などに着目して専門家と意見交換を実施して技術的アドバイスを得るとともに、沿岸域に溶液型グラウトが実適用された地下施設を視察した。

① グラウトワークショップの開催

海水環境下における溶液型グラウトに関する最新知見の収集のため、フィンランドの Saanio & Rieikkola 社（岩盤設計および地層処分技術を扱うフィンランドのコンサルタント会社、以下 S&R 社）にコンタクトを取り、スウェーデンとフィンランドの処分事業に関わる技術者との共同グラウト技術ワークショップをフィンランドで開催した。タイトルは、「Workshop on colloidal silica grouting in sea water, Helsinki（海水環境下における溶液型グラウトとのワークショップ、ヘルシンキ開催）」である。

② ONKALO 地下特性調査施設の視察

POSIVA と事前にコンタクトを取り ONKALO 特性調査施設の処分深度において溶液型グラウトの注入が実施されたデモ 2 トンネルと近傍のアクセス坑道を視察する計画を立ててオルキオトを訪問した。しかし、訪問直前に ONKALO 坑内で事故が発生したために入坑が許可されなかった。POSIVA のビジターセンターで状況を説明した Sanna Mustonen 氏によると、当該のデモ 2 トンネルは溶液型グラウトを用いて十分に湧水が抑制されているとのことである。その代り、同等の岩盤からなる VLJ（中低レベル放射性廃棄物処分場）、ならば

にその処分深度に併設されているオンカロリサーチギャラリーを見学することができた。奥部はデモ 2 トンネルとほぼ同等の地質であり、同様の幅員と高さの坑道になっているとのことである。参考までに、当該ギャラリーの写真を示す（図 3.2-2）。なお、この近傍では断層帯以外では、ほとんどグラウトが実施されておらず、見た目非常にドライな環境であった。



図 3.2-2 デモトンネルと地質・サイズがほぼ同じオンカロリサーチギャラリーの様子

③ 最新知見のまとめ

北欧の現地調査で得られた最新の知見を表 3.2-3 に示す。

表 3.2-3 最新知見のまとめ

No.	知見のまとめ
1	Posiva のオルキルオトの処分場では、化石水の上昇を防ぐことなどから、施設全体の湧水量をできる限り制限し、坑道ごとに非常に厳しい許容湧水量が定められている。
2	岩盤の低 pH な環境を維持し、有機物を残さず、高水圧下の処分坑道や処分孔周辺において湧水量を低減する必要があるなかで、溶液型グラウトは必要不可欠な材料である。
3	グラウチングはプレグラウチングで、トンネル断面内に注入孔を設ける方針である。
4	断面内からの注入で止水できない場合は、亀裂・断層帯の上流側から止水する方針である。
5	フィンランドのコンサルタントが実施した試験の結果からは、海水環境下では溶液型グラウトの浸透距離が頭打ちし、一瞬にしてゲル化する可能性があるため、Water Injection を主な対策として実施している。
6	Water Injection は、微細亀裂の確実な注入ができたとしても、理論的な設計に基づいておらず、施工時間が増えて合理的でない点をスウェーデンの Funehag 氏が懸念している。
7	海水環境下で溶液型グラウトを適用するのは、何が問題なのか（具体的に浸透距離が定量的にどれだけ影響を受けるか）、亀裂平板などを用いて実験的に把握して設計にフィードバックすることが重要である。
8	日本で開発されている手法（pH を酸性側に調整）がスマートで設計に影響を与えないので良い方法と考えられる。
9	室内実験で見極めて、不確実性を下げた合理的な対策が必要である。

3) 課題の整理

既存文献の調査ならびにグラウトワークショップで得られた知見から溶液型グラウトの開発にあたり、図 3.2-3 のとおりに課題を整理した。日本、スウェーデン、フィンランドとそれぞれの対策から課題となるポイントが配合、設計手法、施工手法と大きく区分されたと考えられる。そこで、最終的には各国の対策を把握して、適切な設計施工を実施するのが望ましいと考えられる。

①日本：pH調整剤を用いた海水への感度を下げる対策（倉敷LPGの実績）

⇒課題：淡水～海水条件下における場合との差異などジェネリックに練混ぜ水の幅を持たせてその特性を取得し、適用範囲なども把握する。海水環境下における最適な「**配合決定手法の確立**」が必要。

②スウェーデン：基本的には海水条件であっても設計で対応したい

⇒課題：海水条件下によりグラウト設計が受ける不確定要素の解明
平行平板などによる室内実験により現象を把握し、「**塩水環境下での理論・設計手法の確立**」、**「耐久性の把握**」が必要。

③フィンランド：海水条件を一切排除する Water Injection

⇒課題：カルシウムリッチな海水条件では注入が困難
現状 Water Injection を整備しているが、より最適な「**施工手法の確立**」が必要。

⇒【目指すべき姿（提案）】3か国の課題を解決する。

ハイブリッドな材料・設計・施工手法の確立

※次項の特性データ取得は課題①の解決に資する計画とする。

図 3.2-3 溶液型グラウトを海水条件下に適用時の各国の課題や対策についてのまとめ

(3) 海水条件下での溶液型グラウト特性データの取得

(2)最新知見の収集および課題の整理の結果を踏まえて、海水条件下での溶液型グラウト特性データを室内試験により取得した。粘性、硬化時間、強度、塩分濃度、pH調整、添加剤などに着目して、各々3～5種類のパラメータを振った条件によりデータを取得した。

具体的には、グラウト注入環境が海水条件となる可能性や、海水を用いてグラウトを練混ぜることの実現性などを考慮し、練混ぜ水の種類、ゲルタイムを調整するための添加剤の種類や量を変えてゲルタイムを把握することで適切なゲルタイムを実現するための基本配合を決定した。また、その基本配合で練混ぜたグラウトの施工性に係わる特性および硬化後のホモゲルの安定性に係わる特性を取得した。

1) 基本物性の把握

ゲルタイムが60分および120分となる基本配合を練混ぜ水の種類（人工海水、精製水、50%人工海水）ごとに設定し、各基本配合のホモゲルに対して力学試験を実施して、その基本物性を把握した。

① 添加剤を変化させたゲルタイム測定試験による基本配合の取得

コロイダルシリカ（パーマロック Hi シリカ、主成分 SiO_2 , Na_2O , pH 9～10）に硬化促進剤（主成分 KCl）を溶解させた溶液（B液と呼ぶ）を混合すると、ゲル化に向けた反応が始まり、一定時間経過した時点でゲル化が完了する。ゲル化するまでの時間、すなわちゲルタイムは硬化促進剤の添加量により異なる。B液を作製するための液体（練り混ぜ水）は、通常、真水に近い工事用水が用いられる。

ゲルタイムはコロイダルシリカの pH を変えることで調整することもある。pH を変えるためには、あらかじめコロイダルシリカに pH 調整剤（主成分 H_3PO_4 , pH < 1）を添加する。pH 調整剤を加えたコロイダルシリカ溶液を A 液と呼ぶ。図 3.2-4 は、A 液と B 液を混合した溶液型グラウトの製造イメージを示す。

練混ぜ水の性状が違えば、硬化促進剤や pH 調整剤の添加量が同じでも、ゲルタイムが異なり、ゲル化した時のホモゲル（グラウト硬化体）の特性も異なる。ここでは、練混ぜ水に海水を用いた場合を想定し、練混ぜ水の性状によるゲル化特性を把握するとともに、所定のゲルタイムを示す配合条件（基本配合）を設定した。

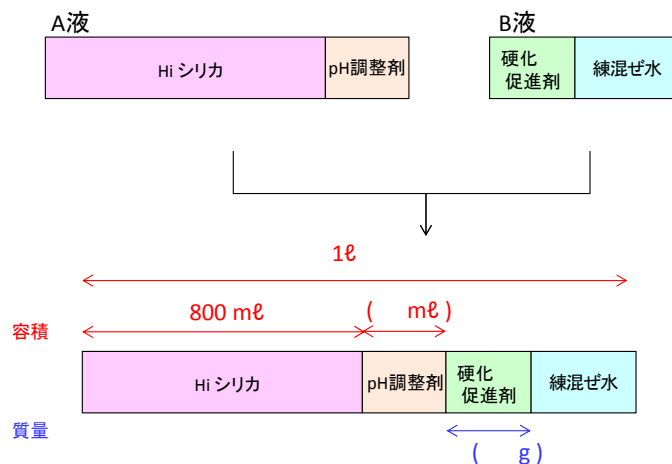


図 3.2-4 海水条件下を考慮した溶液型グラウトの配合の考え方

用意した 3 種類の練混ぜ水ごとに、硬化促進剤および pH 調整剤の添加量を変え、ゲルタイムを測定した。グラウト 1ℓあたり、800 ml のパーマロック Hi シリカ（80%）を使用することは固定条件とした。これは、メーカー推奨の使用方法であり、既往実績でも同条件で配合されている。得られた結果を用いて、3 種類の練混ぜ水ごとに、2 種類のゲルタイム（60 分、120 分）に対応する基本配合（6 種類）を表 3.2-4 のとおり設定した。

表 3.2-4 設定する 6 種類の基本配合

基本配合名	練混ぜ水	ゲルタイム	設定項目
S-60	人工海水	60 分	グラウト 1ℓに対する ・硬化促進剤量 (g) ・pH 調整剤量 (ml) ※パーマロック Hi シリカの 800ml (80%) は固定条件 ※各材料の写真は、図 3.2-5 参照
S-120		120 分	
M-60	50%人工海水	60 分	
M-120		120 分	
D-60	精製水	60 分	
D-120		120 分	



活性コロイダルシリカ（左）、硬化促進剤（中）、pH 調整剤（右）

図 3.2-5 グラウトの構成材料

目的とするゲルタイムとして設定している 60 分もしくは 120 分の基本配合を設定するにあたって、pH 調整剤を 4 ml/L に固定して硬化促進剤の添加量でゲルタイムを調整すること

が、練混ぜ水の違いの影響を少なくできると考えた。加えて、後述の白濁試験では、pH 調整剤を添加しない場合や 2 ml/L だけ添加した場合には、白濁現象が発生してグラウトの施工性に懸念があることも示されている。このため、pH 調整剤を 4 ml/L に固定して、追加で数点の硬化促進剤の添加量を変えたゲルタイム試験を実施した。図 3.2-6 は、この結果を整理したものである。

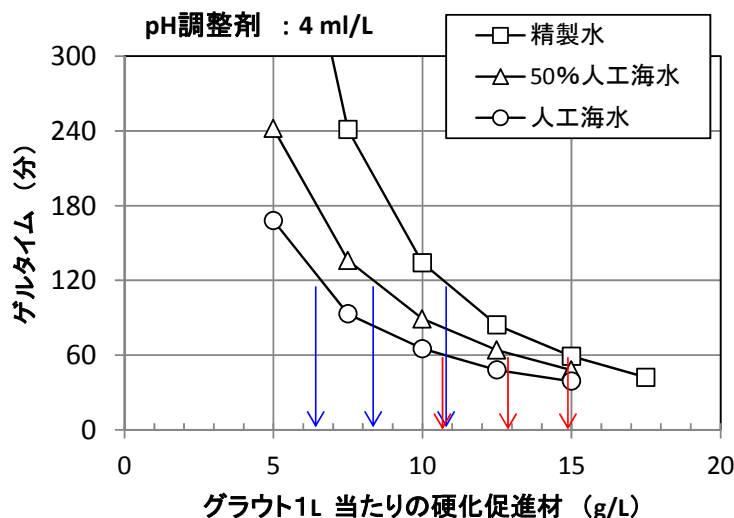


図 3.2-6 pH 調整剤を 4 ml/L に固定した場合の硬化促進剤量とゲルタイムの関係

② 強度試験

設定した 6 種類の基本配合のホモゲル（グラウト硬化体）に対して強度試験を行い、基本的な強度特性および海水による影響を把握した。強度試験として 3 種類の試験（一軸圧縮試験、三軸圧縮試験、ベーンせん断試験）を行った。実施した強度試験の種類、試験ケースと材齢を表 3.2-5 に示す。

表 3.2-5 強度試験の種類、試験ケースおよび材齢

配合名	練混ぜ水	設定ゲルタイム	強度試験		
			一軸圧縮試験	三軸圧縮試験	ベーンせん断試験
D-60	精製水	60分	●	●	●
D-120		120分	●	—	—
M-60	50%人工海水	60分	●	●	●
M-120		120分	●	—	—
S-60	人工海水	60分	●	●	●
S-120		120分	●	—	—
材齢			3 材齢： 1日 7日 28日		4 材齢： 6時間 1日 2日 3日

・一軸圧縮試験

設定した 6 種類の基本配合のホモゲル（グラウト硬化体）に対して一軸圧縮試験を行った（図 3.2-8）。供試体は直径 50 mm、高さ 100 mm の円筒供試体を用いた。圧縮は 1%/分（1 mm/分）のひずみ速度で行った。

図 3.2-7 に試験結果を示す。材齢が進むにつれて一軸圧縮強度は大きくなる。ゲルタイム

が 60 分の配合は、ゲルタイムが 120 分の配合よりも一軸圧縮強度が大きい。すなわち、ゲル化に時間を要する配合の一軸圧縮強度は小さく、その傾向は材齢が 28 日時点でも同様である。練混ぜ水の種類が一軸圧縮強度に与える影響は、材齢により強度増加ほどには大きくない。練混ぜ水が精製水の場合の一軸圧縮強度が最も小さく、最も大きいのが人工海水の場合ではなく、50%人工海水の場合であり、練混ぜ水の塩分濃度に対して相関性が認められないことから、練混ぜ水の種類が一軸圧縮強度に与える影響は供試体作製などの試験のバラツキによるものと思われる。

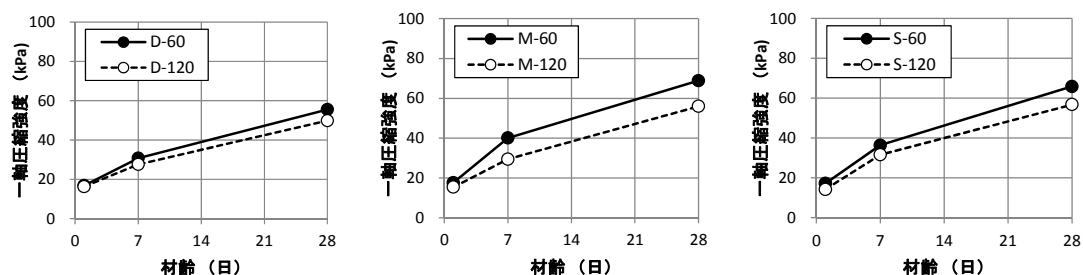


図 3.2-7 基本配合（6 種類）の一軸圧縮試験結果
（左：精製水、中：50%人工海水、右：人工海水）

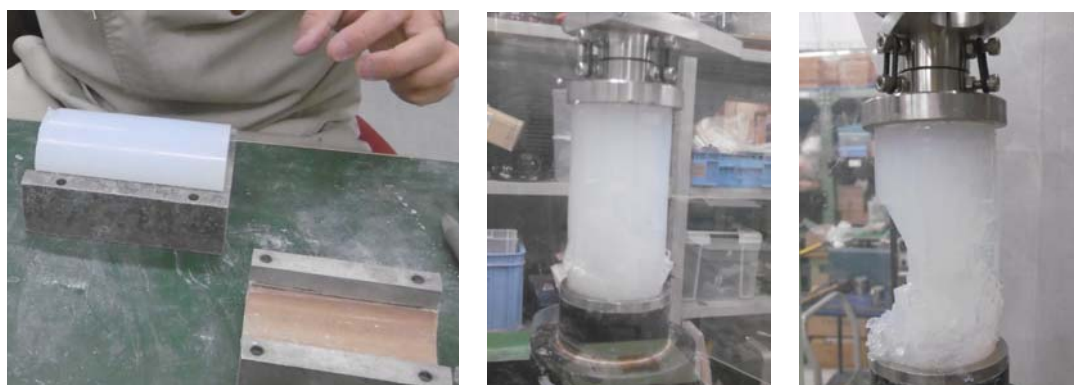


図 3.2-8 ホモゲルの円筒供試体（左）および一軸圧縮試験（中・右）の様相

・三軸圧縮試験

設定した 6 種類の基本配合のうち、ゲルタイムを 60 分に設定した 3 種類の基本配合 (D-60、M-60、S-60) のホモゲル（グラウト硬化体）に対して三軸圧縮試験を行った。供試体は、一軸圧縮試験に用いたものと同じ、直径 50 mm、高さ 100 mm の円筒供試体を用いた。拘束圧は、50 kPa、100 kPa、150 kPa の 3 水準とした。圧縮は 1%/分（1 mm/分）のひずみ速度で行った。3 つの側圧で得られたせん断強度を平均して各配合、各材齢のせん断強度を求め、図 3.2-9 に示した。なお、S-60 の側圧 150 kPa の試験結果は、あきらかに小さい値を示したため除いた。図 3.2-9 から、せん断強度は材齢が進むにつれて大きくなる傾向があり、練混ぜ水の違いによる影響はないことがわかる。

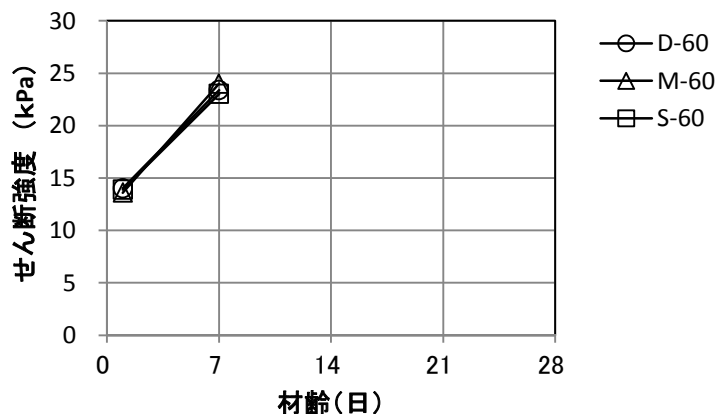


図 3.2-9 3種類の練混ぜ水のホモゲルのせん断強度の時間変化

・ベーンせん断試験

基本配合ごとにベーンせん断試験を行い、配合後の経過時間ともなうせん断強度の変化を確認した。図 3.2-10 に示すような幅 1 cm、高さ 2 cm の十字型の羽根 (ベーン) のついた試験機を用いた。試験状況を図 3.2-11 に示す。



図 3.2-10 ベーンせん断試験器



図 3.2-11 ベーンせん断試験の様子 (左：供試体、右：試験状況)

供試体貫入時のトルクの最大値を計測し、(式 3.2-1)によりせん断強度に換算した。図 3.2-12 は、各配合におけるせん断強度の時間変化を示したものである。せん断強度は、練混ぜから 1 日経過までは急激に増加するが、その後は増加が緩やかになる。また、練混ぜ水の違いによる影響は、一軸圧縮試験、三軸試験より得られた強度と同様に、明確には判断でき

ないと考えられる。

$$\tau_s = \frac{T_{\max}}{\frac{\pi D^3}{6} + \frac{\pi D^2 H}{2}} \quad \dots(\text{式 } 3.2-1)$$

T : 時間 D : 直径 H : 高さ

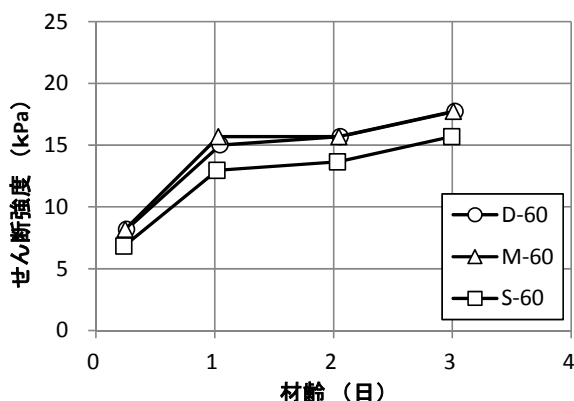


図 3.2-12 せん断強度の時間変化

2) 施工性・止水性（ゲル化特性）の把握

① 地下水との接触による白濁試験

塩分濃度の高い海水系地下水と接触して急激にゲル化（白濁現象）した場合、岩盤の微小亀裂への浸透性が低下することが考えられ、基本配合の設定にあたっては白濁現象が発生しない配合を選定する必要がある。このため、硬化促進剤および pH 調整剤の添加量を変化させ白濁試験を実施した。図 3.2-13 に白濁試験の方法を示す。A 液と B 液を混合し溶液型グラウトを作製したのち、速やかに少量のグラウトを注射器にて接触水の中に垂らす。接触水には人工海水と 50%人工海水の 2 種類を用いた。

表 3.2-6 に試験結果のまとめを、図 3.2-14 に 100%人工海水での白濁試験の様子を示す。練混ぜ水の種類、硬化促進剤の添加量にかかわらず、pH 調整剤を添加しない場合は白濁現象が発生した。また、練混ぜ水が精製水の場合に接触水が人工海水であった場合は、pH 調整剤を 2 ml/L 添加したグラウトでは白濁現象に近い接触水がわずかに濁る現象が起きた。pH 調整剤が 4 ml/L 以上では、すべてのケースにおいて白濁現象は発生しなかった。pH 調整剤を添加しないグラウトは pH 9 程度のアルカリ性であり、pH 調整剤を添加することで酸性方向に改質することができ、pH 調整剤が 2~4 ml/L の間でアルカリ性から酸性に変わるので、溶液型グラウトの pH を酸性側にすれば、白濁現象が発生しないことが分かった。

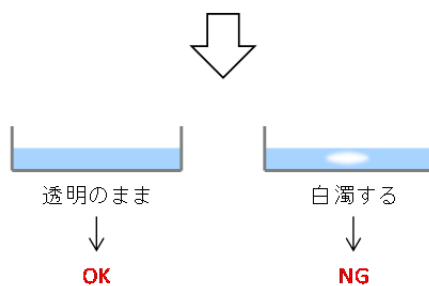
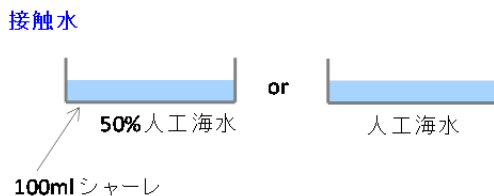
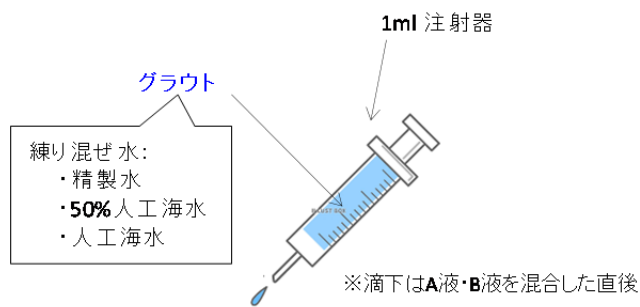


図 3.2-13 白濁試験の方法

白濁試験(人工海水で練混ぜたグラウト)

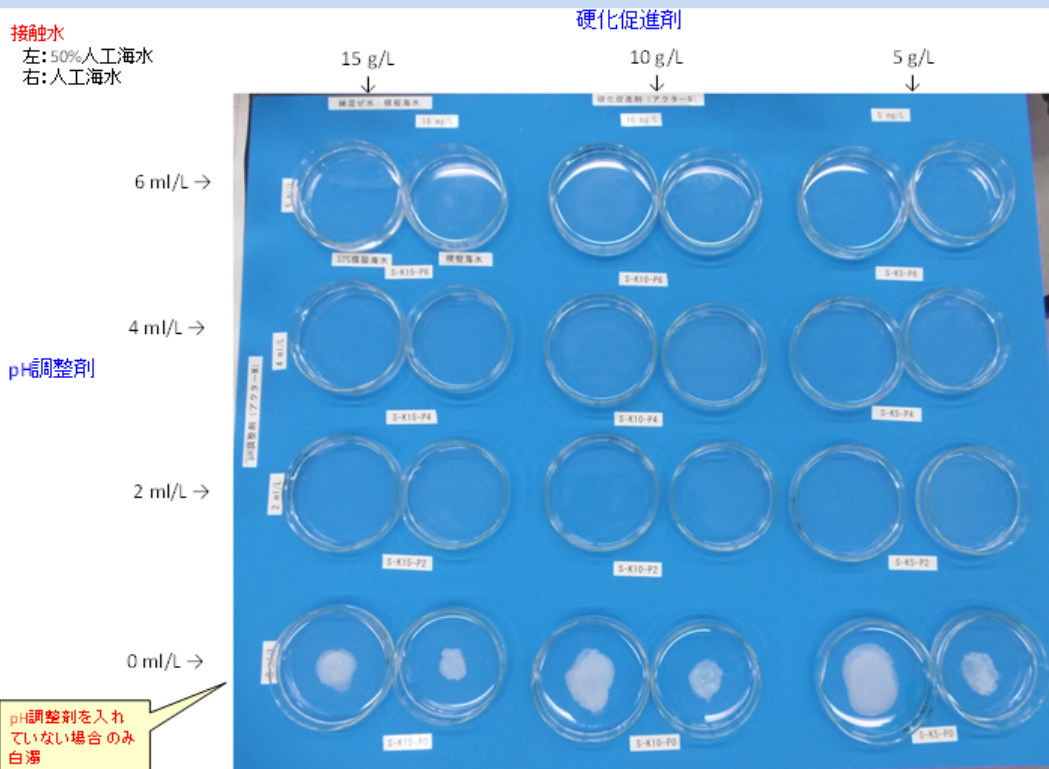


図 3.2-14 100%人工海水で練混ぜた溶液型グラウトによる白濁試験結果の様相

表 3.2-6 白濁試験結果のまとめ
 (○：白濁しない, △：微かに白濁, ×：白濁)

		接触水									
		50%人工海水				人工海水					
		pH調整剤 (ml/L)									
練り混ぜ水	精製水	硬化促進剤 (g/L)	0 2 4 6				0 2 4 6				
			5	×	○	○	○	×	△	○	○
			10	×	○	○	○	×	△	○	○
	15	×	○	○	○	×	△	○	○		
	50%人工海水	5	×	○	○	○	×	○	○	○	
		10	×	○	○	○	×	○	○	○	
		15	×	○	○	○	×	○	○	○	
	人工海水	5	×	○	○	○	×	○	○	○	
		10	×	○	○	○	×	○	○	○	
15		×	○	○	○	×	○	○	○		

② 粒径の経時変化測定試験

ゲル化するまでの溶液型グラウトの粒径分布を動的光散乱法により測定した。測定試料はゲルタイムが60分の3種類の基本配合(D-60、M-60、S-60)とし、練混ぜからゲル化までの間に5~6回の測定を行い、ゲル化にともなう粒径の変化を確認した。測定にはゼータサイザーナノ-ZS (Malvern Instruments 社製) を用いた。

図 3.2-15 に人工海水の試験結果を示す。溶液型グラウトの練混ぜ直後の粒径は10~50 nm 程度中に、ほとんどの粒径が含まれている。5分後のピーク粒度は練混ぜ水の違いによらず、13.54 nm を示している。時間の経過にともなって粒径が大きくなっていく傾向を示すが、その変化はわずかである。ゲルタイムに近くなると10 nm 以下の粒径を示すようになるが、これはゲル化が進行し粒径の測定ができなくなっているものと考えられる。

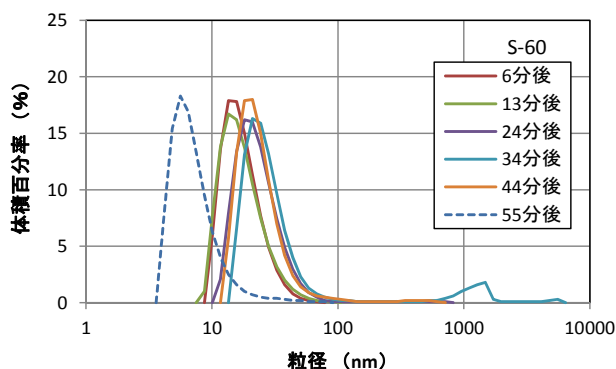


図 3.2-15 粒径分布の時間変化

③ 粘性の経時変化測定試験

基本配合の溶液型グラウトの粘性は回転型レオメーターを用いて測定した（図 3.2-16）。測定試料はゲルタイムが 60 分の 3 種類の基本配合（D-60、M-60、S-60）とし、練混ぜからゲル化までの間に 5～6 回程度の測定を行い、ゲル化にともなう粘性の変化を確認した。測定には Physica MCR-301（Anton Paar 社製）を用いた。

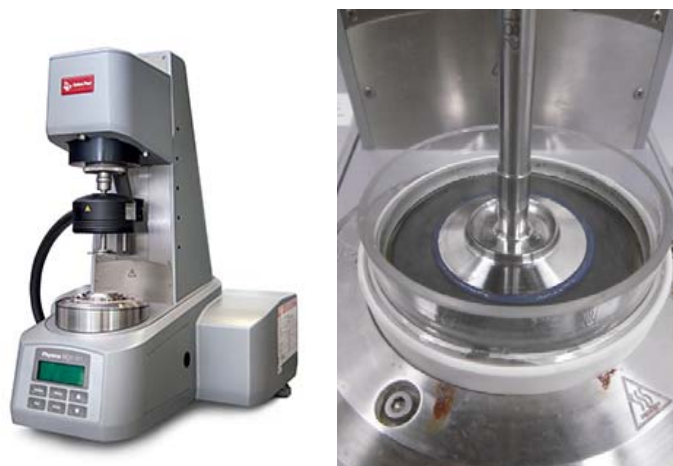


図 3.2-16 レオメーター（Physica MCR-301）の全景（左）、測定状況（右）

各測定においては、せん断速度を変えながらせん断速度に応じたせん断応力を測定し、図 3.2-17 に示すような流動曲線を取得する。せん断速度が 0.01～200 1/s の間において、対数間隔で段階的に大きくして 60 点のアップカーブを取得したのちに、200 1/s から小さくして同様のダウンカーブを取得する。1 点を 1 秒で計測しているため、1 組のアップカーブとダウンカーブを得るのに 2 分間を要する。それぞれの基本配合に対して、練混ぜからの測定時間を変えて、数点の流動曲線を取得した。

図 3.2-17 に示すように、練混ぜ直後には流動曲線は直線に近く、ニュートン流体的な挙動を示すことがわかる。しかし、ゲル化が進むにつれて曲線的な挙動を示すようになる。この傾向は、他の 2 種類の基本配合（D-60、M-60）についても同様であった。

図 3.2-18 にゲル化にともなうせん断粘度の変化を 3 種類の基本配合（D-60、M-60、S-60）について示す。せん断速度とせん断応力の傾きであるせん断粘度は、ニュートン流体ではせん断速度に依存せず一定値を示すが、ゲルタイムに近くなるとせん断速度に依存するため、図 3.2-17 の右図の破線で示したようにせん断速度 200 1/s の時点でのせん断粘度をその経過時間でのせん断粘度とした。図 3.2-18 より、ゲル化にともないせん断粘度は次第に上昇し、その変化は 40 分（60 分のゲルタイムの 2/3 の時間）を過ぎたあたりから顕著であることがわかる。練混ぜ水の異なる 3 種類の基本配合すべてで同じ傾向であることから、練混ぜ水の違いによる粘性の変化の違いはないと言える。

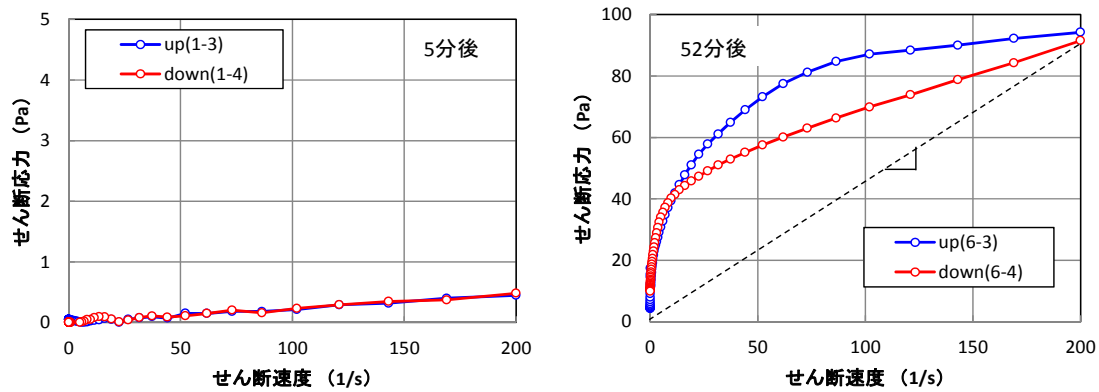


図 3.2-17 ゲル化の進展に伴う流動曲線の変化 (S-60)

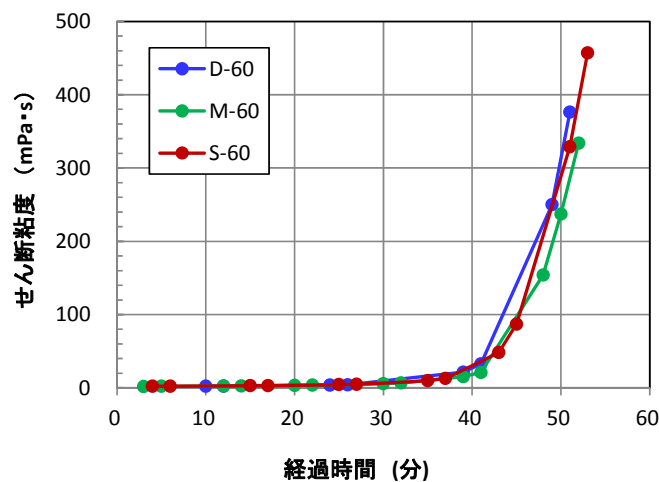


図 3.2-18 ゲル化の進展に伴うせん断粘度の変化 (D-60、M-60、S-60)

④ 温度影響の測定試験

練混ぜ温度が変わった場合のゲルタイムおよびゲル化後の強度特性の変化を調べた。基本配合6種類に対して、高温側(35℃)と低温側(10℃)の練混ぜ温度でゲルタイム試験を行った。また、高温側(35℃)と低温側(10℃)で練混ぜ、同温度で養生したホモゲルに対して一軸圧縮試験を行った。なお、養生水は練混ぜ水と同じものを用いた。

図 3.2-19 および図 3.2-20 は、設定ゲルタイムが60分と120分の場合に区分し、横軸に練混ぜ温度を縦軸にゲルタイムを示した。ゲルタイムは、高温側で練混ぜると設定値より短くなり、低温側では長くなるのが分かった。図 3.2-19 で示す3つのグラフを比較すると、練混ぜ水が精製水、50%人工海水、人工海水で異なる場合の明らかな違いは見られない。図 3.2-20 においても同様のことが言える。

図 3.2-21 に材齢1日と材齢7日で取得したホモゲルの一軸圧縮強度を示す。低温側(10℃)では一軸圧縮強度は小さく、高温側(35℃)では大きいことがわかる。この傾向は材齢によらず、また練混ぜ水の違いによらず認められることが分かった。

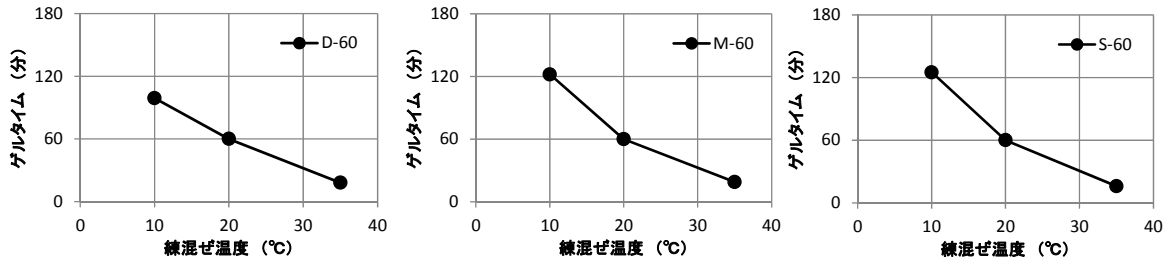


図 3.2-19 基本配合（ゲルタイム 60 分）の練混ぜ温度の違いによるゲルタイムの変化（左：精製水、中：50%人工海水、右：人工海水）

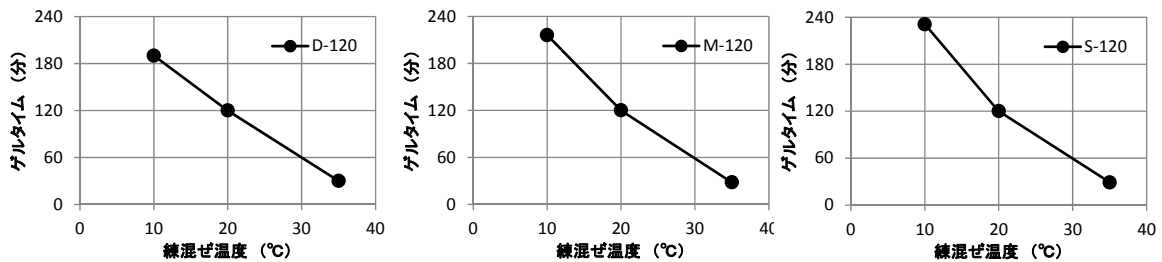


図 3.2-20 基本配合（ゲルタイム 120 分）の練混ぜ温度の違いによるゲルタイムの変化（左：精製水、中：50%人工海水、右：人工海水）

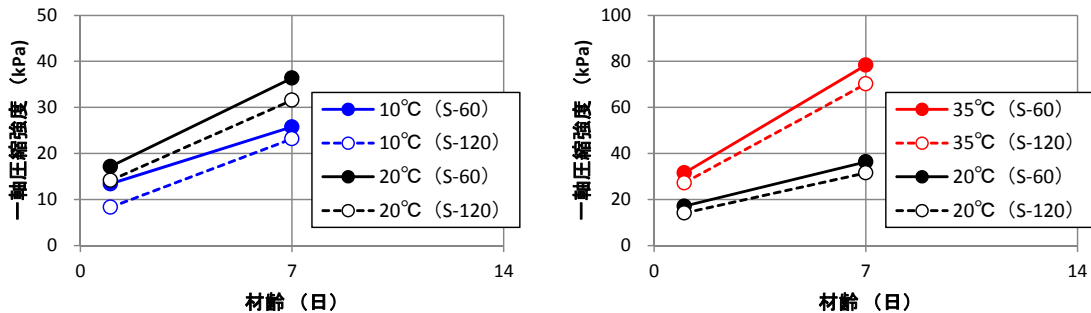


図 3.2-21 練混ぜ温度の影響による力学強度の違い（人工海水）

3) 長期安定性（力学的・化学的安定性）の把握

① ホモゲル長期力学的安定性確認試験

材齢の経過とともに溶液型グラウトの強度が増加することを確認するとともに、練混ぜ水の違いによる強度発現の違いを、一軸圧縮試験を行い確認した。試験は、標準温度 20°C で養生した供試体および 55°C で促進養生した供試体について行った。試験対象は 6 種類の基本配合である。試験期間は最大 2 年を予定し、促進養生では加賀 (2000) の研究によると促進倍率 30 倍とされていることから、最大 60 年後の時間が想定できる。養生は、20°C 標準養生、55°C 促進養生とともに、気中で 6 日間 20°C 標準養生を行い、そののちに養生水に浸した。養生水は練混ぜ水と同じとし、養生水の温度は 20°C、55°C とした。20°C 標準養生の試験は、図 3.2-7 において材齢 28 日までを示している。加速養生した供試体については、材齢 1 日と材齢 7 日で一軸圧縮試験を行った。材齢 7 日のあとは 28 日を予定している。なお、材齢 7 日のホモゲルは促進養生期間が 6 日間なので、促進倍率を 30 倍とすると 181 日目に相当する。

図 3.2-22 に長期力学安定性確認試験における一軸圧縮強度を示す。赤いマークは促進養

生の結果で横軸の時間は促進時間を考慮した値である。なお、黒いマークは 20℃標準養生で図 3.2-7 で示した結果と同じである。55℃で促進養生したホモゲルの材齢 7 日の一軸圧縮強度は、20℃標準養生した材齢 7 日の値と比較してはるかに大きく、促進倍率 30 倍を適用して 181 日の時間にプロットすると、ほぼ強度の増加が整合していることがわかる。練混ぜ水の違いが長期強度に与える影響は認められないが、ゲルタイムの違いによる長期強度への影響については、促進時間 181 日を経過しても、ゲルタイムが短い配合は長い配合に比べて一軸圧縮強度が大きい結果を示している。

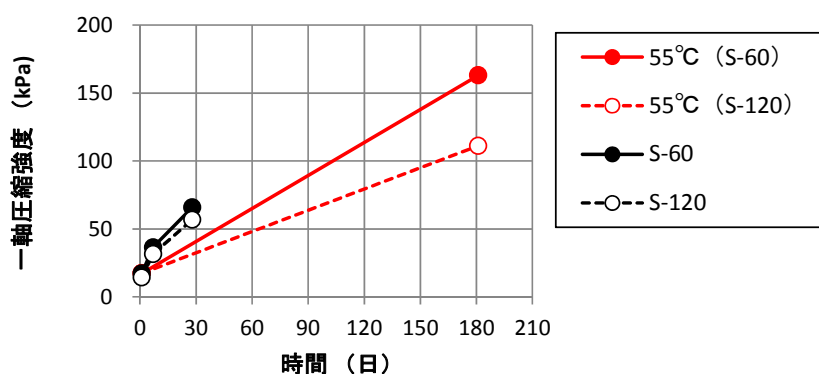


図 3.2-22 55℃で促進養生したホモゲルの一軸圧縮強度（人工海水）

② ホモゲル長期化学的安定性確認試験

地下水にさらされたときのホモゲルの化学的耐久性を把握するために、硬化したホモゲルを養生水に浸漬し、ホモゲルからのシリカ成分などの溶出を養生水の化学分析を行うことで確認した。基本配合 6 種類に対して、養生温度を 20℃標準養生と 55℃促進養生の 12 ケースに対して試験を実施した。養生水は練混ぜ水と同じとし、3 L の養生水を満たしたビーカー中に、100 ml のホモゲルを硬化させたビーカーを練混ぜ 1 日後から浸漬した。なお、ホモゲルが養生水と接触している表面積は、20 cm² である。図 3.2-23 にホモゲルの浸漬の様子を示す。養生水の化学分析は、材齢 7 日後および材齢 14 日後にそれぞれ 250 ml を採取して行った。養生水採取後の養生水の追加は行わなかった。分析項目は、ホモゲルの劣化に直接結びつくと考えられるシリカの溶出を中心に、補足的にコロイダルシリカに含まれるナトリウムおよび硬化促進材の成分であるカリウムを加えた 5 項目とした。シリカについては、溶出形態の判断のために、全シリカ、溶存およびコロイド状シリカ、イオン状シリカの 3 種類を対象とした。



図 3.2-23 ホモゲルの浸漬の様子

図 3.2-24 にすべてのケースの全シリカ濃度の時間変化を示す。すべてのケースで養生水のシリカ濃度は上昇しており、14 日経過時点ではホモゲルからのシリカの溶出が続いていると言える。練混ぜ水および養生水の種類の違いによる影響については、人工海水の場合がシリカ濃度は最も高く、精製水の場合は小さく、その違いは 5~6 倍程度である。50 %人工海水の場合の養生水のシリカ濃度は、人工海水と精製水の間値を示しておらず、限りなく精製水と同様に小さい値となった。引続き傾向を観察し、今後原因について検討する必要がある。養生温度の違いについては、20℃標準養生の場合に比べて、55℃促進養生では 3 倍程度、全シリカ濃度が高い結果となっている。力学特性の検討では既往知見で暫定的に促進倍率を 30 倍として検討したが、溶出特性にその程度の倍率が整合するかどうかは、今後のデータの蓄積を待って検討が必要である。

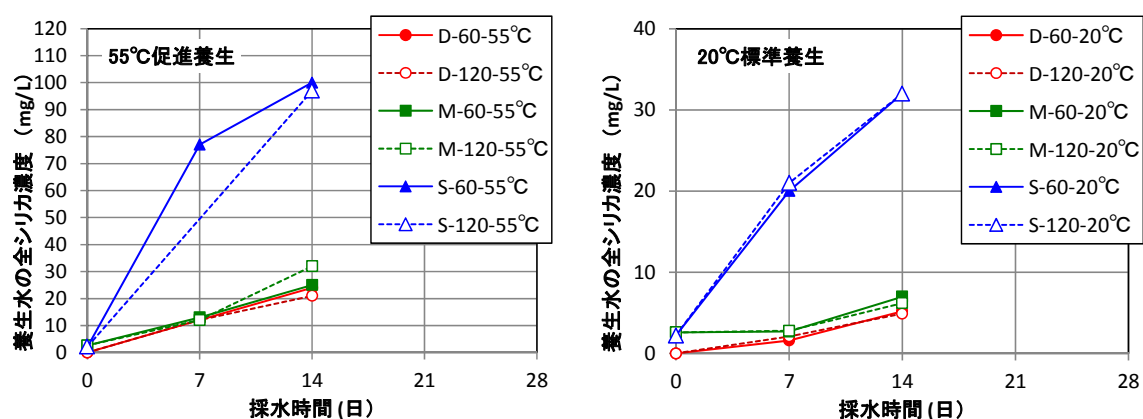


図 3.2-24 養生水の全シリカの時間変化 (左：20℃標準養生、右：55℃促進養生)

4) 得られた知見のまとめ

海水条件下での溶液型グラウト特性データの取得のため、練り混ぜ水が異なる溶液型グラウトに対して、ゲルタイムを 60 分および 120 分に調整するための配合（基本配合）を設定し、基本配合のグラウトおよびゲル化したホモゲルに対して、基本物性の取得、ならびに施工性に関連する特性を取得し、長期安定性に関する検討および試験を開始した。表 3.2-7 に得られた知見をまとめた。

表 3.2-7 海水条件下での溶液型グラウト特性データの取得で得られた知見のまとめ

	まとめ
1) 基本物性の把握	<ul style="list-style-type: none"> ● 練混ぜ水として人工海水、精製水およびその中間の性質を示すものとして人工海水と精製水を 1:1 で混合した 3 種類を選定した。 ● 3 種類の練混ぜ水を用いて、硬化促進剤および pH 調整剤の添加量を変えてゲルタイムを測定し、同じゲルタイムを実現するためには練混ぜ水の種類に応じて添加量を変える必要があることが分かった。 ● 3 種類の練混ぜ水ごとにゲルタイムが 60 分および 120 分となる添加剤量（硬化促進剤、pH 調整剤）を設定し、計 6 種類の基本配合を設定した。 ● 基本配合のホモゲルを作製し、短期的な力学強度を把握する目的で、一軸圧縮試験、三軸圧縮試験およびベンセン断試験を実施した結果、最大 28 日までの材齢において、<u>力学強度が時間とともに増加する傾向は、練混ぜ水の種類に依存しないことが判明した。</u> ● すなわち、pH 調整剤を用いる本手法に抛れば練混ぜ水として塩水を用いることは、基本物性に影響を与えることはなく、有意な問題点が見つからなかった。
2) 施工性・止水性 (ゲル化特性) の把握	<ul style="list-style-type: none"> ● 白濁試験では、3 種類の練混ぜ水によるグラウトを海水環境の地下水に接触させ、急激にゲル化（白濁）しない配合を把握し、前節の基本配合の設定へフィードバックした。 ● 粒径の経時変化測定試験では、ゲルタイム 60 分の 3 種類の練混ぜ水の基本配合に対して、動的光散乱方式により確認した。この結果、時間に応じて<u>粒径の変化する傾向が練混ぜ水の違いに影響されないことが分かった</u> ● 粘性の経時変化測定試験では、40 分（ゲルタイムの 2/3）程度までは非常に小さいニュートン流体挙動を示しており、<u>粘性の増加傾向に練混ぜ水の違いは確認できなかった。</u> ● 温度が変わることによる影響を、ゲルタイムとホモゲルの短期的な力学強度に着目して確認した。ホモゲルの最大 7 日材齢の力学強度については、低温側は基本温度に対して若干小さい一軸圧縮強度を示し、高温側は 2 倍程度大きい一軸圧縮強度を示した。<u>練混ぜ水が変わることによる温度に依存する強度特性への影響は確認できなかった。</u>
3) 長期安定性(力学的、化学的安定性)の把握	<ul style="list-style-type: none"> ● 力学的観点での長期安定性評価（長期力学安定性試験）においては、材齢に応じた強度変化を取得し、20℃標準養生のホモゲルおよび 55℃の促進養生のホモゲルを最大 2 年間で 9 つの時間段階で実施する計画である。現在、<u>ホモゲルの養生を引続き実施中である。</u> ● 長期力学安定性試験のうち、材齢 28 日までの養生温度の異なる一軸圧縮試験を実施し、促進時間を想定した強度変化に整合性があったため、<u>練混ぜ水の違いによる影響は確認できないことが分かった。</u> ● 化学的観点での長期安定性評価（長期化学安定性試験）においては、ホモゲルを浸漬した養生水の分析を定期的に行い、ホモゲルからのシリカ成分の溶出を評価している。異なる養生温度で最大 2 年間浸漬する計画である。現在、<u>ホモゲルの養生を引続き実施中である。</u> ● 長期化学的安定性試験のうち、浸漬（養生）開始から 1 週間目、2 週間目に養生水を採取し、成分分析を行った結果、シリカに対しては練混ぜ水および養生水（練混ぜ水と同じ）による違いが濃度上昇に影響を与えることが明らかになった。<u>養生を引続き実施中である。</u>

(4) グラウト設計技術・影響評価技術の知見の整理

資源エネルギー庁委託事業「地下坑道施工技術高度化開発」の成果、ならびに海水条件下での溶液型グラウト特性データの取得の結果を踏まえて、溶液型グラウトの設計技術および影響評価技術の開発を進めるにあたり、留意すべき事項や今後の課題を整理した。

本年度の試験結果は、ジェネリックな海水条件下の設定として、練混ぜ水を精製水から極端な例として 100%の海水を適用するケースについて実験し、特性データを把握した。その結果、100%の海水で練混ぜた場合であっても、ゲルタイムを精製水と同等に設定すれば、同様の特性が得られることが分かった。

また、海水で練り混ぜた場合は、同じゲルタイムを得るためには硬化促進剤の一部が海水の成分 (Na⁺や Mg²⁺など) に置き換えられていると考えられる。このため、ゲル化に寄与したイオンが一部異なると考えられるが、本年度に検討したスウェーデンの文献 (Soegaard et al., 2016) に示されているように透水性や透過量が成分によって異なるものの、耐久性にはあまり影響を与えない可能性がある。引続き長期試験の実施によりその違いを把握する必要がある。

(5) 今後の課題

1) 北欧の専門家との技術的な意見交換などの継続

今回の文献調査および現地調査では、グラウトで止水するという目的は互いに共通しているにもかかわらず、海水条件下に対する技術的なアプローチの手法は棲み分けられたかのように、各国で異なっていた。端的に言えば、日本は配合対応、スウェーデンは理論・設計対応、フィンランドは施工対応である。

今回の文献調査でも示したように、溶液型グラウトはそもそも日本発祥の技術であるため、日本では配合対応策が先ずるのは当然かもしれない。また、グラウト注入理論・浸透理論、亀裂実験の実施で有名なスウェーデンで設計対応を取るのも自然な流れである。フィンランドは処分事業・技術ではスウェーデンと足並みを揃えていることが多い印象であったが、このグラウトの対応については、処分場の建設が差し迫っていることや、スウェーデンの地下研では見られないカルシウムリッチな地下水環境など、現場で解決する事象が多いことから泥臭いボトムアップ的な技術が発展したのではないかと推察される。

いずれにせよ、今回のワークショップで各国に異なる意見やアプローチがあることが分かり、課題解決に向けても、一つのやり方だけを用意するよりはそれぞれのやり方をうまく適切に使う方法が最も合理的であると考えられる。すなわち、今回の成果を機に、引続き本調査研究については、この3か国の意見やアドバイスをお互いに交わしながら開発していくのが望ましいと考えられる。

また、本年度に基本配合および長期安定性以外の基本物性を取得したなかで、実際に亀裂内に浸透する様子を、例えば亀裂を模擬したような平行平板で観察することが望ましい。しかし、倉敷で実施されていたような長期止水性試験は装置の設備費が非常に高価である。例えば、既に類似の装置を持っているフィンランドやスウェーデンと提携しながら試験を委託することも技術を発展させるという意味では有意義となる可能性がある。

2) 海水練混ぜグラウト

本年度の知見では、海水を練混ぜ水に使えば配合中の硬化促進剤を減らすことができた。すなわち、pH調整剤、硬化促進剤、練り混ぜ水と現場で取り扱う材料の種類が多いと非常にハンドリングが難しくなるため、思い切って硬化促進剤を省略して、配合決定が容易になる配合を検討する方法も考えられる (図 3.2-25)。また、場合によってはこれまで80%に固定してきたHiシリカ (溶液型グラウトの原液) の容積を変えることも視野に入れる。

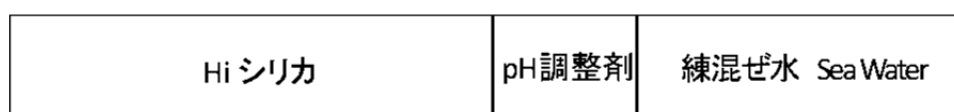


図 3.2-25 海水練り混ぜグラウトの配合イメージ

(6) 参考文献

- Butron, C., Axelsson, M. and Gustafson, G., Silica Sol for Rock Grouting – Tests on Mechanical Properties, Chalmers University of Technology, No. 2007:6, 2007.
- 延藤 遵, 小林伸司, 征矢雅宏, 島田俊介, 小山忠雄, 角田百合香, 前島俊雄, 倉敷 LPG 貯槽建設工事における溶液型グラウトによる止水対策(その2) – 溶液型グラウトの現場条件を考慮した溶液型グラウトの長期安定性確認試験 –, 土木学会第 68 回年次学術講演会, 2013.
- Funehag, J., Guide to grouting with a silica sol –for sealing in hard rock, BeFo Report 118, 2012.
- Funehag, J. and Emmelin, A., Injekteringen av TASS -tunneln Design, genomf した溶液型グラウトの長期安定性確認試験 –y, No. 2007:6, 2007. も考 SKB R-10-39, 2011.
- Grov, E., Garshol, K. and Brox, D., Pre-excavation Grouting (PEG) for HATS2A in Hong Kong, 8th Nordic Grouting Symposium, pp.186-202, 2016.
- Hatakka, L., Tirinen, J., Salminen, N., Nuijten, G., Lehmusj, ati R. and Aro, S., Grouting of shaft intersecting deep underground hydro-geological zones HZ20A & HZ20B in ONKALO underground research facility, Olkiluoto, 7th Nordic Grouting Symposium, Proceedings pp.147-152, 2013a.
- Hatakka, L., Salminen, N., Nuijten, G., Lehmusj, of R. and Mustonen, S., Silica grouting in deep underground saline conditions in ONKALO underground research facility, 7th Nordic Grouting Symposium, Proceedings, pp.17-28, 2013b.
- Hollmord K., Mustonen, S. and Lyytinen, T., Colloidal silica-grouting tests in underground research facility Onkalo, Eurajoki, Finland, 7th Nordic Grouting Symposium, Proceedings, pp.115-124, 2013b.
- Hollmén, K., Sievänen, U., Funehag, J., Granberg, N., Lyytinen, T. and Syrjinen, P., Colloidal Silica–Grouting in Demonstration Tunnel 2 in ONKALO, POSIVA, Working Report 2012-84, 2013a.
- Hollmén, K., Mustonen, S. and Lyytinen, T., Colloidal silica-grouting tests in underground research facility Onkalo, Eurajoki, Finland, 7th Nordic Grouting Symposium, Proceedings, pp.115-124, 2013b.
- 加賀宗彦, 水ガラス系注入材の安定性と注入固結砂の長期強度の予測, 土木学会論文集, No.652/III-51, pp.195-205, 2000.
- 小林伸司, 宮嶋保幸, 水道 健, 金戸辰彦, 山本浩志, 前島俊雄, 倉敷基地 LPG 岩盤貯槽における高水圧下のグラウト施工実績と改良効果の評価について, 第 42 回岩盤力学に関するシンポジウム pp.125-130, 2014.
- 小林伸司, 新美勝之, 辻 正邦, 山田俊子, 青柳芳明, 佐藤稔紀, 見掛信一郎, 大澤英昭, 瑞浪超深地層研究所における工学技術に関する検討(平成 26 年度) – 設計・施工計画及び施工対策技術の開発 – (委託研究), JAEA-Technology 2015-039, 170p, 2015.
- 中谷篤史, 奥野哲夫, 小林伸司, 征矢雅宏, 前島俊雄, 倉敷 LPG 貯槽建設工事における溶液型グラウトによる止水対策(その3) – 溶液型グラウト改良体の長期止水効果確認試験 –, 土木学会第 68 回年次学術講演会, 2013.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度地層処分技術調査等委託費 高レベル放射性廃棄物処分関連, 地下坑道施工技術高度化開発 6 カ年報告書, 2013a.

- 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度地層処分技術調査等委託費 高レベル放射性廃棄物処分関連, 地下坑道施工技術高度化開発 グラウト技術のガイドライン(平成 24 年度版), 2013b.
- POSIVA, Underground Openings Production Line 2012 Design, Production, and Initial State of the Underground Openings, POSIVA 2012-22, 2013.
- Ralph K. Iler, The Chemistry of Silica: Solubility, Polymerization, Colloid and Surface Properties and Biochemistry of Silica, New York, Wiley-Interscience publication, 1979.
- 征矢雅宏, 竹内伸光, 大西 勝, 金戸辰彦, 倉敷LPG貯槽建設工事における溶液型グラウトによる止水対策(その1)ー溶液型グラウトのマイクロフラクチャへの注入計画と実績ー, 土木学会第 68 回年次学術講演会, 2013.
- Soegaard, C., Abbas, Z. and Funehag, J., Durability of silica sol, chemical aspects affecting the mechanical properties, 8th Nordic Grouting Symposium, pp. 245-255, 2016.
- Svensk Kic Grouting Symposium, pp. 2, Final repository facility Underground design premises/D2, R-07-33, 2007.
- 竹内伸光, 小林伸司, 征矢雅宏, 大西 勝, 金戸辰彦, 水封式 LPG 岩盤貯槽のアーチ部止水対策工実績ー倉敷国家石油ガス備蓄基地ー, 土木学会第 68 回年次学術講演会, 2013a.
- 竹内伸光, 小林伸司, 征矢雅宏, 大西 勝, 金戸辰彦, 施工記録○日本初の LPG 地下岩盤貯槽建設工事の概要○水封トンネル・LPG 地下岩盤貯槽の施工, 貯槽の気密試験, 清水建設, 土木クォーターリー, Vol.180, 2013b.
- 辻 正邦, 小林伸司, 佐藤稔紀, 見掛信一郎, 瑞浪超深地層研究所における大深度のポストグラウチング技術ー新技術を導入した設計, 施工実績, 湧水抑制効果の評価についてー, 第 44 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.359-364, 2016.
- 米倉亮三, 島田俊介(編), 薬液注入の長期耐久性と恒久グラウト本設注入工法の設計施工ー環境保全型液状化対策工と品質管理, 近代科学社, 2016.

3.2.2 ニアフィールド領域での処分システム構成材料の成立性と品質確保の方法の提示

(1) 背景と目的

本節（3.2 節）の冒頭で述べた本課題に関する背景と目的を踏まえ、また、現在のジェネリックな段階に留意して、本事業では限定的な条件ではあるものの（地質環境モデルや適用する処分システムの構成などを仮設定したうえで）、処分システムの成立性を示すための手法の検討を進め、必要となる知見やデータなどの体系（構造）を、図 3.2-26 に示す検討フローに沿って具体化する。

本取組を通して整備される手法や体系（知見やデータなどの体系や構造）は、特定の条件に適用可能なものであるが、このようなベースとなる手法や体系を基盤情報として整備しておくことで、今後の事業進展に応じた異なる条件への拡張時に、差し替えやアップデートなどが必要となる知見やデータなどの把握を容易なものとし、速やかに成立性の提示を行うことが可能と考える。

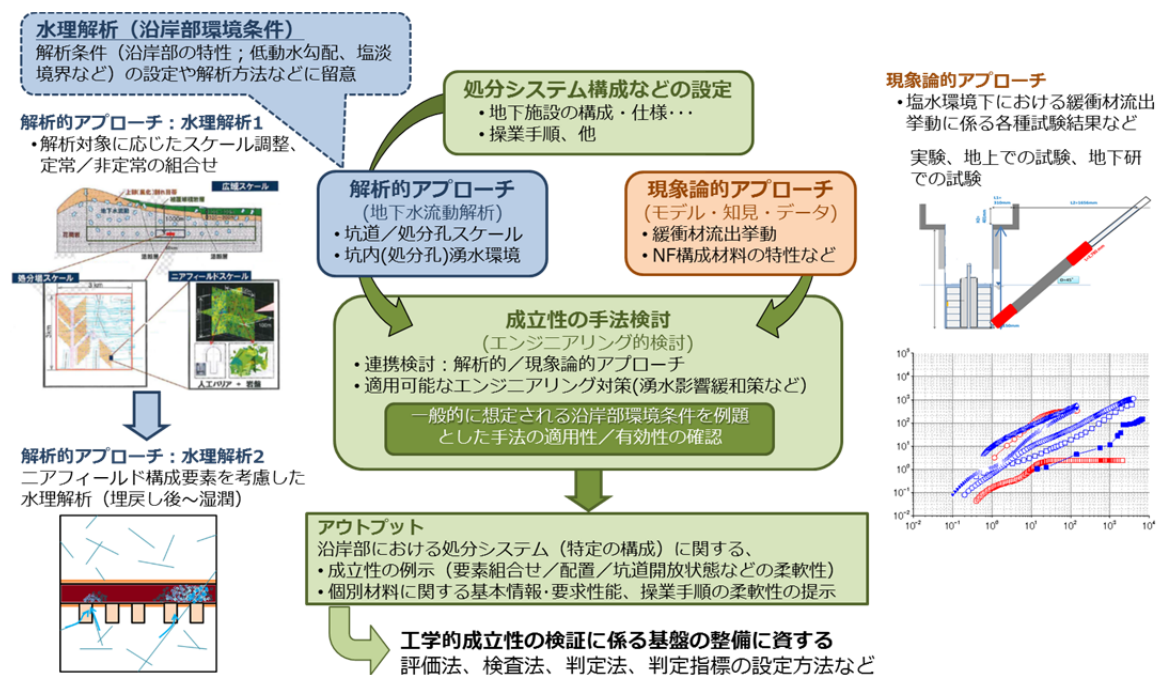


図 3.2-26 処分システムの成立性に係わる手法の提示に向けた検討作業の全体像

本課題に関する 3 ヶ年の全体計画では、図 3.2-26 に示すフローに沿って、大きく次の二つの実施項目を設定して取り組む。

- 1) 処分システム成立性の提示に係わる手法および体系の整備
- 2) 水理解析体系の整備

これらの実施項目は、上図の検討フローに示された作業との関係で、1)は図内の「成立性の手法検討」、2)は図内の「解析的アプローチ（水理解析）」に対応する。図内の「現象論的アプローチ（構成材料に対する化学的影響）」については、既出の 3.1 節に示した取組との連携を念頭に置く。3 ヶ年計画の最終年度には、得られる手法や体系に、特定の条件（一般的に想定される沿岸部の環境条件や仮設定する処分システムの構成など）を例題として適用する。このような検討プロセスを経て、沿岸部を念頭においたわが国における処分システム（特定の構成）に関する成立性の例示（要素組み合わせ、配置、坑道開放状態などの柔軟性）や個別材料に関する基本情報・要求性能、操業手順の柔軟性を提示することが可能と考える。

なお、本事業で仮設定する特定の条件として、以下を設定する。

- ・地質環境：新第三紀堆積岩
- ・処分概念：豎置き定置方式*

※処分システムの成立性に係わる手法を検討するという本取組の目的、ならびに建設および操業期間中（地下の坑道開放期間）における湧水環境を適切に評価する必要性から、ここでは、緩衝材などの人工バリアのみならず、他の構成材料（隙間充填材、埋め戻し材、支保、グラウト、プラグなど）を含むニアフィールドの構成要素を考慮する（図 3.2-27）。

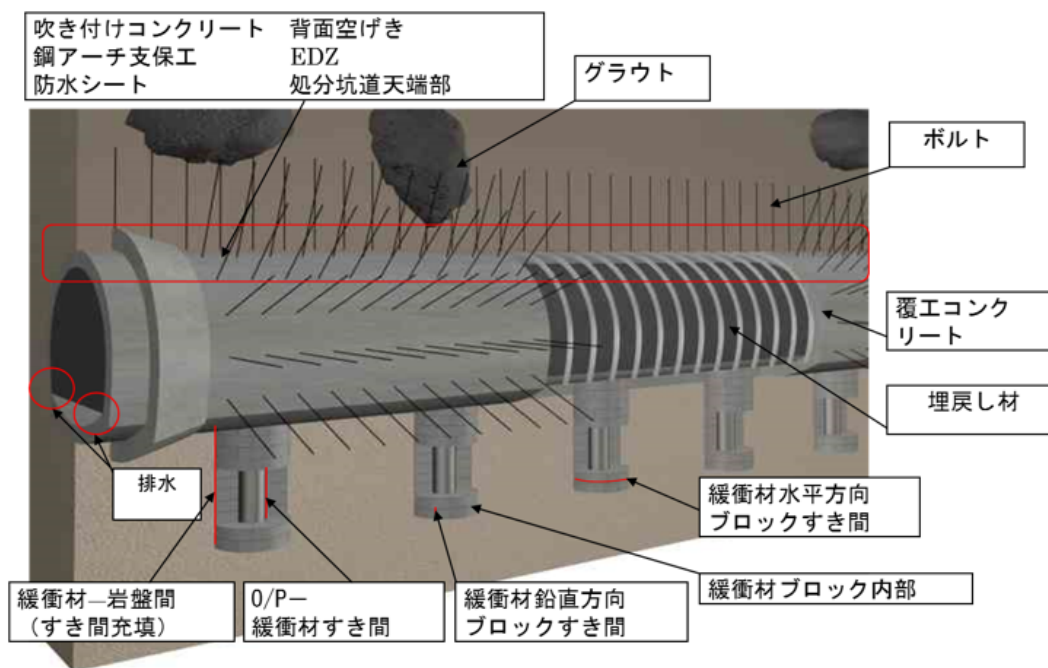


図 3.2-27 想定されるニアフィールド領域の構成要素

(2) 処分システム成立性の提示に係わる手法および体系の整備

1) 全体計画

最終年度において、わが国における処分システムの成立性の提示に係わる手法および体系を整備することを目指し、3ヵ年の実施内容を以下のように計画した（図 3.2-28）。

- 本年度は、成立性の提示に必要な手法や知見などの体系化を行うための参照情報の整備を行う。具体的には、処分事業の先行する各国事例のうち、現時点で有望とされるわが国の処分概念と類似する概念を有する北欧（スウェーデンおよびフィンランド）の取組を調査する。両国では、沿岸部での地層処分場の立地が進められており、また、わが国の事業許可申請段階に相当する建設許可などに関する申請書がセーフティケース文書とともに整備・提出されている。このセーフティケース文書を対象として、特に、建設から操業・閉鎖段階までの期間に着目し、ニアフィールドにおける地下施設の構成要素の変遷などに関する知見やデータの構造および評価項目や手法を調べ、網羅的に体系化する（図 3.2-28 ①部分）。
- 平成 29 年度には、平成 28 年度の調査により整備した体系を踏まえ、沿岸部を想定したわが国における特有環境（湧水環境、地球化学環境）やニアフィールド構成要素の違いなどを踏まえ、構造や手法などの体系を拡張して整理する。具体的には、わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第 2 次取りまとめ—（核燃

料サイクル開発機構，1999) や今後整備される NUMO の包括的技術報告書との比較分析を行い、共通する点についてはわが国の考え方や手法を反映させる。北欧の検討事項に含まれない項目については、わが国の沿岸部で一般的に想定される条件や導入されるニアフィールド構成要素に応じて必要となる知見や手法などを一般的な土木工学分野における適用事例などから補完しつつ体系化する(図 3.2-28 ②部分)。例えば、北欧の人工バリアを含むニアフィールド構成要素とわが国で想定されているそれらとの違いを踏まえ、北欧の事例で対象とされていない構造物(例えば、図 3.2-28 の支保・覆工コンクリートや防水シートなど)については、類似の土木工事などで実績のある施工方法の中から、沿岸部条件の特徴に適した施工方法を適用していく。

○最終年度(平成 30 年度)には、平成 29 年度までに整備する手法や体系に対して、わが国で一般的に想定される沿岸部の条件を例題として適用し、建設・施工時の各構成材料の施工仕様や作業手順などを例示的に示す。これにより、わが国に適用可能な、ニアフィールドにおける処分システムの成立性およびその手法を整備していく(図 3.2-28 ③部分)。

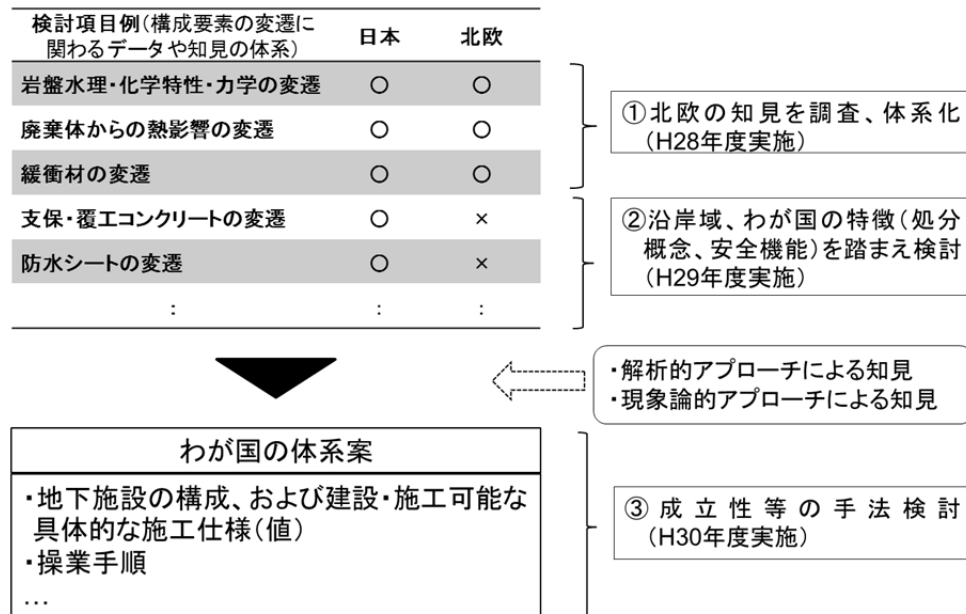


図 3.2-28 3 年間の業務実施内容の概念図 (○ : 検討あり、× : 検討なし)

2) 本年度の実施内容

上述した計画に沿ってスウェーデンおよびフィンランドの調査を行った。両国は、地質環境条件の類似性やこれまでの両国の実施主体間の共同研究の実施経緯に基づく処分概念の類似性など、多くの共通事項がある。これらは、わが国が有する地質環境や現時点で有望とされる処分概念との類似点も多い。ここでは、本年度の調査結果として、公開資料としてより体系的にまとめられているフィンランドの検討事例について整理する¹。主な調査対象は、フィンランドの高レベル放射性廃棄物(使用済燃料)の処分実施主体である POSIVA 社が整備・公開しているセーフティケースレポート“TURVA 2012”(POSIVA, 2012a)²および関連支援ドキュメントである。これらの一連のレポートによって、計画中の処分システムが長

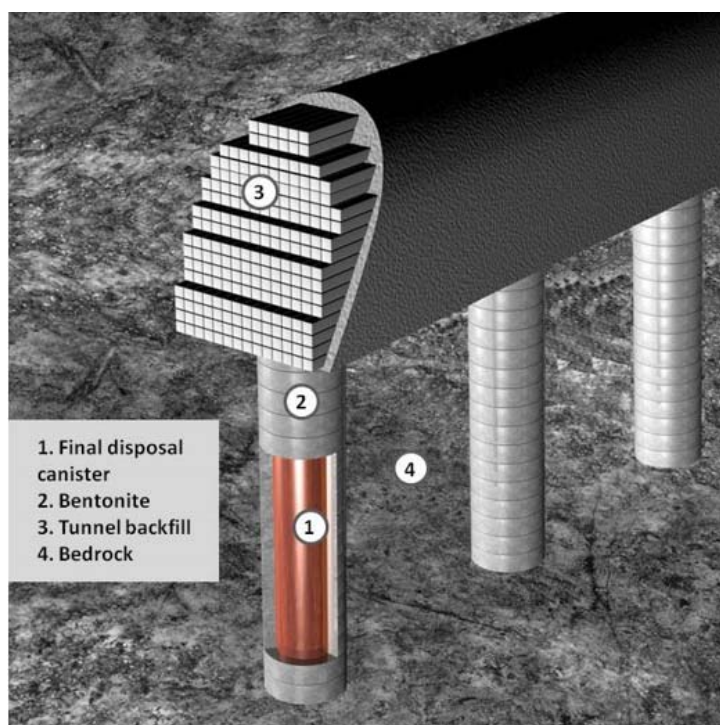
¹ スウェーデン及びフィンランドの地層処分事業の概要は、平成 27 年度の本事業報告書(4.1.2)を参照されたい。

² POSIVA 社は、2012 年 12 月 28 日、使用済燃料の処分場の建設許可申請書を政府に提出した。建設許可申請において POSIVA 社は予備的安全評価書(PSAR 2012)を取りまとめ、規制機関へ提出した。TURVA-2012 は、オルキョト・サイトにおいて使用済燃料の処分を行う処分場の建設許認可に関する申請を支援するために、POSIVA 社が作成したセーフティケースレポートである。

期間にわたり安全なものであることを示す論拠が体系化されている。なお、フィンランドの処分概念（処分システムの構成）は図 3.2-29 のとおりであり、図 3.2-27 に例示したわが国で想定される概念との違いに留意が必要である。

本調査の目的である処分場システムの個別要素に関する詳細な記述は、“Production Line Report” と称される製造・施工に係わる一連の支援ドキュメントに含まれており、キャニスタ、緩衝材、埋め戻し材といった個別要素ごとにその施工方法や施工時の基準などが整理されている（POSIVA, 2012b ; 2012c ; 2012d ; 2012e）。これらの個別要素に割り当てている安全機能は以下のとおりである。

- ・キャニスタ：環境に対して有意な影響を及ぼす可能性がある期間内において、放射性核種が漏れ出ないように閉じ込める。
- ・緩衝材：キャニスタと母岩の間に設置され、放射性核種の閉じ込めが必要となる期間にわたり、キャニスタを外部の擾乱（力学、水理、化学的擾乱）から保護する。
- ・埋め戻し材およびプラグ：緩衝材（およびキャニスタ）が意図した機能を発揮できるように、適切な位置や形状を維持する。また、これらの設置により、母岩の更なる擾乱を抑制し、母岩内の水理環境や化学環境などが元の状態へ回復することを促す。
- ・閉鎖材：地表から処分場との連絡坑道を隔離する。



POSIVA 社 H.P. の図集より（POSIVA Oy）

図 3.2-29 フィンランドオルキオトサイトの処分場構成要素（ニアフィールド構成）

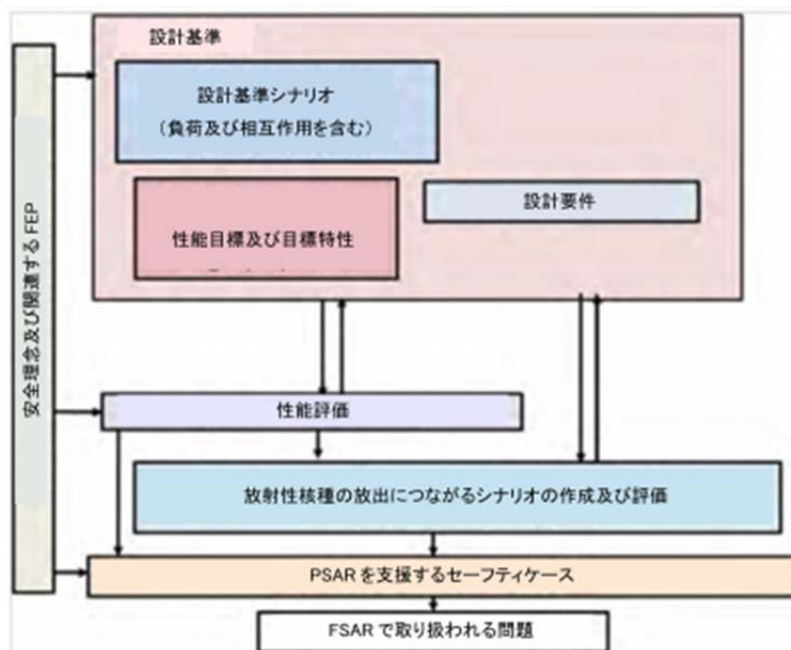
Posiva 社によるセーフティケース開発は、図 3.2-30 に示す反復的なプロセスによって開発され、体系化されたセーフティケースでは、「処分システムの性能評価」と「閉鎖後の安全評価」を分けて展開しており、前者では建設段階以降の長期にわたる処分場の機能変遷などに係わる評価の結果を、後者では機能変遷に基づく安全評価シナリオの開発と評価の結果が説明されている。

前者の処分システムの性能評価では、人工バリアの構成要素の性能目標と母岩の目標特性

に影響を及ぼしうる様々な変遷挙動が、以下に示す 3 つの期間に分けて評価されており³ (POSIVA, 2012f)、例えば個別要素に関する設計基準など、関連する支援文書がこのような評価を支持している (例えば、POSIVA, 2012g)。

- 評価期間 1：掘削および操業期間から閉鎖まで (約 100 年間)
- 評価期間 2：閉鎖後 1 万年まで
- 評価期間 3：閉鎖後 1 万年から 100 万年まで

上記のうち、特に評価期間 1 がここで検討対象としている処分システム成立性の提示に係わる手法との関係で、着目すべき内容である。評価期間 1 における評価体系は図 3.2-31 のとおりであり、具体的な評価内容や評価結果については Appendix X に整理しているので参照されたい。



POSIVA 社レポートの掲載図 (POSIVA, 2012a) を編集

図 3.2-30 セーフティケースの開発に使用されるアプローチ

³ 性能評価では、人工バリア及び母岩への時間的・空間的負荷を考慮に入れた上で、それぞれの期間における性能目標と目標特性の達成に関する評価が実施される。すなわち、不確実性に着目した上で、性能目標と目標特性からの逸脱に繋がる可能性がある条件が特定され、その種の逸脱が発生する可能性とその影響が見積もられる。

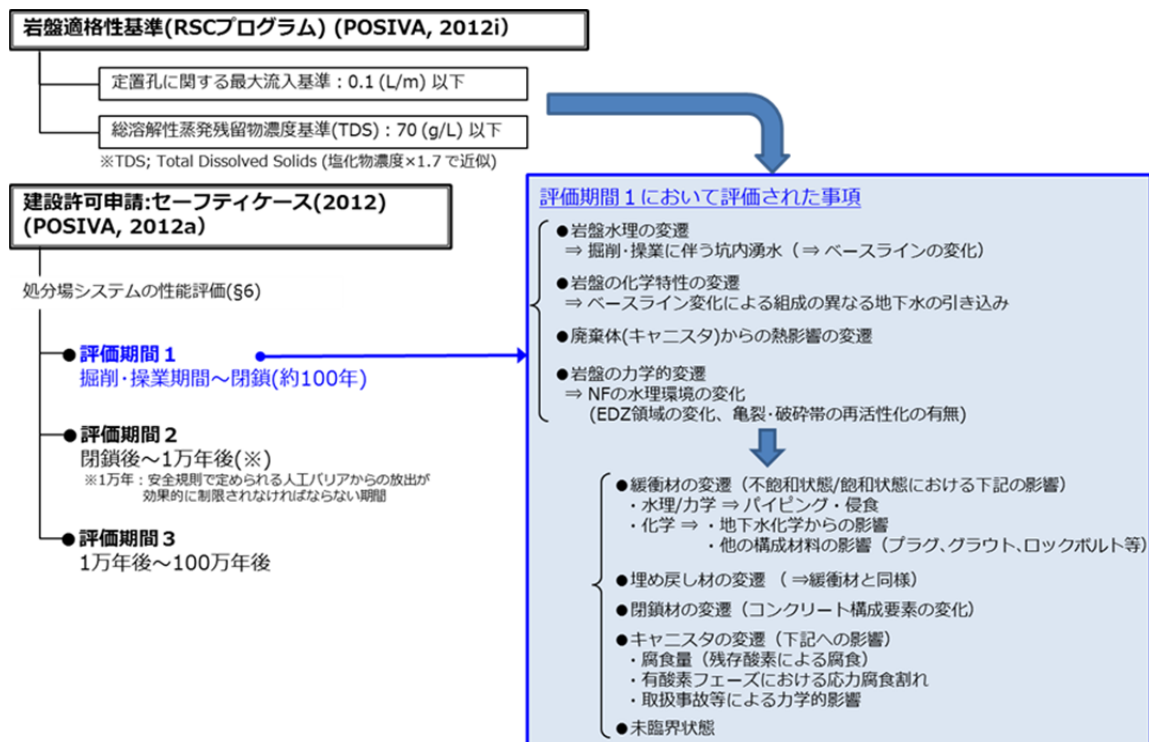


図 3.2-31 フィンランドの性能評価書における掘削・操業から閉鎖までの評価体系

3) 次年度以降の取り組み

次年度は、本年度の調査で得られた北欧の評価体系をベースに、北欧の検討事項に含まれない項目について、一般的な土木工学分野における適用事例などから補完しつつ、わが国に適用可能な手法や体系の整備を進める。

最終年度には、整備された手法や体系に対して、わが国で一般的に想定される沿岸部の条件を例題として適用し、建設・施工時の各構成材料の施工仕様や操業手順などを例示的に示す。これにより、わが国のニアフィールドにおける処分システムの成立性およびその手法を整備していく。

(3) 水理解析体系の整備

3.2.2(1)で述べた二つの実施項目のうち、ここでは解析的アプローチに係わる水理解析体系の整備(地下水流動解析)に向けた検討を行う。このような水理解析体系の整備によって、処分施設の建設・操業過程を考慮した、地下の水理環境、特に建設から操業段階における湧水環境の評価、把握を可能とし、各構成材料および施工環境への影響の把握に資することを目的とする。

1) 全体計画

本業務の実施項目として次の三つを設定し、3ヵ年計画で順次これらに取り組み、得られる成果を次の実施項目へと連携させながら全体作業を進める。これらの取組を表 3.2-8 のように計画する。

- 沿岸部に特有な環境が地下水理環境に与える影響の把握
- 操業手順が処分坑道の湧水状況に与える影響の把握
- エンジニアリング的な手法(止水対策など)の検討

このような検討を経て整備する水理解析体系は、処分システムの成立性を提示する際に利

用する解析ツールの一つと位置付け、3.2.2(1)に示した本業務の実施条件を踏まえて、検討に用いる解析コードとして、有限要素法による浸透流・移流分散解析プログラムである Dtransu 2D・EL および Dtransu 3D・EL の適用を前提としている。

表 3.2-8 全体計画

実施項目	H28年度		H29年度		H30年度	
	上半期	下半期	上半期	下半期	上半期	下半期
1. 沿岸部特有環境が水理環境に与える影響の把握						
広域スケールの鉛直二次元解析による評価		■				
2. 操業手順が処分坑道の湧水状況に与える影響の把握						
①水理地質構造モデルの作成		■■■				
②三次元地下水流動解析による評価		■■■■■				
3. エンジニアリング的な手法の効果に関する検討						
①検討のための水理解析体系の整備		■■■■■				
②沿岸海底下条件を考慮した処分孔湧水量の検討			■■■■■			
③埋め戻し〜再冠水を対象とした解析				■■■■■		
④止水対策工の効果の検討					■■■■■	
取りまとめ						
年次・最終		☆		☆		☆

本年度は、上述した全体計画に沿って、上記の a) および b) について以下に示す計画のもとで検討を進めた。それぞれの実施内容や得られた結果を後述の 2) および 3) に整理する。

a) 沿岸部に特有な環境が地下水理環境に与える影響の把握

沿岸部に特有な環境を念頭に置いて、処分施設の操業過程を考慮した広域からニアフィールド領域を対象とした地下水流動解析を行い、沿岸部に特有な環境が地下水理環境に与える影響について整理する。

b) 操業手順が処分坑道の湧水状況に与える影響の把握

上記 a) の検討結果に留意しつつ、操業手順が湧水環境に与える影響について処分施設の湧水量に着目した検討に着手する。また、これらの一連の検討を通して、今後の水理解析に必要な解析体系の整備を進める。

2) 沿岸部に特有な環境が地下水理環境に与える影響の把握

わが国の沿岸部に特有となる環境が処分施設に与える影響の把握に向けて、沿岸部特有環境において地下水理環境に影響を与える可能性のある主要な因子について整理を行ったうえで、各因子を考慮した地下水流動解析を行い、それぞれの因子が処分施設の湧水や処分施設周辺の地下水流動場に与える影響について検討を行った。

① 沿岸部に特有な環境において地下水理環境に影響を与える因子の整理

沿岸部に特有な環境において地下水理環境に影響を与える因子として、小さな動水勾配、塩淡境界、海水の静水圧といった事項が挙げられる。それぞれの因子について、処分施設の周囲の水理場への影響、建設・操業段階において予想される影響の大きさについて整理した結果を表 3.2-9 に示す。

表 3.2-9 処分施設周りの水理場へ影響を及ぼしうる沿岸部特有の因子

沿岸部に特有の因子	処分施設の周囲の水理場への影響	建設・操業段階における水理場への影響の大きさ
小さい動水勾配 (初期の地下水流速)	初期の地下水流速が緩慢である	建設・操業段階に生じる大きな動水勾配と比較すると、相対的に影響は小さい
塩淡境界	初期の水理場は、塩淡境界と処分施設との位置関係により異なる	建設・操業段階に生じる大きな動水勾配と比較すると、相対的に影響は小さい
海水の静水圧	海底下に処分施設を設けた場合、塩分密度および施設深度との関係により、大きな水圧が作用する	建設・操業段階に生じる動水勾配の駆動力であり、影響は大きい

➤ 小さな動水勾配（ベースラインの地下水流速）

降水の多いわが国では、一般的に地下水面は地形面に沿った形状となる。沿岸部には、なだらかな地形が多いため動水勾配が小さく、地下水流速も緩慢であることが想定される。また、海底下は一定の水位となり、動水勾配は小さなものとなる。このように、沿岸部は陸域、海域のいずれにおいても動水勾配が小さく、地下水流速が緩慢であると考えられる。

一方、施設の建設・操業段階では、坑道掘削によって施設周囲の水理場が大きく変化することが想定され、元の動水勾配によって形成された水理場の影響は、相対的に小さいと考えられる。

➤ 塩淡境界

塩淡境界は塩水と淡水との密度差のために、汀線付近から深部に向かって陸側へせり出した形状になっていると想定される。塩淡境界によって、淡水と塩水の水理場は明瞭に分かれるとともに、塩淡境界の近傍には特有の水理場が形成されることが考えられる。このため、処分施設が塩淡境界とどのような位置関係にあるかという点は、地下施設周りの水理場の影響を考えるうえで重要な因子となりうると考えられる。

施設の建設・操業段階においては、坑道掘削によって水理場が大きく変化すると予想されるため、塩淡境界が水理場に与える影響は相対的に小さくなると考えられる。

➤ 海水の静水圧

沿岸部の海底面には（塩水密度×海水深）相当の静水圧が常に作用する。また、処分施設が建設される深度は海底面からの深度が基準になること、ならびに一般的には汀線から沖に向かうほど海底面の深度が深くなることから、沖になるほど処分施設の建設される海水準からの深度は深くなり、それに伴って施設に作用する水圧も高くなると考えられる。このため海水の静水圧が処分施設の周囲の水理場に及ぼす影響は大きいと考えられる。

なお、施設の建設・操業段階においては、海底面と処分施設との間に大きな動水勾配が生じることとなり、地盤の透水係数によっては、大量の湧水をもたらす可能性がある。そのため、その駆動力となる海水の静水圧が、坑道掘削時における施設周りの水理場への影響は大きいと考えられる。

② 地下水流動解析

各因子を組み合わせた複数ケースについて、処分施設の建設から閉鎖までを想定した塩密度を考慮した非定常の移流分散解析を実施し、各因子が処分施設の湧水量に与える影響について評価した。

(a) 解析ケースの設定

①の因子の整理においては、沿岸部特有の因子として、小さな動水勾配（ベースラインの地下水流速）、塩淡水境界および海水の静水圧を挙げた。これらの沿岸部特有の因子は、地下施設の地理的な位置と不可分の関係にあることから、解析ケースの設定では、地下施設の位置について検討を行う必要がある。これについては、沿岸部研究会において、陸域側は輸送の観点から海岸線より 20 km 程度以内を、海域側は工学的対応の観点から海岸線から 15 km 程度以内を検討の目安にしていることから、汀線から陸域と海域方向にそれぞれに 2.5 km と 15 km 離れた位置を施設位置と仮定した。また解析においては、密度流の有無についても検討した。

さらに、地下水流動に影響を与える因子として、処分施設近傍における水理地質構造の局所的な不均質性の影響が想定されることから、各処分施設位置に対してキャップロックを設けたケースも併せて設定した。これらを踏まえた解析ケースを表 3.2-10 に示す。

表 3.2-10 解析ケース一覧

影響因子		陸域(U)		海域(S)	
地下施設の地理的な位置	汀線からの水平距離	15km	2.5km	2.5km	15km
	施設付近の初期地下水流速の大小	大	小	極小	
	施設位置におけるモデル上面水圧	掘削に伴い低下 (一定浸透境界)		一定 (海深相当の圧力)	
密度流†	キャップロック‡	ケース名			
あり	なし	U-2-1	U-1-1	S-1-1	S-2-1
なし	なし	U-2-2	U-1-2	S-1-2	S-2-2
あり	あり	U-2-3	U-1-3	S-1-3	S-2-3

(b) 水理地質構造モデル

現在のわが国のジェネリックな段階を踏まえ、水理地質構造モデルは鉛直二次元の簡易なものとし、地域に固有となる水理地質構造の影響を除くために、地質区分は一様とし、地形勾配は統計データを用いて設定した。地形は陸域と海域に大別し、海域は沿岸部の大陸棚と沖合部の大陸斜面に、陸域は低地・台地と山地・丘陵地に区分した。地形の傾斜は区分ごとに統計データの中央値を用いて設定した（若松ほか, 2005）。キャップロックは、施設の上方面からの地下水の流れを遮断するために十分な大きさとして、処分施設の上方面 200 m に、幅 3,000 m、厚さ 100 m で設定した。設定した解析メッシュを図 3.2-32 に、地形勾配を表 3.2-11 に示す。また、透水係数は母岩を $2.3E-8(m/s)$ とし、キャップロックはその 1/100 に設定した。

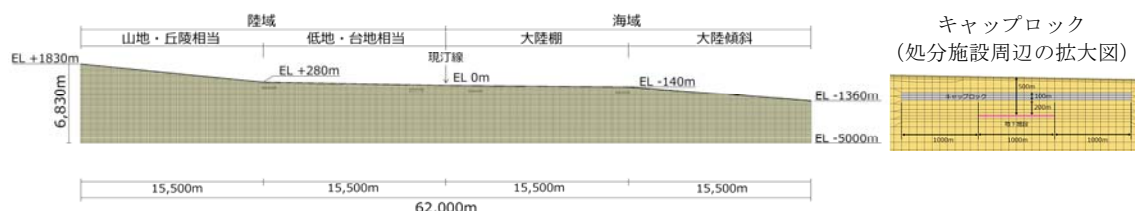


図 3.2-32 解析メッシュ図（左：全体図、右：キャップロック近傍拡大図）

表 3.2-11 陸域、海域の地形勾配（傾斜）

	山地・丘陵相当	低地・台地相当	大陸棚	大陸傾斜
勾配 (角度)	0.1 (5.7°)	0.018 (1°)	0.009 (0.5°)	0.079 (4.5°)

(c) 解析条件

塩水と淡水の密度差による圧力の釣り合いを考慮すると、わが国の沿岸部の地盤における塩淡水境界は、汀線から深度方向にやや陸域寄りに存在しているものと推察される。

本取組では、密度流を考慮した解析を行う際の初期条件を得るために、このような塩淡水境界（塩水分布）を形成するための洗い出し解析（海没状態から現汀線まで海面を低下させた非定常の密度流解析）を行った。洗い出し解析の境界条件を図 3.2-33 に示す。また解析により得られた現汀線における塩分濃度分布を図 3.2-34 に示す。

次に処分施設の建設から 100 年後までを想定した非定常の地下水流動解析を実施した。密度流を考慮する場合としない場合のそれぞれの境界条件を図 3.2-35 に示す。

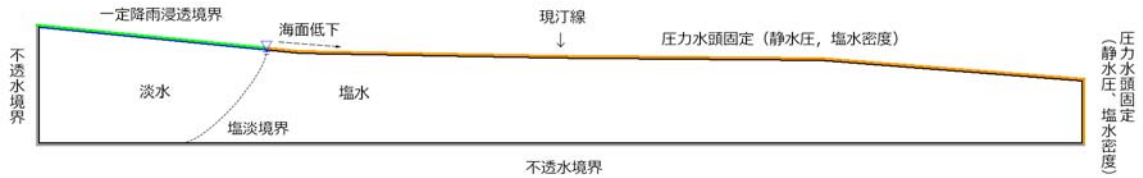


図 3.2-33 洗い出し解析における境界条件

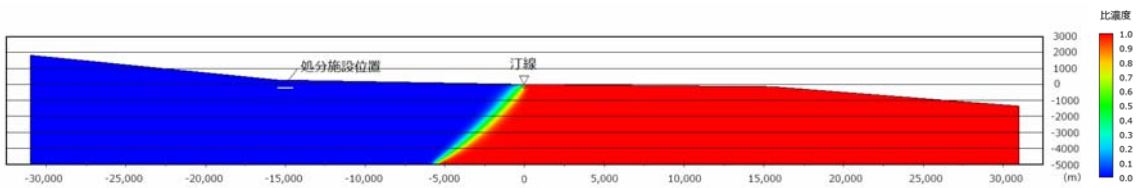


図 3.2-34 塩分濃度分布(初期条件)

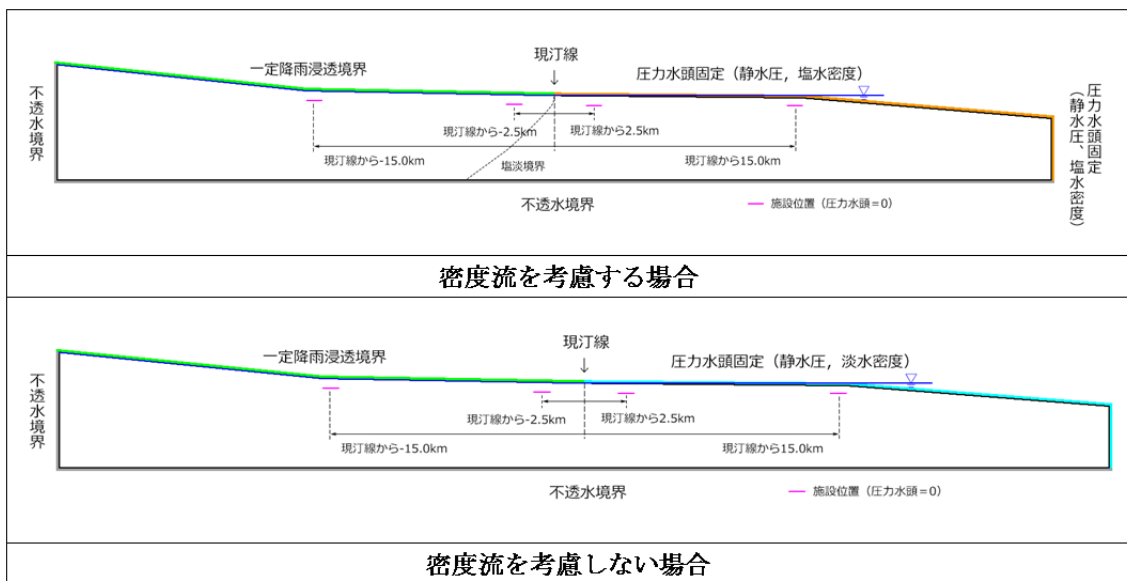


図 3.2-35 境界条件

(d) 解析結果

処分坑道の掘削開始から100年後までの各ケースにおける処分施設の単位坑道長さ当りの湧水量の経時変化をまとめたものを図 3.2-36～図 3.2-38 に示す。

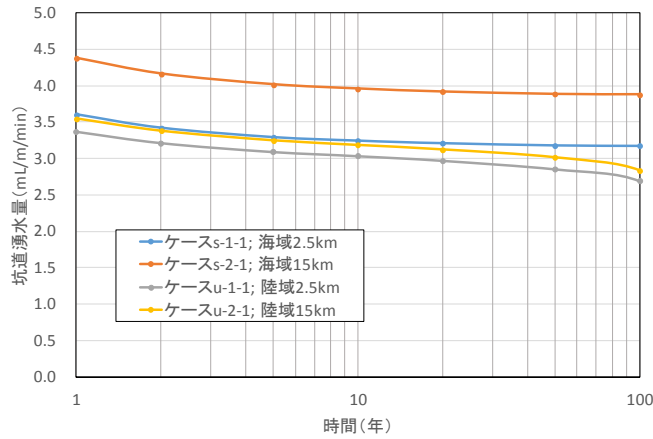


図 3.2-36 処分施設の湧水量の差異の比較 1 (処分場の位置の違い)

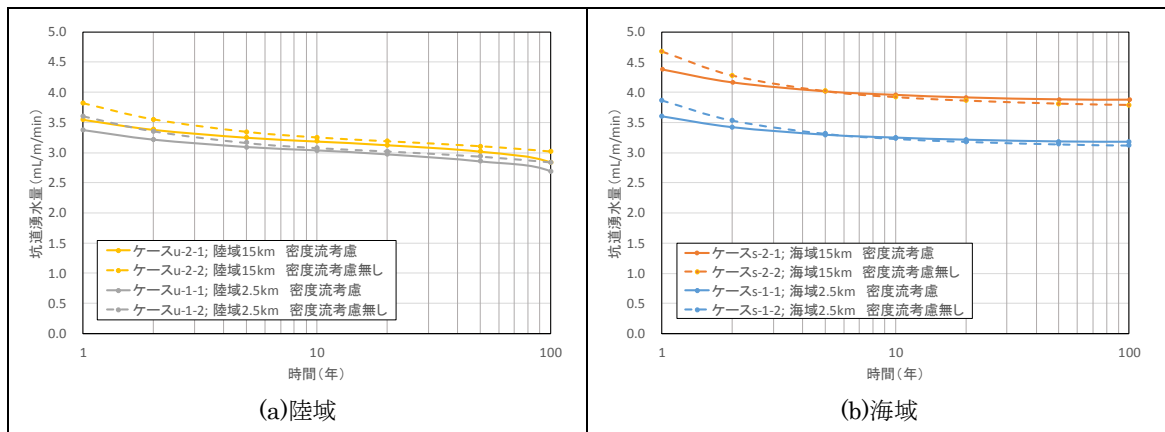


図 3.2-37 処分施設の湧水量の差異の比較 2 (密度流の考慮の有無)

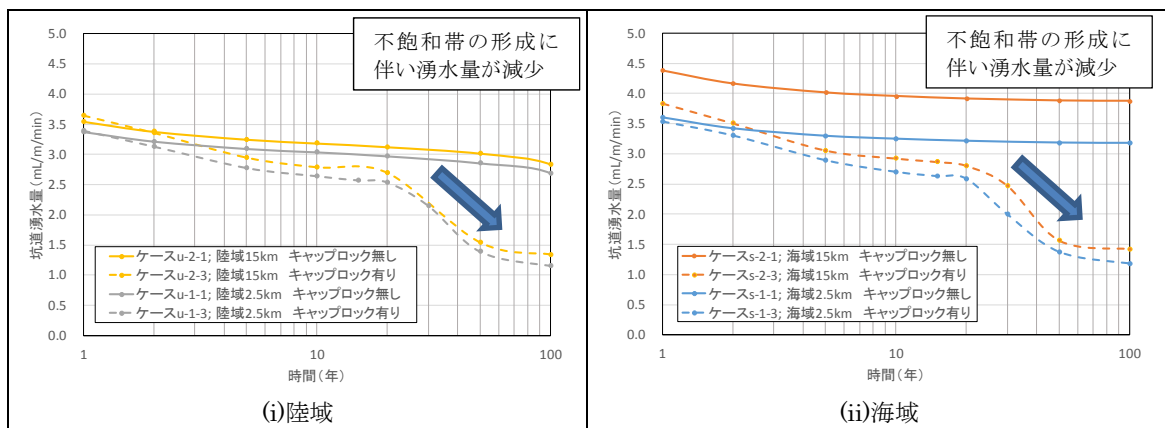


図 3.2-38 処分施設の湧水量の差異の比較 3 (キャップロックの有無)

処分施設の位置の違いによる湧水量の比較を行った結果 (図 3.2-36) から、以下が示唆される。

- 坑道湧水量の大小関係は、ケース S-2-1(海域 15 km) > ケース S-1-1 (海域 2.5 km) ≒ ケ

ケース U-2-1 (海域 15 km) > ケース U-1-1 (海域 2.5 km) であり、この関係は 10 年後まで変わらず、それ以降はケース S-1-1 (海域 2.5 km) とケース U-2-1 (海域 15 km) の差が拡大していく傾向を示す。

- この結果は、坑道湧水量は地下施設を海域に設置した方が、陸域に設置した場合よりも大きくなることを示している。陸域に設置したケース間、海域に設置したケース間でそれぞれ比較すると、いずれも施設が汀線からより遠いケースの方が湧水量は大きい。このような坑道湧水量の差異は、地下施設の地理的な位置の違いによって生じる次の 2 つの水理条件の違いによってもたらされると考えられる。

1) モデル上面の境界条件

2) 処分施設周辺の初期の地下水流速

- 上記 1) について、施設位置におけるモデル上面は、陸域が一定の降雨浸透境界であるのに対し、海域は海深相当の一定圧力境界である。それぞれの地下で坑道が掘削されると、坑道位置でのモデル上面の水圧は、陸域では基本的に徐々に低下していくのに対し、海域では一定であり変わらない。よって、地下施設を設けた場合、施設上方から坑道へ向かう地下水の流量は、陸域では動水勾配の低下によって減少するのに対し、海域では動水勾配が維持されるために減少せず、これが湧水量の差になると考えられる。加えて、海域では沖合ほど海深が深く、海底面の水圧が大きくなるため、施設上方から坑道へ向かう地下水の流量は大きくなると考えられる。
- 上記 2) の施設付近の初期 (ベースライン) の地下水流速は、広域の水理条件によってもたらされ、主に水平方向の地下水流量を表している。処分施設を陸域に設置したケース間で比較すると、汀線からより離れたケース U-2-1 (海域 15 km) の方が、上流側の地形勾配の大きい領域の影響をより強く受けるために、初期地下水流速が大きくなる。この差が坑道の掘削後も湧水量の差に寄与するため、ケース U-2-1 (海域 15 km) の湧水量がより多くなると考えられる。

密度流の有無の比較を行った結果 (図 3.2-37) から、以下が示唆される。

- 密度流を考慮しない場合の坑道湧水量は、掘削後の初期段階において密度流を考慮した場合よりもわずかに大きく、時間の経過とともにその差は縮小する傾向にある。
- この傾向は、地下施設の地理的な位置によらず同様であり、掘削直後の坑道湧水量の差異は、処分施設付近の初期の地下水流速の差によるものと考えられる。

キャップロックの有無の比較を行った結果 (図 3.2-38) から、以下が示唆される。

- 地下施設の上方にキャップロックが存在する場合、存在しない場合よりも地下施設の上方からの地下水の流速が小さくなるため、考慮しない場合に比べて坑道湧水量は小さくなる。
- キャップロックによってモデル上面の境界条件の影響を受けにくくなるため、地下施設の位置による坑道湧水量への影響は小さい。また、時間の経過とともにキャップロックによる流動阻害の影響が現れて湧水量が低下していき、その後、施設上方に不飽和帯が形成されると (図 3.2-39)、さらに湧水量が著しく低下する傾向を示す。

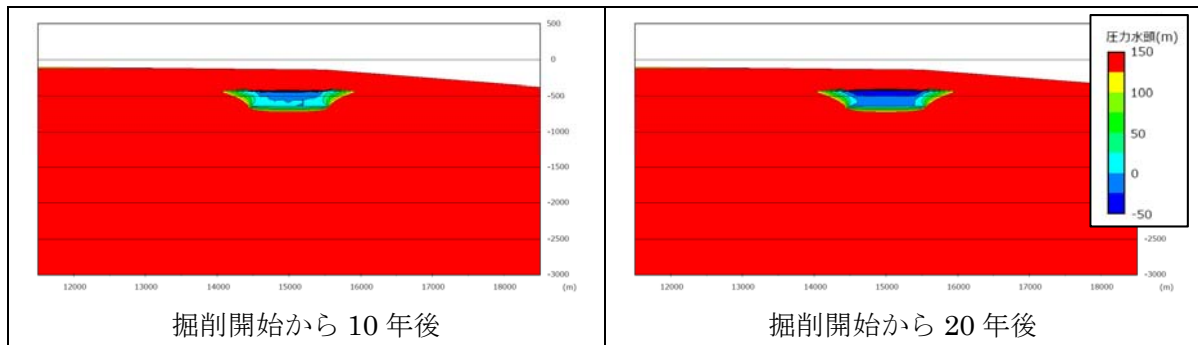


図 3.2-39 地下施設周辺の圧力水頭分布の変化
(ケース S-2-3, 施設位置 : 海側 15 km)

③ まとめ

沿岸部において施設周辺の水理環境に影響を与えると考えられる因子について整理し、地下水流動解析に基づき、各因子の処分施設の湧水量への影響について次のような結果を得た。

- 沿岸部に特有の因子として、動水勾配、塩淡境界、ならびに海水の静水圧が挙げられ、このうち前者 2 つの影響は、操業期間中の地下空洞の存在に伴う大きな動水勾配の影響に較べて、相対的に小さい。
- 一方、海水の静水圧の影響は大きく、具体的には、海底面下に地下施設を設置した場合は、陸域に設置した場合よりも坑道湧水量が大きくなり、また海底面の深度が深いほど(沖合に行くほど)、海底面の水圧が高くなるため湧水量が大きくなる。
- 密度流の考慮の有無による坑道湧水量の差異は、掘削初期にのみ現れ、時間の経過とともに小さくなっていく。
- 施設上方にキャップロックが存在する場合には、坑道湧水量およびその変化の傾向は、地下施設の地理的な位置によらずほぼ同様になる。

3) 操業手順が処分坑道の湧水状況に与える影響の把握

操業手順(処分施設の建設・操業期間中の坑道の展開状態の違い)が着目する処分坑道の湧水状況に与える影響を把握することを目的として、操業手順に応じた坑道展開のモデル化方法の検討と三次元の地下水流動解析による評価を行う。解析においては、上記 2) の検討結果を踏まえ、沿岸部特有の因子として影響が大きいと考えられる海水の静水圧を考慮する。

① 水理地質構造モデルの作成

3.3.2(2)で述べたように、本取組における検討の前提条件として、対象母岩を新第三紀堆積岩類としている。同岩類に関する水理地質構造モデルについては、既に NUMO が現在のジェネリックな段階を考慮した地質環境モデルを整備していることから (NUMO, 2016)、本検討における水理地質構造モデルは、NUMO が整備したモデルをベースとして、広域スケール、処分場スケール、ならびにニアフィールドスケールの三つのスケールに関する三次元モデルを整備し、解析ではこれらのモデルをネスティングさせることで、広域からニアフィールドまでの考慮が可能な水理解析体系を構築した。また、割れ目や断層は、それらの透水性を考慮した等価透水係数で置換することによりモデル化した。

処分区画の形状は、本取組における検討の前提条件とした縦置き定置方式を念頭にしたパネル展開をモデル化した。処分坑道は、解析コードの制約にも留意して、広域スケールモデルではモデル化せず、処分場スケールモデルでは、大気圧解放条件を与えた節点群としてモデル化した。整備した各スケールの水理地質構造モデルを図 3.2-40 に示す。

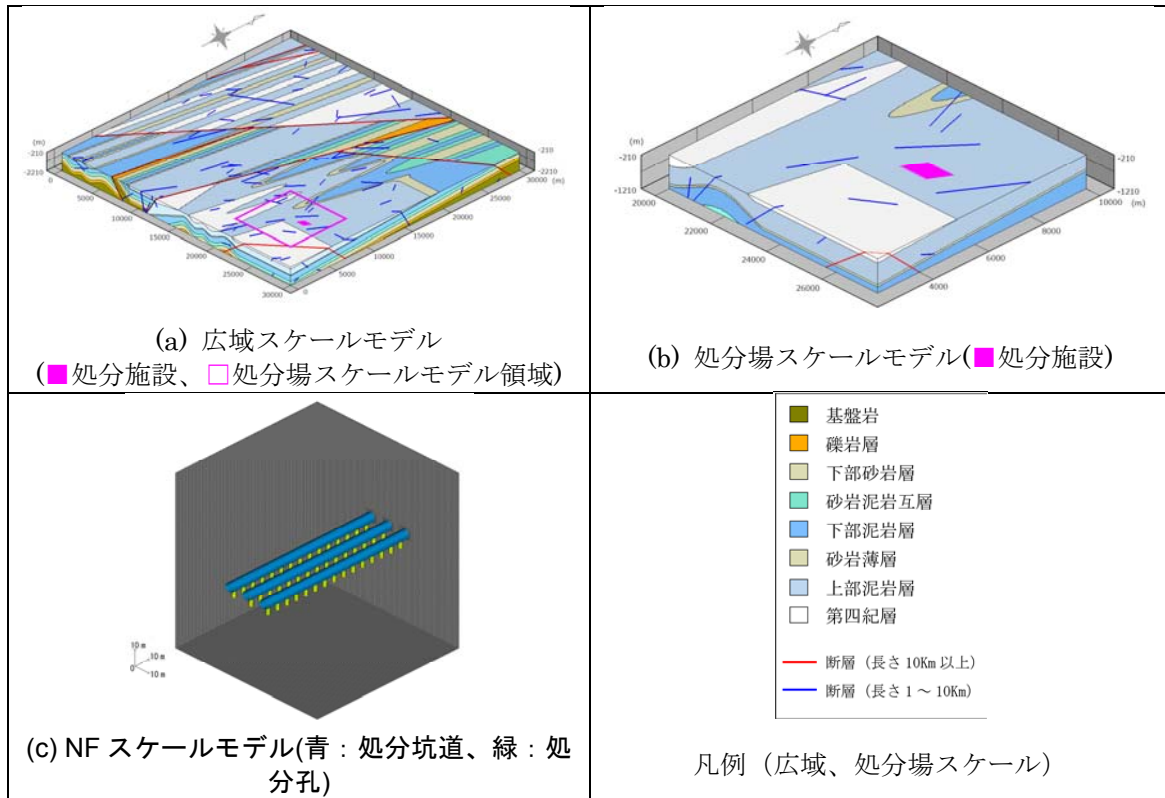


図 3.2-40 各スケールの水理地質構造モデル (鳥瞰図)

② 地下水流動解析

①において作成した広域スケールと処分場スケールの両モデルを用いて、一つのパネルにおける主要坑道と処分坑道の掘削順序を考慮した地下水流動解析を行い、処分施設の湧水量への影響を調べた。広域スケールモデルについては定常解析、処分場スケールモデルについては非定常解析をそれぞれ実施し、前述したように後者の境界条件は前者の解析結果からネスティングにより引き渡している。解析ケースを表 3.2-12 に示す。

表 3.2-12 解析ケース一覧

ケース名	パネルの掘削方法
ケース 1	パネル全体 (主要坑道および処分坑道) を一度に掘削
ケース 2	① 主要坑道を一度に掘削 ② ①の4年後に処分坑道を一度に掘削
ケース 3	① 主要坑道を一度に掘削 ② ①の4年後から処分坑道を3期に分けて逐次掘削 【1期目】 処分坑道を一度に17本掘削 【2期目】 その1年後に処分坑道を一度に17本掘削 (累計34本) 【3期目】 その1年後に処分坑道を一度に17本掘削 (累計51本)

ケース1～3の解析結果に対し、主要坑道掘削開始から処分開始までの期間を想定した10年間程度の坑道湧水量に着目して比較・分析を行った。上表の解析ケースごとに、考慮した掘削過程の違いを図 3.2-41 に示す。

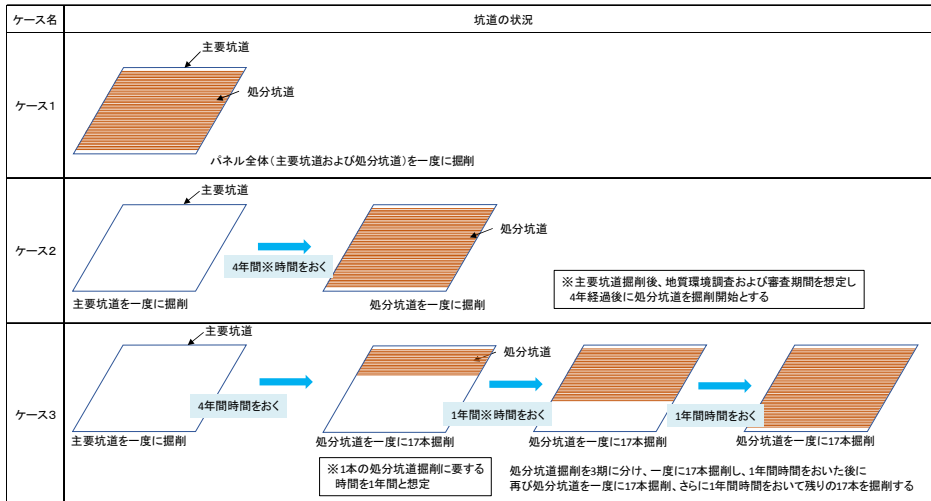


図 3.2-41 各解析ケースの掘削過程の違い

(a)解析条件

沿岸海底下の処分施設の位置が汀線から 15 km 程度までとされていること、および地下施設の位置は前述した(2)の検討結果から沖に向かうほど海水の静水圧の影響が大きいの結果が得られていることから、保守的な設定として汀線から沖合 15 km を処分施設の位置とした。

今回、整備・利用したモデルでは、汀線から沖合 15 km の海底面は EL-135 m であり、処分施設は海底面から 500 m の深さ (EL-635 m) の位置に設置されている。また、陸域は汀線から 15 km の範囲まで地形の勾配が 1% である。三次元解析ではこれらの設定を踏襲することとし、広域スケールモデルには以下の境界条件を与えた。

- ・ 処分場は EL-635 m に設置されている
- ・ 海底面に相当するモデル上面および下流側側面は EL 0 m で水頭を固定する
- ・ 陸域に相当するモデル上面は動水勾配が 1% となるように水頭を固定する
- ・ 上流側側面は EL+100 m (汀線から 10 km 内陸×勾配 1%=100m) で水頭を固定する
- ・ 地下水流動方向に平行な側面およびモデル底面は不透水境界とする

三次元解析モデルと二次元解析モデルの位置関係を図 3.2-42 に示す。また、上記の設定に基づいて設定した広域スケールモデルの境界条件を図 3.2-43 の(a)に示す。処分場スケールモデルの境界条件は、モデルの外周面を全て圧力一定の境界とし、広域スケールモデルの定常解析結果に基づいて設定した。解析に用いた物性値を図 3.2-43 の(b)に示す。

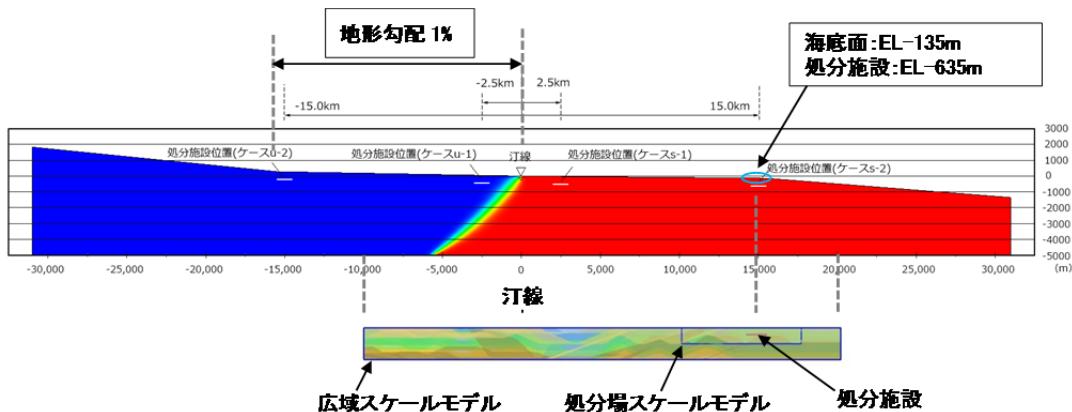


図 3.2-42 三次元解析モデルと二次元解析モデルの位置関係

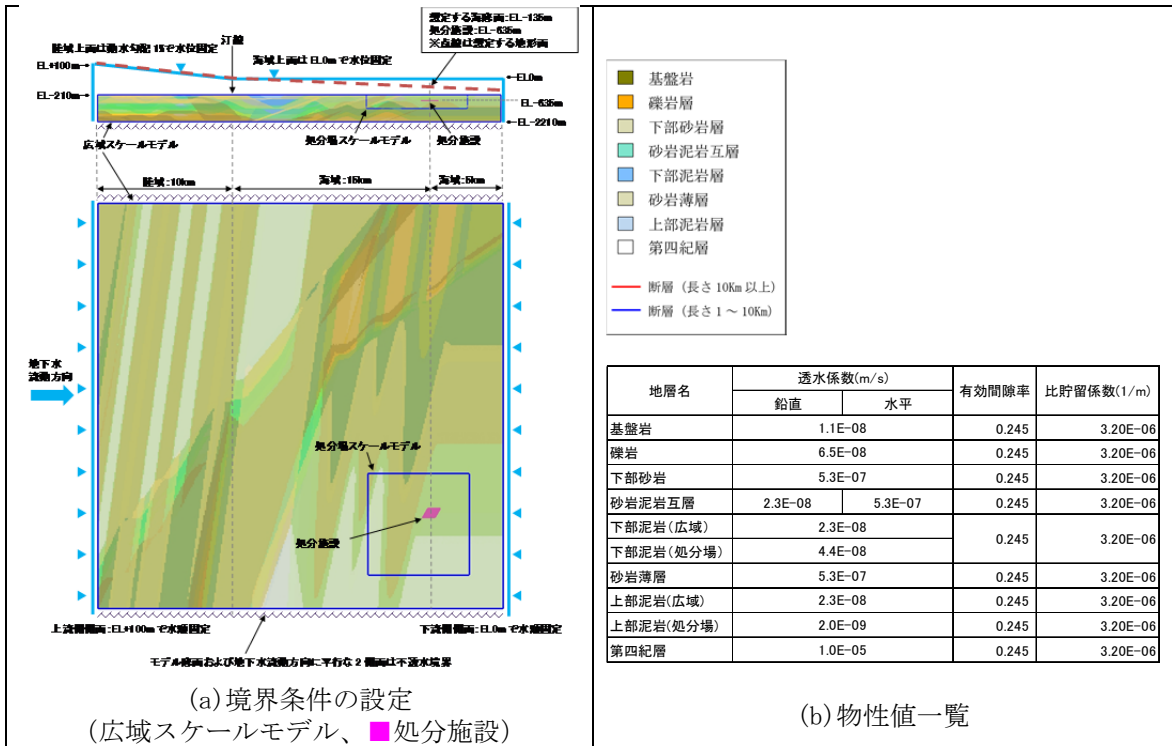
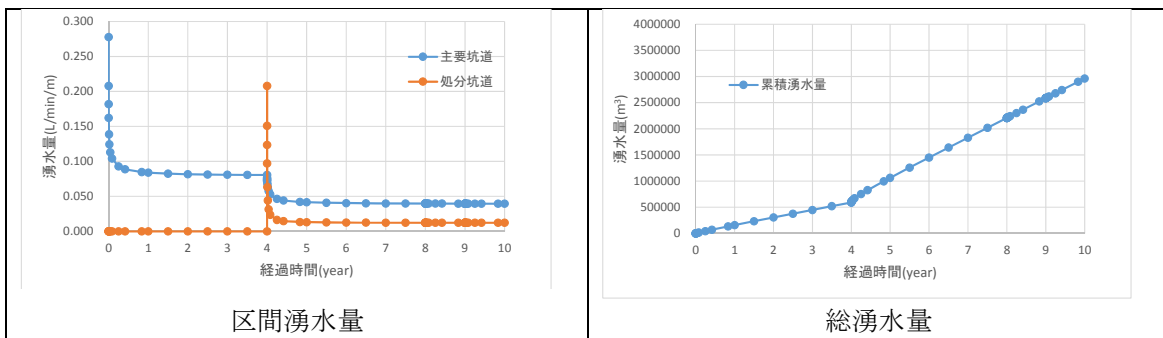
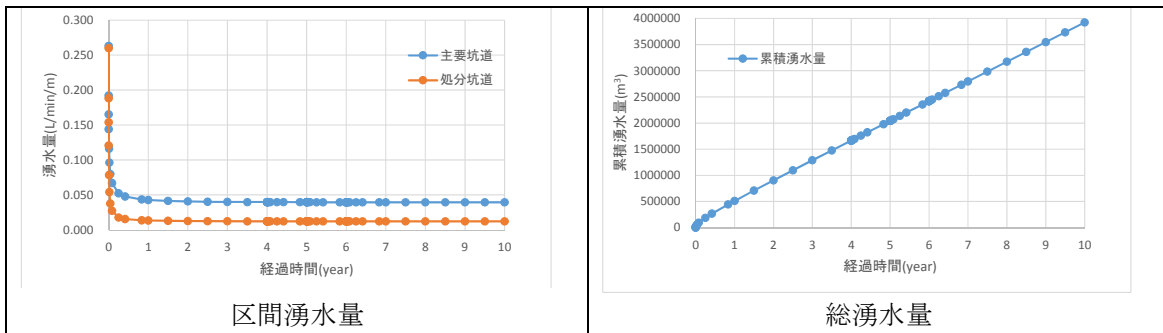


図 3.2-43 境界条件および物性値一覧

(b)解析結果

解析ケース 1~3 の処分坑道の単位長さ当りの区間湧水量の平均値および処分施設全体の総湧水量の経時変化を図 3.2-44~図 3.2-46 に示す。また、パネル中央部に着目し、掘削過程に伴う処分坑道の単位長さ当りの区間湧水量の経時変化の比較結果を図 3.2-47 に示す。



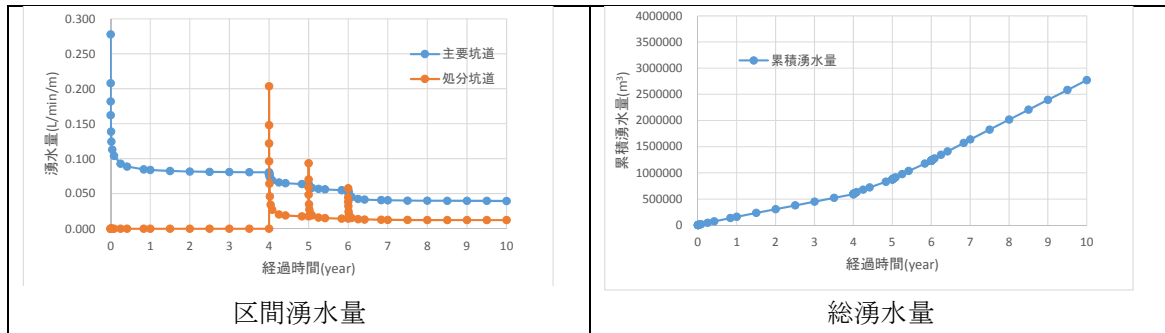
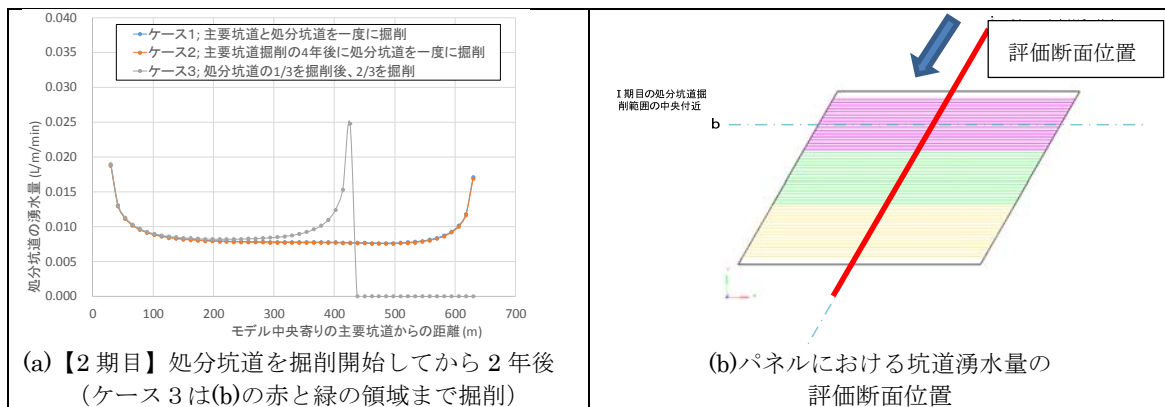


図 3.2-46 処分坑道の湧水量の経時変化 3(ケース 3、0 年から掘削開始)



(a) 【2 期目】 処分坑道を掘削開始してから 2 年後
(ケース 3 は(b)の赤と緑の領域まで掘削)

(b)パネルにおける坑道湧水量の
評価断面位置

(パネル中央部、処分坑道横断方向)

図 3.2-47 掘削過程に伴う処分坑道の単位長さ当たりの区間湧水量の経時変化

③ まとめ

作業手順が処分坑道の湧水状況に与える影響の把握することを目的として、主要坑道および処分坑道の掘削順序を考慮した地下水流動解析を行い、処分坑道の湧水量への影響について次のような結果を得た。

- 主要坑道掘削から約 10 年後に定置開始になると想定すると、その時点での主要坑道および処分坑道の湧水量は、いずれのケースでもほぼ同一の値となり、掘削過程に関わらず長期的には大きな差異はない (図 3.2-44～図 3.2-46)。
- 掘削過程を考慮すると、空洞掘削直後の湧水量の急激な変化を評価できる (図 3.2-44～図 3.2-46)。
- 掘削初期からの総湧水量で比較すると、ケース 1 より、ケース 2、3 の方が少なくなっており、掘削過程を考慮した方がより現実的な湧水量を評価できると考えられる (図 3.2-44～図 3.2-46)。
- 処分坑道の湧水量は、処分施設の端 (岩盤) に近いほど多くなる傾向を示した。したがって、掘削段階の坑道湧水量を安全側に評価するには、パネル内における坑道位置を考慮する必要があると考えられる (図 3.2-47)。

4) 本年度のまとめと次年度以降の取り組み

本年度は沿岸部に特有となる因子を整理し、考慮すべき因子として、小さな動水勾配 (初期流速)、塩淡境界、海水の静水圧を挙げ、地下水流動解析によりその影響の分析を行った。さらに、作業手順が処分坑道の湧水状況に与える影響の把握として、空間スケールの異なる

る三次元水理地質構造モデルを整備し、ネスティングを用いた水理解析体系の整備を行った。整備した水理解析体系を用いて、建設・操業過程を考慮した非定常の地下水流動解析を行い、掘削過程の違いによる処分坑道の湧水量について比較・分析を行った。

次年度は、ニアフィールドスケールのモデル化を含む水理解析体系の更なる整備を進めるとともに、エンジニアリング的な手法の効果に関する検討を進める。

(4) 参考文献

原子力発電環境整備機構（NUMO），外部専門家ワークショップ資料「わが国における安全な地層処分の実現性－サイト選定で規定される多様な地質環境を対象としたセーフティケース－」，2016.

核燃料サイクル開発機構，わが国における高レベル放射性廃棄物 地層処分の技術的信頼性－地層処分研究開発第2次取りまとめ－平成11年11月26日，1999.

町田ほか編，新版地学事典，平凡社，1996.

Posiva, Safety Case for the Disposal of Spent Nuclear Fuel at Olkiluoto – Synthesis 2012, POSIVA 2012-12, 2012a.

Posiva, Canister Production Line 2012, Design, Production and Initial State of the Canister, POSIVA 2012-16, 2012b.

Posiva, Buffer Production Line 2012, Design, Production and Initial State of the Buffer, POSIVA 2012-17, 2012c.

Posiva, Backfill Production Line 2012, Design, Production and Initial State of the Backfill, POSIVA 2012-18, 2012d.

Posiva, Design, Production and Initial State of the Underground Disposal Facility Closure, POSIVA 2012-19, 2012e.

Posiva, Safety Case for the Disposal of Spent Nuclear Fuel at Olkiluoto – Performance Assessment 2012, POSIVA 2012-04, 2012f.

Posiva, Safety Case for the Disposal of Spent Nuclear Fuel at Olkiluoto – Design Basis 2012, POSIVA 2012-03, 2012g.

Posiva, Rock Suitability Classification, RSC 2012, POSIVA 2012-24, 2012h.

Posiva, Safety Case for the Disposal of Spent Nuclear Fuel at Olkiluoto – Description of the Disposal system 2012, POSIVA 2012-05, 2012i.

産業技術総合研究所，日本原子力研究開発機構，原子力環境整備促進・資金管理センター，電力中央研究所，平成27年度地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書，2016.

徳永朋祥，貯留係数に関する一，二の議論，応用地質，39，5，pp.475-479，1998.

若松加寿江ほか，日本の地形・地盤デジタルマップ，東京大学出版会，2005.

4. 沿岸部における安全評価技術の高度化開発

4.1 はじめに

「沿岸部における安全評価技術の高度化開発」では、わが国における沿岸部固有の環境を踏まえた安全評価に関する技術開発の取り組みとして、海外事例なども含めて既存の方法論や評価ツールを活用しつつ、また、沿岸部における地質環境の調査技術の高度化開発（2章参照）や沿岸部における工学技術の高度化開発（3章参照）の進捗・成果などを考慮・反映しながら、沿岸部の特徴に対応した安全評価を行うために必要なデータ、技術およびそれら特徴が安全評価結果に及ぼす影響に関する知見などの技術基盤の整備を行う。

まず初年度である平成27年度には、沿岸部固有の特徴などを、海外での検討事例（特に沿岸部での処分場立地を進めているフィンランドとスウェーデン）を対象に、技術的観点からの検討や対策などが進められた事例などを調査した。これにより、沿岸部固有の特徴に対する安全評価技術などの整備に向けた課題の整理と今後の研究計画の策定を、安全評価の主要な検討プロセスに沿って以下の項目ごとに行った。

- ・ 現象理解関係
場や人工バリアの変遷に関する特徴、核種移行挙動に関する特徴などを対象
- ・ 核種移行特性関係
核種移行特性に係わる個別現象モデル、パラメータ設定などを対象
- ・ 核種移行評価関係
核種移行評価に係わるシナリオ設定、モデル設定、評価事例などを対象
- ・ 生活圏評価関係
生活圏評価に係わる移行経路・被ばく経路のモデル設定、パラメータ設定などを対象

平成28年度は、安全評価技術の主要要素である「評価の枠組み（評価シナリオ、解析ケース、評価方法等など）」、「評価モデル」、「評価パラメータ」および「影響評価」の観点で以下を実施する。

① 評価の枠組みの整備（4.2節参照）

核種移行評価と生活圏評価の要素技術の整備として、それぞれの枠組みの前提条件などの整合性に留意した整理に着手する。核種移行評価については、評価シナリオの作成に必要なFEPの整理やその安全機能への影響の分析、また、生活圏評価については、移行経路や被ばく経路の分析などを進めることで、沿岸部固有の特徴などを踏まえた評価の概略的な枠組みを整備する。

② 核種移行モデル・パラメータ整備および影響評価（4.3節参照）

核種移行評価に係わるモデル・パラメータの整備については、①での核種移行評価についての概略的な枠組みの整備を踏まえつつ、沿岸部固有の特徴を考慮するための評価モデルの拡充や評価パラメータの整備のためのデータ拡充を検討する。それに基づく要素技術の整備として、現象論モデルの更新、評価に必要なデータの拡充と評価パラメータの設定手法の整備、評価パラメータの不確実性の設定、核種移行評価モデルの整備に着手すると

ともに、核種移行評価上の影響の大きな沿岸部固有の特徴の抽出のための影響評価や感度解析などの準備を進める。

上記の内容は多岐にわたるため、4.3節はさらに以下の下位項目に分割する：

- 沿岸部の特徴を考慮した核種移行評価手法の整備（4.3.1節参照）
- 沿岸部の特徴を考慮した核種移行モデル・パラメータ整備（4.3.2節参照）
- 沿岸部の特徴を考慮したコロイド・有機物・微生物の影響評価（4.3.3節参照）

③ 生活圏評価モデル・パラメータ整備および影響評価（4.4節参照）

生活圏評価に係わるモデル・パラメータの整備については、①での生活圏評価についての概略的な枠組みの整備を踏まえつつ、それに基づく要素技術の整備として、沿岸部固有の特徴を考慮するための評価パラメータの設定手法の整備、評価パラメータの不確実性の設定、生活圏評価モデルの整備に着手するとともに、生活圏評価上の影響の大きな沿岸部固有の特徴の抽出のための影響評価や感度解析などの準備を進める。

なお、平成28年度の実施項目①～③は、「沿岸海底下等における地層処分技術的課題に関する研究会とりまとめ（資源エネルギー庁）において「安全評価技術に係わる高度化の方向性」として挙げられている重点項目と図4.1-1のように対応付けられ、それら重点項目に対して主にデータ拡充や要素技術の整備に重点をおいた検討・整備を行うこととしている。

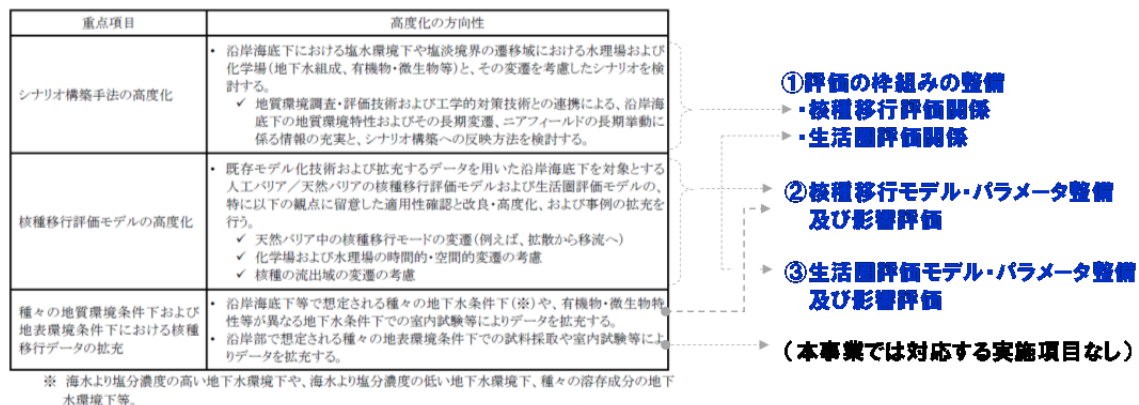


図 4.1-1 平成28年度の実施項目と「沿岸海底下等における地層処分技術的課題に関する研究会とりまとめ」での重点項目との関係

以降の4.2節~4.4節では、実施項目①~③の内容を以下の構成で示す：

- (1) 背景と目的
- (2) 実施内容
- (3) 今後の課題
- (4) 参考文献

参考文献：

資源エネルギー庁，沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会とりまとめ：
http://www.meti.go.jp/committee/kenkyukai/energy_environment/engan_kaiteika/pdf/report01_01.pdf（2017年3月9日最終閲覧）。

4.2 評価の枠組みの整備

(1) 背景と目的

安全評価においては、放射性廃棄物が人間環境に及ぼす影響を評価する観点から、処分システムの処分直後の状態を基に、長期間のうちにその状態を変化させる可能性のある一連の現象を想定し、これらを組み合わせて処分システムの長期挙動を描くシナリオを設定する必要がある。シナリオを作成する主な目的は、処分システムの長期挙動を時系列的に記述することにより、処分システムの機能を評価するための道筋を規定し、その評価に必要なモデルの開発やデータ収集の枠組みを与えること、さらに核種移行解析のケース設定の枠組みを与えることなどである。沿岸部におけるシナリオの設定においては、沿岸部固有の特徴に着目した上で、多様な物理的、化学的、あるいは地球科学的な自然現象や人為的事象などが、緩慢に、あるいは突発的に関与する可能性に加え、長期の将来予測に伴う不確かさを考慮していくことが必要となる。

平成 27 年度は、国内外の地下水移行シナリオの構築に関する既存の知見を調査した。その結果、隆起・侵食や海水準変動を考慮したシナリオ構築例と基本的な核種移行評価および生活圏評価の手法・ツールが存在することを示し、これらにより基本的な技術はおおむね整備されていることを示した。さらには、沿岸部を対象としたシナリオ構築技術を高度化するための課題として以下を抽出した。

- a) 沿岸部の特徴の安全評価の観点での抽出・類型化、安全評価事例で対象とする地質・地表環境条件の想定（含、時間変遷）
- b) 沿岸部での主要な内的要因と外的要因の同定、シナリオ構築
- c) 沿岸部での地質・地表環境の時間変遷を考慮した核種移行評価と生活圏評価の考え方の整理（含 既存の生活圏評価手法（例えば、IAEA, 2003; SKB, 2011）の適用性確認）
- d) 沿岸部での人間侵入シナリオに関する様式化手法

平成 28 年度は、沿岸部固有の特徴に対応した安全評価としていくための「核種移行評価」および「生活圏評価」の枠組みの検討として、以下の項目に対する検討を、既存の安全評価事例（内陸部あるいは諸外国の先行事例など）との主な相違点などに着目しつつ実施した。

- ・沿岸部の地下水移行シナリオの評価に対する基本的な枠組みの整理（上記 c）の一部に対応）
- ・沿岸部の特徴の分析：対応する FEP などの抽出・整理（上記 b）の一部に対応）
- ・沿岸部の特徴の評価方法の調査：地下水環境変遷の核種移行評価上の取扱い事例など（上記 c）の一部に対応）

(2) 実施内容

1) 沿岸部の地下水移行シナリオの評価に対する基本的な枠組みの整理

安全評価では、地質環境の調査などにに基づき構築される地質環境モデルなどから、核種移行評価や生活圏評価に直接的に利用できる情報（移行経路、地下水組成、それらの時空間的な変遷など）が得られることを期待している。しかしながら、実際には、地質環境モデルなどから得られる情報が、核種移行評価や生活圏評価に直接的に利用できる情報とはなっておらず、それらをつなぐための別の複雑な作業が必要になる場合が多い。例えば、地質環境モデルの解像度と核種移行解析モデルの解像度の違いの調整（内外挿、補完、保守的な単純化など）、地質環境モデルのアウトプット（水頭分布）から核種移行解析モデルのインプット（流速や移行経路）への変換などが考えられる。このことは、沿岸部の特徴の一つである塩水と淡水の混在を考慮した地下水環境の時間変遷など、地下水移行シナリオにおいてより複雑でダイナミックな変遷を考慮することが重要となる場合には特に大きな課題となる。例えば、核種移行評価と生活圏評価のそれぞれで以下のような課題が考えられる。

- ・ 核種移行評価：

塩水と淡水の混在を考慮した地下水環境の時間変遷を核種移行評価に反映するための作業手順に複数の選択肢が存在することから、その選択肢によっては評価結果が異なる可能性がある。選択肢としては、地下水流動解析により得られる広域の移行経路情報（流速や移行距離）に関する時間変遷（内陸の場合よりも複雑）を、極力忠実に天然バリア中核種移行解析のパラメータ設定に反映させる方法（例えば、そのまま入力すること、ステップ的な値の変化で近似させること）や、ある代表的な状態に対応するパラメータを評価期間全体に適用させる方法（例えば、初期状態維持、現実的な設定、保守的な設定）などが考えられる。さらには、広域の移行経路情報を反映した100 mスケールの解析（地下水流動解析や物質移行解析）を実施し、それらの解析結果を天然バリア中の核種移行解析のパラメータ設定やモデルの選択に反映することも考えられる。このため、沿岸部における評価においては、地下水環境の時間変遷を核種移行評価に反映するための選択肢を手法として整理しておくことが必要である。

- ・ 生活圏評価：

GBI（Geosphere-Biosphere Interface：地質環境と生活圏のインターフェイス）や核種移行・被ばく経路の設定においては、時間的変遷を考慮する場合に想定される場の変化（地形変化や土地利用形態の変化など）の設定が大きな課題となる。特に、地形変化や土地利用形態の変化の時間的変遷を概念的に捉える際には、主要な核種移行・被ばく経路との関係に着目する必要がある、それらを地質環境モデルなどから抽出するための方法論が必要となる。さらに、沿岸部における評価においては、塩淡境界の移動に伴う地下水移行経路の変化によるGBIの変遷や地形変化による水域の陸化など、内陸の場合よりも複雑でダイナミックな変遷を考慮することが必要となる。この場合、ダイナミックな変遷を考慮するために、内陸を主な対象に整備してきたモデルよりも高度なモデル化技術が求められる可能性がある。また、評価結果に大きな影響を与える前提条件である、評価対象領域の範囲や地形・気候、土地利用形態などの地表環境の初期状態とその時間的変遷の設定についても、内陸を主な対象にする場合よりも丁寧な設定が求められる可能性がある。

以上を踏まえ、地質環境の特徴についての調査結果、地質環境モデル、地下水流動解析結果などを、移行経路情報や地下水組成の分布・時間変化などの設定、核種移行評価モデルで用いるパラメータの設定およびGBIや地表環境での核種移行・被ばく経路の設定などへとつなげていくための基本的な道筋の整理を試みた（図 4.2-1）。この整理では、ダイナミックな環境変遷についての理解や評価をなるべく直接的かつ簡便に核種移行評価および生活圏評価の主要な要素に関係付けることを目指して、沿岸部における環境変遷の構成要素およびそれらに影響を及ぼすプロセス群を整理している。この整理結果は、沿岸部の地下水移行シナリオの構築や核種移行評価および生活圏評価のモデル・パラメータの設定を行うための基本的な枠組みになるとともに、4.3 節で後述する個別現象研究の実施において留意すべき他の現象との関係の把握にも資することができる。

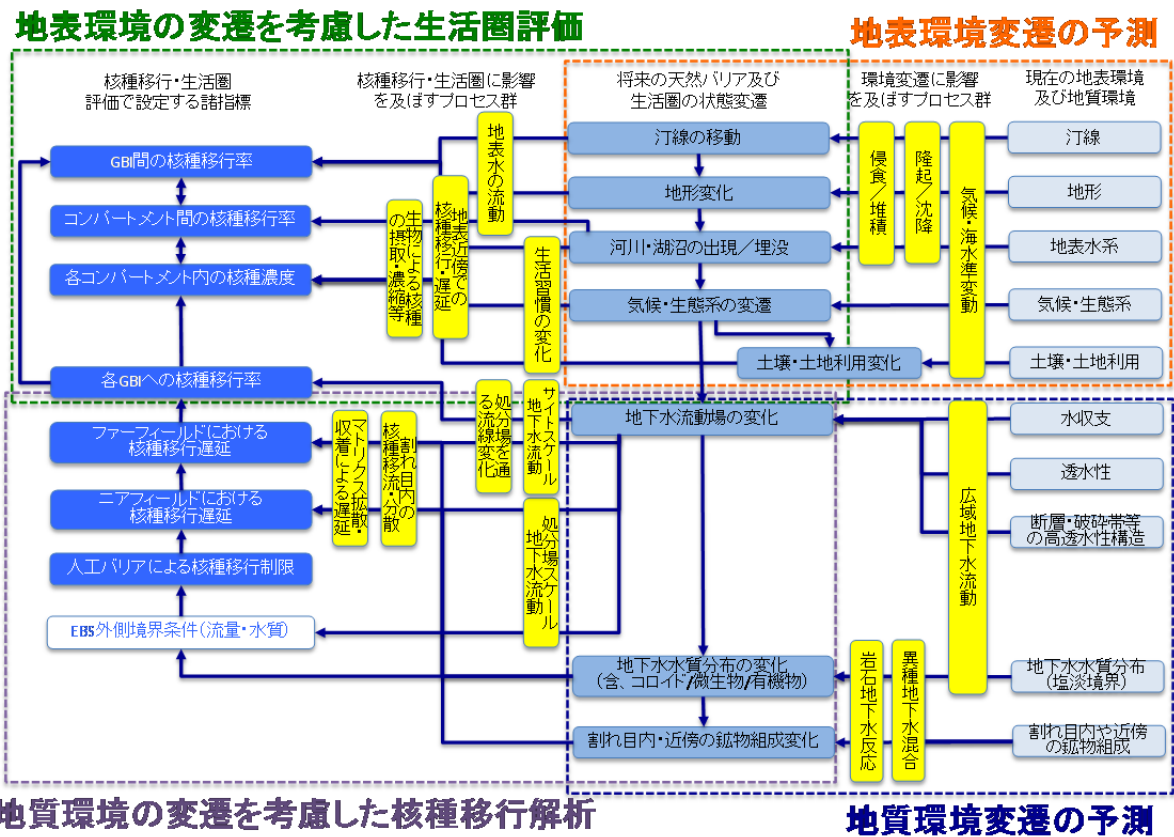


図 4.2-1 沿岸部の地下水移行シナリオの評価に対する基本的な枠組み

図 4.2-1 では、沿岸部の地下水移行シナリオの評価に対する基本的な枠組みを、「地質環境変遷の予測」(図 4.2-1 右下)、「地質環境の変遷を考慮した核種移行解析」(図 4.2-1 左下)、「地表環境変遷の予測」(図 4.2-1 右上)、「地表環境の変遷を考慮した生活圏評価」(図 4.2-1 左上)の四つの領域に大別している。それぞれの領域は、図 4.2-1 の中央に示す将来の天然バリアおよび生活圏の状態変遷を介して相互に関連している。また、黄枠部は介在するプロセス、矢印は情報の流れを表す。

以下ではそれぞれの領域の目的および評価作業の概要を述べる。

・ 地質環境変遷の予測

沿岸部における地質環境変遷予測の目的は、核種移行評価のための核種移行の駆動力となる将来の地下水流動状況の時間的変遷の推定およびこれに伴って生ずる地下水水質分布や岩石中鉱物組成の経時変化なども考慮しながら核種の移行特性を規定する地球化学的環境条件を設定することである。この目的のために、まず、現在の水理学的条件(水収支、透水性割れ目の特性や分布などおよび断層・破砕帯などの高透水性構造の特性や配置)に基づき、処分場を通過する地下水循環系に対応した適切な大きさの広域地下水流動解析を実施する。この際、沿岸部では、陸側からの地形勾配による地下水流動と海水と降水の間の密度差に起因する流れ(密度流)に加えて移流・分散による塩分の移動などの影響を考慮した動的な地下水流動場の解析を行うことが重要となる。また、核種移行解析に必要な詳細さでの割れ目などの不均質性の考慮に対して、広域地下水流動解析で考慮しうる不均質地質環境の解像度には限界があることから、広域スケールとサイトスケールあるいは処分場スケールの地下水流動解析とを入れ子構造的に連携させることが必要となる。さら

に、核種移行特性に影響を及ぼす将来の地球化学的条件分布を、地下水流動に伴い生ずる水質の異なる地下水塊の混合、地下水と岩石などとの化学反応による地下水水質変化、割れ目内充填鉱物や割れ目近傍の岩石の変質などを考慮しつつ、反応-輸送モデルを用いて予測することも必要となる。

- ・ 地質環境の変遷を考慮した核種移行解析

地質環境の変遷を考慮した核種移行解析の目的は、「地質環境変遷の予測」での当該地域の地下水流動場や地球化学的条件の長期的変遷に関する予測結果に即して、人工バリア、ニアフィールドおよびファーフィールドという各領域からの核種移行率を算出することにある。この目的のために、まず、処分場スケールの地下水流動解析結果および地下水水質分布の時間変化に関する反応-輸送解析結果に基づき処分場内各位置における人工バリア外側境界条件（流量および水質）を設定する。そして、この境界条件の下でガラス固化体の溶解に伴う核種の溶出および難溶解性核種の沈殿（溶解度制限）と緩衝材への収着を考慮しつつ人工バリア内核種移行解析を行い、塩淡環境の切り替わりに伴う地下水流量や水質の変化の影響を考慮しつつ人工バリアによる核種移行制限を定量的に評価する。次に、ニアフィールド（掘削影響領域や劣化支保および坑道周辺の岩盤）およびその外側にあるファーフィールド中の核種移行解析をそれぞれ行うことを通じて、ここでの移行遅延性能を評価する。この際、亀裂ネットワークモデルなどを用いた処分場スケールの地下水流動解析で得られた詳細な地下水流速分布や流線情報に基づき、多くの移行経路における割れ目内の移流・分散（特にクリティカルパスにおける速い移動や多数の経路間での移行距離や速度の差異による分散効果）を適切に解析に取り込むこと、また、塩淡環境の切り替わりに伴う地下水流向・流速の変化も考慮すること、などが課題となる。また、地下水水質分布についても、各位置での塩淡環境の切り替わりに伴う主要核種の移行特性の変化を考慮しつつ、割れ目に接するマトリクスへの拡散や収着による遅延効果を定量化する。

- ・ 地表環境変遷の予測

沿岸部における地表環境変遷予測の目的は、生活圏評価の前提となる将来の地表環境の時間的変遷（海域と陸域の間の環境の切り替わりおよびこれに伴う諸条件の変化など）を想定するとともに、沿岸部における地下水流動場や地下水水質分布を規定する要因となる将来の汀線の移動を予測することである。この目的のために、現在の地表環境および地質環境の調査結果に基づき初期状態を設定し、動因となる気候・海水準変動、隆起／沈降および侵食／堆積といった諸プロセスをモデル化してシミュレーションを行い、その結果に基づき、将来の汀線の移動と地形変化を予測する。また、この結果に基づきモダンアナログなどの情報を活用しつつ河川・湖沼の出現／埋没などの地表水系の変化やそれに応じた生態系の変遷を予想した上で土壌タイプや想定すべき土地利用形態のバリエーションを提案する。

- ・ 地表環境の変遷を考慮した生活圏評価

地表環境の変遷を考慮した生活圏評価の目的は、前述した「地質環境の変遷を考慮した核種移行解析」によって得られる天然バリアからの核種移行率に対して、その後の生活圏中での核種移行および種々の被ばく経路を想定して被ばく線量に換算することであり、沿岸部においては、特に、塩淡環境の切り替わりに伴う種々の地表環境の条件の変遷の予測結果に基づき、GBIの位置や生活圏の特性が時間とともに変化することの影響を定量化することが重要となる。この目的のために、サイトスケール地下水流動解析において抽出される処分場を通過する地下水流線に基づきGBIとその時間的変遷の予測を行う。また、各GBIに該当する位置での将来の地形、地表水系、気候や生態系とこれに応じた土壌・土地

利用形態の変化に関する予測結果に基づき、地表水の流動、地表近傍での核種移行遅延プロセス、生物による核種の摂取・濃縮および生活習慣の変化を反映した生活圏評価モデルを構築し、このモデルを用いて、各生活圏コンパートメントにおける核種移行率や核種濃度を算出する。

2) 沿岸部の特徴の分析：対応する FEP などの抽出・整理

ここでは、既往の包括的 FEP リスト（核燃料サイクル開発機構, 1999）における FEP の一般的な表現に対して、沿岸部の性能評価を行う際にその特徴に応じて具体化することが必要となる現象の整理を試みた（表 4.2-1）。さらに、具体化した現象を熱的・水理学的・力学的・化学的な現象・特性に関わるものに分類しつつ、その影響を受ける可能性のある人工バリアとその近傍の母岩に関わる FEP の抽出を試みた（表 4.2-2（赤字））。

この整理を通じて、既往の包括的 FEP リストに新たな FEP を追加する必要は見いだされなかった。一方、沿岸部の特徴をより適切に取り扱うためには、特に水理や地球化学及び擾乱要因に関する FEP について、一般的な表現から沿岸部の特徴をより具体的に示す表現にすることの必要性も示された。

表 4.2-1 既往の包括的 FEP の沿岸部の特徴に応じた具体化

既往の包括的 FEP（核燃料サイクル開発機構, 1999）		沿岸部の特徴に応じた具体化
熱的・水理学的・力学的・化学的な現象・特性	H-2.3 母岩中での地下水流動	密度流
	H-4.1 母岩の化学特性	塩淡境界、古海水
	H-4.5 微生物の影響	海水中の微生物の影響
	H-4.6 有機物の影響	海水中の有機物の影響
システムの擾乱となり得る現象	NP-1 地震・断層活動	海溝型の地震・断層活動
	NP-2 火山・火成活動	海底の火山・火成活動
	NP-3 隆起・侵食	陸側：隆起、海側：沈降
	HA-1 ボーリング（探査、採鉱）	メタンハイドレードなどの新たな資源の存在

表 4.2-2 沿岸部の特徴に応じた現象の影響を受ける FEP（人工バリアとその近傍の母岩）の抽出例

	G. ガラス固化体とその近傍	C. 処分容器（腐食生成物含む）	B. 緩衝材	D. プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材	H. 母岩（掘削影響領域を含む）
1. 熱的現象・特性	G-1.1 ガラス固化体の熱物性 G-1.2 ガラス固化体の温度 G-1.3 ガラス固化体の熱膨張 G-1.4 崩壊熱の発生	C-1.1 処分容器の熱物性 C-1.2 処分容器の温度 C-1.3 処分容器の熱膨張	B-1.1 緩衝材の熱物性 B-1.2 緩衝材の温度 B-1.3 緩衝材の熱膨張	D-1.1 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の熱物性 D-1.2 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の温度 D-1.3 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の熱膨張	H-1.1 母岩の熱物性 H-1.2 母岩の温度 H-1.3 母岩の熱膨張
2. 水理学的現象・特性			B-2.1 緩衝材の水理特性 B-2.2 緩衝材の飽和 B-2.3 緩衝材中での地下水流動	D-2.1 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の水理特性 D-2.2 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の飽和 D-2.3 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材中での地下水流動	H-2.1 母岩の水理特性 H-2.2 母岩の飽和 H-2.3 母岩中での地下水流動
3. 力学的現象・特性	G-3.1 ガラス固化体の力学特性 G-3.2 ガラス固化体の応力 G-3.3 ガラス固化体の割れ	C-3.1 処分容器の力学特性 C-3.2 処分容器の応力 C-3.3 処分容器の破損 C-3.4 処分容器の腐食膨張 C-3.5 処分容器の沈下	B-3.1 緩衝材の力学特性 B-3.2 緩衝材の応力 B-3.3 緩衝材の膨潤 B-3.4 緩衝材の変形 B-3.5 緩衝材の流出	D-3.1 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の力学特性 D-3.2 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の応力 D-3.3 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の膨潤 D-3.4 プラグ、支保、埋め戻し材の変形 D-3.5 プラグ/グラウト、埋め戻し材の流出	H-3.1 母岩の力学特性 H-3.2 母岩の応力 H-3.3 母岩のクリープ
4. 化学的現象・特性	G-4.1 ガラス固化体の化学特性 G-4.2 ガラス固化体周囲の地下水化学 G-4.3 ガラス固化体の溶解 G-4.4 ガスの発生/影響 G-4.5 微生物の影響 G-4.6 有機物の影響 G-4.7 コロイドの形成 G-4.8 ガラス固化体の化学的変質	C-4.1 処分容器の化学特性 C-4.2 処分容器の地下水化学 C-4.3 処分容器と地下水の反応 C-4.4 処分容器の腐食 C-4.4.1 全面腐食 C-4.4.2 孔食 C-4.4.3 すきま腐食 C-4.4.4 応力腐食割れ C-4.5 腐食生成物の生成 C-4.6 ガスの発生/影響 C-4.7 微生物の影響 C-4.8 有機物の影響 C-4.9 コロイドの形成	B-4.1 緩衝材の化学特性 B-4.2 緩衝材中の地下水化学 B-4.3 緩衝材と地下水の反応 B-4.4 ガスの発生/影響 B-4.5 微生物の影響 B-4.6 有機物の影響 B-4.7 コロイドの形成 B-4.8 緩衝材の化学的変質 B-4.9 塩の蓄積	D-4.1 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の化学特性 D-4.2 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材中の地下水化学 D-4.3 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材と地下水の反応 D-4.4 ガスの発生/影響 D-4.5 微生物の影響 D-4.6 有機物の影響 D-4.7 コロイドの形成 D-4.8 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の化学的変質	H-4.1 母岩の化学特性 H-4.2 母岩中の地下水化学 H-4.3 母岩と地下水の反応 H-4.4 ガスの発生/影響 H-4.5 微生物の影響 H-4.6 有機物の影響 H-4.7 コロイドの形成 H-4.8 母岩の化学的変質
5. 放射線学的現象・特性	G-5.1 ガラス固化体中での核種の放射性崩壊 G-5.2 ガラス固化体周囲の地下水の放射線分解 G-5.3 ガラス固化体の放射線損傷	C-5.1 腐食生成物中での核種の放射性崩壊 C-5.2 腐食生成物中の間隙水の放射線分解 C-5.3 腐食生成物の放射線損傷	B-5.1 緩衝材中での核種の放射性崩壊 B-5.2 緩衝材中の間隙水の放射線分解 B-5.3 緩衝材の放射線損傷	D-5.1 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材中での核種の放射性崩壊 D-5.2 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材中の地下水の放射線分解 D-5.3 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の放射線損傷	H-5.1 母岩中での核種の放射性崩壊 H-5.2 母岩中の間隙水の放射線分解 H-5.3 母岩の放射線損傷
6. 物質（核種）移動現象・特性	G-6.1 ガラス固化体周囲の物質移動特性 G-6.2 ガラス固化体からの核種の溶出 G-6.2.1 核種の調和的な溶出 G-6.2.2 沈澱/溶解 G-6.3 臨界	C-6.1 腐食生成物の物質移動特性 C-6.2 幾何形状/間隙構造 C-6.3 腐食生成物中での核種の移行 C-6.3.1 移流/分散 C-6.3.2 拡散 C-6.3.3 吸着 C-6.3.4 沈澱/溶解 C-6.3.5 コロイドによる移行 C-6.3.6 ガスによる移行	B-6.1 緩衝材の物質移動特性 B-6.2 幾何形状/間隙構造 B-6.3 緩衝材中での核種の移行 B-6.3.1 移流/分散 B-6.3.2 拡散 B-6.3.3 吸着 B-6.3.4 沈澱/溶解 B-6.3.5 コロイドによる移行 B-6.3.6 ガスによる移行	D-6.1 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材の物質移動特性 D-6.2 幾何形状/間隙構造 D-6.3 プラグ/グラウト、支保、埋め戻し材中での核種の移行 D-6.3.1 移流/分散 D-6.3.2 拡散 D-6.3.3 吸着 D-6.3.4 沈澱/溶解 D-6.3.5 コロイドによる移行 D-6.3.6 ガスによる移行	H-6.1 母岩の物質移動特性 H-6.2 幾何形状、間隙/亀裂の構造 H-6.3 母岩中での核種の移行 H-6.3.1 移流/分散 H-6.3.2 拡散 H-6.3.3 吸着 H-6.3.4 沈澱/溶解 H-6.3.5 コロイドによる移行 H-6.3.6 ガスによる移行 H-6.4 臨界

赤字：沿岸部に特徴的な現象により影響を受ける可能性のある FEP

3) 沿岸部の特徴の評価方法の調査：地下水環境変遷の核種移行評価上の取扱い事例など

ここでは、海外の既往の評価事例から、核種移行評価において地下水環境変遷を取り扱った事例(図 4.2-1の「地質環境の変遷を考慮した核種移行解析」に相当する部分)について、スウェーデンおよびフィンランドの事例、ドイツ・ゴアレーベン事例、米国・ハンフォードの事例について述べる。

スウェーデンおよびフィンランドにおけるセーフティケースで採用されている核種移行解析ではいずれも、位置および時間によって異なる K_d に対して、最も保守的な入力値を時間空間的に変化させずに用いることを基本としている。この手法に対する代替的なアプローチとしては、地下水環境変遷に対応可能な核種移行解析のアプローチとして提案されている **Smart-Kd** と呼ばれる手法がある (Trincherio et al., 2016)。この手法では、予想される液相 (pH、イオン強度、溶存無機炭素濃度などの地下水水質および評価対象核種の濃度) と固相 (岩盤を構成する鉱物) の条件の広範な組み合わせに対して評価対象核種の表面錯体反応とイオン交換反応を地球化学モデルによって計算し、その結果に基づき各条件での実効的な K_d を算出する。そして、別途実施される地質環境変遷予測の結果に基づき推定される各位置および時刻における液相と固相の条件に応じてこの実効的な K_d をあてはめ、こうして得られる K_d の時空間分布を入力条件として用いて核種移行解析を行う。

この手法を実際に適用した事例として、ドイツのゴアレーベン事例 (Noseck et al., 2014) がある。ゴアレーベンの帯水層は大きく分けて上部帯水層と下部帯水層およびその間に挟まれた難透水層からなり、上部に淡水地下水が、下部に塩水地下水 (第四紀帯水層が岩塩と接触していることに起因) がある。このような系において地下水環境変遷に対応可能な核種移行解析を実施するため、以下のような手順で解析を行っている。解析フローを図 4.2-2 に示す。

- ① 密度流解析コード (d³f) (Fein et al., 1999) により地下水の密度流解析を実施し、pH、Ca濃度、DIC (溶存無機炭素) の濃度変遷を計算する。
- ② ①で計算した濃度変遷と処分場内の各鉱物に対する **Smart-Kd** の値をルックアップテーブル (構築手順は4.3.2 (2) 2) 参照) から選択し、鉱物組成の情報から **Component additivity** 法 (Davis et al., 1990) によって各領域における K_d を計算する。
- ③ ②で計算した K_d 分布を用い、物質輸送解析コード (r³t) (Fein et al., 1999) により核種移行解析を行う。

この事例では、上記の手順で **Smart-Kd** を用いた場合と従来の K_d を用いた場合との結果を比較し、以下の考察が得られている。

- ・ **Smart-Kd** を用いた場合、下部帯水層の岩塩ドーム近傍は濃度が高くなっているが、難透水層への拡散はその厚さの1/3程度にとどまっている (従来の K_d の場合では上部帯水層に到達してしまっている)。
- ・ これは、難透水層が拡散支配であることおよび **Smart-Kd** を用いた場合の K_d の値が従来の K_d に比べて3桁高いことに起因しており、もっともらしい結果である。

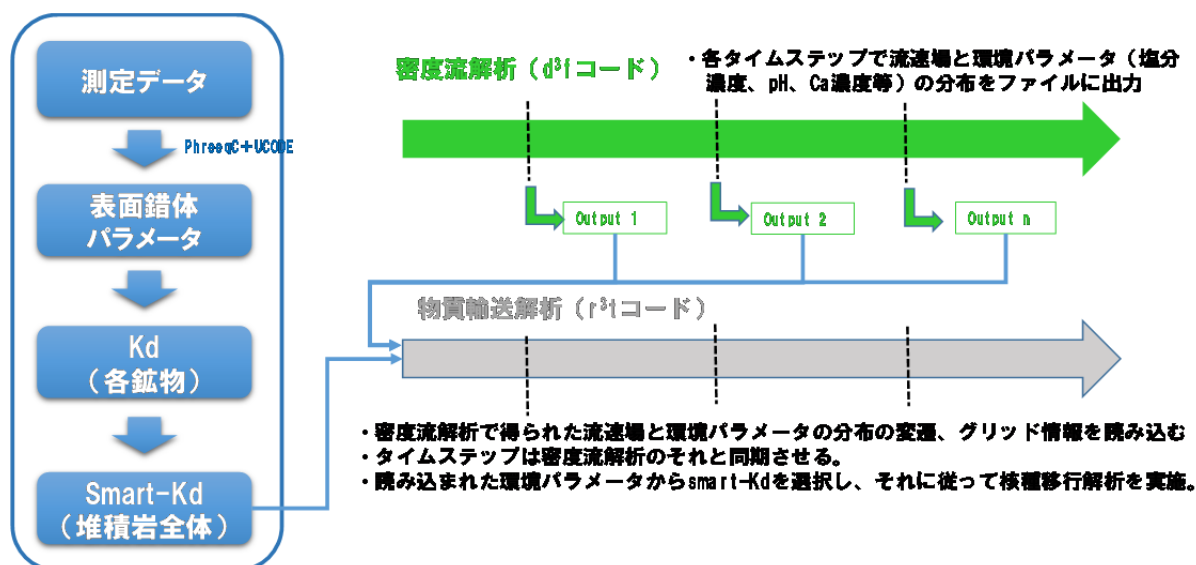


図 4.2-2 ゴアレーベンの Smart-Kd を用いた評価事例における解析フロー

Noseck et al. (2014)では、地球化学的な状態（液相濃度など）に応じて時空間的に変化する Smart-Kd の手法を採用した物質輸送解析により、妥当な結果が得られ、さらに、この手法が地球化学的変化が収着に与える影響を表現できることが示された、と記述されている。また、計算時間については従来の Kd を用いた解析と比べて増加したものの、十分許容できる範囲であった、としている。ただし、図 4.2-1 にも記した割れ目内や近傍での鉱物組成変化の解析（化学反応解析）と Smart-Kd の取り扱いを連成させて解析を行うようなケースを想定する場合には、解析コードの計算速度について抜本的な改善が必要になることが考えられる。

そのような計算速度についての抜本的な改善への対応策として HPC (High Performance Computing) に対応させることを主眼に開発された物質移動解析ツールが以下に示す PFLOTRAN である (Balay et al., 1997)。

- ・ PFLOTRANは、15年前以上にわたり米国内を中心とした開発チームにより開発されており、特に、反応-輸送解析において重要なマルチスケール問題や多相問題に対応することを目的として、並列計算による反応-輸送解析を行うべく、PETSc (Portable Extensible Toolkit for Scientific Computation) と呼ばれるライブラリを用いて開発を行っている。PETScは並列計算に対応した微分代数方程式ソルバーの他、タイムステップやメッシュ管理にも対応している。
- ・ PFLOTRANは、最大でおよそ 2×10^9 の自由度の問題を最大 2^{18} 個のコアを用いた超並列計算で解くことが可能であり、現在では多孔質媒体における移流や拡散をはじめとした地下における輸送プロセス、超臨界 CO_2 などの二相流問題、液相中の錯体を考慮した反応輸送などを取り扱うことが可能である。
- ・ PFLOTRANを用いて物質輸送解析を行った事例としては、例えば米ハンフォードを対象とした Mills et al. (2009) の解析事例が存在する。ハンフォードサイトは、ワシントン州のコロンビア川流域に位置しており、ウランや銅などの廃棄物の河川への漏洩が問題となっている地域である。

特にウランプルームの残留や移行のメカニズムについては未解決の問題が多く、例えば過去に Kd モデルを用いて解析をした際は、ウランが地下水によって 10 年以内に流されてしまうという結果が得られていたが、実際には 15 年後でもウランのプルーム

は元の場所にとどまり続けていた (Zachara et al., 2005)。このような問題に対し、ウランの形態が比較的安定しており、拡散支配で各ソースから放出され、コロンビア川へ移行する、という仮定を基に解析評価を行うこととなった。ハンフォードサイトにおいてはコロンビア川の状態が非常に速く変動するため、密度流解析と化学物質輸送解析を連成させてウランの濃度分布を評価する必要があり、その解析を PFLOATRAN によって行っている。

解析モデルは、ハンフォードサイトの $900 \times 1,300 \times 20 \text{ m}^3$ の領域を対象としており、それを約 1.87×10^6 個のグリッド (水平方向は 1 セル 5m、鉛直方向は 0.5m) で表現した。帯水層の物性パラメータ (透水係数や間隙率など) は水理地質学的なデータに基づいて各セルに設定された。また、化学反応計算には 15 個の液相化学種、88 個の液相錯体、二つの鉱物、二つの表面錯体、さらに一つの表面吸着サイトを考慮した。この際の解析の自由度は密度流解析で約 1.8×10^6 、化学反応計算で約 2.8×10^7 である。

上記のような問題に対し約 4,000 個のコアを用いて並列計算を行った結果として、コロンビア川の水位が比較的低く、地下水流が川の方へ流れ込む 10 月の時期の U(VI) プルームの濃度分布が示されている (Hammond et al., 2010)。ここで、このシミュレーション中の 1 年分の計算は、これまでの HPC を用いないワークステーション上であれば数年はかかるような計算であるが、本並列計算では 12 時間で終わることができた、と記述されている。

(3) 今後の課題

平成 28 年度は、沿岸部固有の環境を踏まえた安全評価の枠組みの検討の一環として、沿岸部の地下水移行シナリオの評価に対する基本的な枠組みの整理、対応する FEP などの抽出・整理、地下水環境変遷の核種移行評価上の取扱い事例の調査を実施した。

今後は、沿岸部固有の特徴等を具体的に評価していくための核種移行での評価シナリオ・解析ケースの設定とそれらの具体的な評価方法 (モデル化方法、使用ツール、パラメータ設定方法等)、生活圏評価については移行経路・被ばく経路等の設定とそれらの具体的な評価方法 (モデル化方法、使用ツール、パラメータ設定方法等) について、既存情報に基づく分析・整備を進めることが必要である。

(4) 参考文献

- Balay, S., Gropp, W.D., McInnes, L.C. and Smith, B.F., Efficient management of parallelism in object-oriented numerical software libraries. In *Modern software tools for scientific computing*, pp. 163-202, Birkhäuser Boston, 1997.
- Davis, J.A. and Kent, D.B., Surface complexation modeling in aqueous geochemistry. In: Hochella Jr., M.F., White, A.F. (Eds.), *Mineral-Water Interface Geochemistry, Reviews in Mineralogy*, vol. 23. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 177-260, 1990.
- Fein, E. and Schneider, A., d³f – Ein Programmpaket zur Modellierung von Dichteströmungen, GRS-139, BMWi-FKZ 02C04650, Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Braunschweig, 245p, 1999.
- Hammond, G.E. and Lichtner, P.C., Field-scale model for the natural attenuation of uranium at the Hanford 300 Area using high performance computing, *Water Resources Research*, ISSN 0043-1397, 2010.
- IAEA, “Reference Biospheres” for solid radioactive waste disposal, Report of BIOMASS

Theme 1 of the BIOSphere Modelling and ASSESSment (BIOMASS) Programme, Part of the IAEA Co-ordinated Research Project on Biosphere Modelling and Assessment (BIOMASS), IAEA-BIOMASS-6, 560p, 2003.

核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—分冊 3 地層処分システムの安全評価, JNC TN1400 99-023, 379p, 1999.

Mills, R. T., Sripathi, V., Mahinthakumar, G. K., Hammond, G. E., Lichtner, P. C. and Smith, B. F., Experiences and Challenges Scaling PFLOTRAN, a PETSc-based Code for Subsurface Reactive Flow Simulations, Towards the Petascale on Cray XT Systems, 2009.

Noseck, U., Britz, S., Flügge, J., Mönig, J., Brendler, V. and Stockmann, M., New Methodology For Realistic Integration Of Sorption Processes In Safety Assessments, pp. 1-16, 2014.

SKB, Long-term safety for the final repository for spent nuclear fuel at Forsmark Main report of the SR-Site project, SKB TR-11-01, Svensk Kärnbränslehantering AB, 2011.

Trincherro, P., Painter, S., Ebrahimi, H., Koskinen, L., Molinero, J. and Selroos, J. O., Modelling radionuclide transport in fractured media with a dynamic update of Kd values, Computers and Geosciences, 86, pp.55-63, 2016.

Zachara, J. M., Davis, J. A., Liu, C., McKinley, J.P., Qafoku, N., Wellman, D. M. and Yabusaki, S., Uranium geochemistry in vadose zone and aquifer sediments from the 300 Area uranium plume, Report PNNL-15121, Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA, 2005.

4.3 核種移行モデル・パラメータ整備および影響評価

本節では、4.2節での核種移行評価についての概略的な枠組みの整備を踏まえつつ、沿岸部固有の特徴を考慮するための評価モデルの拡充や評価パラメータの整備のためのデータ拡充を検討する。それに基づく要素技術の整備として、現象論モデルの更新、評価に必要なデータの拡充と評価パラメータの設定手法の整備、評価パラメータの不確実性の設定、核種移行評価モデルの整備に着手するとともに、核種移行評価上の影響の大きな沿岸部固有の特徴の抽出のための影響評価や感度解析などの準備を進める。

本節では、上記に係わる検討内容を以下の構成で示す。

- ・ 沿岸部の特徴を考慮した核種移行評価手法の整備（4.3.1 節参照）
- ・ 沿岸部の特徴を考慮した核種移行モデル・パラメータ整備（4.3.2 節参照）
- ・ 沿岸部の特徴を考慮したコロイド・有機物・微生物の影響評価（4.3.3 節参照）

4.3.1 沿岸部の特徴を考慮した核種移行評価手法の整備

(1) 背景と目的

沿岸部には、降水起源の淡水系地下水と海水などを起源とする海水系地下水が分布する。沿岸部の地下水環境（地下水流動、地下水の化学組成など）は、陸域の動水勾配を起動力とする淡水系地下水の流動と、塩水（海水）と淡水の密度差を起動力とする流動、移流分散による塩分の移動などの複数の現象に依存して変化する。また、断層や地質構造によって透水特性が不均質に分布する場合には、地下水環境はその影響を受ける。さらに、長期的には、約 12 万年周期で変動すると考えられる海進・海退や隆起・侵食などの地形変化の影響を受けて地下水環境が変化する。そのため、沿岸部を対象とした安全評価においては、下記の技術が重要になると考えられる。

- ・ 沿岸部の地下水環境（地下水流動、地下水の化学組成など）の変化を評価する手法
- ・ 地下水環境の変遷の評価結果を考慮した核種移行挙動を評価する手法

平成 27 年度は、沿岸部の地下水環境の変化を評価する手法と評価事例について国内外の既存の知見を調査した。国内においては、ボーリング孔などを用いた実際の地質環境調査と多孔質媒体を仮定した数値モデルによる解析を組み合わせた評価に関する多くの実績が示され、そのような地下水環境評価に基づいて核種移行を評価する手法の整備が進められてきていることを示した。

一方で、フォルスマルク（スウェーデン）やオルキルト（フィンランド）などの結晶質岩を対象とした国外の処分場候補地では、亀裂中の地下水流動に伴う塩分の移動に加えて、亀裂に接する岩石マトリクス部での拡散による塩分の移動という、速さが極端に異なる二つの輸送プロセスを考慮した数値モデルを用いた地下水環境評価の実績があることを示した（SKB, 2011; Posiva, 2013）。これらの事例は、結晶質岩などの亀裂性媒体のようにマトリクス拡散が寄与する可能性のある場合の地下水環境の変化が、マトリクス拡散が寄与しない場合に比べてより複雑かつ緩慢である可能性があることを示している。

これらを踏まえ、沿岸部の地下水環境の変化を評価する手法の開発に向けた課題の一つとして、亀裂中の地下水の流動と岩石マトリクス部での塩分の拡散を考慮した数値解析モデルを、わが国の沿岸部の地形・地質環境や海水準変動、隆起・侵食などに起因した地下水環境変化の評価に適用して、沿岸部の地下水環境の変化において岩石マトリクス部での塩分の拡散の影響を検討することの必要性を示した。

平成 28 年度は、フォルスマルクやオルキルトの事例（SKB, 2011; Posiva, 2013）で用いられた数値解析モデル（Hoch and Jackson, 2004）を活用して、わが国の沿岸部の例として設定した広域スケールの地形モデルを対象に、岩石マトリクス部での塩分の拡散が、海水

準変動、隆起・侵食などによる地形変化あるいはその組み合わせに起因した地下水環境の変遷に与える影響の検討に着手した。具体的には、わが国の沿岸部の例として設定した広域スケールの鉛直二次元地形モデルに、結晶質岩などの亀裂性媒体の特徴を考慮した水理地質構造を表現した数値解析モデルを構築し、塩分のマトリクス部での拡散の効果の有無が海水準変動や隆起・侵食による地下水環境変化の評価結果に与える影響を解析した。この結果については、後述の(2) 1) 項に示す。

なお、Hoch and Jackson (2004) が開発した数値解析モデルは、亀裂ネットワークモデルを多孔質媒体に近似し、かつマトリクス部での塩分の拡散の効果解析により評価する手法である。そのため、本検討では、その近似的手法の検証のため、三次元の亀裂のネットワーク構造を基に亀裂部とマトリクス部のそれぞれを有限要素に離散化した二重空隙モデルの導入についても検討を進めた。具体的には、200 m×200 m×200 m の立方体領域に作成した亀裂のネットワーク構造のモデルを、亀裂のネットワーク構造を面要素で、マトリクス部を体積要素で離散化して二重空隙モデルを構築し、マトリクス部の拡散効果の有無が地下水環境の解析結果に与える影響を解析した。この結果については、後述の(2) 2) 項に示す。

(2) 実施内容

1) 広域スケールの沿岸部を対象とした地下水環境変化の評価手法の整備

広域スケールの沿岸部を対象とした地下水環境変化の検討には、日本原子力研究開発機構(2016)が複数の空間スケールにまたがる地下水流動解析および核種移行解析の連携手法の検討のなかで設定した、わが国の沿岸部の例として設定した鉛直二次元の地形モデル(図4.3-1)を用いた。このモデルは、山地から海に向かう地下水の主流動方向に沿った断面で、地形勾配に依存した動水勾配および塩水と淡水の密度差に起因した流れに支配される巨視的な地下水流動を表現することができ、境界条件の変化(海水準変動)や隆起・侵食が地下水環境に与える影響を概略的に評価するための仮想モデルである。そのため、巨視的な地下水流動場を把握する用途に照らして、本来は不均質に分布する水理特性をほぼ一様であると仮定している。また、海水準変動が地下水環境に与える影響評価においてその非定常性を評価の対象としているものの、隆起・侵食による地形変化は極めて緩慢なプロセスであることから、解析は準定常を仮定して実施している(日本原子力研究開発機構, 2016, p.2-175)。水理地質構造モデルは、結晶質岩などの亀裂性媒体の特徴として「わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—」(以下、「第2次取りまとめ」という。)(核燃料サイクル開発機構, 1999)におけるレファレンスケース設定で検討した値(表4.3-1)を用いた亀裂ネットワークモデルに基づく特徴を考慮した。

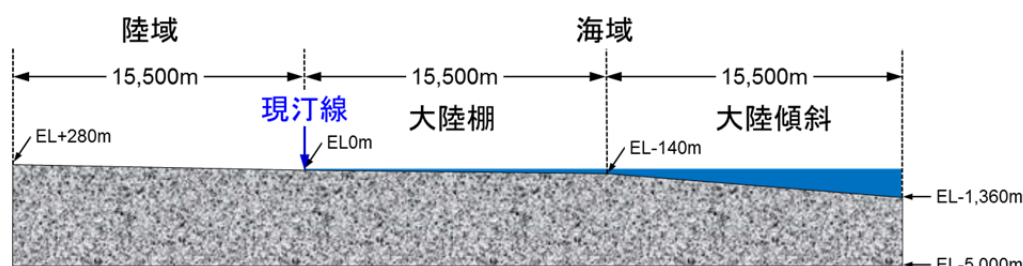


図 4.3-1 広域スケールの地形を考慮した水理地質構造の仮想モデル概念図

表 4.3-1 亀裂ネットワークモデルの作成に用いたパラメータ値
(核燃料サイクル開発機構, 1999 ; 澤田ほか, 1999)

パラメータ	設定値	備考
亀裂方位分布*	2セット (フィッシャー分布) セット 1 : 中心方位(tr, pl)=(0, 0), フィッシャー係数 k =10 セット 2 : 中心方位 (tr, pl) = (90, 0) , フィッシャー係数 k =10	方位は亀裂面の法線方向 (pole) の北からの時計回り角度 (tr) と水平面からの傾き (pl) で表す
亀裂密度 (P ₃₂)	0.8 m ² /m ³	二つの亀裂セットの和
亀裂半径分布	べき乗分布 べき乗数 : 3、最小半径 1 m	半径 7 m~300 m をモデル化
透水量係数分布	対数正規分布 (m ² /s) 対数平均値 : -8.99 対数標準偏差 : 1.07	深度依存性を考慮せず、釜石鉱山で測定されたデータから求めた透水量係数分布を適用
亀裂開口幅	透水量係数 T に相関 開口幅 = 2 × T ^{0.5}	

* : 二次元鉛直断面モデルは東西方向と仮定

岩石マトリクス部における拡散による塩分の移動が海水準変動などによる地下水環境の変化に与える影響の評価には、フォルスマルクやオルキルトの事例 (SKB, 2011; Posiva, 2013) で用いられた数値解析コード ConnectFlow (Amec Foster Wheeler, 2016) を用いた。本コードは、図 4.3-2 に示すように、亀裂ネットワークモデルを、それと等価な透水性と有効間隙率を有する多孔質媒体に変換して地下水流動解析を実施することができる。その際、淡水と塩水の密度差に起因した地下水流動と多孔質媒体中の移流分散による塩分の移動を連成した解析が可能である。また、亀裂ネットワークモデルから、マトリクス拡散に寄与する面積とマトリクス拡散深さなどのパラメータ値の平均値を算出するとともに、多孔質媒体に近似した有限要素モデルに対してマトリクス部における拡散方程式の解析解を適用することで、マトリクス部における拡散を評価する (Hoch and Jackson, 2004)。これにより、亀裂中の移流・分散と密度差による塩分の移動に加えて、マトリクス部での塩分の拡散を考慮した地下水流動評価が可能となる。

表 4.3-1 のパラメータ値を用いた亀裂ネットワークモデルから算出した等価な多孔質媒体のパラメータ値 (透水係数や水理学的有効間隙率など) と、マトリクス部での塩分の拡散の評価に用いられるパラメータ値を表 4.3-2 に記す。地下水流動解析の境界条件 (表 4.3-3) は淡水と塩水の密度差を考慮するとともに、海水準は 12 万年周期 (海退 : 10.8 万年、海進 : 1.2 万年) で 125 m の範囲で移動すると仮定した。さらに、0.3 mm/y の隆起と 0.1 mm/y の侵食による地形変化を仮定して、海水準が相対的に 0.2 mm/y 低下すると設定した (図 4.3-3)。

地下水流動解析は、現在の海水準を想定した淡水と塩水の分布を初期条件として、海水準変動と隆起・侵食による地形変化が約 100 万年間の地下水環境に与える影響を評価対象として、マトリクス拡散無しのケースとマトリクス拡散有りのケースを実施して結果を比較した。現在の汀線に関する初期条件は、過去から現在に至る海水準の時間変化を想定して解析した結果を用いて設定した。しかし、動水勾配、透水係数、有効間隙率やマトリクス拡散などの条件が変わると淡水と塩水の分布やその変遷に要する時間が変化する。そのため、解析ケース

によって「現在の淡水と塩水の分布」が異なる結果となる。解析ケース間で初期条件が異なる状態になることを避けるため、本検討ではマトリクス拡散無しの場合のモデルを用いて過去から現在に至る隆起・侵食による海水準の低下を考慮した地下水流動解析を実施し、その結果をマトリクス拡散無しと有りの両ケースの初期条件として設定した。具体的には、鉛直二次元の地形モデルのうち、24 万年前の海水準（現在に比べて+48 m）の標高から下部を塩水で満たした状態から、24 万年かけて現在の海水準まで低下させながら（図 4.3-3 の一点破線）、地形勾配を駆動力とした淡水の浸透による塩水の洗い流し解析を実施した。

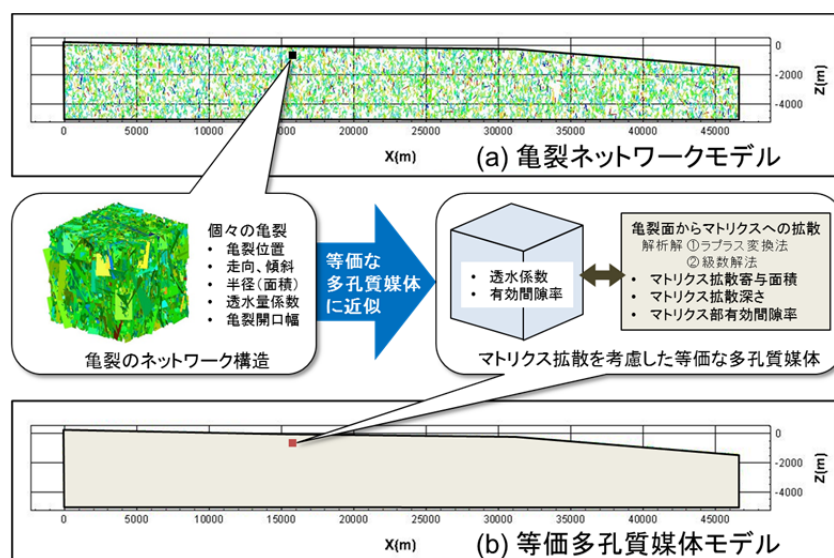


図 4.3-2 亀裂ネットワークモデルに等価な多孔質媒体モデルの概念図

表 4.3-2 亀裂ネットワークモデルから算出した等価な多孔質媒体のパラメータ値

パラメータ	設定値	備考
等価透水係数	$1.7 \times 10^{-9} \text{ m/s}$	亀裂ネットワークモデルの統計的な 10 個のリアライゼーションの平均値
水理学的有効間隙率	0.0057 %	亀裂開口部の体積のみを考慮した、地下水の移行に寄与する間隙の比率
マトリクス拡散寄与面積率	$0.84 \text{ m}^2/\text{m}^3$	亀裂ネットワークモデルの P_{32} の 2 倍
マトリクス拡散深さ	1.2 m	亀裂の平均間隔の半分
実効拡散係数	$2.5 \times 10^{-12} \text{ m}^2/\text{s}$	第 2 次とりまとめレファレンスケース（核燃料サイクル開発機構, 1999）より（温度補正なし）
マトリクス部の有効間隙率	2 %	第 2 次とりまとめレファレンスケース（核燃料サイクル開発機構, 1999）より

表 4.3-3 地下水流動解析の境界条件設定値

	水頭・流量条件	濃度条件
陸域	地表面で水頭固定	流入時：濃度 0 流出時：流出濃度
海域	海底面で水頭固定（海水の密度 1,025kg/m ³ ）	流入時：海水濃度 流出時：流出濃度
側方・底部	不透水	ゼロフラックス

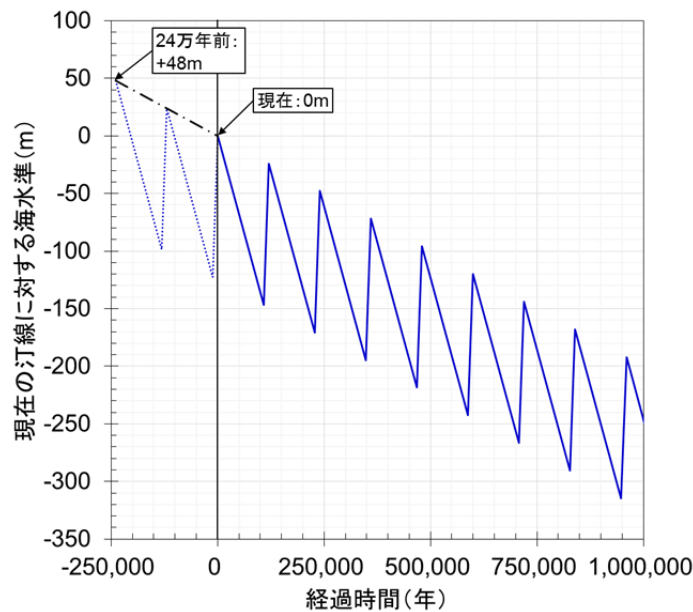


図 4.3-3 現在の汀線に対する海水準の時間変化

図 4.3-4 に解析結果を示す。図 4.3-4 (a) は、マトリクス拡散無しの場合のモデルを用いた 24 万年前から現在までの解析により求めた現在の汀線に対する塩水と淡水の分布を示す。これを初期条件にマトリクス拡散無しと有りの両ケースの解析を実施した。図 4.3-4 (b) と (c) には、それぞれマトリクス拡散無しの場合と有りの場合の解析結果のうち、最大海退時（10.8 万年後）の淡水と塩水の濃度分布を示す。これらの結果を比較すると、マトリクス拡散有りの場合はマトリクス拡散無しの場合より、海退時における淡水の地下深部への浸透が遅いことがわかる。どちらのケースも同じ透水係数と地形勾配を用いているため、地下へ浸透する水の量に大きな違いはないと考えられる。その一方で、塩分の移動については、マトリクス部での拡散の影響の有無が解析結果に違いを生じさせる。マトリクス拡散無しの場合では亀裂部の小さな間隙（0.0057%の水理学的有効間隙率）における移流・分散で塩分が移動する。マトリクス拡散有りの場合では亀裂部での移流・分散による塩分の移動に、相対的に大きな有効間隙率（2%）のマトリクス部での塩分の拡散の効果加わる。そのため、地下へ浸透する淡水の量が同じでも、マトリクス拡散有りの場合はマトリクス部に留まっている塩分が亀裂部へ拡散するため、亀裂部の塩水の淡水への置換が極端に遅れる効果が顕著に現れたものと考えられる。

以上の結果から、マトリクス拡散の考慮の有無が海水準変動に伴う地下水環境の評価結果に与える影響が大きくなる場合のあることがわかり、亀裂性岩盤を対象とした沿岸部における地下水環境の評価においてマトリクス拡散による塩分の移動を適切に考慮することの重要性が示された。

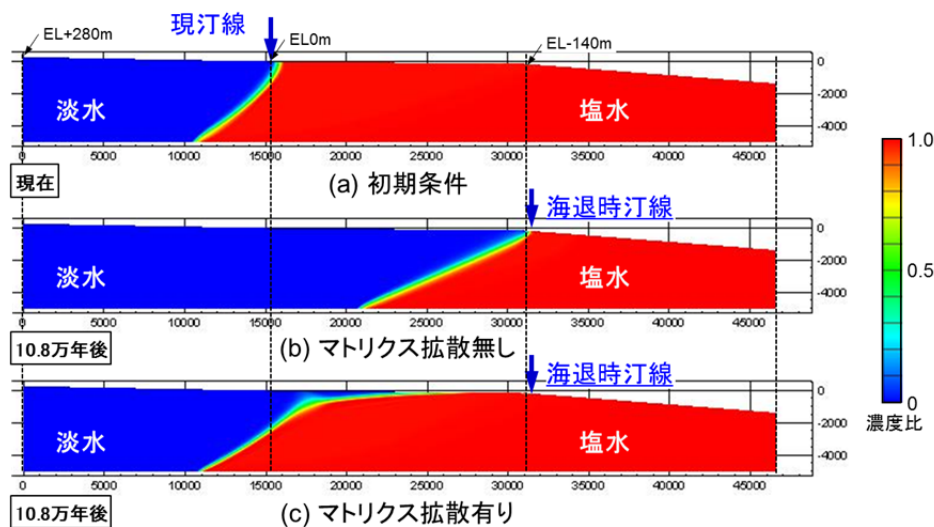


図 4.3-4 マトリクス拡散の有無が地下水環境の解析結果に与える影響検討の例
(最大海退時 (10.8 万年後) の淡水と塩水の濃度分布の比較)

2) 三次元亀裂ネットワークモデルを対象とした評価手法の整備

上記 1) での広域スケールを対象とした地下水環境評価では、亀裂ネットワークモデルを多孔質媒体に近似し、かつマトリクス部での塩分の拡散の効果を解析解により評価している。本検討では、その近似的手法の検証のための解析手法として、三次元の亀裂のネットワーク構造を基に亀裂部とマトリクス部のそれぞれを有限要素に離散化した二重空隙モデルを用いた手法について検討した。

二重空隙モデルの構築には、面要素と体積要素を同時に扱うことが可能な表層水/地下水流動・物質移行解析コード HydroGeoSphere (Aquanty, 2015) の適用を検討した。その際、図 4.3-5 に示すように、亀裂ネットワーク構造のうち亀裂部を三角形要素で、亀裂に囲まれたマトリクス部を三角柱で表現することで、亀裂部とマトリクス部のそれぞれを有限要素に離散化した二重空隙モデルを作成した。

解析は、表 4.3-1 のパラメータを用いて $200\text{ m} \times 200\text{ m} \times 200\text{ m}$ の立方体領域に作成した亀裂ネットワークモデル (図 4.3-6 (a)) を対象に実施した。解析条件を表 4.3-4 に記す。二重空隙モデルのうちマトリクス部の透水係数は低透水性の値として $1 \times 10^{-12}\text{ m/s}$ に設定し、マトリクス部における拡散効果の有無が地下水環境の解析結果に与える影響を解析した。マトリクス部における拡散効果の有無は、マトリクス部の有効間隙率の値を変えることで設定した。すなわち、マトリクス部における拡散効果「有り」のケースはマトリクス部の有効間隙率を 2% に設定し、拡散効果「無し」のケースは極端に小さな値 (0.001%) を設定した。解析では、モデル全体を塩水で満たした状態を初期条件に設定して、一定の動水勾配 (0.01) で淡水を浸透させた。

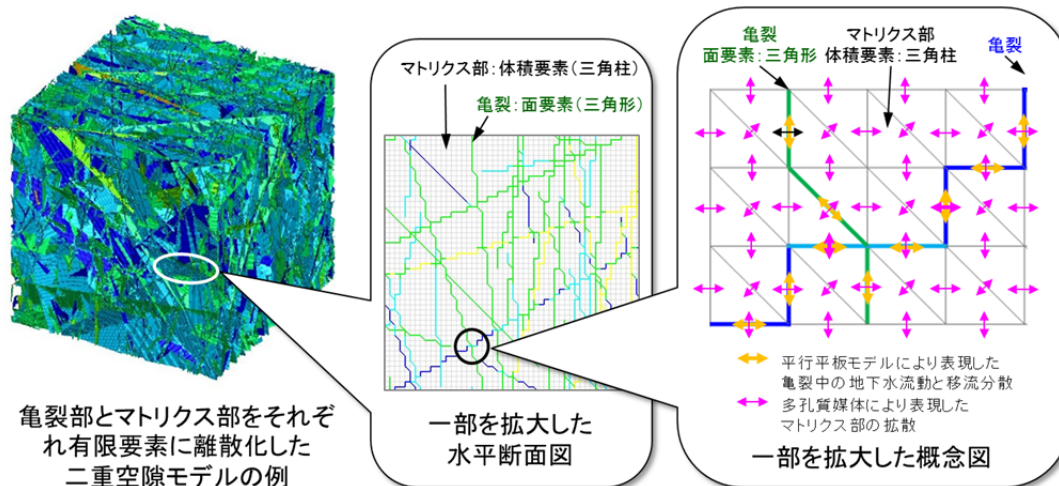


図 4.3-5 HydroGeoSphere を用いた亀裂部とマトリクス部の二重空隙モデル構築の概念図

表 4.3-4 三次元亀裂ネットワークを対象とした地下水流動評価の解析条件

		設定値	備考
マトリクス部	透水係数	1×10^{-12} m/s	低透水の条件を設定
マトリクス部	実効拡散係数	2.5×10^{-12} m ² /s	
マトリクス部	有効間隙率	マトリクス拡散無しのケース： 0.001%	極端に小さな有効間隙率
		マトリクス拡散有りのケース：2%	
初期条件	濃度条件	亀裂とマトリクス部が全て一定濃度の塩水で満たされている条件	
境界条件	上流側	水頭条件：固定水頭* 濃度条件：濃度 0 (淡水)	*一定の動水勾配 0.01 を満たす固定水頭をそれぞれ設定
	下流側	水頭条件：固定水頭* 濃度条件：流出濃度	

解析結果の一例として、淡水を浸透させて 100 年後の塩水濃度の分布を図 4.3-6(b) と (c) に示す。マトリクス拡散無しのケースでは多くの亀裂が淡水で置換されているが、マトリクス拡散有りのケースでは亀裂内の淡水への置換が抑制されていることがわかる。どちらのケースも同じ亀裂ネットワーク構造と同じ透水性を有しているため、上流側境界から亀裂への淡水の浸透量に違いはない。一方で、マトリクス拡散有りのケースでは亀裂部に比べて相対的に大きな有効間隙率 (2%) のマトリクス部が塩分を留める効果を有する。そして、上記 1) での検討と同様に、亀裂部における地下水の実流速が遅いほど、その効果は大きくなると考えられる。そのため、マトリクス拡散有りのケースではマトリクス部にもともとあった塩分が拡散により亀裂に移動してくる効果により、亀裂内の淡水への置換が顕著に抑制されているものと考えられる。

以上の結果から、三次元の亀裂のネットワーク構造を考慮して、亀裂部とマトリクス部のそれぞれを有限要素に離散化した二重空隙モデルを構築して HydroGeoSphere に適用することで、亀裂のネットワーク構造の上でマトリクス拡散の影響を直接的に考慮した地下水流動評価が可能となった。また、マトリクス拡散有りのケースでの塩水から淡水への置換の抑制についての前述 1) 項で示した ConnectFlow の解析結果例に対して、定量的な一致までは

至っていないものの整合的な結果を得ることができた。

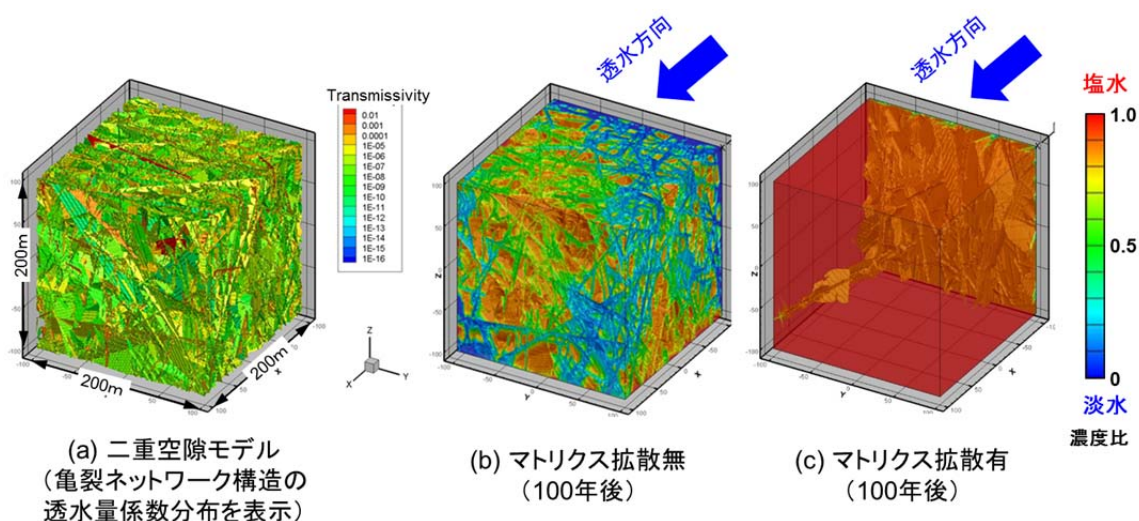


図 4.3-6 亀裂とマトリクス部の二重空隙モデルを用いた淡水による塩水の置換の解析例

(3) 今後の課題

沿岸部における地下水環境の変化を評価する手法の開発の一環として、広域スケールの鉛直二次元地形モデルを対象に、結晶質岩などの亀裂性媒体の特徴を考慮した水理地質構造を表現した数値解析モデルを構築し、塩水中の塩分がマトリクス部に拡散する効果の有無が海水準変動や隆起浸食・侵食による地下水環境変化の評価結果に与える影響を解析した。その結果、マトリクス拡散が海水準変動に伴う地下水環境変遷の評価結果に影響を与える可能性が有ることを示した。このようなマトリクス部での拡散による塩分を留める効果が亀裂内の塩水と淡水の置換挙動に及ぼす影響は地質環境条件（地形や透水係数などの亀裂内の地下水流動に関するパラメータ、マトリクス部の有効間隙率や拡散深さなどのマトリクス拡散に関するパラメータなど）に依存すると考えられ、マトリクス拡散の効果が顕在化する諸条件やその範囲を明らかにする必要がある。そして、解析の結果から得られる地下水環境の変化を核種移行評価に取り込めるようにするために、核種移行評価に必要な情報である処分場周辺の地下水流速や塩分濃度の経時変化、核種の移行経路の時空間的な変化やそれら移行経路に沿った地下水流速や塩分濃度などの様々な情報の抽出とその分析方法を検討する必要がある。

広域スケールの鉛直二次元地形モデルを対象に構築した数値解析モデルは、亀裂ネットワークモデルを多孔質媒体に近似し、かつマトリクス部への塩分の拡散の効果を解析解により評価する手法である。その手法の検証のため、200 m×200 m×200 m 程度のブロックスケールに限定されるものの、三次元の亀裂のネットワーク構造を基に亀裂部とマトリクス部のそれぞれを有限要素に離散化した二重空隙モデルを用いた解析手法について検討した。その結果、亀裂のネットワーク構造の上でマトリクス拡散の影響を直接的に考慮した地下水流動評価が可能であることを示した。今後は、広域スケールとブロックスケールで用いたそれぞれの解析手法について、解析条件をすり合わせた上で解析結果を相互に比較するなどして、解析手法の妥当性を検証する必要がある。また、三次元の亀裂のネットワーク構造を対象とした二重空隙モデルを用いて、海水準変動などに起因して変化する亀裂部とマトリクス部の塩分濃度変化や、亀裂中の地下水流動状況の変化、またはそれらの相互作用など、亀裂性媒体における地下水環境の変遷のより詳細な分析を進める必要がある。そして、そのような地

下水環境の変化が核種移行評価に与える影響を評価するための手法の整備が必要となる。

さらに、将来的には、具体的な地質環境における実測データによる検証が望まれる。そのためには、海水準変動や隆起・侵食などの影響により亀裂部とマトリクス部の塩分濃度が異なっている事例を実測データで確認する必要がある。

(4) 参考文献

Amec Foster Wheeler, ConnectFlow Verification Release 11.4, United Kingdom, 148p, 2016.

Aquanty, HydroGeoSphere Verification Manual Release1.0, Aquanty Inc., Canada, 86p., 2015.

Hoch, R. and Jackson, P., Rock-matrix diffusion in transport of salinity. Implementation in ConnectFlow, SKB R-04-78, Svensk Kärnbränslehantering AB, 69p, 2004.

核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—分冊 3 地層処分システムの安全評価, JNC TN1400 99-023, 379p, 1999.

日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業直接処分等代替処分技術開発報告書, 平成 28 年 3 月, 538p, 2016.

Posiva, Safety Case for the Disposal of Spent Nuclear Fuel at Olkiluoto - Models and Data for the Repository System 2012, Posiva 2013-01, Posiva Oy., 474p, 2013.

澤田 淳, 井尻裕二, 坂本和彦, 亘 真吾, 亀裂性岩盤を対象とした天然バリア中の核種移行解析, JNC-TN8400 99-093, 核燃料サイクル開発機構, 58p, 1999.

SKB, Long-term safety for the final repository for spent nuclear fuel at Forsmark Main report of the SR-Site project, SKB TR-11-01, Svensk Kärnbränslehantering AB, 2011.

4.3.2 沿岸部の特徴を考慮した核種移行モデル・パラメータ整備

(1) 背景と目的

人工バリアである緩衝材（ベントナイト）や天然バリアである岩石中での核種の沈殿／溶解（溶解度制限）、収着および拡散は、核種の移行遅延を支配する重要な現象である。これら核種移行現象は、間隙水水質やそこでの核種の溶存化学種などの様々な条件によって大きく変化する。そのため、安全評価の対象となる地質環境や地球化学条件、それらの変動も考慮して、核種移行現象を表現するための核種移行パラメータをその不確実性とあわせて設定する必要がある。沿岸部の特徴を考慮した核種移行パラメータを評価する上では、沿岸部における地下水組成の特徴とその長期的な変遷による影響を適切に考慮することが重要となる。具体的には、地下水組成として海水などを起源とする海水系地下水を考慮する必要性に加え、長期の時間スケールにおいては海進／海退や隆起・侵食などの地形変化の影響を受けて地下水組成が変化することを考慮する必要がある。

平成 27 年度は、国内外の安全評価において検討されてきたパラメータ設定手法、その基礎となるデータ取得およびモデル整備の現状を調査し、沿岸部の特徴を考慮したパラメータ設定の方法論と課題を整理した（日本原子力研究開発機構, 2016）。具体的には、溶解度、収着、拡散のいずれのパラメータについても、これまでに、最新のデータを集約したデータベースとメカニズム理解に基づく定量評価モデルなどの整備および対象とする環境条件に応じてパラメータと不確実性を設定するための手法の体系化が行われてきており（例えば、柴田ほか, 2015；日本原子力研究開発機構, 2015）、沿岸部の条件が与えられれば、これらの手法によりパラメータを設定することが基本的には可能となることを確認した。あわせて、評価の信頼性を向上させる上での課題として以下の点を抽出した。

- a) 溶解度関連：海水系地下水として想定される高濃度の塩化物系電解質水溶液中における活量評価の信頼性を高めるため、その評価に必要な塩化物イオンに対するイオン相互作用係数の整備と多様な核種への適用性評価
- b) 収着・拡散関連：沿岸部あるいは海水系地下水での信頼性の高いパラメータ設定を可能とするための多様な塩濃度条件でのデータおよびモデルの整備・拡充、沿岸部の地質・地下水環境の長期的な変遷をより現実的に考慮した収着・拡散パラメータ評価の方法論の高度化

平成 28 年度は、上記課題を踏まえて、溶解度、収着・拡散のそれぞれのパラメータ設定について、沿岸部の特徴を踏まえたパラメータ設定および不確実性評価の信頼性を高めるための方法論を整備することを目的に、以下の項目に対する調査研究を進めた。

- 1) 溶解度評価：高塩濃度地下水における活量評価の信頼性を高めるため、イオン相互作用係数に関する知見を調査するとともに、多様な核種や化学種への適用を図るための系統性について検討を行う。
- 2) 収着・拡散評価：高塩濃度地下水における信頼性の高い収着・拡散パラメータ設定を可能とするため、多様な核種の収着パラメータを対象として、塩濃度影響に関するデータ収集・分析、モデルの適用性評価を行うとともに、諸外国で検討されている地下水変遷モデルと連動したパラメータ設定評価手法の方法論の詳細調査を行う。
- 3) 基礎データ整備：高塩濃度地下水条件での緩衝材への収着現象を評価する上で重要なイオン交換反応のモデル化手法の信頼性向上に資するため、緩衝材ベントナイトに対する Ca イオンの収着データを実験的に取得し、収着モデルおよびパラメータの適用性を評価する。

(2) 実施内容

1) 沿岸部での溶解度評価のための活量補正モデルの調査・整備

核種移行パラメータとして重要な溶解度については、わが国のみならず欧米各国においても、対象となる核種の溶解や錯生成に関する熱力学データを収集・整備し、熱力学データベース (TDB) を構築した上で、淡水系地下水と海水系地下水の環境での放射性核種の溶解度を評価している (例えば、核燃料サイクル開発機構, 1999; Berner, 2014; Grivé et al., 2010, Wersin et al., 2014)。したがって、信頼性の高い溶解度評価を行うためには、信頼性の高い TDB の構築が必要である。わが国における海水系のモデル地下水 (saline-reducing-high-pH; SRHP) およびそれに対応するベントナイト間隙水のイオン強度は 0.7 程度 (本報告では特に断らない限り体積モル濃度基準の値を示す) と想定されている (核燃料サイクル開発機構, 1999)。海水系地下水のようにイオン強度が高い系での溶解度評価では活量係数が理想状態とは異なる値をとることから、最新の TDB では高イオン強度に適用可能な活量補正モデルを導入してきている。その一つが、経済協力開発機構原子力機関 (OECD/NEA) が整備を進めている SIT 法 (Grenthe et al., 2013) であり、原子力機関が整備している“JAEA-TDB” (Kitamura et al., 2014) をはじめとして、フランス Andra が整備している“ThermoChimie” (Grivé et al., 2015) やスイス Nagra が整備している“PSI/Nagra-TDB” (Thoenen et al., 2014) で採用されている。一方、ドイツや米国などでは、評価の対象となる地下水中のイオン強度が 5~6 程度であり、SIT 法の適用範囲 ($\leq 3.5 \text{ (mol/kg)} \doteq 3 \text{ (mol/dm}^3\text{)}$) (Grenthe et al., 2013) を超えていることから、より高いイオン強度条件に適用可能な Pitzer モデルを採用している (Moog et al., 2015; Reed et al., 1999)。その一方で、SIT 法でも 3 よりも高いイオン強度まで適用可能であるとの報告もある (Yalçıntaş et al., 2016)。わが国における地下水のイオン強度は、例外的に熱水などで 5 を超えるような値もある (浅森ほか, 2003) もの、地層処分の対象となり得る環境でのイオン強度は最大でも 2 以下の値であると考えられる (例えば、尾山ほか, 2011) ことから、活量補正モデルとして SIT 法を採用することとする。

SIT 法では、活量係数を以下の式で表す

$$\log_{10}\gamma_j = -z_j^2 D + \sum_k \epsilon(j, k, I_m) m_k \quad (1)$$

$$D = \frac{A\sqrt{I_m}}{1 + B a_j \sqrt{I_m}} \quad (2)$$

ここで、 D は Debye-Hückel 項、 $\epsilon(j, k, I_m)$ はイオン強度 I_m におけるイオン j の対電解質イオン k に対する特異イオン相互作用係数である。また、 A と $B a_j$ は 298.15 K、1 気圧においてそれぞれ 0.509、1.5 という値になることが知られている (Grenthe et al., 2013)。このうち、特異イオン相互作用係数は塩 (電解質) の種類ごとに実験的手法でのみ導出されるものである。熱力学データを導出するための実験研究は、錯生成の影響を排除するためイオン強度の調整に過塩素酸ナトリウムが用いられることが多い。このため、陰イオン種の特異イオン相互作用係数についてはナトリウムイオンに対するもの ($\epsilon(A^r, \text{Na}^+)$)、陽イオン種の特異イオン相互作用係数については過塩素酸イオンに対するもの ($\epsilon(M^{m+}, \text{ClO}_4^-)$) が多く報告されている。沿岸部の地下環境で想定される海水系地下水の主要な塩 (電解質) は塩化ナトリウムであると予想されるので、 $\epsilon(A^r, \text{Na}^+)$ はそのまま利用できる一方で、塩化物イオンに対する陽イオン種の特異イオン相互作用係数 ($\epsilon(M^{m+}, \text{Cl}^-)$) の整備はまだ不十分である。このことから、 $\epsilon(M^{m+}, \text{ClO}_4^-)$ から $\epsilon(M^{m+}, \text{Cl}^-)$ を推定する方法について検討した。

PSI/Nagra -TDB の最新版 (Thoenen et al., 2014) では、錯生成をしていない金属イオン

について $\epsilon(M^{n+}, ClO_4^-)$ と $\epsilon(M^{n+}, Cl^-)$ の相関を調べ、以下の関係式を導出している。

$$\epsilon(M^{n+}, Cl^-) = (0.028 \pm 0.07) + 0.38 \times \epsilon(M^{n+}, ClO_4^-) \quad (3)$$

本調査では、 $\epsilon(M^{n+}, ClO_4^-)$ と $\epsilon(M^{n+}, Cl^-)$ の相関について、前述の PSI/Nagra-TDB の手法に基づき、情報については OECD/NEA の TDB のうち特異イオン相互作用係数の情報が最も充実している鉄（第1分冊）(Lemire et al., 2013) や JAEA-TDB (Kitamura et al., 2014) の選定値を対象として調べることにした。この際、特異イオン相互作用係数が $\epsilon(M^{n+}, ClO_4^-) = 0$ の場合は $\epsilon(M^{n+}, Cl^-)$ も 0、すなわち過塩素酸系で特異項（(1)式右辺第2項）がゼロとなる場合は塩化物系でも特異項がゼロとなると仮定した。

得られた結果を相関式とともに図 4.3-7 に示す。図 4.3-7 (a) は PSI/Nagra-TDB (Thoenen et al., 2014) の手法と同様に錯生成していない金属イオンに対して相関を調べた結果であり、得られた相関式 ($\epsilon(M^{n+}, Cl^-) = (0.41 \pm 0.02) \times \epsilon(M^{n+}, ClO_4^-)$) は(3)式と類似している。また、図 4.3-7 (b) は錯体を含めた全陽イオン種に対して相関を調べた結果であり、相関式 ($\epsilon(M^{n+}, Cl^-) = (0.46 \pm 0.04) \times \epsilon(M^{n+}, ClO_4^-)$) の傾きが図 4.3-7 (a) に比べ大きくなっている。

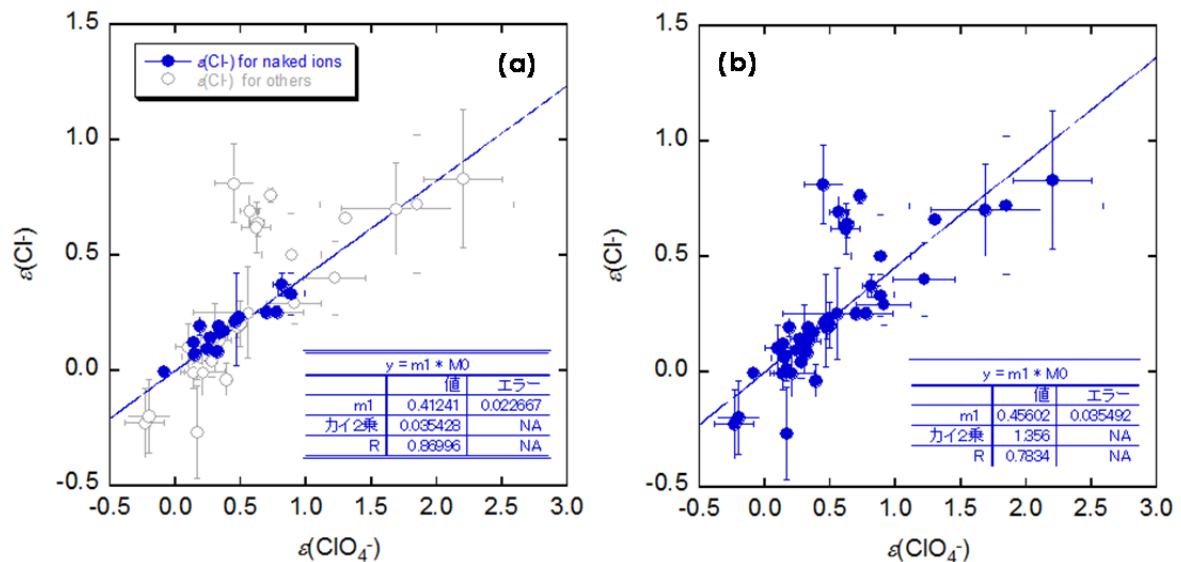


図 4.3-7 過塩素酸系および塩化物系における特異イオン相互作用係数の相関関係
(a) 錯生成をしていない金属イオンを対象、(b) 全陽イオン種を対象

図 4.3-7(b)を見ると、大半の陽イオン種に対するプロットが相関式上にあり、概ね直線関係となっていることがわかる。相関式の傾きが 0.46 ± 0.04 と 0.5 より小さいことから、 $\epsilon(M^{n+}, Cl^-)$ が $\epsilon(M^{n+}, ClO_4^-)$ よりも小さい、すなわち塩化物系の特異イオン相互作用は過塩素酸系より小さいことがわかる。その一方で、相関式から大きく外れた陽イオン種 (Fe^{3+} , $FeCl^{2+}$, $ThCl^{3+}$, $(UO_2)_2(OH)_2^{2+}$, $(UO_2)_3(OH)_5^+$, $AmOH^{2+}$, $Am(OH)_2^+$) については、相関式から外れる明確な理由が見当たらず、より信頼性の高い相関関係を求める場合にはさらなる考察が必要と考えられる。なお、ThermoChimie (Grivé et al., 2015) では、独自に塩化物イオンに対する特異イオン相互作用係数を推定しているものの、推定方法が不明であり、かつ、 $\epsilon(M^{n+}, ClO_4^-)$ と $\epsilon(M^{n+}, ClO_4^-)$ の明確な相関は得られなかった。

2) 沿岸部での収着パラメータ設定手法の調査・整備

沿岸部の特徴を考慮した収着・拡散パラメータを評価する上では、沿岸部の地下水組成の特徴として塩濃度の影響とその長期的な変遷による影響とを適切に考慮する必要がある。降水系地下水と海水系地下水の双方を対象とした安全評価は従来から検討されており、そのために採用されてきたアプローチは、降水系地下水と海水系地下水の条件での収着・拡散データを取得・整備し、それぞれの条件に対するパラメータを設定する方法である。例えば、高レベル放射性廃棄物や TRU 廃棄物処分の第 2 次取りまとめ（核燃料サイクル開発機構, 1999; 電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構, 2005）、また、スウェーデン SKB の SR-Can (Crawford et al., 2006) などでも、同様の手法が採用されている。このような海水系地下水を含む多様な環境条件における収着・拡散パラメータの設定に資するため、これまでに緩衝材や岩石を対象として多様な環境条件において国内外で取得された実測データを、収着・拡散データベース (JAEA-SDB/DDB) として整備・拡充してきた (例えば、館ほか, 2009 ; 栃木・館, 2009 ; Tachi and Suyama, 2016 ; 館・陶山, 2016)。また、限られた実測データから、多様な環境条件に対応した収着・拡散特性の変化を評価し、パラメータや不確実性の設定を可能とするための、メカニズム理解に基づく現象論的収着・拡散モデルや条件変換手法の開発も進めてきている (例えば、柴田ほか, 2015 ; 日本原子力研究開発機構, 2015)。特に緩衝材のモデルについては、多数の核種と環境条件に適用可能な収着・拡散モデル (収着モデルはイオン交換と表面錯体反応を考慮、拡散モデルについては静電的な相互作用を電気二重層モデルとして考慮) を構築してきており (例えば、Tachi et al., 2014a, 2014b ; Tachi and Yotsuji, 2014)、降水系地下水から海水系地下水までの幅広い地下水条件での収着・拡散パラメータの設定や変動の評価が可能である。また、岩石についても、幌延の泥岩 (堆積岩)、スイスグリムゼルの花崗岩 (結晶質岩) を対象に、主要核種を対象として、塩濃度依存性のデータを整備し、その影響メカニズムを把握しつつ、緩衝材系のモデルをもとに粘土鉱物の支配的寄与を仮定したモデル化の検討を進めている (例えば、Tachi et al., 2011, 2015)。さらに、上記の収着・拡散データベースや収着・拡散モデルなどを活用しつつ、対象とする条件に応じた収着・拡散パラメータおよびその不確実性を評価するための手法の体系化を進めてきており (例えば、柴田ほか, 2015 ; Tachi et al., 2014c)、沿岸部の条件が具体的に与えられれば、これらの手法に基づきパラメータを設定することが基本的には可能であると考えられる。

実際のパラメータ設定を検討するにあたって、緩衝材ベントナイトの収着パラメータ設定を最初の対象として、主要な核種を対象とした既存の収着データの充足度および塩濃度影響の傾向性を調査・分析するとともに、収着モデルの適用性を検討する。本検討では、最新の JAEA-SDB (Tachi and Suyama, 2016) をもとに、ベントナイトおよびその主成分のモンモリロナイト (Na 型および Ca 型) を対象として、主要核種 (Cs, Ni, Am/Eu) のデータを抽出し、それらの塩濃度などに対する依存性を把握するとともに、これまでに整備してきた収着モデル (日本原子力研究開発機構, 2013 ; Tachi et al., 2014a) の適用性を評価した。以下では、Cs と Ni を事例に、既存データの傾向性とモデルの適用性についての分析結果を示す。

図 4.3-8(a)に示す Cs のデータは非常に充実しており、Na 型および Ca 型のモンモリロナイトに対する電解質濃度および Cs 濃度の依存性に着目したデータセットを抽出した。いずれのデータセットでも電解質濃度に対して明瞭な依存性を示すことが確認できる。一方で、Cs 濃度に対する依存性については、Na 型モンモリロナイトの場合には Cs 濃度依存性が顕著ではないが、Ca 型モンモリロナイトでは明瞭な Cs 濃度依存性が確認できる。この Cs 濃度に対する依存性の差異は、Cs の低濃度領域での収着において特異なサイトが関与しており、

このサイトへの収着の競合性が層間のイオン種によって異なるためと考えられる。Na 型における塩濃度および Cs 濃度依存性については、モンモリロナイトに対する 1 サイトのイオン交換モデルによって、低塩濃度条件で一部乖離がみられるものの、おおむね傾向性を説明可能である。一方で、Ca 型については、高 Cs 濃度領域の傾向性はおおむね説明できているものの、低 Cs 濃度領域では複数のサイトの寄与が示唆され、複数の収着サイトを考慮したモデルについても今後検討する必要がある。

図 4.3-8(b)に示す Ni のデータについては、Na 型および Ca 型のモンモリロナイトに対する電解質濃度および pH の依存性に着目したデータセットを抽出した。低 pH 領域ではイオン交換が支配的であり、Na 型と Ca 型のいずれでも明瞭な塩濃度依存性が確認できる。一方で、中性付近の pH 領域では pH の上昇に伴う分配係数の増加傾向が共通的に確認でき、この領域におけるエッジ面での表面錯体反応については塩濃度依存性が顕著ではなく、また、Na 型と Ca 型との間の差異もほとんどないことが確認できた。このような Ni の分配係数の塩濃度と pH に対する依存性は、モンモリロナイトのベール面でのイオン交換とエッジ面での表面錯体反応を組み合わせた収着モデルによって説明可能であるが、低 pH 領域でのイオン交換反応の塩濃度依存性（特に低塩濃度条件）についての収着モデルによる説明には、前述の Cs の場合と同様な課題がある。

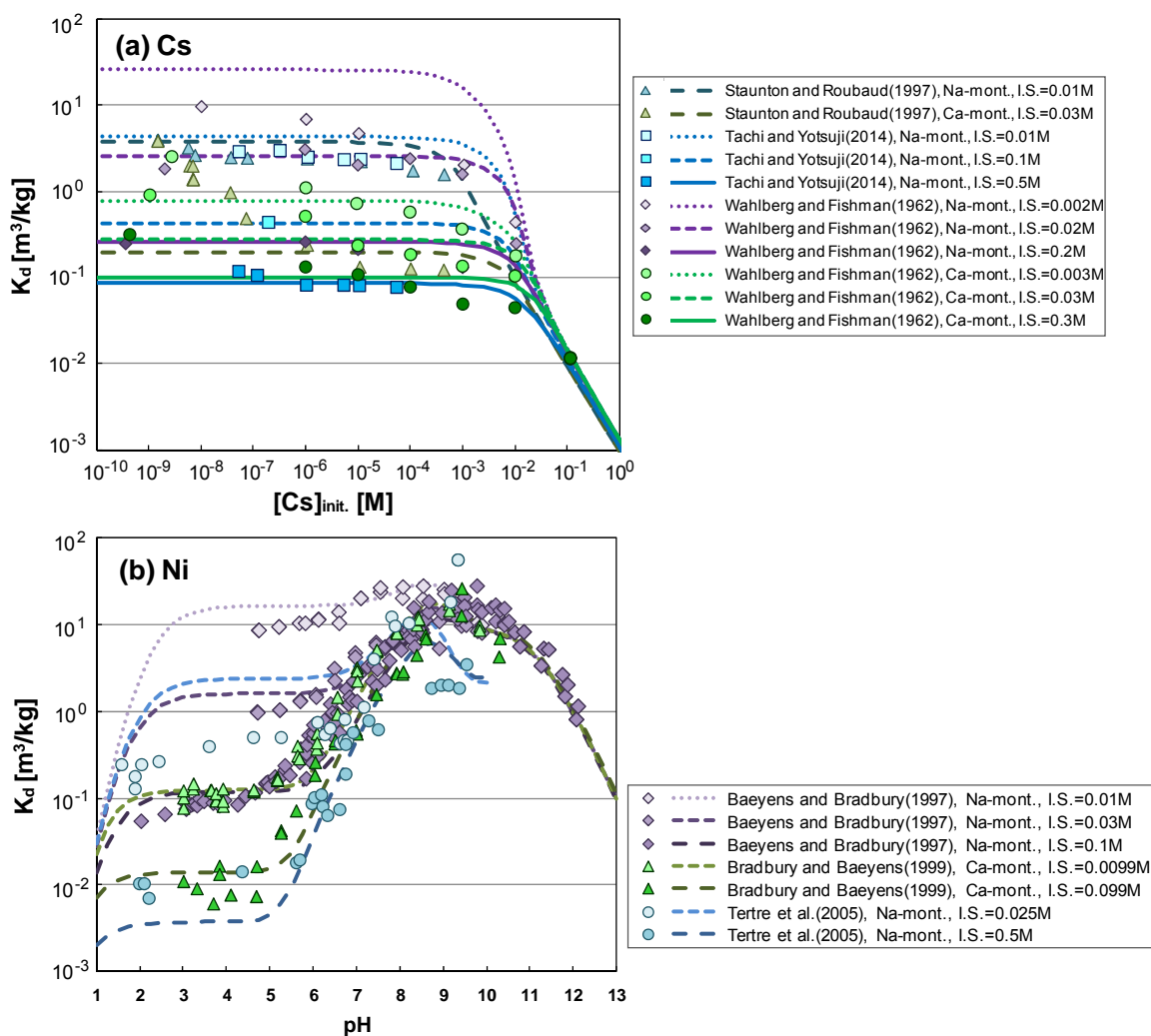


図 4.3-8 ベントナイトへの核種の収着データの傾向性とモデルの適用性に関する分析結果

また、沿岸部での地下水環境の長期的な変遷をより現実的に考慮した収着・拡散の取り扱いについては、地下水変遷モデルと連動したパラメータ評価を可能とするようなモデル・評価体系を検討する必要がある。諸外国において、上述したような収着メカニズムを反映した収着モデルに基づき、地下水条件の変化に対応した収着パラメータを評価し、地下水環境の長期変遷とそれに伴う収着パラメータの変化を連動させて、より現実的な核種移行評価を行う試みがなされており、これらの最新の検討事例を調査した。

その代表的な事例として、ドイツのゴアレーベン (Noseck et al., 2014) を対象とした検討事例の調査結果を以下に示す。ドイツのゴアレーベンの事例は、地質的には岩塩に覆われた典型的な堆積岩であり、石英、長石、雲母類、ギブサイト、ゲーサイト、イライト、カオリナイトなどの鉱物から構成されている。その地質環境条件としては、上部と下部の二つの帯水層およびその間に挟まれた難透水層から成り、上部では淡水系地下水が、一方で下部では岩塩と接触していることに起因する不均質な塩濃度の高い地下水環境場が存在する状況にある。このような系を対象にしているため、地下水塩濃度の変化などに追従した核種移行解析を行う必要があり、塩濃度などの地下水条件に対応した分配係数の変動を収着モデルによって評価するとともに、地下水の密度流解析とも連成した核種移行解析を行っている。このような環境条件の変更に伴う分配係数の変動を収着モデルによって評価・設定するアプローチを、Noseck et al.(2014)では Smart-Kd アプローチと呼んでいる。

ここで、Smart-Kd の導出から核種移行解析までの流れは、図 4.3-9(a)に示す通りであり、鉱物に対する核種の収着モデル（表面錯体およびイオン交換反応）のパラメータをデータベース化した上で、その収着モデルを用いて、各鉱物に対する分配係数の環境条件に対する依存性を評価する。その上で、複数の鉱物の複合体である堆積岩全体に対する分配係数が、各構成鉱物に対する収着の加性則によって説明できると仮定した CA (Component additive) モデル (NEA, 2012) により導出している。多様な環境条件に対する堆積岩の分配係数の変動を、多次元のデータマトリクス (ルックアップテーブル) として準備しておき、核種移行解析で考慮する時空間的な環境条件の変動に対応する分配係数の値をルックアップテーブルから選択する。

各構成鉱物に対する核種の収着のモデル計算には、ドイツのグループがこれまで開発・整備を進めてきた、様々な鉱物と元素間の収着反応定数 (表面錯体、イオン交換) をコンパイルした RES³T データベース (Rossendorf Expert System for Surface and Sorption Thermodynamics: Brendler et al., 2003) を活用するとともに、不足する収着モデルのパラメータを実験により拡充するアプローチで進めている。このデータベースから収着モデルのパラメータを抽出した上で、地球化学計算コード PHREEQC によって分配係数のモデル計算を行う。ゴアレーベンでの評価においては、地球化学条件として、pH、イオン強度 (IS)、Ca 濃度、無機炭素濃度 (DIC)、また、対象核種の濃度を考慮すべき環境条件とし、それらについて想定すべき条件範囲を設定し、その条件範囲での分配係数を評価している。図 4.3-9(b) は Cs、図 4.3-9 (c) は Am に対する分配係数データ分布の評価例である。Cs の場合には主に pH が、Am の場合には pH に加えて無機炭素濃度およびイオン強度の変化も分配係数に影響を及ぼしていることがわかる。

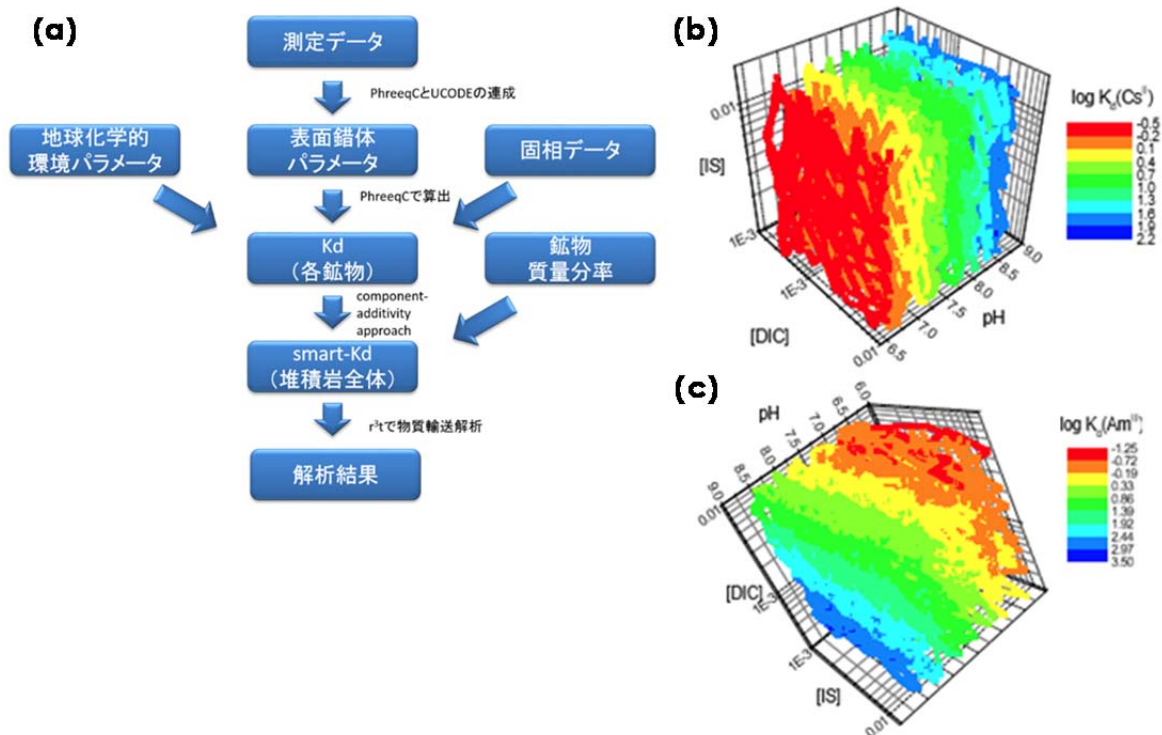


図 4.3-9 環境条件に応じた分配係数 (Smart-Kd) の設定事例
 (a) 設定フロー、(b) Cs を対象とした評価例、(c) Am を対象とした評価例
 (Noseck et al., 2014 より)

このほか、環境条件の不均質性や変遷を考慮した核種移行評価の事例として、SKBによるフォルスマルクを対象とした核種移行解析 (Trincherio et al., 2016) や米国ハンフォードサイトにおけるウランの移行解析 (Mills et al., 2009) では、イオン交換反応や表面錯体反応モデルによる収着モデル計算を核種移行解析にそのまま組み込んで、環境条件変遷による収着挙動の変化を直接的に取り扱う手法も検討されている。

このような環境条件変遷に対応した収着パラメータ設定およびその核種移行解析上の取り扱いについての諸外国の最新状況を踏まえれば、十分に信頼できる収着モデルおよびパラメータが整備されていれば、そのモデルを核種移行解析に直接組み込んだ評価も実現可能な状況にあると考えられる。しかしながら、多様な核種と環境条件に適用可能な収着モデルおよびパラメータが十分に整備されているとは言えない状況であり (例えば、NEA, 2012)、このような状況での収着モデルを用いた解析には大きな不確実性が含まれることには留意する必要がある。また、このような収着モデル計算を核種移行解析にそのまま組み込んだ連成解析を行った場合、解析結果が複雑な現象を反映したものとなり、解析結果の解釈や妥当性の確認が困難となる点も課題となる。

これらを踏まえれば、現時点での最も合理的なアプローチは、実測データや収着モデルの整備状況を踏まえつつ、最善の手法によって環境条件変化に応じた分配係数をルックアップテーブルとして設定した上でその結果を核種移行解析に利用するというドイツのゴアレーベン (Noseck et al., 2014) の事例のような手法であると考えられる。

3) 沿岸部での核種移行パラメータ設定に係わる収着モデル基礎データの取得

ベントナイトに対する核種の収着は、その主成分であるモンモリロナイトの結晶底面 (底面サイト) でのイオン交換反応および結晶端面 (エッジサイト) での表面錯体反応によるも

のである。沿岸部で想定される海水系地下水の場合には、降水系地下水と比較して Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} などが多く含まれるため、それらのイオンのモンモリロナイトへの収着挙動を把握し、それに伴う核種の収着への影響について評価する必要がある。特に、陽イオン種の Ca^{2+} は、底面サイトへ収着して主要な層間イオンが Ca に置換された Ca 型ベントナイトなどに変化し、底面サイトでのイオン交換反応における核種との競合という影響を及ぼす可能性があり、さらに、膨潤挙動などのベントナイト特性にも影響を及ぼす可能性がある。また、条件によっては、前述の地下水中のイオンがエッジサイトへ収着して飽和することにより、表面錯体反応においても核種との競合という影響を及ぼす可能性が考えられる。

本調査では、地下水中のイオンのベントナイトへの収着挙動と、ベントナイトへ収着したイオンが核種の収着に及ぼす影響について実験的に評価を行う。評価においては、バッチ法収着試験などによりベントナイトに対する地下水中のイオンの収着挙動を評価するとともに、先行研究の調査とあわせて、地下水中の各イオンのベントナイトへの収着メカニズムについて検討を加える。平成 28 年度は、地下水中の Ca 濃度の上昇に伴うベントナイトへの Ca の収着に着目し、ベントナイトの主要構成鉱物であるモンモリロナイトに対する Ca の収着挙動を、バッチ法収着試験により評価した。

これまでのベントナイトに対する Ca の収着挙動に関しては、MX-80 ベントナイト (Bradbury and Baeyens, 2002; Karnland et al., 2011) および FEBEX ベントナイト (Missana and García-Gutiérrez, 2007) について、種々の条件に対して研究が行われている。わが国の地層処分において使用が検討されているクニゲル V1 についても、先行研究によりいくつかの実測値が報告されている (油井ほか, 1992; 小田・柴田, 1999)。しかしながら、沿岸部における地層処分を考える場合、降水系地下水と比較して Ca がより高濃度に含まれ、かつ、その時間変遷も考慮する必要がある、 Ca 濃度の変化に伴うベントナイトへの Ca の収着量の変化と核種の収着特性への影響について、より精緻に把握する必要がある。平成 28 年度の調査においては、クニゲル V1 への Ca 収着挙動の実測値を拡充してわが国における安全評価の信頼性の向上を図るため、ベントナイト中で Ca の収着に支配的な鉱物がモンモリロナイトであることを考慮し、対象とするベントナイトとしてクニゲル V1 から精製されたモンモリロナイトであるクニピア F を選定して試験を実施した。

試験には、クニゲル V1 から精製されたクニピア F に対し、カルサイトを除去した後に底面サイトの収着陽イオンを Na に置換した Na 型モンモリロナイトを用いた。本試験では、底面サイトへの Ca の収着挙動を評価するため、エッジサイトの寄与を無視できると考えられる中性 (pH 7) 付近および低イオン強度 (0.01 M NaCl) においてバッチ法により収着試験を行った。固液比は 1 g/L 、初期 Ca 濃度は $5 \times 10^{-5} \sim 5 \times 10^{-3} \text{ M}$ とし、底面サイトが Ca によって飽和する Ca 型化を観察するため、比較的高い Ca 濃度まで試験を行った。試験開始から 1 時間~2 日の期間で溶液を採取し、分画分子量 10,000 の限外濾過フィルターで固液分離を行った。濾液中の Ca および Na 濃度を ICP-MS で測定することにより、分配係数 (K_d) およびイオン交換選択係数 (K_{GT}) を算出した。 K_{GT} は、Gaines and Thomas (1953) の定義に従い、以下の式より算出した。

$$K_{GT} = \frac{X_{\text{Ca}}\{\text{Na}^+\}^2}{X_{\text{Na}}^2\{\text{Ca}^{2+}\}} \quad (4)$$

X_M : 底面サイトに収着した M の当量分率 {M⁺}: 平衡時の溶液中 M⁺ の活量 (mol/L)

図 4.3-10 に K_d の経時変化を示す。 K_d は初期 Ca 濃度によらず、Ca 添加の 1 時間後からほぼ一定であり、数時間の間に収着平衡に達した。MX-80 (Bradbury and Baeyens, 2002) および FEBEX (Missana and García-Gutiérrez, 2007) においても、時間単位の測定は行われていないものの、数日以内に収着平衡に達することが報告されている。初期 Ca 濃度が 1×10^{-4} M よりも高くなると、 K_d が低下する傾向が見られた。図 4.3-11 に収着平衡時の Ca 濃度とクニピア F に対する Ca 収着量の関係を示す。図 4.3-10 の結果とあわせて考慮すると、溶液中 Ca 濃度が 1×10^{-4} M 程度より高くなると、クニピア F 中の底面サイトへの Ca 収着量が飽和し始め、 K_d が低下したと考えられる。

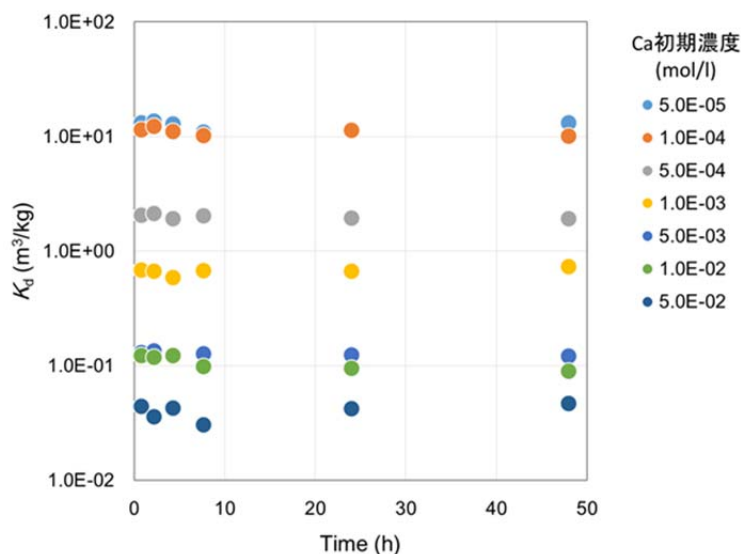


図 4.3-10 Na 型クニピア F に対する Ca の K_d の経時変化

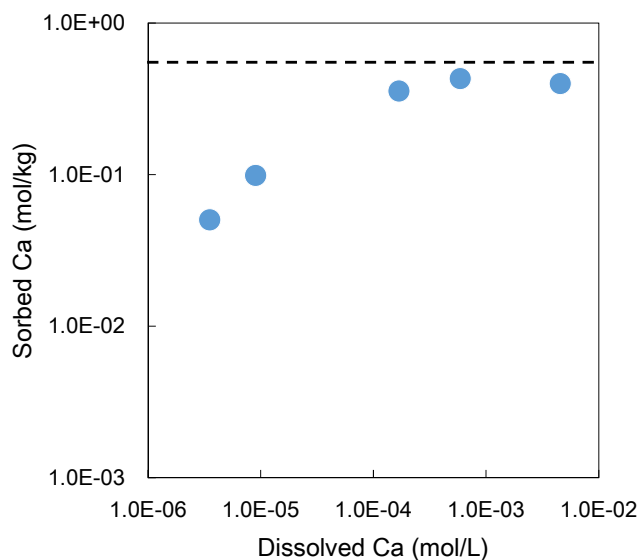


図 4.3-11 Ca 平衡濃度と Na 型クニピア F に対する Ca の収着量の関係
破線は CEC (小田・柴田, 1999) から求めた Ca の最大収着容量を示す。

本試験で得られた K_{GT} を図 4.3-12 に示す。図の横軸はモンモリロナイト中の底面サイト容量に占める Ca が収着したサイトの割合 ($E_{Ca} = 2[CaX_2] / 2[CaX_2] + [NaX]$ 、 $[CaX_2]$ お

よび[NaX]はモンモリロナイト中の底面サイトに収着した Ca および Na の濃度(mol/g)を示す)である。試験の結果、Ca の占める割合が 0.8 程度までは K_{GT} がおおむね一定であり、これらの値の平均値より得られた K_{GT} は 0.52 ± 0.14 となった。この値は、これまでにクニゲル V1 に対して報告されている値である 0.69 (小田・柴田, 1999) や 0.46 (油井ほか, 1992) と近い値であった。一方、本試験で得られた K_{GT} は、Ca の占める割合が 0.9 程度において大幅に上昇している。このような Ca の占める割合が高い領域において K_{GT} が大きく変化する傾向はこれまでも報告があり、 K_{GT} が増加する傾向(小田・柴田, 1999) と低下する傾向 (Tournassat et al., 2009) の両方が報告されている。また、 K_{GT} の増加傾向の要因は明確ではないが、低下の傾向は Ca の収着量の増加によるモンモリロナイトの積層状態の変化や、 CaCl^+ といったイオンペアの存在の影響が指摘されている (Tournassat et al., 2009; Tertre et al., 2011; Tournassat et al., 2011)。このような、底面サイトに対する Ca の収着が飽和に近づく条件で K_{GT} が変化する現象については、Ca が未飽和である条件で取得した K_{GT} がモンモリロナイトの Ca 型化の評価に適用できない可能性を示唆する重要な現象であり、今後、この領域における Ca の収着挙動について詳細な検討が必要であると考えられる。

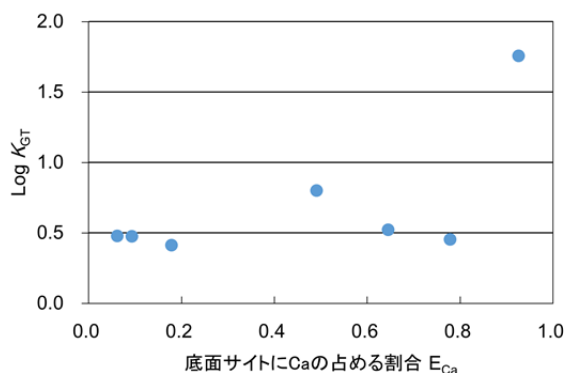


図 4.3-12 K_{GT} の Ca 収着量依存性

(3) 今後の課題

溶解度については、沿岸部で想定される海水系地下水の環境での多様な核種を対象とした溶解度評価が概ね可能になったと認識している。その一方で、一部の金属イオンについては、海中での特殊な条件において溶解する可能性が指摘されている。この指摘に対しては、本事業以外で事例調査等を実施したうえで、必要に応じてその成果を本事業に反映することとする。

収着・拡散パラメータについては、収着データに基づく環境条件への依存性やモデルの適用性に関する分析を、緩衝材を対象により多様な核種について検討するとともに、同様な検討を岩石に対する分配係数や緩衝材中の拡散係数などにも広げていく。また、地下水環境の長期変遷に対応付けた核種移行パラメータ設定手法を、核種移行解析との連携方法とあわせて具体的にしていく必要がある。一方で、上記の検討の結果、不足する収着データの拡充や環境条件変化に伴う核種の収脱着メカニズムの理解深化のためのデータ拡充などについても検討が必要である。

収着モデル基礎データについては、ベントナイトの底面サイトにおける地下水中のイオンの収着およびそれらの核種の収着との競合の可能性などを明確にしていく必要がある。具体的には、モンモリロナイトの底面サイトが Ca で未飽和の状態を取得した K_{GT} が、Ca が飽和

した条件では適用できない可能性があることから、このような条件における K_{GT} の評価手法について検討を進める必要がある。また、pH が比較的高い条件などにおいては、Ca がモンモリロナイトのエッジサイトに収着し、エッジサイトにおいても核種と収着が競合する可能性があるため、これら挙動についても検討を進める必要がある。

(4) 参考文献

- 浅森浩一, 梅田浩司, 石丸恒存, 小松 亮, 温泉地化学データベースの作成, JNC-TN7450 2002-003, 核燃料サイクル開発機構, 2003.
- Baeyens, B. and Bradbury, M. H., A Mechanistic Description of Ni and Zn sorption on Na-montmorillonite Part I: Titration and Sorption Measurements, *Journal of Contaminant Hydrology*, vol.27, pp.199-222, 1997.
- Berner, U., Solubility of Radionuclides in a Bentonite Environment for Provisional Safety Analyses for SGT-E2, Nagra Technical Report NTB 14-06, Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, 2014.
- Bradbury, M.H. and Baeyens, B., Modelling the Sorption of Zn and Ni on Ca-montmorillonite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.63, No3-4, pp.325-336, 1999.
- Bradbury, M.H. and Baeyens, B., Porewater chemistry in compacted re-saturated MX-80 bentonite: Physico-chemical characterisation and geochemical modelling. Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (NAGRA), 2002.
- Brendler, V., Vahle, A., Arnold, T., Bernhard, G. and Fanhhänel, T., RES³T – Rossendorf expert system for surface and sorption thermodynamics, *J. Contam. Hydrol.*, 61, pp.281-291, 2003.
- Crawford, J., Neretnieks, I. and Malmström, M., Data and Uncertainty Assessment for Radionuclide Kd Partitioning Coefficients in Granitic Rock for Use in SR-Can Calculations, SKB Technical Report, R-06-75, 2006.
- 電気事業連合会, 核燃料サイクル開発機構, TRU 廃棄物処分技術検討書—第2次TRU 廃棄物処分研究開発取りまとめ—, JNC TY1400 2005-013, FEPC TRU-TR2-2005-02, 2005.
- Gaines, G.L. and Thomas, H.C., Adsorption studies on clay minerals II. A formulation of the thermodynamics of exchange adsorption, *The Journal of Chemical Physics*, 21, pp.714-718, 1953.
- Grenthe, I., Mompean, F., Spahiu, K. and Wanner, H., TDB-2: Guidelines for the extrapolation to zero ionic strength, OECD/NEA, 2013.
- Grivé, M., Domènech, C., Montoya, V., Garcia, D. and Duro, L., Determination and Assessment of the Concentration Limits to be Used in SR-Can – Supplement to TR-06-32, SKB R-10-50, Svensk Kärnbränslehantering AB., 2010.
- Grivé, M., Duro, L., Colàs, E. and Giffaut, E., Thermodynamic data selection applied to radionuclides and chemotoxic elements: An overview of the ThermoChimie-TDB, *Appl. Geochem.*, vol. 55, pp.85-94, 2015.
- 核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ— 分冊3 地層処分システムの安全評価, JNC TN1400 99-23, 1999.

- Karland, O., Birgersson, M. and Hedström, M., Selectivity coefficient for Ca/Na ion exchange in highly compacted bentonite, *Physics and Chemistry of the Earth*, 36, pp.1554-1558, 2011.
- Kitamura, A., Doi, R. and Yoshida, Y., Update of JAEA-TDB: Update of thermodynamic data for palladium and tin, refinement of thermodynamic data for protactinium, and preparation of PHREEQC database for use of the Brønsted-Guggenheim-Scatchard Model, *JAEA-Data/Code* 2014-009, 2014.
- Lemire, R., Berner, U., Musikas, C., Palmer, D. A., Taylor, P. and Tochiyama, O., *Chemical thermodynamics of iron (Part 1)*, OECD, 2013.
- Mills, R.T., Sripathi, V., Mahinthakumar, G.K., Hammond, G.E., Lichtner, P.C. and Smith, B.F., Experiences and Challenges Scaling PFLOTRAN, a PETSc-based Code for Subsurface Reactive Flow Simulations, Towards the Petascale on Cray XT Systems, 2009, https://www.climatemodeling.org/~rmills/pubs/mills-PFLOTRAN_CUG2009.pdf.
- Missana, T. and García-Gutiérrez, M., Adsorption of bivalent ions (Ca(II), Sr(II) and Co(II)) onto FEBEX bentonite. *Physics and Chemistry of the Earth*, 32, pp.559-567, 2007.
- Moog, H.C., Bok, F., Marquardt, C.M. and Brendler, V., Disposal of nuclear waste in host rock formations featuring high-saline solutions – Implementation of a thermodynamic reference database (THEREDA), *Appl. Geochem.*, vol. 55, pp.72-84, 2015.
- NEA : NEA sorption project. Phase III: Thermodynamic sorption modeling in support of radioactive waste disposal safety cases. OECD-NEA, Paris, 2012.
- 日本原子力研究開発機構, 平成24年度 地層処分技術調査等事業 高レベル放射性廃棄物処分関連 処分システム化学影響評価高度化開発報告書 平成25年3月, 2013.
- 日本原子力研究開発機構, わが国における使用済燃料の地層処分システムに関する概括的評価—直接処分第1次取りまとめ, *JAEA-Research* 2015-016, 2015.
- 日本原子力研究開発機構, 平成27年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書 平成28年3月, 2016.
- Noseck, U., Britz, S., Flügge, J., Mönig, J., Brendler, V. and Stockmann, M., New methodology for realistic integration of sorption processes safety assessments, *Waste Management 2014 Conference*, 2014.
- 小田治恵, 柴田雅博, ベントナイト-水相互作用の実験とモデル化. *JNC. TN8400: 99-032*, 1999.
- 尾山洋一, 高橋正明, 塚本 斉, 風早康平, 安原正也, 高橋 浩, 森川徳敏, 大和田道子, 芝原 暁彦, 稲村明彦, 日本列島の非火山地域における深層地下水水質と地質との関係について, *原子力バックエンド研究*, vol. 18, 1, pp.25-34, 2011.
- Reed, D.T., Clark, S.B. and Rao, L., *Actinide Speciation in High Ionic Strength Media – Experimental and Modeling Approaches to Predicting Actinide Speciation and Migration in the Subsurface*, Springer, 1999.
- 柴田雅博, 澤田 淳, 舘 幸男, 牧野仁史, 若杉圭一郎, 三ツ井誠一郎, 北村 暁, 吉川英樹, 小田治恵, 石寺孝充, 陶山忠宏, 畑中耕一, 仙波 毅, 瀬尾俊弘, 亀井玄人, 黒澤 進, 後藤淳一, 澁谷早苗, 後藤考裕, 窪田 茂, 稲垣 学, 守屋俊文, 鈴木 覚, 石田圭輔, 西尾 光, 牧内秋恵, 藤原啓司, 概要調査段階における設計・性能評価手法の高度化3 ; NUMO-JAEA 共同研究報告書 (2013年度) (共同研究), 日本原子力研究開発機構技術資料, *JAEA-Research* 2014-030, 2015.

- Staunton, S. and Robaud, M., Adsorption of ^{137}Cs on montmorillonite and illite: effect of charge compensating cation, ionic strength, concentration of Cs and fulvic acid, *Clays and Clay minerals*, vol.45, pp.251-260, 1997.
- 館 幸男, 栃木善克, 陶山忠宏, 齋藤好彦, Ochs, M., 油井三和 : 地層処分安全評価のための核種の収着・拡散データベースシステムの開発, 日本原子力研究開発機構技術資料, JAEA-Data/Code 2008-034, 2009.
- Tachi, Y., Yotsuji, K., Seida, Y. and Yui, M., Diffusion and sorption of Cs^+ , I^- and HTO in samples of the argillaceous Wakkanai Formation from the Horonobe URL, Japan: Clay-based modeling approach, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, pp.6742-6759, 2011.
- Tachi, Y. and Yotsuji, K., Diffusion and sorption of Cs^+ , Na^+ , I^- and HTO in compacted sodium montmorillonite as a function of porewater salinity: Integrated sorption and diffusion model, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.132, pp.75-93, 2014.
- Tachi, Y., Ochs, M. and Suyama, T., Integrated sorption and diffusion model for bentonite. Part 1: Clay-water interaction and sorption modeling in dispersed systems, *Journal of Nuclear Science and Technology*, vol.51, 10, pp.1177-1190, 2014a.
- Tachi, Y., Yotsuji, K., Suyama, T. and Ochs, M., Integrated sorption and diffusion model for bentonite. Part 2: Porewater chemistry, sorption and diffusion modeling in compacted systems, *Journal of Nuclear Science and Technology*, vol.51, 10, pp.1191-1204, 2014b.
- Tachi, Y., Ochs, M., Suyama, T. and Trudel, D., K_d setting approach through semi-quantitative estimation procedures and thermodynamic sorption models: A case study for Horonobe URL conditions, In: Scientific Basis for Nuclear Waste Management XXXVII, Materials Research Society Symposium Proceedings, vol.1665, pp.149-155, 2014c.
- Tachi, Y., Ebina, T., Takeda, C., Saito, T., Takahashi, H., Ohuchi, Y. and Martin, A.J., Matrix diffusion and sorption of Cs^+ , Na^+ , I^- and HTO in granodiorite: laboratory-scale results and their extrapolation to the in situ condition, *J. Contam. Hydrol.*, 179, pp.10-24, 2015.
- Tachi, Y. and Suyama, T., Development of JAEA Sorption Database (JAEA-SDB): Update of sorption/QA data in FY2015, JAEA-Data/Code 2015-028, 2016.
- 館 幸男, 陶山忠宏, 緩衝材及び岩石中の拡散データベース(JAEA-DDB)の整備; 2015 年度におけるデータ拡充, JAEA-Data/Code 2015-027, 2016.
- Tertre, E., Berger, G., Castet, S., Loubet, M. and Giffaut, E. : Experimental Sorption of Ni^{2+} , Cs^+ and Ln^{3+} onto a Montmorillonite up to 150 C, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.69, 21, pp.4937-4948, 2005.
- Tertre, E., Prêt, D. and Ferrage, E., Influence of the ionic strength and solid/solution ratio on Ca(II)-for- Na^+ exchange on montmorillonite. Part 1: Chemical measurements, thermodynamic modeling and potential implications for trace elements geochemistry, *Journal of Colloid and Interface Science*, 353, pp.248-256, 2011.
- Thoenen, T., Hummel, W., Berner, U. and Curti, E., The PSI/Nagra chemical thermodynamic database 12/07, Nagra Working Report NAB 14-49, 2014.

- 栃木善克, 館 幸男, 緩衝材及び岩石中での核種の拡散データベースの整備, 日本原子力研究開発機構技術資料, JAEA-Data/Code 2008-035, 2009.
- Tournassat, C., Gailhanou, H., Crouzet, C., Braibant, G., Gautier, A. and Gaucher, E. C., Cation exchange selectivity coefficient values on smectite and mixed-layer illite/smectite minerals, *Soil Science Society of America Journal*, 73(3), pp.928-942, 2009.
- Tournassat, C., Bizi, M., Braibant, G. and Crouzet, C., Influence of montmorillonite tactoid size on Ca-Na cation exchange reactions, *Journal of Colloid and Interface Science*, 364, pp.443-454, 2011.
- Trincherro, O., Painter, S., Ebrahimi, H., Koskinen L., Molinero, J. and Selroos, J. O., Modelling radionuclide transport in fractured media with a dynamic update of Kd values, *Computers & Geosciences*, vol.86, pp.55-63, 2016.
- Wahlberg, J. S. and Fishman, M. J., Adsorption of Cesium on Clay Minerals, *Geological Survey Bulletin 1140-A*, United State Government Printing Office, Washington, 1962.
- Wersin, P., Kiczka, M. and Rosch, R., Safety case for the disposal of spent nuclear fuel at Olkiluoto – Radionuclide solubility limits and migration parameters for the canister and the buffer, POSIVA 2012-39, 2014.
- Yalçıntaş, E., Gaona, X., Altmaier, M., Dardenne, K., Polly, R. and Geckeis, H., Thermodynamic Description of Tc(IV) Solubility and Hydrolysis in Dilute to Concentrated NaCl, MgCl₂ and CaCl₂ Solutions, *Dalton, Trans.*, vol. 45, pp.8916-8936, 2016.
- 油井三和, 柴田雅博, 牧野仁史, 佐々木康雄, 梅木博之, 石黒勝彦, 石川博久, 根山敦史, 千葉 保, 高レベル廃棄物地層処分の人工バリアシステムによる地下水の化学的緩衝作用とモデル化. JNC. TN8410, pp.92-162, 1992.

4.3.3 沿岸部の特徴を考慮したコロイド・有機物・微生物の影響評価

(1) 背景と目的

沿岸部の地下環境では、陸域の地下環境と比べて高い塩分濃度や有機物濃度などの地球化学条件に加えて、海水準変動、隆起・侵食などの地形変化にともなう地球化学条件の長期変遷により、コロイド、有機物、微生物の特性（濃度、組成、サイズ、構造）や核種との相互作用性（収脱反応、錯生成反応、酸化還元反応）が変化する可能性がある。沿岸部におけるコロイド、有機物、微生物の影響評価に当たっては、これらの変化を考慮しつつ、

- 既存の評価手法の適用性
- 沿岸部に固有のコロイド、有機物、微生物の特性、核種との相互作用性に係わる知見の整理・拡充
- 核種移行に及ぼす影響の抽出・整理
- これらの知見を踏まえた感度解析による影響分析

などが必要である。

平成 27 年度は、既存の評価手法を含む既存技術の現状についての文献調査を行い、既存の知見を整理するとともに課題を抽出した。具体的には、沿岸部で高い塩濃度の海水条件を想定する場合、コロイド濃度が低く抑えられるため、既存の影響評価事例（海水条件よりコロイド濃度が高いと考えられる淡水を想定）は保守的な評価となると推測した。有機物、微生物については、海底の地下深部における存在を確認するとともに、微生物の代謝特性が陸域に存在するものと沿岸部に存在するものとの異なることの知見を確認した。この文献調査の結果を踏まえ、コロイドについては、塩濃度の高い地下水に存在するコロイドの種類やコロイドの安定性の塩濃度依存性などを評価し、影響評価が必要となる地下水条件（コロイドが安定に存在する条件）の提示を課題として挙げた。また、有機物・微生物については、塩分濃度や酸化還元状態などの地球化学条件の長期変遷にともなう、それらの存在量や核種との相互作用性に係わる特性（およびその変化）の評価を課題として挙げた。

平成 28 年度は、平成 27 年度に挙げた課題への対応に向けて、コロイドの安定性に係わるデータ取得を実施するとともに、沿岸部に固有の有機物や微生物の特性や相互作用性に係わる知見の文献調査とデータ取得による拡充および核種移行に及ぼす影響の抽出・整理を行った。

(2) 実施内容

1) コロイド

天然バリア中の核種移行に及ぼすコロイド影響評価については、これまでに高いコロイド濃度やコロイドに対する核種の高い分配係数といった保守的なパラメータを採用した評価が行われている（核燃料サイクル開発機構, 1999）。地下水中の塩濃度が上昇すると、コロイド間の静電的反発が低下するため、コロイドの安定性が低下する方向に進むとともに、核種のコロイドへの分配係数が地下水中のイオンとの収着競合により低下することから、上記の評価は保守的な評価になっていると考えられる。その一方で、塩濃度の高い天然の地下水中に存在するコロイドについては、その種類が同定されておらず、評価の対象とすべきコロイド種を限定することができていない。そのため、塩濃度が高い領域でのコロイドの影響評価の精度を向上させる上では、コロイドが安定に存在しうる地下水条件や影響評価の対象とすべきコロイドを明確化していく必要がある。

天然の地下水に含まれるコロイドに加えて、人工バリアを構成する圧縮ベントナイトからもベントナイトコロイドが生成する（例えば、松本ほか, 2008）。ベントナイトコロイドの生成は、核種を収着することによりその移行挙動に影響を及ぼすとともに、圧縮ベントナイ

トの浸食により密度低下が発生し圧縮ベントナイトの持つ安全機能を低下させる可能性のある重要な現象である。圧縮ベントナイトの浸食は、ベントナイトコロイドの安定性が低下する塩濃度の高い地下水に対しては起こらないことが確認されており（松本ほか, 2005）、ベントナイトコロイドの安定性がベントナイトの浸食挙動に大きな影響を及ぼすと考えられる。そのため、沿岸部で想定されるような地下水中の塩濃度の変化が起こる環境を対象としてベントナイトの浸食挙動を評価するためにも、ベントナイトコロイドが安定に存在する塩濃度領域を明確にすることが必要である。

ベントナイトコロイドの安定性に関しては、MX-80 や FEBEX ベントナイトを対象とした検討が行われており、例えば FEBEX ベントナイトでは、共存する NaCl 濃度が 0.015 mol/l 程度でベントナイトコロイドが凝集して不安定となることが報告されている (Missana et al., 2003)。この値は、安全評価において想定されている降水起源のモデル地下水のイオン強度よりも大きく（核燃料サイクル開発機構, 1999）、この地下水条件ではベントナイトコロイドの生成が否定できない結果となっている。これに対し、海水系地下水は NaCl 濃度が十分に高く、コロイドが不安定となり沈殿することが予想される。しかしながら、わが国の地層処分において使用が想定されているクニゲル V1 に対しては、ベントナイトコロイドの安定性に関する報告が少なく、コロイドが生成する可能性のある塩濃度を明確にすることができていない。ベントナイトの種類が異なる場合、ベントナイトコロイドの安定性も異なる可能性があることから、クニゲル V1 を対象としたコロイドの安定性に関する検討を進める必要がある。

本調査では、天然の地下水中に存在すると考えられる粘土鉱物コロイドなどの無機コロイドとベントナイトコロイドを対象に、コロイド安定性の塩濃度依存性について実験的に評価する。平成 28 年度は、クニゲル V1 を精製し、ベントナイトの主要構成鉱物であるモンモリロナイト含有量をほぼ 100%としたクニピア F を用い、NaCl 溶液中でのモンモリロナイトコロイドの安定性について評価を行った。

試験は、クニピア F をイオン交換水中に分散させ、しばらく静置した後、NaCl 溶液を添加して所定の NaCl 濃度に調整し、一定時間ごとに粒径測定システム（大塚電子株式会社製、ELSZ-1000ZSEA）を用いてモンモリロナイトコロイドの粒径を測定することにより、その凝集挙動を観察した。試験に使用したクニピア F は、含有するカルサイトが溶解し溶液中に Ca イオンが放出されるのを防ぐため、カルサイトをあらかじめ除去したもの（pH を 5 に調整した酢酸ナトリウム溶液によりカルサイトをあらかじめ溶解させて除去）を用いた。カルサイトを除去したクニピア F は、試験前に NaCl 溶液により Na 型に調製した。試験溶液の pH は 9 とした。試験結果を図 4.3-13 に示す。図 4.3-13 は、モンモリロナイトコロイドの散乱強度分布より算出される平均粒径の時間変化を示しており、経過時間 0 分での平均粒径は NaCl 溶液添加前のモンモリロナイトコロイドの平均粒径を用い、経過時間 0 分以外の平均粒径は NaCl 溶液添加後のモンモリロナイトコロイドの平均粒径を示した。

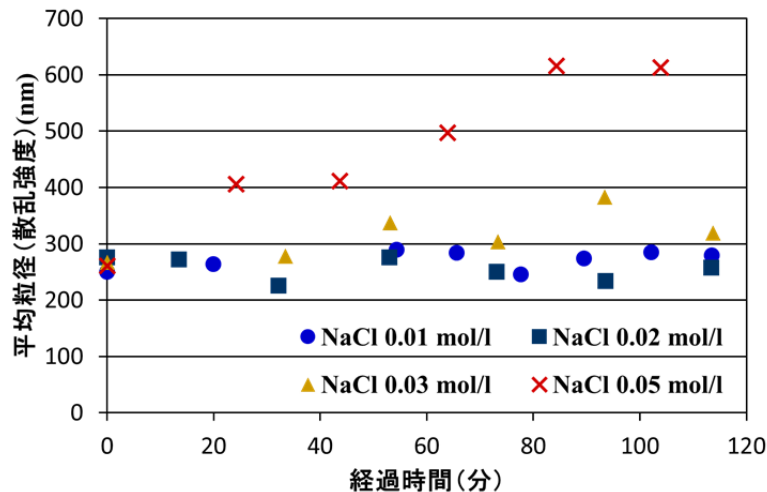


図 4.3-13 NaCl 溶液中に分散させたモンモリロナイト粒子の平均粒径の時間変化

試験の結果、イオン交換水に分散させたモンモリロナイトコロイドの平均粒径は 260 nm 程度の値が得られ、これまでに FEBEX ベントナイトについて報告されている平均粒径 270 nm とよく一致している。本試験に用いたモンモリロナイト（クニピア F）では、NaCl 濃度が 0.02 mol/l までは、試験期間中で粒径がほぼ一定であるのに対し、0.03 mol/l においては試験後 1 時間程度で粒径が大きくなる傾向が見られ、0.05 mol/l においてはより顕著に粒径が大きくなる傾向が見られた。この結果から、クニゲル V1 中のモンモリロナイトから生成するコロイドは、おおむね NaCl 濃度 0.02 mol/l 程度まで安定であり、それ以上の NaCl 濃度では凝集して沈殿する可能性があると考えられる。これに対し、FEBEX ベントナイトにおいては NaCl 濃度が 0.015 mol/l 程度から凝集し始めている。そのため、本試験の結果は、クニゲル V1 から生成するコロイドがより高い塩濃度まで安定であること、すなわち、地下水の塩濃度の変化に対してより高い塩濃度までコロイド影響を考慮することが必要になる可能性があることを示唆している。

2) 有機物

陸域および沿岸部の全ての深部地下環境には、核種と安定な錯体を生成する有機物が存在する。これらの有機物と核種との錯体は、核種の見かけの溶解度を上昇させ、また、母岩への核種の収着・拡散を抑制することにより、処分システムにおける核種移行遅延効果を低下させる可能性がある。一方、このような有機物による影響の程度は、環境条件に依存するため、必ずしも全ての地下深部で影響が顕在化するとは限らない。任意の地下環境において有機物影響が顕在化するか否かの判断は、Miller et al. (2000)のダイアグラムに従って評価することができる。この評価手法は、以下の四つの確認項目を順に調査し、これらの項目のうち一つでも該当しない場合には、処分システムにおける核種移行への有機物による影響は限定的である（無視できるほどに小さい）と判断する。一方、項目全てが該当した場合には、有機物影響が顕在化する可能性があるとして判断され、より現実的な評価に向けての有機物影響の定量評価の必要性が確認される。

- 確認 1 有機物は、存在・生成するか？
- 確認 2 有機物は、安定か？
- 確認 3 有機物は、移動可能か？
- 確認 4 有機物は、核種と結合するか？（不可逆な結合も考慮）

本調査では、既存の知見とデータの取得に基づき、沿岸部における有機物の影響を Miller et al. (2000)のダイアグラムに従って概括的に評価する。平成 27 年度は、文献調査により、沿岸部の地下深部に有機物が存在することを確認した（日本原子力研究開発機構、2016）。平成 28 年度は、錯生成の観点からの有機物の存在・生成に加え、安定性、移動性、核種との錯生成能について文献調査を実施するとともに、錯生成に寄与する有機物の組成データを取得し、有機物影響の概括的評価を試行した。以下、調査結果について記述する。

陸域、沿岸部に関わらず、深部地下水には錯生成能を有する有機物が存在する。沿岸部の深部地下水に溶存する有機物は、沿岸部の地層を形成する堆積岩からの溶出によって地下水へ供給されるため、その濃度は $10\sim 390\text{ mgC dm}^{-3}$ であり（Thurman, 1985 ; Amano et al., 2012 ; 笹本ほか, 2015）、海水中での濃度 ($0.35\sim 12.7\text{ mgC dm}^{-3}$)（Dafner et al., 2002）や陸域の花崗岩に存在する地下水中での濃度 ($1.6\sim 7.7\text{ mgC dm}^{-3}$)（Pettersson et al., 1994）と比べて一般に高い。日本国内について見てみると、例えば、北海道幌延地域の化石海水中の全有機炭素濃度（TOC）は $\sim 20\text{ mgC dm}^{-3}$ であり（笹本ほか, 2015）、岐阜県瑞浪地域の花崗岩の地下水中の値 ($0.1\sim 3.1\text{ mgC dm}^{-3}$)（岩月ほか, 1998 ; 長尾・岩月, 2007 ; 長尾ほか, 2009）と比べ 7~200 倍程度高い。

一方、溶存有機物の全てが錯生成に寄与するわけではなく、溶存有機物の主要成分でもある腐植物質が高い錯生成能を持つと考えられている。しかし、沿岸部の深部地下水に溶存する腐植物質濃度を定量評価した事例は見当たらない。そこで、本調査では、日本原子力研究開発機構の幌延深地層研究センターの深部地下水（化石海水）を対象に、溶存有機炭素組成を DAX-8 固相抽出法（Tsuda et al., 2012; Kida et al., 2016）を用いて定量し、各深度の地下水に溶存する有機炭素の 59~64%が腐植物質に見出された（図 4.3-14）。この結果は、日本国内の湖沼の溶存有機物組成の範囲内であり（Tsuda et al., 2016）、沿岸部の海水系の深部地下水についても、腐植物質が核種との錯生成において重要な役割を果たすことを示唆している。

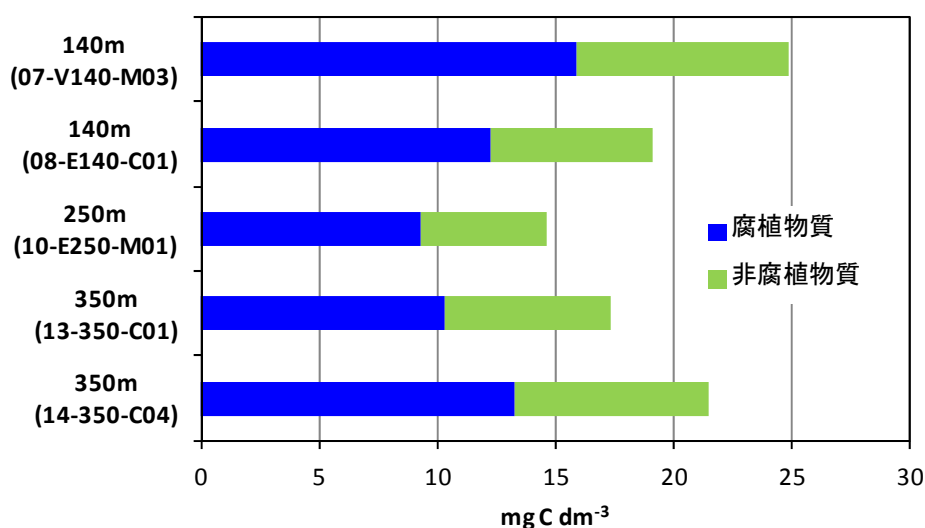


図 4.3-14 幌延深地層研究センターの深部地下水中の溶存有機物に占める腐植物質の割合

沿岸部の深部地下水に溶存する腐植物質の起源は、堆積岩からの溶出であり、微生物や化学風化による分解を免れた残渣であることから、構造的に安定に地下水に存在することができると考えられる（石渡, 2010）。また、このような腐植物質は、海水組成の地下水へ溶出す

る分画であることから高い塩濃度による凝集・沈殿がなく、堆積岩から絶えず供給されることから、濃度的にも安定に地下水に存在するものと考えられることができる。

核種移行への影響を考える際には、これら有機物が実際に地層を移動することができるかが重要な重要な条件の一つとなる。有機物の移動は、地下水流や亀裂の連結性に依存するプロセスであるため、移行可能か否かは実際の母岩の状態に依存する。これまでに、多孔質媒体中での腐植物質のフィルトレーション効果についての報告があるが（長崎, 2002）、多様な地下環境におけるフィルトレーション効果の程度については明らかにされていない。保守的な核種移行評価の事例（核燃料サイクル開発機構, 1999）では、地下水が開口幅 $0.7 \mu\text{m}$ の亀裂を流れることを仮定したため、数 nm 程度の溶存有機物（腐植物質）は移動可能として取り扱った。

また、核種と有機物との錯生成が十分に大きいことも、核種移行への有機物影響が顕在化する重要な条件の一つとなる。これまでに、沿岸部の深部地下環境に存在する有機物として、幌延の深部地下水に溶存する腐植物質を対象に、 Cu^{2+} (Saito et al., 2015) や Eu^{3+} (Terashima et al., 2012; Saito et al., 2017) との錯生成能が調査されており、幌延の腐植物質は、高塩濃度条件では、陸域の腐植物質よりも錯生成定数が小さくなることが指摘されている。これは、陸域の腐植物質は隣接し合う酸性官能基が比較的多く（Stevenson, 1994）、核種と多座配位により安定な錯体を生成するのに対し、沿岸域の腐植物質は酸性官能基間が離れた構造特性を有し（Harvey et al., 1983）、比較的不安定な単座配位で核種と錯生成するためであると推察されている（Terashima et al., 2012; Saito et al., 2015）。このため、沿岸部の地下深部では、有機物による核種移行への影響が、陸域の有機物のものと比べて小さくなることが予想される。

しかし、沿岸部の深部地下水では、有機物濃度が比較的高くなるので、この条件を考慮して核種移行への影響を評価する必要がある。久野・笹本 (2009) は、計算コード「COLFRAC」を用いて、地層処分システムにおける核種移行へのコロイド影響を定量解析し、コロイドへの核種の分配係数 (K_d , $\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$) とコロイド濃度 (C_{colloid} , kg m^{-3}) との積が 1 より大きくなる時に ($K_d \times C_{\text{colloid}} > 1$)、コロイドによる影響が顕在化することを見出している。本調査では、幌延の地下環境条件を例にして、有機物による影響が顕在化する可能性の高い III 価と IV 価の核種を対象に、有機物への核種の分配係数 (K_{DOC} , $\text{m}^3 \text{kgC}^{-1}$) と有機物濃度 (C_{DOC} , kgC m^{-3}) の積を評価した。ここで、有機物の濃度は、保守的に、全溶存有機物が腐植物質によって構成されていると仮定し、かつ、図 4.3-14 の結果から最も高い C_{DOC} 値 (0.025 kgC m^{-3}) を設定した。III 価核種の有機物への分配係数 ($K_{\text{DOC_RN(III)}}$) は、既存の検討で得られた幌延の深部地下水から分離・精製したフミン酸と Eu(III) との錯生成データ (Saito et al., 2017) を用いて算出し、IV 価核種については、 Eu(III) と Th(IV) との錯生成の違いについての既存の検討事例 (Maes et al., 2011) を参考に、 Eu(III) の K_{DOC} 値の 10 倍の値を設定した ($K_{\text{DOC_RN(IV)}} = 10 K_{\text{DOC_RN(III)}}$) (日本原子力研究開発機構, 2015)。コロイドへの核種の分配係数とコロイド濃度との積 ($K_d \times C_{\text{colloid}}$) の評価結果を以下に示す。

$$\text{III 価核種: } K_{\text{DOC_RN(III)}} (\text{m}^3 \text{kgC}^{-1}) \times C_{\text{DOC}} (\text{kgC m}^{-3}) = 10^{4.9} \times 0.025 \approx 2,000$$

$$\text{IV 価核種: } K_{\text{DOC_RN(IV)}} (\text{m}^3 \text{kgC}^{-1}) \times C_{\text{DOC}} (\text{kgC m}^{-3}) = 10^{5.9} \times 0.025 \approx 20,000$$

K_{DOC} と C_{DOC} の積は、III 価、IV 価ともに 1 以上となり、沿岸部の腐植物質は高価数核種の移行を促進する可能性が示唆された。しかし、今回の試算は、保守的な評価を行うために、 K_{DOC} の算出において、地下水中に共存し競合する可能性のある水酸化イオン (OH^-) や炭酸イオン (CO_3^{2-}) との競合反応などの影響を考慮していない。そのため、現実的な沿岸部の深部地下水条件と比べて、過度に保守的な条件を設定している可能性もあり、今後、有機物の特性だけでなく高い塩濃度や共存する無機配位子による競合反応などの影響を考慮した、

より精緻な評価を進める必要がある。

一方、核種と有機物との錯生成において、これらが不可逆に（非瞬時可逆的に）反応するか否かも、有機物の錯生成能の大きさを判断する上で重要な視点である。これまでに、日本原子力研究開発機構（2013）は、Eu(III)、幌延深地層研究センターの深部地下水から分離精製した腐植物質および地下水と同じ地層に存在する堆積岩を用いた三元系の収着試験からEu(III)と腐植物質の不可逆結合について調査し、Eu(III)と腐植物質との錯生成における不可逆反応の寄与が限定的であることを報告している。しかし、不可逆性は、核種の種類や各環境の腐植物質の特性によって異なるとともに、共存物質との相互作用からも影響を受けることから、さらなる調査研究が必要である。

3) 微生物

地下環境には、陸域から沿岸部において普遍的に微生物が存在することが数多くの研究から明らかにされている（Inagaki et al., 2015; Pedersen et al., 2014）。微生物の核種移行への影響に関する評価を行う際には、その存在量や核種との相互作用に関連する微生物代謝反応に関する知見が必要になるが、様々な沿岸部地下環境を対象とした調査報告から、全菌数として地下水中では約 $10^3 \sim 10^6$ cells/ml、岩石中（堆積物中）では約 $10^2 \sim 10^6$ cells/g dry weightの微生物が地下水に存在することが明らかにされており（表 4.3-5）、その密度は陸域地下環境で検出されている数と同等である。地下空間における全菌数の分布は、深度とともに菌数が減少する傾向が認められるが、この要因は岩盤の空隙や栄養塩濃度などの水理・地球化学条件に依存するところが大きいと考えられている（Pedersen et al., 2014; Inagaki et al., 2015）。なお、全菌数とは、生きている菌や死菌すべての数を示したものであり、その数からだけでは代謝活性を有する菌や死菌・不活性の菌を識別することはできないが、生菌や活性を有する菌のみに存在するアデノシン三リン酸（Adenosine triphosphate; ATP, 体内でのエネルギーの放出・貯蔵、物質の合成・代謝において重要な物質）と全菌数は相関関係があることから、全菌数として示されている存在量は、生菌あるいは代謝活性を有する菌数の指標となることが報告されている（Eydal and Pedersen, 2007; Pedersen et al., 2014）。

また、環境中の微生物代謝は、群集間の連鎖的反応により成り立つ物質循環に起因するところが大きいことから、核種移行への影響評価の際には、核種との相互作用に直接関係する微生物のみを対象とした評価ではなく、微生物生態系全体を対象に評価することが重要である。したがって、環境中に存在する全微生物の代謝活性に関する知見を集積することが、核種移行への影響評価を行う上で必要である。さらに、微生物群集の多様性が海洋、海底下、陸上地下、湖沼、土壌などの生息域によって異なることから、微生物の代謝活性は周辺環境の地球化学条件と密接に関連すると考えられる。例えば、沿岸部に特有の地球化学的特徴の一つとして、陸域地下と比較してメタン濃度が高いことが挙げられ、これらのメタンは生成や消費のいずれの反応においても微生物活動が大きく関与していることが知られている（Inagaki et al., 2006; Knittel and Boetius, 2009; Parkes et al., 2005）。メタン生成反応を行う菌は、古細菌ドメインの*Euryarchaeota*門に属しており、有機物分解や水素資化性のメタン生成を行うことが知られている。一方で、古細菌ドメインの*Euryarchaeota*門*Methanomicrobia*綱に属する微生物のうち、嫌気環境下でメタン酸化を行う菌も様々な沿岸部地下から検出されている（Takeuchi et al., 2011）。この反応を行う菌はすべて未培養系統群に属しており、硫酸塩や硝酸塩や鉄など様々な物質を酸化剤としてメタンを嫌氣的に酸化する反応を行うことが報告されている。その他、沿岸部地下に特徴的な微生物群として、*Chloroflexi*、*Delta-proteobacteria*、JS1、MBG、MCGなどが挙げられる。*Chloroflexi*門に属する微生物群は幅広い代謝反応を有し、水素を利用した代謝を行う菌も数多く報告さ

れているが、未培養系統群に属する種も多く、その代謝機能については未解明なものが多い。*Delta-proteobacteria*綱に属する主要メンバーとして、硫酸還元菌が挙げられる。硫酸還元菌の中には、ウランなどの重金属の酸化還元反応に関与する種が数多く報告されており (Lloyd and Macaskie, 2002; Suzuki et al., 2005)、核種移行に影響を及ぼす反応を行う可能性がある。JS1は、Candidate division JS1として定義されており、その全てが環境クローンのみからなる未培養系統群であり、メタンや炭化水素に富んだ環境で特に検出されることから (Ise et al., 2016)、嫌気環境における炭素循環において重要な役割を果たしていると考えられているが (Webster et al., 2004)、その代謝反応は未解明である。

このように、沿岸部地下において優占種として検出されている微生物群は、未培養系統群に属する種が多く存在することから、代謝機能が不明なものが多いが、未培養系統群を含む環境微生物の代謝機能の解明を行うことで、核種移行への影響についての理解を向上させることや不確実性を低減させることができると考えられる。一方で、このような未培養系統群の代謝機能解明を行う際には、従来の培養法が有効でない場合が多いため、分子生態学的手法から得られる全微生物の遺伝子情報と沿岸部地下の地球化学条件との関係理解を踏まえた、評価技術開発が今後必要になると考えられる。

表 4.3-5 沿岸部における微生物現存量と多様性の報告例

調査サイト	岩盤タイプ	対象試料	細胞数 (cells/ml in groundwater, cells/g dry weight in core)	地下水のタイプ	微生物の多様性	参考文献
Olkiluoto, ONKALO	花崗岩	地下水	10^3 - 10^6	methane-rich saline Na-Ca-Cl	Gamma-proteobacteria, Methanosarcinales, Methanomicrobiales, ANME, Delta- proteobacteria	Pedersen et al., 2014
Forsmark and Laxemar	花崗岩	地下水	10^3 - 10^6	methane-rich saline Na-Ca-Cl	Gamma-proteobacteria, Methanosarcinales, Methanomicrobiales, ANME, Delta- proteobacteria	SKB 2010
幌延	堆積岩	地下水	10^3 - 10^6	methane-rich saline Na-Cl- HCO_3^-	Chloroflexi, Firmicutes, Bacteroidetes, Beta- proteobacteria, Delta- proteobacteriam, Methanomicrobiales, JS1, ANME	Shimizu et al., 2006 Amano et al., 2012 Ise et al., 2016
関東平野沖積層	堆積岩	コア	10^6	methane-rich freshwater	Chloroflexi, MCG, JS1, ANME-I, MBG-C	Takeuchi et al., 2009 Takeuchi et al., 2011
下北半島東方沖	堆積岩	コア	10^2 - 10^6	methane-rich coal-bearing sediment	Actinobacteriam Proteobacteria, Firmicutes, Bacteroidetes, Acidobacteria	Inagaki et al., 2015

(3) 今後の課題

コロイド影響評価については、平成 28 年度、モンモリロナイト (クニゲル V1 から作成したクニピア F) をイオン交換水中に分散させることによりコロイドを作製し、安定性の塩濃度依存性についての検討を行った。今後は、より浮遊しやすい粒径の小さいコロイドは、より高い塩濃度まで安定である可能性があることから、遠心分離などによって浮遊しやすいコロイド粒子を分画することで、そのようなコロイドの塩濃度に対する安定性の評価を進める。また、天然の地下水中の無機コロイドについては、存在するコロイド種が明確でないことから、まず、既存の検討により核種の収着能が高く安全評価への影響が大きいことが明らか

雲母鉱物より構成されるコロイドを対象として、塩濃度に対する安定性についての検討を進める。

有機物影響評価については、Miller et al. (2000)のダイアグラムに従って、沿岸部における有機物の影響評価を概括的に試行した。その結果、沿岸部の地下深部では、天然有機物によって核種移行が促進される可能性を指摘した。しかし、以上の試行事例は過度に保守的な条件を想定した評価になっている可能性もあり、今後、沿岸部の地下水条件を考慮し、高い塩濃度や共存する無機配位子による競合反応などの影響を考慮した、より精緻な影響評価を実施する必要がある。

微生物影響評価については、沿岸部地下において優占種として検出される微生物群は、未培養系統群に属する種が多く存在することを確認した。しかし、このような未培養系統群に属する種の代謝機能の多くは不明であることから、今後、酸化還元反応などの核種との相互作用に寄与する種の特定に向けて、遺伝子情報と地球化学条件との関係調査から代謝機能評価技術の開発を進める必要がある。

(4) 参考文献

- 天野由記, 山本陽一, 南條 功, 村上裕晃, 横田秀晴, 山崎雅則, 國丸貴紀, 大山隆弘, 岩月輝希, 幌延深地層研究計画における地下水、河川水および降水の水質データ (2001~2010年度), JAEA-Data/Code 2011-023, 2012.
- Dafner, E.V. and Wangersky, P.J., A brief overview of modern directions in marine DOC studies. Part III – Recent progress in marine DOC studies. *J. Environ. Monit.*, 4, pp.55-69, 2002.
- Eydal, H.Sc. and Pedersen, K., Use of an ATP assay to determine viable microbial biomass in Fennoscandian Shield groundwater from depths of 3-1000 m, *Journal of Microbiological Methods*, 70, pp.363-373, 2007.
- Harvey, G.R., Boran, D.A., Chesal L.A. and Tokar, J.M., The structure of marine fulvic and humic acids, *Marine Chemistry*, 12, pp.119-132, 1983.
- Inagaki, F., Hinrichs, K.-U., Kubo, Y., Bowles, M.W., Heuer, V.B., Hong, W.-L., Hoshino, T., Ijiri, A., Imachi, H., Ito, M., Kaneko, M., Lever, M.A., Lin, Y.-S., Methé, B.A., Morita, S., Morono, Y., Tanikawa, W., Bihan, M., Bowden, S.A., Elvert, M., Glombitza, C., Gross, D., Harrington, G.J., Hori, T., Li, K., Limmer, D., Liu, C.-H., Murayama, M., Ohkouchi, N., Ono, S., Park, Y.-S., Phillips, S.C., Prieto-Mollar, X., Purkey, M., Riedinger, N., Sanada, Y., Sauvage, J., Snyder, G., Susilawati, R., Takano, Y., Tasumi, E., Terada, T., Tomaru, H., Trembath-Reichert, E., Wang, D.T. and Yamada, Y., Exploring deep microbial life in coal-bearing sediment down to ~2.5 km below the ocean floor. *Science*, vol. 349, pp.420-424, 2015.
- Inagaki, F., Nunoura, T., Nakagawa, S., Teske, A., Lever, M., Lauer, A., Suzuki, M., Takai, K., Delwiche, M., Colwell, F.S., Nealson, K.H., Horikoshi, K., D'Hondt, S. and Jørgensen, B.B., Biogeographical distribution and diversity of microbes in methane hydrate-bearing deep marine sediments, on the Pacific Ocean Margin. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 103, pp.2815-2820, 2006.
- Ise, K., Sasaki, Y., Amano, Y., Iwatsuki, T., Nanjo, I., Asano, T. and Yoshikawa, H., The succession of bacterial community structure in groundwater from a -250-m gallery in the Horonobe Underground Research Laboratory, *Geomicrobiology Journal*, vol.34, 6, pp.489-499, 2017.

- 石渡良志, 現世堆積物有機物の地球化学的研究, 地球化学, vol.44, pp.31-41, 2010.
- 岩月輝希, 豊嶋賢治, 吉田英一, 深地層を対象とした地下水の地球化学調査の現状, 原子力バックエンド研究, vol.4 (2) , pp.73-81, 1998.
- 核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第 2 次取りまとめ— 分冊 3 地層処分システムの安全評価, JNC TN1400 99-23, 1999.
- Kida, M., Ohtuka, T., Kato, T., Suzuki, T. and Fujitake, N., Evaluation of salinity effect on quantitative analysis of aquatic humic substances using nonionic DAX-8 resin, *Chemosphere*, vol.146, pp.129-132, 2016.
- Knittel, K. and Boetius, A., Anaerobic oxidation of methane: Progress with an unknown process. *Annu. Rev. Microbiol.*, 63, pp.311-334, 2009.
- 久野義夫, 笹本 広, 岩盤亀裂中でのコロイドに助長された核種移行に関する解析検討, 日本原子力研究開発機構 技術報告書, JAEA-Research 2009-071, 2009.
- Lloyd, J.R. and Macaskie, L.E., Biochemical basis of microbe-radionuclide interactions. In: Keith-Roach, M.J., Livens, F.R. (eds). *Interactions of microorganisms with radionuclides*, Amsterdam: Elsevier, pp.313-342, 2002.
- Maes, N., Bruggeman, C., Govaerts, J., Martens, E., Salah, S. and van Gompel, M., A consistent phenomenological model for natural organic matter linked migration of Tc(IV), Cm(III), Np(IV), Pu(III/IV) and Pa(V) in the Boom Clay, *Physics and Chemistry of the Earth*, 36, pp.1590-1599, 2011.
- 松本一浩, 棚井憲治, 緩衝材の流出/侵入特性(II)—幌延地下水(HDB-6 号孔)を用いた緩衝材の侵入特性評価—, JNC TN8400 2004-026, 2005.
- 松本一浩, 飯島和毅, 棚井憲治, 緩衝材の浸食現象評価—ベントナイトコロイドの生成挙動—, JAEA-Research 2008-097, 2008.
- Miller, W.M., Alexander, W.R., Chapman, N.A., McKinley, I.G. and Smellie, J.A.T., *Geological Disposal of Radioactive wastes and Natural Analogues*, Waste Management Series, 2, Pergamon, Amsterdam, 2000.
- Missana, T., Alonso, U. and Turrero, M. J., Generation and stability of bentonite colloids at the bentonite/granite interface of a deep geological radioactive waste repository, *Journal of Contaminant Hydrology*, vol. 61, pp.17-31, 2003.
- 長尾誠也, 岩月輝希, 三次元蛍光分光光度法による深部地下水溶存腐植物質の簡易特性分析, *分析化学* vol.56 (3) , pp.143-150, 2007.
- 長尾誠也, 岩月輝希, 濱 克宏, 岐阜県東濃地域の地下水から分離精製した溶存腐植物質の特性, 原子力バックエンド研究, vol.15 (2) , pp.77-86, 2009.
- 長崎晋也, フィルトレーション効果を考慮した珪砂充填カラム内におけるフミン酸の移動現象, 原子力バックエンド研究, vol.9 (1) , pp.15-20, 2002.
- 日本原子力研究開発機構, 地層処分技術調査等委託費 高レベル放射性廃棄物処分関連 処分システム化学影響評価高度化開発総括報告書—6 か年研究成果の取りまとめ—, 2013.
- 日本原子力研究開発機構, 平成26年度 地層処分技術調査等事業 処分システム評価確証技術開発報告書 平成27年3月, 2015.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発報告書 平成 28 年 3 月, 2016.
- Parkes, R.J., Webster, G., Cragg, B.A., Weightman, A.J., Newberry, C.J., Ferdelman, T.G., Kallmeyer, J., Jorgensen, B.B., Aiello, I.W. and Fry, J.C., *Deep sub-seafloor*

- prokaryotes stimulated at interfaces over geological time, *Nature*, 436, pp.390-394, 2005.
- Pedersen, K., Bomberg, M., and Itävaara, M., Summary report microbiology of Olkiluoto and ONKALO groundwater, POSIVA 2012-42, 2014.
- Pettersson, C., Ephraim, J. and Allard, B., On the composition and properties of humic substances isolated from deep groundwater and surface waters, *Org. Geochem.*, 21, pp.443-451, 1994.
- Saito, T., Terashima, M., Aoyagi, N., Nagao, S., Fujitake, N. and Ohnuki, T., Physicochemical and ion-binding properties of highly aliphatic humic substances extracted from deep sedimentary groundwater, *Environ. Sci.: Processes Impacts* 17, pp.1386-1395, 2015.
- Saito, T., Aoyagi, N. and Terashima, M., Europium binding to humic substances extracted from deep underground sedimentary groundwater studied by time-resolved laser fluorescence spectroscopy, *J. Nucl. Sci. Technol.*, 54, pp.444-451, 2017.
- 笹本 広, 山本信幸, 宮川和也, 水野 崇, 幌延深地層研究計画で得られた地下水の水質データ (2011年度~2013年度), 日本原子力研究開発機構 技術報告書, JAEA-Data/Code 2014-033, 2015.
- Shimizu, S., Akiyama, M., Ishijima, Y., Hama, K., Kunimaru, T. and Naganuma, T., Molecular characterization of microbial communities in fault-bordered aquifers in the Miocene formation of northernmost Japan. *Geobiology*, vol. 4, pp.203-213, 2006.
- SKB, Geosphere process report for the safety assessment SR-Site. SKB TR-10-48, 2010.
- Stevenson, F.J., *Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions*, New York: John Wiley & Sons, 1994.
- Suzuki, Y., Kelly, S.D., Kemner, K.M. and Banfield, J.F., Direct microbial reduction and subsequent preservation of uranium in natural near-surface sediment. *Appl Environ Microbiol.*, vol 71, 4, pp.1790-1797, 2005.
- Takeuchi, M., Komai, T., Hanada, S., Tamaki, H., Tanabe, S., Miyachi, Y., Uchiyama, M., Nakazawa, T., Kimura, K. and Kamagata, Y., Bacterial and archaeal 16S rRNA genes in Holocene marine sediments from the Kanto Plain, *Geomicrobiology Journal*, vol. 26, pp.104-118, 2009.
- Takeuchi, M., Hoshioka, H., Seo, Y., Tanabe, S., Tamaki, H., Kamagata, Y., Takahashi, H., Igari, S., Mayumi, D. and Sakata, S., A distinct freshwater-adapted subgroup of ANME-1 dominates active archaeal communities in terrestrial subsurfaces in Japan. *Environmental Microbiology*, vol. 13, pp.3206-3218, 2011.
- Terashima, M., Nagao, S., Iwatsuki, T., Fujitake, N., Seida, Y., Iijima, K. and Yoshikawa, H., Europium-binding abilities of dissolved humic substances isolated from deep groundwater in Horonobe area, Hokkaido, Japan, *J. Nucl. Sci. Technol.*, 49, pp.804-815, 2012.
- Thurman, E.M., *Organic geochemistry of natural waters*, Martinus Nijhoff/Dr W. Junk Publishers, a member of the Academic publishers group, DORDRECHT / BOSTON / LANCASTER, 1985.
- Tsuda, K., Takata, A., Shirai, H., Kozaki, K. and Fujitake, N., A method for quantitative analysis of aquatic humic substances in clear water based on carbon concentration, *Analytical Science* vol.28, pp.1017-1020, 2012.

- Tsuda, K., Kida, M., Aso, S., Kato, T., Fujitake, N., Maruo, M., Hayakawa, K. and Hirota, M., Determination of aquatic humic substances in Japanese lakes and wetlands by the carbon concentration-based resin isolation technique, *Limnology*, pp.1-6, 2016.
- Webster, G., Parkes, R.J., Fry, J.C. and Weightman, A.J., Widespread occurrence of a novel division of bacteria identified by 16S rRNA gene sequences originally found in deep marine sediments. *Appl. Environ. Microbiol.*, vol. 70, pp.5708-5713, 2004.

4.4 生活圏評価モデル・パラメータ整備および影響評価

(1) 背景と目的

生活圏評価では、人間の生活環境である地表環境における核種移行のプロセスとこれによる被ばくの形態（被ばく経路）についてモデルを構築して、人間が受ける放射線影響（例えば、放射線量など）を評価する。生活圏評価において沿岸部の特徴を考慮する場合、内陸部の場合と比較して、水域環境に特異的な核種移行経路（例えば、水域から堆積層への核種の沈殿・堆積、堆積層から水域への核種の再浮遊といった核種の循環など）を設定する必要がある。また、時間的変遷を考慮する場合には、気候・海水準変動により、水域が陸化することも考えられる。このような地表環境の状態の変遷を適切に記述する必要がある。

例えば、平成 27 年度に調査した諸外国での沿岸部の処分場サイトにおける地表環境条件の特徴を考慮した生活圏のモデル構築においては、沿岸部を含む水域生態系において考慮すべき環境構成要素と移行プロセスを、既存の生活圏評価において採用されている相互作用マトリクスを用いた移行プロセスの整理の考え方を適用している (Aquilonius, 2010; Saetre et al., 2013)。それらの整理では、環境構成要素としては、水や土壌などの環境媒体に加えて、一次生産者、草食/肉食動物などの生物群など 15 の要素を考慮しており、移行プロセスとしては、生物学的プロセス、人間の行動に関連するプロセス、化学的・力学的・物理的プロセス、物質移行プロセス、放射線学的・熱的プロセス、地表環境の変遷に係わるプロセスに分類して 51 の移行プロセスを抽出している。これらをマトリクス形式で整理した上で、沿岸部の処分場サイトの地表環境条件において重要となる移行プロセスとして 34 の移行プロセスを特定した。そのような移行プロセスとしては、地質環境から生活圏への核種移行、液相中の核種移行、気相中の核種移行、水域環境における粒子の堆積・浮遊による核種移行、水域の陸化に伴う環境構成要素間の核種移行、植物の吸入および腐敗に伴う核種移行などが挙げられている。

また、気候・海水準変動による地表環境の時間的変遷に関しては、処分場サイトにおける地表環境の主な特性（気候の状態、地形、水理、生態系など）の現在の状態と過去の変遷から、地質環境と生活圏とのインターフェイス (Geosphere-biosphere interface ; 以下、GBI) や核種移行・被ばく経路の設定に影響を与える要因を抽出している (SKB, 2010)。影響を与える要因としては、生物擾乱や一次生産などの生物学的な要因、水の利用などの人為的な要因、吸着・沈殿などの化学的・力学的・物理学的な要因などが挙げられている。

わが国においても、諸外国などにおける既往の評価事例での考え方を踏まえつつ、既存の生活圏評価におけるモデルや入力データセットを用いることで沿岸部を対象とした予備的な生活圏評価を行うことは基本的に可能と考えられるが、わが国で想定される沿岸部の地表環境の状態やその時間的変遷をより適切に記述できるようにするためのモデル構築やパラメータ設定に関する検討が必要となる。

これらを踏まえ、平成 28 年度は、沿岸部の特徴を考慮するための生活圏評価パラメータの設定手法の整備、評価パラメータの不確実性の設定、生活圏評価モデルの整備などを行うための基盤となる、沿岸部の典型的な特徴を生活圏評価に具体的に展開するための前提条件の設定方法や場の特徴の捉え方、考慮すべき移行プロセスなどの整理を、上記の諸外国などにおける生活圏評価の既往事例を参照しつつ進めるとともに、既往事例をわが国の評価へ適用する場合の留意点とその限界についても検討した。

(2) 実施内容

生活圏評価を行うための、GBI 設定、地表環境での核種移行・被ばくのモデル化、パラメータ設定およびそれらを連携させた評価について、既往の検討例を参照して手法を整理する

とともに、わが国の沿岸部の特徴を考慮した評価を行うにあたっての留意点や限界を抽出した。手法の整理にあたっては、諸外国とわが国での沿岸部の地表環境の特徴の相違点・類似点などに着目しつつ、既往検討の例から重要となる項目や手順を整理することとした。以下、1)項に諸外国とわが国での沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の主要な相違点、2)項に生活圏評価モデル構築において考慮すべきわが国における沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の特徴、3)項にわが国の沿岸部の特徴を考慮した評価を行うにあたっての留意点や限界、についての検討結果を示す。

1) 諸外国とわが国での沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の主要な相違点

① 北欧における沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の特徴

北欧諸国において、最新かつサイトを特定した安全評価の対象となっているフォルスマルク (SKB, 2010, 2014) およびオルキルト (Posiva, 2012a, 2012b, 2013) は沿岸部にある。また、両地域はバルト海を挟んで対岸に位置する同程度の緯度にある地域であり、地表環境およびその時間的変遷は多くの共通の特徴を持つ。これらの地域を対象とした生活圏評価においては、隆起と海水準変動に伴う地表環境の時間的変遷を考慮したモデル構築とパラメータ設定が行われている。しかしながら、ここでの評価手法のわが国への適用性を考える際には、北欧におけるこれらの地域とわが国での沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の特徴が顕著に異なる点に留意する必要がある。

スカンジナビア半島における隆起は、最終氷期以降の氷床の融解による除荷に伴うものであり、現在約 6 mm/y という大きな速度で進んでいる (今後 2,500 年間の隆起量は 15 m と予想される)。また、地球温暖化の影響によるグリーンランドの氷床の融解に伴うジオイド(地球の平均海水面に極めてよく一致するなどジオポテンシャル(地球の重力ポテンシャル)面)の変化により、バルト海の海水準の上昇は全球的なものに比して抑制されると予想されている。隆起速度と海水準の上昇のバランスから、次の氷期に再び氷床が発達してスカンジナビア半島の沈降が開始するまでは、隆起が卓越し、相対的な海水準低下によって徐々に海底面が陸化する状況が想定される。

また、SKB による安全評価の時間スケールは 10 万年間であり (SKB, 2010)、また、Posiva の場合は、被ばく線量評価の対象とする期間は 1 万年間である (Posiva, 2013)。このため、上記の特徴を考慮すれば、生活圏評価における想定としては、海退によって現在の海底面が徐々に陸化する状況が中心となる。ここで、特に着目されているのは、「海底面→小湾→湿地→泥炭を含む土壌に覆われた農耕地」という環境変遷およびそれに伴う生態系の変化であり、このため、汀線の移動、堆積物の蓄積および土壌の変化とこれに伴う生態系変化についての予測シミュレーションが重要な評価手法となっている。また、被ばく線量評価結果に対して支配的な感度を有する因子は汀線の移動(海退)速度と農業活動の程度である (Posiva, 2013)。

これらの評価では、両地域が低平地であり侵食・堆積ともに微小で安全評価の時間スケールにおける地形変化が小さいことから、過去の同地域における地表環境変遷の繰り返しが将来の外挿においても想定できることが特徴である。

② わが国における沿岸部の地表環境およびその長期変遷の特徴

わが国では、プレートの沈み込みに起因するテクトニックなプロセスによって隆起が継続的に生じており、平均的な隆起速度は 0.1~3.0 mm/y と比較的小さいものの、地震時の断層のずれによる急激な地形変化が間欠的に生ずる可能性もあるという特徴がある。また、北欧の場合は、スカンジナビア半島がおおむね一様に隆起するのに対して、わが国では、位置によって隆起速度が大きく異なるという地域性が見られることも顕著な特徴である。なお、北

欧の場合と異なり、ジオイドの変化の影響は小さいため、わが国周辺の海水準変動は全球的平均とほぼ等しいものになると考えられる。今後1万年間の日本列島各所の隆起量は1~30 mであり、他方、地球温暖化に関する種々のシナリオにおいて想定される海面上昇は1 m~15 mであることから (IPCC, 2013)、地域によって、この間の相対的海水準は最大29 m程度の低下あるいは最大14 m程度の上昇が生ずる可能性がある。このため、温暖化のために想定される今後数千年間の海面上昇を考慮すれば、この時間スケールでは、相対的海水準が現在よりも下降する地域と上昇する地域とが混在するものと考えられる。また、およそ10万年後の氷期までには温暖化の影響は無視できるものとなっているため、海水準は120 m程度低下し、この間の隆起量(10~300 m)を加味すれば、相対的海水準低下は地域によって130 m~420 mに及ぶ可能性がある。

わが国の沿岸部では、地球温暖化の影響が無視し得ない1万年オーダーの時間スケールにおいて、地域によっては相対的海水準の下降および上昇の双方が予想されること、大きな地形勾配の下で河川による活発な侵食・堆積作用によって顕著な地形変化が生じ得ること、そして、このような変化の結果として、崖、入り江、沿岸性平野、河川の下刻によって生じた溪谷、端部に岬を持つ海浜といった多様な地形が生じ得ることが特徴である。これらのことは、北欧の場合と異なり、将来の地形変化およびこれに応じた地表環境変遷の予測に大きな不確実性が含まれること、特に、当該地域の過去の変遷に関する情報が必ずしも良好なアナログとはならず、例えば、海退によって生じた新たな陸域が上記の地形バリエーションのうちいずれに該当するかを特定することには困難が伴うことを意味している。このため、わが国の沿岸部における生活圏評価では、上述した種々の不確実性に対応することに留意して、将来の多様な地形や地表環境の変遷の幅を考慮することが可能なモデルを用いることが必要と考えられる。北欧とわが国での沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の主要な特徴を表4.4-1に示す。

英国においては、沿岸部の多様な地形や地表環境に適用可能なジェネリックな生活圏評価モデルが北欧の事例とは異なるわが国に近い特徴を考慮して構築されており (Walke et al., 2013, 2015)、日本における生活圏評価もこのようなアプローチを参照することが可能と考えられる(地形勾配は、英国よりも日本の方が顕著に大きく、従って、地形変化プロセスなどに関して定量的には顕著な差があると考えられるが、概念的な取扱いとしては共通点が多いと考えられる)。Walke et al. (2013, 2015) に示された英国のジェネリックな生活圏評価モデルは、上流・中流および海側の三つに区分された河口部、海浜堆積物として表現された海岸部および外浜と沖合を含む海洋環境から成り(後述の2)項参照)、海洋環境はさらに外側のシンクとなる海域とリンクしている。また、河口部と海洋環境はそれぞれ、水域、表面・中間・深部の三層に区分された堆積層および堆積物シンクによって構成される。また、関連する全てのコンパートメント間での水と堆積物の移動およびこれに伴う核種移行に関して必要となる全てのモデルが定式化されており、被ばく経路としては、汚染された堆積物からの外部被ばく、浮遊堆積物やしぶき・海泡の吸入、堆積物の摂取、水泳時などの海水の摂取、塩性湿地などからの陸生植物や動物の摂取および水棲生物の摂取による内部被ばくが考慮されている。さらに、必要な入力パラメータの大半は、例えばIAEA (2004) などの一般的なデータベースなどにに基づき設定されている。

表 4.4-1 北欧とわが国での沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の主要な特徴

	北欧（スウェーデン、フィンランド）	わが国
社会環境	<ul style="list-style-type: none"> 人口密度の低い半自然の景観であり、農業活動も盛んではない。 	<ul style="list-style-type: none"> 人口は沿岸部の平野に集中している。
気候	<ul style="list-style-type: none"> 気候は亜寒帯性である。 陸域の生物種は典型的な亜寒帯北部のものである。 	<ul style="list-style-type: none"> 気候は湿潤な大陸性あるいは亜熱帯性である。
降水量	<ul style="list-style-type: none"> 年間降水量は500～750 mm程度と比較的小さい。 	<ul style="list-style-type: none"> 年間降水量は1,300～2,200 mm程度と比較的大きく、また、台風などによる大雨が定期的に生ずる。
地形	<ul style="list-style-type: none"> オルキオト地域の地形勾配は小さく（約1～4°）、このため、森林部や湿地における土壌損失はほぼゼロであり、農耕地でも0.1～0.2 kg/m²/y程度と小さい。同様に、フォルスマルク地域も全体が現在の海水準から20 m以下の低平地であり土壌侵食率は小さい。 バルト海は周囲の陸域から供給される降水や降水起源地下水の影響で塩分濃度の低い弱塩水である（海洋の1/7程度）。このため、沿岸部には淡水、弱塩水および海水系の生態系が混在している。 沿岸部の地形勾配も小さく、海岸線には多くの小さな湾が存在している。これらの小湾における海水のターンオーバー（領域内の水が入れ替わること）に要する時間は概して長い。 バルト海における干満差は数 cm程度であり、また、波高は低い。 海に流れ込む河川は少なく、それらも小規模である。また、地形勾配が小さいため、これらの河川による堆積物の移行率は小さい。 湖沼は栄養分に乏しく、このため、生産性（有機物の合成量）が低い。これらの湖沼は地層処分についての安全評価で考慮すべき長期の時間スケールでは徐々に湿地へと変遷する。 	<ul style="list-style-type: none"> 河川は短く、特に上流では急勾配である。このため、堆積物の搬送力が高く、洪水によって氾濫原が形成される。また、水害への対策工事が不十分な場合には河川の流路が時間とともに変遷することが予想される。 日本の地形勾配は一般的に大きく、継続的な隆起と相まって山地や丘陵部などの上流部では河川の下刻などの侵食が激しく、また、起伏に富んだ地形が発達する。上流部の侵食によって生じた土砂は搬送力の高い河川によって運ばれ、下流の低平地において堆積する。 日本の海岸線の地形は、海側に潮汐平野を伴う河口部、海浜を境界とした沿岸平野および磯や海食棚を伴う山地の三種類に大別される。また、それぞれの海岸線に接した海底地形の勾配にもバリエーションがあり、海退時の汀線の移動距離は地域によって大きく異なることとなる（比較的浅い瀬戸内海ではほぼ全域が陸化するものと考えられる）。 地震時の急激な地形変化およびその後の海食の影響により、日本の沿岸部の陸棚は階段状の形状を呈する場合が多い。

2) 生活圏評価モデル構築において考慮すべきわが国における沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の特徴

Walke et al. (2013, 2015) に示された、英国の沿岸部における生活圏評価で考慮されている特徴を参照しつつ、生活圏評価モデル構築において考慮すべきわが国における沿岸部の地

表環境およびその時間的変遷変遷の特徴について調査・整理を行った結果を以下に示す。

① 沿岸部に着目する際に考慮すべき沿岸部以外の地表環境の特徴

1)で述べたように、わが国の河川では、地形勾配が大きいことにより上流側において高い侵食力を持つことが特徴である。また、侵食によって生じた土粒子などは河川の高い搬送力によって下流側の低地に運ばれ、沿岸平野あるいは近海の海底に三角州などとして堆積するため、沿岸部における生活圏評価においても重要となる。

河川による下刻は高度に応じた平衡状態に向かって進行する。しかし、継続的に隆起の生ずる日本のような条件では、下刻は常に平衡から離れた状態にあり、溪谷を含む急峻な地形の形成および侵食による土砂の生産も続くものと考えられる（Yoshikawa, 1985）。

下刻の進展に伴う上流側各位置における河床部の高度変化については、当該位置の高度を代表高さ（基盤岩の標高差）で規格化し、同様に当該位置の河口からの距離を河川長さで規格化した無次元の経験式として定式化されており（例えば Whipple and Tucker, 1999）、これらの経験式を参考にしつつ日本のデータを含めて見直すことにより、河口部におけるモデル化領域のサイズや物質移行量を設定することが可能と考えられる。

② 沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の特徴

Walke et al. (2013, 2015) に示された英国における汎用的な生活圏評価モデルでは、沿岸部の生活圏を河口部（地域によっては存在しない場合もある）、海岸部（断崖線（cliff line）から干潮標に到る領域であり前汀（満潮線と干潮線の間）に加えて暴風海浜を含む場合もある）および海洋環境（これはさらに、外浜（near-shore）と沖合（offshore）に区分される）に区分している（図 4.4-1 参照）。日本の沿岸部も同様に区分することが可能であると考えられる。以下では、これらの各領域において考慮すべき主要な特徴として、土粒子などの輸送と沈降のプロセスの概要とモデル化の際の留意点について述べる。

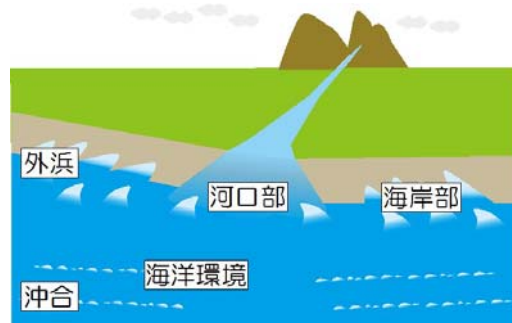


図 4.4-1 沿岸部の地表環境の一般的な区分
(Walke et al. (2013)を参考に作図)

(a) 河口部における土粒子などの輸送と沈降

河口部はその形態によって、河川が支配的な上流域、河川と潮汐のエネルギーが混在する中流域および潮汐などの移行プロセスが支配的な海側の領域の三つに区分することができる。このうち、上流域は多くの場合直線的であり、河川によって陸から海に向かう正味の（時間的に双方向が生ずるがこれらを相殺した結果のネットとしての）土粒子などの移動が生ずる。また、中流域は曲がりくねった形状を呈する場合が多く、ここでは河川と海岸での移行プロセスの影響を受けつつ堆積が主として生ずる。他方、海側の領域は漏斗型の川岸を両側に持ち、陸側への正味の粒子の移動が生ずる。

河口部における土粒子などの輸送と堆積は、一般に、水力学的な諸プロセスの影響を受けた複雑なものである。水力学的混合による水中の粒子の混濁度は河口部上流側の河川水が汽水と遭遇する部位で最も高く、最大 0.2 kg/m^3 程度であるが、干満差の大きい河口では $1 \sim 10 \text{ kg/m}^3$ 程度に達する場合があることが知られている (Woodroffe, 2003)。また、微小な粒子は、このような最大混濁度の継続する比較的長時間にわたって、河口部に懸濁物として滞留するものと考えられる。

河川水中の泥粒子などは、河口部で電解質や有機的なプロセスによって凝集し、この場合には堆積速度が上昇することとなる。また、凝集による堆積物は、粒子の再分散あるいは堆積したマスの崩壊によって再浮遊する可能性がある。

(b) 海岸部における土粒子などの輸送と沈降

海岸部における堆積物は一般に砂あるいはそれ以上の粒径を持つものであり、これらに対する放射性核種の収着は泥や粘土などの微細な粒子よりも小さい。また、堆積層を通じた流動は沖合方向についても海岸線に沿った方向についても速く、このため、海岸部における放射性核種の滞留時間は短いものと考えられる。

海岸部のコンパートメントについては、堆積物収支の概念が有用である。海岸部のコンパートメントへの堆積物の供給メカニズムとしては、河川による運搬、崖の浸食、沖合からの移動、海岸線に沿った他のコンパートメントからの移動が考えられる。一般に、河川によって運搬される堆積物は大量であるが、その大半は河口部で堆積するものと考えられる。他方、崖の侵食による供給は浸食速度が大きい場合には重要な供給源となり得る。また、海岸部のコンパートメントからの堆積物の損失としては、砂丘などへの風送、沖合への移動、海岸線に沿った他のコンパートメントへの移動を考慮する必要がある。

(c) 海洋環境における土粒子などの輸送と沈降

海洋環境は、便宜的に、干潮標からの波による海底堆積物の移動が無視できない深度 $10 \sim 20 \text{ m}$ 程度までの外浜 (near-shore) と、その移動が無視できるようになるそれより海側の沖合 (offshore) に区分される。これらの領域については、いずれも、水域コンパートメントと底部堆積層のコンパートメントからなる従来の生活圏評価モデルがそのまま適用可能である。

3) わが国の沿岸部の特徴を考慮した評価を行うにあたっての留意点や限界

2)項でのわが国における沿岸部の地表環境およびその時間的変遷の特徴の整理を通じて、Walke et al. (2013, 2015)に示されたような英国におけるジェネリックな生活圏評価モデルがわが国においても基本的には適用可能であることがわかった。1)で述べたように、このモデルは、河口部 (上流・中流および海側の三つに区分)、海岸部および海洋環境から成り、さらに、河口部および海岸部はそれぞれ、水域、堆積層 (表面・中間・深部の三層に区分) および堆積物シンクによって構成される。ただし、わが国の沿岸部の特徴を考慮した評価を行うにあたっては、それぞれの領域において重要となる具体的な移行プロセスなどが英国のジェネリックな生活圏評価モデルとは異なる可能性があることから、評価対象とする沿岸部についての地表環境モデルなどから得られる情報に基づき、特徴的なプロセスを抽出するとともに、適切なパラメータを設定する必要がある。

(3) 今後の課題

生活圏評価モデル構築において考慮すべき沿岸部の地表環境およびその長期的変遷の特徴

を、わが国と北欧諸国や英国の例との相違点・類似点の抽出などを通じて整理した。

わが国においても、(1)で述べたように、既存の生活圏評価におけるモデルや入力データセットを用いて予備的な生活圏評価を行うことは基本的には可能と考えられる。ただし、今後、特定の地域を対象としたより具体的な沿岸部の情報に基づく生活圏評価の実施を視野に入れた場合、当該地域の地形などに応じたモデル・パラメータの具体化や地表環境の動的変化の明示的モデル化などの技術とデータ整備により、評価対象地域の特徴に応じた生活圏評価のモデルやパラメータの設定が行えるようにしていくことが必要と考えられる。

(4) 参考文献

- Aquilonius, K. (Ed.), *The marine ecosystems at Forsmark and Laxemar-Simpevarp, SR-Site Biosphere*, TR-10-03, 504p, 2010.
- IAEA, *Sediment Distribution Coefficients and Concentration Factors for Biota in the Marine Environment*, Technical Reports Series 422, International Atomic Energy Agency, Vienna, 95p, 2004.
- IPCC, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* {Stocker, T F, Qin, D, Plattner, G-K, Tignor, M, Allen, S K, Boschung, J, Nauels, A, Xia, Y, Bex, V and Midgley, P M (eds.)}, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 203p, 2013.
- Posiva, *Safety Case for the Disposal of Spent Nuclear Fuel at Olkiluoto – Biosphere Assessment BSA-2012*, POSIVA 2012-10, Eurajoki, Finland, 251p, 2012a.
- Posiva, *Safety Case for the Disposal of Spent Nuclear fuel at Olkiluoto. Data Basis for the Biosphere Assessment BSA-2012*, POSIVA 2012-28, Posiva Oy, Eurajoki, Finland, 1446p, 2012b.
- Posiva, *Safety Case for the Disposal of Spent Nuclear Fuel at Olkiluoto - Biosphere Assessment 2012*, POSIVA 2012-06, Posiva Oy, Eurajoki, Finland, 292p, 2013.
- Saetre, P. Nordén, S., Keesmann, S. and Ekström, P-A., *The Biosphere model for radionuclide transport and dose assessment in SR-PSU*, R-13-46, 156p, 2013.
- SKB, *Biosphere analyses for the safety assessment SR-Site – synthesis and summary of results*, SKB-TR-10-09, Svensk Kärnbränslehantering AB, 170p, 2010.
- SKB, *Biosphere synthesis report for the safety assessment SR-PSU*. SKB TR-14-06, Svensk Kärnbränslehantering AB, 245p, 2014.
- Walke, R. C., Thorne, M. C. and Smith J. T., *RWMD Biosphere Assessment Model: Marine Component. AMEC and Quintessa report to the Nuclear Decommissioning Authority (NDA) Radioactive Waste Management Directorate (RWMD) QRS-1628A-1, Issue 2*, 142p, 2013.
- Walke, R., Thorne, M., Smith, J. and Kowe, R., *Representation of estuarine, coastal and marine biosphere systems within post-closure performance assessments supporting geological disposal of higher activity radioactive wastes in the UK*. *Mineralogical Magazine* 79, pp.1467-1474, 2015.
- Whipple, K. X. and Tucker, G. E., *Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs*, *Journal of Geophysical Research*, 104(B8), pp.17661-17674, 1999.
- Woodroffe, C. D., *Coasts: Form, Process and Evolution*, Cambridge University Press,

Cambridge, UK, 623p, 2003.

Yoshikawa, T., Landform Development by Tectonics and Denudation, In: Pitty, A F (Ed.), 1985, *Geomorphology: Themes and Trends*, Rowman and Littlefield, pp.194-210, 1985.

4.5 まとめ

本章では、沿岸部の特徴に対応した安全評価を行うために必要なデータ、技術およびそれら特徴が安全評価結果に及ぼす影響に関する知見などの技術基盤の整備を行うために、平成27年度に引き続き、安全評価技術の主要要素である「評価の枠組み（評価シナリオ、解析ケース、評価方法等など）」、「評価モデル」、「評価パラメータ」および「影響評価」の観点で以下を実施した。

- ① 評価の枠組みの整備（4.2節参照）
- ② 核種移行モデル・パラメータ整備および影響評価（4.3節参照）
- ③ 生活圏評価モデル・パラメータ整備および影響評価（4.4節参照）

各項目の平成28年度成果の概要と今後の課題を示す。

①評価の枠組みの整備（4.2節参照）

沿岸部固有の特徴に対応した安全評価としていくための「核種移行評価」および「生活圏評価」の枠組みの検討を、既存の安全評価事例（内陸部あるいは諸外国の先行事例など）との主な相違点などに着目しつつ実施した。その成果の概要を以下に示す。

- ・ 地質環境の特徴についての調査結果、地質環境モデル、地下水流動解析結果などを、移行経路情報や地下水組成の分布・時間変化などの設定、核種移行評価モデルで用いるパラメータの設定およびGBIや地表環境での核種移行・被ばく経路の設定などへとつなげていくための基本的な道筋の整理を試みた。この整理結果は、沿岸部の地下水移行シナリオの構築や核種移行評価および生活圏評価のモデル・パラメータの設定を行うための基本的な枠組みになるとともに、個別現象研究の実施において留意すべき他の現象との関係の把握にも資することができる。
- ・ 既往の包括的FEPリストにおけるFEPの一般的な表現に対して、沿岸部の性能評価を行う際にその特徴に応じて具体化することが必要となる現象の整理、その影響を受ける可能性のある人工バリアとその近傍の母岩に関わるFEPの抽出を行った。
- ・ 核種移行評価において地下水環境変遷を取り扱うための手法として諸外国で提案されているSmart-Kdと呼ばれる手法を調査（4.3節でも関連する調査を実施）し、その方法論の詳細や評価事例の確認を通じて有望な手法であるとの見通しを得た。

今後は、沿岸部固有の特徴等を具体的に評価していくための核種移行での評価シナリオ・解析ケースの設定とそれらの具体的な評価方法（モデル化方法、使用ツール、パラメータ設定方法等）、生活圏評価については移行経路・被ばく経路等の設定とそれらの具体的な評価方法（モデル化方法、使用ツール、パラメータ設定方法等）について、既存情報に基づく分析・整備を進めることが必要である。

②核種移行モデル・パラメータ整備および影響評価（4.3節参照）

沿岸部固有の特徴を考慮するための評価モデルの拡充や評価パラメータの整備のためのデータ拡充についての検討を、核種移行評価手法の整備、核種移行モデル・パラメータの整備、コロイド・有機物・微生物の影響評価という三つの観点で実施した。その成果の概要を以下に示す。

- ・ 沿岸部の特徴を考慮した核種移行評価手法の整備については、沿岸部の地下水環境の変化における岩石マトリクス部での塩分の拡散の影響について、フォルスマークやオルキルオトの事例で用いられた数値解析モデル（亀裂ネットワークモデルを多孔質媒体に近似し、かつマトリクス部での塩分の拡散の効果を解析解により評価）を活用した検討を進めるとともに、三次元の亀裂のネットワーク構造を基に亀裂部とマトリクス部のそれ

それを有限要素に離散化した二重空隙モデルの導入についても検討を進めた。その結果、マトリクス拡散が海水準変動に伴う地下水環境変遷の評価結果に影響を与える可能性が有ることを示した。

- ・沿岸部の特徴を考慮した核種移行モデル・パラメータ整備については、溶解度、収着・拡散パラメータ、収着モデル基礎データのそれぞれについて検討した。溶解度については、高塩濃度地下水中における活量評価の信頼性を高めるためのイオン相互作用係数に関する知見を調査し、陽イオン種の特異イオン相互作用係数について、報告例の多い過塩素酸イオンに対する情報から報告例の少ない塩化物イオンの情報を推定できる見通しを得た。収着・拡散パラメータについては、高塩濃度地下水中における信頼性の高い収着パラメータ設定を可能とするため、緩衝材への収着についての塩濃度影響などに関するデータ収集・分析、モデルの適用性評価を行い、既存のモデルなどで解釈ができる部分と解釈に課題が残る部分を具体化した。さらに、①でも着目したSmart-Kdの方法論での収着挙動の評価方法を詳細に調査した。収着モデル基礎データについては、高塩濃度地下水条件での緩衝材の収着現象を評価する上で重要となるイオン交換反応のモデル化手法の信頼性向上に資するため、地下水中のCa濃度の上昇に伴うベントナイト（わが国での使用が想定されるクニゲルV1から精製されたクニピアF）へのCaイオンの収着データを実験的に取得した。
- ・沿岸部の特徴を考慮したコロイドの影響評価については、モンモリロナイトコロイド（クニゲルV1から作成したクニピアF）の安定性についての塩濃度依存性に関するデータを取得した。有機物の影響評価については、高い錯生成能を持つと考えられる腐植物質濃度のデータを取得するとともに、有機物による核種移行促進の可能性についてコロイドへの核種の分配係数とコロイド濃度との積を指標にした簡便な評価を試行し、促進の可能性があることが示唆された。微生物の影響評価については、その存在量や核種との相互作用に関連する微生物代謝反応に関する文献調査を行い、沿岸部地下において優占種として検出される微生物群は、未培養系統群に属する種が多く存在することなどを確認した。

今後の課題としては以下のことが考えられる。

- ・沿岸部の特徴を考慮した核種移行評価手法の整備については、塩水から淡水への置換挙動への岩石マトリクス部での塩分の拡散の影響が地質環境条件（地形や透水係数などの亀裂内の地下水流動に関するパラメータ、マトリクス部の有効間隙率や拡散深さなどのマトリクス拡散に関するパラメータなど）に依存すると考えられることから、マトリクス拡散の効果が顕在化する諸条件やその範囲を明らかにする必要がある。また、平成28年度に検討した複数の解析手法について、解析条件をすり合わせた上で解析結果を相互に比較するなどして、解析手法の妥当性を検証することなども必要となる。
- ・沿岸部の特徴を考慮した核種移行モデル・パラメータ整備において、溶解度については、一部の金属イオンが海水中の特殊な条件において溶解する可能性が指摘されているが、これについては本事業以外で事例調査等を実施したうえで、必要に応じてその成果を本事業に反映することとする。収着・拡散パラメータについては、収着データに基づく環境条件への依存性やモデルの適用性に関する分析を、緩衝材を対象により多様な核種について検討するとともに、同様な検討を岩石に対する分配係数や緩衝材中の拡散係数などにも広げていくことが必要となる。収着モデル基礎データについては、地下水中のイオンの収着の核種との競合の可能性を明確にしていくために、Caが飽和した条件でのイオン交換選択係数（ K_{GT} ）の評価手法やpHが比較的高い条件でのCaのエッジサイトへの収着と核種との収着競合の可能性などについての検討を進めることが必要となる。

- ・ 沿岸部の特徴を考慮したコロイドの影響評価については、モンモリロナイトコロイド（クニゲルV1から作成したクニピアF）についてのより浮遊しやすい粒径の小さいコロイドや天然の地下水中の無機コロイドの塩濃度に対する安定性の評価を行うことが必要になる。有機物の影響評価については、有機物による核種移行促進の可能性を示唆した平成28年度の試行が、過度に保守的な条件を想定した評価になっている可能性があるため、沿岸部の地下水条件を考慮したより精緻な影響評価を実施する必要がある。微生物の影響評価については、未培養系統群に属する種の代謝機能の多くが不明であることから、遺伝子情報と地球化学条件との関係調査から代謝機能評価技術の開発を進める必要がある。

③生活圏評価モデル・パラメータ整備および影響評価（4.4節参照）

沿岸部の特徴を考慮するための生活圏評価パラメータの設定手法の整備、評価パラメータの不確実性の設定、生活圏評価モデルの整備などを行うための基盤となる、沿岸部での地表環境およびその時間的変遷の特徴の分析・整理を進めた。その分析・整理では、沿岸部を対象とした生活圏評価の最新事例でありサイトを特定した評価である北欧の事例（フォルスマルク、オルキルオト）および北欧よりもわが国に近い特徴を想定したジェネリックなモデルの構築を行った英国の事例を参照とし、諸外国とわが国での沿岸部での地表環境およびその時間的変遷の特徴の主要な相違点や類似点を抽出した。また、既往事例をわが国の評価へ適用する場合の留意点とその限界などについても検討した。

今後は、沿岸部の特定の地域を対象としたより具体的でその地域の特徴を反映した生活圏評価のモデルやパラメータの設定を行えるようにしていくために、当該地域の地形などに応じたモデル・パラメータの具体化や地表環境の動的変化の明示的モデル化などの技術とデータの整備が必要になると考えられる。

5. おわりに

本事業は、平成 28 年度地層処分技術調査等事業（沿岸部処分システム高度化開発）として、経済産業省資源エネルギー庁から、産業技術総合研究所、日本原子力研究開発機構、原子力環境整備促進・資金管理センター、電力中央研究所の四機関が受託し、第 2 年度目の成果および次年度以降の課題を 2 章～4 章で述べた。

事業の実施にあたっては、四機関がそれぞれに有する専門的な知識や経験を踏まえて、効率的・効果的に成果をあげることができた。

また、四機関の専門知識、経験等を分野間に相互補完的に利用し、かつ融合することによって、分野毎の成果の信頼性や汎用性の向上の向上に努めた。

事業を進めるにあたっては、外部の専門家・有識者などで構成される委員会を設置し、研究計画、実施方法、結果の評価などに関する審議・検討を行った。大西有三委員長（関西大学教授・京都大学名誉教授）をはじめ、大江俊昭委員（東海大学教授）、佐藤努委員（北海道大学教授）、佐藤治夫委員（岡山大学准教授）、竹内真司委員（日本大学教授）、登坂博行委員（東京大学名誉教授）、吉田英一委員（名古屋大学教授）（以上、五十音順）には、有益な意見・助言をいただいた。

次年度以降は、委員会でいただいたご意見などを踏まえながら、四機関の連携を強固にし、わが国における沿岸部固有の環境を前提とした、概要調査段階で必要となる地質環境の調査・工学・安全評価に関する技術開発に取り組んで行く。また、日本列島の成因を考慮しつつ、列島全体を概観できるように地質環境や地下水環境に関する調査の地域や手法を構成する。さらに、分野横断的な課題への取り組みや他分野への成果の反映やフィードバックを適切に実施することにより、地層処分システム全体としての成立性や性能を示す等、事業全体としての総合的な高いレベルの成果の創出に向けて、さらに四機関が協力して事業に取り組んでいく。

平成 28 年度
地層処分技術調査等事業

沿岸部処分システム高度化開発
報告書 付録集

平成 29 年 6 月

国立研究開発法人 産業技術総合研究所

国立研究開発法人 日本原子力研究開発機構

公益財団法人 原子力環境整備促進・資金管理センター

一般財団法人 電力中央研究所

Appendix 目次

- I 地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ
- II 隆起侵食に関わる沿岸海域の地形・地質情報整理
- III 沿岸部海域の数値地形解析図に関するとりまとめ
- IV 文献情報による野外調査候補地域の第一次スクリーニングの詳細結果
- V 文献情報による各地域の段丘性状とそれに基づく経験的指標の高度化のための調査地候補としての適性評価
- VI 現地調査における地域への丁寧な説明と成果の公表に関する配慮について（当該事業に対する理解促進活動）
- VII 原位置調査装置および採取方法の開発
- VIII 国内鉱山の例
- IX 海外情報収集（フィンランドに関連する溶液型グラウト文献のまとめ）
- X フィンランドの性能評価書における掘削・操業から閉鎖までの評価内容・評価結果
- XI 委員会報告
- XII 現地地下水調査展開への課題

Appendix I

地体構造区分に関する情報整理および

地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ

地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ

本付録では、新第三紀中新世以降の地殻変動に着目した地体構造区分の既往研究として、松田・吉川(2001) および垣見ほか(2003) を取り上げ、これらの研究の地体構造区分の論拠を精査し、その結果に基づいてわが国の沿岸部の新第三紀中新世以降の隆起・沈降の様式を整理し、沿岸陸域から沿岸海域への隆起・沈降傾向の内挿・外挿の可能性についてとりまとめた。

とりまとめた成果を、表 1 から表 7 に示す。

なお、本表のとりまとめにあたっては、以下の全国を網羅した文献・資料を参考にした。

- ・ 「日本の海成段丘アトラス」(小池・町田編、2001) の段丘に関わるデータ
- ・ 「日本の地形」1～7 巻(東京大学出版会刊行、2000～2006)
- ・ 地質リーフレット 4「日本列島の地質環境の長期安定性」(日本地質学会刊行、地質環境の長期安定性研究委員会編、2010)
- ・ 産業総合研究所の 20 万分の 1 シームレス地質図 など

また、表 1 から表 7 におけるパターンの定義は以下のとおりである。

- ・ A タイプの地域：沿岸部に活構造が記載されていないかまたは少なく、地質構造の連続性が見込まれる地域
- ・ B タイプの地域：断層が少なく、断層の活動性が評価できれば、あるいは、海岸線と断層の平面分布が高角で交わるなど、その影響が少ないところであれば、部分的に隆起・沈降量を見積もれるかもしれない地域
- ・ C タイプの地域：長波長の開いた褶曲の翼部のデータを使い分ける(傾動と見做せる範囲のデータを使う) などして、部分的に隆起・沈降量を見積もれるかもしれない地域

ただし、B タイプと C タイプのいずれに分類されるか判断が難しい地域、あるいは、両者の要素を有する地域も少なくない。

上記のパターン以外にも、内挿・外挿が議論しうる地域であるものの、火山活動などの影響により、現状では、陸域の隆起・沈降量の見積り、地質構造の連続性の把握が難しい地域、陸域かつ／または海域に活断層等が多く分布する地域など、内挿・外挿が困難な地域もあり、それらは「外挿困難」として表現した。

表 1 地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ一覧表 (1)

プレート	島弧系	位置	松田・吉川 (2001) 及び松田 (1990)				垣見ほか (2003)				本研究での第四紀後期の地殻変動に関する調査結果 地域: 地殻変動の特徴 境界: 地形・地質との対応	隆起・沈降運動の様式化 (海域表記した地域については、外挿すべき陸域の隆起・沈降データが乏しいため、外挿困難と評価した)	パターン		
			区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠	区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠					
北米プレート (オホーツクプレート)	千島弧	前弧	O _c	-	-	-	7A1	千島海溝大陸斜面主部	・西端に隆起帯(海脚など)が発達	-	-	-			
							7A1区/7A2区境界		釧路海底谷		-	-			
							7A2	千島海溝大陸斜面西端部	・東縁に釧路海底谷が存在	-	-	-			
		O _c 区/A区境界		-		7A区/7B区境界		陸棚外縁帯(アサイスマックフロントにほぼ一致)		陸棚外縁帯					
		外帯 (外弧)	A	根室帯	・火山のない正重力異常帯 ・活断層がない地域 ・十勝平野東縁以西の地域は、千島弧の西進に伴う東北日本弧との衝突帯(例えば、伊藤 (1999))とみなした	・本地体は衝突帯と考えられることを踏まえ、松田・吉川 (2001)は、松田 (1990)で十勝平野東縁においた本地帯西縁境界を、日高山脈西縁に変更	7B1	千島弧外帯主部	・外弧隆起帯、安定域、重力異常帯 ・地震活動は低い ・断層は北東圧縮逆断層型	-	・釧路以東はENE-WSW方向に延びる曲隆が特徴。 ・十勝川河口、網走構造線付近を挟んで上盤側(東側、白糠丘陵)の隆起量が、下盤側(西側、十勝平野)の隆起量より大きい。	海岸線に近い方向の軸を有する曲隆(褶曲)で特徴づけられる。	C		
							7B1区/7B2区境界:		釧路海底谷～網走構造線(Kimura, 1981)南部		釧路海底谷～網走構造線南部				
							7B2	千島弧外帯西端部	・本地体は千島弧西進による衝突帯 ・本地体の西部で隆起、東部で沈降 ・地震活動は日高山地内で高く、活断層密度は小さい ・北東圧縮逆断層型	-	・網走構造線を境に十勝平野側で隆起速度を減ずる。 ・十勝平野東縁断層帯を境に東側が上昇(変位)。 ・十勝平野は、全体に隆起量が小さいのに対し、日高山脈では過去10万年間の平均隆起速度が50m/10万年に達するところもある。しかし、両者の境界ははっきりしない。	活断層を考慮する必要がある。また、外挿すべき地質構造に不明確なところがある。	BまたはC (または外挿困難?)		
		A区/B区境界		-		7B区/7C, 12X区境界		千島弧の火山フロント活断層フロントとほぼ一致		火山フロント					
		内帯 (内弧)	B	大雪山-知床帯	・新生代後期の火山活動で特徴づけられる ・知床半島、根釧原野、網走周辺などに比較的短い北東-南西走向の縦ずれ断層が存在	・松田・吉川 (2001)は、松田 (1990)における千島弧内帯南部に大雪火山群を含め変更 ・B区/C区境界は火山活動や地殻活動の観点から区別 ・松田・吉川 (2001)は、本地体西縁境界を、日高山脈西縁に変更	7C	千島弧内帯	・火山性内弧 ・雁行火山列(隆起帯)とその間の沈降帯からなる ・地震活動は火山フロント付近で中程度であり、他地域では低い ・活断層は西北西圧縮横ずれ型	-	・火山列の火山分布域の縁辺部に海成段丘が認められることがあり、全体に隆起傾向にある。ただし、一様ではなく、波状に隆起していると推定される。 ・網走付近はその東西に比べて隆起量が多い。隆起帯の伸びはNNE-SSW方向のよう。この位置網走西方の能取湖西側をこの走向の網走構造線が走る。	海岸線に近い方向の軸を有する曲隆(褶曲)で特徴づけられる(隆起・沈降以前に第四紀火山分布域である)。	BまたはC		
							B区/C区境界		7C区/12W区境界		雁行火山列(知床-阿寒-大雪)北端		雁行配列した第四紀火山/活火山(知床-阿寒-大雪)の分布の北限		
	C						北見帯	・松田・吉川 (2001)では千島弧内帯として ・第三紀に北海道中西部に衝突したオホーツク地塊(北米プレート)の西縁部に相当	・火山活動や地殻活動が微弱であることから、B区と区別 ・松田・吉川 (2001)は、本地体西縁境界を、日高山脈西縁に変更	12W	日高・根室帯北部	・現在の島弧-海溝系に斜交する古い弧 ・最近まで北米-ユーラシアプレート間の衝突境界であり、現在もその影響が認められる ・地震活動は低く、安定域 [垣見ほか (2003)は、本地体を千島弧内帯ではなく「樺太弧」としている]	-	・小池・町田編 (2001)によれば、オホーツク沿岸では、MIS5e, 7, 9の旧汀線高度が、それぞれ、15-25m, 30-40m, 80m前後とがほぼ一定の高度で連続している。ただし、サロマ湖～紋別付近では、その北西側よりやや隆起量が小さい。 ・湧別川、渚滑川沿いなど、オホーツク海に対してはほぼ北東方向に流下する河川では、河川沿いに複数段の河成段丘が分布し、内陸部も隆起傾向にあったと考えられる。	地体の境界部分では、境界部の活断層等の影響を受けているが、概ね一様に隆起している。
		C区/D区境界		12W区/12X区境界		神居古潭傾動帯東縁線				天塩山地と北見山地の境界で、低地(盆地)が断続的に分布。北部には間寒別盆地の断層帯。神居古潭傾動帯東縁線は実体が良く分からない。					
	千島弧西縁-衝突帯東縁	B区/D区境界		-		7C区/12X区境界		神居古潭傾動帯東縁線		夕張山地と富良野盆地の境界付近、南部には富良野断層帯がある。					
		A区/D区境界		-		(7B2区内部、該当なし)				松田・吉川 (2001)は垣見ほか(2003)の7B2区の中にA区/D区境界を引いていることになるが、日高山脈西縁、南部にはこれに相当する活断層等の記載無し、北端付近に富良野断層が分布。					
		A区/B区境界の一部		-		7B2区/12x区境界		千島弧の火山フロント		火山フロント?					
		(D区内部、該当なし)		-		7B2区/12Y区境界		札幌・苫小牧低地帯西縁		石狩平野東縁断層帯					
		O _c 区/O ₁ 区境界		-		(7A2区内部、該当なし)				石狩平野東縁断層帯の南方延長?					
		(OT区内部、該当なし)		-		7A2/8A1区境界		日高舟状海盆北縁(水深1,000m線)～千島・日本海溝会交部							
		D		天塩-夕張衝突帯	・北海道中軸部(稚内～樺炭岬)及び北海道南部衝突帯(十勝平野～日高山脈～札幌地帯)の2つの衝突帯からなる ・活断層は多くないものの、稚内南方、十勝平野東縁などに南北走向の活断層及びそれに伴う活褶曲が存在	・松田・吉川 (2001)は、本地体西縁境界を、日高山脈西縁に変更	12X	石狩天塩帯北部	・衝突上盤側の隆起優勢の褶曲-逆断層地域	-	・北部では、天塩平野と宗谷丘陵の境界には活断層(横曲)があると考えており、これを境に隆起域(内陸側/東側)と沈降域(海岸側/西側)に分かれる。 ・南部でも、石狩平野東縁断層を境に、石狩平野が沈降、夕張山地が隆起。	沿岸部において、海岸線にほぼ平行ないし低角で斜交する活断層・活褶曲が推定される。変動が著しい地体であり、変動傾向が一定という前提が成り立たないかもしれない。	BまたはC		
	(D区内部、該当なし)		-				12X区/12Y区境界		天塩断層帯～新十津川・留萌構造線		南部の陸域は増毛山地東縁断層帯				
(F)	(奥羽-道南帯の一部)	(F区の北部東縁部にあたり、衝突帯と見做していないが、ここでは衝突帯に含めることとする)	-	12Y	礼文権戸帯	・衝突下盤側の沈降域 ・ただし、樺太山地のみ隆起域	-	・隆起域と沈降域が混在 ・大まかには、北部の山地は逆断層によりポップアップした隆起域、南部の低地帯は褶曲変形に伴う沈降域	北部では、沿岸部において、海岸線にほぼ平行ないし低角で斜交する活断層・活褶曲が推定される。	BまたはC					

表 2 地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ一覧表 (2)

プレート	島弧系	位置	松田・吉川 (2001) 及び松田 (1990)				垣見ほか (2003)				本研究での第四紀後期の地殻変動に関わる調査結果 地域: 地殻変動の特徴 境界: 地形・地質との対応	隆起・沈降運動の様式化 (海域表記した地域については、外挿す べき陸域の隆起・沈降データが乏しいた め、外挿困難と評価した)	パターン			
			区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠	区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠						
北米プレート (オホーツクプレート)	天塩-夕張 衝突帯 西縁	東北日本 弧 東縁	(F区内部、該当なし)	-	-	12V区/13区境界	礼文島西方沖断層～天売島・留萌沖陸棚外縁線	-	-	-	-	-				
			D区/F区境界	道南山地/石狩平野	-	12V区/8C区境界	石狩湾南西縁～札幌・苫小牧低地帯西縁	-	道南山地と石狩平野の境界、一部は野幌断層と推定される。	-	-					
			D区/O ₁ 区境界	-	-	12V区/8B区境界	日高舟状海盆北縁(水深1,000m線)	-	-	-	-					
			O _c 区/O ₁ 区境界	-	-	7A2及び7B2区/8A1区 境界	千島・日本海溝会交部	-	道南山地と石狩平野の境界南端付近の海域の境界は良く 分からない。石狩平野東縁断層帯の南方延長?松田・吉 川(2001)のD区/O ₁ 区境界は垣見ほか(2003)の7B2区 /8A1区境界よりやや海岸寄り。	-	-					
	前弧	O _T	-	[本地体は、垣見ほか(2003)における 10A1区の一部(伊豆小笠原弧北端域)を 包含している]	-	8A1	日高舟状海盆	・千島弧・東北日本弧会交部の深海平坦 面と海溝陸側斜面	-	-	(海域)	-				
						8A1区/8A2区境界		1968年十勝沖地震余震域の南縁		-	-					
						8A2	三陸沖大陸斜面	・深海平坦面と海溝陸側斜面 ・地震活動は極めて高く、プレート境界付 近の大地震域	-	-	(海域)	-				
						8A2区/8A3区境界		1978年宮城県沖地震余震域の南縁		-	-					
						8A3	常磐沖大陸斜面	・深海平坦面と海溝陸側斜面 ・地震活動は極めて高く、プレート境界付 近の大地震域	-	-	(海域)	-				
						8A3区/8A4区境界		銚子海脚北縁		-	-					
	O ₁ 区/E区境界:		水深ほぼ1,000m付近		8A(1-3)区/8B区境界		陸棚外縁線(アサイスマックフロントにほぼ一致)		陸棚外縁帯		-	-				
	外帯 (外弧)	E	北上帯	・大部分が新生代の緩慢な隆起帯 ・第四紀火山はなく、地層の変形は軽微	・東北日本弧の火山フロントより東側(海 溝側)の地域	8B	東北日本弧 外帯	・外弧隆起帯、安定域 ・重力高異常域 ・地震活動は低く、活断層密度も極めて 小さい	-	・北上山地内を東へ傾動しながら隆起と見做している(田 力・池田, 2005)。	北上山地は概ね一様な傾動運動で説明 される可能性がある。	A				
													E区/F区境界	-	8B区/8C区境界:	東北日本弧の活断層フロント(火山フロントに一致)
	内帯 (内弧)	F	奥羽-道南帯	・新生代後期の火山活動及び東西圧縮 の褶曲・断層運動で特徴づけられ、盆地・ 山地境界付近に島弧方向の逆断層が発達。 ・横ずれ断層は発達しない ・“盛岡・白河線”沿いの逆断層帯から日 本海沿岸の出羽丘陵西縁・越後山脈西 縁までの東北地方主部とその北方に続く 渡島半島を東北日本内帯主部としている	・松田・吉川(2001)は、松田(1990)から北 海道西方海域の大部分を本地帯に含む よう変更している	8C	東北日本弧 内帯	・火山性内弧、隆起優勢 ・脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯) とその間の盆地列(沈降帯)からなる ・島弧方向の逆断層～褶曲が発達 ・活断層は、島弧と平行に、また隆起帯基 部に発達 ・地震活動は高く、断層は東西圧縮断 層型	-	・第四紀火山/活火山が分布しないところでは、概ね島弧 と平行な活断層、活褶曲が数列分布し、盆地が南北に配 列し、隆起帯・沈降帯が交互に分布する。 ・火山のホットフィンガー(Tamura et al. 2002)に対応した 東西方向の隆起がある可能性がある。	北海道の黒松内断層帯、函館盆地西縁 断層帯、秋田県の北由利断層、庄内平野 東縁断層帯など、留意すべき活断層があ る。秋田以南の活断層は海岸線に平行ま たはそれに近く、外挿が難しい。東西方 向の隆起帯については、詳細が分かっ ていない。	BまたはC				
													F区/G区境界	-	8C区/13区境界	北海道西部海域: 積丹・寿都沖陸棚外縁～奥尻海盆 東北日本西部海域: 西津軽海盆の各東縁～秋田・酒田沖陸棚外縁 新潟・長野北部地域: 新潟平野西縁～長野盆地西縁断層帯～松本盆地東縁
その他	G	日本海東縁帯	・海域では多くの活構造と歴史大地震が 知られている ・陸域では著しい活褶曲が存在 ・信濃川断層帯は新第三紀の著しい沈降 堆積域のほぼ東縁にあたるが、第四紀に は西側隆起の運動 ・南部では多断層多地震構造区	-	13	日本海東縁	・海域活断層分布(例えば、岡村, 1998) の西縁を西側境界とする幅の広い衝突帯 ・沈降優勢の褶曲・逆断層・傾動運動 ・地震活動は高く(ただし北部は中程 度)、東西圧縮逆断層 ・活断層は島弧と平行な海嶺・海盆の縁 に発達し、褶曲軸と平行 ・新生プレート境界周辺の変動帯の可能 性あり(例えば、中村, 1983)	-	・局所的に大きな隆起箇所あり。奥尻島、深浦、男鹿半 島、東嶺引丘陵、佐渡島など。 ・新潟平野は我が国で最も沈降速度が速い地域の一つで ある。	海岸線に平行な非常に多くの活断層・活 褶曲によって特徴づけられる地体である。 比較的広い陸域としては佐渡島がある が、外挿は難しい。	BまたはC					
												F区・G区/K区・L区境界	-	8C・13区/10D1・10C1・ 10C2区境界	富山深海長谷東縁～糸魚川-静岡構造線	糸魚川-静岡構造線活断層系およびその北方延長
南部フォッ サマグナ 衝突帯西 縁	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
												F区/H区境界	-	8C区/10B1区境界	浅間火山南麓～八ヶ岳東麓～苗崎	相当する活構造無し、火山フロントが境界か?
												E区/H区境界	-	8B区/10B1区境界	八溝山地～足尾山地各南縁を結ぶ線(関東構造線にほぼ一致)	利根川構造線(高橋, 2006など)
		O ₁ 区/H区境界	-	8A4区/10A1・10B1区境 界	犬吠崎沖陸棚外縁と相模トラフ東端部に延びる海脚の東縁を結ぶ線	-	-	-	-	-						

表 3 地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ一覧表 (3)

プレート	島弧系	位置	松田・吉川 (2001) 及び松田 (1990)				垣見ほか (2003)				本研究での第四紀後期の地殻変動に関わる調査結果 地域: 地殻変動の特徴 境界: 地形・地質との対応	隆起・沈降運動の様式化 (海域表記した地域については、外挿すべき陸域の隆起・沈降データが乏しいため、外挿困難と評価した)	パターン				
			区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠	区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠							
北米プレート (オホーツクプレート)	(衝突帯)	-	H	南部フォッサマグナ衝突帯	<ul style="list-style-type: none"> ・本地体は箱根以北の南部フォッサマグナ地域とその東側の関東山地を含む関東地方西南部 ・伊豆半島を除く南部フォッサマグナ地域は、駿河トラフ-相模トラフに平行した強い圧縮性の地質構造 ・南部フォッサマグナ地域中央部でフィリピン海プレート上の伊豆地塊(伊豆半島)の衝突を受けている ・本地帯の主な断層は、北東～北西から伊豆半島北部に向かって衝上する逆断層性のものが多い ・三浦半島・房総半島の活断層群、立川断層、深谷断層など、東側半分では、北西-南東方向の横ずれ断層が卓越。 ・多断層多地震構造区 	<ul style="list-style-type: none"> ・本地帯は太平洋側沖合帯(O区及びP区)に接しているがそれらとの境界は便宜的に相模湾・駿河湾北部の海岸線付近としている 	10B1	関東東部	<ul style="list-style-type: none"> ・北側は、浅間火山南麓～八ヶ岳東麓～八溝山地～足尾山地各南縁を結ぶ線(関東構造線にほぼ一致)により、東北日本弧と直に接する ・本地体の南西部は衝突帯であり、顕著な隆起と北へ凸の湾曲と褶曲・逆断層が存在 ・主部は関東構造盆地(沈降域)とその周辺の隆起域からなる 	<ul style="list-style-type: none"> ・10A1区(相模トラフ大陸斜面)とは地震性地殻変動のヒンジ線で境される 	<ul style="list-style-type: none"> ・地域としては、南部ほど、また西部ほど隆起量が多い。足柄山地、丹沢山地、関東山地、房総半島(南部)など、この地域の南部太平洋沿いは我が国では最も隆起速度が速い地域を含む地域の一つ。 	房総半島、三浦半島、変動が著しい地体であり、北武・武山断層帯、鴨川地溝帯の断層などの活断層に留意する必要があるに加え、変動傾向が一定という前提が成り立たないかもしれない。	BまたはC				
							10B1区/10A1区境界	大磯丘陵北縁から三浦半島基部を経て勝浦海底谷を結ぶ線	-	-							
北米プレート (オホーツクプレート)	(衝突帯)	-	H	南部フォッサマグナ衝突帯	<ul style="list-style-type: none"> ・本地帯は太平洋側沖合帯(O区及びP区)に接しているがそれらとの境界は便宜的に相模湾・駿河湾北部の海岸線付近としている 	<ul style="list-style-type: none"> ・半島部には地震隆起海成段丘が存在 ・相模湾内に隆起堆列が存在 ・本地体は伊豆小笠原北端の衝突域(9C1区)により10A2～3区と分断される ・本地体はプレート境界付近の大地震域にあたり、その地震活動は極高い 	10A1	相模トラフ大陸斜面	-	-	(海域)	-					
							10A1区/9C1区境界	大磯丘陵西縁～丹沢山地南縁(神縄断層)～安居山断層(西端)	駿河トラフ	相模トラフ	-						
(プレート境界)							10B1区/10B2・10C2区境界	(北端は箱崎から)甲府盆地西縁～富士川河谷	糸魚川-静岡構造線活断層系(南部)～富士川断層帯	-	-	-					
							9C1区/10A2-3区境界	駿河トラフ軸	駿河トラフ	-	-	-					
							10B1区/9C1区境界	大磯丘陵西縁～丹沢山地南縁(神縄断層)～安居山断層(西端)	国府津-松田断層、神縄断層など	-	-	-					
							10A1区/9C2区境界	伊豆小笠原弧の火山フロントの北端	相模トラフ	-	-	-					
							10A1区/9A・9B区境界	相模トラフ軸	相模トラフ	-	-	-					
フィリピン海プレート	伊豆・小笠原弧	内帯	I	伊豆-硫黄島帯	<ul style="list-style-type: none"> ・本地帯は、フィリピン海プレートの北端部である箱根以南の伊豆半島とその周辺(伊豆・マリアナ北端部)からなる ・南部フォッサマグナ衝突帯と比較して地層の変形は小さいが、短い活断層が多いことで特徴づけられる ・東伊豆の海岸には単成火山群が存在 ・活断層は丹那断層帯がもっとも大きく、比較的短い北西-南東走行の右ずれ断層が存在 ・西海岸の遠磨火山付近には正断層が存在 	<ul style="list-style-type: none"> ・松田・吉川 (2001)は、松田 (1990)における伊豆地塊から小笠原帯を分離した 	9A	伊豆小笠原海溝大陸斜面	<ul style="list-style-type: none"> ・プレート境界付近の大地震域であり、地震活動は高い 	-	(海域)	-					
							O ₁ 区/I ₀ 区境界	-	9A区/9B区境界	水深3000m付近の傾斜変換線	-	-	-				
							外帯	I ₀	小笠原帯	-	9B	伊豆小笠原外帯	<ul style="list-style-type: none"> ・非火山性外帯であり外弧隆起帯 ・北部に浅い堆や海底谷が発達 ・地震活動は低く、活断層密度は極めて小さい 	-	-	島嶼内に海成段丘が乏しく、第四紀後期の隆起量自体を見積もることが難しい。	外挿困難
							I ₀ 区/I ₁ 区境界	-	9B区/9C区境界	伊豆小笠原弧の火山フロント	-	-	-				
							9C1	伊豆半島	<ul style="list-style-type: none"> ・フィリピン海プレート北端の衝突域 ・本地体東縁と西縁は斜め沈み込み帯である ・地震活動は高い ・活断層は南北圧縮横ずれ断層型であり、その密度は大きい 	-	<ul style="list-style-type: none"> ・段丘の発達が悪いが、海成段丘状の浸食平坦面が4段あるという報告があり、継続的に隆起しているところがあったと推定できる。 ・断片的な段丘の分布から、東海岸側で隆起、西海岸側で沈降という見解もある。 ・右留崎断層に代表される、横ずれ運動を呈する地表地震断層、活断層が分布する。 	隆起量データに乏しく、現状では良く分からないが、少なくとも、活断層を考慮する必要がある。	B または C				
9C1区/9C2区境界	伊豆東縁(伊豆半島東岸沖大陸斜面基部から石崎海底谷)	-	-	-													
9C1区/10A2-3区境界	駿河トラフ軸	-	-	-													
9C2	銭州海嶺	<ul style="list-style-type: none"> ・火山性内弧、火山は北東方向に配列する ・北方へ傾動 ・地震活動は北部で高く、その他は不明 ・活断層密度は大きい 	-	-	概ね火山島のみであり、第四紀後期の隆起量自体を見積もることが難しい。	外挿困難											
9C2区/9C3区境界	伊豆大島大室ダシから銭州海嶺南面にかけての大陸斜面基部	-	-	-													
9C2区/10A2-3区及び10A4区境界	伊豆海嶺西斜面基部	-	-	-													
9C3	伊豆小笠原内帯主要部	<ul style="list-style-type: none"> ・火山性内弧である ・東縁に火山列が存在する ・北部で海盆縁に南北性断層が存在 ・地震活動は中程度と推定しており、活断層密度は大きい 	-	-	概ね火山島のみであり、第四紀後期の隆起量自体を見積もることが難しい。	外挿困難											

表 4 地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ一覧表 (4)

プレート	島弧系	位置	松田・吉川 (2001) 及び松田 (1990)				垣見ほか (2003)				本研究での第四紀後期の地殻変動に関わる調査結果 地域: 地殻変動の特徴 境界: 地形・地質との対応	隆起・沈降運動の様式化 (海域表記した地域については、外挿すべき陸域の隆起・沈降データが乏しいため、外挿困難と評価した)	パターン						
			区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠	区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠									
(プレート境界)			G区/T区境界		-	5区/13区境界	海域活断層分布(例えば、岡村、1998)の西縁		プレート境界										
			F区・G区/K区・L区境界		-	8C・13区/10C1・10C2区境界	富山深長谷東縁～糸魚川-静岡構造線		糸魚川-静岡構造線活断層系中部・北部およびその北方延長										
			H区/J区境界		(再掲)	-	10B1区/10B2区境界	(北端は蒲崎から) 甲府盆地西縁～富士川河谷		糸魚川-静岡構造線活断層系南部、富士川断層帯									
			H区/Ps区境界		-	-	9C1区/10A2-3区境界	駿河トラフ		富士川断層帯海域延長(駿河トラフより西側に境界を設けている)									
			I区/Ps区境界		-	-	9C2区/10A4区境界	駿河トラフ		駿河トラフ									
ユーラシアプレート (アムールプレート)	西南日本弧	前弧 (海盆)	Ps	-	-	J区との境界は、海域であるが、便宜上ほぼ陸棚外縁付近とした	10A2～3 駿河湾～遠州灘	中央に御前崎海脚(南北方向の隆起帯)が存在 ・西縁に海底谷が存在 ・プレート境界付近の大地震域に当たり、地震活動は高い ・活断層は、駿河-南海トラフと平行に一部海底谷沿いに存在し、また、北東部に左雁行の逆断層が存在	・10B2区(西南日本弧外帯)とは地震性地殻変動のヒンジ線で境される	-	(海域)	-							
							10A2～3区/10A4区境界		高松海底谷～天童海底谷		-								
							10A4 熊野灘	・海域の陸側から海側にかけて舟状海盆～外縁隆起帯～海溝陸側斜面が分布 ・南北方向に海脚(隆起帯)、他の地体区との境界に海底谷が存在 ・プレート境界付近の大地震域に当たり、地震活動は高い	(同上)	-	(海域)	-							
							10A4区/10A5区境界		富田海底谷～潮岬海底谷		-								
							10A5 紀伊水道沖	(同上)	(同上)	-	(海域)	-							
							10A5区/10A6区境界		室戸半島東側の海底断層崖基部～室戸海丘東縁とその南方延長		-								
							10A6 土佐沖	(同上)	(同上)	-	(海域)	-							
							10A6区/10A7区境界		足摺海底谷		-								
							10A7 日向灘	(同上)	(同上)	-	(海域)	-							
							(J区内部、該当なし)		10A4-7区/10B2区境界		有度丘陵西縁～御前崎半島基部～遠州灘陸棚外縁～紀伊半島先端(木本～白浜)～紀伊水道陸棚外縁～室戸半島基部～足摺半島基部		隆起運動のヒンジライン?						
							Ps区/J区境界		陸棚外縁付近		(10A4-7内部、該当なし)		-						
							外帯	J	赤石-四国帯	・中央構造線より南側の太平洋沿岸地帯 ・本外帯には活断層は極めて少ない		・松田・吉川 (2001) は、松田 (1990) における中部地方の本地帯北縁を、近畿以西と同様に、中央構造線に変更している		10B2 西南日本弧外帯	・外弧隆起帯の安定域である ・地震活動は低く、活断層密度も低い	-	・J/K境界の北部は伊那谷断層帯で相対的に西側の隆起量が大きい。 ・紀伊半島、四国では、北に行くほど隆起量が小さくなる傾向がある	傾動で説明できると期待されるが、後期更新世以降の隆起量が大きい地域の沿岸では、活断層に注意する必要がある。	A (一部Bを含む)
										J区/K・M1・M2区境界		-		10B2区/10C2・10C3・10C5区境界		渥美半島北縁(中央構造線と一致)～赤石山南縁～(北端は身延)		中央構造線活断層系、多気断層、伊那谷断層帯などM1/J境界の東端には中央構造線活断層系は延びない。	
内帯	K	美濃・飛騨帯	・本地帯(西南日本内帯東部)には活断層が極めて多い ・活断層の活動度も高く、日本列島陸域のA級活断層の大部分はこの地帯に存在する ・中部地方の高原地帯には横ずれ断層が卓越する ・横ずれ断層は、その走向が北西のものは左ずれ、北東のものは右ずれという規則性がある ・多断層多地震構造区		・松田・吉川 (2001) は、松田 (1990) から、若狭湾-伊勢湾以東の中部地方を美濃・飛騨帯と変更している ・能登・富山地域はこの地域から除外したとしている		10C2 中部山岳帯	・西南部(濃尾平野)を除き顕著な隆起域 ・本地帯北部には火山が存在 ・活断層は、北西(左)及び北東(右)が卓越し、東西圧縮場 ・地震活動が高く、東西圧縮横ずれ断層型(まれに逆断層型) ・活断層密度は大きい	-	・東縁部の飛騨山地は我が国で最も隆起量が大きい地域の一つ。 ・北西端の越前山地も100mを越えるところがある。 ・濃尾平野は傾動盆地で西側は沈降域。	沿岸部としては、富山湾、若狭湾、伊勢湾、三河湾があるが、いずれも地体境界近傍であり、活断層・活褶曲を考慮しなければならない可能性が高いと考えられる。	BまたはC							
			K区/M1区境界		-		10C2区/10C3区境界		牧野湾-伊勢湾線(甲斐断層～柳ヶ瀬断層～養老-桑名-四日市断層帯～伊勢湾)		甲斐断層、柳ヶ瀬断層、関ヶ原断層、養老断層など、甲斐断層を挟む両側の隆起量差は100mを越え、計測できるものとしては最大の落差。								
内帯	M1	近畿三角帯	・本地帯には南北方向の逆断層が発達する ・本地帯は多断層多地震構造区としている		・松田・吉川 (2001) は、松田 (1990) の「中国・北九州帯」を細区分し本地帯を設定[ただし、松田・吉川 (2001) における本地帯(M1区)は、松田 (1990) ではK区に相当することに注意されたい]		10C3 近畿三角帯	・沈降優勢域 ・南北方向に山地・盆地列が発達 ・地震活動が高く、多くが東西圧縮横ずれ断層型であるが一部逆断層型 ・活断層密度は大きい	-	・沈降域が卓越するも、隆起域もあり、混在。複数の傾動地塊の集まりと推定される。 ・西南縁の淡路島は断層に挟まれてポップアップした隆起帯。	沿岸部としては、若狭湾、伊勢湾、大阪湾があるが、いずれも地体境界近傍であり、活断層・活褶曲を考慮しなければならない可能性が高いと考えられる。	BまたはC							

表 5 地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ一覧表 (5)

プレート	島弧系	位置	松田・吉川 (2001)及び松田 (1990)				垣見ほか (2003)				本研究での第四紀後期の地殻変動に関する調査結果 地域:地殻変動の特徴 境界:地形・地質との対応	隆起・沈降運動の様式化 (海域表記した地域については、外挿すべし陸域の隆起・沈降データが乏しいため、外挿困難と評価した)	パターン	
			区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠	区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠				
ユーラシアプレート (アムールプレート)	西南日本弧	内帯	M ₁ 区/M ₂ ・M ₃ 区境				10C3区/10C4・10C5区境界				甲斐城断層～花折断層～有馬-高槻断層～淡路島西方(野島断層の西側)	花折断層、有馬-高槻構造線東部、野島断層など。相対的に、神戸側では西側隆起、淡路島側では東側隆起。活断層は横ずれ。		
			M ₂	瀬戸内帯	-	-	10C4 (南部)	西近畿 (南部)	・丹波高原は安定隆起域 ・本地体北部には単成火山群が存在 ・地震活動は中程度から高く、活断層密度は中程度 ・西北西圧縮横ずれ断層型	-	-	・西部の古加川付近から内陸の福知山盆地などにかけては、海成・河成段丘の分布が見られ、隆起域にあると考えられる。	やや隆起していると考えられるが、その量は地体全体に渡って非常に小さいと考えられる(実質的な内挿・外挿)。	A
							10C4区/10C5区境界		山崎断層とその北西延長		-	-		
			10C5 (南東部)		中国山地・瀬戸内海 (南東部)	・本地体は沈降域に相当すると考えられる ・北部には単成火山群が存在 ・地震活動は中程度であり、活断層密度は小さい	-	-	・全体として、瀬戸内では海成段丘の発達が乏しく、地殻変動が緩慢で、後期更新世以降はわずかに隆起しているが、殆ど隆起も沈降もしていないと見られる(稲谷ほか、2016)	やや隆起していると考えられるが、その量は地体全体に渡って非常に小さいと考えられる(実質的な内挿・外挿)。	A			
			M ₂ 区/M ₃ 区境界				(10C4-6内部、該当なし)				-	東半分は火山フロントと思われる。M ₂ 区/M ₃ 区境界の西端は岩国断層帯、この付近を境に、西側(宇部地域)で隆起量が相対的に大きい。		
			M ₃	山陰-北九州帯	同上	同上	10C4 (北部)	西近畿 (北部)	・若狭湾は沈降域 ・丹波高原は安定隆起域 ・本地体北部には単成火山群が存在 ・地震活動は中程度から高く、活断層密度は中程度	-	-	・隆起・沈降が比較的少なく、後期更新世以降わずかに隆起している	沿岸陸域・海域の断層の影響を考慮する必要があると考えられる。	B
							10C4区/10C5区境界		山崎断層とその北西延長		-	-		
							10C5 (北西部)	中国山地・瀬戸内海 (北西部)	・北半部は安定隆起域、南半部は沈降域 ・北部には単成火山群が存在 ・地震活動は中程度であり、活断層密度は小さい	-	-	・隆起・沈降が非常に少なく、後期更新世以降わずかに隆起していると推定される。	沿岸海域の活断層等を考慮する必要があるが、隆起量自体は小さいと見込まれる。	BまたはC
							10C5区/10C6区境界		菊川断層とその北西・南東海域への延長		-	-		
							10C6	北九州・老岐	・南部は隆起優勢、北部は沈降優勢の安定域 ・地震活動は低く、活断層密度は中程度	-	-	・柳井～宇部～下関にかけては、比較的段丘の発達が良い。 ・北九州～福岡付近は、隆起域と沈降域が混在するとされ(下山ほか、1999)、北北西-南南東の断層の影響と考えられる。 ・国東半島は活火山であるが、その周囲を海成段丘に囲まれている。見積られる隆起速度は、20m/10m万年以下である。 ・福岡より西、背振山地北方は、複数段の河成段丘の分布からわずかに隆起していると推定されるが、海成段丘は殆ど分布しておらず、隆起速度は小さいと推定される。	下関～福岡付近は北北西-南南東の断層の影響を考慮する必要がある。福岡より西側、瀬戸内海側は、隆起速度が小さいという意味で外挿が可能と期待される。	A(西部) B(東部)
							10C6区/10C7区境界		唐津～老岐西側海域		-	-		
			10C7		北松浦・五島	・沈降優勢の安定域 ・陸域には活断層が存在せず、活断層密度も極小さい	-	-	・唐津付近より西は、わずかに隆起している地域があるが、海成段丘アトラスに記載された過去10万年間の隆起速度は最大でも12m/10万年である。北松浦半島や五島列島には海成段丘の記載がない。	全体的に極めて安定的な隆起地域であり、隆起速度は非常に小さいという推定ができるという意味で、内挿・外挿可能と考えられる。	A			
			L区/K区境界				10C2区/10C1区境界				黒部平野・富山平野・砺波平野の各南縁～金沢平野東縁断層帯の南端	L区には逆断層、K区北部は横ずれ断層が卓越するが、両者の境界は不明確。		
			L区/M ₃ 区境界				10D4・10C5・10C6・10C7区/10D1・10D2区境界				鳥取沖断層帯～宍道湖・中海低地帯～対馬海峡東水道東縁	L区・M ₃ 区境界は、大部分が海域活断層であるが、その一部が宍道断層帯を含む島根半島を作った断層か。		
			L	能登-宍道帯	・地形的、断層の特徴から、中部地方主部と区別できる ・本地体は、縦ずれ断層が卓越しており、顕著な横ずれ断層はない	[松田 (1990)は、地形及び断層の特徴からその周辺海域を含めて、中部地方主部(中部・近畿帯)から本地体を分離した。さらに、松田・吉川 (2001)は、西縁を宍道半島・対馬まで延ばし、能登-宍道帯と変更したが、その根拠は未記載である]	10C1	能登	・能登半島部は準安定域 ・地震活動は中程度から低く、逆断層型が多い ・活断層密度は中程度	[垣見ほか (2003)では、垣見ほか(1994)の10C1区の南縁境界を中部山岳(10C2)中の縦ずれ断層を主とする地域(北部)と横ずれ断層を主とする地域(中・南部)の境界の位置へと移動している]	・邑地島の北側は、定向的累積性が顕著な隆起域で、我が国で最も多段の段丘が発達する。大域的に北部ほど隆起量が大きく、最大100m程度。 ・能登半島北岸には海底活断層が分布する。 ・邑地島は南北両縁を逆断層で区切られた沈降域と見られる。 ・邑地島の南側は宝達丘陵など、逆断層によって持ち上がった隆起域が特徴。	半島全体で見て、隆起量は一律ではなく、活断層も比較的多く分布するため、内挿・外挿には精査が必要である。	BまたはC	
10C1区/10D1区境界		能登半島北岸					-	-	海域活断層					
10D1		能登・若狭沖海域	・東部は半島状大陸棚であり安定域 ・西部は東北東方向の舟状海盆・海嶺・堆列が発達し、同方向に断層が存在 ・地震活動は低く、活断層密度も低い	-	-	-	(海域)	-						

表 6 地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ一覧表 (6)

プレート	島弧系	位置	松田・吉川 (2001) 及び松田 (1990)				垣見ほか (2003)				本研究での第四紀後期の地殻変動に関する調査結果 地域: 地殻変動の特徴 境界: 地形・地質との対応	隆起・沈降運動の様式化 (海域表記した地域については、外挿すべき陸域の隆起・沈降データが乏しいため、外挿困難と評価した)	パターン
			区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠	区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠			
ユーラシアプレート (アムールプレート)	西南日本弧	内帯	L	(再掲) 能登-穴道帯	(再掲) ・地形的、断層の特徴から、中部地方主部と区別できる ・本地体は、縦ずれ断層が卓越しており、顕著な横ずれ断層はない	(再掲) [松田 (1990)は、地形及び断層の特徴からその周辺海域を含めて、中部地方主部 (中部・近畿帯) から本地体を分離した。さらに、松田・吉川 (2001)は、西縁を穴道半島・対馬まで延ばし、能登-穴道帯と変更したが、その根拠は未記載である]	10D1区/10D2区境界	隠岐諸島東方大陸棚外縁線		-	・対馬には低い海成段丘が認められ、隆起量は小さいと推定される。	対馬の隆起速度は非常に小さいという推定ができるという意味で、外挿可能かもしれない。しかし、西岸については、断層の活動性について精査する必要がある。	B
							10D2	隠岐・対馬海域	・広い大陸棚上に緩やかな褶曲が存在 ・南西縁には舟状海盆が存在 ・対馬西岸の海底には、対馬を隆起させるような活断層が分布するという見解がある (九州活構造研究会, 1989) ・地震活動は低く、活断層密度は極めて低い	-			
			L区/T区境界		-	10D1・10D2区/5区境界	大和海域南縁～対馬海盆南縁の大陸斜面基部		大陸棚外縁線?	-	-	-	-
			T	(日本海)	-	5	(日本海)	-	-	-	-	(海域)	-
	西南日本弧西縁	琉球弧北東縁	M ₃ 区/N ₂ 区境界		-	10C7区/11X0・11X1区境界	国東半島南～佐賀平野北～男女海盆北西縁		大分湾沿岸～久留米付近には、正断層群。	-	-	-	
			J区/R区境界		-	10B2区/11B1区境界	豊後水道		-	-	-	-	
			P ₃ 区/P ₆ 区境界		-	(10A7内部、該当なし)	九州・パラオ海嶺東縁の北西延長部		-	-	-	-	
			(P ₆ 区内部、該当なし)		-	10A7区/11B1区境界	九州・パラオ海嶺東縁の北西延長部		-	-	-	-	
	琉球弧	前弧 (海盆)	P _R	-	-	・北縁は海域にあるが、便宜上ほぼ陸棚外縁付近としている	11A1	琉球海溝大陸斜面北部	・海段列を伴う海溝陸側斜面 ・南縁に舟状海盆、内部に海底谷が存在 ・地震活動は高く、プレート境界付近の大地震域 ・活断層密度は大きいと推定	-	-	(海域)	-
							11A1区/11A2区境界		奄美舟状海盆とその北西延長		-	-	-
11A2							琉球海溝大陸斜面中部	・海段を伴う海溝陸側斜面 ・南縁に舟状海盆、喜界島で地震隆起段丘が存在 ・地震活動は中程度から高く、プレート境界付近の大地震域 ・活断層密度は中程度	-	-	(海域)	-	
11A2区/11A3区境界							慶良間海裂とその北西延長		-	-	-	-	
11A3		琉球海溝大陸斜面南部	・海溝陸側斜面 ・プレート境界付近の大地震域 ・活断層密度は小さい	-	-	(海域)	-						
P _R 区/R区境界		-	11A区/11B区境界	陸棚外縁線 (琉球列島東岸沖)		-	-	-	-				
外帯 (外弧)		R	宮崎-沖縄島帯	-	・九州における火山フロントの東側に位置する	11B1	九州・琉球弧外帯北部	・外弧隆起帯で陸域には隆起海岸段丘が発達 ・地震活動は低く、活断層密度は極小さい ・陸域には隆起海岸段丘が発達。 ・北部に短いB級活断層が分布。 ・地震活動は低く、活断層密度は極小さい	-	・宮崎付近、海成・河成段丘共に発達が良い地域。過去10万年間の隆起速度が大きく、宮崎平野北西部では速度が比較的揃っている。 ・宮崎平野前縁海域には、活断層等は分布しない。 ・山際に分布する活断層はいずれも北西上がりであるが、北東延長部の日向市付近では、隆起速度は宮崎平野よりも明らかに小さく、断層の沿岸部の隆起への影響は小さいと推定される。	陸域の活断層に留意する必要があるが、一様な傾動運動が想定される。	A	
						11B1区/11B2区境界		奄美舟状海盆とその北西延長		-	-	-	
						11B2	九州・琉球弧外帯中部	・外弧隆起帯 ・島嶼間に北西方向の海峡 (断層凹地) が発達 ・北縁と南縁に海盆、海裂が存在 ・地震活動は中程度から低く、活断層密度は中程度または大きい	-	・南西諸島には、広く海成段丘が分布しており、隆起傾向にある。特に隆起量が多いのは、種子島、屋久島、喜界島である。このうち、喜界島は後期更新世以降の隆起量が200mを超える。	島嶼自体には海成段丘が分布し、過去10万年間の平均隆起速度を見積もれるが、島毎に大きな差があり、隆起様式を把握することが課題となる。	BまたはC	
						11B2区/11B3区境界		慶良間海裂とその北西延長		-	-	-	
11B3	九州・琉球弧外帯南部	・外弧隆起帯 ・島嶼間に北西方向の海峡 (断層凹地) が発達 ・北縁に海裂が存在 ・地震活動は中程度から低く、活断層密度は中程度または小さい	-	-	島嶼自体には海成段丘が分布し、過去10万年間の平均隆起速度を見積もれるが、島毎にやや差があり、隆起様式を把握することが課題となる。	BまたはC							

表 7 地体構造区分に関する情報整理および地体ごとの第四紀後期の隆起・沈降運動様式のとりまとめ一覧表 (7)

プレート	島弧系	位置	松田・吉川 (2001) 及び松田 (1990)				垣見ほか (2003)				本研究での第四紀後期の地殻変動に関する調査結果 地域: 地殻変動の特徴 境界: 地形・地質との対応	隆起・沈降運動の様式化 (海域表記した地域については、外挿すべき陸域の隆起・沈降データが乏しいため、外挿困難と評価した)	パターン
			区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠	区	名称	構造区の地形・地質学的特徴など	境界設定根拠			
ユーラシアプレート (アムールプレート)	琉球弧	内帯 (内弧)	R区/N ₁ 区境界				11B区/11C区境界				-		
			火山フロント				琉球弧の火山フロント(北部では活断層フロントにほぼ一致)						
			N ₁	霧島-トカラ帯	<ul style="list-style-type: none"> 九州における火山フロントの西側に位置する 本地帯には、火山を伴う正断層系の断層が特徴的に発達 九州中部では、東西走向の別府-島原地溝帯を構成する別府-万年山断層帯、雲仙地溝断層帯などがある 	<ul style="list-style-type: none"> 九州では活断層としての中央構造線は明確ではないが、その代わりに別府湾-鹿児島湾を結ぶ火山フロントがはっきりしている 	11C1	九州・琉球弧内帯北部	<ul style="list-style-type: none"> 東縁にカルデラを伴う火山が複数存在 北部は隆起、南部は沈降優勢 北縁では北東走向の右ずれ断層が、鹿児島湾以南で火山構造性正断層が存在 地震活動は低く、活断層密度は小さい 	-	<ul style="list-style-type: none"> 九州山地は、直接的な隆起量データは無いが、R地域において山際の隆起量が大きいことから、比較的隆起量が大きいと推測される。 八代海は沈降域とされる(町田ほか、2001など)。 11X1と接する八代海沿岸部では、日奈久断層を始めとした北東-南西方向の活断層が多数分布する。 薩摩半島では、海成段丘の発達が悪く、新しい火砕流堆積物の分布が広いこともあり、隆起量の見積りが難しい。下山ほか(1999)の評価も隆起・沈降量は一律ではない。 鹿児島湾は火山(カルデラ)の集合体。 	陸域の隆起量評価が難しく、断層・火山の影響が大きい。	外挿困難
			11C1区/11C2区境界				琉球弧の火山フロント(北部では活断層フロントにほぼ一致)				-		
			11C2	九州・琉球弧内帯南部	<ul style="list-style-type: none"> 沈降優勢 東縁には火山が存在 地震活動は低く、活断層密度は小さい 	-	-	(海域)	-				
			N ₁ 区/N ₂ 境界				11B1・11C1区/11X0区境界				-		
			N ₂ *	別府-沖縄トラフ帯	<ul style="list-style-type: none"> 九州における火山フロントの東側に位置する 別府-島原地溝帯付近以南の九州中南部(琉球弧内帯北部)である 本地帯には、火山を伴う正断層系の断層が特徴的に発達 九州南部では、南北走向の鹿児島湾を縁取る鹿児島湾西縁断層がある 非火山性断層としては、熊本・八代平野東縁にある日奈久断層帯、緑川断層帯、出水断層帯などがある これらの非火山性断層は東西ないし北東~南西走向であり、北東走向を持つものは右ずれ断層 	[松田(1990)はN2区(別府-沖縄トラフ帯)を琉球弧内帯としたが、垣見は、琉球弧内帯と沖縄トラフの2つに分類]	11X0	中九州	<ul style="list-style-type: none"> 正断層を伴う南北伸長域 東西方向の別府-島原地溝帯(火山構造性地溝)を含む 地震活動は高く、活断層密度は大きくそれらは正断層型 	-	<ul style="list-style-type: none"> 別府湾では、別府-島地溝帯の中には多数の正断層が発達し、全体としては沈降帯であるが、沈降量を正確に求めることは難しい。 別府湾では、地溝帯の両側には、多段の段丘が分布し、隆起域となっている。 有明海側は、段丘の分布自体が乏しく、対比・編年の根拠も乏しい。これらは顕著な隆起は無いことを示していると考えられる。 有明海は沈降域とされる(町田ほか、2001など)。 	断層の影響などにより、陸域と海域の隆起・沈降量分布の不連続が顕著。	外挿困難
			11X0区/11X1区境界				天草沖の陸棚外縁線				-		
			11X1	沖縄トラフ北部	<ul style="list-style-type: none"> 海丘(火山)を伴う地溝性凹地 東部では海丘が雁行配列 地震活動は低く、活断層密度は低い 	<ul style="list-style-type: none"> 海成段丘の発達が悪く、隆起量の見積りが難しい。 	-	(海域)	-				
			11X1区/11X2区境界				奄美舟状海盆とその北西延長				-		
			11X2	沖縄トラフ中部	<ul style="list-style-type: none"> 海丘を伴う地溝性凹地 地震活動は中程度であり活断層密度は大きい 活断層は、北部でトラフと並行し、南部で東北東の地溝状 	-	-	(海域)	-				
			11X3区/11X4区境界				慶良間海裂とその北西延長				-		
			11X3	沖縄トラフ南部	<ul style="list-style-type: none"> 地溝性凹地であり、高熱流量域 東西方向の海底地溝、海丘が雁行配列 地震活動は中程度であり活断層密度は大きい 	-	-	(海域)	-				

参考文献

- 幡谷竜太, 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変動. 電力中央研究所報告 (研究報告), N05017, 21p., 2006.
- 幡谷竜太, 柳田 誠, 鳥越祐司, 佐藤 賢, 後期更新世以降の現海岸線付近での下刻. 応用地質, vol.57, pp.15-26, 2016.
- 伊藤谷生, 森谷武男, 井川秀雅, 井川崇, 在田一則, 津村紀子, 篠原雅尚, 宮内崇裕, 木村学, 奥池司郎, 清水信之, 井川猛, 日高衝突帯におけるデラミネーションーウェッジ構造. 地球, vol.21, pp.130-136, 1999.
- 貝塚爽平, 小池一之, 遠藤邦彦, 山崎晴雄, 鈴木毅彦(編), 日本の地形4 関東・伊豆小笠原. 東京大学出版会, 349p, 2001.
- 垣見俊弘, 松田時彦, 相田 勇, 衣笠善博, 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分. 地震第2輯, vol.55, pp.389-406, 2003.
- 垣見俊弘, 岡田篤正, 衣笠善博, 松田時彦, 米倉伸之: 日本列島の地震地体構造区分と最大地震規模, 地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集, F21-01, 1994, pp.302.
- Kimura, G., Abashiri Tectonic Line: with Special Reference to the Tectonic Significance of the Southwestern Margin of the Kurile Arc. Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and mineralogy, vol.20, pp.95-111, 1981.
- 小池一之, 北阿武隈山地の地形発達, 駒沢地理, 4&5, 109-126, 1968.
- 小池一之, 町田 洋(編), 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122p, 2001.
- 小池一之, 田村俊和, 鎮西清高, 宮城豊彦(編), 日本の地形3 東北. 東京大学出版会, 355p, 2005.
- 九州活構造研究会, 九州の活構造. 東京大学出版会, 553p., 1989.
- 町田 洋, 松田時彦, 海津正倫, 小泉武栄(編), 日本の地形5 中部. 東京大学出版会, 355p., 2006.
- 町田 洋, 太田陽子, 河名俊男, 森脇広, 長岡信治(編), 日本の地形7 九州・南西諸島. 東京大学出版会, 397p., 2001.
- 松田時彦, 吉川真季, 陸域の $M \geq 5$ 地震と活断層の分布関係ー断層と地震の分布関係ーその2. 活断層研究, vol.20, pp.1-22, 2001.
- 松田時彦, 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, vol.65, pp.289-319, 1990.
- 中村一明, 日本海東縁新生海溝の可能性. 東京大学地震研究所彙報, vol.58, pp.711-722, 1983.
- 小疇尚, 野上道男, 小野有五, 平川一臣(編), 日本の地形 2 北海道. 東京大学出版会, pp.79-80, 2003.
- 岡村行信, 海域における活断層調査ー現状と課題ー. 活断層研究, vol.28, pp.31-39, 2008.
- 太田陽子, 成瀬敏郎, 田中眞吾, 岡田正(編), 日本の地形 6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 383p., 2004.
- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 20万分の1日本シームレス地質図 (詳細版), <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (データ更新日, 2017年3月30日) .
- 下山正一, 木下裕子, 宮原百々, 田中ゆかり, 市原季彦, 竹村恵二, 旧汀線高度からみた九州の後期更新世地殻変動様式. 地質学雑誌, vol.105 pp.311-331, 1999.
- 田力正好, 池田安隆, 段丘面の高度分布から見た東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成. 第四紀研究, Vol.44, pp.229-245, 2005.
- 高橋雅紀, 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質学雑誌. vol.112, pp.14-32, 2006.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H., Hot fingers in the mantle wedge: New insights into magma genesis in subduction zones. Earth and Planetary Science Letters, vol.197, pp.105-116, 2002.
- 地質環境の長期安定性研究委員会編, 日本列島の地質環境の長期安定性. 日本地質学会, 地質リーフレット4, 2011.
- 米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高(編), 日本の地形1 総説. 東京大学出版, 351p, 2001.

Appendix II

隆起・侵食に関わる沿岸海域の地形・地質情報整理

目次

1. 検討地域の選定に関わる情報	1
2. 北海道東部・湧別川前面海域における既往海上音波探査記録の再解析	8
2.1 データセット、基準面および沖積層基底深度	8
2.1.1 データ・セット	8
2.1.2 水深の基準面	8
2.1.3 沖積層基底深度	8
2.2 音波探査記録の再解析	11
2.2.1 記録状況	11
2.2.2 再解析	11
2.3 再解析結果	16
2.3.1 沖積層基底面の平面分布状況	16
2.3.2 沖積層の鉛直分布状況	16
2.3.3 海底谷沿いの地形・地質断面図	17
2.3.4 地質構造	17
3. 北海道北部・天塩川前面海域における既往海上音波探査記録の再解析	20
3.1 データセット、基準面および沖積層基底深度	20
3.1.1 データセット	20
3.1.2 水深の基準面	20
3.1.3 沖積層基底深度	20
3.2 音波探査記録の再解析	22
3.2.1 記録状況	22
3.2.2 再解析	22
3.3 再解析結果	25
3.3.1 沖積層基底面の平面分布状況	25
3.3.2 沖積層の鉛直分布状況	25
3.3.3 海底谷沿い地形・地質断面図	25
3.3.4 地質構造	26
4. 九州島南部・一ツ瀬川前面海域における既往海上音波探査記録の再解析	29
4.1 データセット、基準面および沖積層基底深度	29
4.1.1 データセット	29
4.1.2 水深の基準面	29
4.1.3 沖積層基底深度	29
4.2 音波探査記録の再解析	31
4.2.1 記録状況	31
4.2.2 再解析	31
4.3 再解析結果	34
4.3.1 沖積層基底面の平面分布状況	34

4.3.2 沖積層の鉛直分布状況.....	34
4.3.3 海底谷沿い地形・地質断面図.....	34
4.3.4 地質構造.....	35
5. 引用文献.....	38

図目次

図 1-1	地形・地質断面図を用いた隆起・侵食評価手法の試行の検討地域位置図	1
図 2-1	湧別川前面海域における海の基本図調査の音波探査測線位置図.....	10
図 2-2	湧別川河口前面の東西測線の再解析結果図（「紋別」X8 測線：部分）を基にした地質断面図.....	12
図 2-3	湧別川河口前面の東側の東西測線の再解析結果図（「湧別」交 4 測線：部分）を基にした地質断面図	12
図 2-4	湧別川河口前面から北に向かう南北測線の再解析結果図（「紋別」Y2 測線：部分）を基にした地質断面図.....	13
図 2-5	湧別川河口（湧別漁港）の北東 2 km 付近から北に向かう南北測線の再解析結果図（「湧別」47 測線：部分）を基にした地質断面図	13
図 2-6	湧別川河口（湧別漁港）の北 5 km 付近から東に向かう東西測線の再解析結果図（「湧別」交 3 測線：部分）を基にした地質断面図.....	14
図 2-7	湧別川河口（湧別漁港）の東 3 km 付近から北に向かう南北測線の再解析結果図（「湧別」45 測線）を基にした地質断面図	14
図 2-8	湧別川河口（湧別漁港）の北 9 km 付近から東に向かう東西測線の再解析結果図（「湧別」交 2 測線：部分）を基にした地質断面図.....	15
図 2-9	湧別川河口（湧別漁港）の北 12.5 km 付近から東に向かう東西測線の再解析結果図（「湧別」交 1 測線：部分）を基にした地質断面図	15
図 2-10	湧別川前面海域における沖積層基底等深線図	18
図 2-11	古湧別川における地形・地質断面図.....	19
図 3-1	天塩川前面海域における海の基本図調査の音波探査測線位置図.....	21
図 3-2	天塩川前面海域沖合部における解析記録（B2 測線）を基にした地質断面図.....	23
図 3-3	天塩川前面海域中央部付近における解析記録（B4 測線）を基に作成した地質断面図	23
図 3-4	天塩川前面海域沿岸部における解析記録（B8 測線）を基に作成した地質断面図.....	24
図 3-5	天塩川前面海域東部における解析記録（A45 測線）を基に作成した地質断面図 ..	24
図 3-6	天塩川前面海域における沖積層基底等深線図	27
図 3-7	古天塩川における地形・地質断面図.....	28
図 4-1	一ツ瀬川前面海域における海の基本図調査の音波探査測線位置図	30
図 4-2	一ツ瀬川河口前面の南北測線（交 5 測線）の解析記録を基にした地質断面図	32
図 4-3	一ツ瀬川河口から 4 km ほど南に下った位置の東西測線（14 測線）の解析記録を基にした地質断面図.....	32
図 4-4	一ツ瀬川河口から 8 km ほど南に下った位置の東西測線（18 測線）の解析記録を基にした地質断面図.....	33
図 4-5	一ツ瀬川前面海域のうちやや沖合部における南北測線（交 4 測線）の解析記録を基にした地質断面図.....	33
図 4-6	一ツ瀬川前面海域における沖積層基底等深線図.....	36
図 4-7	古一ツ瀬川における海底谷沿いの地形・地質断面図.....	37

表目次

表 1-1	各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷お
-------	---------------------------------------

よび陸域段丘データに関する整理結果表 (1)	2
表 1-2 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷お よび陸域段丘データに関する整理結果表 (2)	3
表 1-3 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷お よび陸域段丘データに関する整理結果表 (3)	4
表 1-4 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷お よび陸域段丘データに関する整理結果表 (4)	5
表 1-5 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷お よび陸域段丘データに関する整理結果表 (5)	6
表 1-6 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷お よび陸域段丘データに関する整理結果表 (6)	7

隆起・侵食に関わる沿岸海域の地形・地質情報整理

本付録では、地形・地質断面図を用いた隆起・侵食評価手法の試行に適した検討地域の選定に関わる情報整理結果および地形・地質断面図の作成に資した各沿岸海域（計3地域；北海道東部・湧別川前面海域、北海道北部・天塩川前面海域および九州島南部・一ツ瀬川前面海域）における海上音波探査の再解析結果について記す。

1. 検討地域の選定に関する情報

地形・地質断面図を用いた隆起・侵食評価手法の試行の検討地域の選定にあたっては、海岸線付近の沖積層に関わる地形・地質学的検討事例が存在しかつ陸域の隆起量データの取得が見込める地域として、まず、幡谷ほか（2016）が後期更新世以降の下刻を検討した地域を参考に抽出した。

次に、これらの地域について、海上保安庁による「沿岸の海の基本図（5万分の1）」に関わる調査（以下、海の基本図調査という）で用いられた音波探査記録の品質を検討し、以下の三つに区分した。

- ・良好　：構造が鮮明に読み取れる
- ・中程度　：ノイズなどが見られるが解析可能である
- ・不良　：ノイズなどが大きい、沿岸部付近が不鮮明、音波散乱が見られるなど解析不能

各地域における音波探査記録の品質の検討結果および当該地域周辺の陸域段丘データを取りまとめたものを、表 1-1 から表 1-6 に示す。

これらの結果をもとに、音波探査記録の品質および陸域における隆起量データの取得が期待できるか否かといった観点から、最終的には以下の3地域（図 1-1）を抽出し検討地域とした（選定の詳細については報告書本体を参照）。

- ・北海道東部・湧別川沿岸地域
- ・北海道北部・天塩川沿岸地域
- ・九州島南部・一ツ瀬川沿岸地域

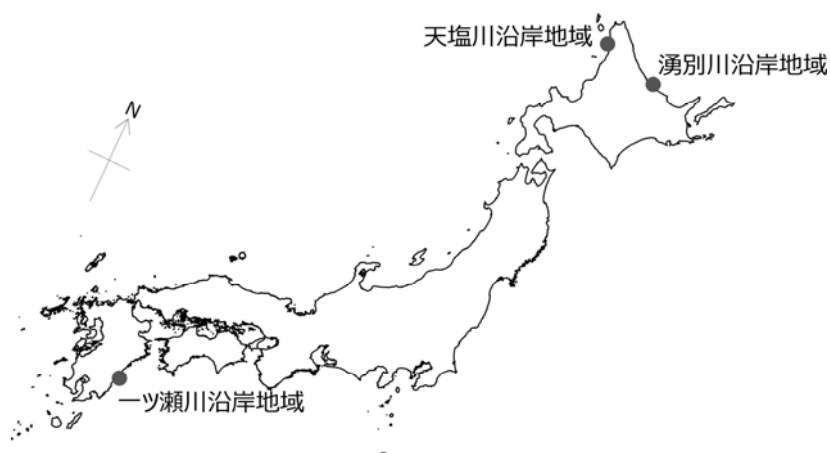


図 1-1 地形・地質断面図を用いた隆起・侵食評価手法の試行の検討地域位置図

表 1-1 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷および陸域段丘データに関する整理結果表 (1)

幡谷ほか (2016) における調査箇所	河口前面海域における既往の反射法地震探査記録の品質 およびその既往解釈による埋没谷 品質確認結果 ○：良好または中程度、×：不良 海上保安庁：1/5 万沿岸の海の基本図 (以下、基本図という) 国土地理院：1/2.5 万沿岸海域基礎調査 (以下、沿岸海域という) ほかによる		音波探査記録の品質が見込める地域の陸域 段丘データの品質 ○：既存情報が豊富で外挿できると期待できる △：既存情報は多くないが、段丘の分布があり、外挿 できる可能性がある ×：段丘の分布が乏しい・ないなど、外挿が難しい	
北海道 オホーツク海沿岸平野 湧別川	○	基本図「紋別」(海上保安庁、1988) および基本図「湧別」(海上保安庁、1989) の両図幅海域にまたがる。湧別川は基本図「紋別」図郭の南東端付近に位置する。両図幅内における埋没海底谷は不明。「紋別」の記録品質は中程度。「湧別」は干渉ノイズが強いものの記録品質は中程度。	○	海岸には mT_{6e} 、 mT_7 及び mT_9 の海成段丘が分布し、湧別川沿いには河成段丘群が広く認められる。
北海道 オホーツク海沿岸平野 常呂川	○	基本図「湧別」(海上保安庁、1989) の記録品質は干渉ノイズが強いものの、中程度。常呂川は、当該図郭の東端部に位置する。基盤岩の高まりの西側に沿って流下すると思われる、既往解釈では谷地形はあまり明瞭ではない。谷を覆う堆積層は薄い。隣接の基本図「網走」(海上保安庁、1990) は記録品質悪いが、その既往解釈では常呂川の連続はないものと思われる。	△	海成段丘および河成段丘は、いずれも分布しているが、湧別川付近に比べて海成段丘の分布が乏しい。
北海道 十勝川流域低地 十勝川	×	河口前面について既往の反射法探査による地質構造調査なし。	-	-
北海道 日高沿岸平野 沙流川	×	基本図「苫小牧東部」(海上保安庁、1982) の記録品質は全体にノイズレベル高く、やや低品質。 既往解釈によれば、沙流川前面は深度 70m 付近まで、比較的狭長な埋没谷が追跡されている。鶴川前面については、深度 30m 付近までは谷は解釈されていないが、その沖合いにはブロードな谷地形が示されている。	-	-
北海道 日高沿岸平野 鶴川	×	苫小牧沖については、産総研のシームレス地質図のための高分解の探査 (海底下 100m 程度) (産業技術総合研究所、2013) が実施され、良質な記録が得られているが、まだ刊行されていない。	-	-
北海道 天塩平野 天塩川	○	基本図「利尻水道」(海上保安庁、1993a) 及び基本図「遠別」(海上保安庁、1992a) の記録品質は良好である。天塩川は、サロベツ原野を流下する際及び河川改修により流路変更が大きい。現在の河口である天塩港の前面は基本図「遠別」の図郭となるが、埋没谷は認められない。河口前面について氾濫原が形成されているものと考えられ、天塩港の北方 12 km 程度離れた幌延町の沖合いに埋没谷が解釈されている。これが古天塩川と推定され、深度 90m 程度で開口する。	○	隆起・沈降、活断層に関わる JAEA、産総研による調査結果がある。
北海道 石狩川低地 石狩川	○	基本図「小樽」(海上保安庁、1980) の記録品質はノイズレベルがやや高く、中程度。石狩川についても氾濫原を形成し、流路変更が大きいと考えられる。既往解釈によれば、深度 40m 程度までは不明瞭であるが、沖合いに向かって狭長で顕著な埋没谷が 2 条解釈されている。石狩平野下の埋没谷の位置については、基本図「小樽」では不明。	×	海岸付近に海成段丘が分布するが、火砕流 (Spfl) が広く分布するため、内陸での河成段丘を用いた隆起量の見積りが難しい。

表 1-2 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷および陸域段丘データに関する整理結果表 (2)

幡谷ほか (2016) における調査箇所	河口前面海域における既往の反射法地震探査記録の品質 およびその既往解釈による埋没谷 品質確認結果 ○：良好または中程度、×：不良 海洋情報部：1/5 万沿岸の海の基本図（以下、海の基本図と省略） 国土地理院 1/2.5 万沿岸海域基礎調査（以下、沿岸海域という） ほかによる		音波探査記録の品質が見込める地域の陸域 段丘データの品質 ○：既存情報が豊富で外挿できると期待できる △：既存情報は多くないが、段丘の分布があり、外挿 できる可能性がある ×：段丘の分布が乏しい・ないなど、外挿が難しい	
岩手県 九戸丘陵～台地 閉伊川	×	閉伊川河口の宮古湾は狭長なため、基本図「山田湾」（海上保安庁、1984a）において湾内の反射探査は行われていない。記録品質はやや不良。反射探査の行われている湾口沖の深度 60m 以深について、埋没谷が想定されている。その北側沖合い延長について基本図「明神埼」（海上保安庁、1985）では、僅かながら谷が解釈されており、深度 120m で開口する。	-	-
岩手県 北上山地南部 気仙川	×	基本図「大船渡湾」（海上保安庁、1983a）において大船渡湾内を南南東へ流下する埋没谷が解釈されており、深度 120m で開口する。沿岸部深度 30m 以浅の谷地形は不明。記録品質は概ね良好であるが、沿岸部は不明瞭。	-	-
秋田県 秋田平野 雄物川（旧雄物川）	○	基本図「秋田」（海上保安庁、1983b）はノイズレベルやや高いものの、解析は可能。河口前面には基盤岩および更新統の高まりがみられ、埋没谷はそれを巻くように南下すると解釈されている。谷幅は深度 70m 付近まではややブロードであり、あまり明瞭ではない。	×	mT _{5e} が認められるが、分布は非常に狭い。
宮城県 北上山地南部 北上川（追波川）	×	基本図「志津川湾」（海上保安庁、1983c）の記録品質は概ね良好であるが、沿岸部についてやや不明瞭。追波湾内に北上川延長が解釈されており、ほぼ東方に延び、深度 90m で開口する。沿岸部の深度 40m 以浅については反射記録無く、埋没谷の形状は不明瞭。	-	-
宮城県 仙台平野 七北田川	×	海洋情報部による海の基本図調査は未実施。 国土地理院による 1/2.5 万沿岸海域土地条件図「仙台」（国土地理院、1984）あり。記録品質は不明であるが、中程度と想定される。既往解釈では、河口前面深度 35m 以深に埋没谷みられる。それ以浅は谷の形態不明瞭。	-	-
宮城県 仙台平野 名取川	×	海洋情報部による海の基本図調査は未実施。 国土地理院による 1/2.5 万沿岸海域土地条件図「仙台」（国土地理院、1984）および「岩沼東部」（国土地理院、1987）あり。記録品質は不明であるが、中程度と想定される。既往解釈では、河口前面深度 40m 程度までに、明瞭な埋没谷はみられない。それ以深は調査範囲外となり不明。	-	-
宮城県 仙台平野 阿武隈川	×	海洋情報部による 1/5 万沿岸の海の基本図は未調査。 国土地理院による 1/2.5 万沿岸海域土地条件図「岩沼東部」（国土地理院、1987）あり。記録品質は不明であるが、中程度と想定される。既往解釈によれば、阿武隈川河口前面には反射記録が得られない音波散乱現象が広く見られ、埋没谷など海底下の地質状況が得られていない。	-	-

表 1-3 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷および陸域段丘データに関する整理結果表 (3)

幡谷ほか (2016) における調査箇所	河口前面海域における既往の反射法地震探査記録の品質 およびその既往解釈による埋没谷 品質確認結果 ○：良好または中程度、×：不良 海洋情報部：1/5 万沿岸の海の基本図（以下、海の基本図という） 国土地理院 1/2.5 万沿岸海域基礎調査（以下、沿岸海域という） ほかによる		音波探査記録の品質が見込める地域の陸域 段丘データの品質 ○：既存情報が豊富で外挿できると期待できる △：既存情報は多くないが、段丘の分布があり、外挿 できる可能性がある ×：段丘の分布が乏しい・ないなど、外挿が難しい	
茨城県 久慈川低地 久慈川	×	河口前面海域について、公的機関による既往地質調査なし。 日本原子力発電株式会社および日本原子力研究開発機構による詳細な地質構造探査データが想定される。	-	-
茨城県 那珂川低地 那珂川	×	河口前面海域について、公的機関による既往地質調査なし。 日本原子力発電株式会社および日本原子力研究開発機構による詳細な地質構造探査データが想定される。	-	-
千葉県 鹿島低地 利根川（旧・鬼怒川）	×	基本図「犬吠埼」（海上保安庁、1984b）の記録はノイズが混入するもののほぼ良好である。既往解釈では、現在の河口の北方 7 km 付近および 10 km 付近に、深度 50 m から 60 m から狭長な谷頭がみられ深度 90m で開口する。沿岸部には、氾濫原地形と考えられる深度 50 m 以深の領域が拡がり、谷筋の限定は困難と考えられる。	-	-
東京都 中川低地 荒川	×	基本図「東京湾北部」（海上保安庁、1993b）において 3.5 kHz 表層探査が行われている。添付の報告書がないことから、記録品質は不明。荒川前面および多摩川前面ともに、反射記録が得られない音波散乱現象が広くみられ、埋没谷は解釈できないとされている。	-	-
東京都 多摩川低地 多摩川	×	基本図「東京湾北部」（海上保安庁、1993b）において 3.5 kHz 表層探査が行われている。添付の報告書がないことから、記録品質は不明。荒川前面および多摩川前面ともに、反射記録が得られない音波散乱現象が広くみられ、埋没谷は解釈できないとされている。	-	-
神奈川県 相模川低地 相模川	×	相模川前面海域について、既往の反射法による地質調査はなされていない。	-	-
新潟県 越後平野 信濃川	×	信濃川前面海域について、1/5 万沿岸の海の基本図調査は実施されていない。地質調査所による海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」（岡村ほか、2011）あり。記録品質は良好なものと推定されるが、不明。地質解釈によると、信濃川前面の新潟県沿岸域は、反射記録が得られない音波散乱現象が広がり、沖積層基底の形状について解釈できないとされる。	-	-
富山県 砺波平野 庄川	×	庄川前面海域について、公的な海域地質調査は実施されていない。	-	-

表 1-4 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷および陸域段丘データに関する整理結果表 (4)

幡谷ほか (2016) における調査箇所	河口前面海域における既往の反射法地震探査記録の品質 およびその既往解釈による埋没谷 品質確認結果 ○：良好または中程度、×：不良 海洋情報部：1/5 万沿岸の海の基本図（以下、海の基本図と省略） 国土地理院 1/2.5 万沿岸海域基礎調査（以下、沿岸海域という） ほかにによる		音波探査記録の品質が見込める地域の陸域 段丘データの品質 ○：既存情報が豊富で外挿できると期待できる △：既存情報は多くないが、段丘の分布があり、外挿 できる可能性がある ×：段丘の分布が乏しい・ないなど、外挿が難しい	
福井県 福井平野 九頭竜川	×	九頭竜川前面海域について、1/5 万沿岸の海の基本図調査をはじめとする海域地質調査は実施されていない。 平成 24 年度の地震調査研究推進本部による沿岸海域における活断層調査 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部／北部（海域部）（産業技術総合研究所・福井大学、2013）により、福井港の前面海域で反射法探査が行われている。記録品質は良好と推定されるが、測線間隔が粗く、埋没谷を追跡するのは困難ではないかと推定される。	-	-
静岡県 小笠山低地 菊川	×	基本図「御前埼西方」（海上保安庁、1999a）の記録品質は中程度。沿岸部について不明瞭。菊川の沖合い大陸斜面に大東海底谷分布するが、菊川河口前面の大陸域について明瞭な埋没谷は解釈されていない。	-	-
愛知県 豊川平野 豊川	×	基本図「渥美湾」（海上保安庁、1972）において 3.5kHz の表層探査が行われているが、記録品質不明。また、国土地理院による 1/2.5 万沿岸海域土地条件図「豊橋」（国土地理院、1973a）においてスパーカーによる地質調査が行われている。記録品質は中程度と想定されるが、豊川前面海域について、反射記録の得られない音波散乱現象が広くみられ、埋没谷の形態は解釈不能。	-	-
愛知県 西三河平野 矢作川	×	矢作川前面について、海の基本図調査は未実施。 沿岸海域「半田」（国土地理院、1976c）及び「師崎」（国土地理院、1978）がある。記録品質は不明であるが、中程度と想定される。深度 20m 以深について微弱ながら埋没谷が解釈されている。	-	-
三重県 伊勢平野 雲出川	×	雲出川前面について、海の基本図調査は未実施。 沿岸海域「松坂」（国土地理院、1976a）がある。記録品質は不明であるが、中程度と想定される。既往解釈では、河口前面海域に、顕著な埋没谷は解釈されていない。	-	-
鳥取県 鳥取平野 千代川	×	基本図「鳥取」（海上保安庁、1992b）の記録品質は概ね良好であるが探査深度がやや浅い。千代川前面について深度 60 m 以深に埋没谷が解釈され、100 m で開口する。深度 60 m 以浅の沿岸部については、明瞭な谷地形は解釈されていない。	-	-

表 1-5 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷および陸域段丘データに関する整理結果表 (5)

幡谷ほか (2016) における調査箇所	河口前面海域における既往の反射法地震探査記録の品質 およびその既往解釈による埋没谷 品質確認結果 ○：良好または中程度、×：不良 海洋情報部：1/5 万沿岸の海の基本図 (以下、海の基本図という) 国土地理院 1/2.5 万沿岸海域基礎調査 (以下、沿岸海域という) ほかによる		音波探査記録の品質が見込める地域の陸域 段丘データの品質 ○：既存情報が豊富で外挿できると期待できる △：既存情報は多くないが、段丘の分布があり、外挿 できる可能性がある ×：段丘の分布が乏しい・ないなど、外挿が難しい	
島根県 出雲平野 斐伊川	×	現在の斐伊川の河口は宍道湖、中海を経た美保湾であり、基本図「美保関」(海上保安庁、1992c) に示される。記録はノイズレベルが高く、地質構造解釈は困難。既往の解釈では、美保湾に顕著な埋没谷は解釈されていない。旧河道として神西湖を経由して大社の西側に流下していた場合、「大社」(海上保安庁、1993c) に位置する。記録品質はノイズレベルが高く、地質構造の詳細な検討は難しい。この解釈によると、連続性の明瞭な埋没谷は解釈されていない。さらに、旧河道が北上していた可能性を考えると、「日御碕」(海上保安庁、1991) の十六島湾へ流下していたことも想定される。記録品質はノイズが高く、地質構造の解釈が難しい。この解釈によると、十六島湾に微弱な埋没谷が見られ、深度 90m で開口する。	-	-
広島県 福山平野 芦田川	×	瀬戸内については海洋情報部の 1/5 万沿岸の海の基本図調査はほとんど海底地形調査のみであり、地質構造探査は行われていない。代わりに、国土地理院による沿岸海域基礎調査により反射法探査が実施されている。芦田川河口前面海域については、沿岸海域「福山」(国土地理院、1982) がある。記録品質はあまりよくない。その解釈では、顕著な埋没谷について解釈されていない。	-	-
広島県 (三原市) 吉備高原 沼田川	×	1/2.5 万沿岸海域土地条件図「尾道」(国土地理院、1980) の記録品質はよくない。既往解釈では、沼田川前面海域に顕著な埋没谷は解釈されていない。島嶼が多く、その間を縫うはずの古水道が判然としていない。	-	-
広島県 (竹原市) 吉備高原 賀茂川	×	賀茂川前面海域について、既往の地質構造調査資料なし。	-	-
広島県 (呉市) 吉備高原 黒瀬川	×	1/2.5 万沿岸海域土地条件図「呉」(国土地理院、1976b) は記録例の掲載無く、品質は不明。中程度ではないかと推定される。黒瀬川前面海域に埋没谷が解釈されているものの、非常にブロードであり、流心位置の解釈は難しい。	-	-
広島県 (海田町) 広島平野 瀬野川	×	沿岸海域「広島」(国土地理院、1975a) は記録例の掲載無く、品質は不明。中程度ではないかと推定される。その解釈による基盤 (沖積層基底) 等深線図によれば、瀬野川前面に明瞭ではないが僅かな埋没谷が解釈されている。	-	-
広島県 広島平野 太田川	×	大田川河口前面については、現在の河口より西側に、埋没谷が解釈されているが、明瞭ではない。	-	-

表 1-6 各河口前面海域における既往反射法地震探査記録の品質、既往解釈による埋没谷および陸域段丘データに関する整理結果表 (6)

幡谷ほか (2016) における調査箇所	河口前面海域における既往の反射法地震探査記録の品質 およびその既往解釈による埋没谷 品質確認結果 ○: 良好または中程度、×: 不良 海洋情報部: 1/5 万沿岸の海の基本図 (以下、海の基本図と省略) 国土地理院 1/2.5 万沿岸海域基礎調査 (以下、沿岸海域という) ほかにによる		音波探査記録の品質が見込める地域の陸域 段丘データの品質 ○: 既存情報が豊富で外挿できると期待できる △: 既存情報は多くないが、段丘の分布があり、外挿 できる可能性がある ×: 段丘の分布が乏しい・ないなど、外挿が難しい	
広島県 岩国平野 小瀬川	○	沿岸海域「岩国」(国土地理院、1989) は比較的新しい調査であり、記録品質は良い。その解釈による基盤(沖積層基底)等深線図によれば、小瀬川前面に埋没谷が解釈されて入る。しかし本図幅の東側では調査が行われておらず、延長は不明。錦川については、岩国基地の埋め立てにより、北と南に分流されているが、岩国基地の下に入り込む形で古い埋没谷が解釈されている。やはりより沖合いへの連続は不明。	×	内陸の河成段丘の調査・研究事例が乏しい。
山口県 岩国平野 錦川	○	同上	×	内陸の河成段丘の調査・研究事例が乏しい。
山口県 宇部平野 厚東川	×	厚東川前面海域について、既往の地質構造調査は実施されていない。	-	-
徳島県 徳島平野 吉野川	×	吉野川前面海域について、海上保安庁による調査はない。沿岸海域「徳島」(国土地理院、1973b) については、記録例の掲載はないものの、記録品質は中程度以上と想定される。吉野川河口前面について非常にブロードな埋没谷が解釈されており、谷底流心の判断は非常に難しい。	-	-
宮崎県 宮崎平野 小丸川	○	基本図「美々津」(海上保安庁、1999b) の記録はノイズレベル高く中程度。既往解釈では、小丸川前面について、明瞭な埋没谷は解釈されていない。	○	段丘対比・編年に関わる長岡 (1986) 及び長岡ほか (2010) の詳しい研究事例がある。
宮崎県 宮崎平野 一ツ瀬川	○	基本図「宮崎」(海上保安庁、1997) の記録品質は良好。一ツ瀬川前面について、現在の河口より約 5 km 程度南に、基盤岩の高まりの縁を通る形で、深度 20 m 付近から南東方向へ流下する埋没谷が解釈されており、深度 80 m 程度で開口する。大淀川前面については、鬼の洗濯岩の北方に、幾筋かの埋没谷が解釈されている。谷地形の範囲はブロードで、深度 55m で合流し、約 80 m 程度で開口する。	○	段丘対比・編年に関わる長岡 (1986) 及び長岡ほか (2010) の詳しい研究事例がある。
宮崎県 宮崎平野 大淀川	○	同上	△	海岸付近には mT _{5e} 、mT ₇ が記載されているが、大淀川沿いには入戸火砕流が広く分布し、その流下以前の河成段丘が覆われてしまっている。

2. 北海道東部・湧別川前面海域における既往海上音波探査記録の再解析

2.1 データセット、基準面および沖積層基底深度

2.1.1 データ・セット

北海道東部・湧別川前面海域における最終氷期最大海退期の旧河道を検討するため、海上保安庁刊行の以下の2つの海の基本図調査における音波探査記録を対象とし再解析を行った。

- ・沿岸の海の基本図（5万分の1）「紋別」（昭和62年（1987年）調査：昭和63年（1988年）刊行）、海図第6380号4および4-S（以下、「紋別」という）
- ・沿岸の海の基本図（5万分の1）「湧別」（昭和63年（1988年）調査：平成元年（1989年）刊行）、海図第6379号7および7-S（以下、「湧別」という）

現在の湧別川河口前面海域では、後述するように、再解析時において顕著な侵食谷が認められなかったことから、やや広めの範囲を検討対象とした。

「紋別」および「湧別」における海の基本図調査では、海底下表層部を対象としたソノプローブ（磁歪振動式音源）およびやや深部までを対象としたスパーカー（放電式音源）を用いた音波探査が並行して実施されている。このうち、ソノプローブによる探査記録（以下、ソノプローブ記録という）は、音源の周波数が約3.5 kHzと高いことから分解能が約0.5 m程度と高い。しかしながら、ソノプローブ記録は、探査エネルギーが小さいため、探査深度が海底下10 mから30 m程度と浅く、侵食谷の形状の把握および検討が困難である。一方、スパーカーによる探査記録（以下、スパーカー記録という）は、分解能はやや低い（約1 m）ものの海底下100 m程度の比較的深部までの情報を取得することが可能である。したがって、本再解析では、スパーカー記録を再解析の対象とした。

検討対象とした音波探査測線は、「紋別」については900 m間隔の南北方向測線10測線およびこれに交差する3.5 km間隔の検測線など6測線の計16測線、「湧別」については南北測線17測線および東西測線7測線の計24測線、総計40測線である（図2-1）。

2.1.2 水深の基準面

海上保安庁による海の基本図調査では、海図と同様、D.L.（Datum Line: 略最低低潮面（基本水準面））を水深の基準面としている。しかしながら、本再解析では、沿岸陸域との整合性を考慮し、T.P.（Tokyo Peil: 東京湾平均海面）を基準面とし探査記録の再解析、地形・地質断面図などの作図を行った。海上保安庁資料に基づく天塩川前面海域におけるT.P.とD.L.の関係は $T.P. = D.L. + 0.74 \text{ m}$ である（海上保安庁、2017）。

2.1.3 沖積層基底深度

湧別川河口付近における沖積層基底深度については、小疇ほか編（2003）において湧別川の段丘縦断面図（原著における図2.1.12）が掲載されており、現海岸線付近で標高-40 m程度の基底深度が推定されている。小疇ほか編（2003）における当該縦断面図は、伊藤・小原（1956）による電気探査のデータなどを用いたと推定されるものの、詳細は記載されておらず、当該図面における海岸線付近から沖合に向かう沖積層基底面は推定線として描かれている。

国土交通省の国土地盤情報検索サイト「KuniJiban」では、湧別川河口付近に2本の既往ボーリング孔の柱状図が公開されている（北海道開発局網走開発建設部、2005a および b）。両ボーリング孔は沖積層の基底礫層（以下、BG層という）中で掘削を終了しており、沖積層基底面までは達していない。しかしながら、BG層上面深度が標高-3.71 mおよび標高-11.4 mであること

およびボーリング掘削長との関係から、BG層の層厚は5 m程度、もしくはそれ以上と考えられる。

また、「紋別」における調査報告書（海上保安庁、1988）では、小縮尺図のため正確な位置の特定は難しいが、湧別漁港付近におけるボーリング柱状図が掲載されている。当該ボーリング柱状図では、標高-14.38 m以深にBG層と思われる礫層が記載されているものの、BG層下面である沖積層基底面は記載されていない。

さらに、大嶋（1971）は、サロマ湖西岸の湧別町の低湿地について、伊藤・小原（1956）のデータに基づき、沖積層の最大深度を海水準下30 mとしている。しかしながら、伊藤・小原（1956）では、沖積層の存在深度およびその層厚に関する直接的な記述は見られない。

「紋別」および「湧別」における海の基本図調査は、距岸距離1 km、水深10 m以浅の極沿岸部については、調査は実施されていない。このため、湧別川河口部における詳細な沖積層基底面の解析はできないが、少なくとも近傍の音波探査記録上において、標高-40 mでの沖積層基底面に相当するような反射面は認められなかった。

以上のことから、湧別川河口の海岸線付近における沖積層基底深度は、既存ボーリングにおけるBG層上面深度およびBG層の層厚5 m以上を踏まえると、T.P. -20 m程度と推定される。また、これにより、沖積層の層厚も概ね20 m程度と推定される。この層厚は、大嶋（1971）における沖積層の最大層厚よりやや薄いものの、伊藤・小原（1956）による既往の電気探査における帯水層の分布深度とほぼ一致する。

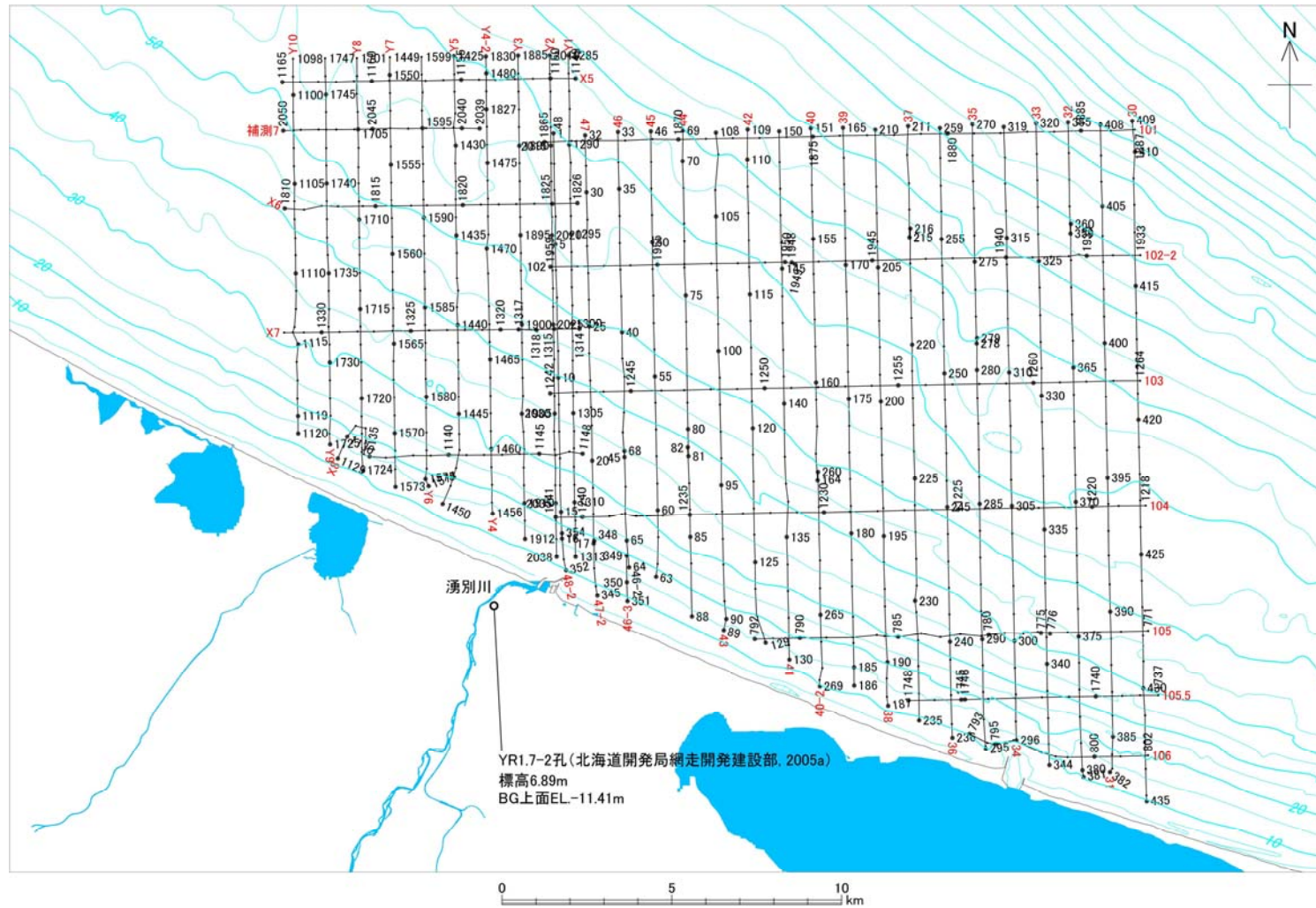


図 2-1 湧別川前面海域における海の基本図調査の音波探査測線位置図

青緑色線：海底地形面等深線。赤文字：測線名。YR1.7-2 孔：北海道開発局網走開発建設部（2005b）。海底地形面等深線は日本水路協会発行のデジタル水深データ M7000 を基に T.P.換算し作成

2.2 音波探査記録の再解析

2.2.1 記録状況

「紋別」および「湧別」における海の基本図調査は、使用している音波探査装置が異なり、また記録品質も異なる。

「紋別」における海の基本図調査では、比較的小型のスパーカー音波探査装置が使用され、発震エネルギーが小さいことから記録分解能は高い（約 1 m 程度）ものの探査深度は小さく海底下 50 m 程度までである。原記録図面の縦横比は、1 : 6 程度で誇張は比較的小さいものの、全体にノイズレベルが高く、反射面が不明瞭となっている部分があった。

一方、「湧別」における海の基本図調査では、やや大型の音波探査装置が使用され、発震エネルギーが大きいことから探査深度は海底下 300 m 程度まで判読可能であるものの、記録分解能は低い（約 2 m 以上）。また、発震間隔が長いこと、原記録図面の縦横比は 1 : 25 以上と鉛直方向が非常に誇張されたものとなっている。このため、総合的な空間分解能としては 20 m から 30 m 程度と想定され、それ以下の規模の地質構造については判読が困難である。さらに、シングルチャンネルを用いたアナログ記録方式による探査記録であることから、発震波形による直接波記録が幅広く、測定時のフィルタリングが不適かつ電氣的ノイズがみられるなどして記録品質が悪く、海底下浅部の堆積構造について判読が難しいものであった。

2.2.2 再解析

沖積層基底面は、最終氷期最大海退期の地表面と考えられ、以下のような特徴を有すると考えられる。

- ・陸化・侵食により起伏を持つ反射面
- ・上位の沖積層と明瞭な不整合で接すること
- ・上位の沖積層より下位の地層の方が堆積時代が古いこと、また続成作用などから地盤の強度が高いことから、強い反射面として記録されること

以上のことを踏まえ、探査記録の再解析にあたっては、顕著な侵食面、不整合面および地盤の固さに基づく強い反射面を抽出し、検討を行った。

再解析における代表的な音波探査記録の再解析結果図（地質断面図）（以下、再解析結果図という）を、図 2-2 から図 2-9 に示す。

現在の湧別川河口前面を東西方向に調査した「紋別」の X8 測線の再解析結果図（図 2-2）では、陸域のボーリングデータなどに基づく沖積層の厚さ約 20 m 程度を参考として、海底下 20 m 程度にみられる不整合面に注目して検討を行った。しかし、比高 2 m - 3 m 程度の起伏をもつ不整合面は辛うじて追跡できるものの、顕著な比高を持つような侵食谷は認められなかった。

現在の湧別川河口の東側の「湧別」の交 4 測線の再解析結果図（図 2-3）では、発震波形の直接波記録が幅広く、海底直下の堆積構造の判読が困難であったが、一部に小規模な谷地形が認められる部分があった。しかしながら、現在の湧別川河口近傍においては、X8 測線の再解析結果図（図 2-2）と同様、顕著な侵食谷は認められない。

以上のことから、本再解析作業では旧河道の大きな蛇行なども考慮し、検討対象海域を湧別川前面だけでなく、その周辺海域まで大きく広げて再検討を実施した（図 2-1）。

現在の湧別川河口となっている湧別漁港の北 1km 付近から北に向かって観測された「紋別」の Y2 測線における再解析結果図（図 2-4）では、やや大きな比高を持つ侵食面と考えられる斜面および凹地が数ヶ所にみられる。この測線は陸域の湧別川の海域延長方向にあたることから、これらの崖・斜面は、旧河川の下刻によるものと考えた。

また、「湧別」の一番沖合の東西測線である交 1 測線における再解析結果図では、やや比高のある起伏がみられ、これについても比較的明瞭な最終氷期最大海退期における下刻による痕跡と考えられる。

上記の 2 測線を含むいくつかの測線において、比較的比高の大きい侵食崖・斜面が判読されたものの、多くの測線においては大きな下刻の痕跡および顕著な侵食谷は認められなかった(図 2-5 から図 2-9)。

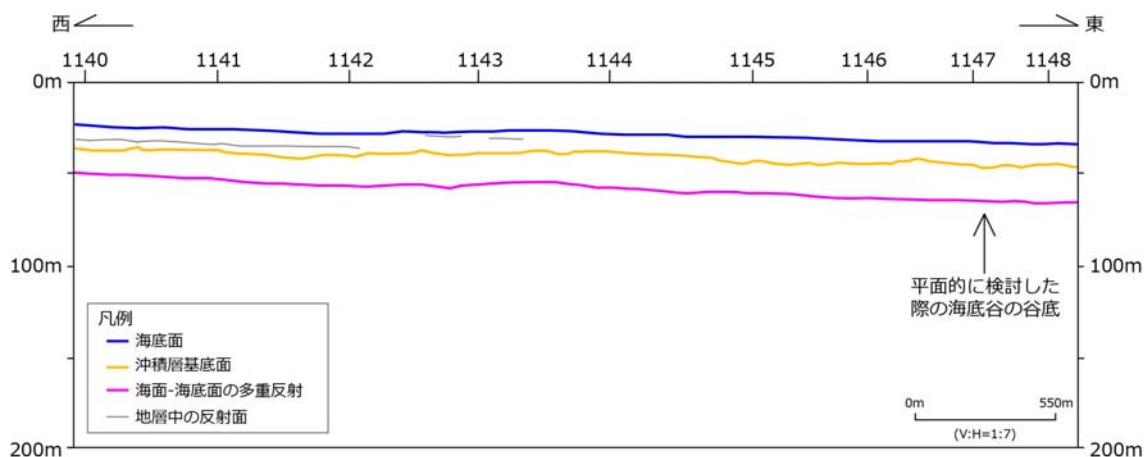


図 2-2 湧別川河口前面の東西測線の再解析結果図
(「紋別」X8 測線：部分) を基にした地質断面図

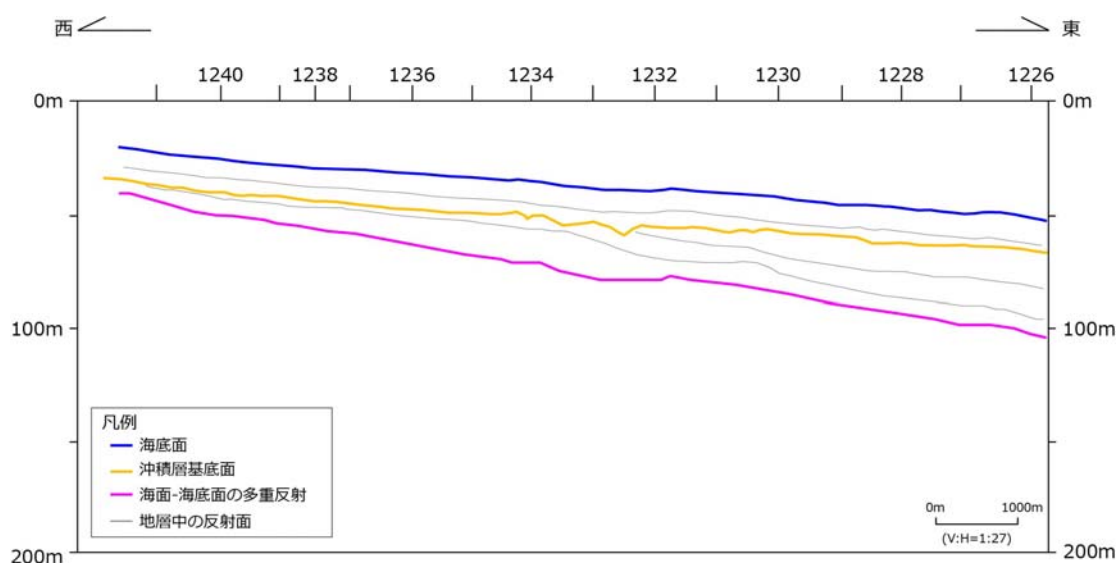


図 2-3 湧別川河口前面の東側の東西測線の再解析結果図
(「湧別」交 4 測線：部分) を基にした地質断面図

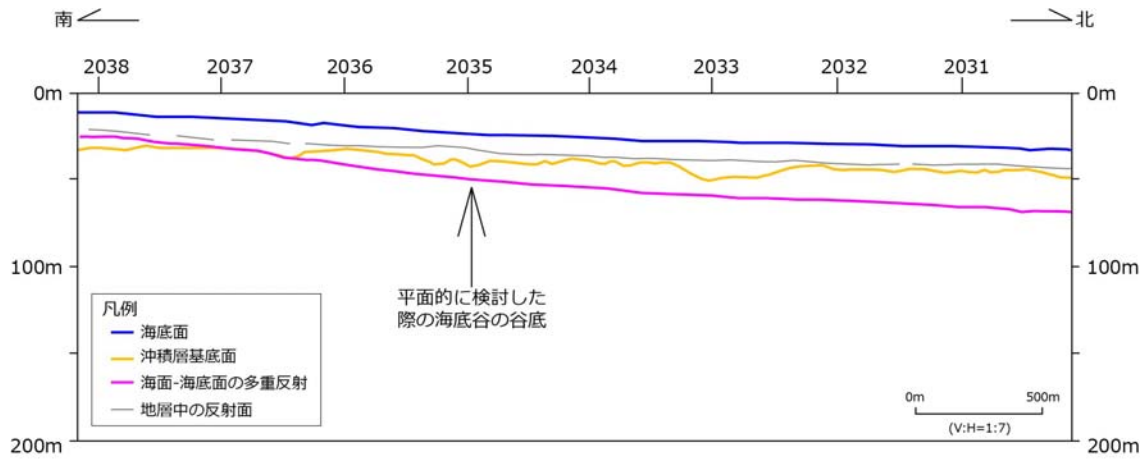


図 2-4 湧別川河口前面から北に向かう南北測線の再解析結果図
 (「紋別」Y2 測線：部分) を基にした地質断面図

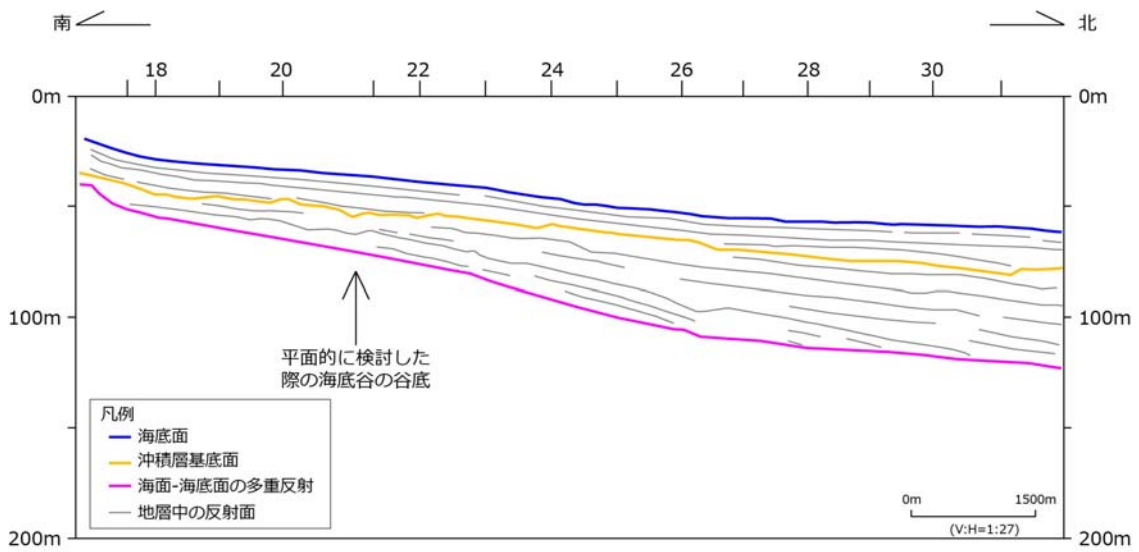


図 2-5 湧別川河口（湧別漁港）の北東 2 km 付近から北に向かう南北測線の
 再解析結果図（「湧別」47 測線：部分）を基にした地質断面図

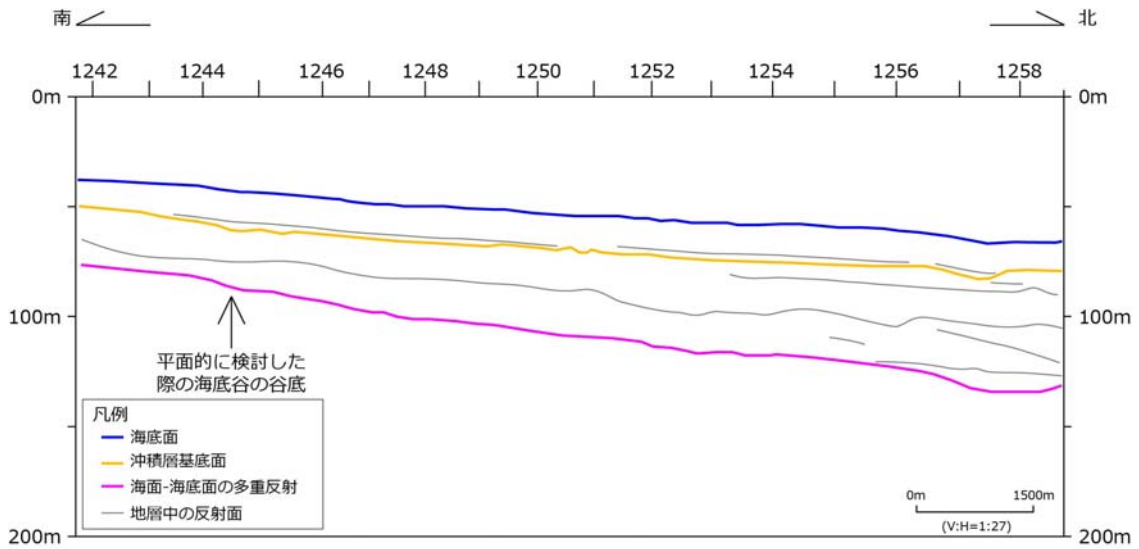


図 2-6 湧別川河口（湧別漁港）の北 5 km 付近から東に向かう東西測線の再解析結果図（「湧別」交 3 測線：部分）を基にした地質断面図

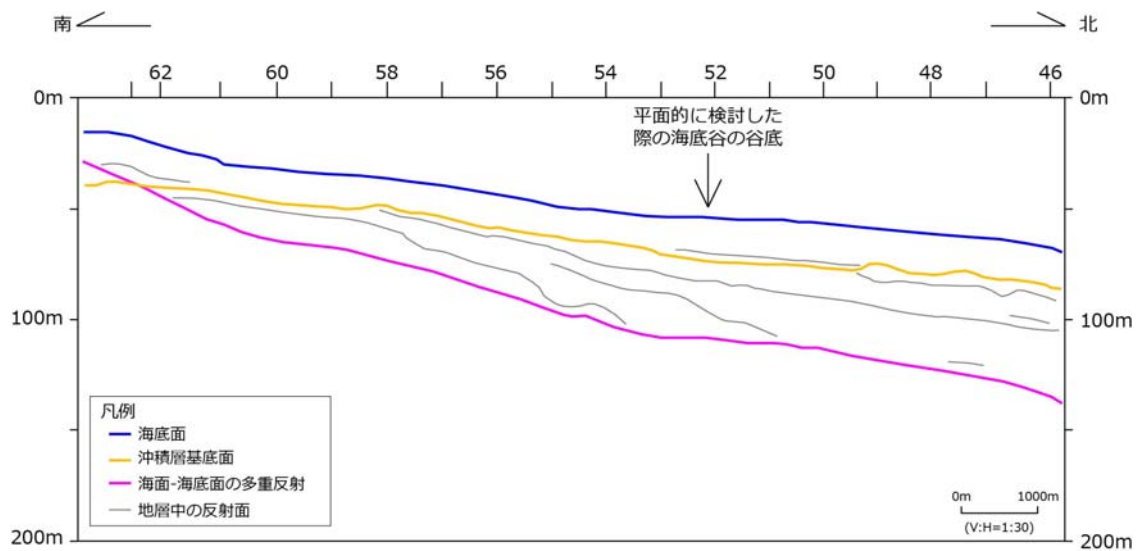


図 2-7 湧別川河口（湧別漁港）の東 3 km 付近から北に向かう南北測線の再解析結果図（「湧別」45 測線）を基にした地質断面図

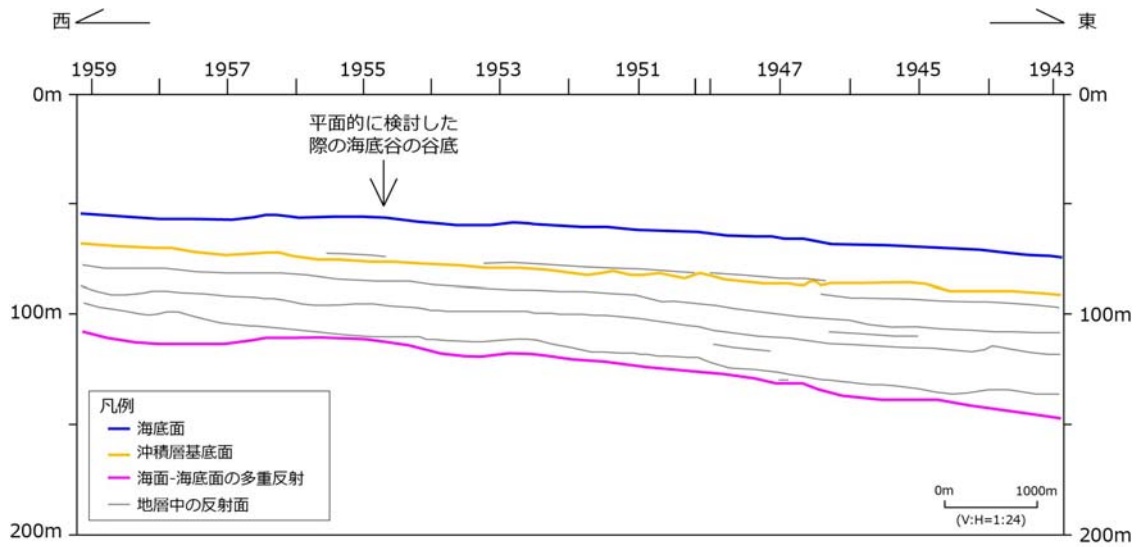


図 2-8 湧別川河口（湧別漁港）の北 9 km 付近から東に向かう東西測線の再解析結果図（「湧別」交 2 測線：部分）を基にした地質断面図

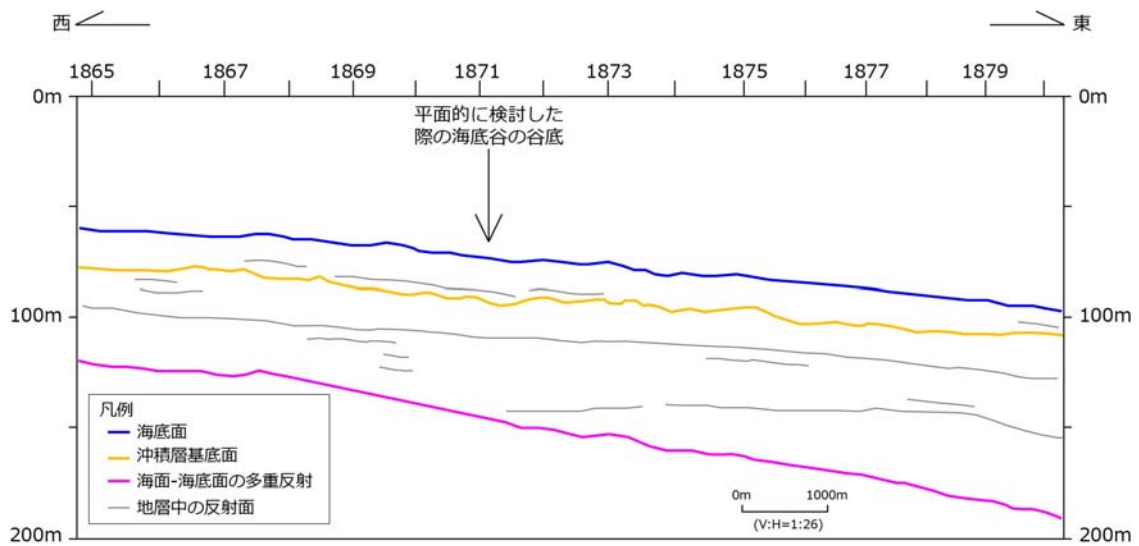


図 2-9 湧別川河口（湧別漁港）の北 12.5 km 付近から東に向かう東西測線の再解析結果図（「湧別」交 1 測線：部分）を基にした地質断面図

2.3 再解析結果

2.3.1 沖積層基底面の平面分布状況

音波探査記録の再解析結果に基づき、判読した沖積層基底面の深度を、T.P.を基準として、平面図上に展開し、沖積層基底等深線図を作成した（図 2-10）。

等深線の間隔は、以下の事項を踏まえ 5 m とした。

- ・再解析に用いたスパーカー音源の音波探査記録の周波数帯域における記録分解能（卓越周波数 100 - 300 Hz、波長 2.5 - 7.5 m、記録分解能約 1 - 2 m）
- ・解析時における反射面認定の誤差
- ・深度読み取り時の誤差

前述したように「湧別」における音波探査記録の空間分解能は低いことから、比較的比高の小さい起伏や分布規模の小さい凹凸などは表現できていない可能性が高い。また、等深線の描画にあたっては、谷地形の連続性に主眼をおいた。当該海域における海の基本図調査は測線間隔がやや広いことから、測線間における等深線の形状は解析技術者の判断による部分が大きい。以上のことから、作成した沖積層基底等深線図は、谷地形をやや強調したものとなっていることが考えられる。

湧別川前面海域における沖積層基底面等深線図（図 2-10）は、おおむね現在の海底地形の形態と調和的であり、規模および崖高差の大きい顕著な谷地形はみられない。

連続性の良い谷地形として、湧別川河口である湧別漁港の西約 1 km 付近から北北東方向に向かう谷が存在することから、これを古湧別川の海底谷とした（図 2-10）。陸域における湧別川は河口の湧別漁港から 1 - 2 km の上流で大きく東に湾曲しているが、この湾曲部よりさらに上流における河川流下方向は、沖積層基底等深線図における海底谷の流下方向と調和的である（図 2-10）。

また、他の連続性の良い谷地形として、現在のサロマ湖口の西方 3 km 付近から北北東から北方に向かって伸びる海底谷が存在する。しかしながら、この海底谷における等深線の配列からは、谷部の比高は最大 5m 程度と考えられ、非常に大きな下刻（侵食）量が想定できるものはない。これは、探査記録上において、顕著な侵食谷が見られなかったことと整合的である。

なお、音波探査記録の再解析に際して、古湧別川の侵食谷が湧別低地の地下で東に回りこみ、現在のサロマ湖方向に向かう可能性も検討したが、沖積層基底等深線図からは、その可能性は低いものと考えられる（図 2-10）。

2.3.2 沖積層の鉛直分布状況

本再解析範囲では、探査記録と直接対比できる海上ボーリングなどの既往データは存在しない。したがって、沖積層と考えられる反射面の地質層序は、不整合面および堆積形態、記録パターンなどからの経験的な想定によるものである。

陸域の既往ボーリングデータから、湧別低地における沖積層は砂層から砂礫層を主体とし、シルト層を狭在する（北海道開発局網走開発建設部、2005a および b）。海域における音波探査記録は、記録品質が悪く判読が難しいところがあるものの、概ね連続性の悪い線状パターンやゴマ塩状の記録パターンを呈することから、やや粗粒な砂層主体であると推定される。また、探査記録には内部反射に乏しい白く抜けるようなパターンが見られないことから、軟弱な泥層の分布は少ないものと推定される。

北海道立地質研究所（2007）による対象海域を含む北海道東部における海域底質分布図では、湧別川前面海域の水深 20 m から 50 m にかけての海域において礫が広く帯状に分布する様を示している。この底質分布は現海底面における堆積物を示すものであるが、本地域を含む北海道北

東部において後氷期以降の堆積環境の大きな変化は想定されていないことから、本海域における沖積層は、陸域における沖積層と同様、比較的粗粒な堆積物からなることが推定される。

陸域におけるボーリングデータでは、沖積層における BG 層が記載されている（北海道開発局網走開発建設部、2005a および b）。しかしながら、記録分解能の比較的良好な「紋別」の探査記録における沖積層では、一部連続性の良い反射面が認められたものの、BG 層に相当すると考えられる反射面は明瞭ではなかった。また、分解能に劣る「湧別」の探査記録では、沖積層内の記録パターンの認識が困難であった。以上のように、本再解析では、探査記録から BG 層などの判読および区分は困難であった。

本再解析における沖積層の分布深度は、対象範囲の北東端部の「湧別」30 測線の沖合端部で T.P. -121 m であり、沖積層分布域の外縁までは達していない。しかしながら、「湧別」の沖合端における東西測線（交 1 測線）の再解析結果では、当該地点における沖積層基底面の深度は T.P. -124 m 程度であった。したがって、検討海域を含む当該周辺海域では、最終氷期の最大海退期に、現在より 124 m 程度、低海水準であった可能性がある。

2.3.3 海底谷沿いの地形・地質断面図

沖積層基底等深線図（図 2-10）および当該海域における海底地形データにより作成した海底谷（古湧別川）沿いの地形・地質断面図を図 2-11 に示す。

古湧別川の実地地形は、海底地形とほぼ調和的な形態を示し、その勾配は、4/1000（約 0.23°）程度とほぼ一定かつ非常に緩やかな傾斜を示す（図 2-11）。古湧別川の谷底には、明瞭な傾斜変換点は認められない。なお、海岸線から沖合に 7.0 km 付近まで、ところどころに段差が見られるが、これは探査記録からの読取り時の誤差などによるものと考えられ、有意な傾斜変化を示すものではないと考えられる。

古湧別川における最終氷期最大海退期以降の沖積層の層厚は、20 m 程度でほぼ一定であり（図 2-11）、陸上の湧別低地における層厚（「2.1.3 沖積層基底深度」と調和的である。したがって、現在の海域における古湧別川の谷底をほぼ延長する形で、そのまま陸域の現湧別川のそれへと連続するものと考えられる。

2.3.4 地質構造

本再解析の結果、沖積層内にまで影響を及ぼすような断層などの地質構造は認められず、最終氷期最大海退期以降における構造運動はないと考えられる。

「紋別」および「湧別」の海の基本調査における海底地質構造図（海上保安庁、1988 および 1992）では本再解析範囲およびその周辺には活構造は示されておらず、このことは本解析結果と調和的であると考えられる。

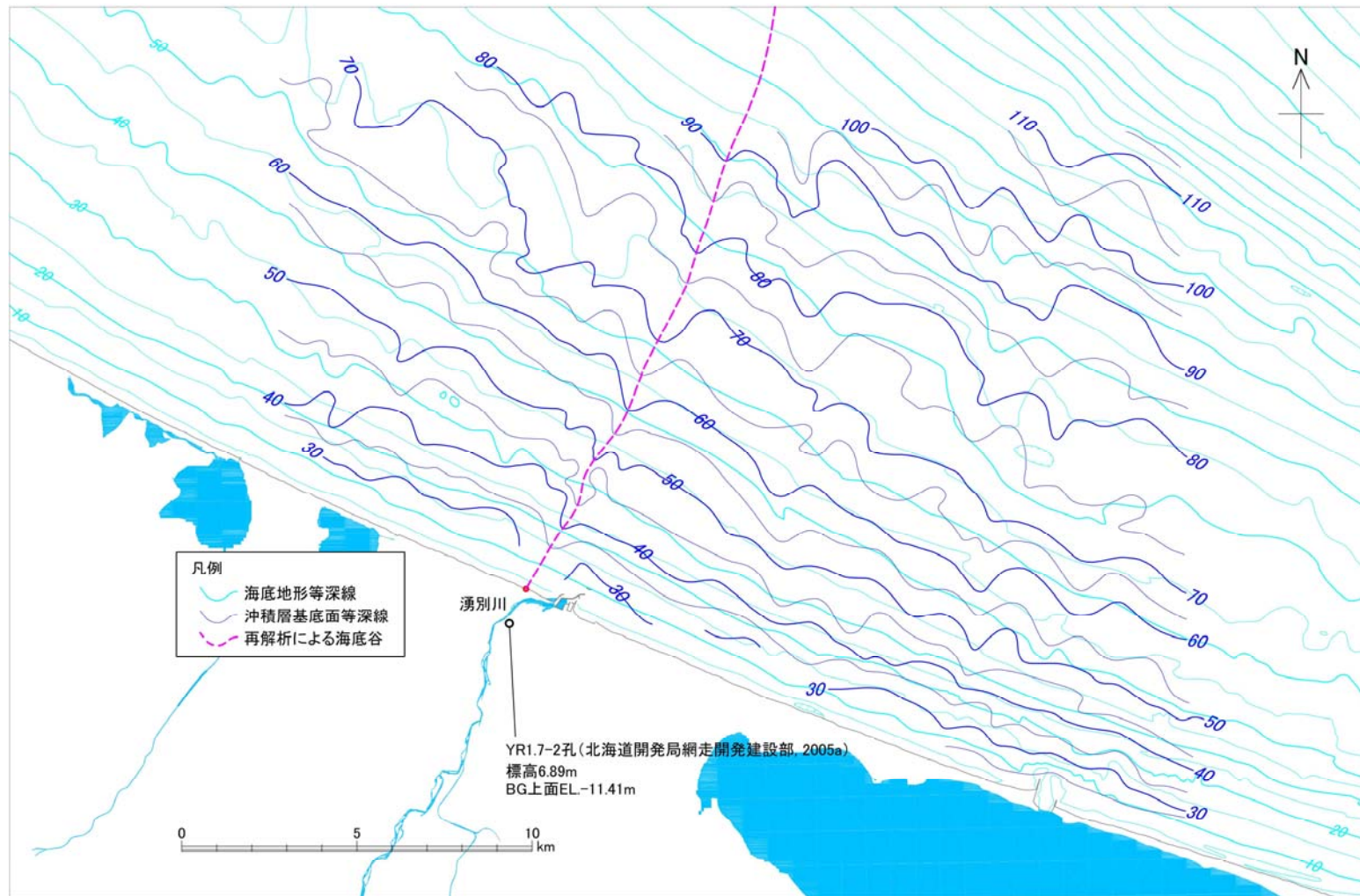


図 2-10 湧別川前面海域における沖積層基底等深線図

YR1.7-2 孔：北海道開発局網走開発建設部（2005b）。海底地形等深線は日本水路協会発行のデジタル水深データ M7000 を基に T.P.換算し作成

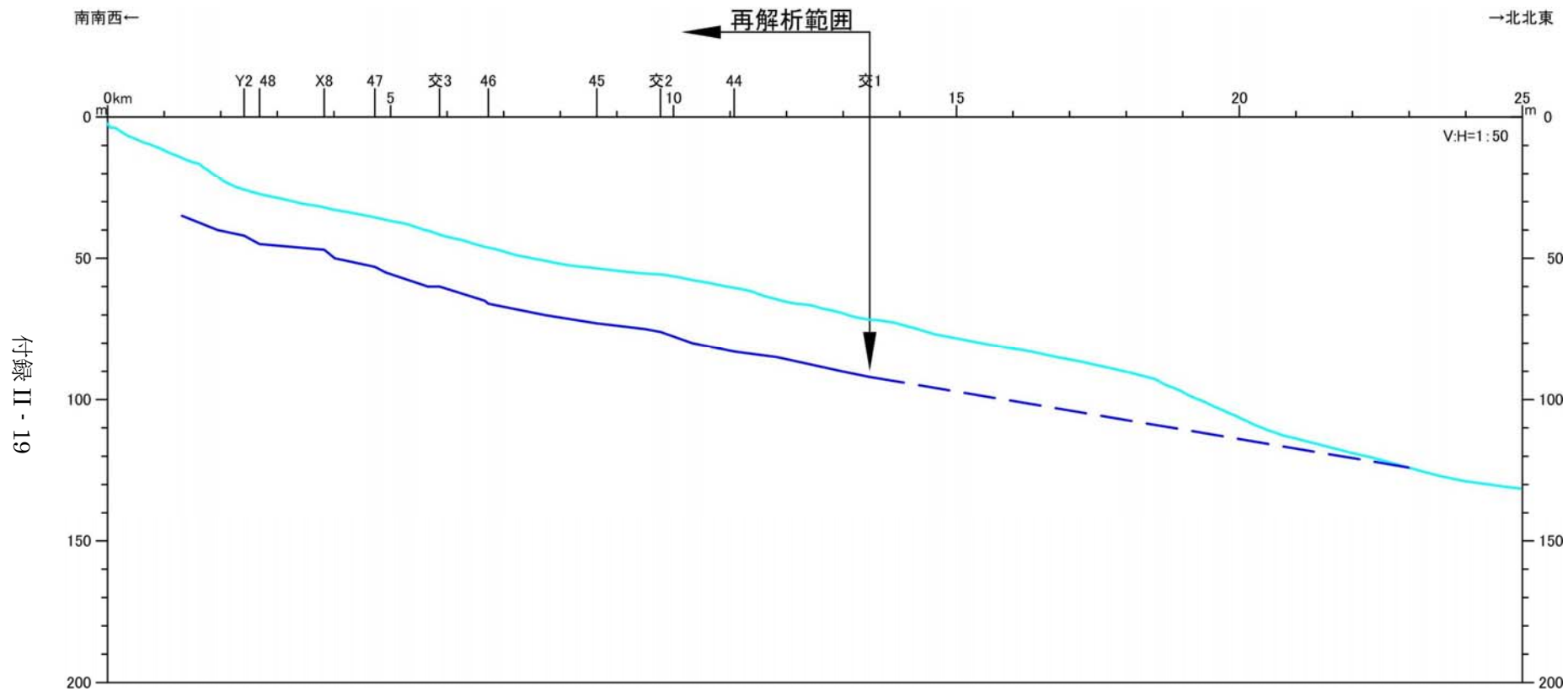


図 2-11 古湧別川における地形・地質断面図

青緑色線：海底地形面。青紫色線：沖積層基底面。青色破線：再解析範囲からの外挿により推定された沖積層下の埋没谷の谷崖の深度。海底地形面は日本水路協会発行のデジタル水深データ M7000 を基に T.P.換算し作成

3. 北海道北部・天塩川前面海域における既往海上音波探査記録の再解析

3.1 データセット、基準面および沖積層基底深度

3.1.1 データセット

天塩川前面海域における最終氷期最大海退期の旧河道を検討するため、海上保安庁刊行「沿岸の海の基本図（5万分の1）「利尻水道」」（平成4年（1992年）調査、平成5年（1993年）刊行）（以下、「利尻水道」という）における音波探査記録を対象とし再解析を行った。

本刊行図が検討された当時、詳細な沖積層基底深度に関する情報がほとんどなかったことから、当該資料で示された基底深度は浅く、特に沿岸部では大きく異なることが予想された。したがって、本再解析にあたっては、天塩川河口前面のやや広い範囲を対象とした。

また、「利尻水道」における海の基本図調査で使用された海底下表層部を対象としたソノプローブ記録では沖積層基底部の検出が困難と予想され、本検討では分解能がやや劣るもののやや深部まで記録が得られているスパーカー記録を再解析の対象とした。

検討対象とした音波探査測線は、東西方向に900 m間隔で設定された15測線およびこれに直交する約2.5 - 3.5 km間隔の南北測線8測線である（図3-1）。

3.1.2 水深の基準面

海上保安庁による海の基本図調査では、海図と同様、D.L.を水深の基準面としている。しかしながら、本再解析では、沿岸陸域との整合性を考慮し、T.P.を基準面とし探査記録の再解析、地形・地質断面図などの作図を行った。海上保安庁資料に基づく天塩川前面海域におけるT.P.とD.L.の関係は $T.P. = D.L. + 0.08 \text{ m}$ である（海上保安庁、2017）。

3.1.3 沖積層基底深度

幌延地圏環境研究所（2007）では、幌延町の海岸線付近（浜里地域）のボーリング調査（ボーリング孔名：地圏浜里ボーリング、孔口標高E.L. +5.0 m、掘削長100 m）による詳細な沖積層の検討結果が示されている。当該ボーリング孔の地質柱状図からは、BG層と考えられる河床堆積物が掘削深度73.2 - 86.4 m（おおむねT.P. -68.2 mからT.P. -81.4 m）に分布する。

以上のことから、幌延町の海岸線付近における最終氷期最大海退期の古地形面（沖積層基底面）は、おおむねT.P. -80 m前後であったと推定される。

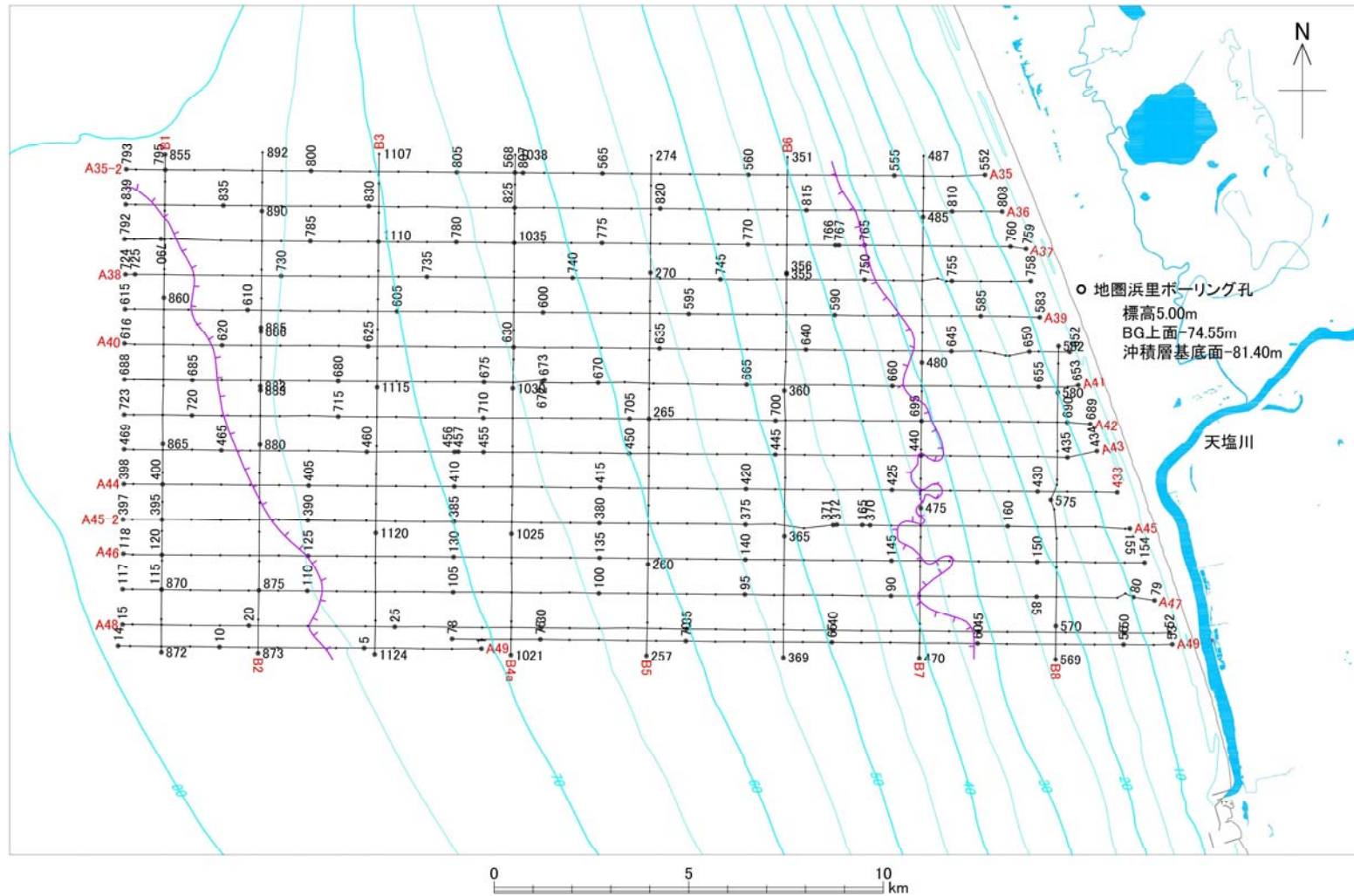


図 3-1 天塩川前面海域における海の基本図調査の音波探査測線位置図

青緑色線：海底地形面等深線。赤文字：測線名。赤紫色範囲：音波散乱現象の影響範囲。地圏浜里ボーリング孔：幌延地圏環境研究所（2007）。
 海底地形面等深線は日本水路協会発行のデジタル水深データ M7000 を基に T.P.換算し作成

3.2 音波探査記録の再解析

3.2.1 記録状況

検討対象とした探査記録には、沖積層中の腐植物由来の有機ガスに起因すると考えられる音波散乱現象が、再解析範囲中央部を中心に広く見られ、これにマスクされる形で深部の反射面が判読できない範囲（図 3-1）が存在する。ただし、この中央部における沖積層基底と想定される反射面は、強い反射を持つ不整合面であり、また、反射面が海底下の比較的浅部に分布することなどから、一部推定による部分はあるものの、ほぼ追跡できるものと考えられた。

前項「3.1.3 沖積層基底深度」で述べたように、現海岸線付近における沖積層基底深度は T.P. -80 m 前後と深いと推定される。したがって、水深 40 m 以浅の海域では、沖積層基底面は、海面と海底の間を繰り返して反射する多重反射信号より深い水深に位置する。このため、比較的探査エネルギーの小さいシングルチャンネルを用いたアナログ記録方式の音波探査システムでは、沖積層基底面と考えられる反射面の明瞭な区分および判読が難しい部分も存在した。

3.2.2 再解析

沖積層基底面は、最終氷期最大海退期の地表面と考えられ、以下のような特徴を有すると考えられる。

- ・陸化・侵食により起伏を持つ反射面
- ・上位の沖積層と明瞭な不整合で接すること
- ・上位の沖積層より下位の地層の方が堆積時代が古いこと、また続成作用などから地盤の強度が高いことから、強い反射面として記録されること

以上のことを踏まえ、探査記録の再解析にあたっては、顕著な侵食面、不整合面および地盤の固さに基づく強い反射面を抽出し、検討を行った。

再解析における谷底付近の代表的な音波探査の再解析結果図を図 3-2 から図 3-5 に示す。

測線 B2 の探査記録では、本再解析範囲の沖合部において、軟弱層とみられる内部反射の弱い層、それと整合的に堆積するやや強い反射面およびその下位に侵食面と考えられる強い反射の不整合面が認められた（図 3-2 参照）。それらの存在形態は、陸域既往ボーリング孔における軟弱層、BG 層および沖積層基底面の存在（例えば、幌延地圏環境研究所（2007）における図 4.2.2-9）と調和的であり、したがって、このやや強い反射の不整合面を沖積層基底面と解釈した。

再解析範囲中央部における測線の探査記録（測線 B4）では、前述した音波散乱現象により、音波探査記録がやや不鮮明であった（図 3-3 参照）。しかしながら、沖積層基底面と考えられる反射面は、強い反射を示す不整合面であることから、追跡することができた。この沖積層基底面と考えられる反射面と海岸線付近における T.P. -80m 程度の沖積層基底深度位置とを結び、ほぼ同じ傾斜で連続する。したがって、この不整合面も沖積層基底面と解釈することが妥当であると考えた。

海底-海底間の多重反射面より下となるより陸側の沿岸部については（測線 B8）、この海岸線付近における沖積層基底深度（T.P. - 80 m）と沖合の反射面を結ぶ線付近に、途切れ途切れではあるものの不整合面と考えられる強い反射面が認められた（図 3-4 参照）。

再解析範囲中央部においては、地層中に賦存する有機ガス由来と考えられる音波散乱現象がみられたが（図 3-5）、水深の浅い沿岸部では、沖積層基底面の反射面は海面-海底間の多重反射より深部に位置することから、強い反射を示す不整合面と陸上における沖積層基底深度とを勘案しつつ、その連続性を追跡した。

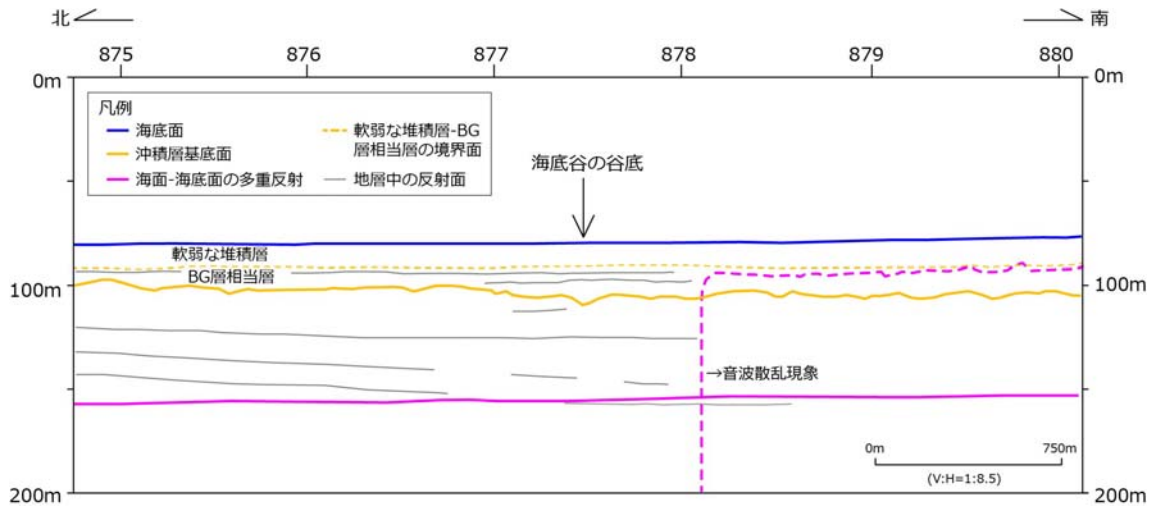


図 3-2 天塩川前面海域沖合部における解析記録 (B2 測線) を基にした地質断面図

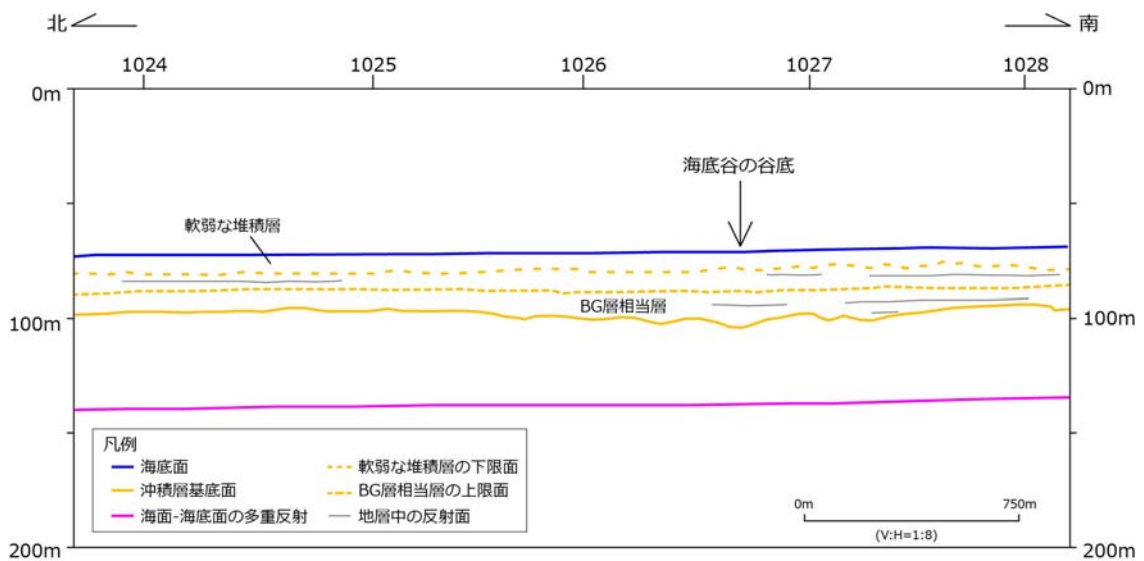


図 3-3 天塩川前面海域中央部付近における解析記録 (B4 測線) を基に作成した地質断面図

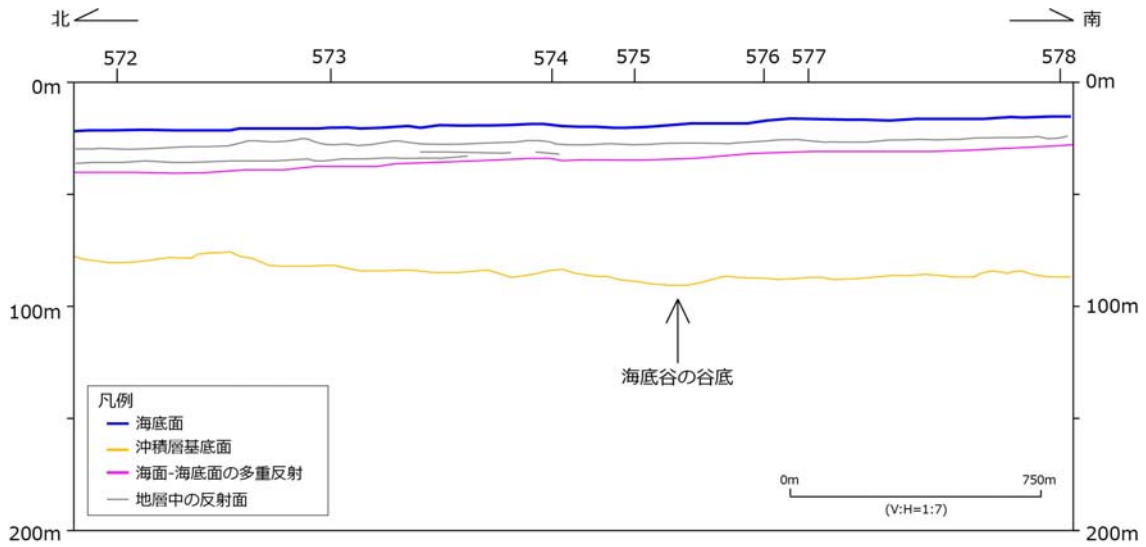


図 3-4 天塩川前面海域沿岸部における解析記録（B8 測線）を基に作成した地質断面図

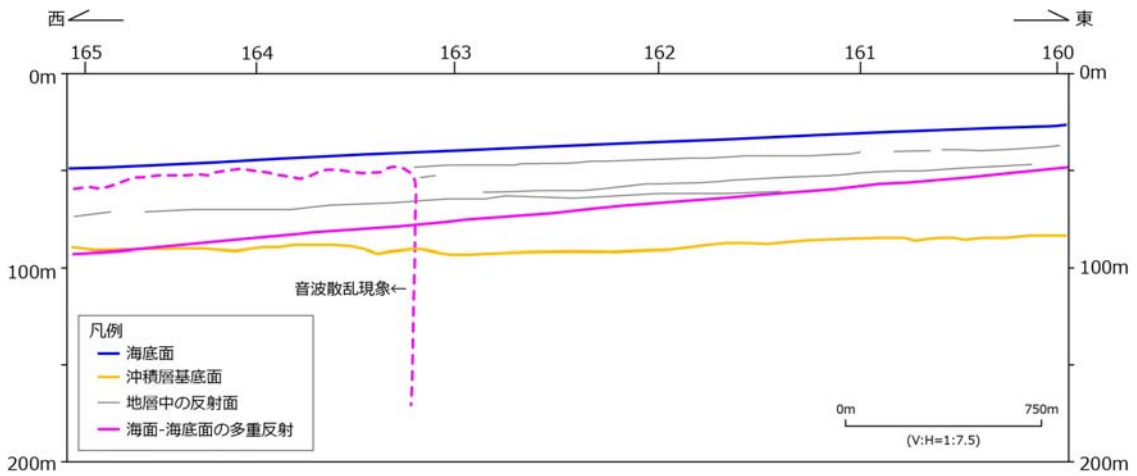


図 3-5 天塩川前面海域東部における解析記録（A45 測線）を基に作成した地質断面図

3.3 再解析結果

3.3.1 沖積層基底面の平面分布状況

音波探査記録の再解析結果に基づき、判読した沖積層基底面の深度を、T.P.を基準として、平面図上に展開し、沖積層基底等深線図を作成した(図 3-6)。

等深線間隔は、以下の事項を踏まえ 5m とした。

- ・音波探査記録の周波数帯域における記録分解能(卓越周波数 200・300 Hz、波長 2.5・3.75 m、記録分解能約 1 m)
- ・再解析時における反射面認定の誤差
- ・深度読み取り時の誤差

天塩川前面海域における沖積層基底等深線図では、ところどころに比高 2 m から 3 m の谷地形が見られるものの、より比高の大きい顕著な侵食谷は認められなかった。また、ところどころに開析され残った高まりが分布し、それらを取り巻くように比較的下刻(侵食)量の小さい谷がみられる。これらの谷のうち、沿岸陸上の天塩川が東西方向から南北方向へと大きく屈曲する付近から、ほぼ西方へ向かって連続する谷が認められることから、これを最終氷期最大海退期における古天塩川の本流と考えた(図 3-6)。

開析され残った高まりおよびそれらを取り巻くような谷および数箇所に見られる三日月湖のような下刻の存在は、幌延地圏環境研究所(2007)が指摘したように、最終氷期最大海退期における本地域は開析が進み網状河川が発達する環境であったものと推定される。

3.3.2 沖積層の鉛直分布状況

本再解析範囲では、探査記録と直接対比できる海上ボーリングなどの既往データは存在しない。したがって、沖積層と考えられる反射面の地質層序は、探査記録上にみられる記録パターンからの経験的な想定によるものである。

再解析範囲のうち沖合部における探査記録(図 3-2)では、基底面の直上に反射強度の強い地層が不整合で接し、その上位に本調査海域における最上位層である内部反射の弱い地層が累重するよう見える。この地質(堆積)状況は、想定される層相は異なるものの、地圏浜里ボーリング孔(幌延地圏環境研究所、2007)で見られたものと似ている。つまり、探査記録上で、強い反射を示す地層は後氷期初頭の低海水準時に堆積した礫や砂からなる粗粒堆積物、内部反射の弱い地層は海水準が大きく上昇してからの軟弱な細粒堆積物と考えられる。沖積層の下位をなす粗粒堆積物がいわゆる沖積層の BG 層と考えられ、それは基底面上の起伏を埋積する形でほぼ水平に堆積し、沖合に向かってその層厚を減ずる傾向を示す。この BG 層に相当すると考えられる強い反射を示す地層について、その追跡を試みた。しかしながら、海域西半部は辛うじて区別できるものの、音波散乱現象の強い海域中央部から多重反射信号が真の信号をマスクする沿岸部にかけては区分することができなかった。

3.3.3 海底谷沿い地形・地質断面図

沖積層基底等深線図(図 3-6)および当該海域における海底地形データにより作成した海底谷(古天塩川)沿いの地形・地質断面図を図 3-7 に示す。

古天塩川は、海岸線付近で T.P. -85 m 程度、本解析範囲の西端部で T.P. -106 m 程度と河床深度の高低差が乏しく、おおむね 0.8/1000(約 0.04°)と極めて緩い河床勾配を示す。当該地形・地質断面図(図 3-7)は鉛直方向に約 50 倍誇張したものであるが、距岸距離約 3 km 付近に小規模な傾斜変換点が見られるほかは、ほぼ単一傾斜である。なお、この傾斜変換点については、断面図作成の際に、比較的近傍にやや高低差のある基底深度が存在するために生じた作図時の誤差

である可能性があり、実際にこのような傾斜変化が存在するかどうかは、河床位置に沿う測線がないことから不明である。

また、古天塩川における最終氷期最大海退期以降の沖積層の層厚は、海岸線付近で 80 m 程度であり、ほぼ同じ沖積層基底面深度を保ちつつ、沖合に向かい徐々にその層厚を減じる(図 3-6)。

本再解析結果により得られた海底谷沿い地形・地質縦断面の形状は、幌延地圏環境研究所(2007)で示された海陸連続断面図と調和的である。

なお、本再解析で用いた「利尻水道」の範囲における最大水深は 79m 程度であり、大陸棚外縁までは達していない。また、「利尻水道」より西側では、海の基本図調査は実施されていない。このため、海域における古天塩川の追跡は本再解析範囲までとした。

3.3.4 地質構造

「利尻水道」の海の基本図調査における地質構造図(海上保安庁、1993a)では、沿岸部および沖合端部に数条の伏在断層が記されている。しかしながら、いずれの断層も深部の古い地層にのみ影響するものと解釈されている。このことは、本再解析における検討結果と整合的である。

新里ほか(2007)は、幌延地域とその西方海域において、既存情報に基づく後期更新世以降の地質構造の復元を行い、2.5 Ma、1.5 Ma、0.5 Ma 及び現世の地質構造断面図を示した。それらの復元地質構造断面図のうち現世における地質構造断面図では、海岸線から 5.7 km 付近、21.7 km 付近、36.2 km 付近及び 70.5 km 付近に断層が示されている。

海岸線から 5.7km 付近、21.7km 付近における断層は、中新世の稚内層の下限面および層中(深度約 1000 m)までそれぞれ断層活動が達するように描かれている。しかしながら、本再解析における下端深度は相対的に浅い(深度約 200 m) ことおよび沖積層基底面に断層変位などの特徴が見られないこと(図 3-7)を踏まえると、前述の 2 つの断層による浅層までの影響はないものと考えられる。

また、海岸線から 36.2 km 付近及び 70.5 km における断層は、当該断面図において、鮮新世から第四紀の地層(勇知層及び更別層)にまで影響を与えるように描かれている。しかしながら、当該断層周辺域は、本再解析範囲から大きく外れていることから、詳細は不明である。

さらに、岡・五十嵐(1993)及び新里ほか(2007)では、幌延地域の西方海域(海岸線から西へ約 3~4km の地点: 図 3-6)において、天北堆積盆の向斜軸(各々の原著では「Axis of the Tenpoku Tertiary basin」と記されている)を示しているが、本再解析結果では、それによる沖積層基底面における変位などの影響は見られない(図 3-7)。

以上のことをまとめると、本再解析範囲内では、沖積層基底面にまで影響を及ぼすような断層などの地質構造は認められないと考えられる。

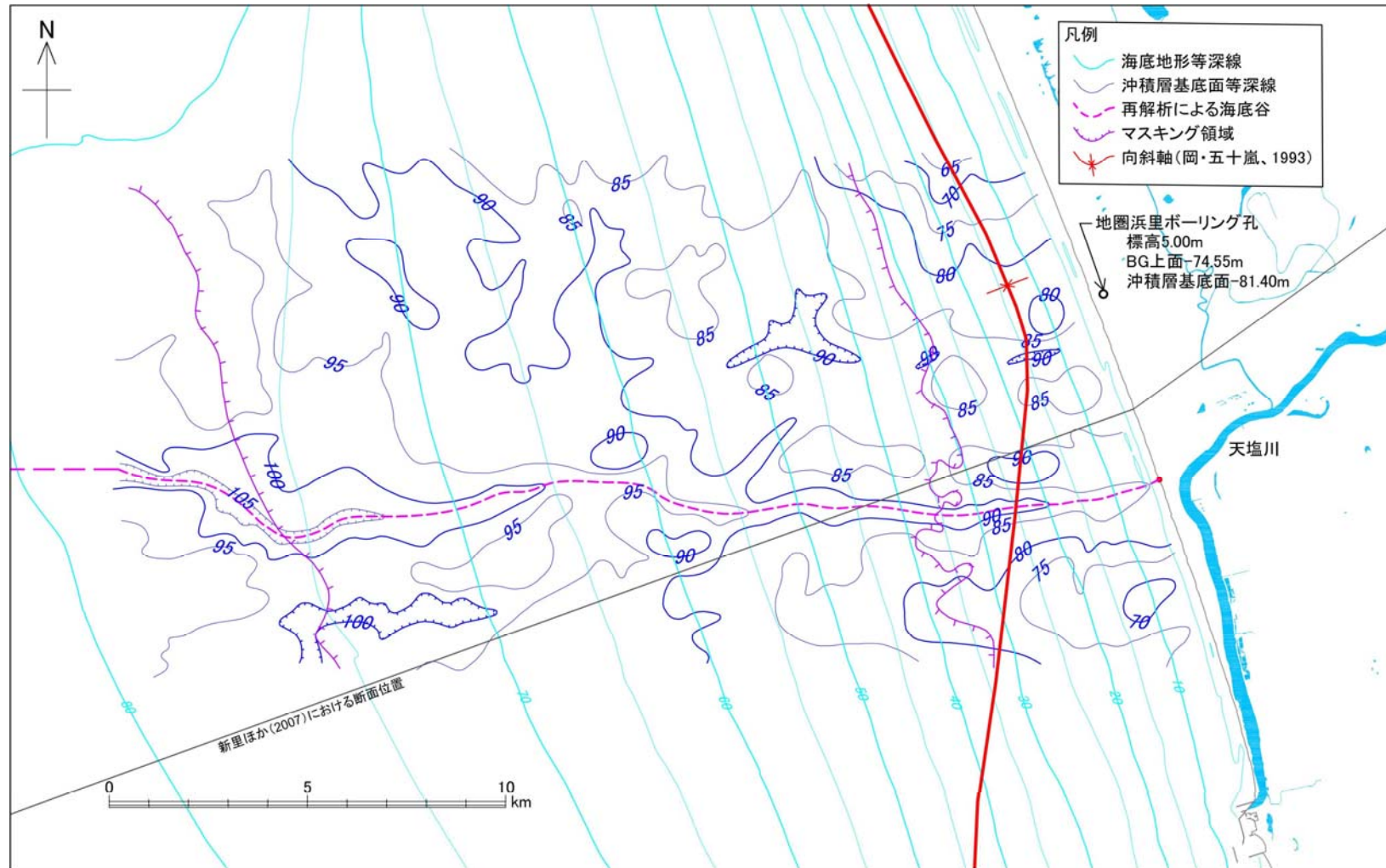


図 3-6 天塩川前面海域における沖積層基底等深線図

地圏浜里ボーリング孔：幌延地圏環境研究所（2007）。海底地形等深線は日本水路協会発行のデジタル水深データ M7000 を基に T.P.換算し作成

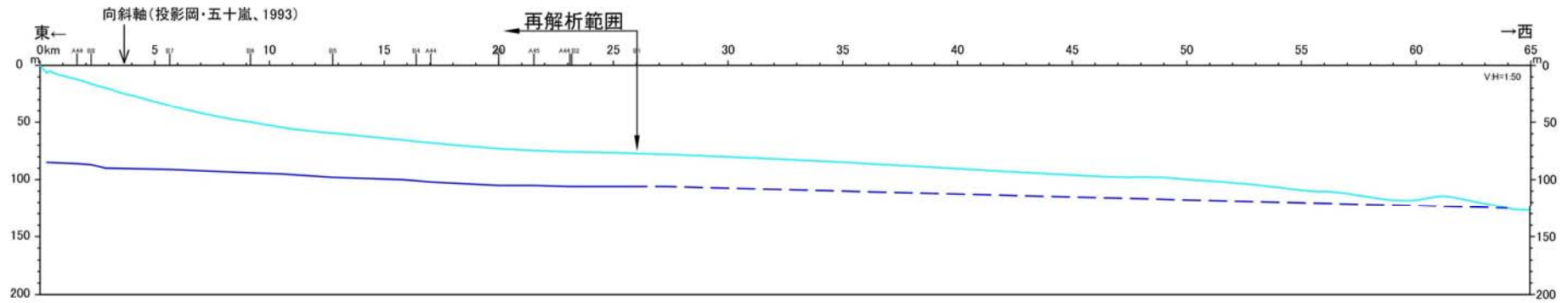


図 3-7 古天塩川における地形・地質断面図

薄青色線：海底地形面。青紫色線：沖積層基底面。青色破線：再解析範囲からの外挿により推定された沖積層下の埋没谷の谷崖の深度。海底地形面は日本水路協会発行のデジタル水深データ M7000 を基に T.P.換算し作成

4. 九州島南部・一ツ瀬川前面海域における既往海上音波探査記録の再解析

4.1 データセット、基準面および沖積層基底深度

4.1.1 データセット

一ツ瀬川前面海域における最終氷期最大海退期の旧河道を検討するため、海上保安庁刊行「沿岸の海の基本図（5万分の1）「宮崎」（平成8年（1996年）調査、平成9年（1997年）刊行）（以下、「宮崎」という）の音波探査記録を対象とし再解析を行った。

本刊行図が出版された当時、詳細な沖積層基底深度に関する情報がほとんどなかったことから、本資料で示された基底深度は浅く、特に、沿岸部では大きく異なることが予想された。したがって、一ツ瀬川河口前面のやや広い範囲を検討対象とした。

また、海の基本図調査における海底下表層部を対象としたソノプロブ記録では沖積層基底部の検出が困難と予想されたことから、本再解析では、分解能がやや劣るもののやや深部まで記録が得られているスパーカー記録を再解析の対象とした。

検討対象とした音波探査測線は、東西方向に900m間隔で設定された17測線と、これに直交する約2・4km間隔の南北測線6測線である（図4-1）。

4.1.2 水深の基準面

海上保安庁による海の基本図調査では、海図と同様、D.L.を水深の基準面としている。しかしながら、本再解析では、沿岸陸域との整合性を考慮し、T.P.を基準面とし探査記録の再解析、地形・地質断面図などの作図を行った。海上保安庁資料に基づく天塩川前面海域におけるT.P.とD.L.の関係は $T.P. = D.L. + 1.24 \text{ m}$ である（海上保安庁、2017）。

4.1.3 沖積層基底深度

長岡（1986）は宮崎平野における後期更新世の地形発達を検討し、沖積層のBG層のなす段丘面である国富II面の高度を標高-40mから-50mとしている。

国土交通省の国土地盤情報検索サイト「KuniJiban」では、一ツ瀬川河口付近に架かる日向大橋付近（河口から約3km上流）における複数のボーリングデータを公開している。それらのボーリング孔の柱状図では標高-35m付近にBG層の上面を記載している。このBG層を貫いて沖積層基底面まで達するボーリングは少ないが、日向大橋の下流側の地点において、標高-38.22mより下位でN値50以上の礫混じり砂層を記載している（国土交通省九州地方整備局宮崎河川国道事務所、2006）。

以上のことから、現一ツ瀬川河口周辺における最終氷期最大海退期の侵食面である沖積層基底深度は、T.P. -40m程度と想定される。また、ボーリングデータからは、BG層の層厚はおおむね4mから6m程度と想定される。

図 4-1 一ツ瀬川前面海域における海の基本図調査の音波探査測線位置図

青緑色線：海底地形面等深線。赤文字：測線名。No.3 孔：国土交通省九州地方整備局宮崎河川国道事務所（2006）。海底地形面等深線は日本水路協会発行のデジタル水深データ M7000 を基に作成

4.2 音波探査記録の再解析

4.2.1 記録状況

検討対象海域におけるスパーカー記録は、その品質は比較的良好であるが、シングルチャンネルを用いたアナログ記録方式によるであり、音源の発震波形の掃引による直接波記録がやや幅広く、海底下極浅部の堆積状況について判読しにくい部分があった。

前項「4.1.3 沖積層基底深度」で述べたように、一ツ瀬川河口周辺における沖積層基底面の深度は、T.P. -40 m 程度と考えられる。このため、水深 20 m より深い沿岸部については、海底・海面間の多重反射（擬似信号）により、沖積層基底面の反射がマスクされ判読しにくい部分が存在した。

4.2.2 再解析

沖積層基底面は、最終氷期最大海退期の地表面と考えられ、以下のような特徴を有すると考えられる。

- ・陸化・侵食により起伏を持つ反射面
- ・上位の沖積層と明瞭な不整合で接すること
- ・上位の沖積層より下位の地層の方が堆積時代が古いこと、また続成作用などから地盤の強度が高いことから、強い反射面として記録されること

また、宮崎県の沿岸海域では、沖積層基底面をなす層は、後期中新世から前期鮮新世の堆積岩である宮崎層群である。宮崎層群は、比較的堅硬であることから、その上位のやや軟弱な沖積層との境界面は、探査記録上において、強い反射面として記録されている。

さらに、宮崎層群は一般に傾斜した層理面を示すことが多く、ほぼ水平に堆積する沖積層とは、反射面の傾斜の相違が見られると期待された。

以上のことから、音波探査記録の再解析にあたっては、顕著な侵食面、不整合面、地層傾斜の相違および地盤の固さの相違に基づく強い反射面などに注目し、境界面の抽出、検討を行った。

なお、水深の浅い沿岸部については、海底面と海面との間を往復する多重反射によりマスクされ正確な地質情報を示す反射面が判読しにくい部分が多い。このような箇所では、多重反射に影響されていない周辺部からの反射面の連続性、形状、ならびに、ところどころにみられる強い反射面などから、沖積層の基底面を推定した。

再解析作業における代表的な音波探査記録の再解析結果図の例を、図 4-2 から図 4-5 に示す。

一ツ瀬川の現在の河口前面の南北測線（交 5 測線）の探査記録では、現在の一ツ瀬川河口の前面は、侵食面と考えられる起伏が見られるものも、顕著な谷地形は認められない（図 4-2 参照）。また、探査記録における海底地表面の水深は浅く、想定される沖積層基底面が多重反射より下位となっていることから不明瞭である。したがって、本探査記録では、起伏を示すやや強い反射面を沖積層基底面と考え、再解析を行った。

一ツ瀬川の現河口から 4 km ほど南に下った位置の東西測線（14 測線）の探査記録では、海底下浅部に堆積する堆積岩（宮崎層群）を削り込んで、谷が形成されている形状が認められた（図 4-3 参照）。また、谷の斜面は、記録分解能の点から詳細には判読できないものの、堆積岩の層理面に沿ったケスタ状となっているものと考えられる。ただし、極沿岸部の谷地形については、海底面・海面間の多重反射により反射面が不明瞭であり、沖側からの連続性などから推定した。

一ツ瀬川の現河口から 8 km ほど南に下った位置の東西測線（18 測線）の探査記録では、海底下浅部に存在する堆積岩（宮崎層群）を削り込んで、谷が形成されている形状が認められた（図 4-4 参照）。また、記録分解能の点から詳細には判読できないものの、堆積岩の高まりの脇の弱部を選

択的に削り込んだような形状も見られた。しかしながら、極沿岸部については、海底面-海面間の多重反射により反射面が不明瞭であり、起伏や沖側からの連続性などから推定した。

やや沖合における南北測線（交4測線）の探査記録では、海底下浅部に存在する堆積岩（宮崎層群）を削り込んで、谷が形成されている形状が認められた（図4-5参照）。また、本記録の右端では、基盤岩が海底まで露出する瀬（岩礁）が形成されていた。したがって、本探査記録では、起伏を示すやや強い反射面を沖積層基底面と考え、再解析を行った。

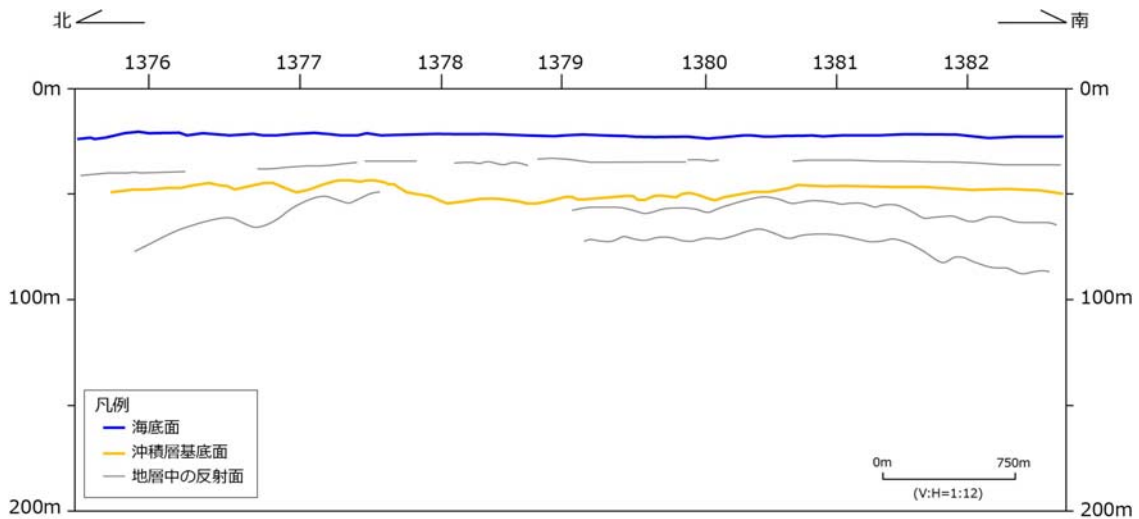


図 4-2 一ツ瀬川河口前面の南北測線（交5測線）の解析記録を基にした地質断面図

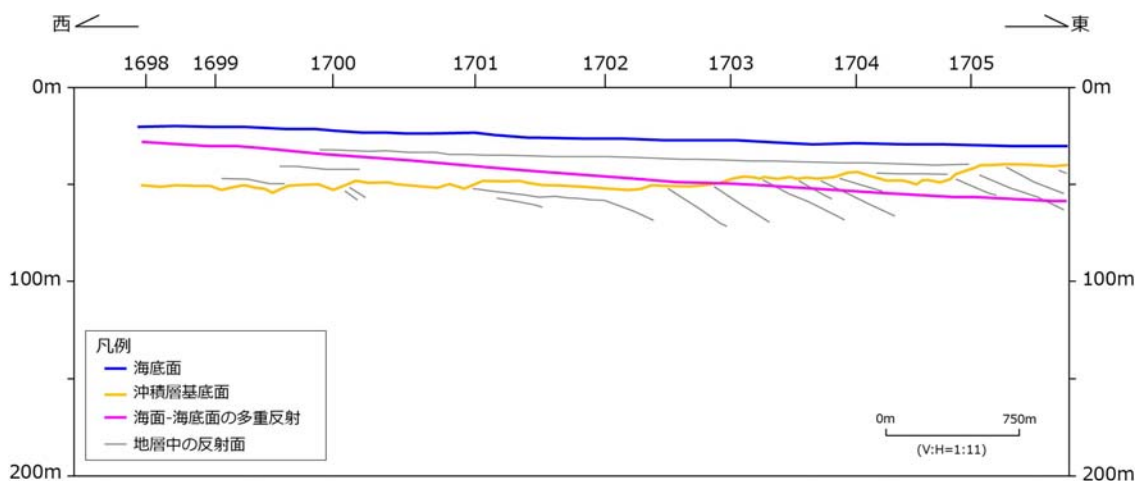


図 4-3 一ツ瀬川河口から4 kmほど南に下った位置の東西測線（14測線）の解析記録を基にした地質断面図

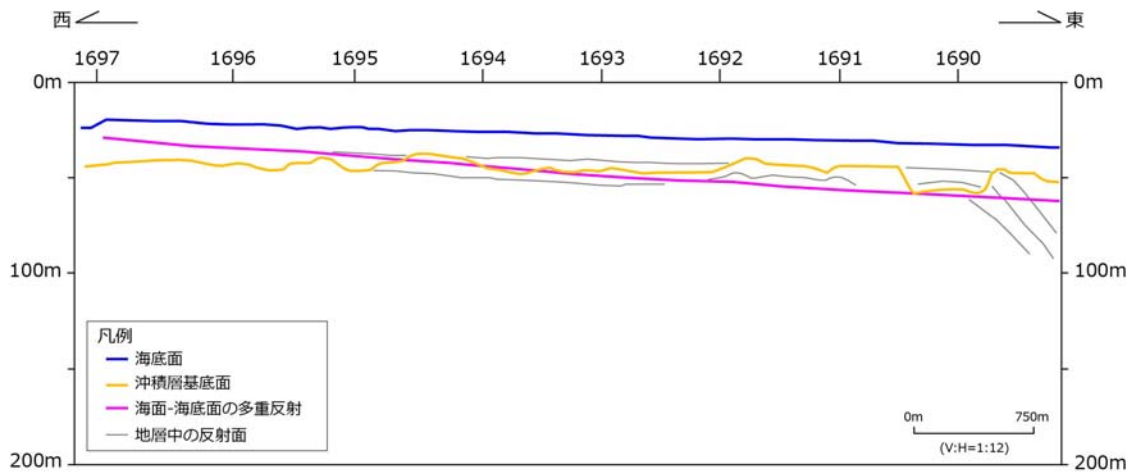


図 4-4 一ツ瀬川河口から 8 km ほど南に下った位置の東西測線（18 測線）の解析記録を基にした地質断面図

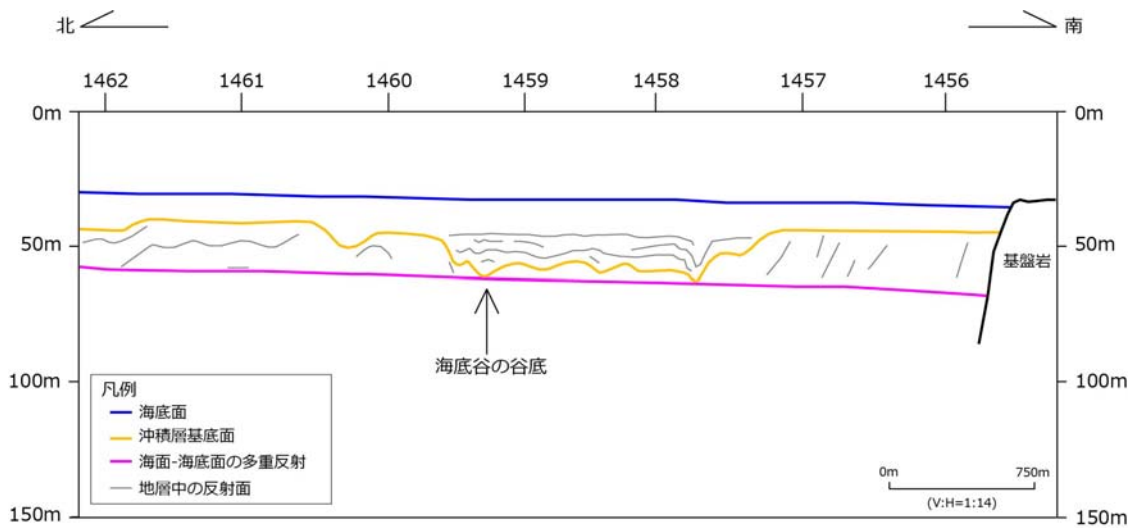


図 4-5 一ツ瀬川前面海域のうちやや沖合部における南北測線（交 4 測線）の解析記録を基にした地質断面図

4.3 再解析結果

4.3.1 沖積層基底面の平面分布状況

音波探査記録の再解析に基づき、判読した沖積層基底面の深度を T.P.を基準として平面図上に展開し、沖積層基底等深線図を作成した(図 4-6)。

等深線の間隔は、以下に基づき 5 m とした。

- ・音波探査記録の周波数帯域における記録分解能(卓越周波数 200 – 300 Hz、波長 3.75 - 2.5 m、記録分解能約 1 m)
- ・解析時における反射面認定の誤差
- ・深度読み取り時の誤差

なお、これらの記録分解能および誤差の特性から、比較的比高の小さい起伏などは表現できていない可能性が高い。

調査海域の沖積層基底面(図 4-6)には、ところどころに地形的高まりが分布し、それらを取り巻くように谷筋が見られる。このような地形的高まりは宮崎層群分布域であることから、本再解析範囲より南方の宮崎沿岸陸域で見られる「鬼の洗濯岩」と同様の、北北東-南南西走向のケスタ状の斜面を示すものと推定される。本再解析範囲の南部では、「ネダノ瀬」と呼称される露岩域などが存在し、これらの地形的高まりも、北北東-南南西走向でケスタ状の地形を示す。

高まりを取り巻く谷のうち、一ツ瀬川河口から南に 2 km ほど下った位置から南東に向かい東へ方向を変えた後現河口から南東に約 18 km 付近にみられる顕著な宮崎海底谷の南縁付近に伸びるものが、古一ツ瀬川の本流と考えられる(図 4-6)。

一ツ瀬川河口前面海域には、宮崎層群からなる地形的高まりがみられ、古一ツ瀬川は、これを回避するような形で、南東へ向かって流下したものと推定される。この一ツ瀬川本流と考えられる谷筋のほか、本流に合流する支谷や、宮崎海底谷の北端付近へと大きく湾曲して延びる谷地形なども認められるが、いずれも現在の一ツ瀬川河口付近までの連続性は明瞭ではなかった。

4.3.2 沖積層の鉛直分布状況

本再解析範囲では、探査記録と直接対比できる海上ボーリングなどの既往データは存在しない。このため、宮崎層群と考えられる傾斜した反射面や、その上位のほぼ水平に堆積する沖積層と考えられる反射面といった地質層序は、堆積形態や記録パターンなどからの経験的な想定によるものである。

陸域におけるボーリング資料(例えば、国土交通省九州地方整備局宮崎河川国道事務所、2006)などから、一ツ瀬川における沖積層は砂層主体で砂質シルト層や礫層を狭在する。本再解析における探査記録では、おおむね連続性のあまり良くない線状パターンやゴマ塩状の記録パターンが認められ、これらはやや粗粒な砂層主体と推定される。また、内部反射に乏しい白く抜けるような記録パターンは見られないことから、軟弱な泥層の分布は少ないと推定される。

また、陸域におけるボーリング資料から、沖積層における BG 層は、中礫から大礫が主体と想定される。しかしながら、本再解析における探査記録では、BG 層上面を示すような反射面は明瞭ではなく、判読および区分できなかつた。

再解析範囲における沖積層の分布外縁水深は、再解析した音波探査記録において、おおむね T.P.-120 m 程度(T.P.-118 m から T.P.-124 m)を示す。

4.3.3 海底谷沿い地形・地質断面図

沖積層基底等深線図(図 4-6)および当該海域における海底地形データにより作成した海底谷(古一ツ瀬川)沿いの地形・地質断面図を図 4-7 に示す。

古一ツ瀬川は、海底谷沿い地形・地質断面図（図 4-7）において、海岸線付近で T.P. -40 m 程度、沖合 15 - 16 km 程度の大陸棚外縁付近で T.P. -120 m 程度と、全体として緩やかな勾配を示す。また、現河口から古一ツ瀬川沿いに 17 km から 18 km 流下した地点の河床深度 T.P. -80 m から T.P. -84 m 付近に傾斜変換点がみられ（図 4-7）、それより上流側はおおむね 2.7/1000（約 0.15°）程度でほぼ単一の非常に緩やかな傾斜を示す。一方、この傾斜変換点から現在の陸棚外縁にかけては 8/1000（約 0.46°）程度と、上流側に比べ 3 倍程度の勾配を示す。このような旧河道における形状は、上流側および下流側ともにおおむね現在の海底地形面の形状と調和的である。

また、沖積層の層厚は、上流側で 28 m から 32 m 程度、下流側で 15 m から 18 m 程度であり、それらの層厚変化は小さい。

なお、この本地形・地質断面図においては、距岸距離 20 km 弱付近に小規模な傾斜変換点が認められるが、これは地形・地質断面図作成時における、比較的近傍にやや高低差のある基底深度を読み取ったことにより生じた、図化時の誤差である可能性がある。

4.3.4 地質構造

本再解析の結果、一ツ瀬川前面海域において沖積層基底面までに影響を及ぼすような断層などの地質構造は認められなかった。

「宮崎」の海の基本図調査における地質構造図（海上保安庁、1997）では、現河口から南東方向に 4.5 km 付近の地点に、伏在の背斜軸が示されている（図 4-6）。海上保安庁（1997）は、この背斜軸は宮崎層群中にみられ、上位の沖積層に影響するものではない伏在のものとしている。この解釈は、本再解析結果とも整合的である。

再解析による探査記録（図 4-2 から図 4-5）で見られたように、本再解析範囲における宮崎層群には層理面を示す反射面に傾斜の変化が見られるものがあり、前述の伏在の背斜軸は、そのような変化部の連続を捉えたものと推定される。いずれにしても、この背斜は古い地質構造であり、沖積層に影響を及ぼすような活構造ではないと考えられる。

図 4-6 一ツ瀬川前面海域における沖積層基底等深線図

橙色点線：伏在背斜軸（海上保安庁、1997）。No.3 孔：国土交通省九州地方整備局宮崎河川国道事務所（2006）。海底地形等深線は日本水路協会発行のデジタル水深データ M7000 を基に T.P.換算し作成

図 4-7 古一ツ瀬川における海底谷沿いの地形・地質断面図

海底地形面は日本水路協会発行のデジタル水深データ M7000 を基に T.P.換算し作成

5. 引用文献

- 幡谷竜太, 柳田 誠, 鳥越祐司, 佐藤 賢, 後期更新世以降の現海岸線付近での下刻, 応用地質, vol.57, pp.15-26, 2016.
- 北海道開発局網走開発建設部, 平成 16 年度 湧別川外堤防詳細点検業務 (YL3.65-2 孔: ボーリング ID = HK2009812900020018), 2005a.
- 北海道開発局網走開発建設部, 平成 16 年度 湧別川外堤防詳細点検業務 (YR1.7-2 孔: ボーリング ID = HK2009812900020002), 2005b.
- 北海道立地質研究所, 北海道沿岸域の地質・底質図-4-オホーツク・根室海峡海域, 北海道立地質研究所調査研究報告第 34 号, 2007.
- 幌延地圏環境研究所, 平成 18 年度地圏環境研究事業 研究成果報告書. 297p, 2007.
- 伊藤 政夫・小原 常弘, 湧別町字東地下水調査報告, 北海道地下資源調査報告, vol.15, pp.9-16, 1956.
- 小疇 尚・野上 道男・小野 有五・平川 一臣 編集, 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会, pp.79-80, 2003.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「渥美湾」(海図第 6361 号-7 および 7-S), 1972.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「竜飛岬」(海図第 6327 号-1 および 1-S), 1976.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「小樽」(海図第 6323 号 3), 1980.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「苫小牧東部」(海図第 6374 号 5 および 5-S), 1982.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「大船渡湾」(海図第 6370 号 7), 1983a.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「秋田」(海図第 6328 号 2), 1983b.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「志津川湾」(海図第 6370 号-8 および 8-S), 1983c.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「山田湾」(海図第 6370 号 1), 1984a.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「犬吠埼」(海図第 6367 号-8 及び 8-S), 1984b.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「明神埼」(海図第 6371 号 4), 1985.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「紋別」(海図第 6380-4 号及び 4-S), 1988.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「湧別」(海図第 6379 号 7 及び 7-S), 1989.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「網走」(海図第 6379-6 号及び 6-S), 1990.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「日御碕」(海図第 6340 号-8), 1991.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「遠別」(海図第 6321 号-2 及び 2-S), 1992a.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「鳥取」(海図第 6338 号-8), 1992b.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「美保関」(海図第 6340 号-4), 1992c.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「利尻水道」(海図第 6321 号-1 及び 1-S), 1993a.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「東京湾北部」(海図第 6363 号-9), 1993b.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「大社」(海図第 6341 号-4), 1993c.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「宮崎」, (海図第 6355 号 2, 2-S 及び調査報告書), 1997.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「御前埼西方」(海図第 6361 号-1), 1999a.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「美々津」, (海図第 6355 号 1), 1999b.
- 海上保安庁, 平均水面、最高水面最低水面一覧表, 2017.
- https://www1.kaiho.mlit.go.jp/KANKYO/TIDE/enkan/Suijun_hyo/Pub.No741/index.pdf (2017.3.15) .
- 国土地理院, 1/2.5 万沿岸海域土地条件図「豊橋」, 国土地理院, 1973a.

- 国土地理院, 2万5千分1沿岸海域土地条件図「徳島」, 国土地理院, 1973b.
- 国土地理院, 沿岸海域基礎調査報告書(広島地区), 国土地理院, 1975.
- 国土地理院, 沿岸海域基礎調査報告書(松阪地区), 国土地理院, 1976a.
- 国土地理院, 2万5千分1沿岸海域土地条件図「呉」, 国土地理院, 1976b.
- 国土地理院, 沿岸海域基礎調査報告書(半田地区), 国土地理院, 1976c.
- 国土地理院, 沿岸海域基礎調査報告書(師崎地区), 国土地理院, 1978.
- 国土地理院, 2万5千分1沿岸海域基礎調査報告書(福山地区), 国土地理院, 1982.
- 国土地理院, 2万5千分1沿岸海域土地条件図「尾道」, 国土地理院, 1980.
- 国土地理院, 2万5千分1沿岸海域土地条件図「仙台」, 国土地理院, 1984.
- 国土地理院, 2万5千分1沿岸海域土地条件図「岩沼東部」, 国土地理院, 1987.
- 国土地理院, 沿岸海域基礎調査報告書(岩国地区), 国土地理院, 1989.
- 国土交通省九州地方整備局宮崎河川国道事務所, 平成17年度日向大橋地質調査業務(No.3孔:ボーリングID=QS2005896561020010003), 2006.
- 国土情報検索サイト, 「KuniJiban」, 2017.
<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/> (2017.3.8)
- 長岡信治, 後期更新世における宮崎平野の地形発達, 第四紀研究, vol.25, pp.139-163, 1986.
- 長岡信治, 西山賢一, 井上弦, 過去200万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス, 地学雑誌, vol.119, pp.623-667, 2010.
- 岡村行信, 宮地良典, 井上卓彦, 天野敦子, 楮原京子, 船引彩子, ト部厚志, 内田洋平, 稲崎富士, 駒澤正夫, 大熊茂雄, 堀川晴央, 小松原琢, 竹内圭史, 海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」数値地質図S-2, 地質調査総合センター, 2011.
- 大島和雄, 北海道サロマ湖の後氷期の地史, 地質調査所月報, vol.22, pp.615-627, 1971.
- 産業技術総合研究所, 地質情報研究部門平成24年度年報, 産業技術総合研究所AIST05-H0024-9, 2013.
- 産業技術総合研究所・福井大学, 沿岸海域における活断層調査柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部/北部(海域部)成果報告書, 地震調査研究推進本部地震本部, 37p., 2013.

Appendix III

沿岸部海域の数値地形解析図に関するとりまとめ

沿岸部海域の数値地形解析図に関するとりまとめ

本付録では、海陸境界における隆起・侵食に関する調査・評価技術の高度化において、日本列島周辺の大陸棚の地形的特徴を俯瞰するための隆起・侵食評価手法として、海底地形デジタルデータ（M7000 シリーズ；日本水路協会）から数値地形解析図を作成した。

とりまとめた成果は、海底地形、海底谷の尾根・谷線、傾斜変換線、屈曲度、勾配、傾斜方向、地上開度、地下開度及び面積頻度分布の高まりが見られた深度の 9 図幅である。以下に図 2.1-24(1)～図 2.1-24(9)としてとりまとめた。

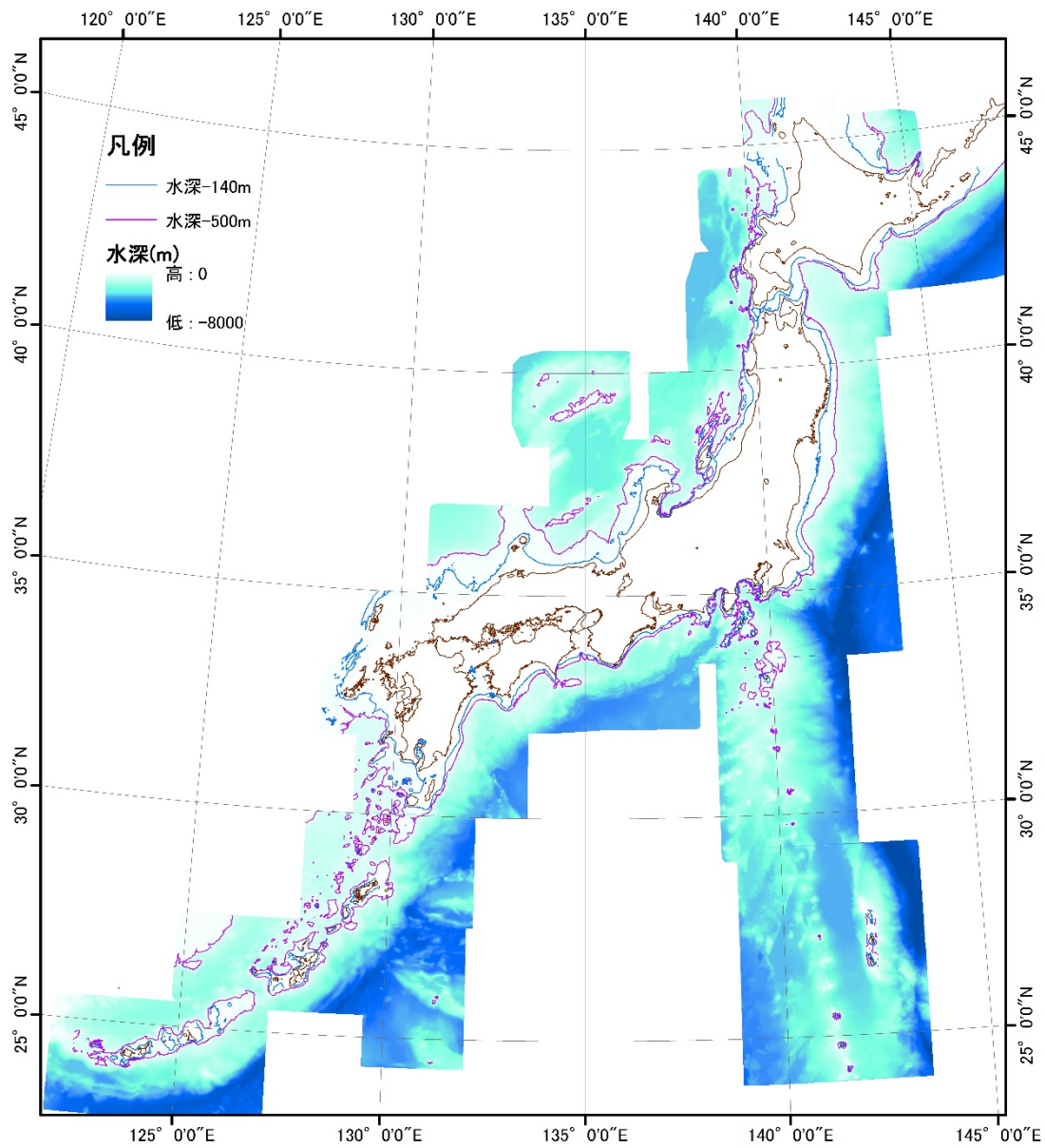


图 2.1-24(1) 海底地形

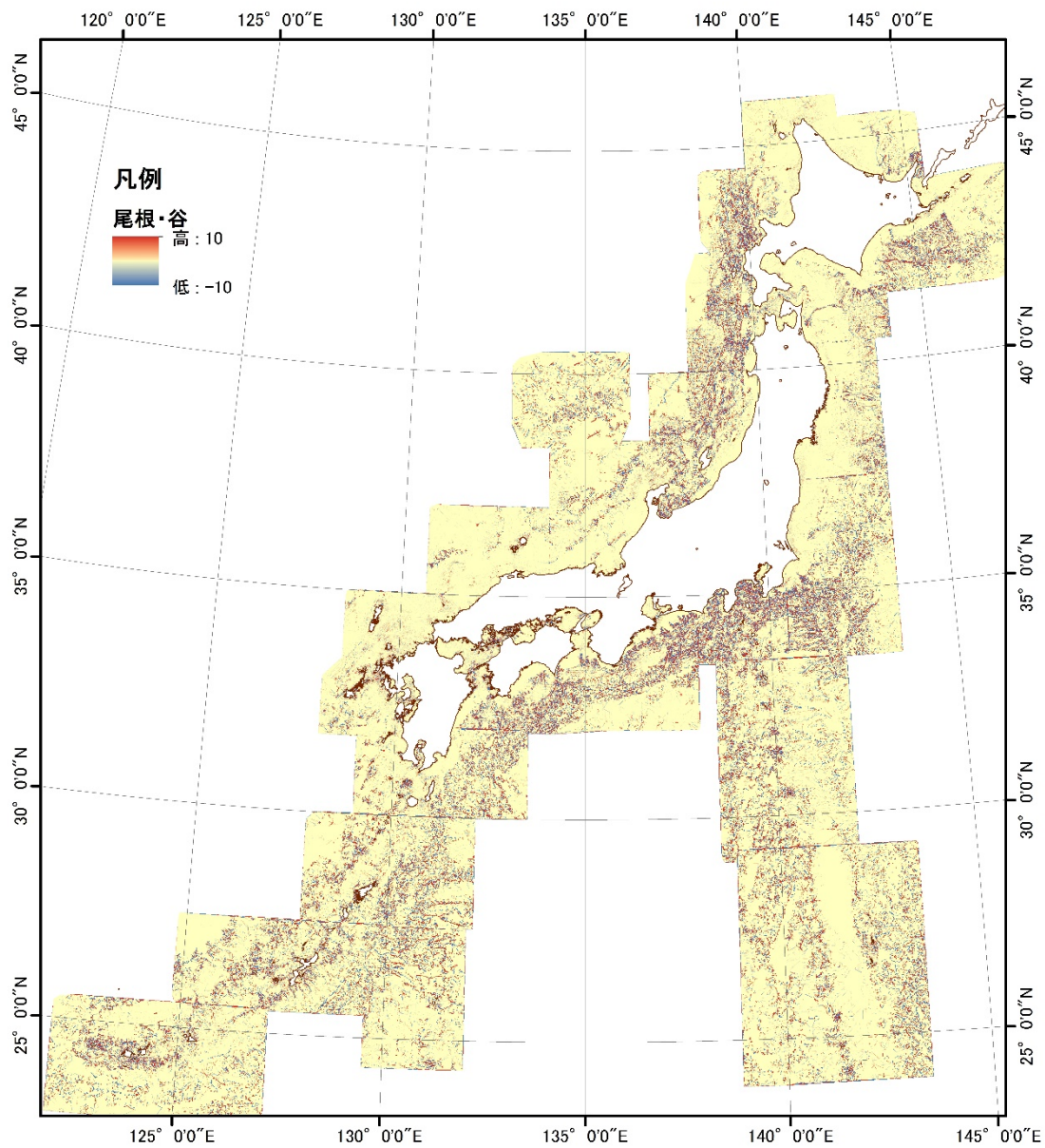


图 2.1-24(2) 尾根・谷图

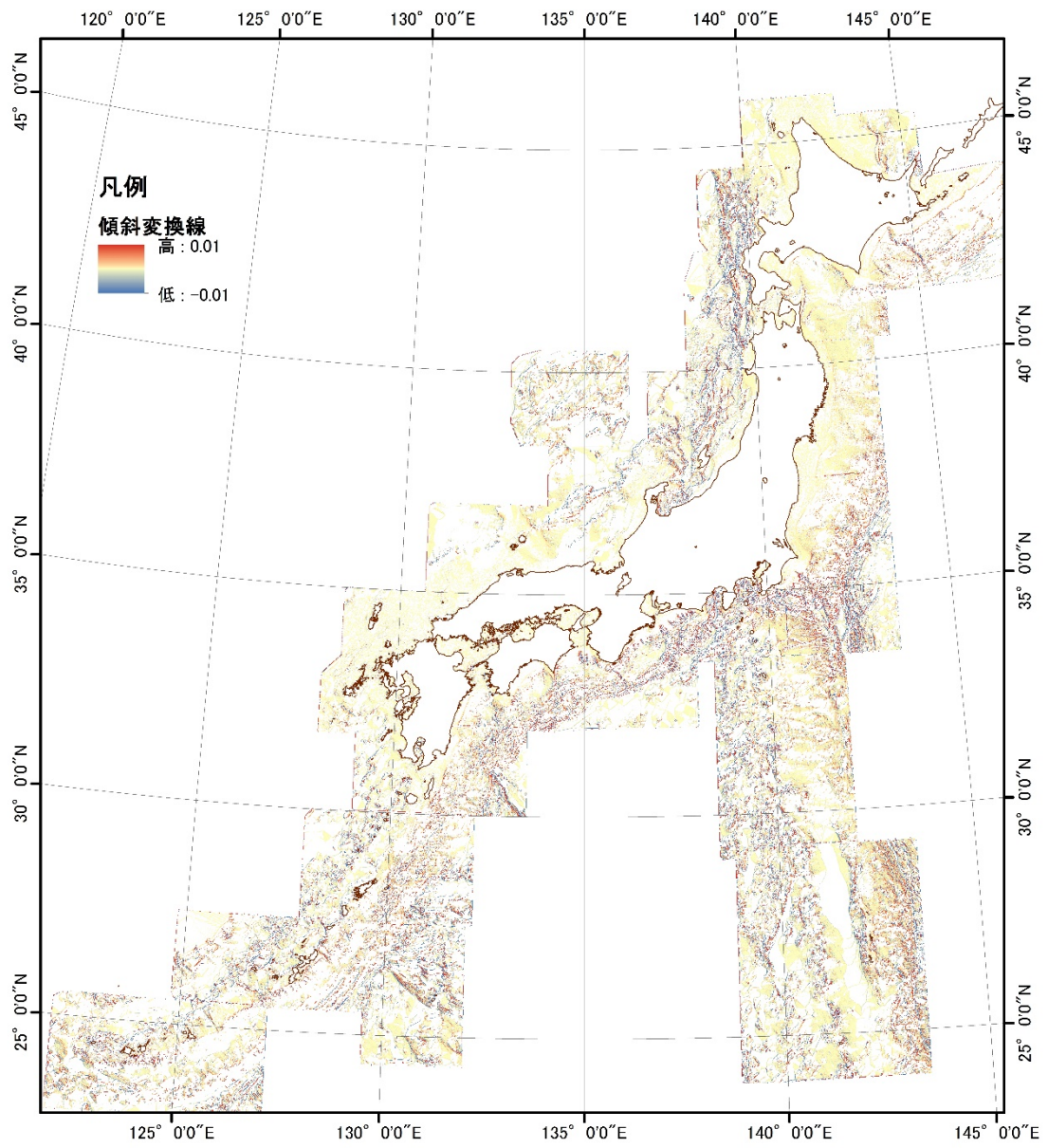


図 2.1-24(3) 地形変換線

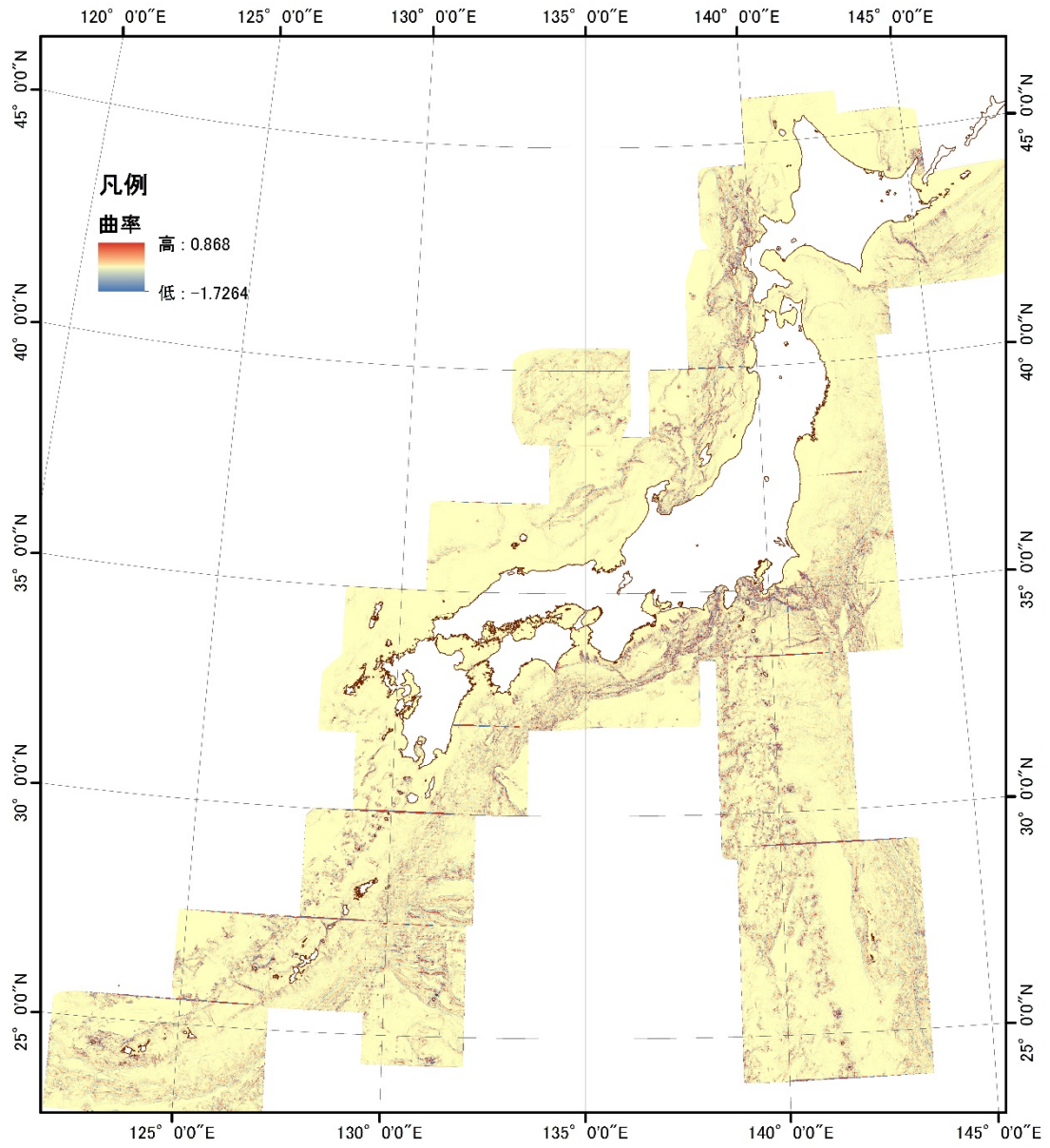


图 2.1-24(4) 屈曲度

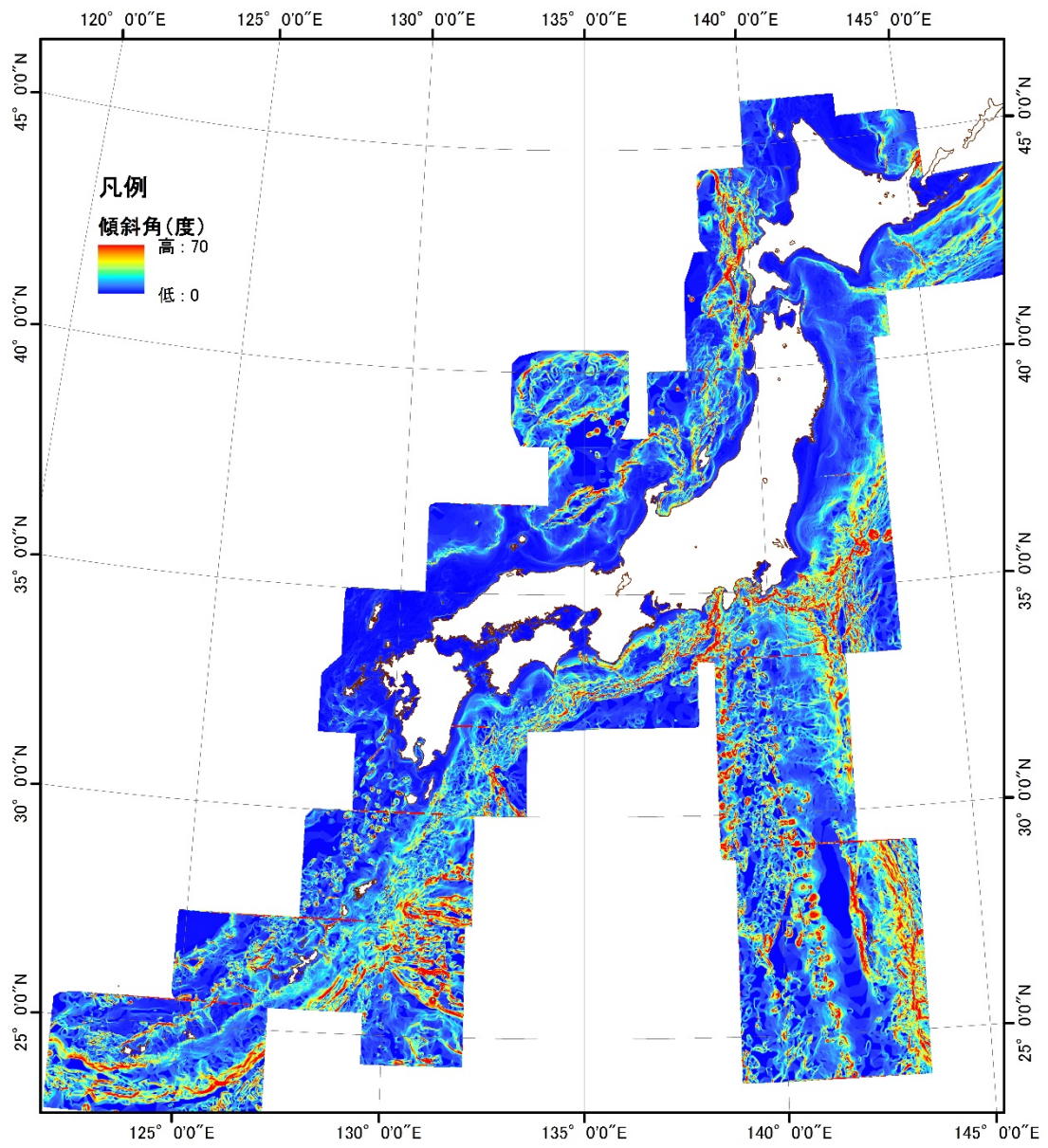


图 2.1-24(5) 勾配

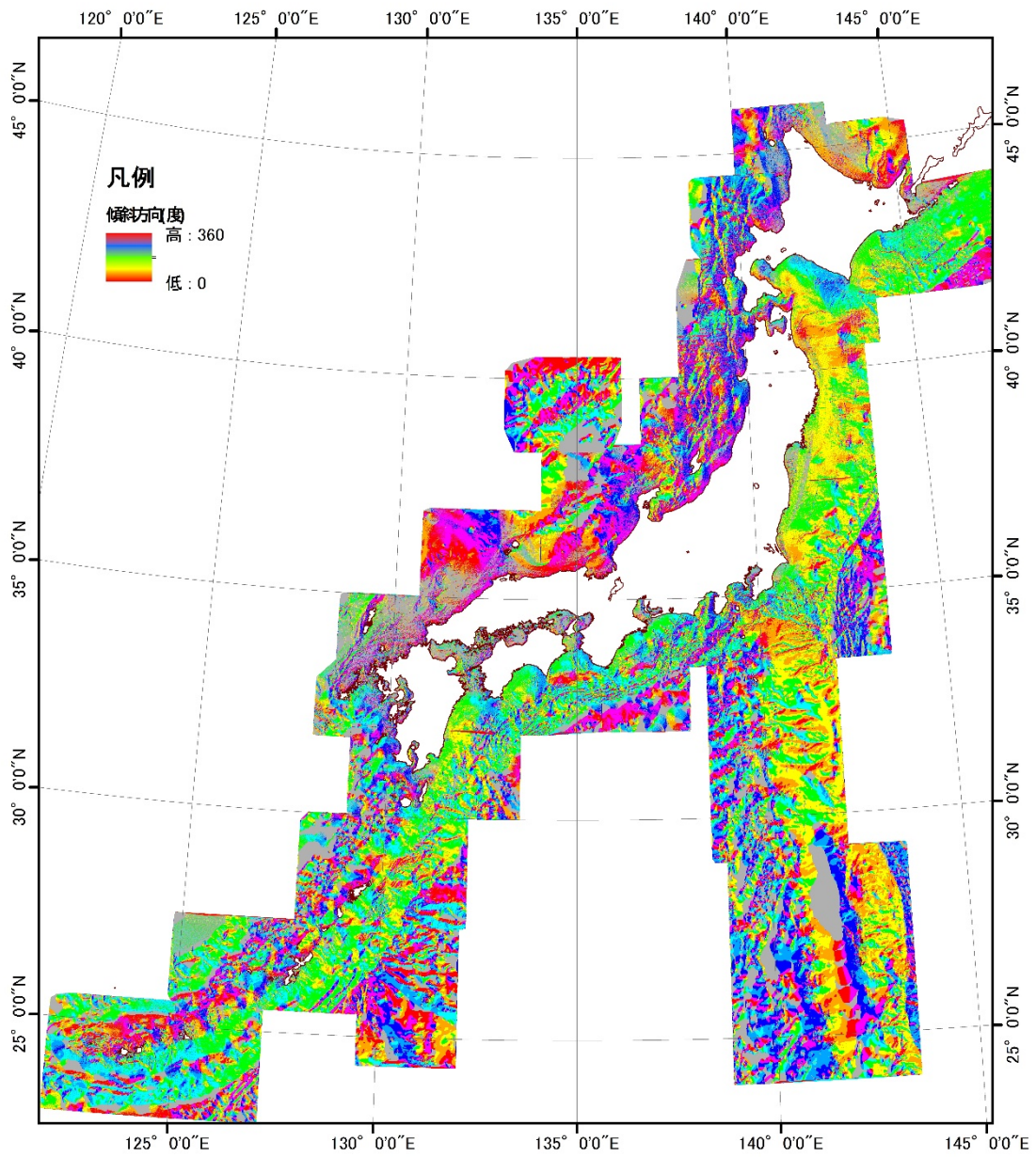


图 2.1-24(6) 傾斜方向

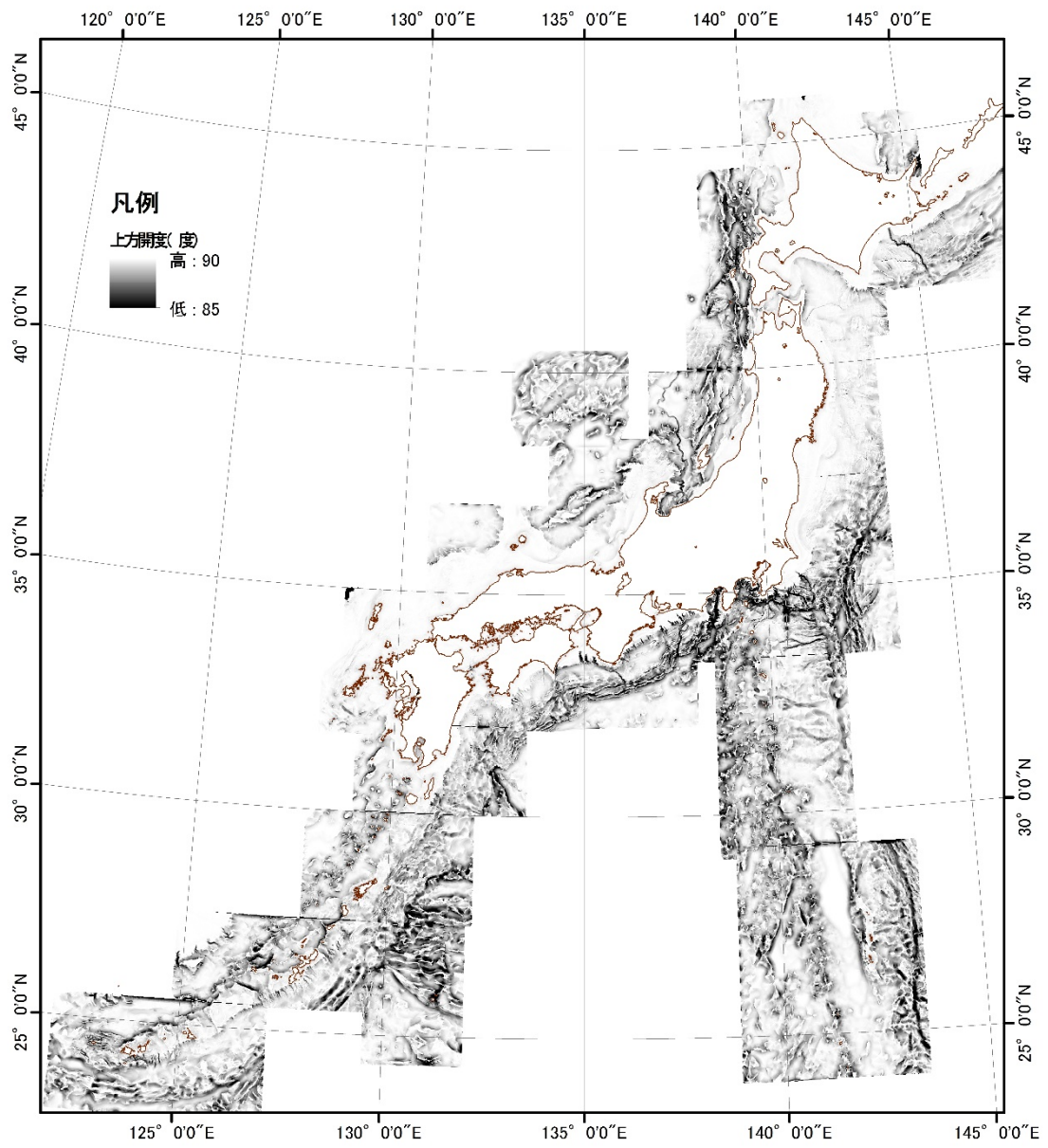


图 2.1-24(7) 地上開度

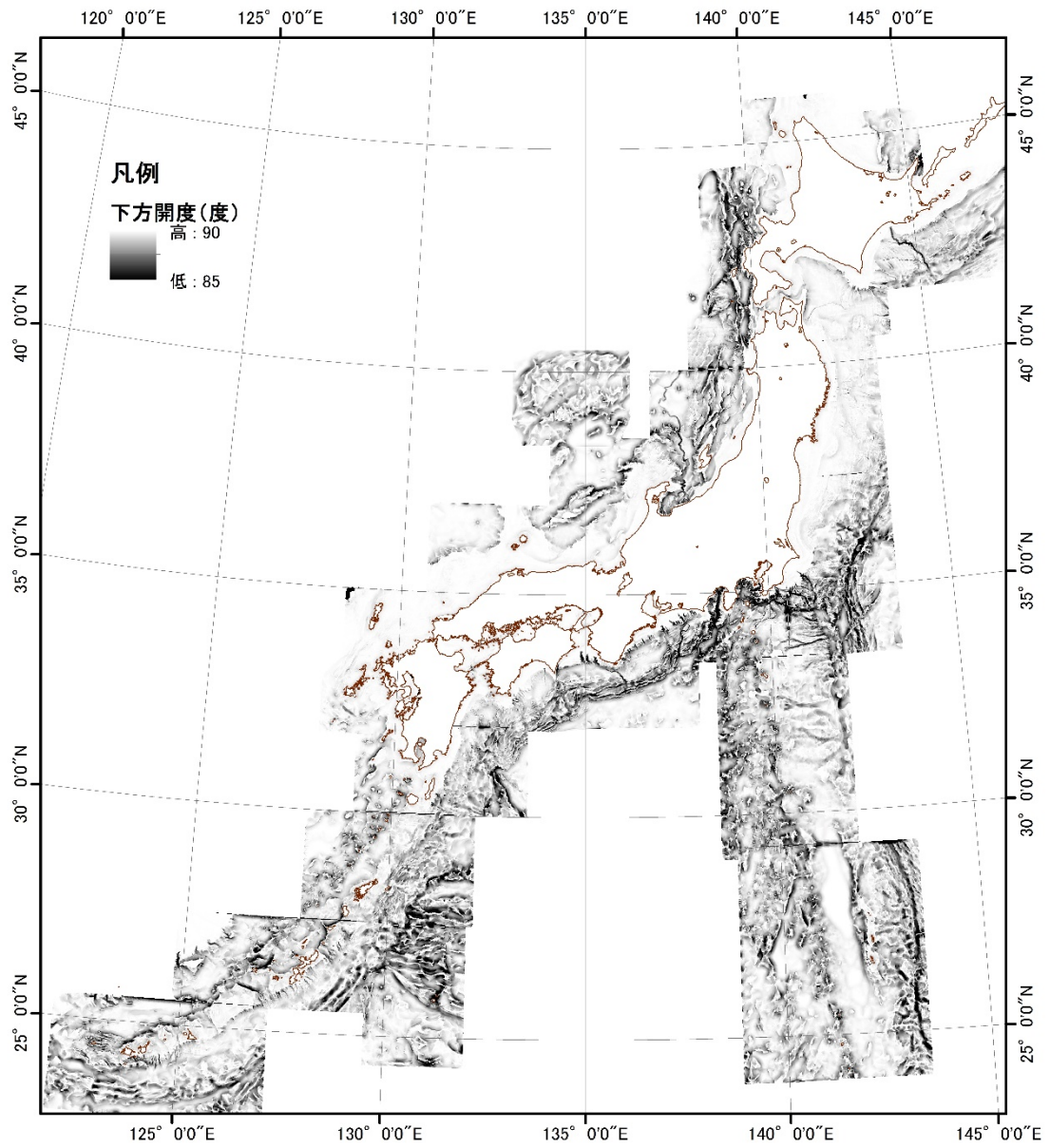


图 2.1-24(8) 地下開度

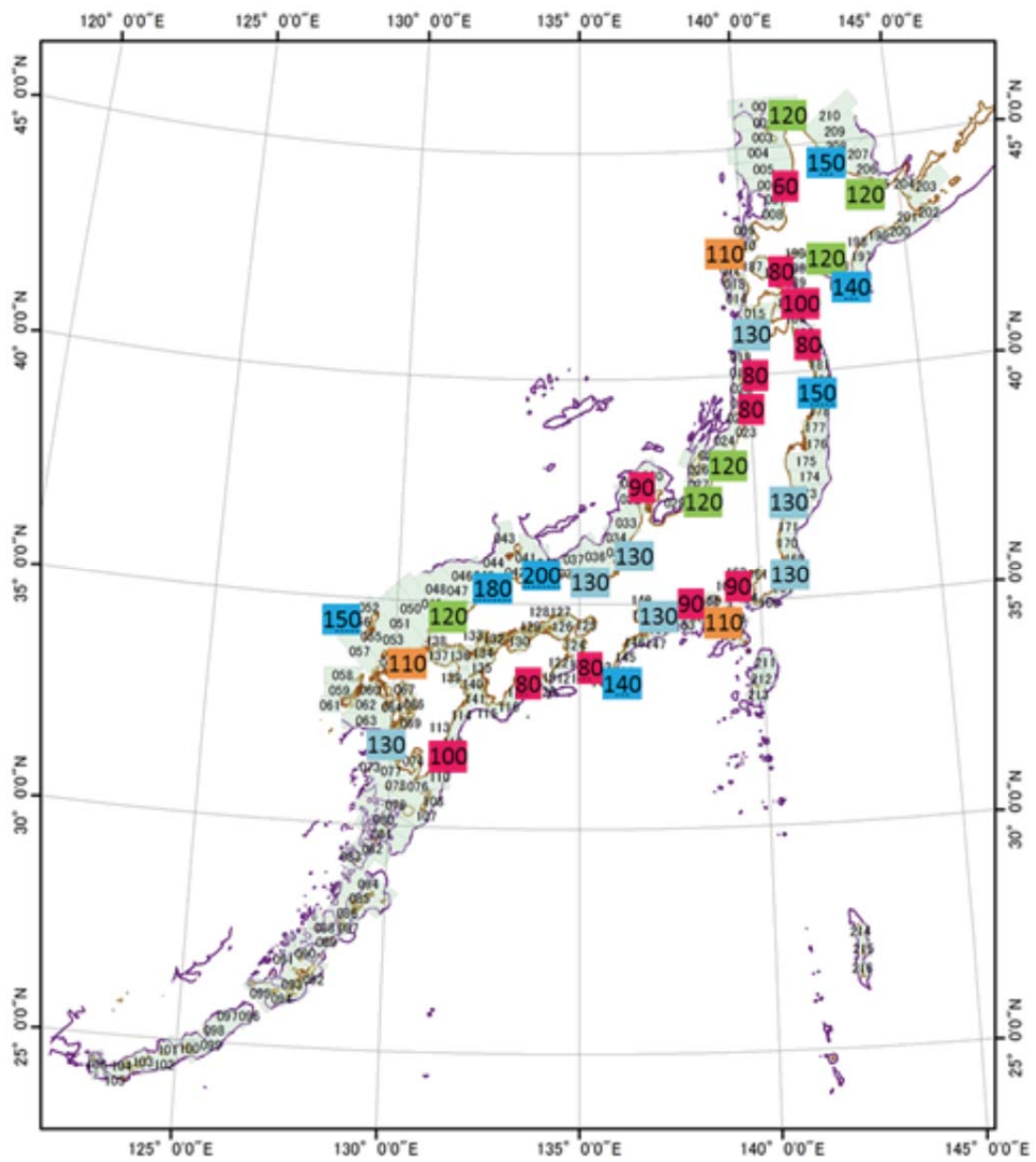


図 2.1-24(9) 面積頻度分布の高まりが見られた深度

Appendix IV

文献情報による野外調査候補地域の 第一次スクリーニングの詳細結果

文献情報による野外調査候補地域の第一次スクリーニングの詳細結果

一次スクリーニングとして、調査の実施内容（下記①～③）に必要な条件を設定し、条件について全国を網羅するような既存資料を用いて評価した。原則として、複数の検討が可能と期待される地域を候補地として抽出する。検討単位は、日本の地形1～7（古今書院）の地形中区分である。

- ① 宇宙線生成核種を用いた岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討
⇒ 必要な条件：海成段丘の分布、岩石侵食段丘の分布など
- ② 経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化
⇒ 必要な条件：海成段丘または河成段丘の分布、地質の均一性など
- ③ 海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討
⇒ 必要な条件：完新世段丘、波食棚

一次スクリーニングの具体的な条件は、以下の通りである。

- a. 海成段丘の分布（新しいものから古いものまで、できるだけ段数があった方が良い）
【文献1】日本の海成段丘アトラス
- b. 岩石海岸の分布（岩石侵食段丘が分布する地域が含まれると期待）
【文献2】日本における岩石海岸と砂浜海岸の分布、日本の地形1総説、東京大学出版会（p.251の図、砂村継夫作成）
- c. 河成段丘の分布（河川河口付近に海成段丘が分布することが望ましい）
【文献3】濱田・幡谷（2011）電力中央研究所報告 N10050
- d. 地質分布の均一性（できるだけ同じ岩種の礫の検討をしたい）
【文献4】日本列島の地質、日本の地形1総説、東京大学出版会（p.251の図、野上道男作成）
- e. 完新世段丘の分布（将来の岩石侵食段丘になる波食棚の観察）
【文献5】「日本列島の地形学」東京大学出版会（p.85の図、太田陽子作成）

（参考）テフラの分布（他が同じ条件ならデータがある方がベター、あるいは、既に記載されていれば、再調査でもデータが得られる可能性が高い）。また、複数地点を研究対象とする場合、気候条件の違いを考慮することが望ましい。

【文献3】濱田・幡谷（2011）電力中央研究所報告 N10050

【文献6】環境省 HP, 平年気候と温暖気候（21世紀）のもとでの日本列島の植生帯分布の比較, <https://www.env.go.jp/earth/cop3/ondan/eikyoku2.html>, (2017年3月17日最終閲覧)。

以下に、第一次スクリーニングの結果を示す。2つ以上の項目が検討できると期待される中区分 22 地域（背景色部）を抽出した。ただし、使用する文献の変更や詳細な検討にともない、抽出結果が変更する可能性がある。

表1 一次スクリーニングの結果 (1/3)

No	「日本の地形」における中区分				海成段丘の分布【文献1】	岩石海岸の分布【文献2】	河成段丘の分布【文献3】	地質分布の均一性【文献4】	完新世段丘の分布【文献5】	(オプション)テフラの分布【文献3】	実施内容①～③ 適:望ましい、可:可能、無:不適			条件の揃い具合	気候【文献6】
					◎:MIS11以上 ○:MIS5-MIS9 無:それ以下	○:ある 無:なし	○:ある 無:なし	○:堆積岩礫の検討が可能 無:堆積岩礫の検討が難しい	○:ある 無:なし	◎:MIS5より前のテフラ情報有 ○:MIS5までのテフラ情報有 無:テフラ情報が乏しい	①「宇宙線生成核種を用いた岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討」の適否 適:MIS11以上 可:MIS5-MIS9	②「経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化」の適否 適:海+河+地 可:(海or河)+地	③「海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討」の適否 適:完新世段丘あり	A:全ての検討が適 B:全ての検討が可 C:実施内容2項目可 D:実施内容1項目可(可の要素は「-」表示)	SP:亜寒帯 CT:冷温帯 WT:暖温帯 ST:亜熱帯
19	北海道	D	3	渡島半島	◎	○	○	○	○	○	適	適	適	A	CT
69	近畿・中国・四国	A	2	四国山地	○	○	○	○	○	○	可	適	適	B①-	WT
68	近畿・中国・四国	A	1	紀伊山地	○	○	○	○	○	—	可	適	適	B①-	WT
67	中部	C	1	佐渡島	◎	○	○	—	○	—	適	可?(ローム)	適	B②-	WT
66	中部	B	5	能登半島	◎	○	—	○	○	○	適	可(ローム)	適	B②-	WT
1	北海道	A	1	北見山地	◎	○	○	○	—	◎	適	適		C①, ②	SP
9	北海道	B	4	日高山脈	◎	○	○	○	—	○	適	適		C①, ②	CT
22	東北	A	2	北上山地	◎	○	○	○	—	○	適	可		C①, ②-	CT
45	関東	A	3	常陸台地	○	○	○	○	—	◎	可	適		C①-, ②	WT
8	北海道	B	3	十勝平野	○	—	○	○	—	○	可	適		C①-, ②	SP
63	中部	B	2	濃尾平野・三河高原	○	○	○	○	—	○	可	適		C①-, ②	WT
6	北海道	B	1	根釧平野	○	○	—	○	—	○	可	可?(海成)		C①-, ②-	SP
10	北海道	C	1	宗谷丘陵	○	○	—	○	—	○	可	可?(海成)		C①-, ②-	CT
12	北海道	C	3	天塩山地	○	○	—	○	—	○	可	可?(海成)		C①-, ②-	CT
13	北海道	C	4	増毛山地	○	○	—	○	—	○	可	可?(海成)		C①-, ②-	CT
20	北海道	D	4	日本海南部島嶼	◎	○	—	—	○	○	適		適	C①, ③	CT
95	九州	A	2	南九州東部平野	—	—	○	○	○	◎		適	適	C②, ③	WT
62	中部	B	1	赤石山地	○	○	○	○	○	○		適	適	C②, ③	WT
65	中部	B	4	面白山地と周辺	—	○	○	○	○	○		適	適	C②, ③	WT
47	関東	A	5	南西部台地	◎	—	—	—	—	◎	適			D①	WT
94	九州	A	1	南九州南東部山地	○	○	—	○	—	◎	適			D①	ST
40	東北	C	7	朝日山地	◎	○	—	○	—	—	適			D①	CT
108	九州	D	1	奄美諸島	◎	○	—	○	—	—	適			D①	ST
110	九州	D	3	先島諸島	◎	○	—	○	—	—	適			D①	ST
15	北海道	C	6	石狩平野	—	—	○	○	—	○		適		D②	CT
23	東北	A	3	北上低地帯	—	○	○	○	—	○		適		D②	CT
49	関東	B	1	関東山地	—	—	○	○	—	○		適		D②	CT
64	中部	B	3	飛騨山脈・木曾山脈	—	—	○	○	—	○		適		D②	CT
88	近畿・中国・四国	D	1	丹波高地	—	○	○	○	—	○		適		D②	WT
92	近畿・中国・四国	D	5	島根半島	—	○	○	○	—	○		適		D②	WT
97	九州	A	4	九州山地	—	—	○	○	—	○		適		D②	WT
24	東北	A	4	仙台平野	—	—	○	○	—	—		適		D②	CT
37	東北	C	4	秋田平野・男鹿半島	—	○	○	○	—	—		適		D②	CT
79	近畿・中国・四国	B	10	伊勢平野	—	—	○	○	—	—		適		D②	WT

表1 一次スクリーニングの結果 (2/3)

No	「日本の地形」における中区分				海成段丘の分布【文献1】	岩石海岸の分布【文献2】	河成段丘の分布【文献3】	地質分布の均一性【文献4】	完新世段丘の分布【文献5】	(オプション)テフラの分布【文献3】	実施内容(①~③) 適:望ましい、可:可能、無:不適			条件の揃い具合	気候【文献6】
					◎:MIS11以上 ○:MIS5-MIS9 無:それ以下	○:ある 無:なし	○:ある 無:なし	○:堆積岩礫の検討が可能 無:堆積岩礫の検討が難しい	○:ある 無:なし	◎:MIS5より前のテフラ情報有 ○:MIS5までのテフラ情報有 無:テフラ情報が乏しい	①「宇宙線生成核種を用いた岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討」の適否	②「経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化」の適否	③「海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討」の適否	A:全ての検討が適 B:全ての検討が可 C:実施内容2項目可 D:実施内容1項目可(可の要素は「-」表示)	SP:亜寒帯 CT:冷温帯 WT:暖温帯 ST:亜熱帯
44	関東	A	2	鬼怒川低地	—	—	○	—	—	◎		可		D②-	WT
43	関東	A	1	北西・中部低地	—	—	○	—	—	○		可		D②-	WT
50	関東	B	2	丹沢山地	—	—	○	—	—	○		可		D②-	CT
55	関東	C	5	上野火山盆地群	—	—	○	—	—	○		可		D②-	CT
87	近畿・中国・四国	C	4	吉備高原	—	—	○	—	—	○		可		D②-	WT
98	九州	A	5	南九州西部山地	—	○	○	—	—	○		可		D②-	WT
48	関東	A	6	関東南部丘陵	—	○	—	○	○	○			適	D③	WT
39	東北	C	6	丁岳山地	—	○	—	○	○	—			適	D③	CT
3	北海道	A	3	北海道東部火山群	—	○	—	—	—	◎					SP
4	北海道	A	4	北海道中部火山群	—	—	—	—	—	◎					SP
5	北海道	A	5	中央凹地帯	—	—	—	○	—	○					SP
7	北海道	B	2	白糠丘陵	—	—	—	○	—	○					SP
11	北海道	C	2	天塩平野	—	—	—	—	—	○					CT
14	北海道	C	5	夕張山地	—	—	—	○	—	○					CT
16	北海道	C	7	日本海北部島嶼	—	○	—	—	—	○					CT
17	北海道	D	1	道南山地	—	○	—	—	—	○					CT
18	北海道	D	2	北海道南部火山群	—	○	—	—	—	○					CT
29	東北	B	3	八幡平山地	—	—	—	—	—	○					CT
30	東北	B	4	真昼山地	—	—	—	—	—	○					CT
31	東北	B	5	神室山地	—	—	—	—	—	○					CT
36	東北	C	3	森吉・太平山地	—	—	—	○	—	○					CT
46	関東	A	4	両総台地	—	—	—	—	—	○					WT
51	関東	C	1	八溝山地	—	—	—	○	—	○					WT
52	関東	C	2	帝釈山地	—	—	—	—	—	○					WT
53	関東	C	3	足尾山地	—	—	—	○	—	○					CT
54	関東	C	4	越後山脈	—	—	—	—	—	○					CT
56	関東	C	6	三国山脈	—	—	—	○	—	○					CT
60	中部	A	1	南部フォッサマグナ	—	○	—	—	—	○					WT
89	近畿・中国・四国	D	2	丹後山地	—	○	—	○	—	○					WT
96	九州	A	3	南九州火山群	—	○	—	—	—	○					WT
99	九州	B	1	臼杵・八代地域	—	○	—	○	—	○					WT
100	九州	B	2	中九州火山群	—	○	—	—	—	○					WT
101	九州	B	3	熊本平野・別府湾	—	—	—	—	—	○					WT

表1 一次スクリーニングの結果 (3/3)

No	「日本の地形」における中区分				海成段丘の分布【文献1】	岩石海岸の分布【文献2】	河成段丘の分布【文献3】	地質分布の均一性【文献4】	完新世段丘の分布【文献5】	(オプション) テフラの分布【文献3】	実施内容(①~③) 適:望ましい、可:可能、無:不適			条件の揃い具合	気候【文献6】
					◎:MIS11以上 ○:MIS5-MIS9 無:それ以下	○:ある 無:なし	○:ある 無:なし	○:堆積岩礫の検討が可能 無:堆積岩礫の検討が難しい	○:ある 無:なし	◎:MIS5より前のテフラ情報有 ○:MIS5までのテフラ情報有 無:テフラ情報が乏しい	①「宇宙線生成核種を用いた岩石段丘表面の露出年代測定手法の適用性の検討」の適否	②「経験的な風化指標を重視した総合的な段丘対比・編年手法の高度化」の適否	③「海成段丘の発達が悪い地域の隆起・侵食量指標の検討」の適否	A:全ての検討が適 B:全ての検討が可 C:実施内容2項目可 D:実施内容1項目可(可の要素は「-」表示)	SP:亜寒帯 CT:冷温帯 WT:暖温帯 ST:亜熱帯
102	九州	B	4	中九州山地	—	○	—	—	—	○					WT
103	九州	B	5	中九州平野	—	—	—	—	—	○					WT
104	九州	C	1	筑紫山地	—	—	—	—	—	○					WT
105	九州	C	2	北九州平野	—	—	—	○	—	○					WT
106	九州	C	3	北西九州山地	—	○	—	○	—	○					WT
2	北海道	A	2	南千島	—	○	—	—	—	—					SP
32	東北	B	6	船形・蔵王山地	—	—	—	—	—	—					CT
38	東北	C	5	笹森丘陵	—	—	—	○	—	—					CT
57	関東	D	1	伊豆諸島	—	○	—	—	—	—					WT
58	関東	D	2	小笠原群島	—	○	—	—	—	—					ST
59	関東	D	3	西之島・火山列島	—	○	—	—	—	—					ST
61	中部	A	2	北部フォッサマグナ	—	○	—	○	—	—					CT
70	近畿・中国・四国	B	1	養老山地	—	—	—	○	—	—					WT
71	近畿・中国・四国	B	2	鈴鹿・布引山地	—	—	—	○	—	—					WT
72	近畿・中国・四国	B	3	高見山地	—	—	—	—	—	—					WT
73	近畿・中国・四国	B	4	信楽・笠置山地	—	—	—	○	—	—					WT
74	近畿・中国・四国	B	5	野坂・比良山地	—	○	—	○	—	—					WT
75	近畿・中国・四国	B	6	生駒・金剛山地	—	—	—	○	—	—					WT
76	近畿・中国・四国	B	7	和泉・諭鶴羽山地	—	○	—	○	—	—					WT
77	近畿・中国・四国	B	8	六甲山地	—	○	—	○	—	—					WT
78	近畿・中国・四国	B	9	津名丘陵	—	○	—	○	—	—					WT
80	近畿・中国・四国	B	11	近江盆地	—	—	—	—	—	—					WT
81	近畿・中国・四国	B	12	伊賀盆地・琵琶湖	—	—	—	—	—	—					WT
82	近畿・中国・四国	B	13	京都・奈良盆地	—	—	—	—	—	—					WT
83	近畿・中国・四国	B	14	大阪平野	—	—	—	—	—	—					WT
84	近畿・中国・四国	C	1	讃岐山脈	—	○	—	○	—	—					WT
85	近畿・中国・四国	C	2	高縄山地	—	○	—	—	—	—					WT
86	近畿・中国・四国	C	3	瀬戸内海	—	○	—	—	—	—					WT
90	近畿・中国・四国	D	3	吉備高原	—	○	—	—	—	—					WT
91	近畿・中国・四国	D	4	石見・周防高原	—	○	—	—	—	—					WT
93	近畿・中国・四国	D	6	隠岐諸島	—	○	—	—	—	—					WT
107	九州	C	4	西九州島嶼	—	○	—	○	—	—					WT
109	九州	D	2	沖縄諸島	—	○	—	○	—	—					ST

Appendix V

文献情報による各地域の段丘性状とそれに基づく
経験的指標の高度化のための調査地候補としての適性評価

**文献情報による各地域の段丘性状とそれに基づく
経験的指標の高度化のための調査地候補としての適性評価**

本付録では、報告書中の表 2.1-3 に示した評価項目ごとのランキングについて、その根拠となっている文献・資料から河成段丘の分布、河成段丘と海成段丘の近接関係に関するより具体的な調査結果を示す。これらの調査結果に基づき、地域ごとに、経験的指標の検討および段丘対比・編年の難しさについて評価を行い、検討の可能性について三段階に区分した。

とりまとめた結果を、

表 1 に示す。文献・資料の調査によって、経験的指標の検討の可能性の三段階の区分は次のとおり。

- ：検討できる可能性が高い地域
- △：検討できる可能性がある地域
- ×：検討できる可能性が低い地域

なお、本表のとりまとめに関わる調査では、海成段丘の分布については、特に断りがない限り、海成段丘アトラス（小池・町田、2001）を基本とした。河成段丘については、海成段丘アトラスを参考としたが、河川ごとに個別の文献を調査した。表中に調査結果ごとに調査対象とした文献の番号を示した。

表 1 文献情報による各地域の段丘性状とそれに基づく経験的指標の高度化のための調査地候補としての適正評価

「日本の地形 2~7」【1】~【6】における中区分			河成・形成段丘の特徴に関する文献調査結果			検討の可能性	
			河成段丘の分布	河成段丘と海成段丘の近接	経験的指標の検討および段丘対比・編年の難しさ		
北海道	A	1	北見山地	渚滑川、湧別川などに沿って、多段の河成段丘が分布する【7】【8】。	渚滑川、湧別川の流れ込むオホーツク海に沿って多段の海成段丘が連続的に分布する。	風化指標の検討が可能であり、かつ河成段丘と海成段丘との地形学的層位関係の確認が可能と期待される。	○
北海道	B	1	根釧平野	MIS5e以降の若い河成段丘は分布するが、その他は、風連川の北部にMIS6に形成されたとされるものの報告があるだけである【9】【10】。	河成段丘が小規模に分布する河川を取り巻いて、海成段丘が比較的広く分布する。	河成段丘の分布が貧弱であり、風化指標の検討は難しい。また、海成段丘は広く分布するが、河成段丘との地形学的層位関係を確認することが難しい。さらに、古い地形面は、屈斜路カルデラの噴出物に覆われているため、被覆層についても風化が進みにくくなっている可能性があり、風化指標の検討ができる可能性は低い。	×
北海道	B	3	十勝平野	十勝川およびその支流の利別川、札内川沿いに多段の河成段丘が分布する【11】【12】【13】。	十勝川河口付近で多段の海成段丘が分布する。	風化指標の検討が可能であり、かつ河成段丘と海成段丘との地形学的層位関係の確認が可能であると期待される。	○
北海道	B	4	日高山脈	沙流川、鶴川沿いに多段の河成段丘が分布する【14】。	沙流川、鶴川の流れ込む日高海岸に沿って多段の海成段丘が分布する。	風化指標の検討が可能であり、かつ河成段丘と海成段丘との地形学的層位関係の確認が可能と期待される。	○
北海道	C	1	宗谷丘陵	河成段丘については、ほとんど報告がなく、幌延町北進の北に若いと推定される河成段丘が存在するのみである【15】。ただし、宗谷丘陵は天塩川の流域であり、上流の天塩山地では天塩川支流の間寒別川沿いに河成段丘が分布する。	海成段丘の分布に近接した範囲ではごく若い河成段丘が分布するのみである。	宗谷丘陵地域単独では、風化指標の検討ができる可能性は低い。ただし、宗谷丘陵と天塩山地は天塩川の流域に属するため、天塩山地に分布する河成段丘と宗谷丘陵に分布する海成段丘を検討することで、風化指標の検討ができる可能性はある。	△
北海道	C	3	天塩山地	河成段丘は天塩川支流の間寒別川沿いのみ分布する【16】。	天塩山地地域では、海成段丘は、天塩川の流域から離れた日本海側に分布し、河成段丘と近接しない。ただし、天塩川下流域である宗谷丘陵地域に海成段丘が分布するため、離れているが、河成段丘と海成段丘が分布する。	河成段丘が分布するため、風化指標の検討ができる可能性はある。天塩山地に分布する河成段丘と宗谷丘陵に分布する海成段丘を検討することで、段丘の地形学的層位関係を確認することができる可能性がある。	△
北海道	C	4	増毛山地	MIS5e以降に形成された新しい時代の河成段丘のみ小規模な河川に沿って分布する。	海成段丘の分布する海岸部付近では、MIS5e以降に形成された新しい時代の河成段丘のみが小規模な河川に沿って分布する。	風化指標の検討に適した河成段丘がなく、検討は難しい。	×
北海道	D	4	日本海南部島嶼	奥尻島、渡島大島、渡島小島には、河成段丘はまったく存在が報告されていない。奥尻島には小河川があるため、これに沿ってMIS5e以降に形成された新しい時代の河成段丘がごく小規模に分布していると推定される。	奥尻島には、多段の海成段丘が分布するが、河成段丘は分布が認められない。	海成段丘堆積物として礫層が分布しなければ、風化指標の検討は難しい。	×
北海道	D	3	渡島半島	分布の広い多段の河成段丘が存在せず、小規模な河成段丘のみが分布する。	河成段丘と海成段丘の分布範囲が離れている。	風化指標の検討ができる可能性はある。ただし、海成段丘との地形学的層位関係を確認することが難しい。	△
東北	A	2	北上山地	閉伊川に沿って河成段丘が分布する【17】、それ以外の箇所では、MIS5e以降に形成された新しい時代の河成段丘のみが小規模な河川に沿って分布する。	ほとんどのところで、海成段丘の分布する海岸部付近では、MIS5e以降に形成された新しい時代の河成段丘のみが小規模な河川に沿って分布する。閉伊川河口付近に海成段丘が分布するが、MIS15よりも古いものに限定されている。	風化指標の検討に適した河成段丘がとぼしく、検討は難しい。検討が可能かもしれない河成段丘が分布する閉伊川では、海成段丘との地形学的層位関係を確認することが難しい。	△
関東	A	3	常陸台地	那珂川、久慈川沿いに多段の河成段丘が分布する【18】【19】。	久慈川河口付近で多段の海成段丘が分布する。那珂川の河口付近では河川性の段丘が主体であり、海成段丘はMIS5eよりも若いものに限られる。	久慈川、那珂川については、風化指標の検討が可能であり、かつ河成段丘と海成段丘との地形学的層位関係の確認が可能であると期待される。	○
中部	B	1	赤石山地	大井川、天竜川、豊川の河口部に扇状地ないし三角州状の河川性段丘が分布する【20】【21】【22】【23】。しかし、これらの河川の中上流部では、河成段丘は存在するものの、小規模かつ分布が断片的である。	大井川、天竜川、豊川の河口部に多段の海成段丘が分布する。	風化指標の検討ができる可能性はある。ただし、中上流部の河成段丘と河口部に分布する段丘との地形学的層位関係を確認することが難しく、対比・編年が難しい可能性がある。	△
中部	B	2	濃尾平野・三河高原	木曾川あるいは矢作川沿いに河成段丘が分布する【24】【25】【26】。	矢作川の河口付近には海成段丘が分布するが、MIS5a-eのみである。MIS5eよりも古い海成段丘は、知多半島あるいは、渥美半島に分布し、木曾川、矢作川の河口部の海成段丘から離れている。	風化指標の検討が可能であると考えられる。ただし、古い時代の海成段丘と河成段丘との地形学的層位関係を確認することが難しい。	△
中部	B	4	面白山地と周辺	九頭竜川支流の河川沿いに河成段丘が分布する【27】。	九頭竜川流域の河成段丘の分布は、丹生山地の内陸部に限られ、海成段丘が分布する九頭竜川河口部付近との間の福井平野には段丘が存在しないため、両者は分布が離れている。	風化指標の検討が可能であると考えられる。ただし、中上流部の河成段丘と河口部に分布する段丘との地形学的層位関係を確認することが難しく、対比・編年が難しい可能性がある。	△
中部	B	5	能登半島	MIS5e以降に形成された新しい時代の河成段丘のみが小規模な河川に沿って分布する。	海成段丘の分布する海岸部付近では、MIS5e以降に形成された新しい時代の河成段丘のみが小規模な河川に沿って分布する。	風化指標の検討に適した河成段丘がなく、検討は難しい。	×
中部	C	1	佐渡島	規模の大きな河川が存在しないため、小規模な扇状地性様の河成段丘のみが分布する。	河成段丘の分布が限定されている上、海成段丘の分布範囲と離れている。	河成段丘の分布が限定されているため風化指標の検討が難しいと考えられる。また、検討ができたとしても、海成段丘との地形学的層位関係を確認することが難しい。	△
近畿・中国・四国	A	1	紀伊山地	新宮川など、比較的規模の大きな河川に沿って、河成段丘群が存在するが、分布はやや断片的である。	新宮川などの河川の河口付近に海成段丘が分布する。また、海成段丘に厚い礫層が載っている。	河成段丘の分布の悪いことや指標テフラの報告が乏しいことなどの条件から、段丘対比・編年が難しい可能性がある。また、河成段丘の礫は、熊野酸性岩や熊野層群など経験的指標の検討が難しい礫種も多く含まれている可能性がある。	○
近畿・中国・四国	A	2	四国山地	物部川【28】、那賀川【29】などに沿って、多段の河成段丘が分布する。	多段の海成段丘が分布する室戸岬、足摺岬付近に河成段丘の発達が良い河川が存在しない。	物部川、那賀川などに分布する河成段丘については風化指標の検討が可能であると考えられる。ただし、海成段丘との地形学的層位関係の検討が難しい。	△
九州	A	2	南九州東部平野	一ツ瀬川、小丸川、名貴川、耳川の流域に複合扇状地が段丘化した河川段丘群が分布する【30】。	一ツ瀬川、小丸川、名貴川、耳川の流れ込む日向灘に沿ってMIS5eの海成段丘が広く分布する。	河成段丘が発達するため、風化指標の検討が可能であり、かつ河成段丘と海成段丘との地形学的層位関係の確認が可能であると期待される。	○

本付録2.1-3に示す河成・海成段丘の分布の特徴を基に、報告書中の表2.1-3に示した通り、各評価項目ごとのランキングを行い、最終的に、各地域における経験的指標の検討の可能性を三段階区分で評価した。○：検討できる可能性が高い地域、△：検討できる可能性がある地域、×：検討できる可能性が低い地域。なお、上記の文献調査では、海成段丘の分布については、特に断りがない限り、海成段丘アトラス(小池・町田, 2001)【31】を基本とした。河成段丘については、海成段丘アトラスを参考としたが、各河川ごとに個別の文献を調査した。表中に調査結果ごとに調査対象とした文献の番号を示した。各番号に対応する文献は、別途、文献リストに示す。

参考文献

- 【1】小疇 尚, 野上道男, 小野有五, 平川一臣 編, 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会, 359p., 2003.
- 【2】小池一之, 田村俊和, 鎮西清高, 宮城豊彦編, 日本の地形 3 東北, 東京大学出版会, 355p., 2005.
- 【3】貝塚爽平, 小池一之, 遠藤邦彦, 山崎晴雄, 鈴木毅彦 編, 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, 東京大学出版会, 349p., 2001.
- 【4】町田 洋, 松田時彦, 海津正倫, 小泉武栄 編, 日本の地形 5 中部, 東京大学出版会, 355p., 2006.
- 【5】太田陽子, 成瀬敏郎, 田中真吾, 岡田 正 編, 日本の地形 6 近畿・中国・四国, 東京大学出版会, 383p., 2004.
- 【6】町田 洋, 太田陽子, 河名俊男, 森脇 広, 長岡信治 編, 日本の地形 7 九州・南西諸島, 東京大学出版会, 397p., 2001.
- 【7】Wako T., River terraces and gentle slopes along the Shokotsu river, northeastern Hokkaido, Sci. Rep. Tohoku. Univ., Ser. 7, pp.39-49, 1961.
- 【8】柳田誠, 水野秀明, 湧別川の河岸段丘(演旨), 地形, vol.3, pp.209-210, 1982.
- 【9】岩田修二, 根釧原野, 上春別付近の周氷河非対称谷, 地理学評論, vol.50, pp.455-470, 1977.
- 【10】宮田雄一郎, 山口昇一, 矢崎清貫, 「計根別地域の地質」地域地質研究報告(5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 77p, 1981.
- 【11】平川一臣, 小野有吾, 十勝平野の地形発達史, 地理学評論, vol.47, pp.607-632, 1974.
- 【12】十勝団体研究会, 十勝平野の第四系—とくに地形面と層序について—, 第四紀研究, vol.7, pp.1-14, 1968.
- 【13】十勝団体研究会編, 十勝平野, 地団研専報, vol.22, 433p., 1978.
- 【14】柳田誠, 河岸段丘の動的地形変化に関する研究, 駒沢地理, vol.27, pp.1-75, 1991.
- 【15】新里忠史, 舟木泰智, 安江健一, 北海道北部, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史, 地質学雑誌(補遺), vol.113, pp.119-135, 2007.
- 【16】猪木幸男, 5 万分の1 地質図幅説明書「敏音知」(旭川-第20号), 地質調査所, 41p., 1959.
- 【17】吉田 尚, 片田正人, 「宮古地域の地質」地域地質研究報告 5 万分の1 地質図幅, 地質調査所, 45p., 1984.
- 【18】坂本 亨, 宇野沢昭, 茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史, 地質調査所月報, vol.27, p.655-664, 1976.
- 【19】幡谷竜太, 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(研究報告), N05016, 29p., 2006.
- 【20】武藤鉄司, 天竜川下流地方、三方が原・磐田原台地の地質—現在の開析扇状地からの解釈—, 地質学雑誌, vol.98, pp.259-273, 1987.
- 【21】長田敏明, 牧ノ原台地の地形と地質—東海地方中部における海水面と地表面の変動—, 地団研専報, vol.46, 77p, 1998.
- 【22】杉山雄一, 渥美半島—浜名湖東岸地域の中部更新統一海進—海退堆積サイクルとその広域対比—, 地調月報, vol.42, pp.75-109, 1991.
- 【23】土 隆一, 大井川下流地方第四系の地史的考察, 地質学雑誌, vol.66, pp.639-653, 1960.
- 【24】町田 貞, 太田陽子, 田中真吾, 白井哲之, 矢作川下流地域の地形発達史, 地理評論, 35, pp.505-524, 1962.
- 【25】坂本 亨, 桑原 徹, 糸魚川淳二, 高田康秀, 脇田浩二, 尾上 亨, 「名古屋北部地域の地質」

- 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所, 64p., 1984.
- 【26】坂本 亨, 高田康秀, 桑原 徹, 糸魚川淳二, 「名古屋南部地域の地質」地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 55p., 1986.
- 【27】栗山健弘, 吉田英一, 山本博文, 勝田長貴, 河岸段丘礫の表面風化にみる酸化フロントの形成とその移動速度, 地質学雑誌, vol.112, pp.136-152, 2006.
- 【28】宮城豊彦, 四国島, 物部川の河成段丘, 東北学院大学論集(歴史学・地理学), vol.17, pp,21-30, 1986.
- 【29】満塩大洗, 栗林知史, 徳島県那賀川流域の第四系, 高知大学学術研究報告(自然科学), vol.46, pp.65-78, 1997.
- 【30】長岡信治, 後期更新世における宮崎平野の地形発達, 第四紀研究, vol.25, pp.139-163, 1986.
- 【31】小池一之, 町田 洋 編, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 122p, 2001.

Appendix VI

現地調査における地域への丁寧な説明と
成果の公表に関する配慮について
(当該事業に対する理解促進活動)

1. 地域選定の方法

我が国の沿岸部を、地質・地形・地下水環境の観点から、地域ごとにその科学的特性を見極めた。その結果、40程度に区分された我が国を代表する地域特性を考慮しつつ、全国どこでも通用する技術開発のために、まずは特徴的・代表的な地域から、研究対象として選定した。

2. 対象（井戸や土地）の選定

選定された地域の中で、地質環境の安定性、深部地下水の安定性を評価するために、深部地下水観測井などの適当な既存施設があるかないかを検討し、候補を挙げ優先順位をつけることで、対象を選定した。

3. 地方自治体に対する説明

対象の存在する都道府県に出向き、まず本研究の意義や地球科学的な知見を得ることの重要性を説明した。さらに、本研究事業予算が、経済産業省 資源エネルギー庁 平成28年度地層処分技術調査等事業によるものであることを説明し、理解を求めている。実施者としては理解が得られない場合には対象の変更をするつもりでいたが、幸いにして平成28年度に予定していた調査対象は全て理解を得ることができた。次に、調査対象がある市町村に赴き、まったく同様のプロセスで説明し、理解を求めた。都道府県同様に平成28年度に予定していた調査対象全てについて理解を得ることができた。

4. 所有者に対する説明

調査対象を選定した段階で、地方自治体に説明をする前に、まず対象物所有者に連絡し、調査の可能性について問い合わせている。可能性のある場合には現地に出向き、調査の意義や目的、成果公表の方法について、丁寧に説明し理解を求めている。今回の場合、質問に回答するために時間を要したところもあったが、すべての対象物所有者から理解が得られた。勿論、所有者からの理解が得られない場合には対象から除外する予定であった。

その後、自治体への説明を行い、理解が得られた段階で所有者に再度連絡し、具体的な調査日程や成果の公表方法について再度確認している。いずれの場合も、当該報告書が公表された段階で、所有者には報告に赴く予定である。

5. 情報の共有化とセキュリティーに関する方針（倫理的配慮）

- ・調査対象の所有者には、わかりやすい説明を心掛けるが、決定については所有者の意向を尊重する。
- ・地域（自治体）には丁寧な説明を心掛けると同時に所有者の情報を伝えない。また、調査に関しては自治体の決定も尊重する。
- ・すべてが理解し調査ができたとき、実施者側での情報共有は行うが、その範囲は広げない。

い。

- ・調査対象者名、住所、連絡方法などの情報共有は、担当レベルでとどめる。
- ・成果公表時に特定できる限界をあらかじめ所有者・自治体と協議し、決定しておく。
- ・問題がある場合にはいつでも調査を中断できることを関係者間で確認しておく。

以上

Appendix VII

原位置調査装置および採取方法の開発

目 次

1. はじめに	1
2. 原位置採水装置	1
3. 原位置モニタリング装置	5
4. 高い塩分濃度のサンプルにおける ^{14}C 測定前処理法検討	10
5. 溶存ガス採取方法	22
6. I-129 ヨウ素の分析方法	25
7. 塩分濃度の高い地下水における無機コロイド濃度評価	29
8. 参考文献	32

図 目 次

図 2-1 ピストンサンプラーの概念図	2
図 2-2 採水装置構成図	2
図 2-3 希ガスサンプル採取時のサンプラーの概念図	3
図 2-4 試作したサンプラーの写真	4
図 3-1 想定される使用状況	5
図 3-2 Oceanseven303 プローブと地上モニタリング装置	6
図 3-3ハウジングの組み立て図	7
図 3-4ハウジングの外観	7
図 3-5 巻取り装置 (左) と Oceanseven303 プローブ	8
図 3-6 JFT ロッド (上) と Oseanseven303 を装着したハウジング (下)	8
図 3-7 孔内への挿入状況	9
図 3-8 データロガーでのモニタリングの様子	9
図 4-1 原位置サンプリングされた試料から二酸化炭素ガスを抽出する 試験装置の概念図と 試験容器の写真	13
図 4-2 アシライザーによる脱塩の原理	15
図 4-3 アシライザーによる処理時間と塩化物・ウラニン濃度の関係	16
図 4-4 塩化ナトリウムで電気伝導度を保った場合の処理時間とウラニン濃度の関係	17
図 4-5 紫外線照射試験装置の概念図と試験の様子	18
図 4-6 紫外線照射時間と溶液の TOC 濃度および TOC 減少率の関係	19
図 4-7 有機物の自動濃縮装置の概念図	21
図 5-1 ラドン濃度の経時変化	23
図 5-2 ラドン濃度の経時変化 (浜里)	24
図 6-1 分画試験によるヨウ素の残存率	26
図 6-2 加熱法によるヨウ素の残存率	27
図 6-3 クロマトグラム	28
図 7-1 アルゴン中 (左) と大気中 (右) で保管した地下水の外観の比較	30

表 目 次

表 3-1 Oceanseven303 仕様	6
表 4-1 沈殿法で得られた ^{14}C に溶液中の塩分濃度が与える影響	10

表 4-2	試験に用いたサンプルの内容と評価された ^{14}C 年代.....	12
表 4-3	有機物分解-二酸化炭素回収試験の結果.....	20
表 5-1	塩水および淡水の溶存酸素の脱ガス試験.....	22
表 5-2	ラドン濃度の計測結果.....	23
表 6-1	3kDa 以下の有機物の定性分析.....	28
表 7-1	ろ過前後の元素濃度.....	31

1. はじめに

本付録は、地下水調査に関連して試作した採水装置、地化学モニタリング装置、試料の採取方法などについて説明する。

2. 原位置採水装置

地下水中の溶存ガスなどを地上に揚水して採水した場合、水圧が低下するため、脱ガスする可能性がある。脱ガスとは、溶存していたガスが気化することであり、特に大深度から採取したガスでは顕著になる場合が多い。これは深度 1,000 m の場合、10 MPa 程度の水圧がかかっているが、地表で大気解放されると、ヘンリーの法則などからも明らかなように、溶解度が低下し、ガスが分離する。ガス分離時には、溶液のバブリングなどと同様に、溶存可能であったガスも追い出され、一緒に抜ける可能性が高いため、地下水中のガス量は著しく低下することが多い。幌延などのように溶存ガスが多い地域では、深度に対して溶存ガス量が飽和状態になっている場合も多いため、揚水などによって脱ガスが発生し、ガスの組成が適切に評価できない場合がある。

このため、原位置までサンプラーを降下させ、原位置の水圧状態で地下水を採取できるサンプラーを製作した。サンプラーは、原位置に到達後に操作することにより、原位置地下水を採取できるものとした。製作した装置は、原位置で作動するピストン型のサンプラーとした(図 2-1 参照)。採水装置は、チューブ内にアルコール(比重:0.8 g/cm³)を入れることにより、地上での加圧・減圧で動かせるようにした。まず、地上でチューブを数 MPa 以上に加圧してサンプラーを原位置に降ろす。深度 1,000 m では、アルコールによる圧力は 8 MPa 程度と地下水の 10 MPa 程度と比べて 2 MPa 程度の差圧が生じる。このため、チューブの加圧を解放するとピストンがアルコールと地下水の差圧で動き、サンプラー内に地下水が充填される。最後にチューブを加圧することで逆止弁が働き、地下水を外部と遮断し、原位置圧力のままで地表に引き上げることができる。このため、装置は確実に原位置で操作することができる。

採水装置は、サンプラー、サンプラーを吊るケーブル兼チューブ、ケーブル用電動ウィンチ、サンプラーを作動させるための圧力容器、駆動力を与えるためのコンプレッサーからなる(図 2-2)。

また、採水装置の仕様は、本事業で実施する深井戸などの条件を考慮して以下のように決めた。

- ・ 深度1,200 mで採水できる装置(採水の対象となる井戸の深度を1,200mと想定)
- ・ 内径32 mmのボーリング孔に挿入できる装置(ダブルパッカーなどを設置する際のケーシングに挿入できるサンプラーのサイズ)
- ・ サンプラーの有効容量を400 ml以上の装置(1 m程度のサンプラーの長さ)
- ・ 原位置において試料を採取し、原位置圧力を保持できる機構(圧力の低下を防止)
- ・ ケーブル・電動ウィンチは十分にサンプラーを吊るす能力を有する装置
- ・ 電動ウィンチは分速20 m以上の巻き上げ能力(1,200 m孔で上下動に1時間程度)
- ・ 圧力容器はサンプラーを作動させるのに十分な容量と耐圧を要し、サンプラーの動作確認が出来るものとする。
- ・ コンプレッサーは、採水時以外にサンプラーに地下水が流入しないように、十分な圧力を与えられること

- ・チューブ、タンク、サンプラーなど採水装置を構成する装置はコンプレッサーの圧力に耐える耐圧性能を有すること

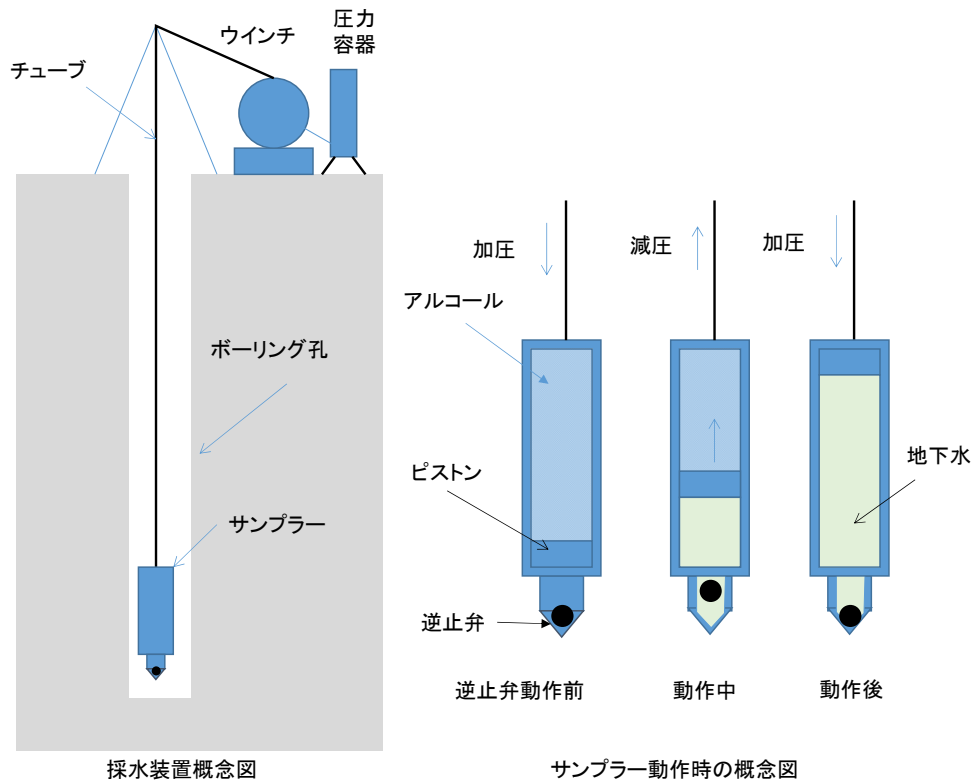


図 2-1 ピストンサンプラーの概念図

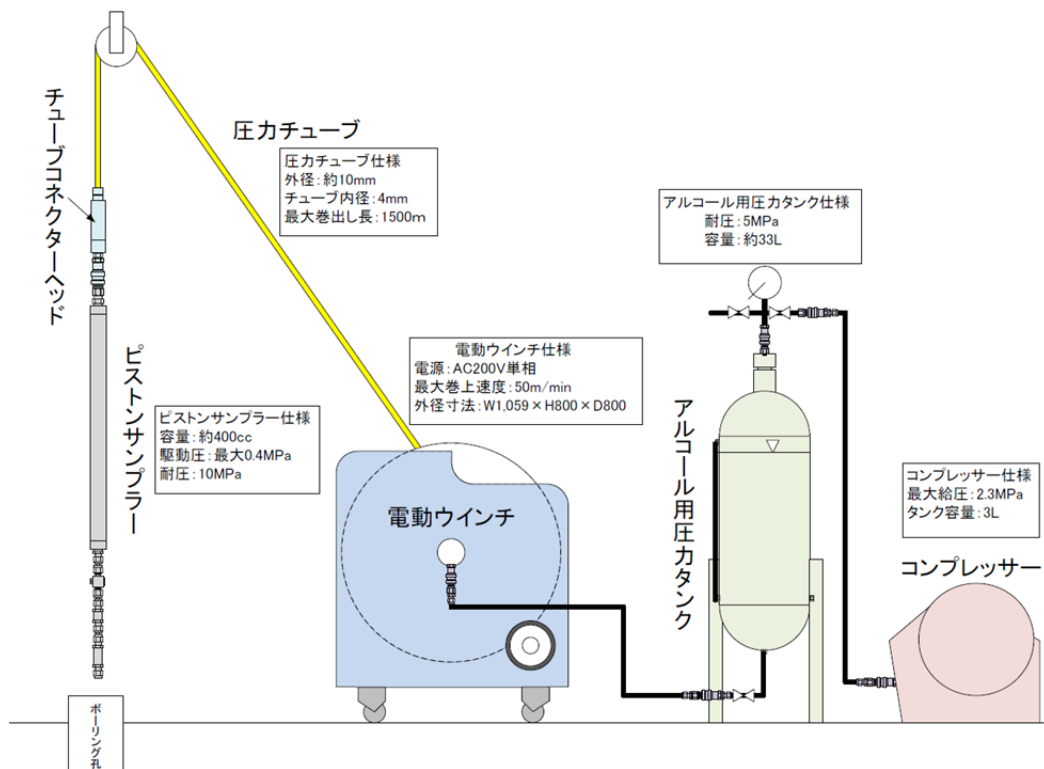


図 2-2 採水装置構成図

希ガス採水の場合には、地下水を銅管内に封入する必要があるため、サンプラーの下部に、バルブ、銅管、バルブ、逆止弁で接続し、初期に蒸留水を銅管に満たしてサンプラーを降ろす。図2-3に示すように、サンプリング時には採水と同じように減圧することによって、銅管を通して地下水を流すことにより、蒸留水を地下水で置き換える。銅管の体積（約20 ml）に対して、サンプラーの体積（約400 ml）は十分に大きいため、蒸留水は地下水で十分に置き換わると考えられる。

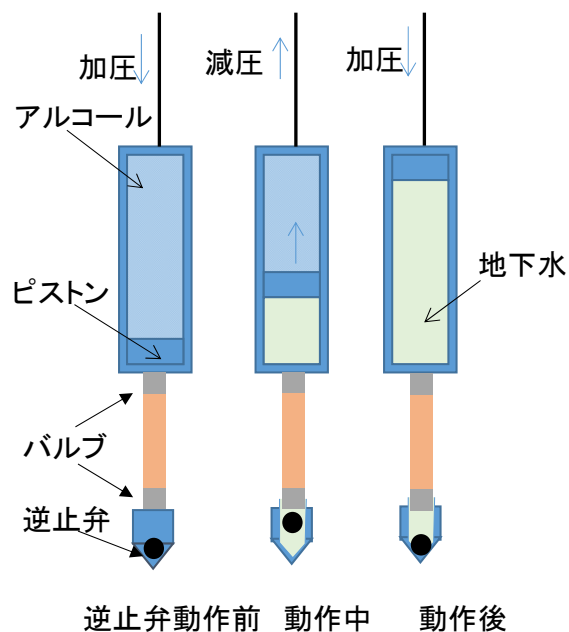


図 2-3 希ガスサンプル採取時のサンプラーの概念図

試作したサンプラーを図 2-4 に示す。原位置の地下水を採取することができた。ただし、浅部では、アルコールと地下水との差圧が小さく、サンプラーが動作しない場合もあった。この場合には、チューブ内のアルコール量を減らし、チューブ内のガス量を多くするなど、より圧力差がつくような工夫が必要であると考えられる。



図 2-4 試作したサンプラーの写真

左上：ウィンチ、左下左：加圧タンク、左下右：サンプラー、右：サンプラーの孔内設置状況

3. 原位置モニタリング装置

原位置での物理化学パラメータ測定（pH、ORP、EC、DO、温度）のためにモニタリング装置の試作を行った。その概要を以下に記す。

地下水の物理化学パラメータ（pH、ORP、EC 等）はボーリング孔の孔内で測定対象の地下水が湧水する深度で測定することが必要である。一方で、1,000m を超えるような深度では高い水圧がかかることや、地層処分にかかわる調査孔などでは孔径が細かい場合が多く、耐圧性と小口径を両立した物理化学パラメータ測定装置が必要である。さらに、地下水の湧水区間にダブルパッカーをかけて地下水を採取する場合が多いが、その場合は地上まで揚水する揚水ロッドの中に物理化学パラメータ測定装置を固定する必要がある。想定される使用状況を図 3-1 に示す。そこで、物理化学パラメータを測定する装置とその固定具および、降下、巻取りをするウィンチの製作を行った。

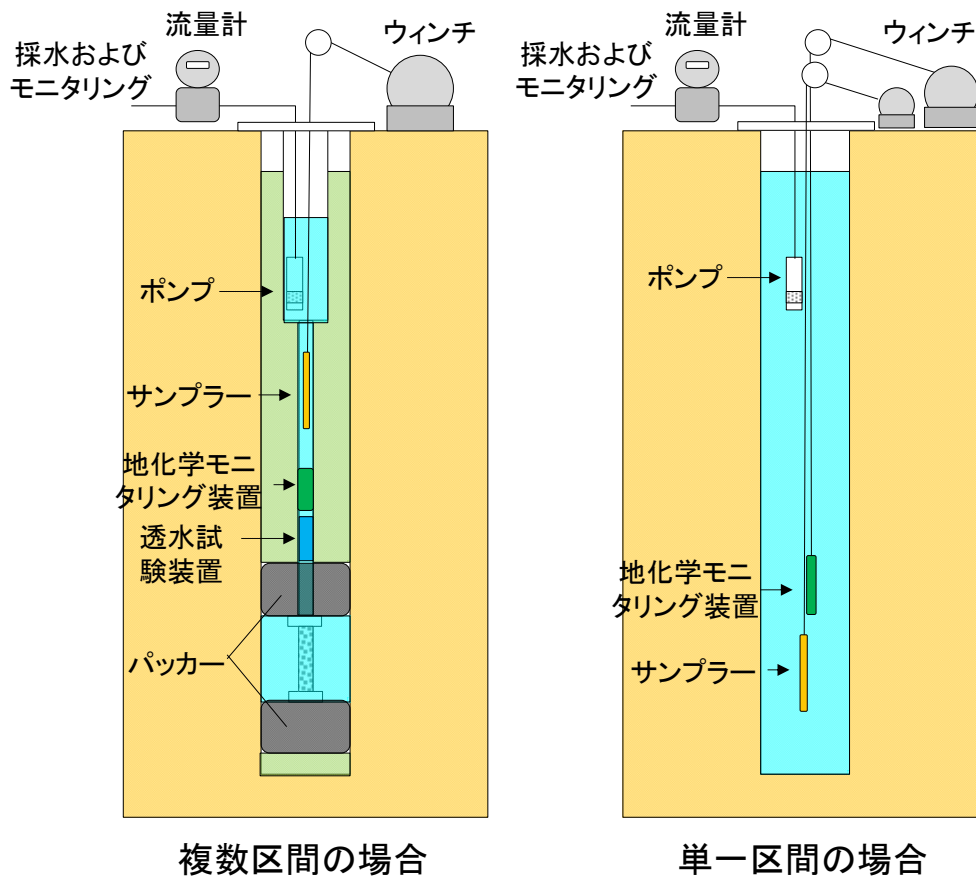


図 3-1 想定される使用状況

3.1 物理化学パラメータ測定装置の選択

物理化学パラメータ測定装置として Idronaut 社製の Oceanseven303 型リアルタイム CTD 計を選択した。1,500 m までの耐圧性能を持ち、直径は 43 mm、長さは 670 mm である。仕様を表 3-1、写真を図 3-2 に示す。

表 3-1 Oceanseven303 仕様

センサ標準仕様				
測定項目	測定範囲	精度	分解能	応答速度
深度	0~2000 dbar	0.05%FS	0.0015%FS	0.05 s
温度	-1~+50 °C	0.005 °C	0.001 °C	0.05 s
電気伝導度	0~6.4 S/m	0.7mS/m	0.1mS/m	0.05 s
pH	0~14	0.01 pH	0.001 pH	3 s
ORP	-1000~ +1000 mV	1 mV	0.1 mV	3 s
ハウジング				
材質	AISI 316			
耐圧	1500dbar			
重量	1.6kg (空中)、0.8kg (水中)			

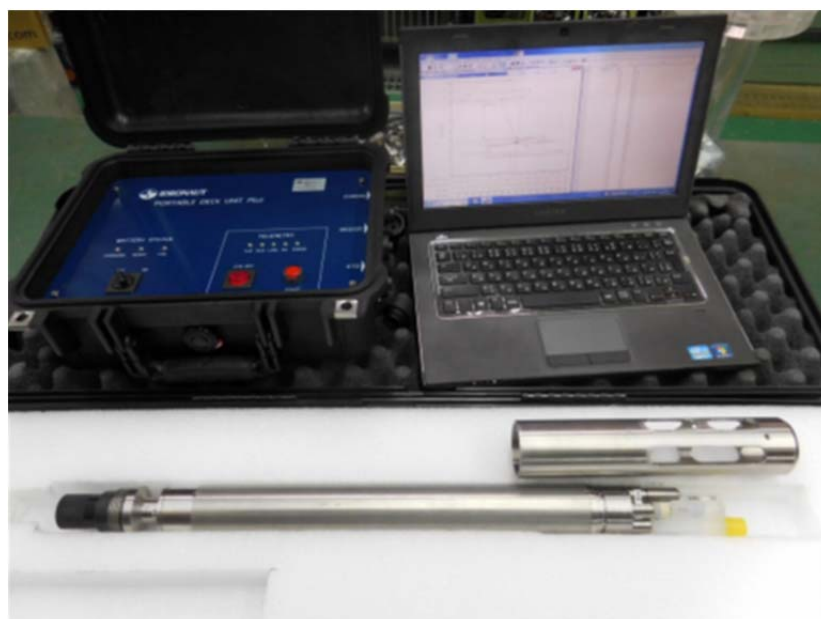


図 3-2 Oceanseven303 プローブと地上モニタリング装置

3.2 物理化学パラメータ測定装置のハウジング

図 3-1 に示したとおり、物理化学パラメータ測定装置は、ハウジングに装着して JFT ロッドを繋ぎながら上げ下ろしする場合と直接的にケーブルで吊るして上げ下ろしする場合との2通りの使い方が想定される。前者で使用するハウジングの組み立て図を図 3-3 に、外観の写真を図 3-4 に示す。仕様を以下に述べる。

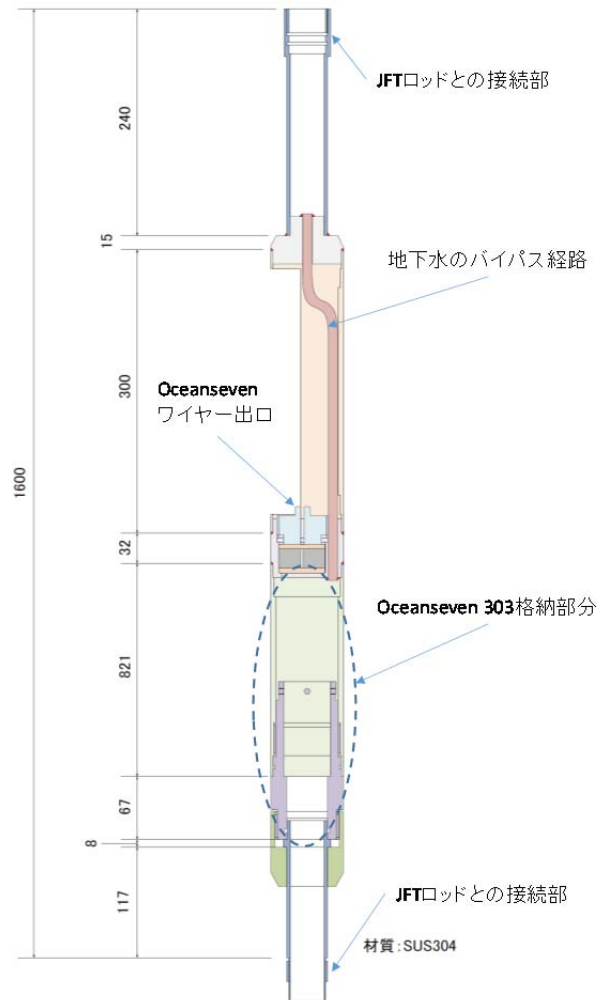


図 3-3 ハウジングの組み立て図
見掛けと実寸は異なることに注意



図 3-4 ハウジングの外観

3.3 巻き取り装置

図 3-1 に示したとおり、ハウジングを使わずに物理化学パラメータ測定装置を孔内で上げ下げする場合にはウィンチが必要となる。また、孔内を上下させる最中にもモニタリングができるようにするため、スリッピングを装着した（図 3-5）。



図 3-5 巻き取り装置（左）と Oceanseven303 プローブ

3.4 現場での適用状況

北海道天塩郡幌延町浜里の DD-1 孔で原位置モニタリングを行った際の状況について示す。DD-1 孔は図 3-1 の左図のように複数区間で構成される孔のため、採水区間に設置するパッカーの直上に Oceanseven303 を装着したハウジングをつなげる。孔口方向には JFT ロッドを接続する（図 3-6）。



図 3-6 JFT ロッド（上）と Oceanseven303 を装着したハウジング（下）

図 3-7 に示すように、櫓でパッカーユニットと Oceanseven303 を装着したハウジングおよび JFT ロッドを吊り、孔内に沈めつつ、順次 JFT ロッドを繋いで所定の深度まで下ろす。

Oceanseven303 はリアルタイムモニタリングが可能であるため、データは逐次地上へと送信され、専用のソフトウェアにより表示・記録がなされる（図 3-8）。



図 3-7 孔内への挿入状況

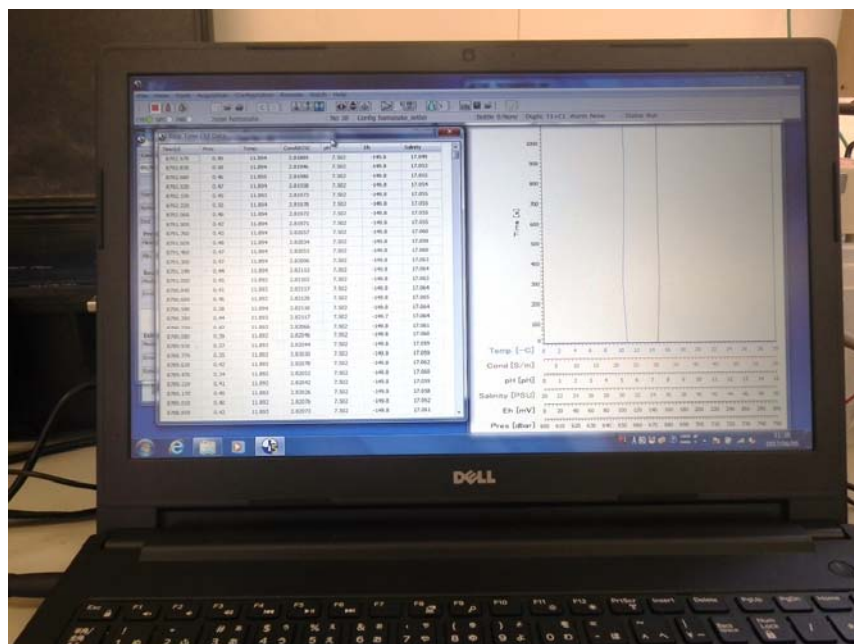


図 3-8 データロガーでのモニタリングの様子

4. 高い塩分濃度のサンプルにおける ^{14}C 測定前処理法検討

4.1 高い塩分濃度にサンプルにおける無機 ^{14}C 測定前処理方法の検討

4.1.1 はじめに

地下水中の放射性炭素 (^{14}C) は数千年～2万年程度の地下水年代評価において、重要な年代指標のトレーサーである。地下水中で無機炭素は重炭酸イオン (HCO_3^-) の形をとり、これに含まれる ^{14}C ($\text{H}^{14}\text{CO}_3^-$) が地下水年代の指標となる。無機炭素は地化学反応に関わることもあるため、地化学反応の補正が必要とされることもある。

一般的に溶存無機炭素を地下水中から回収する場合には、沈殿法 (Corcho et al., 2013; Sültenfuß et al., 2010)、ガス化法 (Dulinski et al., 2013; Dorsett et al., 2011) の2種類の方法が適用される。沈殿法は地下水をアルカリ化したあと、塩化ストロンチウム溶液を加えて炭酸ストロンチウムとして溶存無機炭素を回収する方法であり、現場でサンプルの容量を減らすのに有用である他、凍結乾燥して保管するのにも適していると考えられる。一方で、ガス化法は適量のサンプルを実験室まで、脱ガスさせずに持ち帰る必要があるが、原理上適用可能な範囲は広いと考えられる。上記のように沈殿法はガス化法と比較しても大きなメリットがあると考えられるが、過去の研究において沈殿法の前処理過程において ^{14}C がコンタミネーションする可能性が指摘されている (Aggarwal et al., 2014)。さらに既往の研究において、Nakata et al. (2015) は塩分濃度が沈殿法の ^{14}C に与える影響を確認している。この研究では、種々の化学薬品を純水に溶解して「模擬海水」を調製し、模擬海水をベースとした炭酸水素ナトリウム溶液における ^{14}C を、沈殿法で調製した試料を用いて測定している。この結果、模擬海水をベースにした場合の炭酸水素ナトリウム溶液における ^{14}C は、純水をベースとしたものに比べて顕著に「若い」値を示した。このことから、溶液中の塩分濃度が沈殿法における ^{14}C に顕著な影響を与えることが示唆された (表 4-1)。このため、地下水中の塩分濃度が高いと予測される沿岸域周辺の地下水において、 ^{14}C 年代評価を実施する場合には、沈殿法ではとくに影響が大きいことを留意しておく必要がある。沈殿法の有用性を考慮したとき、沈殿法においてどのような種類のイオンが、どの程度最終的な ^{14}C の分析値に影響を与えるのかを把握しておくことが重要である。

表 4-1 沈殿法で得られた ^{14}C に溶液中の塩分濃度が与える影響

無機C濃度 (mg/L)	塩分濃度 (g/L)	無機C回収方法	^{14}C (pMC)	^{14}C 計算値* (pMC)
9.0	0.06	ガス化	28.9	26～28
		沈殿	33.1	
	41.16	ガス化	29.6	
		沈殿	55.0	

Nakata et al. (2015) に加筆

* ^{14}C 計算値：炭酸水素ナトリウム溶液の準備に用いた純水中の無機C濃度と添加した炭酸水素ナトリウム量、炭酸水素ナトリウムの ^{14}C から算出した溶液中の ^{14}C の値

また、地下深くで取得される地下水は水圧がかかっており、高い圧力となっている。これを地表まで揚水した場合には、圧力が大気圧まで減るため、地下水から圧力の減少による脱ガスが生じる可能性が高いと考えられる。この脱ガスが ^{14}C に与える影響も把握するか、脱ガスが起きない状態で ^{14}C を分析できる手法を開発することが必要であると考えられる。ここではまず、模擬海水とそれに含まれる主要イオンごとにベースとなる溶液を調製し、それぞれの溶液をバックグラウンドとして炭酸水素ナトリウム溶液を調製した。それぞれの炭酸水素ナトリウム溶液における ^{14}C を測定し、どのイオンの影響が顕著であるのかを把握した。また、地下で封圧採水した容器に対して、ガス・水の二酸化炭素を全て回収するための試験系を開発し、模擬サンプルを用いて回収試験を実施した。

4.1.2 沈殿法における ^{14}C に影響を与えるイオンの検討

(1) 試験方法

以下の手順で試験を実施し、どのイオンが ^{14}C に顕著な影響を与えるのかを検討した。

①脱気水の準備：純水 1L をデュランビンに封入し、これに超音波をかけるとともに、ロータリーポンプでデュランビンのヘッドスペースを 1 分間真空引きした。これにより純水中から気泡がたち、多くのガスが脱ガスされる様子が確認できた。1 分間超音波下で真空引きした純水を「脱気水」として試験に用いた。準備した脱気水はヘッドスペースを純 Ar ガスを用いて置換したあと、二酸化炭素吸収剤（リソライム）を入れたビニール袋に試験まで保管した。

②試薬の秤量：本試験では各イオンを変えた溶液をそれぞれ 700 mL の溶液をつくることができるように、以下の試薬を予め秤量し、秤量後はリソライムを入れたビニール袋に保管した。

- ・塩化ナトリウム溶液 ($\text{Na}^+=8,500$ ppm 程度)
→NaCl 15.4 g を秤量し、薬包紙に包んで小さなユニパックに入れておく・・・2 個準備
- ・塩化カリウム溶液 ($\text{K}^+=300$ ppm 程度)
→KCl 0.42 g を秤量し、薬包紙に包んで小さなユニパックに入れておく・・・2 個準備
- ・塩化カルシウム溶液 ($\text{Ca}^{2+}=280$ ppm 程度)
→CaCl₂ 0.56 g を秤量し、薬包紙に包んで小さなユニパックに入れておく・・・2 個準備
- ・塩化マグネシウム溶液 ($\text{Mg}^{2+}=100$ ppm 程度)
→塩化マグネシウム・6 水和物 0.60 g を秤量し、薬包紙に包んで小さなユニパックに入れておく・・・2 個準備
- ・硫酸ナトリウム溶液 ($\text{SO}_4^{2-}=2,700$ ppm 程度)
→Na₂SO₄ 0.70 g を秤量し、薬包紙に包んで小さなユニパックに入れておく・・・2 個準備
- ・メタホウケイ酸ナトリウム ($\text{Si}=20$ ppm 程度)
→Na₂SiO₃・9H₂O 0.16 g を秤量し、薬包紙に包んで小さなユニパックに入れておく・・・2 個準備

③炭酸水素ナトリウムストック溶液の準備：炭酸水素ナトリウム溶液ストック（無機 C 濃度 =1,000 ppm 程度）NaHCO₃ 0.7 g を 100 mL の脱気水に溶解させる。

④溶液の調製：②・③で準備した溶液やビーカー、スターラー等をグローブバッグに入れ、グローブバッグ内を純度の高い Ar ガスで満たした。さらにバッグ内にはリソライムを入れ、試験操作中に大気由来の二酸化炭素が混入しないような環境を整えた。まず脱気水 4 L に対してストック溶液 40 mL を加えて、スターラーで良く攪拌した。この一部を取り分けた後、別のビーカーに 700 mL の溶液を加え、予め秤量した試薬を入れて攪拌した。目視で溶解を確認した後、容量 500 mL の「フロロバリア PE ボトル（透気性の低いプラボトル）」にヘッ

ドスペースができないように入れ、フタをしてからグローブバッグの外にだした。溶液調製時に一部の溶液を取り分け、無機C濃度やイオン濃度が目的程度の値となっていることを確認した。

⑤¹⁴Cの分析：調製した溶液の一覧を表4-2に示した。沈殿法あるいはガス化法を使って溶存無機Cを取り出し、¹⁴Cを加速器質量分析（AMS）で分析した。

(2) 試験結果と考察

同じ炭酸水素ナトリウムから調製した溶液を用いて、共存するイオン濃度を変えた場合の¹⁴C年代について、分析した結果を表4-2に示す。まず炭酸水素ナトリウム溶液について、ガス化法と沈殿法を比較すると（試料①と②）、沈殿法の方が古い年代を示すことから、沈殿法のプロセスで大気由来の¹⁴Cが混入していることが確認された。炭酸水素ナトリウムの沈殿法で得られた¹⁴C年代を、他のイオンが共存する場合の沈殿法と比較すると、塩化ナトリウム（③）、塩化カリウム（④）、硫酸ナトリウム（⑦）が共存する場合、¹⁴Cの値は炭酸水素ナトリウム溶液単独の場合とほぼ一致することから、ナトリウムイオン・カリウムイオン・塩化物イオン・硫酸イオンは沈殿法における同位体分別に大きな影響がないことがわかった。

一方、塩化マグネシウム（⑤）、メタケイ酸ナトリウム（⑧）の溶液については¹⁴Cが顕著に若い値を示したほか、塩化カルシウム（⑥）についてもやや若い値を示した。このことから、2価の陽イオン（マグネシウム・カルシウム）やメタケイ酸イオンの濃度が沈殿法における¹⁴Cの分別に影響を与えている可能性が高いと考えられた。ただし、「模擬海水」における¹⁴Cは他のどのケースよりも若く評価されており、上述のどれかのイオンが¹⁴Cの分別に支配的であるわけではなく、全てのイオンの総合的な効果が現れているものであると推察された。

表4-2 試験に用いたサンプルの内容と評価された¹⁴C年代

サンプル番号	サンプルの内容	抽出方法	¹⁴ C年代（年）*
①	炭酸水素ナトリウム溶液	ガス化法	28,290
②	炭酸水素ナトリウム溶液	沈殿法	17,380
③	炭酸水素ナトリウム溶液+NaCl	沈殿法	17,250
④	炭酸水素ナトリウム溶液+KCl	沈殿法	16,790
⑤	炭酸水素ナトリウム溶液+MgCl ₂	沈殿法	14,530
⑥	炭酸水素ナトリウム溶液+CaCl ₂	沈殿法	16,050
⑦	炭酸水素ナトリウム溶液+Na ₂ SO ₄	沈殿法	17,590
⑧	炭酸水素ナトリウム溶液+NaSiO ₃	沈殿法	15,560
⑨	炭酸水素ナトリウム溶液+模擬海水	沈殿法	12,000

*¹⁴C年代：無機Cの初期濃度が100 pMCとして算出した場合の年代

本検討により、炭酸ストロンチウムの沈殿における同位体分別に影響があるイオンとしてマグネシウム・カルシウム・ケイ酸が挙げられた。沈殿法は処理中の大気混入の影響が確認されていることから可能な限り使用を避けるとともに、試料の長期保管の必要性を考慮してこれらのイオンの影響を定量的に評価していくことが必要である。

4.1.3 現地封入サンプルのガス化法検討

4.1.2 に示したように、沈殿法で回収して分析した溶存無機炭素は大気由来の C の影響が含まれ、共存イオンの影響による同位体分別が生じる可能性もある。さらに、本研究で対象とするような深部の地下水は地圧に従って被圧しており、これを汲み上げることで圧力差による脱ガスが生じる可能性がある。このような脱ガスも無機 ^{14}C に影響を与える可能性が考えられる。

そこでここでは、原位置で採取した地下水を、溶存ガスを含めて全て回収し、 ^{14}C を分析するための試験系を構築した。構築した試験系の概念図と試験容器の写真を図 4-1 に示した。現地で封圧採水した地下水にこの試験系を適用し、封圧容器内に存在する全ての無機 C を回収するために、以下のような手順で操作を実施する。

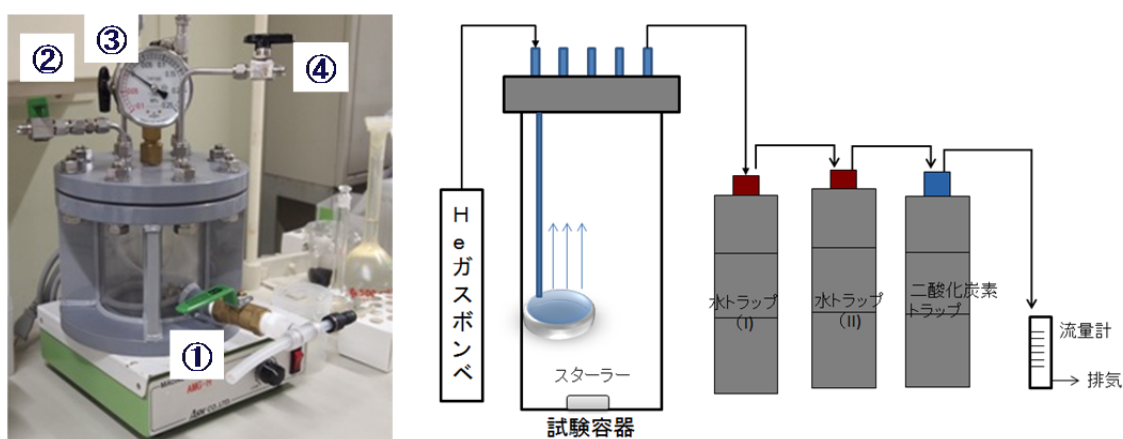


図 4-1 原位置サンプリングされた試料から二酸化炭素ガスを抽出する
試験装置の概念図と試験容器の写真

試験容器は、①：サンプルの導入経路、②トラップへの接続、③リン酸添加、④Heの導入・真空引きの4種類のポートを備えている。

①容器の接続：図4-1に示したように、装置は試験容器→水トラップ(1)→水トラップ(2)→二酸化炭素トラップ→流量計の順に接続する。水トラップ(1)は閉鎖空間にガスを流すことにより水滴をトラップする役目を持ち、水トラップ(2)の流路が氷で閉塞するのを防ぐ。水トラップ(2)はメタノールと投げ込みクーラーを用いて $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 程度に冷却して用い、水蒸気を氷としてトラップする。二酸化炭素トラップは液体窒素で冷却して用いられ、容器から発生した二酸化炭素をトラップする。流量計は全体の流量の確認と、調整に用いる。

②Heでの置換と真空引き：試験容器は一度ポンプで真空に引き (-0.05 MPa)、容器が大気に対して閉鎖していることを確認する。その後容器からHeを流して、水・二酸化炭素トラップ、それを繋ぐ流路をHeで置換し、系に存在する二酸化炭素を低減する。さらに、試験容器とトラップを接続するバルブ、流量計のバルブを全て閉鎖したあと、試験容器を再度真空引きする。

③封圧サンプラーの接続：試験容器に封圧サンプラーを接続し、バルブを開ける。反応容器とサンプラー間の圧力差を駆動力として、地下水から遊離したガスおよび地下水が容器に導入される。

④遊離ガスの回収：この状態でトラップと試験容器をつなぐバルブを開け、容器のヘッドスペースに存在する二酸化炭素を回収する。

⑤溶存二酸化炭素ガスの回収：容器にリン酸を添加するとともに、Heをバブリングし、溶液に存在する二酸化炭素を追い出して回収する。

炭酸水素ナトリウム溶液を用いて上記の手順を実施し、上記の試験系・手順によって溶存・遊離した二酸化炭素が回収可能であることが確認できた。この試験装置を用いることで、現地で封圧採水した地下水の、脱ガスの影響を受けない濃度や脱ガスの影響を受けない¹⁴Cの値を知ることが可能であると考えられる。

4.2 高い塩分濃度のサンプルに対する有機¹⁴C測定前処理方法の検討

4.2.1 はじめに

地下水中の放射性炭素(¹⁴C)は数千年～2万年程度の地下水年代評価において、重要な年代指標のトレーサーである。地下水中有機炭素は無機炭素と比べて地化学反応の影響を受けにくく、地下水年代をより反映している可能性が高いと考えられる(Wassenaar et al., 1991)。このため、有機物炭素年代は地下水流動の指標として有用である。

地下水中有機物における¹⁴Cを分析するには、まず地下水から有機物を分離・採取する必要がある。これには主に樹脂に吸着させる方法(Thurman and Malcolm, 1981)と、膜で捕集する方法(Sun et al., 1995)の2種類の方法が存在する。イオン濃度が高い場合には有機物は樹脂に吸着しにくいことから、一般的に塩分濃度の高い水から有機物を捕集するには、膜で捕集する方法が採用される。しかし、膜で有機物を濃縮した場合、共存イオンも濃縮されるため、結果として有機物濃度とイオン濃度が共に高い溶液が試料として得られることになる。有機物の¹⁴Cを分析するためには、有機物含有量が高い粉体の状態にする必要がある(この粉体を酸素共存下で加熱し、二酸化炭素にした後、鉄粉でグラファイトに還元する)。このため、地下水から有機物を濃縮した溶液から無機イオンを出来る限り排除し、有機物濃度が相対的に高い溶液を得ることが必要である。

過去の研究成果から、有機物と高濃度の無機イオンが共存する溶液に塩化バリウム溶液を添加することにより、硫酸イオンの濃度を大きく低減することが可能であることを示した。硫酸イオン濃度を低減させた溶液にさらに炭酸水素ナトリウム溶液を加えることで、添加したバリウムを含む2価の陽イオン濃度を大きく低減することが可能である。しかし、これらの2価陰・陽イオンの低減処理を実施した結果、有機物を含む溶液中の塩化物イオン濃度およびナトリウム濃度はさらに高くなる。塩化物イオン濃度およびナトリウムイオン濃度を低減するためには、一般的に透析が用いられる。透析はある大きさの孔径を持つ膜に溶液を入れて、純水に浸漬する作業であり、孔を通じて純水にナトリウムや塩化物イオンを排出する。しかし、透析はイオン濃度が十分低下するのに時間がかかる(長いときで数週間以上)うえ、捕集した有機物の多くがこの操作中に失われるケースがあるという難点がある。このため、有機物濃度をあまり低下させずに共存イオン濃度を低下させる有効な手法、あるいは溶液から直接有機物由来の炭素を得る方法の開発が必要とされている。

本研究では、塩化物イオンやナトリウムイオンの除去に有効と考えられる「電気透析」を用いて溶液を精製する方法、および有機物が存在する溶液に直接紫外線を照射して酸化させ二酸化炭素として有機物を回収する方法、の2つの方法について検討した。さらに、塩分濃度の高い地下水から有機物を半自動的に濃縮できる装置を設計・開発した。

4.2.2 電気透析の有用性確認試験

(1) 電気透析の原理

通常の透析は溶質の拡散現象を利用して、溶質の濃度を低減する。つまり、袋状の膜に封入した溶液から、膜の孔径より小さなイオンが外側に拡散し、孔径より大きな粒子やイオンが膜内に残存する。拡散を利用しているため長い時間が必要とされる。一方、電気透析は膜の通過の駆動力が電気であるため、イオンの移動が速いことが期待できる。

電気透析は陽イオンだけを通す膜と陰イオンだけを通す膜の2種類を交互に多数並べて使用する（図4-2：サンアクティスホームページ）。これにより図の①の空間の陽イオンは、陽イオンが通過可能な膜を通過して②の空間に入り、陰イオンは陰イオン通過可能な膜を通過して左側の空間に入る。一方②に入った陽イオンは陰極の電気でさらに右（③の空間）に引かれるが、陰イオンしか透過できない膜のために③の空間に移ることはできない。②の空間には③の空間から透過した陰イオンが移動してくるため、電荷的にはバランスが取れることになる。こうして、①・③の空間には膜を通過しない有機物だけが残し、②の空間ではイオン濃度が高くなっていく。

今回の試験ではサンアクティス社製のアシライザー（アシライザー02）を用いて、アシライザーが溶存有機物を含む溶液の精製に有用であることを確認するための試験を実施した。

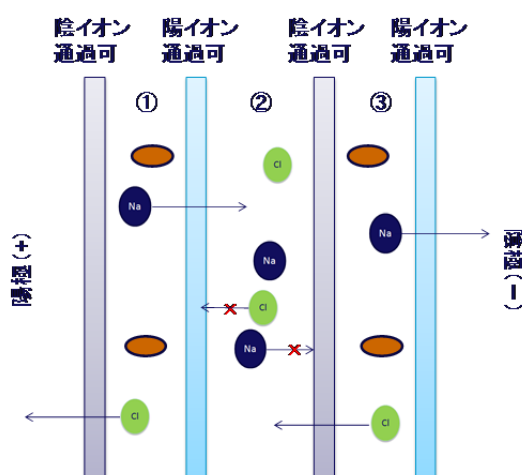


図4-2 アシライザーによる脱塩の原理

(2) 試験方法-1：アシライザーの脱塩能力の確認

今回の試験では、有機物として蛍光染料であるウラニンを利用した376.27であり、フミン酸やフルボ酸という天然の有機物と比較して、小さな分子量である。このため、ウラニン溶液中での有用性を確認できれば、天然の有機物に対しても適用が可能であると考えられる。

試験手順は以下の通りである。

- 溶液の調製：塩化ナトリウムを純水に溶解させ、塩化物イオン濃度が10,000 mg/Lになるようにした。この塩化ナトリウム溶液にウラニンを溶かし、ウラニンの初期濃度が65 mg/Lとした。このウラニンの濃度はTOC濃度で約30 mg/Lに相当する。
- アシライザーによる脱塩：上述の溶液をアシライザーにかけて、脱塩した。溶液を約10分おきに1時間採取し、電気伝導度を分析した。また、サンプルを一部取り分けて、塩化物イオン濃度とウラニン濃度測定用サンプルを調製した。
- 分析：蛍光分光光度計およびイオンクロマトグラフィを用いて、所定の時間ごとに取り分けたサンプルについてウラニンおよび塩化物イオン濃度を評価した。

(3) 結果と考察-1：アシライザーの脱塩能力の確認

アシライザーの運転時間に対する塩化物イオンおよびウラニン濃度の依存性を図 4-3 に示した。図から分かるように、アシライザーの運転中にウラニンの濃度はほとんど有意な変化が無かったのに対して、塩化物イオンの濃度は1%以下にまで低下した。ウラニン濃度がほとんど変化しなかったことから、今回のアシライザーでの処理によって有機物の量をほとんど減らすことなく、共存するイオンの濃度を大きく低下させることができることがわかった。今回塩化物イオン濃度を1%以下にするために要した時間は1時間であり、処理時間・処理効率ともに従来の透析方法に比べて大きく改善することが分かった。

処理前の溶液1Lを凍結乾燥した場合、塩化ナトリウム16.5gに対して有機物が0.065g混入した固体が得られることになり、ここから有機物を分析用の試料を得ることが困難である。一方、アシライザーで脱塩処理をした場合には、1Lの溶液を凍結乾燥することで塩化ナトリウム0.1gに対して有機物が0.065g混入した固体が得られる。無機の塩と有機物の量は同程度であり、この後の¹⁴C分析に対する処理が十分に可能であると考えられる。

上記の結果から、アシライザーによる処理が、共存イオン濃度が高いサンプルの処理において極めて有用であることが確認できた。

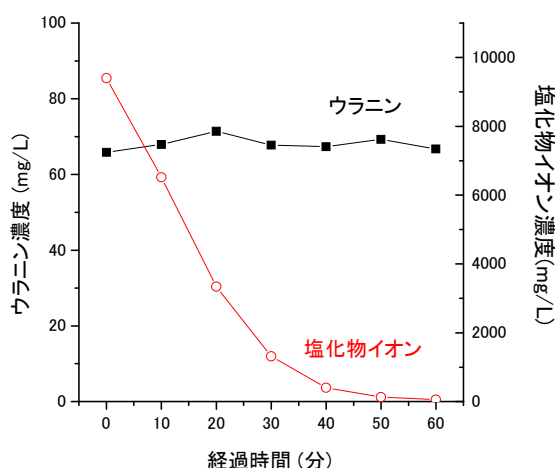


図 4-3 アシライザーによる処理時間と塩化物・ウラニン濃度の関係

(4) 試験方法-2：アシライザーによる有機物濃縮性能確認

アシライザーでは、脱塩の操作において塩化物イオンやナトリウムイオンとともに、水和している水分子が移動する。このため、処理する溶液のイオン濃度を高く保って運転することにより、溶液中の水が移動して結果的に目的とする有機物が濃縮される。これを実験室内での有機物の濃縮に適用できる可能性を検討するため、以下のような試験を実施した。

- ・ 溶液の調製：ウラニンの濃度が65 mg/Lとなるように溶液を調製し、この溶液に塩化ナトリウムを加えて溶液の電気伝導度を20 mS/cmに調整した。
- ・ アシライザーによる脱塩：上述の溶液をアシライザーにかけて、脱塩した。溶液の電気伝導度を10分おきに確認し、伝導度が20 mS/cmになるように塩化ナトリウムを注ぎ足した。（10分間で電気伝導度は6.7～8.0 mS/cmに低下した）また、同じタイミングでウラニン分析用のサンプルを取り分けた。
- ・ 分析：蛍光光度計を用いてウラニンの濃度を分析した。

(5) 結果と考察-2：アシライザーによる有機物濃縮性能確認

アシライザーの運転時間に対するウラニンの濃度を図 4-4 に示した。運転時間の増加に従って、ウラニンの濃度は上昇しており、アシライザーが有機物の濃縮装置としても利用可能であることが示された。ただし、50 分間運転して、ウラニン濃度は 1.12 倍になった程度であり、濃度上昇の効果は限定的であると考えられる。このため、アシライザーでの有機物濃縮は実験室における軽微な濃度調整程度に用途が限定され、現場での有機物濃縮にはあまり向かないと考えられる。

(6) まとめ

ここでは、有機物の精製・濃縮に対するアシライザーの適用性を確認するための試験を実施した。アシライザーは有機物が共存する溶液から極めて効果的に共存するイオンを排除できることが分かった。一方、濃縮装置としての能力は限定的である。

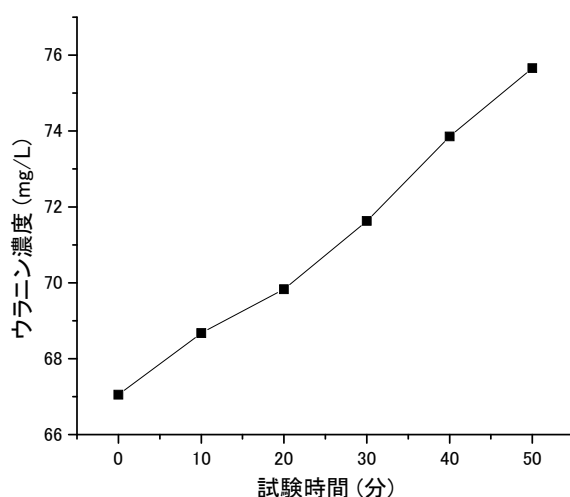


図 4-4 塩化ナトリウムで電気伝導度を保った場合の処理時間とウラニン濃度の関係

4.2.3 紫外線による有機物の分解・回収試験

有機物の ^{14}C を分析するためには、上記のように有機物そのものを回収する方法の他に、有機物を酸化して二酸化炭素として回収し、これを分析する方法がある。ここでは、有機物を紫外線照射によって酸化・回収する方法について検討した結果について記載する。

(1) 試験系

この検討に用いた試験容器および試験系の概念図を図 4-5 に示す。試験容器は石英硝子の 2 重管の上下をゴムのパッキンを使って金属のフタに押しつける構造になっている。2 重管の中に有機物を含む溶液が入り、管の内側には紫外線照射用のランプを入れる。これによって溶液を循環させて紫外線を溶液に偏りなく照射することが可能である。2 重管とゴムパッキンで挟まれた部分はガスタイトであり、ヘッドスペースガスを回収することが可能である。

上記の試験容器を用いて、紫外線を照射しているときの様子を図 4-5 に併せて示した。

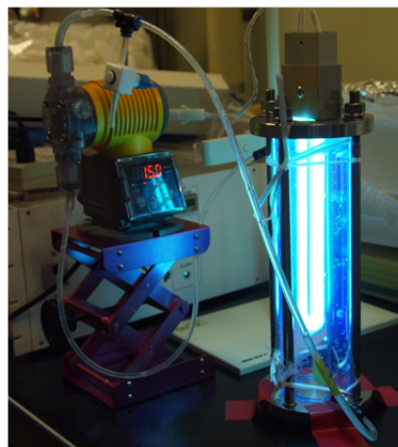
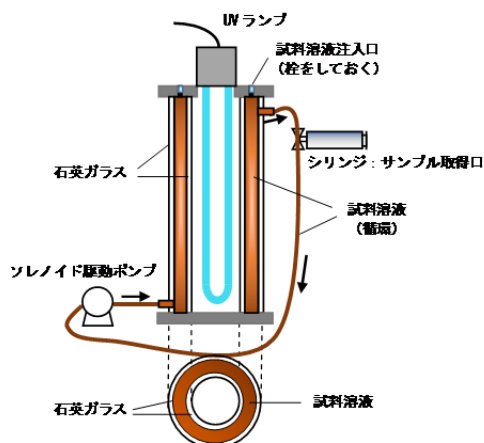


図 4-5 紫外線照射試験装置の概念図と試験の様子

(2) 試験手順-1：有機物の分解試験

事前の検討により、有機物を分解するためには紫外線の照射に加えて溶液を酸性にして、過酸化水素水を添加することが有効であることが確認されている。さらに、酸化チタンの粉末を入れると、酸化チタン表面の光触媒反応により分解が加速される可能性も事前の検討で示されたが、試験系に適用すると酸化チタンの微粉末がポンプの弁等に付着し、動きが妨げられる可能性が考えられた。このため、本検討では酸化チタンの粉末は添加せずに試験を実施した。

試験手順は以下の通りである。

- **試験溶液の調製**：試験溶液として天然の河川水から抽出した、フルボ酸の溶液を用いた。フルボ酸の濃度が約100 mg/Lになるように、溶液の濃度を調整し、塩酸を用いてこの溶液のpHを 4.0 ± 0.1 に調整した。さらに過酸化水素水が1,000 ppmになるように過酸化水素水のストック溶液を添加した。この溶液を「試験の初期溶液」として一部を取り分けた。pHを4.0にしたのは、有機物の分解を促進するとともに、分解で発生した二酸化炭素が溶液中から出やすいようにするためである。
- **紫外線の照射**：容器に450 mLの溶液を入れ、ポンプで循環させた。さらに、紫外線ランプの電源を入れて、紫外線の照射を開始した。紫外線照射開始から所定の時間経過後、溶液の一部をサンプルとして取得した。紫外線の照射は合計3時間実施した。
- **分析**：取得した溶液のTOC濃度を、TOC計を用いて分析した。

(3) 試験結果と考察-1：有機物の分解試験

図 4-6 に紫外線照射時間と TOC 濃度の関係を示した。試験結果からわかるように、紫外線照射から 30 分後には、有機物濃度は初期濃度と比べて 10%程度まで低下し、ほとんどのフルボ酸が紫外線照射 30 分程度で分解することが分かった。さらに照射を続けると 45 分で 92%、60 分で 94%、3 時間では 98% の有機物が分解することが分かった。

以上の結果から、過酸化水素水を添加した溶液に紫外線を照射が、地下水に存在するものと性質が近いと考えられる、天然の有機物（河川由来のフミン酸）の分解に有効であることが確認された。また、有機物のほとんどが 1 時間以内に分解することが分かった。このため、次のステップでは分解時間を 1 時間とし、1 時間程度の照射で発生する二酸化炭素を回収するための試験を実施した。

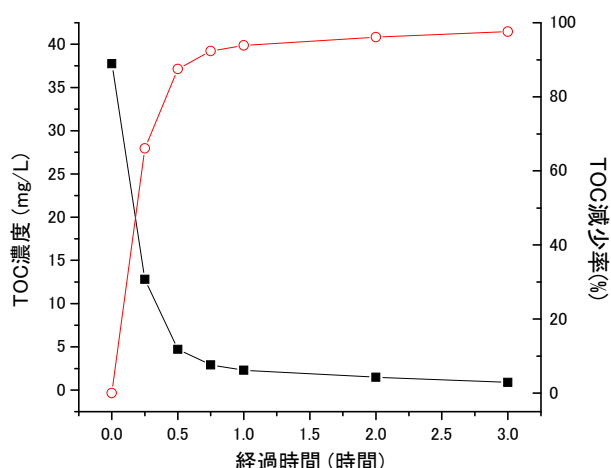


図 4-6 紫外線照射時間と溶液の TOC 濃度および TOC 減少率の関係

(4) 試験手順-2：有機物の分解および二酸化炭素の回収試験

上述の試験-1により、天然由来の有機物を紫外線照射と過酸化水素水の添加で分解できる可能性が示された。ここでは、有機物を分解した上で、分解・酸化した有機物を二酸化炭素として回収する試験を実施した。

試験手順は以下の通りである。

- ・試験溶液の調製：試験溶液の調製方法は試験-1と同様である。
- ・紫外線の照射と二酸化炭素の回収：試験-1で用いた試験容器のヘッドスペースから配管を接続し、水蒸気トラップ→二酸化炭素トラップを接続した。水蒸気トラップは-10℃程度、二酸化炭素トラップは液体窒素温度で冷却した。紫外線の照射と同時に純Heガスを容器にバブリングし、有機物分解で発生した二酸化炭素ガスを水から脱ガスさせるとともに、トラップへと移動させるキャリアガスとした。紫外線照射、Heバブリング開始から1時間後、紫外線照射とHeバブリングを中止し、二酸化炭素トラップ両端のバルブを閉じた。
- ・二酸化炭素の再トラップ：二酸化炭素トラップ→循環ポンプ→流量計→水酸化ナトリウム溶液を接続し、二酸化炭素トラップを加熱した。循環ポンプでガスを循環させ、二酸化炭素トラップにトラップされていた二酸化炭素をアルカリ溶液に再トラップした。
- ・分析：試験前の溶液のTOC濃度、試験後の溶液のTOC濃度、アルカリ溶液におけるIC濃度を、TOC計を用いて分析した。

(5) 試験結果と考察-2：有機物の分解および二酸化炭素の回収試験

表 4-3 に、紫外線照射前後の溶液中の TOC 濃度とアルカリトラップの IC 濃度等の情報をまとめた。アルカリトラップに捕捉された二酸化炭素量は、アルカリトラップに用いた水酸化ナトリウム溶液に含まれる IC をバックグラウンドとして差し引いて算出した。表から分かるように、試験前に溶液中に存在した 91%以上の有機物が分解し、そのうちのほとんどが最終的にアルカリトラップに二酸化炭素として捕捉されたことを示す結果が得られた。回収率が 100%を超えた理由については、元々アルカリトラップに溶解していた二酸化炭素の影響の補正方法などの精度によるものと推察している。

上記の結果から、有機物を含む溶液に紫外線を照射し、有機物を二酸化炭素として回収する方法を確立することができた。透析等の処理で有機物の回収率が低下する場合には、溶液

に紫外線を照射して二酸化炭素として回収する方法を採用することも、選択肢の一つである。

表 4-3 有機物分解-二酸化炭素回収試験の結果

溶液	TOC濃度 (mg/L)	IC濃度 (mg/L)	試料量 (mL)	炭素量 (mg)	備考
試験前溶液	3.6	0.3	465	1.81	
試験後溶液	0.32	0.29	465	0.28	
分解・放出された炭素	-	-	-	1.53	分解率=91.1%
アルカリトラップ	-	8.39	200	1.68	回収率=109%

4.2.4 半自動化した有機物濃縮装置の開発

先述のように、塩分濃度が高い水から有機物を濃縮するためには、膜を使った濃縮を実施するのが一般的である。有色の一部地下水を除き、日本の透明な地下水では一般に有機物濃度が低く、有機物について¹⁴Cを含む種々の分析を実施するためには、有機物の試料量が必要とされる。限られた工期の中で必要とされる有機物を得るには、例えば夜間であっても自動で有機物を濃縮できるような試験装置があることが望ましい。そこでここでは、夜間でも自動的に有機物の濃縮を実施可能な装置を設計・製作した。

(1) 装置の設計に対する考え方

有機物の濃縮では、あるタンク（濃縮タンクとする）に0.45 μmでろ過された地下水を貯め、この地下水を膜でろ過する。有機物は膜でトラップされるため、ろ液には有機物が含まれず、ろ液は廃棄する。一方膜を通過しなかった濃縮液は濃縮タンクに戻され、ろ過された溶液量と同等の地下水を補給する。この操作を繰り返すことで、濃縮タンク内の有機物濃度が上昇していく。

濃縮タンクの水量を一定にするように運転すれば、連続的な濃縮が可能となる。このため、0.45 μmのフィルタでろ過された地下水の濃縮タンクへの流入量と、膜でろ過される液量を一致させれば良いことになる。しかし、0.45 μmのフィルタでろ過される速度、有機物濃縮用の膜でろ過する速度は、膜の状態が経時的に変化するため一定ではない。このため、終夜運転に耐えうる装置は、供給される・排出される水の速度が変わる状況下で、濃縮タンクの水位が一定となるような制御機構を備えている必要がある。

(2) 装置の製作および試運転

上記のような考えから、設計・製作した装置の概念図を図4-7に示した。装置は水位調整タンクと濃縮タンクの2つのタンクを備え、濃縮タンクにて有機物の濃縮を行う。濃縮タンクには水位調整用のポンプと膜濃縮用のポンプスイッチと連動した水位計を取り付けた。濃縮タンクの水位が基準水位を下回ったら水位調整タンクから水位調整用のポンプを用いて地下水を補給し、上限とした水位に達したときに水位調整用ポンプの電源が切れるようにした。また、万が一地下水の供給がなにかしらの原因で断たれた場合でも膜ろ過用ポンプが空回りしないように、濃縮タンクの水面がある一定水位以下になったら膜ろ過用ポンプの電源が落ちる機構も取り入れた。

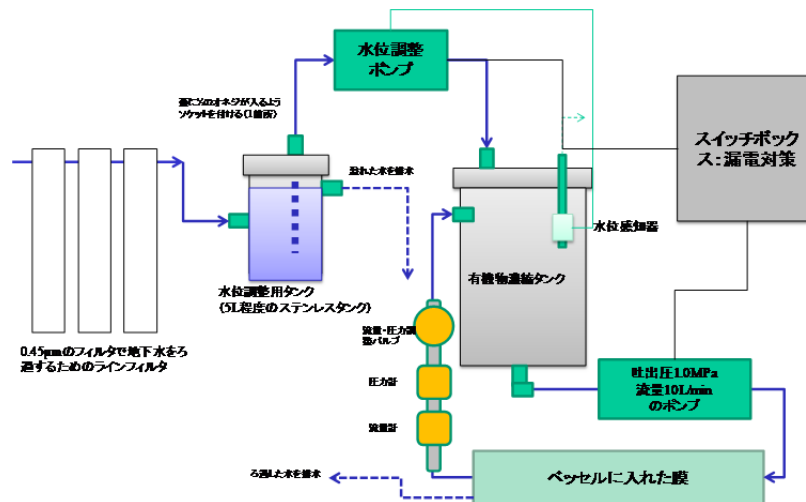


図 4-7 有機物の自動濃縮装置の概念図

模擬的な地下水を用いて連続運転試験を実施したところ、数日間濃縮タンクの水位が一定のまま運転が可能であることが分かった。この結果から、数日間連続で有機物の濃縮処理を実施可能な試験系が構築できたと考えられた。

4.2.5 高塩分濃度溶液における有機物の ^{14}C 分析を目的とした濃縮・精製について

4.2.3 で示したように、塩分濃度の高い地下水から半自動的に有機物を膜濃縮する装置を設計・製作した。この装置が 2～3 日の終夜運転に耐えることを確認した。

電気透析はナトリウムや塩化物イオン濃度を効率的に低下させるのに、極めて有効であることが確認できた。天然有機物を粉体として得たい場合（有機物の ^{14}C 以外の特性を分析する必要がある場合）には、上述の装置で有機物を濃縮した溶液に対して、多価イオンの低減処理を実施した後で電気透析にかけ、その後の溶液を凍結乾燥するのが最適な手法であると考えられる。

一方、有機 ^{14}C だけを分析すれば良い場合には、紫外線を照射し二酸化炭素として回収する方法が有効である。今回試験を実施した条件では、1 時間程度の紫外線照射（過酸化水素水共存下）により 90 %以上の有機物を分解し、二酸化炭素として回収できることが分かった。

以上の検討により、高い塩分濃度を持つ地下水から有機物を回収・精製して ^{14}C を分析するための技術が整ったと考えられる。

5. 溶存ガス採取方法

5.1 はじめに

地下水中の溶存ガスは、地下水年代、涵養温度、原位置の地化学環境を評価するために有用である。しかしながら、溶存量が少ない場合には分析に十分なガス量を確保することが困難な場合がある。また、近年では、Krの同位体 (^{81}Kr と ^{85}Kr) を用いた地下水年代測定も可能となってきているが、この分析には非常に大量のガスを必要とする。

地下水中の溶存ガスの捕集は、Cu tube による地下水をガスとともに採取する方法、地下水中のガスをバブリングにより脱ガスさせ採取する手法、中空糸膜にガスを分離させ採取する方法などがある。Cu tube によるガスの捕捉手法は、大気のコロミナーションを防ぐとこのできる地下水中のガス情報を反映した優れた手法であるが、対象とする地下水の容量はわずか 20 ml 程度であり、容量に限界がある。容量の大きい地下水中のガスの捕捉手法として、バブリングや脱ガスによるガス捕集手法があるが装置が大型であること、さらに塩分濃度の高いと考えられる沿岸の地下水では淡水を対象とするものよりも脱ガス効率が落ちる可能性が大きい。一方、中空糸膜による分離手法は装置の小型化が促進されており、中空糸膜は、ガスのみを分離できるシステムであることから、沿岸域の地下水を対象としたガスの分離手法に適している可能性がある。

このため、地下水から溶存ガスを採取する方法 1) 塩水と淡水中の脱ガス効率の比較、2) 脱ガス効率の最も低いと考えられる ^{222}Rn による脱気試験、3) 沿岸域におけるフィールド試験を実施した。

5.2 塩水と淡水中の脱ガス効率の比較

地下水から溶存ガスを採取するために、中空糸膜による脱ガス分離システムを試作した。試作した装置を用いて室内で性能確認試験を実施した。室内性能確認試験では、大気平衡の淡水および海水からの溶存酸素ガス採取率を確認した。脱ガス試験による脱ガス後の水中の溶存酸素の経時変化を表 5-1 に示す。本システムでは、0.6 L/min の水処理速度で淡水および海水中溶存酸素は 100 % 分離できることが確認された。

表 5-1 塩水および淡水の溶存酸素の脱ガス試験

試料水	脱ガス率 (%)	流速 (L/min)	EC (S/m)	水温 (°C)
淡水	100	0.67	0.0264	20.0
淡水	100	0.60	0.0264	20.1
淡水	100	0.22	0.0264	20.1
海水	100	0.48	3.45	20.9
海水	100	0.56	3.01	20.7
海水	100	0.63	3.14	20.7

5.3 構内における脱ガス試験

脱ガス装置の性能を確認するために、電力中央研究所の構内の地下水を用いて実験を行った。脱ガス装置はHe、Ne、Ar、Kr、Xeを含む希ガスの他に、U系列の娘核種である²²²Rn（以下、Rn）までをマルチトレーサーとして、脱ガス分離するシステムの構築を目指す。この項では、最も脱ガスが困難と考えられるRnを指標としたガス分離システムの評価を行った。

地下水中のRn濃度はRAD7 (Durrige Company Inc.) で連続計測を実施した。連続計測は、RAD AQUA で実施した。この装置は、Rnを含む水を閉空間に噴射を行い、地下水中のRnをガス層に分離し、ガス中のRnを計測するものである。地下水は下部から流出するが、ガスは外部に直接流出できない構造になっており、噴射装置内にたまる。噴射装置内では、Rnは水とガスに概ね1:4の比率で分配するため、気中のRn濃度から、地下水のRn濃度を算出することができる。ただし、水と空気に分配するRnの分配率は温度に依存する。この水と平衡にあるガス中のRnをRAD7に導入することにより、地下水中のRn濃度を計測する。

電力中央研究所構内の地下水中のRn濃度を計測したところ、図5-1と表5-2に示すように、地下水中のRn濃度は5 Bq/L程度であったが、脱ガス処理をした地下水中のRn濃度は2 Bq/L程度で、原水の1/2～1/3程度となった。

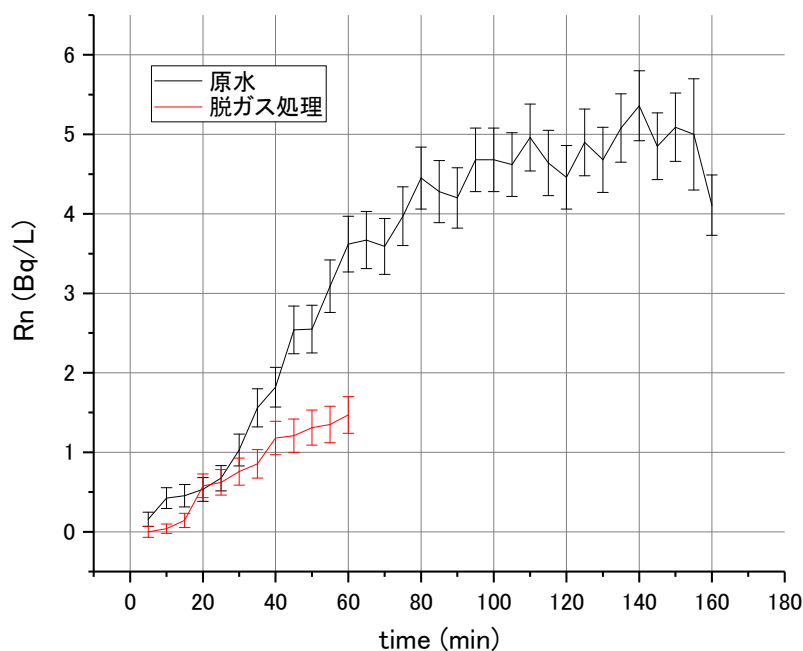


図 5-1 ラドン濃度の経時変化

表 5-2 ラドン濃度の計測結果

	原水 (Bq/L)	脱ガス後(Bq/L)
試料 1	4.8±0.7	2.1±0.3
試料 2	5.8±0.9	1.7±0.5
平均値	5.3±0.5	1.9±0.2

5.4 沿岸域における脱ガス試験

試作した装置を用いて浜里の原位置で性能確認試験を実施した。原位置性能確認試験では、原位置の地下水を装置で処理し、処理水中のラドンガス濃度から試験水からのガス採取率を確認した。

図 5-2 に浜里 306 m 区間において、RAD AQUA による原水および脱ガス後の水中の Rn の連続計測の経時変化を示す。原水および脱ガス後の水中の Rn 濃度をそれぞれ計測した。

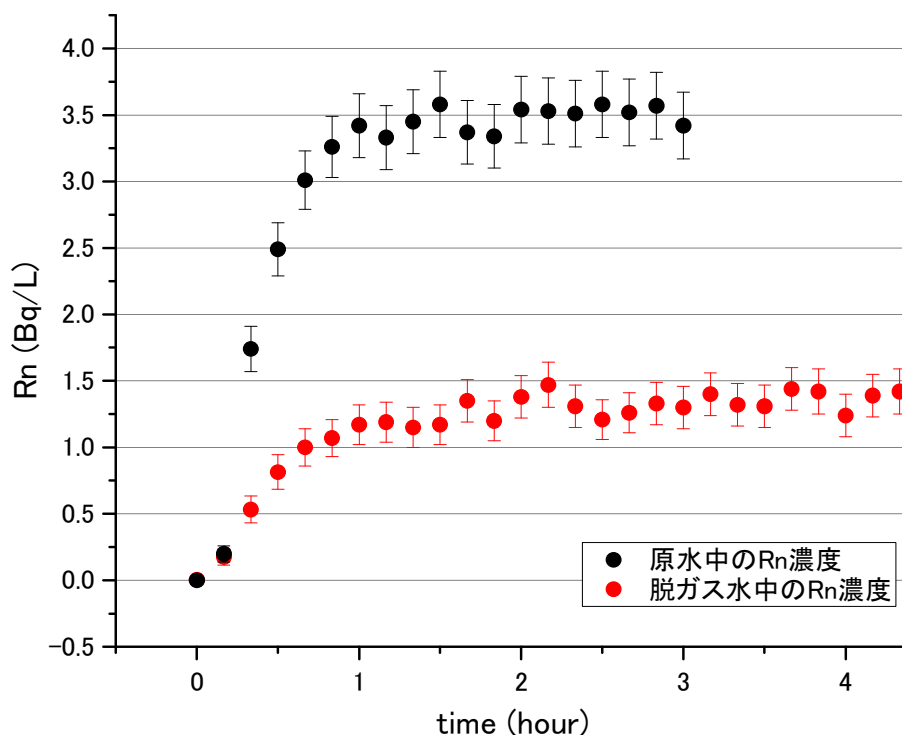


図 5-2 ラドン濃度の経時変化 (浜里)

5.5 まとめ

この結果から、中空糸膜を用いた方法で、沿岸の地下水中の Rn を 60 %程度分離できることを確認した。ただし、40 %程度残留していることから、採取による分別の可能性があり、これらの影響を検討していく必要がある。また、採取効率を上げるために、中空糸膜のサイズ、真空ポンプの排気量、流量などについて検討する必要がある。

また、採取したガス試料に対する大気混入の評価を行った。ここでは、ガス試料の一部を分取し、分取した試料の CFCs の測定を行った。この結果、分取した試料の CFCs 濃度は、検出限界以下であった。これより、中空糸膜を用いたシステムに、大気の混入がないことを確認できた。

6. I-129 ヨウ素の分析方法

6.1 はじめに

I-129 は半減期が 1570 万年の放射性核種であり、天然起源と人為起源のものがある。天然起源のヨウ素-129 は大気中の Xe と宇宙線の核破砕反応および地殻中のウラン-238 自発核分裂反応により極微量に環境中で生成される。天然起源のヨウ素-129 は、半減期が長いために、地球規模の滞留時間をもつ深部地下水年代測定法に適用できる可能性がある。近年、ヨウ素 129 は化学分離精製を行い、AMS による測定を行うが、地下水中の有機物が多いとヨウ素の抽出・生成の阻害になることがある。沿岸域の堆積岩では、地下水が有意な有機物を含んでいる場合が多いため、地下水中の有機物の化学処理・熱処理・分離システムの試作を行い、ヨウ素を効率よく捕集、有機物を分離する手順について検討を行った。ここでは、沿岸域の地下水中のヨウ素の化学形態の理解と AMS 測定のための化学処理のために、1)膜による分離によるヨウ素の損失、2)有機物の熱分解によるヨウ素の損失、3)ヨウ素のキャリアとなる可能性の有機物の分子サイズについての知見の取得を実施した。

6.2 膜分離による損失率の推定

有機物を含む地下水を 3 μm のメンブレンフィルターでろ過を行い、地下水中のヨウ素濃度の測定を ICP-MS で行った。次に、0.2 μm のメンブレンフィルターによるろ過、および遠心分離を利用した限外ろ過膜により限外ろ過 (100kDa, 30kDa, 10kDa, 3kDa) を行い、限外ろ過後の上澄み中の ^{129}I の濃度を求め、分画によるヨウ素の損失率の測定を行った。

3 μm でろ過済みの上澄み液中のヨウ素濃度を C_0 、各サイズの膜による分画によって得られたヨウ素濃度を C とし、各ヨウ素の残存率を求めた。図 6-1 に示すように、ヨウ素の残存率 C/C_0 はほぼ 1 であった。0.2 μm から 3kDa の膜による有機物の分離では、各サイズの膜で分画後のヨウ素濃度はほぼ一定であり、地下水中のヨウ素の主な存在形態は 3kDa 以下であると推測された。これより、3kDa のサイズまでは、膜分離によるヨウ素の損失はほぼないと考えられた。

図 6-1 分画試験によるヨウ素の残存率

6.3 熱分解に伴うヨウ素の損失率の推定

地下水中に溶存する有機物の化学処理・熱処理（予備濃縮後に管状炉により 400- 900 °C の範囲で加熱）を行い、有機物の加熱処理を行った。有機物加熱処理前後に地下水中に残存するヨウ素濃度から、ヨウ素の残存率を求めた。

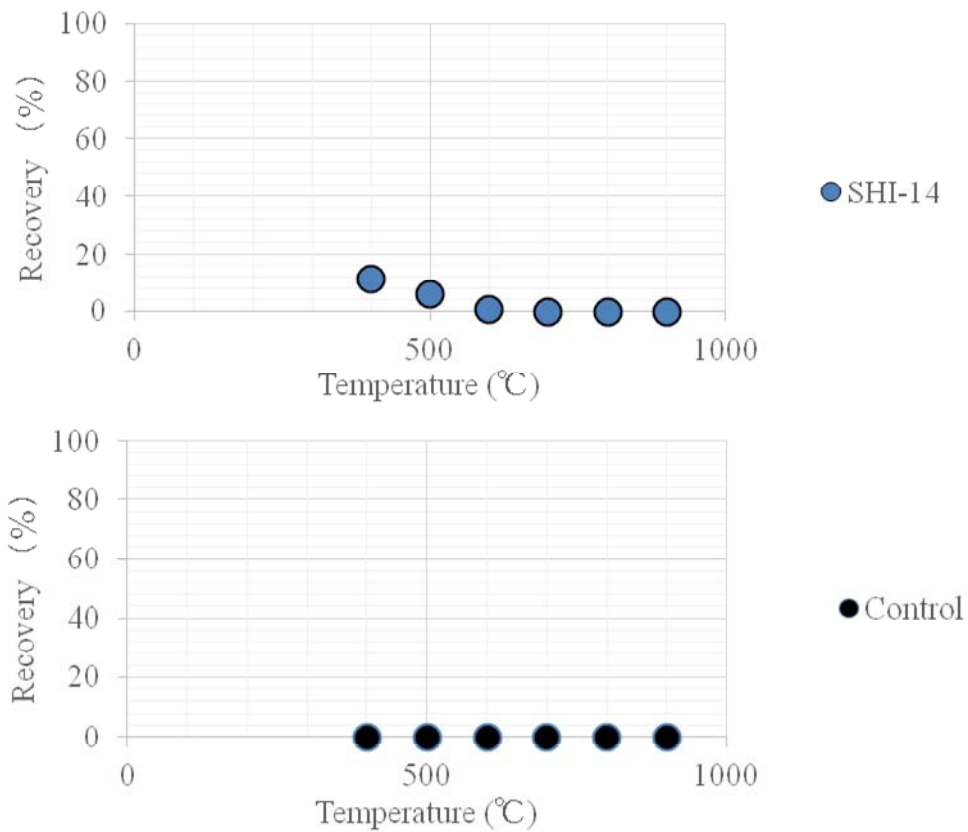


図 6-2 加熱法によるヨウ素の残存率

図 6-2 に示すようにヨウ素の回収率は低いことがわかった。加熱法ではヨウ素の回収が低下すると考えられたため、有機物除去の手法は、熱による分解・除去よりも膜による有機物の除去が有効であると判断された。

6.4 地下水中の有機物の定性分析

6.2 の分析よりヨウ素の担体となる可能性のある有機物のサイズは 3kDa 以下であるため、沿岸の地下水中の 3kDa 以下の有機物の定性分析を GCMS で行った。測定後のクロマトグラムを図 6-3 に示す。主要な有機物の候補を表 6-1 に示す。表 6-1 に示すように 8 つの有機物が 3kDa 以下のものとして考えられた。

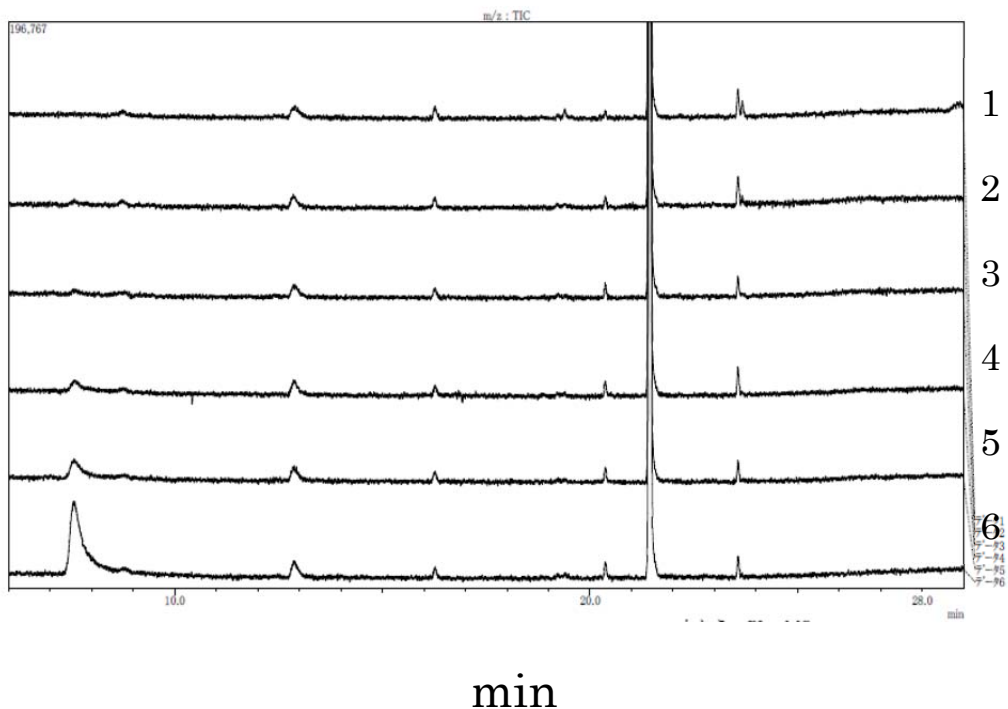


図 6-3 クロマトグラム
 (1:ブランク, 2: SHI-11, 3: SHI-12, 4: SHI14, 5: HMS-1, 6: NGT-1)

表 6-1 3kDa 以下の有機物の定性分析

Time (min)	NGT-1
7.583	C ₃ H ₆ O
12.88	C ₆ H ₅ F
12.88	C ₅ H ₄ O ₂
16.277	C ₇ H ₈
20.380	C ₈ H ₈
21.477	C ₆ H ₄ BrF
23.577	C ₁₁ H ₂₄
23.577	C ₁₀ H ₂₂

地下水中の主要な低分子の不揮発性有機物の調査のために、遊離アミノ酸および糖類の分析を行った。遊離アミノ酸と糖類はそれぞれ、アミノ酸自動分析法および HPLC で分析を行った。遊離アミノ酸および糖類の分析結果、本システムでは遊離アミノ酸と糖類は検出限界以下であった。

7. 塩分濃度の高い地下水における無機コロイド濃度評価

7.1 はじめに

地下水中に存在するコロイドに放射性核種が収着した場合、放射性核種はイオンとしてではなく、コロイドとして地下水中を移動することになる。この場合、核種はいわゆる「分配係数モデル」に従わないため、設定した遅延係数から大きな差異が生じる可能性がある

(Penrose et al., 1990)。

核種の移行にコロイドが影響を与えるには、地下水中にコロイドが安定して存在していることが条件となる。一般に塩分濃度が高い場合、コロイドは相互に反発する力が弱まるため、不安定になる。このため、塩分濃度が高い場ではコロイドが核種移行に与える影響は限定的であると考えられる (Geckeis et al., 1998)。しかし、既往の研究において日本の塩分濃度が高い地下水においてコロイドが評価された例は少なく、評価結果を蓄積することが必要とされている。

ここでは、原位置で採取された地下水における無機のコロイド濃度を評価することを目的として、以下の検討を実施した。

7.2 試験方法

地下水中に存在するコロイドの濃度は環境に対してセンシティブであると考えられる。例えば酸素濃度が大きく変化すると今まで溶解していたイオンが酸化物のコロイドとなる可能性があるし、pHの変化によってコロイドが生じる可能性もある。このため、コロイドを評価するためのサンプルは、現地の地下水の状態を変えずに実験室に持ち込んだ上、状態を変えないことを留意しながら評価をしていく必要がある。さらに、「採水する」という行為自体がコロイドを生じさせる可能性がある。これは、採水時の揚水によって生じた流れや圧力差により、沈殿していたコロイドが液中に放出されたり、岩石表面の風化した層が剥がれてコロイドになったりする可能性があるためである。このため、採水した地下水は上記のように「採水によって生じた」コロイドが含まれる可能性を考慮する必要がある。

本試験では、地下水を原位置でステンレス製のボトルに封入する「封圧採水」をした溶液をサンプルとして用いた。サンプルは北海道幌延の浜里地域で採取されたものを用いた。実験室においては、アルゴンガスを封入したグローブバッグを準備し、溶液が空気中の酸素に可能な限り触れないよう、留意してガラスビンに移し、作業は基本的にアルゴンガスで置換されたグローブバッグの中で実施した。

- ・ グローブバッグの準備：グローブバッグの中をアルゴンガスで十分に置換し、バッグ内の酸素濃度を低減した。さらに、ポリ袋の中にガラスビンを準備し、ガラスビンおよびポリ袋の中身をアルゴンガスで置換した。
- ・ ボトルからの水の取り分け：アルゴンガスで中を置換したガラスビンアルゴンガスで満たしたポリ袋に入れ、さらにアルゴンガスを流して袋が大気に対して正圧になるようにした。その状態で採水ボトルに 6 mm のテフロンチューブを取り付け、チューブの先端をガラスビンの中に入れて、静かにボトルのcockを開けた。ガラスボトルに地下水を入れた後、ヘッドスペースを十分にアルゴンガスで置換してフタを閉じ、ガラスボトルをグローブバッグ内に入れた。
- ・ ろ過および限外ろ過：ガラスビンに採取した地下水をグローブバッグ内で開け、1 mL を採取して予め 1% 硝酸 9 mL を添加したポリエチレンボトルに入れた。さらに、孔径 0.45 μm のフィルタ（ろ紙の素材は親水性 PTFE）および限外ろ過フィルタユニット（分画分子

量 10,000) でろ過し、それぞれのろ液 1 mLを9 mLの硝酸を予め添加したポリエチレンボトルに入れた。

- ・サンプルの静置：大気中とアルゴン雰囲気下で1週間サンプルを静置した。この操作によって、採水時に物理的に生じたコロイドはある程度沈降することが期待された。また、大気で静置したサンプルと比較することにより、コロイド評価における酸素の影響評価を試みた。1週間の静置後、再度、ろ過無し、0.45 μm のフィルタでろ過したろ液、限外ろ過フィルタでろ過したろ液を採取し、硝酸で希釈した。
- ・分析：それぞれ準備した溶液における、B・Si・Fe・Sr・Li・Rb・Ba・Al・Cr・As・Sr・Cs・Mn・Cuの濃度を分析した。

7.3 結果と考察

空気中で静置した地下水とアルゴン雰囲気下で静置した地下水の外観を図 7-1 で比較した。図から分かるように、大気中で静置した場合とアルゴン雰囲気下で静置した場合は、地下水の色が大きく異なっており、酸素が地下水の水質に影響を与えていることが目視でも示唆された。さらに、アルゴン雰囲気下で静置した地下水では黒色の沈殿が確認され、空気中では赤色に近い沈殿が確認された。これはそれぞれII価およびIII価鉄の沈殿であると考えられ、溶液変色の主要因は鉄イオンの酸化である可能性がある。

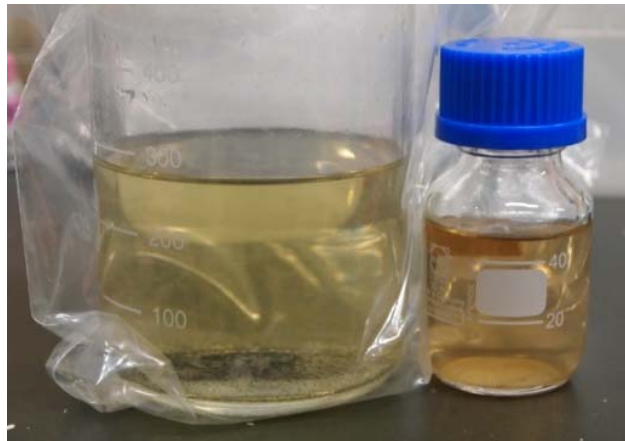


図 7-1 アルゴン中（左）と大気中（右）で保管した地下水の外観の比較

さらに表 7-1 では、ろ過前後および静置前後での各元素濃度をまとめた。岩石や岩石が風化した粘土を起源とするコロイドが生じている場合、Si・Al・Fe等の濃度がろ過前後で異なることが考えられる。しかし、Si濃度は全ての条件においてほぼ同程度の濃度を示した。Alイオンは0.45 μm 前後のろ過で濃度が異なっていたが、極めてわずかな濃度減少であった。このため、岩石を起源とするコロイドは、対象とした地下水には顕著ではないと考えられた。一方、ろ過前後で大きく濃度が変わった元素としてFeおよびCuが挙げられる。Feについて見ると限外ろ過前後での濃度差が大きく、0.45 μm ～分画分子量 10,000の大きさのFeコロイドが多く存在していることが示唆された。今回の分析で得られたFe濃度は、例えば幌延立坑で取得した地下水におけるFe濃度(50 $\mu\text{g/L}$ 前後)と比較して20倍以上の濃度であり、サンプル容器として用いているステンレス容器から溶出したり、研磨の際の微粒子が付着したりという影響を観察している可能性がある。銅濃度についてもろ過前の濃度が高く評価されていることから、人工的な金属の影響が顕著であるという傾向が共通していることが分かる。

今回のサンプリングからサンプルに用いたステンレス容器から発生するコロイドの影響が顕著であることが分かった。このため、容器については微粒子が除去できるようにさらに念入りに洗浄する、あるいはステンレスの内部をテフロンでコーティングするなどの変更が必要であると考えられる。

容器を静置した効果については、不活性ガスで静置した場合に最も影響が大きかったのが銅およびクロムを含むコロイドであり、これらの濃度が減少した。前述のFeとの整合性を考えると、ステンレス容器から生じたFe・Mn・Cu・Crを含むコロイドの一部は、採水時に容器表面から生じ、その一部はコロイドとしての安定性がなく沈降したものと考えられる。一方、酸素共存下で静置した場合には、Fe濃度のろ過による低下が顕著であり、酸化してFe(III)となった鉄イオンが水酸化鉄(Fe(OH)₃)などの形でコロイドを形成するものと考えられる。

本研究の結果から、対象とした地下水には顕著な量の岩石や粘土由来のコロイドは見られなかった。一方で、サンプリング容器から溶出したと考えられるFeを中心とした金属由来のコロイドが多く観察された。コロイドを評価するための技術として、コロイド成分が溶出しにくい容器を作製することが必要とされると考えられる。岩石由来の天然コロイドが顕著に検出されなかったのは、塩濃度が高い地下水に共通のことか、対象とした地下水特有の性質かを判断することは、今回の試験だけでは困難であるが、将来的に日本の地下水におけるデータを蓄積することで、核種移行に影響をあたえそうなコロイドの種類を特定することができるかもしれない。

表 7-1 ろ過前後の元素濃度

元素	ボトルから出した 直後に採取			1週間 アルゴン中で静置			1週間 大気中で静置		
	NF	0.45	UF	NF	0.45	UF	NF	0.45	UF
B(mg/L)	11.7	11.7	11.3	11.7	11.6	11.4	11.6	11.6	11.5
Si(mg/L)	40.0	39.8	38.4	41.9	39.5	39.5	39.6	40.0	44.7
Fe(μg/L)	6,590	5,610	3,740	5,940	5,360	4,590	4,800	1,590	734
Sr(μg/L)	4,330	4,290	4,260	4,300	4,300	4,180	4,220	4,170	4,190
Li(μg/L)	1,240	1,250	1,240	1,270	1,260	1,240	1,260	1,250	1,230
Rb(μg/L)	183	182	182	182	181	180	180	181	183
Ba(μg/L)	1,370	1,370	1,300	1,380	1,360	1,310	1,320	1,150	1,150
Al(μg/L)	28.7	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Cr(μg/L)	101	92.9	90.8	93.3	92.9	90.6	92.7	75.4	77.9
As(μg/L)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Se(μg/L)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Cs(μg/L)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Mn(μg/L)	136	127	123	126	125	122	126	120	121
Cu(μg/L)	44.4	40.0	30.6	33.5	<25	<25	<25	<25	<25

8. 参考文献

- Aggarwal PK, Araguas-Araguas L, Choudhry M, van Duren M, Froehlich K. (2014) Lower groundwater ^{14}C age by atmospheric CO_2 uptake during sampling and analysis. *Groundwater*, **52**, 20–4.
- Corcho Alvarado JA, Paces T, Purtschert R, (2013) Dating groundwater in the Bohemian Cretaceous basin: understanding tracer variations in the subsurface. *Applied Geochemistry*, **29**, 189–98.
- Dorsett A, Cherrier J, Martin JB, Cable JE, (2011) Assessing hydrologic and biogeochemical controls on pore-water dissolved inorganic carbon cycling in a subterranean estuary: a ^{14}C and ^{13}C mass balance approach. *Marine Chemistry*, **127**, 76–89.
- Dulinski M, Rozanski K, Kuc T, Gorczyca Z, Kania J, Kapusta M, (2013) Evolution of radiocarbon in a sandy aquifer across large temporal and spatial scales: case study from southern Poland. *Radiocarbon*, **55**, 905–19.
- Geckeis H, Grambow B, Loida A, Luckscheiter B, Smailos E, Quinones J, (1998) Formation and stability of colloids under simulated near field conditions. *Radiochimica Acta*, **82**, 123-128.
- Nakata K, Hasegawa T, Iwatsuki T, Kato T, (2016) Comparison of ^{14}C collected by precipitation and gas-strip methods for dating Groundwater. *Radiocarbon*, **58**, 491-503.
- Penrose WR , Polzer WL , Essington EH , Nelson DM, Orlandini KA, (1990) Mobility of plutonium and americium through a shallow aquifer in a semiarid region. *Environmental Science and Technology*, **24**, 228–234.
- Sun L, Perdue EM, McCarthy JF, (1995) Using reverse osmosis to obtain organic matter from surface and ground waters. *Water Research*, **29**, 1471-1477.
- Sültenfuß J, Purtschert R, Führböter JF, (2011) Age structure and recharge conditions of a coastal aquifer (northern Germany) investigated with ^{39}Ar , ^{14}C , ^3H , He isotopes and Ne. *Hydrogeology Journal*, **19**, 221–36.
- Thurman EM, Malcolm RL, (1981) Preparative isolation of aquatic humic substances. *Environmental Science and Technology*, **15**, 463-566.
- Wassenaar L, Aravena R, Hendry J, Fritz P, (1991) Radiocarbon in dissolved organic carbon, a possible groundwater dating method: case studies from western Canada. *Water Resources Research*, **27**, 1975-1986.

Appendix VIII

国内鉱山の事例

1. 釧路コールマイン(1/4)

1. 表題	化石海水の同定法の提案 －太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価－
2. 著者	馬原安典（京都大学原子炉実験所），中田英二，大山隆弘，宮川公雄，五十嵐敏文，市原義久，松本祐之
3. 投稿先	地下水学会誌，Vol.48, No.1, pp.17-33 (2006)
4. 概要	地下の岩盤中で生成される塩素 36 の放射平衡の議論を基にした地下水年代評価と安定同位体データを基に地下水起源の情報を加味した化石海水の同定手法を提案。
5. 方法	<p>5.1 地質概要：中生代の上部白亜紀の根室層群（主に左岩、頁岩互層）を基盤とし、新生代の古第三紀の浦幌層群（主に砂岩、泥岩互層）、新第三紀の厚内層群（主に凝灰質砂岩）が層をなし、第四期更新世の釧路層群（主に未固結の礫、砂、泥）が分布。</p> <p>5.2 調査対象：釧路炭鉱（太平洋炭鉱）の坑内水と自噴地下水</p> <p>5.3 水質分析元素：Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺</p> <p>5.4 分析項目：水素・酸素同位体比（δD, $\delta^{18}O$）、溶存 He 濃度、He/Ne 比、⁴⁰Ar/³⁶Ar 比、塩素の放射性同位体比（³⁶Cl/Cl）</p>
6. 結果	<p>6.1 一般水質</p> <ul style="list-style-type: none"> EL-200m 以浅には、淡水領域が広がり、EL-450m までの深度に淡水層から塩水域に代わる漸移帯（汽水域）が存在し、この深度に塩淡境界が存在する。 自噴地下水は、坑道レベルから下に 100～300m ほど深い位置に存在し、坑道内の他の坑内水から隔離されていることから、化石海水と想定されている。 <p>6.2 地下水の起源の推定（水素・酸素同位体比）</p> <p>釧路炭鉱の坑内水は、陸域からの天水、自噴地下水、塩化物イオン濃度の高い坑内水の 3 成分混合系によって形成されていると考えられる。</p> <p>6.3 地下水滞留時間の推定（放射性同位体比（³⁶Cl/Cl））</p> <ul style="list-style-type: none"> 間隙水の ³⁶Cl/Cl を測定して、その値と解析的に求めた平均的な岩盤中の放射平衡 ³⁶Cl/Cl 比を比較することによって間隙水の年代が 200 万年を経過したものかどうか判断が可能となる。 浅層の淡水系の坑内水の ³⁶Cl/Cl は、通常の浅層地下水と一致している。一方、塩化物イオン濃度が高い地下水の内、自噴地下水の ³⁶Cl/Cl は放射平衡に達していることから、200 年以上経過していると判断される。 <p>6.4 地下水年代の傍証（溶存希ガス）</p> <p>溶存 He 濃度、He/Ne 比から、この地域が火山活動の盛んな地域から離れて、安定していることを示唆している。⁴⁰Ar/³⁶Ar 比から、地下水の滞留時間は非常に長い傾向があることがうかがえる。</p>
7. 沿岸海底下等における地層処分への適用性	<p>釧路炭鉱での調査・評価結果を基に、滞留時間と地下水起源に関する評価項目を加え、下記に示す「化石海水判定基準」を提案。</p> <ol style="list-style-type: none"> トリチウム検出の有無の確認→浅層地下水の混入による核実験からの影響を排除 陽・陰イオンの濃度の増減とイオン濃度比の変動 安定同位体比と塩化物イオン濃度との相関→地下水の起源 ³⁶Cl/Cl 比と塩化物イオン濃度の相関→滞留時間 溶存ガス（主に He）濃度の地下水の大気平衡量からの増加と、He や Ar 同位体比の大気平衡値からの平衡

1. 釧路コールマイン(2/4)

1.表題	太平洋炭鉱における切羽出水に関する研究（第1報） －出水状態の観測および対策について－
2.著者	佐藤 進（太平洋炭鉱株式会社釧路炭業所）
3.投稿先	日本工業会誌, Vol.73, No.827, pp.277-283 (1957)
4.概要	釧路炭業所では、昭和11年以来度々、切羽の下盤から出水が起こり、最近に至っては、稼行深度の増加について出水規模も増大し、切羽・坑道を水没し、当炭の深部採掘には重要な問題となってきた。本報告では、出水現象の観測に基づき考察した。
5.経緯など	<ul style="list-style-type: none"> ・昭和22年に海底区域の採掘が開始され、昭和27年に左五片ロングで7.0m³/minの大出水が起こり、切羽を放棄した。ついで、昭和29年、第三本坑道卸9・10ロング（深度・250m）でも7.0m³/min以上におよぶ出水が起こり、切羽を放棄、切羽面を切替えて採炭を行った。 ・水質分析は昭和23年頃から始められ、下盤湧水は化石湧水と判断された。Clは2,000～9,000mg/l、Caは500～3,000mg/lを示し、Mg、SO₄はともに痕跡程度という特徴ある水質を示した。
6.まとめ	<ul style="list-style-type: none"> ・切羽出水をもたらす含水層は、本層下約30mから50mに至る間の厚さ約20mの粗粒砂岩層と思われる。 ・湧水は化学的に特徴顕著な塩水で、化石水と思われる。 ・出水量も深度の増加について増大し、一出水孔はおのおのの特有の双曲線に近い減衰曲線を持って減衰する。 ・出水をもたらす水は含水層の割れ目中に貯留されている水であり、水の流動も主としてこの割れ目を通じて行われる。 ・これらの水は採掘に伴う計画的な水抜を行うことによって経済的な管理が可能である。

1. 釧路コールマイン(3/4)

1. 表題	太平洋炭鉱における切羽出水に関する研究（第2報） －水抜井による含水層の観測と出水対策について－
2. 著者	佐藤 進（太平洋炭鉱株式会社釧路鉱業所）
3. 投稿先	日本工業会誌，Vol.75, No.851, pp.306-312 (1959)
4. 概要	釧路鉱業所では、1955年8月より炭層下盤中に水抜井の施工を開始し、含水層の性状、厚さ、水質、水量、水温、含水層圧力、溶存ガス等について観測を行ってきた。現在までに10孔井を終了、引き続き観測を行っている。大出水の原因となる主要な含水層は白亜紀層中にあることが判明してきた。
5. 経緯等	<ul style="list-style-type: none"> ・水抜井を設置し、孔井口で湧水量を測定した。夾炭層基底部の含水層では、0.01～0.20m³/min の、白亜紀層中では、1.40～2.00m³/min の湧水量を示した。 ・水抜井の水質について、湧水量の少ない水抜井はClが急速に低下し、得意なパターンを示した。
6. まとめ	<ul style="list-style-type: none"> ・含水層は、春採夾炭層基底部と白亜紀層中にあり、前者に比較して、後者の方がはるかに規模は大きく、大出水は白亜紀層中の含水層に起因している。 ・含水層は裂隙型で、特定の層位に分布し、相当な連続性をもっている。 ・含水層圧力は深度の増加に伴って上昇するが静水圧に対してはほぼその60%である。 ・含水層中のClは深度に相関して上昇を示し、白亜紀層中の含水層よりの出水は、深度の増加に伴って、Cl上昇の幅が減少している。 ・湧水中の溶存ガスはガス比0.30を示し、孔井口分離ガスのCH₄濃度は93%を示す。

1. 釧路コールマイン(4/4)

1. 表題	太平洋炭鉱における切羽出水に関する研究（第3報） －含水層と含水層中の貯留ガスについて－
2. 著者	佐藤松男、佐藤 進（太平洋炭鉱株式会社釧路鉱業所）
3. 投稿先	日本工業会誌， Vol.96, No.1108, pp.391-396 (1980)
4. 概要	陸上と坑内からのガスの採取、坑内からの水抜井、切羽出水の観測等によって、多くの観測資料が蓄積され、含水層の性状が明らかとなり、また含水層内の著しい水位地下が認められ、その結果含水層内のメタンガスの貯留が確認され、約 2,000 万 m ³ のガスが採取され、利用されてきた。 本報告では、含水層の性状とその地域分布および切羽出水との関連、含水層内に形成された遊離ガスの二次鉱床とその資源量の評価、適正ガス採取量等について述べた。
5. 経緯等	<ul style="list-style-type: none"> ・昭和 41 年 8 月春採本坑材料専用卸の掘削時に、ボーリングによって、含水層中の水位が確認され、その時の水位が-265m であった。その後昭和 51 年 3 月中央東 1 片水抜井で-415m が確認された。 ・水位の確認時に、含水層の水のない空洞から、メタンガスの湧出をみた。陸上でガスの採掘井の掘さくに着手し、昭和 42 年 6 月深度 222m で自噴ガス量 7.5m³/min、密閉圧 0.5kg/cm² の孔井が完成し、陸上で昭和 46 年 12 月までに 13 本のガス採取井を掘さくし、この内 11 本が成功した。
6. まとめ	<ul style="list-style-type: none"> ・含水層中の Cl の深度分布は、米町断層・益浦断層間では、地質構造の一般傾向にそった形で分布している。これに反して益浦断層・三津浦断層間の南益浦区域では、等 Cl 線は大きくずれて分布している。 ・含水層の層厚は 40～50m と考えられ、空隙率は、春採区域で約 6%程度である。含水

層を形成する裂隙は、ほぼ水平のものと、70～80° の傾斜をもつものによって形成されている。

- 含水層の水位低下によって形成された空洞中には、化石水から分離したメタンガスが貯留し、遊離ガスの二次鉱床を形成している。
- 現在の貯留ガス量によって 10m³/min(500 万 m³/年)の採取量で、13 年間のガス量をまかなうことができる。

2. 常磐炭田(1/1)

1. 表題	深部地下水の水質形成機構に関する研究（その3） （動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書 PNC TJJ1676 97-001）
2. 著者	地質基礎工業株式会社
3. 概要	常磐炭田は海洋沿岸域における深部地下の地質、地下水データが得られた数少ないフィールドであり、常磐炭鉱の最盛期には、最深部で海水準下 1,200n におよぶ大規模な石炭採掘が行われていた。 常磐炭田地域を対象として、地質、地下水データを収集、分析するとともに、地球化学的手法と水理シミュレーションによって深部地層中の地下水水質の起源や変遷について解析した。水質の解析の結果、常磐炭田地域における深部地下水のほとんどは、海水を水質の起源とする混合水であることが推定され、一部の地下水は数十年前の地表水の混合したものが見られる一方で、化石海水の特徴を示す地下水の存在も明らかになった。水理シミュレーション解析の結果、坑内湧水量や再冠水後の水位回復がおおむね再現でき、この広域モデルによる解析は人工改変による地下水流動系の変化を把握する手法として有効であることが認められた。
4. 常磐炭田地域の特徴	<ul style="list-style-type: none"> ・ 本地域は、陸域浅部および深部の地質・地下水情報や海域の地質情報が豊富であり、かつ太平洋沿岸地域であるため、第四期の海水準変動に伴う淡水塩水境界の形成、沖積地盤中の貯留水の水質変化など、地下水起源の形成機構や流動機構の解明に関する総合的な情報が得やすい地域である。 ・ 地質構造上、断層群による分断はあるものの、比較的単調な構造であり、水理的にモデル化しやすい。常磐炭鉱は主たる採掘対象となった石炭層がほとんど1層だけであったため、掘削坑道もほぼ1層準に限られ、坑道の構造が水理的にもモデル化しやすいという特徴がある。 ・ 炭層探査や立坑掘削による深部地下の地質構造のデータもある程度揃っているため、地下構造をモデル化する上で重要な情報源となっている。
5. 地形	<ul style="list-style-type: none"> ・ 本地域は、阿武隈山地の東縁に発達する NW-SE 方向の数本の断層によって分断された山地と丘陵、この間に広がる低地および海岸平野から成る。これらは、小規模面積の地形単位がモザイク状に相接した配列を呈し、大局的には西部山地とこれに続く丘陵間に3つの低地が隔てられて配列し、低地から狭い谷底平野を経て海岸平野に続く地区と丘陵がそのまま海岸線にまで達する地区とからなる。 ・ 海岸地域には一部海岸段丘面の発達が見られるが、北部の双葉地区、あるいは多賀地区の段丘に比べて全体としては明瞭でない。河岸段丘は夏井川、藤原川、などの河川に沿って小規模ながら広い範囲に分布している。これら段丘や丘陵から海岸にかけては沖積層に覆われた低地がひろがっている。成因的には谷底低地と海岸平野に分けられ、これら沖積低地には埋設段丘が認められ、埋設段丘下の洪積層も区分されている。
6. 地質	<p>6.1 陸域の地質 常磐炭田は現在の「いわき湯本温泉」の名で知られるように、温泉水の湧出が特徴的である。炭鉱の深部開発に伴って温泉水の湧出が障害となった。本地域には、白亜系、阿武隈帯の古期岩類から古第三系、新第三系、第四系に至る多くの地質が分布する。</p> <p>6.2 地質構造 常磐地区の主要な断層は、二ッ箭断層群、赤井断層群、白坂断層群、鳥籠断層群、湯の岳断層群、山田断層群などがあげられる。これらの断層は、常磐炭田の石灰層を分断し、それぞれに分離した多くの炭鉱、坑口を開削する結果をもたらしている。</p> <p>6.3 海域の地質 常磐沖には列島伸張方向に平行な長軸を持つ第三紀層の堆積盆地（常磐沖堆積盆地または阿武隈堆積盆地と呼ばれる）が存在し、この中心部に向かって地層が厚化している。同堆積盆地は、その東方を阿武隈リッジと呼ばれる白亜系またはそれより下位の地層から成る基盤岩の背斜部に東側を限られている。常磐沖堆積盆地およびリッジの</p>

	<p>大部分は大陸棚上に位置する。さらにこのリッジの東方には外側堆積盆地があり、新第三系や第四系が基盤岩を覆っている。</p>
7. 常磐炭鉱の概要	<p>7.1 主要構造</p> <p>石炭層はほぼ一定に東傾斜で分布し、大きな断層により分断されて発達している。昭和 46 年の磐城鉱業所閉山時に残されていた主要坑は、内郷綴坑など 7 坑道である。閉山は東部鉱が 1971 年、西部鉱が 1976 年である。坑道は現在 (1997 年)、坑口部あるいは坑道途中でコンクリート等により閉塞されている場合が多い。坑内はすべて水没していると考えられる。立坑は幾つかが閉塞されずに残っており、現在でも水位の回復状況の観測を一部で行っている。</p> <p>7.2 坑道および坑内地下水の現状</p> <ul style="list-style-type: none"> ・坑内水は、他の炭鉱にみられない出水量と高温温泉水に特異性があり、操業上著しい影響があった。最盛期の坑内からの排水量は毎分 120m²にも及んだ。 ・炭鉱閉山直前の地下水位 (坑内での水頭水圧) は最大で海水準下 600m 以下にまで低下していたという記録があるが、立坑で観測される水位は現在 (1997 年) までに徐々に回復し、海水準下数十 m 程度となっている。 ・常磐炭鉱における石炭の総採掘量は約 8500 万 t、広義の常磐炭田地域全体では約 21000 万 t となっている。空洞容積はおよそ 1 億立方メートル以上と推定され、坑道は空洞のままかあるいは掘削ズリにより埋め戻された状態で、現在 (1997 年) も残存していると考えられる。

<p>8. 水理・水質データの整理および解析</p>	<p>8.1 水質分析データの整理</p> <ul style="list-style-type: none"> ・坑内からの高温の地下水の出水により、水没事故やコストの増大などの問題があり、坑内水の出水原因や予測が非常に重要視され、坑内水の水質や水圧等に関するデータが多数収集された。 ・水質データは、分析地点の大多数が石灰層に沿う坑道の深度周辺に集中し、三次元的な分析位置としては偏りがある。また採掘時期が相対的に新しい地域に分析データが集中する傾向がある。また、切羽近くでの一時的分析データがほとんどである。 ・解析に用いるデータ項目は、Cl, SO₄, HCO₃, Na, K, Ca, Mg, Br, I である。 ・坑道付近の地質構成は、炭層の上位に安定した石城層の砂岩帯が厚く分布し、その下位に石炭層や泥岩などから成る泥岩帯が分布し、さらに下位には石城層の基底部を含む砂岩・礫岩帯や白亜系は分布している。この中間の泥岩帯が上下の地下水帯を分ける形態となっていることから、坑内地下水は、炭層の「上盤側」の地下水と「下盤側」の地下水とに区分して整理した。 <p>8.2 坑内地下水の水質解析</p> <p>(1)ヘキサダイアグラム 鹿島坑でイオン濃度の高い坑内地下水は Ca-Cl 型であり、それ以外の坑内水は Na-Cl 型となっている。一般的に水質タイプとしては Na-Cl 型であり、西部鉱で相対的に高濃度であるという特徴がみられる。また、内郷鉱では、CaSO₄ 型の地下水が見られる。</p> <p>(2)トリリニアダイアグラム <ul style="list-style-type: none"> ・内郷坑地区では、NaSO₄ 型から CaSO₄ 型の地下水が多い。海水の構成に比べ、陽イオンでは Mg が少なく、上盤の地下水では Ca が多い傾向がある。陰イオンでは全体に SO₄ が多く、また上盤の地下水に HCO₃ の比率がやや多いものがあり、下盤では Cl や SO₄ で構成されるものが多い。 ・内郷坑以外の地区ではおおむね似通った特徴を持つ地下水であり、内郷坑に比べ HCO₃ が少ない。NaCl 型から CaCl₂ 型の地下水が多い。また海水の構成に比べ、陽イオンでは Mg が非常に少なく、上盤の地下水では Ca が多い傾向が、また下盤側では Na がさらに多い傾向が一般に見られる。西部坑では Mg が少なくかわりに Ca が多い点を除いて海水の組成に近い特徴の地下水である。 </p> <p>(3)イオン濃度などの分布</p> <p>①Cl⁻ 高濃度の分布が鹿島坑の東部から南部、湯本六坑の南部、新磐崎坑の上盤側の湧水にみられる。内郷坑は全般に濃度は低い。</p> <p>②SO₄²⁻ 内郷坑で全般に硫酸イオン濃度が高濃度となっている。</p> <p>③HCO₃⁻ 内郷坑においては高濃度のものがそろっている。</p> <p>④Na⁺ 新磐崎坑に特異的に高い濃度のものが見られるが、その他の地域では上盤で 1000～2000mg/l のおおむね同程度の濃度の分布となっている。</p> <p>⑤pH 分布 全体的に pH7 から 9 のアルカリ性のものが増えている。また湯本五坑、鹿島坑、湯本六坑では pH9 以上の地下水が部分的にみられる。</p> <p>⑥温度分布 浅部から深部に向かって高温になる傾向となっているが、同じ海水準下 600m 付近の地下水でも西部坑のものがほとんど 60℃以上となっており、他坑に比べ高温である。</p>
	<p>8.3 環境同位体分析</p> <p>(1)立坑からの坑内水の採取 現存する西部立坑内において、現位置サンプラーによる地下水採取を行った。水質分析の結果、立坑内の水質は深度に関わらずほとんど同じで NaCl タイプであった。</p>

8.4 地下水起源の考察

(1) 坑内水の水質区分

①相対的に深度が浅い (SL-200 から 600m) にもかかわらず、 SO_4 イオンが 2000ppm 以上と高い濃度を示す→内郷坑、湯本五坑の一部の湧水

【海水、化石海水以外の SO_4 イオンの供給、炭層起源のイオウが想定】

②非常に Cl 濃度の高い (5000~10000ppm) Ca-Cl タイプ→鹿島坑、湯本六坑、新磐崎坑の上盤湧水

【一般的な化石海水の特徴を示し、その起源として化石海水の可能性が示唆】

③Cl 濃度 1000~2000ppm 程度の湧水→西部坑、湯本六坑の下盤からの湧水

【海水起源の Cl が地表から浸透した地下水と混合】

①と②の水質タイプは相対的に局所的な地下水流動を反映、③は特に岩盤部での地下水流動に係る塩淡境界面の実態を反映したもの。

(2) 炭鉱掘削、再冠水に伴う水質変動

炭鉱掘削時の直近の位置での坑内地下水の水質と、閉山・再冠水後の立坑内の地下水との水質を比較した。昭和 41 年 12 月の坑内水にくらべて、現在の立坑の坑内水は、溶存イオン濃度が半減するとともに陽イオンでは Ca の割合が減少し、陰イオンでは SO_4 や HCO_3 の割合が増加している傾向が読み取れる。この水質の変化は、地表からの浸透水の混合比率が増加していることを示しているものと考えられる。

(3) Cl イオンの起源

常磐炭坑における化石海水の安定同位体比の測定結果はないが、化石海水は、長期間海水が地層中に閉じ込められた結果周辺の岩石との同位体交換反応により酸素同位体が 2 から 20%程度重くなっていることが指摘されている。今回の測定結果には、このような酸素同位体比が重くなる傾向が見られないことから、今回確認された温泉水の Cl の起源としては、現海水と考えることが妥当と思われる。

(4) 塩淡混合の実態とその空間分布

- ・常磐炭田周辺の温泉水は現海水と地域の降水を主体とする地表付近の浅層地下水の交合したものである。
- ・OT.U.の海水と地表の浅層地下水が混合したものと仮定し、測定された温泉水のトリチウム濃度をもとにそれぞれの温泉水を構成する地下水のトリチウム濃度（地下水年齢）を二成分系の混合モデルにより評価できる。その結果、常磐地域の温泉水は 50 年より古い年齢の海水と 10~40 年程度の年齢を持つ地表付近の浅層地下水が混合して形成されたものと考えられる。
- ・常磐炭坑坑内水のうち、その起源が現海水と地下水の混合水と考えられる③の西部坑、湯本六坑ほかの下盤からの湧水（Cl 濃度 1000~2000ppm 程度）について、その Cl 濃度について重ね合わせると、湯本温泉、西部立坑、草木地区、石森地区などの内陸部の温泉水の Cl 濃度は、坑内水の Cl 濃度とよく整合しており、何れも現海水と地下水の混合水であることを支持している。
- ・沿岸部の温泉水まで含めた Cl 濃度の分布から、沿岸部に向かって濃度上昇する塩淡境界面の存在状態が濃度分布として示される。海水の Cl 濃度を 19000ppm とした場合、Cl 濃度 10000ppm のコンターが海水混入率約 50%のゾーンと判断される。採水深度と Cl 濃度の関係図を外挿することにより、19000ppm に相当する海水のフロントは、深度およそ 1100~1800m 付近に存在しているものと推定された。

3. 池島炭鉱(1/1)

1. 表題	島嶼の塩淡境界に関する研究－長崎県池島炭鉱における地下水塩淡境界－										
2. 著者	小野雅弘、田中和弘（山口大学）、中田英二（電中研） 飯島幸雄（三井松島リソース㈱）										
3. 投稿先	日本応用地質学会 平成 15 年度研究発表講演論文集, pp.183-186 (2003)										
4. はじめに	地質構造の影響を考慮し、実データに基づいた地下水塩淡境界の実態の解明を本研究の目的とした。										
5. 池島炭鉱の概要	<ul style="list-style-type: none"> 池島は、長崎県西被杵半島の西方約 6km に位置する東西 1.5km、南北 4km の島である。坑道の最深部は海底下 650m、維持坑道長は岩石坑道約 68km、沿道坑道約 32km、計約 100km である。 平成 13 年の松島炭鉱株式会社池島炭鉱の閉山にともない第一斜坑を除いて閉鎖されており、坑道のほとんどは水没してしまった。 										
6. 池島の地質概要	<ul style="list-style-type: none"> 島のほぼ全域は新第三紀玄武岩で覆われ、古第三紀堆積岩は島の北部にわずかに見られるのみである。 島の中央部には落差 80m の池島断層が、北部沿岸には落差 60m の前曾根断層が存在する。断層は共に南落ちの正断層で前曾根断層と第一斜坑は海底下約 180m で交差する。 										
7. 岩盤の透水性の検討	<p><u>7.1 坑内での透水性についての検討</u></p> <p>坑内には湧水が集中する範囲と全く見られない範囲がある。坑内での簡易的な湧水量調査等と、第一斜坑掘削当時のグラウト工事における、間隙水圧、湧水量、セメント注入量、セメント注入圧力など測定データの整理を行い、湧水量と地質との関係について検討を行った。</p> <p><u>7.2 結果</u></p> <ul style="list-style-type: none"> 崎戸層は、湧水量、及びセメント注入量が少なく注入圧は大きいため、透水性は極めて低いと考えられる。板浦層、蛸浦層は、一部断層周辺を除けば、低いと考えられる。 一方、徳万層は、湧水量、セメント注入量が大きく透水性が高いと考えられる。 										
8. 水質調査	<p><u>8.1 調査方法</u></p> <p>坑内の湧水箇所について電気伝導率計を使用した現地計測を行うとともに、採取した地下水の主要成分について一般水質分析を実施した。</p> <p><u>8.2 電気伝導率による地下水の水質区分</u></p> <table style="margin-left: auto; margin-right: auto;"> <thead> <tr> <th></th> <th style="text-align: center;">標高</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>A タイプ : 0~0.2S/m</td> <td style="text-align: center;">+50m~+10m</td> </tr> <tr> <td>B タイプ : 2/0~3.0S/m</td> <td style="text-align: center;">+10m~-10m</td> </tr> <tr> <td>C タイプ : 3.0~5.0S/m</td> <td style="text-align: center;">-10m~-230m</td> </tr> <tr> <td>D タイプ : 3.0~4.0S/m</td> <td style="text-align: center;">-230m~</td> </tr> </tbody> </table>		標高	A タイプ : 0~0.2S/m	+50m~+10m	B タイプ : 2/0~3.0S/m	+10m~-10m	C タイプ : 3.0~5.0S/m	-10m~-230m	D タイプ : 3.0~4.0S/m	-230m~
	標高										
A タイプ : 0~0.2S/m	+50m~+10m										
B タイプ : 2/0~3.0S/m	+10m~-10m										
C タイプ : 3.0~5.0S/m	-10m~-230m										
D タイプ : 3.0~4.0S/m	-230m~										

9. 考察	<ul style="list-style-type: none"> ・ 現海水においては、一般的に Cl-/Na⁺比は約 1.5 を示し、Mg²⁺を多く含むとされる。現地で採取した試料における海水の Cl-/Na⁺比は 1.49、Mg²⁺濃度は約 1300ppm。 ・ 海水と淡水型地下水が混合すると仮定した場合、Cl-/Na⁺比は海水と同じ約 1.5 に近くなると推測されるが、C1 タイプ以外は本来の海水の組成から大きく異なっている。 ・ C1 タイプの地下水は、淡水と減海水が混合した地下水と考えられ、地層中に滞留している時間は少ない。 ・ D タイプの地下水は、堆積当時に間隙中に閉じ込められた水が現海水と置き換わることなく岩石と長時間反応した化石海水起源の地下水。 ・ C2 タイプの地下水の Cl-/Na⁺比は海水よりも大きく、Ca²⁺濃度は C1 と比べて多い。原因として、セメント注入による Ca²⁺の地下水への溶解が考えられる。
10. 池島の塩淡境界について	<ul style="list-style-type: none"> ・ 第一斜坑内においては淡水の影響がほとんど及んでいない。 ・ A タイプの地下水は、降雨によってもたらされた後、玄武岩中の割れ目に沿って流れるため、流速が速く、海面付近に地下水面を形成する。 ・ 地層中での滞留時間の長い D タイプの地下水は崎戸層に分布している。-240m 以深の透水性の低い層には、現海水、及び海水準変動の影響を受けていない化石海水が存在するものと考えられる。
11.まとめ	<ul style="list-style-type: none"> ・ 池島沿岸海底下に分布する地下水 池島沿岸海底下には大きく分けて 4 つの水質タイプが存在した。その水質は、電気伝導率により 4 つに区分され、ヘキサダイアグラム、2 変数解析などの結果から、各タイプの地下水の起源を明らかにした。 ・ 池島沿岸海底下における地下水塩淡境界 池島坑内に分布する地質の透水性と、そこから湧出する地下水のタイプには関係が見られる。池島炭鉱における透水性と地質性状、そこに湧出する地下水の水質分析から、池島沿岸海底下における地質構造を考慮した地下水塩淡境界モデルを作成した。

Appendix IX

海外情報収集

(フィンランドに関連する溶液型グラウト文献のまとめ)

1.はじめに

本資料は、溶液型グラウト（コロイダルシリカのグラウト）に関し、海水環境下における影響に着目し、フィンランドにおける最新研究、室内試験、適用実績等についての文献をまとめたものである。なお、本資料は、日本原子力機構が清水建設に委託し、清水建設がフィンランドの Saanio & Riekkola 社（岩盤設計および地層処分技術を扱うフィンランドのコンサルタント会社）の Heikki Saarikivi 氏と Olga Boustani 氏の協力を得て作成したものである。

2.文献調査結果の概要

ここでまとめた文献のほとんどは、Olkiluoto の ONKALO 特性調査施設（オンカロ）に関連して POSIVA により実施されたものである。オンカロは、将来フィンランドの地層処分場の一部となる予定である。また、フィンランドが携わった一般土木工事のプロジェクトとして、スウェーデンの Nygård tunnel を示したが、ここでは、溶液型グラウトの値段が高いこと、材料廃棄率が高いこと、溶液型グラウトのための注入設備がないことなどから、効率的・実用的ではないと評価されている。

オンカロは、2004 年に建設を開始している。建設開始前に、主な課題は地下水位の降下と地表水が施設に湧水が発生すること、さらにそれに伴う深層の塩水環境の地下水（化石水）が上昇することとされ、地下施設への湧水を防止する手法は、岩盤グラウチングであると決定された。このため、オンカロでは下記の通り非常に厳しい許容湧水量が設定されている。

- ・立坑 1 本あたり： 5 L/min
- ・坑道 100m あたり： 1～2 L/min

このように、オンカロでは許容湧水量が非常に厳しいため、100 μ m より小さい岩盤亀裂をグラウチングすることが研究開発の対象となり、セメントグラウトよりも優れた浸透性能から溶液型グラウトを使用するようになった。また、長期安全評価、環境面、使用材料の長期耐久性などの観点から、グラウト材料としては「低 pH セメント」および「溶液型グラウト」の二種類が今後の研究対象とされていることが分かった。

これらの試験で適用されてきた溶液型グラウトの製品名は、最初は Eka Gel EXP36 であり、次に Meyco MP320 であり、現在は BASF 社によって販売されている MasterRoc MP320 である。

溶液型グラウトのコロイドが放射性核種の収着に与える影響も研究されている。ただし、溶液型グラウトの長期安定性はまだ明確ではなく、シリカが長期にわたり溶脱する影響を無視することはできないとされている。また、EBS システムで使用されるベントナイト緩衝材は、コロイドの潜在的な供給源であると考えられるため、ベントナイトと溶液型グラウトの相乗作用は不明とされている。コロイド媒介して放射性核種の移行に関しては、地化学環境におけるコロイド安定性および移動性に依存するのではないかとされている。また、Olkiluoto では地下水が「やや塩水環境下」から「塩水環境下」に分布していることが分かっているなかで、イオン濃度が高い地下水への溶液型グラウトからのコロイド流出は懸念されていないが、氷河の融水に受ける影響を考慮する必要があるとされている。

本資料に含まれる B+Tech 社による 2010 年および 2011 年の室内試験結果は未公開資料であるが、POSIVA の許可を得て本報告書に載せている。最初に報告されている試験の目的は、塩水系の地下水で試験を行うことによってオンカロの原位置において溶液型グラウトが（塩水の影響を受けて）予測通りにゲル化しないという問題を究明することであり、室内実験により地下水とグラウトとの反応状況を確認した。得られた結論は、溶液型グラウトの原位置で挙動は単純な室内試験では解明できないほど複雑であり、岩盤中の溶液型グラウトと地下水の界面における挙動を把握する必要があるというものであった。そこで、

翌年は溶液型グラウトと地下水の挙動を把握することを目的に、人工的に亀裂を模擬した装置を作成して各種地下水環境下における浸透実験が実施された。しかし、塩水環境下では様々な条件が複雑に絡んでいるため、挙動が解明できず、今後の研究課題とされている。また、当該装置は、様々なグラウト研究に適用できることが分かった。例えば、非対称なものも含めて亀裂が開口する影響や、地下水圧がグラウトのゲル化に与える影響や、地下水が飽和し流動する亀裂に注入する場合のゲルタイムなどの研究である。

近年、POSIVA により溶液型グラウトの注入直前に「淡水注入 (Grouging with fresh water before colloidal silica grouting)」を実施する手法が実証されている。淡水注入の目的は、溶液型グラウトの塩水地下水への影響を防止し、グラウトのゲル化 (ゲルタイム) を予測可能にすることである。実証結果から、淡水注入は溶液型グラウトを大量に消費することを防げるとともに、湧水抑制に効果的なことから非常に有望な手法とされている。

最新の研究では、サンドコラムを用い、塩水環境の地下水 (人工地下水) で満たした場合と水道水で満たした場合に溶液型グラウトを浸透させる実験が実施されている。この研究は、オンカロのデモントネル 2 において溶液型グラウトの実証試験で発生した問題 (ゲルタイムやゲル化の不確実性) を解明することを目的としている。注入時のサンドコラムの観察により、溶液型グラウトと人工地下水または水道水が混ざり合う状況が明確となった。すなわち、「注入時は亀裂内に層流が発生し、地下水がグラウトに置き換わるため、グラウトと地下水の混合が起きない」という仮説を否定するものであった。

溶液型グラウトの注入は岩盤注入の分野ではまだ新しい手法であるが、放射性廃棄物の最終処分施設において湧水を防止するために非常に良い手段であることが証明されていると言える。さらに、低 pH セメントと溶液型グラウトをプレグラウチングで組み合わせる手法が、湧水抑制に最も適しているようである。ただし、溶液型グラウトの塩水環境下における長期安全性やその挙動については完全には解明された訳ではないため、さらなる研究の必要があるとされている。

フィンランドにおける文献の調査結果から留意すべき事項として、バルト海と太平洋の塩分環境の違いがある。すなわち、フィンランドと日本の沿岸域を比較すれば岩盤条件と塩水環境の違いにより地下施設における地下水環境は大きく違う可能性があることに留意する必要があると言える。

次ページ以降に各文献の概要について示す。

【1】 Colloidal Silica-Grouting in Demonstration Tunnel 2 in ONKALO ¹⁾

Abstract

Posiva carried out grouting using colloidal silica as the grouting material and with the time stop method as the design approach. Three fans were pre-grouted at Posiva Oy's research space ONKALO demonstration tunnel 2 in autumn 2011 and early winter 2012.

Colloidal silica is a mix of one-component colloidal silica and accelerator. Before gelling, colloidal silica behaves like a Newtonian liquid. Colloidal silica's efficiency of penetrating hydraulic apertures in small fractures in rock is significantly better than that of cement-based grout.

The grouting design was based on an analytical calculation model. A new technique was used in the grouting implementation, which primarily differed from the previous technique regarding vacuum pumping and packers.

The goal of the first grouting fan in the demonstration tunnel was to check the functionality of the equipment and the method; therefore, the fan was drilled into rock mass with no hydraulic conducting fractures.

The second grouting fan was drilled into rock mass with an observed fairly low hydraulic conductivity that was lower than the start criterion established in Posiva Oy's requirements to manage groundwater inflows. Nevertheless, the grouting was carried out. The sealing effect was estimated from the control boreholes, and a slight improvement in sealing was noted.

The boreholes of the third grouting fan clearly penetrated a water conductive rock mass. The grouting was carried out in two phases, in which the new boreholes in the second phase were drilled between the existing ones that were drilled in the first phase. In the third fan, the grouting boreholes of the first phase were noted to be significantly crooked and the second phase grouting boreholes were drilled in locations that differed from the original design. The quantity of grouting boreholes was increased in the second phase. The sealing effect was estimated by monitoring the second phase boreholes and control boreholes. Based on observations from the control boreholes, the grouting had a sealing effect.

In the second and third grouting fans, the grouting boreholes started leaking a few hours after the grouting was finished. In order to find the cause of the leakage, the second grouting fan was grouted again several times. The cause of the leakage remained inconclusive.

Leaking bolt boreholes have been observed on the excavated rock surface. A leakage in the second grouting fan area has been mapped (0.4 l/min).

The grouting equipment and method was concluded to be functional. More focus should be placed on the preciseness of drilling the grouting boreholes and on verifying if leakages have been sealed. Based on these grouting experiments, the smallest sealable fracture hydraulic aperture using colloidal silica at the final repository depth is approximately 10 μm .

Introduction

Grouting was carried out in autumn of 2011 in demonstration tunnel 2 in ONKALO, (Fig-1).

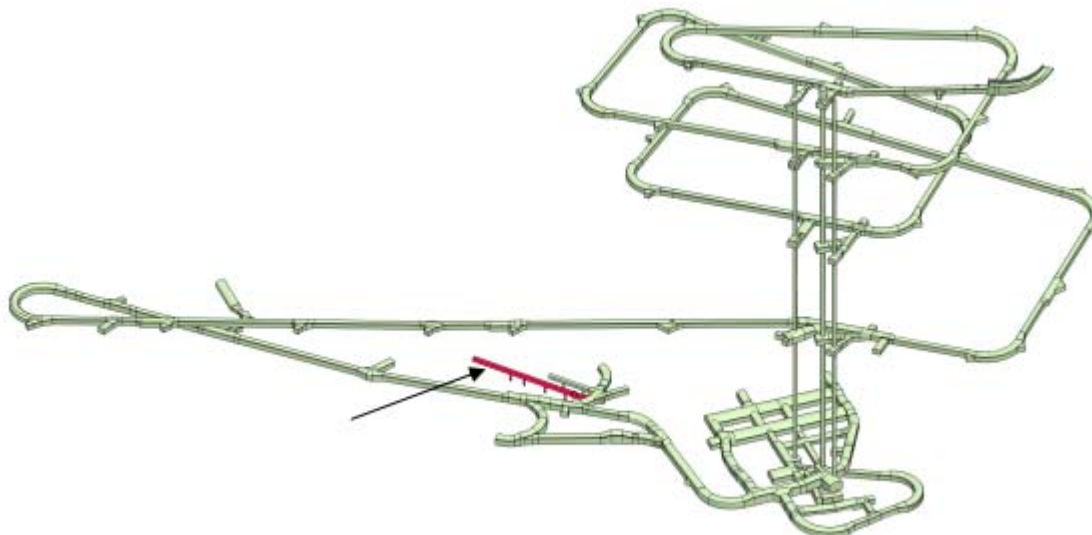


Fig-1 ONKALO and the demonstration tunnel 2 (red), where colloidal silica -grouting were carried out.

Posiva has set strict targets for water inflow into the ONKALO tunnels and shafts as well as for the disposal facility. The targets are due to the long-term safety of the disposal facility; too high inflow rates may conduct fresh surface water or draw up deep saline water to disposal level, and this is unfavourable for the engineered barrier system (EBS). At the same time, the amount of certain stray materials, especially cement-based, shall be minimised in order to restore favourable chemical conditions for EBS components.

The targeted inflow limits call for grouts that are able to penetrate into fractures of some tens of microns in hydraulic aperture. Cement-based grouts cannot penetrate into fractures with apertures in a range of 50-100 μm or smaller. There are also limitations for the use of cement-based construction materials; the amount of cement should be minimised, and it should be of low pH below approximately 300 m depth. Colloidal silica is a good alternative to cementitious grouts; it is a low pH grout, and it can penetrate into extremely small fractures ($\leq 100\mu\text{m}$).

Colloidal silica is regarded to function well in full scale production. The disadvantages are high price of colloidal silica and high mass loss. Grouting equipment shall preferably generate as steady a grouting pressure as possible. A vacuum pump has also been regarded as a necessity to get the grouting borehole empty of water or air before grouting. Emptying of boreholes is considered an efficient method of dealing with low inflows irrespective of grout type.

The targets of the grouting project were primarily that the inflows into the tunnel should be reduced by the planned methods (achieving targeted penetration lengths), with materials and techniques that are also considered acceptable for grouting of central tunnels and deposition tunnels in a future repository. In practice, this means the use of colloidal silica,

design methods based on penetration models of Newtonian fluids, as well as the equipment and practices developed in the Äspö TASS-grouting project (Funehag 2008).

The main goal was to show that a sealing of the rock mass can be achieved by means of colloidal silica grouting. The newly developed methods used in the TASS-tunnel in Äspö HRL should be adopted to suit the rock mass and equipment in demonstration tunnel 2 in ONKALO, Finland.

Implementation and results

Altogether three grouting fans were applied. These fans were drilled at the tunnel chainages:

- TC48 (short test fan, 7 m)
- TC53 (actual grouting fan, one grouting stage, 20 m long)
- TC65 (actual grouting fan, two grouting stages, 20 m long)

The base design for actual grouting consists of stipulated pressures and grouting times. There were limitations, which were taken into account in the design. Desired penetration length was 3 m in the critical aperture (here set to 20 μm based on the design calculations). 20 μm comes from requirements and it is conservative ($Q = 200 \text{ ml/min}$ corresponds to $b_{\text{hydr}} \sim 26 \mu\text{m}$)

A summary of the base design is as follows:

- Grouting pressure (total) = 9 MPa,
- Gel time = 55 min (tolerance ± 2 min is included in the calculations)
- Acceptable borehole filling time < 5 min.
- Pumping time = 44 min (4/5 of the gel time),
- Critical hydraulic aperture = 20 μm ,
- Results in a theoretical penetration length of $\sim 3.4 \text{ m}$,

With these settings of the grouting technique, the following fan geometry was chosen:

- Borehole distance of 1.3 to 1.5 m,
- The overlap of grout between grout boreholes is close to 100 % seen as the vertical distance between the boreholes,
- Borehole length of 20 m,
- Borehole diameter of 64 mm,
- All boreholes drilled nearly parallel to the tunnel and inside the theoretical tunnel profile,
- Minimum overlap of 4 m between grouting fans,
- The boreholes need to be angled from fan to fan in order to avoid starting a new borehole too close to an old one (the bottom of the borehole from previous fan), due to the overlap.

The base criteria used in grouting is that full pressure is reached within 5 min, and that the gel time is within the accepted limits of ± 2 min. A scale was introduced instead of the flow meter. The full pressure and the gel time were within the limits. As the project progressed, minor changes were made.

Conclusion

The fan at TC48 was a test fan, where the equipment work procedures were checked. In the area of fan at TC53 the rock was very tight, and it was questionable if grouting was needed. Grouting was done several times in the same boreholes, and every time the boreholes started to drip after packers were removed. There were problems both with borehole deviations and with equipment. The reason for leaking is still unknown. However, re-grouting the same grouting boreholes was considered a futile operation. Grouting at TC65 was done with the split spacing technique, which leads to a very good sealing effect, and at least as good as in Swedish tunnelling projects, where colloidal silica was used as grout. Behaviour of colloidal silica was mainly as expected, and gelled colloidal silica was observed in boreholes. However, grouted boreholes started to drip again. Grouting equipment and the vacuum pump generally functioned well.

The grouting at demonstration tunnel 2, especially at TC65, clearly shows that a “tight” rock can be sealed even tighter. We are most likely dealing with channelled flows, which need be addressed with special consideration. The achievements of grouting cannot produce a fully tight tunnel, and this needs to be clear to everyone dealing with grouting. A methodology needs to be developed for showing if the targets have been reached or not. It should include devices for measuring very small flows.

Besides having taken a lot of effort and resources to reach these results, the gained knowledge from this project suggests that another design for grouting can be devised.

【2】 Grouting of shaft intersecting deep underground hydrogeological zones HZ20A & HZ20B in ONKALO underground research facility, Olkiluoto^{1), 2)}

Abstract

The excavation of the underground nuclear waste repository in the deep bedrock presents a challenge of minimizing inflow to prevent unfavourable changes in hydrogeology and groundwater chemistry, e.g. upcoming of deep strongly saline groundwater or infiltration of shallow waters into the bedrock. This paper focuses on grouting of the shafts (inlet and exhaust air shafts and personnel shaft) that intersect the hydraulic zones HZ20B at -300 to -400 metres above sea level.

Posiva and Rockplan have developed strategies on how to group grout, how to verify the sufficiency of the grouting results and, if necessary, to design post-grouting strategies to restrain the inflow into shafts. In the control holes the inflow limit is set to 0.2 l/min to assure the 5 l/min criteria in the open shaft after the raise boring.

The paper includes earlier phases of cement grouting, control and development of the work method, and brief review of a new silica grouting method.

Inflow requirements

The excavation of Onkalo and the repository may disturb the local groundwater conditions. If the inflow into the facility is too high, the pressure changes will raise the level of the highly saline groundwater, (currently below -500 metres) and the possible upcoming is estimated to be a risk to the functioning of the repository.

The maximum inflow set for the ONKALO extent is 80 l/min. The maximum total allowed inflow from all current and future HZ20 intersections is 40 l/min, which is modelled to prevent the rise of the deep saline groundwater. Currently the ONKALO inflow is between 30 to 35 l/min and has stayed at that level since the 10-15 l/min increase when HZ20-zones were intersected with the access tunnel early in 2009. The final inflow from HZ20 will be known after all the shafts are raise bored.

A crucial factor in keeping the total inflow within acceptable limits is the successful grouting of the shafts` intervals below the -290m level, which have the inflow limit of 5 l/min per shaft. The threshold values may change as more information on groundwater behaviour is gained.

Silica grouting

Silica grouting has been utilized successfully in ONKALO at the connection tunnel leading to the repository level. The method developed by Rockplan and Posiva includes the preliminary step of injecting the fractures in bedrock with fresh water to prevent the contact of saline deep groundwater and silica grout. This was necessary because it was observed that silica entering a fracture filled with saline groundwater would flocculate rapidly and prematurely. The new method is described in more detail in the poster "Silica grouting in deep underground saline conditions in ONKALO underground research facility, Olkiluoto".

Conclusion

The grouting has been successful, considering the challenging environment and the strict limits set to the inflows. The need to create new procedures to improve the grouting results has given several new tools, which can be used in other projects.

The improvements in silica grouting (presented in further depth in poster “Silica grouting in deep underground saline conditions in ONKALO underground research facility, Olkiluoto”) are likely to be the keystone in achieving the desired inflow of 0.2 l/min in control holes.

【3】 Silica grouting in deep underground saline conditions in ONKALO underground research facility, Olkiluoto³⁾

Abstract

The excavation of the underground research facility ONKALO by Posiva in part of the final disposal facility related site investigations carried out in Olkiluoto, Finland. One of the key issues for the long term safety of the future underground repository is groundwater inflow management. It is also important to keep inflow and foreign reagent substances in the surrounding bedrock to minimum.

Grouting with silica in the saline environment has previously not yielded very good results (e.g. TASS tunnel at Äspo which required a remarkably dense grouting fan to achieve result 1)), and the small fracture apertures make cement grouting non-ideal. Rockplan and Posiva have developed a method for grouting with silica in saline groundwater conditions that has yielded extremely good results, as it prevents premature flocculation of the silica and thus ensures a good permeability. A tunnel from the research facility to the storage level was one of the first locations where it was used and this article illustrates the main results of that grouting.

Pre-grouting with water injections

It has been observed both in the field and in laboratory tests that colloidal silica grout can react with a saline groundwater. In saline conditions a rapid reduction of grout flow into boreholes during grouting and poor sealing results have arguments to exclude the possible negative influence of the saline groundwater. The proposed solution was to replace saline groundwater with fresh water. This was done by injecting the holes with fresh water at high pressure. By this method the fresh injected water pushes the saline water further away from the hole and from the close vicinity of the holes. Fresh water acts as a buffer between silica grout and saline groundwater.

The minimum pressure of water injections is depended on the groundwater pressure, but in practice 80-90 bar pressure was used in tight bedrock. The time limits is set such that the total target time of the preliminary steps before grouting is shorter than the duration of fresh water injection. This is intended to ensure that the pressure of the saline groundwater doesn't force the fresh water out of the rock joints before silica grouting can begin, and that the silica grout will not encounter saline water prematurely.

The hole being grouted was emptied of water by using pressurized air instead of vacuum to prevent the fresh water being sucked out from the joints. All holes not being operated simultaneously must have their packers closed. Utilizing the time in full ensures a relatively dry borehole, so that the silica does not dilute.

Conclusion

The improvement of using fresh water injection into the fractures before silica grouting yields a good result in grouting tight fractures in saline environment. In previous locations the silica mass consumption into the rock was minimal even though there was a water inflow. The gelling behaviour of the silica during grouting was unpredictable, and the grouted holes still had significant water inflow after the grouting severe leaking in the

excavated tunnels was observed.

By using grouting with fresh water injections prior to silica grouting the mass consumption had a strong correlation with the water inflow. Additionally, the grouted hole only had none or only a minimal inflow afterwards and all the silica mass in the holes was gelled perfectly. The tunnel was concluded to be nearly dry after excavation.

【4】 Low-pH Injection Grout for Deep Repositories, Summary Report from a Co-operation Project Between NUMO (Japan), Posiva (Finland) and SKB (Sweden)⁴⁾

Abstract

This report summarises results achieved in the joint SKB, Posiva and NUMO project “Injection grout for deep repositories”. The work has been carried out in four sub-projects with SKB and Posiva as responsible for two sub-projects each. This report summarises the original reporting. Posiva was responsible for the studies on low-pH cementitious grout, while SKB was responsible for the studies on non-cementitious grout. The work was done by literature surveys, laboratory analyses and field tests.

A result of the project is that there are both low-pH cementitious material for grouting larger fractures ($\geq 100 \mu\text{m}$) and non-cementitious material for grouting smaller fractures ($< 100 \mu\text{m}$) that will, after further optimisation work, be recommended for grouting of deep repositories. This project concentrated on the technical development of properties for the low pH grouts. Long-term safety and environmental aspects and durability of materials were preliminarily considered. Continued evaluations have to be carried out.

The non-cementitious candidate materials were investigated regarding basic properties and long-term safety aspects in order to form the basis for the decision whether silica sol can be used in the deep repository and whether periclase (MgO) should be further investigated. In a small field-test it was also investigated if the penetration of silica sol (a Newton fluid) can be predicted based on hydraulic tests, transmissivity and hydraulic aperture.

Silica sol, colloidal silica, is a stable dispersion of discrete nonporous particles of amorphous silicon dioxide (SiO₂). The product tested in this project, Eka Gel EXP36, has a particle size of around 14 nm. When used as injection grout, the silica sol particles shall aggregate and form a solid gel at the set time. This is controlled with addition of salt, normally sodium chloride (NaCl) or calcium chloride (CaCl₂). The concentration of the accelerator (salt) depends on the properties of the environmental conditions, e.g. groundwater flow, water temperature, salinity of the surrounding water, etc and on the time required for the sol to gel. When using NaCl, the concentration of the accelerator in solution is normally around 10%. If calcium chloride is used as accelerator, the total chloride concentration is reduced some 75%. Both a higher salt concentration and a higher temperature give a shorter gelling time.

Rock grouting with silica sol is a relatively new application. Silica sol has been used for soil grouting in e.g. Japan. The Japanese experience is that colloidal silica is a durable grout. Test results show that samples were impermeable during a test period of more than 11 years, and that it achieved increasing strength in saline water. Since there was little known about the basic mechanical properties of silica sol, these were investigated at Chalmers University of Technology using standard methods for concrete and geotechnical testing and the test specimens were cured in four different environments.

No significant release of colloids is foreseen because the Ca and Na ion concentration in the groundwater is expected to be high enough to suppress colloid formation. The salt used as accelerator will not affect the salt levels in the groundwaters expected in the Finnish and Swedish sites. The long-term stability of silica sol gel has not been clearly demonstrated and it's favourable to gain a better understanding of its durability and mechanical properties

before it can be recommended for repository grouting. Experiments with silica sol and sand columns show that by assuming that the hydraulic aperture is a good estimate of the aperture of a fracture, the results from the sand column test can be applied to interpret both the penetration length in fractures and the grout characteristics themselves.

Introduction

When constructing a deep repository, the use of common construction materials, as steel and concrete, are foreseen. With respect to the repository long-term safety, a suitable chemical environment is vital. The use of low-pH products is necessary in order to get leachates with a sufficiently low pH (≤ 11). Hence Posiva from Finland and SKB from Sweden carried out a pre-study in 2001. The feasibility study was carried out in 2002 – mid 2003. Apart from Posiva and SKB also NUMO from Japan sponsored the studies. The feasibility study is not reported in a referable report.

As a result of the feasibility study, the participating companies found it necessary to separate the development of injection grouts into two types, one for larger fractures, i.e. hydraulic aperture $\geq 100 \mu\text{m}$, and one for smaller fractures, i.e. hydraulic aperture $< 100 \mu\text{m}$. In June 2003, the three participating companies NUMO, Posiva and SKB launched the here reported project “Injection grout for deep repositories”. The results in this report are based on research mainly performed at Chalmers University of Technology, Sweden and VTT (Technical Research Centre of Finland), Finland. The objectives of the current project were to:

- Develop cementitious grout recipes for larger fractures, i.e. hydraulic aperture $\geq 100 \mu\text{m}$ that gives a pH ≤ 11 in the leachate. Further the grout should be verified in the field, showing that it fulfils requirements on workability and penetration.
- Develop low-pH non-cementitious grouts for smaller fractures, i.e. hydraulic aperture $< 100 \mu\text{m}$.
- Test grouting with silica sol in earlier cement grouted fracture at the Äspö HRL.

Non-cementitious low-pH injection grout for smaller fractures

The text in this section is based on the referable reports (Axelsson, 2004; Funehag, 2004a,b; Funehag, 2005) and on non-referable reports and memos written by Dr. Hiroyoshi Ueda (NUMO), Dr. Börje Torstenfelt (SwedPower AB), Mr. Kalle Pettersson (SwedPower AB) and Dr. Mats Jansson and Dr. Maria Atienza (KTH, the Royal Institute of Technology).

Grouting of smaller fractures, hydraulic aperture $< 100 \mu\text{m}$, is anticipated to be done with non-cementitious low-pH grouts. The objectives of the sub-projects SP2 and SP4 were to investigate basic properties and long-term safety aspects of the non-cementitious candidate materials, to form the basis for the decision whether silica sol can be used in the deep repository and whether periclase (MgO) should be further investigated. Further, it was investigated if the penetration of silica sol (a Newton fluid) can be predicted based on hydraulic tests, transmissivity and hydraulic aperture.

The laboratory work was carried out at Chalmers University of Technology while a literature review on silica sol was carried out by NUMO and environmental acceptance and long-term safety studies were carried out at SKB, the Royal Institute of Technology

in Stockholm (KTH) and Swedpower. Further Swedpower carried out a short review on periclase grouting.

A small field-test was carried out by Chalmers at the Äspö HRL.

Main findings on testing of silica sol

The field-tests at the Äspö HRL aimed at investigating the transmissivity and penetration of silica sol (a Newtonian fluid) in a small fracture, aperture 40–50 μm . The fracture has earlier been grouted with cement (a Bingham fluid), resulting in a very limited penetration. The methods for predicting/estimating the grout penetration were hydraulic tests, visual observation of the cores and microscopy analyses.

The visual observation showed that five of total six cores had traces of silica sol. All cores were drilled within the predicted penetration length. One core did not show any traces of grout even though cores further away did. The use optical brightener is not the best tracer because particles may cause some clogging. Other tracers, e.g. Uranine, should be considered in future research, but laboratory work needs to be carried out to see that it does not affect the properties of the grout.

Conclusion

The basic mechanical properties of silica sol were investigated. No requirements were set on this grout, except that it should be possible to grout fractures smaller than 100 μm and that the leachant pH should be below 11.

The project has not carried out any pH measurements on silica sol leachates, but the manufacturer states that pH is 9.5–10. Silica sol is colloidal silica in a stable dispersion of discrete non-porous particles of amorphous silicon dioxide, SiO_2 with 5–100 nm particle diameter. The particles in the tested product Eka® Gel EXP36 have a diameter of 14 nm. Adding a salt, sodium chloride and calcium chloride, makes the silica sol particles aggregate and form a gel.

Rock grouting with silica sol is a new application, but some successful minor rock grouting tests had been performed in Sweden at the start of the project. Silica sol has been used for soil grouting in e.g. Japan, where durability, penetration properties and controlling of gel time have been identified as key issues. More than 11 years of permeability tests on grouted sand columns indicate that silica sol is a durable grout (Yonekura, 1996).

Silica sol is ductile at the beginning of the hardening process and gets more and more brittle as strength increases. This strength increase continues over a long time. In the laboratory tests it was found that the strength increase and shrinkage are highly depending on ambient temperature and humidity. A high temperature and/or low humidity make the strength development faster. Silica sol also has a tendency to shrink in low humidities. The shrinkage, after six months in 8°C and 75% relative humidity, can be as large as 25%. The results of the tests that were carried out to imitate drying out of silica sol in a fracture are not fully understood. After breakthrough of water, the leakage decreases over time.

Change of humidity in a tunnel and fracture is likely to occur. In order to gain a better knowledge of climatic influences on silica sol behaviour it would be favourable to further

investigate strength development and drying shrinkage followed by wetting again, at different humidities and temperatures.

Colloidal silica seems to be a feasible material to seal very small fractures (< 0.05 mm). The gel is sufficiently stable to prevent water flow through the sealed fractures. This can be concluded after other studies carried out during 2–3 years, a time put in relation to the time the tunnel in question is to be open. No chemicals are foreseen released in concentrations that would be harmful to the environment.

Colloid formation has been found small in laboratory tests, less than 1 ppm, and is likely to be suppressed by the high enough content of ions (Ca, Na) in the groundwater.

The long-term stability of silica sol gel has not been demonstrated. The anticipated salt amounts originating from the accelerator are not expected to cause any problem as groundwaters at repository level also have substantial salt concentrations.

The studies presented in this report have given a better understanding of the gel behaviour, but those studies need to be complemented. The minor field-test carried out in a drained rock pillar at Äspö HRL showed that it is possible to grout, calculate and predict grout spread in fractures that could not be grouted with cement.

Silica sol is acceptable from an environmental and long-term safety point of view. The long-term stability of the product needs to be evaluated. However, it is favourable to gain a better understanding of the durability and the mechanical properties to be able to make a proper grouting design before it is recommended for repository grouting.

【5】 Control of Water Inflow and Use of Cement in ONKALO after Penetration of Fracture Zone R19⁵⁾

Abstract

The construction of ONKALO, the underground rock characterisation facility at Olkiluoto, started in summer 2004. The potential disturbances due to construction of ONKALO, which were assessed prior to construction, have been reassessed in this report. The identified disturbances due to the construction of ONKALO were the drawdown of the groundwater table, and intrusion of surface water and upconing of deep saline groundwater. The intrusion of surface water would lead to reduced pH and redox buffering capacity of the rock. The latter would lead to locally high salinity levels that may negatively impact the performance of the buffer bentonite and backfill. This report comprises the observations for the first 670 m of access tunnel (reached in September 2005). The measured water inflow (1.7 l/min/100 m of tunnel) has remained well within the set target (1 – 2 l/min/100 m of tunnel). Grouting has been used as a measure to minimize water inflow.

The performance of the currently used ordinary cementitious grout and of the proposed new grouting materials (low-pH cementitious grouts and colloidal silica) has been evaluated. It is recommended that the use of the current grouts be continued while grouts based on low-pH cements and non-cementitious materials are being developed and tested. Clear acceptance criteria and peer review of new materials performance need to be adopted before adopting new materials.

Introduction

The suitability of Olkiluoto for the location of a spent fuel repository has been investigated over a period of fifteen years by means of ground and airborne methods and from shallow and deep (300 - 1000 metres) boreholes. The construction of ONKALO, the underground rock characterisation facility at Olkiluoto, started in summer 2004. The first estimate on the potential disturbance due to the construction of ONKALO was assessed in Vieno et al. (2003). The first version of an integrated.

The identified disturbances due to the construction of ONKALO are the following:

- In case of no sealing of rock: drawdown of groundwater table, and intrusion of surface waters leading to reduced buffering capacity of rock (pH, redox), and upconing of deep saline groundwater, which may lead to locally high salinity levels that may be harmful for the buffer bentonite and backfill.
- In case of sealing of rock by cementitious materials: formation of a high pH plume originating from cement, and its effect on the transport processes in the geosphere and the performance of the EBS.

The aim of this study is the updating of the estimates on the geohydrological and geochemical disturbances based on the new site data and the results from monitoring. Recommendations and justifications for the practises to be adapted after penetration of RH19B from the long-term safety point of view are also made.

Knowledge and experience gained from the construction of ONKALO

There are numerous alternatives for grout mixes in tunnelling. Grout mixes can be divided into cementitious grouts and chemical grouts. The so-called chemical grouts include a wide range of chemically different grouts. These can be divided into gels (silicates, acryl amids, acrylates, lignosulphonates) and into resins (aminoplasts, fenoplasts, epoxy and polyurethane) (Axelsson & Nilsson 2002, Andersson & Sellner 2000, Andersson 1998).

Most of the chemical grouts were out of consideration because organic materials should be avoided in the construction of ONKALO, and thus only cementitious grouts and silicates were left. Sodium silicate (water glass) is not chemically stable, and it is suitable only when short-term water tightness is required. Colloidal silica is promising, but the experience of it is very limited. Thereby, cementitious grouts were considered to be suitable as the main grout material.

The target for water inflow is tight, which means that fractures with small aperture have to get sealed. This requirement limited the suitable cements to the group of microcements, of which d₉₅-grain size is less than 20 µm. Also sulphate resistant cements were preferred, which left only a couple of commercial products. Ultrafin16 is generally considered to have good penetration ability, and it was thus selected for use in ONKALO.

Development and testing of non-cementitious grout for fractures with small apertures (< 50 µm)

Colloidal silica is a new grouting material that has a great potential to penetrate narrow fractures. The main experiences of colloidal silica are from grouting of soil in geotechnical applications.

The colloidal silica tested within the project “Injection grout for deep repositories” consisted of 35 wt.% SiO₂ and the accelerator used was CaCl₂ (2.9 wt.%); pH was around 10. The colloidal silica was stabilised with Al₂O₃ (0.8% by weight of SiO₂).

The key questions related to the performance of the colloidal silica are related to the following:

- Development of basic mechanical properties of colloidal silica with time, such as drying shrinkage, flexural strength, compressive strength, and shear strength
- Penetration ability
- Eventual release of colloids from colloidal silica.

Based on the studies performed (Bodén & Sievänen 2005), colloidal silica seems to be a feasible material for sealing fractures with very small apertures (<50 µm). The gel is sufficiently stable to prevent water flow through the sealed fractures. However, the drying out of colloidal silica in a fracture is not fully understood. The long-term stability of colloidal silica gel has not been clearly demonstrated and it will be advantageous to gain a better understanding of its durability and mechanical properties before recommending it for repository grouting.

Within the new SKB-Posiva-NUMO co-operation project “Premises for optimisation of low-pH grouts” SKB/Chalmers will study the identified critical issues during the earlier project phase, such as the effect of variable environmental conditions (drying shrinkage,

effect of humidity, strength development). The plan is also to include detailed studies on the molecular development of hardening colloidal silica. Also the setting time and gelling time need to be evaluated.

Introduction

Experiences from colloidal silica are so far based on laboratory testing of shrinkage and strength properties and field-testing in two tunnels in Sweden. The penetration ability of the material is expected to be into fractures with apertures less than 50 μm . A clear benefit as compared to the other cement-based grouts is that there is no need for a superplasticizer. Strength is a material property needing more effort. Strength is very much dependent on the environment, e.g. the development of longer-term compressive strength is much slower when compared to that of the low-pH cementitious grout.

With regard to the management of the groundwater inflow into ONKALO, the following options were considered:

- All grouts, cementitious or not, are to be used, but in smaller amounts.
- Colloidal silica will be especially used for fractures with very small apertures.
- Later, if other materials become available, they might be used as well.

Recommendations: Development and testing of complementary grouting materials, such as colloidal silica, for smaller fractures should also be continued. Better understanding of its durability and mechanical properties is needed before it can be recommended for ONKALO or repository grouting. It is likely that a combination of low-pH cementitious grout and colloidal silica will be needed in the future.

【6】 Pre-grouting test in Nygård tunnel – Silica Sol in practical use ⁶⁾

Abstract

This final thesis deals with grouting of rock caverns. In this final thesis is examined pre-grouting by Silica Sol and compared that with grouting by cement view point of method of work, time management and results.

Both cement grouting and grouting by Silica Sol were examined in Sweden, Nygård-tunnel, where is made observations of method of work, disturbances, time management and wastages. Information about need and importance of grouting, grout and facilities were studied from literature.

This final thesis reveals that method of work which is used in grouting test, is not practical grouting method to Lemcon Ltd. By improving the working method of grouting and developing facilities, pre-grouting by Silica Sol could be practical method of work.

Introduction

Time management and wastages required by pre-grouting can be estimated based on feasibility studies carried out during design phase. However, estimating work is very imprecise.

In Sweden, the contracts based on unit prices are often used in rock construction projects. For this reason, the grouting works may cause losses for contractors, in case if changes in the number of units should be considered. In case there is no possibility of the risk mentioned above, the unit prices for grouting works might be smaller. A work phase with smaller risks would be better for client and contractor alike.

The aim of this thesis work was to study the use of Silica Sol and to compare it with the cement grouting from the point of view of work methods, time management and results. Based on pre-grouting tests carried out in Sweden, this thesis work is aiming to give the answers for the following questions:

- How Silica Sol differs from cement grouting used nowadays?
- What Silica Sol requires from the equipment?
- How the use of Silica Sol affects the use of resources and duration of works?
- How the time used for grouting works depend on the rock qualities?
- Does Silica Sol decrease leakages?
- Is this method appropriate, effective, and practical for grouting work with the equipment and resources provided by Lemcon Oy?

The pre-grouting with Silical Sol was planned by the owner of the project (Banverket) and it was just one possible way of using this grouting material.

Colloidal silica grouting

In pre-grouting test carried out in a Nygård tunnel, a milk-white product called Meyco MP 320 is used as a colloidal silica material.

The product has been tested in different sites all over the world, including Ireland and Sweden. In Ireland, the product was used for reinforcement of sandy and silt soils around the mineshaft. In Göta tunnel in Göteborg, the product was used for pre-grouting purposes due to very demanding conditions on site.

For the pre-grouting tests in Nygård tunnel, the same equipment was used for grouting works as well as for cement grouting within the same project. The pre-grouting test was made in Nygård tunnel, with pile intervals 436+723-436+633, i.e. the total length of the grouted area was appr. 90 m. Three first fans were chosen for this thesis work as a sampling unit. During the test, five fans were grouted in a railway tunnel starting from pile interval 436+723-436+699. In one fan, there were 40 grout boreholes, 24 m long each. The boreholes had the same direction outside the tunnel profile as the boreholes that were used for the cement grouting.

It was decided during the test that the boreholes located in the lowest part of both sides of the tunnel should be grouted with cement and other with colloidal silica. As a rule, there were 19-21 boreholes grouted with cement in one fan, the rest of boreholes were grouted with colloidal silica.

Comparison of working practices

There are significant differences in work methods. In traditional work method, only one grouting substance is used, whereas in pre-grouting test two grouting substances were used. Using of two grouting substance causes additional washing when for example cement is changed to colloidal silica. Equipment should be washed thoroughly in order to prevent setting of substances and therefore causing problems. Also, short setting time of colloidal silica requires additional washing, a mass prepared for one borehole cannot be used in another borehole as the setting process of material will start after a short period of time after mixing it with accelerator.

Conclusions

The method that was tested is not appropriate, efficient neither practical grouting method for grouting works with equipment used by Lemcon Oy. Table-1 shows the advantages and disadvantages of grouting with cement and colloidal silica.

Table-1 Advantages and disadvantages of grouting with cement and colloidal silica.

Grouting with cement	Grouting with colloidal silica
Advantages:	Advantages:
the price of material	short setting time
the method is well known	good penetrability
Disadvantages:	Disadvantages:
bad penetrability	the price of material
long setting time	the method is not known
	equipment washing

The high price of material and high wastage percentage are the most essential reasons why the method used in pre-grouting test is not appropriate. The best and biggest improvement would be the renewal of grouting equipment. A new pump that would allow to pump into borehole two different substances simultaneously should be developed.

【7】 Silica Colloids and their Effect on Radionuclide Sorption – Experimental Study ⁷⁾

Abstract

Non-cementitious grouts have been tested in ONKALO for the sealing of fractures with the small hydraulic aperture. A non-cementitious inorganic grout material for sealing the fractures of the apertures less than 0.05 mm is colloidal silica called silica sol. In this work, the release of silica colloids from the silica sol gel, the stability of silica sol colloids and sorption of Europium-152 on silica sol colloids were determined in saline OLSO and low salinity Allard groundwater simulates, de-ionized water and NaCl and CaCl₂ solutions. The salinity of groundwater had a significant influence on the release and stability of silica colloids. In OLSO, particle size distribution was at first wide from nanometres to thousands of nanometres. According to the disappearance of large particles, aggregation and sedimentation had been occurred after one year. Zeta potential values around zero indicated the instability of colloids. In Allard, particle size distribution was narrow and the particle diameter remained less than 60 nm. High negative zeta potential values were in accordance with the existence of stable silica colloids. Europium sorption on silica sol colloids was significantly dependent on solution pH. The K_d-values were 2–10 m³ kg⁻¹ for OLSO pH 7–8 and Allard pH 8–9 and 100–140 m³ kg⁻¹ for OLSO pH 10–11. In OLSO pH 10–11 samples Eu-152 was rapidly sorbed onto silica sol colloids and measured radioactivity in a liquid phase was at the background level resulting in inaccurate K_d determination.

The concentrations of the released silica colloids were some higher than concentrations of natural colloids determined in granitic groundwater. The main uncertainties remain in the quantification of colloid generation under realistic repository conditions and how mobile colloids are. Irreversible sorption on silica colloids may increase radionuclide transport if colloids are sufficiently stable. Under the prevailing medium saline to saline groundwater conditions in Olkiluoto, no significant release of colloids from silica sol is expected but the possible influence of glacial melt waters and the synergy of bentonite and silica colloids has to be considered.

Introduction

In the underground rock characterization facility ONKALO, final disposal technology is tested in actual deep underground conditions. Cement is predominantly used for permeation grouting in hard rock. Because of high pH value which can be harmful for the Engineered Barrier System (EBS) (Boden and Sievänen 2005) and limitation in penetration for cement-based grouts, non-cementitious grouts have been tested in Olkiluoto for the sealing of fractures with the small hydraulic aperture (Arenius et al. 2008).

Colloid-facilitated transport of radionuclides may significantly contribute to the long-term safety performance of a spent nuclear fuel repository. In colloidal system solid particles from 1 nm to 1 µm in diameter are dispersed in liquid to form suspension. Due to surface charge, a high surface-to-volume ratio and low diffusivity, colloid transport is significantly different to that of a solute. Several studies have indicated radionuclide, especially actinide sorption on colloids and the mobility of radionuclides attached to colloids (Puls and Powell 1992; Vilks and Baik 2001; Yamaguchi et al. 2008). Field-scale studies at hazardous waste sites have evidenced that colloid transport can enhance the actinide migration (Buddemeier and Hunt 1988; Kersting et al. 1999; Novikov et al. 2006). Objective of this experimental work

was to determine colloid release from the silica sol gel, the stability of silica colloids in different groundwater conditions and radionuclide sorption on silica colloids.

Experimental

The silica sol and NaCl accelerator proposed to be used by Posiva has the brand name “MEYCO® MP320” (EKA Chemicals). Grout consists of a sol of colloidal silica and a salt solution called accelerator. Silica sol is a stable suspension of amorphous particles of silica [SiO₂], which builds randomly distributed [SiO₄]⁴⁻ tetrahedra (Iler 1979). The particles have hydroxylated surfaces, which are insoluble in water. Colloidal silica is manufactured from quartz and NaCl heated and diluted with water to make a liquid. The colloidal particle size is normally 5–100 nm. The size and shape of dried silica sol colloids were determined by scanning electron microscopy, FESEM. The average pH of the solution is 9.4 and viscosity of the sol is similar to water.

Groundwater simulates used, were the saline OLSO (Vuorinen and Snellman 1998) and low salinity Allard (Allard and Beall 1979). Initial pH values were adjusted to 7–11. Silica sol gel samples were made by mixing 4 mL silica sol and 1 mL accelerator in a 15 mL plastic centrifuge tube. After 45 min final setting time, 10 mL groundwater simulate or electrolyte solution was added on top of gel. The release and stability of colloids were followed by taking samples after about one month, half year and one year. Release of colloids from silica gel was followed by analyzing solution pH, particle size distribution, colloidal silica concentration and stability of colloids identified by measuring zeta potential.

Stability of silica sol colloids was followed in de-ionized water (MilliQ) and OLSO and Allard groundwater simulates. The stability of colloids was surveyed by measuring particle size distribution, particle concentration and zeta potential as a function of time.

Results and discussions

At the beginning, pH was stabilized predominantly due to atmospheric CO₂. After one year, measured pH values were increased likely due to hydroxide ions produced in the dissolution of silica. Difference in pH values between OLSO and Allard is explained by calcium and sodium ions present in saline OLSO in which calcium hydroxide and sodium hydroxide is produced resulting in lower pH values in OLSO.

Particle size and zeta potential in MilliQ samples was rather stable except the most two diluted solutions. These results also confirmed that the release and stability of silica colloids depend significantly on groundwater salinity. In saline OLSO, colloidal particle size distribution was wide from nanometre size to thousands of nanometres. The disappearance of large particles and decrease in colloidal silica concentration during an experimental time and a zeta potential near zero suggest flocculation or coagulation. In low salinity Allard samples, particle size distribution was rather constant over an experimental time period and mean particle diameter remained less than 100 nm. Zeta potential decreased with solution pH. Negative zeta potential values indicated the existence of stable silica colloids. Decrease in colloidal silica concentrations and increase in the occasionally measured reactive silica indicated dissolution of silica colloids.

Conclusions

The concentrations of the released silica colloids were some higher than the concentrations of natural colloids determined in granitic groundwater. The long-term stability of silica sol gel has not yet been clearly demonstrated and a long-term release of silica colloids cannot be excluded. The bentonite buffer used in the EBS system is assumed to be a potential source of colloids and the synergy of bentonite and silica colloids are still unclear. The potential relevance of colloid-mediated radionuclide transport depends on colloid stability and mobility in different geochemical environments. The main uncertainties remain in the quantification of colloid generation under realistic repository conditions and how mobile colloids are. Irreversible sorption on silica colloids may increase radionuclide transport if colloids are sufficiently stable and thus mobile. Under the prevailing medium saline to saline groundwater conditions in Olkiluoto, no significant release of colloids from silica sol is expected, but the possible influence of glacial melt waters has to be considered.

【8】 R20 Programme: Development of Rock Grouting Design, Techniques and Procedures for ONKALO ⁸⁾

Abstract

The Grouting Technique –project (INKE) studied the grouting experiences obtained from the first 2 km of the ONKALO access tunnel, searched for suitable grouting design approaches, carried out two grouting tests and one pilot grouting test with colloidal silica in ONKALO, analysed the expected grouting conditions in deep rock from the grouting point of view, studied the feasibility of so called optimal design solution in the expected grouting conditions.

The ideal grouting design solution (in this project: the use of low pH cementitious grouts, grouting holes inside the tunnel profile, limited grout take) from the long term safety point of view and the feasibility of it in different rock conditions is presented, but it can be used seldom, because fractures are typically very small. The alternatives are to direct the grouting holes outside the tunnel profile, to use higher grouting pressures or to develop thicker and thinner grout mixes and take colloidal silica in use. The last alternative is recommended.

Introduction

It was decided before the construction that grouting will be the primary measure to control the groundwater inflow into the tunnels. The achievements and the strategy of grouting was evaluated earlier, when the major water bearing structures called RH19 at the depth level of about -100 m were intersected (Ahokas et al. 2006). The suggestion was made to develop grouting further for better control of water ingresses.

Those recommendations resulted in Posiva Oy's decision to set up the R20 programme for the years 2006 - 2008. The programme is a R&D scheme with an objective to enhance the control of water inflow by grouting. The programme shall come up with a feasible grouting methodology, which can be applied after intersecting the group of water bearing RH20 structures at the approximate depth of -70 m.

The R20 programme (Hansen et al. 2008) consisted of three projects covering the following areas (the project abbreviation in brackets):

1. Long term safety issues related to the controlling of water inflow (IPA),
2. Technical properties of grouting materials (IMA) and
3. Development of grouting design, techniques and procedures (INKE).

This report describes the outcome of the INKE project and presents the outcome of various subtasks as well as puts forward a suggestion for a grouting method for future.

Experiences from the field tests

Three grouting tests were performed in ONKALO during the year 2007. The first grouting test was performed in the ONKALO access tunnel with cement-based low pH grout. The second grouting test was carried out in the personnel shaft 1. This test was divided into three stages and the low pH grouts were used. The third grouting test was a pilot test with

colloidal silica.

Concluding remarks about the pilot test with the colloidal silica:

- Plenty of first hand practical experiences were obtained,
- Water pumps and water flow gauges used in conventional way to determine loss were not suitable in these rock conditions with quite a poor conductivity,
- Results cannot be considered reliable, and to draw any conclusions on grouting is difficult,
- Also, small grout flow was nearly impossible to observe due to too poor accuracy of the grouting equipment (0.0 dm³/min) and
- The reading accuracy of the flow meters should be 0.01 dm³/min.

Discussion and synthesis

Many practical hints for operating with colloidal silica were obtained in the pilot field. These apply to e.g. its sensitivity to impurities in the mixers, the accelerator quality and the dosing, the practical range of the operating time, the operating time considerations, when designing the grouting and the work phases, the storage of the components, etc. It was hard to remove all the silica from the grouting holes (in order to fill them with the cement paste later). Because the content of the accelerator has a great impact to behaviour of the colloidal silica and the practical operation times, the question, how to seal relatively large fractures under high water pressures with this material aroused. In order to get the material to gel fast enough, the accelerator content should be relatively high, which means that the practical operation time for the grouter will be very short. The beaker test did not work as a method to follow the early age strength development of colloidal silica, because the conditions prevailing in rock differs significantly from those in a tunnel.

The grouting with accelerated mixes and especially with colloidal silica should be trained more, because there are limitations concerning the time frame the material properties remain within workable limits.

Conclusions and recommendations

Pre-grouting is recommended to be the main way to seal the rock. In order to enable fluent and cost efficient tunnel driving, the use of typical designs for the expected rock conditions is recommended. The major structures like the RH19 and the RH20, the shafts, the post-groutings, the cases where a leaking fracture intersects the tunnel drift, should be designed individually. According to the study performed, the fractures down to the hydraulic apertures of 100 - 200 µm can be sealed with the cementitious low pH grouts and having the grouting holes inside the tunnel profile (to minimise the grout remaining in rock). However, these fractures occur very sparsely in the ONKALO bedrock, and usually the alternative design solutions have to be searched. Those are: the use of colloidal silica instead of cementitious grouts, the grouting holes outside the tunnel profile or having high grouting pressures. Out of these choices, the use of colloidal silica and the grouting holes outside the tunnel profile are recommended. The development of thicker cementitious grouts for intersection of the major hydrogeological structures is recommended.

[9] Impact of groundwater on gelling of colloidal silica ⁹⁾

Abstract

The behaviour of colloidal silica and accelerator (MEYCO MP 320 T) on a construction site of ONKALO did not meet the expectations. Gelling did not happen as expected. Mixture viscosity remained to be too low (in relation to the pressure of groundwater) one day later after grouting. Preliminary laboratory tests (in a laboratory of B+Tech Oy in 2010) proved, on the contrary, the immediate gelling after mixing of groundwater with colloidal silica and accelerator. The groundwater used in preliminary laboratory tests was taken from the same tunnel section as the water that was taken for analyses from pilot borehole ONK-PH14.

Introduction

The aim of this work was to find out the impact of the most essential constituents of groundwater on the gelling of colloidal silica as well as to study a possibility of changing (for example, by diluting the ionic strength of the accelerator) the composition of the mixture in order to decrease the impact of groundwater.

Method Description

MEYCO MP 320 T (EKA Chemicals) was used as a material for these tests. All accelerators used for these tests were self-made salt solutions as a chemical composition of MEYCO MP 320 T accelerator was not available. All salt solutions were prepared from de-ionised water and bulk grade CaCl₂ and NaCl salts. pH-values of salt solution varied between 5.7 and 6.8. The total content of salt in a salt solution used in tests as a reference groundwater was 10.34 g/L, Ca²⁺/Na⁺ mass ratio 1:2 and measured pH value 6.7.

The gelling criterion was fulfilled when gel did not fall down when the cup was turned 90 degrees. Immediate gelling was stated to occur, if viscosity of the mixture during mixing (1 minute) increased so much that mixer stopped working.



Fig.-2 Fulfilment of gelling criterion during cup test.

Results

Testing was started by finding out the gelling of a reference mixture (20 ml of accelerator + 80 ml of silica, accelerator 1.7 M of sodium chloride solution, i.e. appr. 10-% aqueous solution of NaCl. The result was expected. Gelling occurred 26 minutes later and gel was homogeneous. Tests were continued by replacing sodium with calcium in accelerator. Adding calcium caused immediate formation of flocks in the mixture of silica and accelerator. Gel formation with accelerator containing calcium happened through different solid and liquid phases and, as a result, measuring of gelling times was not simple (Figure 2).



Fig.-3 On the left, flocculation during mixing caused by calcium. On the right, two different phases of gel prepared from calcium chloride with ionic strength 0.45 M immediately after mixing. Also, a solid phase that appeared on the surface of the mixture can be seen on the picture.

At the next stage, the reference solution used in tests was exposed to groundwater (10.34 g/L and $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+} = 1:2$). During the exposure of reference solution to 90 ml of groundwater, sudden gelling occurred. The impact of groundwater was reduced by diluting the concentration of accelerator in reference solution and gelling time was restored to the same level that was before the exposure to groundwater took place. However, the diluting of accelerator's concentration affected the material qualities of gel that was formatted. Nevertheless, all solutions that were exposed to groundwater were homogeneous. Based on test series that were carried out for this work, calcium (divalent cation) turned out to be a significant factor in gelling process.

In case with diluted accelerator, solution was not gelled properly even one day later (Figure 3). Based on its viscosity and appearance, this solution seemed to be pretty much similar to the one observed on ONKALO's construction site when gelling process was not completed. Possibly, diluting the grout with local groundwater that is more dilute could explain the observation made in ONKALO.



Fig.-4 Gel from diluted silica sol one day later after mixing. Reference mixture, its silica content was reduced by a half and was exposed to 60 ml of groundwater.

Conclusions

The behaviour of silica sol on construction sites is much more complex than in simplified tests. Several processes affect sol's activities. In this work, one essential part of these processes was studied, i.e. interaction with groundwater under conditions where mixing is possible to make well. Results provide quantitative as well as qualitative data on sol's behaviour as well as description of the gelling process detected during the tests. On site environment, the essential processes are, based on tests, the behaviour at interface of colloidal silica and groundwater that probably happens also during grouting works, mixing with possibly partially flowing water in fractures as well as heterogeneous blocking of flow courses caused by flocculation.

【10】 Behaviour of colloidal silica in artificial fracture ¹⁰⁾

Introduction

This work is a continuation of cup tests (presented at the chapter 2.6) aiming to study the impact of groundwater on the gelling process of colloidal silica. The scope of this work was to simulate the real fracture system in a better way.

1) Target

The aim of this work was to simulate the behaviour of silica sol and groundwater in a fracture by using custom-made artificial fracture test system. The aim of laboratory tests was to make visual observations of the interface behaviour, mixing/eroding and possible blocking of flow courses after injection of silica sol grout into artificial fracture filled with groundwater.

Method Description

MEYCO MP 320 T (EKA Chemicals) was used as a material for these tests. All accelerators used for these tests were self-made salt solutions as a chemical composition of MEYCO MP 320 T accelerator was not available. All salt solutions were prepared from de-ionised water and bulk grade CaCl₂ and NaCl salts. pH-values of salt solution varied between 5.7 and 6.8. The total content of salt in a salt solution used in tests as a reference groundwater was 10.34 g/L, Ca²⁺/Na⁺ mass ratio 1:2 and measured pH value 6.7.

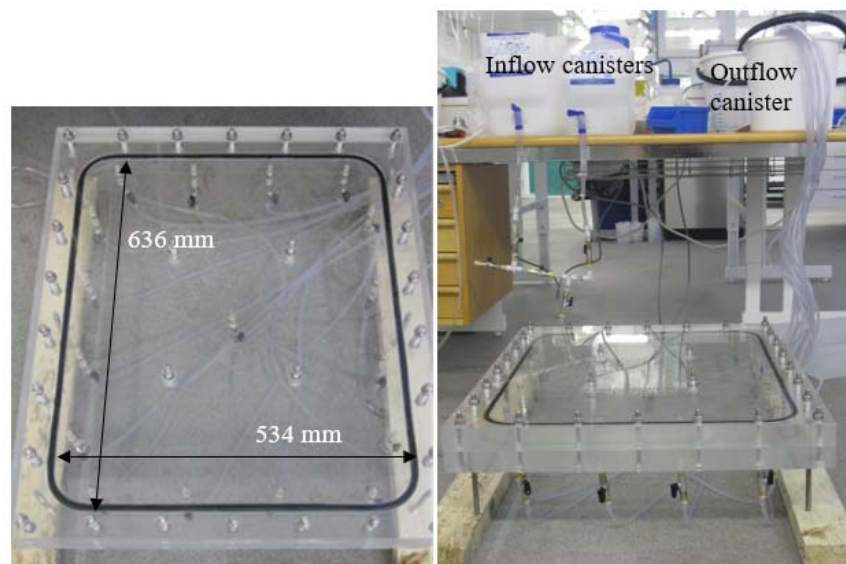


Fig.-5 A custom-made artificial fracture test equipment.

Results

Testing of fracture test equipment, determining the flow profile and flow parameters proved

the applicability of this equipment for grouting test studies.

The tests were started by grouting in a salt-free environment when first only silica sol (without the accelerator) and later the real grout (silica sol with the accelerator) were injected in a fracture filled with tap water. No detectable deviations comparing to water-water-system (first tests) were detected. The ability of grout to gel was studied in a separate reference test where grout was injected into fracture and it filled the fracture completely. The grout was gelling during 39 minutes (measured from the moment the grout was prepared). When the fracture was opened, it was stated that the grout had turned into gel. Based on the state of the gel as well as on gelling process, it was stated that the gel is comparable with the reference gel that was prepared in a cup test.

Tests were continued by making injection in a salty environment. Four grouting tests were made in fractures filled with reference water (10,34 g/L, NaCl+CaCl₂) by using different amount of grout and by slightly changing the grouting pressure (the flow rate of the grout). Grouting of grout into a fracture filled with reference groundwater did not cause problems. In some tests, grouting pressure was increased during grouting works when it was detected that the flow rate of the grout slowed down. No problems were detected between the grout and reference groundwater in the behavior of separation surface of these substances. Some signs referring to flocculation were detected in groundwater test, however, without any significant factors that could disturb successful grouting.

All grouting attempts in fractures filled with groundwater were successful, despite the last test where grouting was made in fracture filled with calcium-rich groundwater. In this test, some signs of slowdown of the flow as a result of sedimentation were detected. Finally, sedimentation and too fast gelling caused blocking of grouting hole. That was probably caused by the mixing that occurred at the interface of substances and therefore due to sedimentation or formation of flocks.

2) Conclusions

Several factors affect the behavior of silica sol during grouting of rock fractures, such as grouting pressure, amount of grout, fracture opening and its shape, composition of groundwater, composition of grout as well as groundwater flows and hydraulic heads created by them. The aim of these preliminary tests was to simulate some of the factors mentioned above, however, a lot of them remain unstudied. As it was proved during testing, custom-made artificial fracture test equipment is applicable for grouting studies. Fracture test equipment would make possible to carry out the following tests: impact of fracture opening and non-symmetric opening on grouting, impact of groundwater pressure on gelling process and possible protrusion of the grout from fracture, studying gelling time in a fracture filled with groundwater, the presence of active groundwater flow during grouting and the impact of the use of bigger amounts of grout in grouting works.

【11】 Impact of groundwater salinity on penetration of colloidal silica ¹¹⁾

Abstract

The aim of this bachelor's thesis was to study the impact of groundwater salinity on penetration of colloidal silica, i.e. to observe and to follow in the laboratory tests how salty groundwater affects the penetration of grouting mass, colloidal silica. In addition to description of laboratory tests, their implementation and results, this work describes also material properties of colloidal silica, its operating principles and penetration problems detected during in-situ grouting. Also, the requirements set by final disposal of nuclear waste for grouting masses used in the rock as well as waterproofing achieved as a result of their use are presented in this bachelor's thesis.

For this bachelor's thesis, some sand column tests were carried out. Two pipes located next to each other were filled with sand and afterwards with water with different salinity degree. One pipe was filled with fresh water and another one with groundwater that was prepared artificially specially for this test. The space that was left between the sand grains simulates the geometry of natural fractures in the rock. The hypothesis was that colloidal silica would penetrate in pipes simulating rock fractures differently in salt-free and salty environment as it was proved during in-situ grouting described in this bachelor's thesis.

Based on results of this bachelor's thesis, the salinity of capillary water had clear impacts on penetration of colloidal silica. In pipes filled with artificial groundwater, grouting material flocculated, i.e. silica grains agglomerated too soon due to higher water salinity. The penetration of colloidal silica with fresh water taken from a tap was not disturbed.

The results of this study are analysed quantitatively as well as with visually and by making observations. Water injection with salt-free water before starting grouting with colloidal silica that was tried in in-situ grouting could be a solution for grouting in environment with salty groundwater. Finally, this bachelor's thesis work presents improvement suggestions for sand column test that were carried out for this study.

3) List of abbreviations

tG	Effective gelling time [s]
p	Hydrostatic pressure [Pa]
Δp	Prevailing overpressure [Pa]
b	Hydraulic gap opening [m]
μ_0	Viscosity [Pa·s]
$l_{max,2D}$	Maximum possible penetration depth [m]
g	Average acceleration of gravity [m/s ²]

Introduction

Usually, a mixture of cement and water is used for grouting. However, due to increased requirements to waterproofing in tunnel and rock construction works some alternative grouting materials were developed to be used instead of cement. One of such materials is colloidal silica with smaller size of particles comparing to cement based grouting materials. However, silica's strength qualities are weaker. Thus, colloidal silica can be used for blocking smaller fractures. Bigger fractures determined in the same site can be

blocked with grouting material based on cement (Funehag , 2011.)

Some sites require high level of waterproofing, such as repository for spent nuclear fuel. For example, the suitability of the Olkiluoto bedrock for the final disposal was studied in Posiva's underground rock characterisation facility ONKALO in Olkiluoto. In this site, high criteria is set for the level of waterproofing and for this reason some grouting tests with colloidal silica were carried out. Also, the use of grouting materials based on cement is reduced as the higher pH of cement could cause harm to a multibarrier system.

However, some problems were detected in penetration of silica and in achievement of required level of waterproofing. Especially in the environment with salty groundwater, the level of waterproofing was below required level and grouting had to be repeated several times resulting in lower level of waterproofing comparing to desired one. Flocculation, i.e. too fast agglomeration and gelling of silica grains that prevents the penetration of the mass during grouting, is suspected to be one possible reason for this. (Hatakka et al. 2013)

The aim of this bachelor's thesis was to find out the impacts of salty groundwater on penetration of colloidal silica in laboratory tests. For this purpose, a sand column test was carried out in the laboratory of Department of Civil and Environmental Engineering of Aalto University. Based on test's results, the same problems were faced during testing that were detected also during in-situ grouting tests.

Firstly, the material properties of colloidal silica, its operational principles and application are described in this work. In the next part of the work, the sand column test is described phase by phase from its planning till implementation with following presentation of its results. The last chapter covers conclusions and reasoning based on results of sand column test.

The term 'effective gelling time' ('tehollinen geelytymisaika' in Finnish) is a free Finnish translation of English term 'gel induction time'. Effective gelling time in this bachelor's thesis means gel induction time.

application of colloidal silica in grouting and penetration related problems

With connection to the final disposal of spent nuclear fuel, pre-grouting works were carried out in the demonstration tunnel 2 of Posiva's underground rock characterisation facility ONKALO in 2011 and 2012. It was stated in Posiva's work report published in December 2013 that there is not enough data on impacts of salty ground water on grouting with colloidal silica. However, it was mentioned that especially high calcium content may affect to some extent the penetration of colloidal silica. Also, it was brought out that mixing of colloidal silica with water when silica replaces the groundwater in a fracture is very unlikely. According to the report, silica's flow with slow speed is also laminar. Taking these facts into consideration, grouting boreholes started to leak already in some hours after grouting. The reason for leaking was not clarified, despite the fact that grouting fan was repeated again several times. Demonstration tunnel 2 had a total salinity of 13860 mg/l and 2100 mg/l of it was calcium. (Hollmén et al. 2013.). Also in TASS tunnel in Äspö groundwater contained salt. A grouting fan with boreholes located closer to each other had to be used there in order to achieve required grouting results. (Hatakka et al. 2013)

Flocculation is suggested to be a problem related to grouting in environment with salty groundwater. Flocculation means the agglomeration of silica's particles at too early stage due to impact of saline groundwater. Thus, the spreading of colloidal silica in a fracture slows down and waterproofing properties of fracture become weaker. Based on these results, Rockplan and Posiva have developed a new method of grouting with silica in environment with saline groundwater that was tested in access tunnel 4366-22 of ONKALO. In this method, saline groundwater is replaced by injecting fresh water into grouting boreholes just before starting grouting with colloidal silica. Results were good as gelling of colloidal silica was successful and the leakage of grouting boreholes was minimal or boreholes did not leak at all. This method prevented too early flocculation of silica particles. (Hatakka et al. 2013.)

Sand column test

In this chapter, sand column test carried out in the laboratory of Department of Civil and Environmental Engineering of Aalto University is described. The aim of this test was to study the penetration of colloidal silica in pipes filled with sand that were filled with water before adding silica. The interstitial air-space between grains of sand simulates real varying geometry of fractures.

Half of the tests was carried out by using fresh tap water taken from a municipal water supply network. Other half of the tests was carried out with artificially prepared groundwater.

Based on problems detected during grouting tests, a hypothesis covering results of sand column test was made. According to this hypothesis, colloidal silica would penetrate in different way in pipes filled with artificial groundwater and fresh water. Another assumption was that in a pipe filled with artificial groundwater a flocculation might be detected, i.e. the agglomeration of silica particles, especially in the central part of the pipe filled with coarse sand.

Equipment

Two one meter long transparent acrylic pipes with inside diameter 40 mm and outside diameter 50 mm were used for sand column test. Sieve mesh (0,125 mm) was fixed in the lower part of both pipes to prevent the flowing of sand that was added to pipes later. Pipes were fixed on a test stand next to each other in order to observe the tests being carried out with fresh and artificially prepared groundwater simultaneously (Figure 6).

2 l measuring jugs with lines for each 20 ml were placed under the pipes. Water and colloidal silica flowed to these jugs during the tests that allowed to measure the amount of penetrating substances. After the pipes were fixed, they were filled with sand so that both pipes would content as much the same amount of sand with the same grain size as possible.

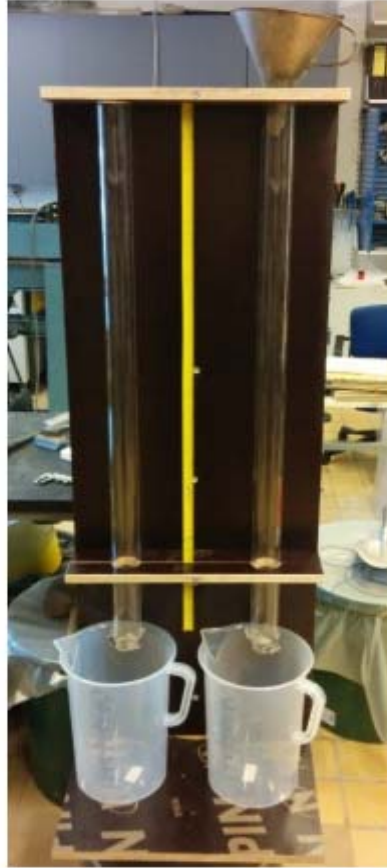


Fig.-6 Acrylic test pipes in a test stand with the scale in between. A jug was placed under each pipe for collecting liquid.

Colloidal silica and estimation of gelling time

Silica MEYCO MP 320 was used for this test. Sodium chloride solution with 10 % salt concentration was used as an accelerator. The appropriate gelling time of suspension of colloidal silica and accelerator was determined based on the penetration depth. The aim was to achieve 20-30 μm hydraulic fracture opening b . Maximum possible penetration depth for two dimensional (2D) flow $I_{max,2D}$, for colloidal silica can be calculated by using formula 1:

$$I_{max,2D} = 0,45 \cdot b \cdot \sqrt{\frac{\Delta p \cdot t_G}{6 \cdot \mu_0}}, \quad (1)$$

where b is a hydraulic fracture opening, Δp is prevailing overpressure, t_G is effective gelling time and μ_0 is a viscosity of colloidal silica suspension. By effective gelling time t_G , the time when viscosity of colloidal silica and accelerator is doubled comparing to the initial state. This time is equal to appr. 1/3 of gelling time t_G .

In this test, there was no ground water pressure, so the prevailing overpressure Δp needed for this test was the same as hydrostatic pressure of the water column in a pipe. Water column was 1000 mm high as shown in the Figure 7.

The length of the pipe was estimated to be the height of water column as hydrostatic pressure increasing steadily downwards affected the pipe from its upper part and, respectively, the suction increasing upwards the pipe caused by capillarity affected in the lowest part of the pipe. In this case, each part of the pipe was affected by equal power moving liquids and it was possible to estimate roughly but precisely enough that the overpressure is equal to hydrostatic pressure of water column within the whole height of the pipe.

Maximum possible penetration depth was clarified with gelling times equal to 30 min and 60 min by using formula 1. Longer gelling times were not considered as it was decided to keep testing time as short as possible in order to make testing process as rational as possible.

Table-2 Maximum possible penetration depth $I_{max,2D}$ with gelling times equal to 30 min and 60 min.

T_G (s)	t_G (s)	Δp (Pa)	μ_0 (Pa·s)	b (mm)	$I_{max,2D}$ (mm)
3600	1200	$0,0981 \cdot 10^5$	0,005	0,02	178,3
1800	600	$0,0981 \cdot 10^5$	0,005	0,02	126,1

Table-3 presents four tests made in test cups regarding gelling times as well as proportions of silica and accelerator used in sand column tests. Gelling time tests were carried out in single-use cups.

Table-3 Determination of gelling time of colloidal silica and accelerator solution based on experiment and test results and their proportions. Bigger amounts of accelerator shortened gelling time.

Date	Test Nro	Silica (g)	Proportion of accelerator in silica (%)	Accelerator (g)	Gelling time (min)	Comments
24.2.2015	Test 1	200	24,00 %	48	appr. 20	Target was 30 min
24.2.2015	Test 2	200	19,40 %	38,8	44	Target was 60 min
24.2.2015	Test 3	200	17,50 %	35	60	Correct ratio.
25.2.2015	Experiment 1	4908	18,58 %	911,8	50	Calculation mistake, had to be 17,5 %.
26.2.2015	Test 4	200	17,50 %	35	60	To assure that Test 3 (24.2.2015) was made in a right way
26.2.2015	Experiment 2	3284	17,50 %	574,7	60	Correct ratio.
26.2.2015	Experiment 3	2931	17,50 %	512,9	60	Correct ratio.
27.2.2015	Experiment 4	2344	17,50 %	410,2	60	Correct ratio.
27.2.2015	Experiment 5	2006	17,50 %	351,1	60	Correct ratio.

Sand grain sizes

The grain sizes of the sand used in final successful experiments are shown in the Figure 7. At the bottom of the pipe above the sieve mesh (0,125 mm), 50 mm layer of sand with the grain size equal to 0,5...1,0 mm was placed. This layer prevented the clogging of the mesh with finer sand. In this way, it was possible to keep the flow of silica and water through the sieve mesh as unrestricted as possible. 50 mm thick layer of the sand the grain size equal to 2,0...4,0 mm was placed on top pf the first layer. This layer prevented the dust contamination caused by fine-grained sand when water and colloidal silica were added to pipes. The interstitial air-space between grains of sand simulates the fracture space in the rock. Two different types of sand with very different grain sizes were used during the experiment, coarse and fine-grained sand as the walls of natural fractures are not smooth parallel surfaces. Instead, the fracture might become wider or thinner even within short distances. Proportion of coarse sand used during experiment correlated with the bigger opening detected in the real fracture in the rock and proportion of fine-grained sand correlated with more narrow fracture section according to what the hydraulic opening b of the borehole fracture is determined.

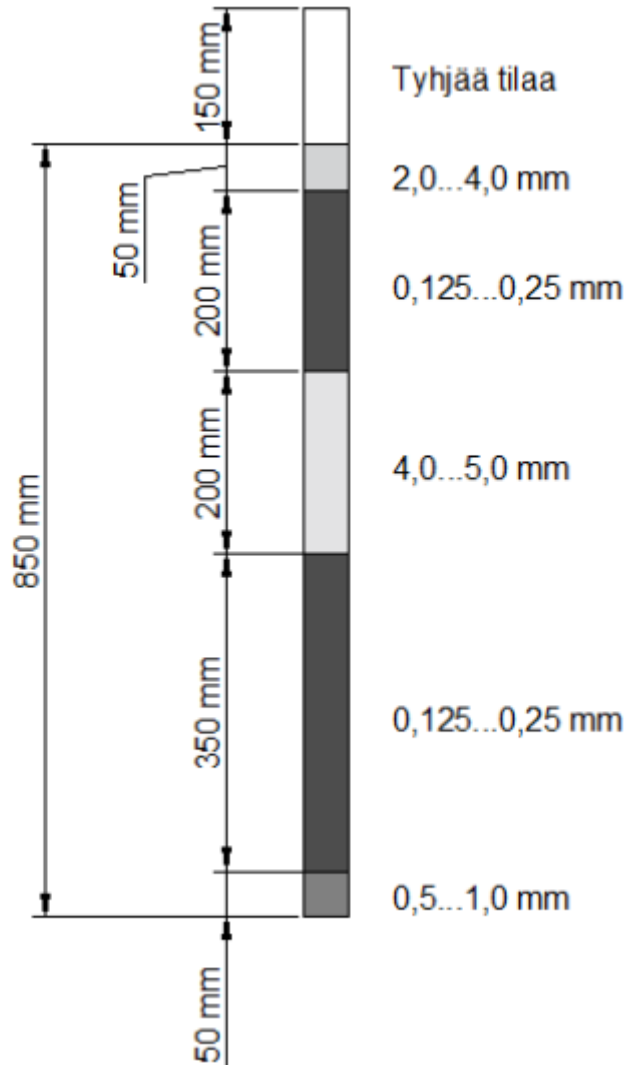


Fig.-7 The amount of different types of sand in the pipe (on the left) and their grain sizes (on the right).

Saline concentration in artificial groundwater and its preparation

The salinity of water had to be as similar to the salinity level of natural groundwater as possible. For this reason, the amount of salt was based on the amount of salt measured in groundwater in Posiva Oy's research space ONKALO demonstration tunnel 2.

In this research space, the total salinity of ground water (TDS, Total Dissolved Solids) was equal to 13860 mg/l, whereas proportions of different salts were as follows: calcium (Ca) 210 mg/l, sodium (Na) 3040 mg/l and chlorine (Cl) 8580 mg/l (Hollmén et al. 2013). The total salinity level of artificial groundwater used in experiment was set to 13,7 g/l and the proportion of calcium and chlorine masses to 2:3. Sodium chloride that was used during experiment was an ion compound NaCl. Calcium chloride was developed from hydrated salt, calcium chloride dehydrate $\text{CaCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

As salts easily absorb humidity for example from the air, they had to be dried in the oven with 105 °C before mixing them with water. After being dried for two days, 7,64 g of calcium chloride dehydrate and 7,49 g of sodium chloride were added to measuring cylinder until the grade of 1000 ml. After this, saline solution was mixed for 15 minutes to ensure that all the salt would dissolve in saline solution (Figure 8).

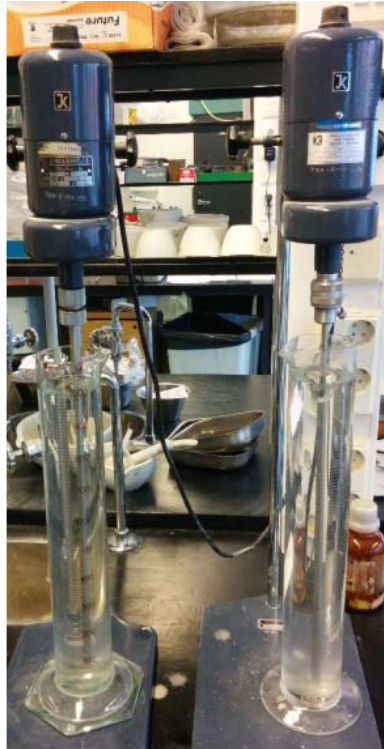


Fig.-8 Mixers that mixed the salt in water in 1000 ml measuring cylinder in order to get an artificial groundwater.

Execution of tests

Test was started by filling the pipes placed next to each other with the sand and the interstitial air-space between sand grains was completely saturated with water (Figure 9). After this, water surfaces in both pipes were set at the same level and the changes in the height of water level before adding silica was observed. When observation of decreasing level of water was long enough, colloidal silica and accelerator were mixed together.



Fig.-9 Pipes were completely saturated with water. Water poured on the layer of sand with grain size equal to 2,0...4,0 mm was muddy after mixing with sand dust.

A mixture of colloidal silica and accelerator was added to both pipes as simultaneously as possible. Silica was poured to both pipes at this moment when the level of water decreased to the level of the border of two upper layers of sand with grain sizes equal to 0,125 ...0,250 mm and 2,0...4,0 mm. In this way, it was assured that flocculation would not happen in pipe 2 before the silica's penetration into other sand layers and air volume in both pipes would not increase significantly.

After this, observation of penetration of silica in both pipes was started. The idea of the first test was to follow silica's penetration in units of time using the measurement grade located between the pipes. As it was impossible to observe the penetration of silica in the most fine-grained sand, it was impossible to get results. The sand with grain size equal to 0,250...0,50 mm was used as the most fine-grained sand. For this reason, silica started to flow through both pipes already within 6 minutes. This time was too short for observing the penetration of silica and for recording results.

In the second test, the amount of water flowing from the pipes was observed in units of time. It was noticed that sand filling was not comparable in both pipes as the fall in water level in pipe 1 was faster, i.e. measuring cylinder placed under this pipe was filled with water faster. Also, the sand with grain size equal to 0,250...0,50 mm was replaced with more fine-grained sand with grain size equal to 0,125...0,250 mm in order to prevent flowing of silica too fast out of the pipe.

Although it was impossible to observe the penetration of silica in more fine-grained sand, it was decided to observe its penetration in coarse sand in units of time. Finally, this test was not successful neither the penetration of silica in that layer was laminar.

In three last tests, the same grade of compactness of sand filling in both pipes were tested. For this purpose, the equal level of water surfaces was set in both pipes and measuring cylinders under the pipes were emptied. When cylinders were placed under the pipes again, stopwatch was launched. After this, increasing volumes of water coming out from the pipes measured in cylinders were observed and registered. The penetration of silica through the sand was observed as an increase of its volume in measuring cylinders placed under the pipes as well as visually, differently from the test 1. The sand with grain size equal to 0,125...0,25 mm that was proved to be good in the second test was used as a fine-grained sand in three last tests.

It was important for all tests to take care of pouring the same amount of water in both pipes (either fresh tap water or artificial groundwater) already at the phase of filling pipes with sand in order to prevent mixing of salinity levels of the pipes. Also, the level of water surfaces had to be above the sand level to ensure minimum possible access of air into pipes.

Results

In Table-4 are gathered results measured during the tests. For example, the time when it was possible to observe the wake of colloidal silica in the layer of coarse sand, the time when silica came out of the pipe, the time when the leakage stopped and the total volume of leak liquid after adding more silica into pipes.

Table-4 Test results 試験結果

Test Nr (pipe Nr)	Coarse sand (minutes)	Silica came out (minutes)	Leakage stopped (minutes)	Leakage volume after adding more silica (ml)	Comments
1 (1)	x	4:00	24:00	650	Changes in measured volumes.
1 (2)	x	6:00	14:30	280	Changes in measured volumes.
2 (1)	x	14:50	34:30	430	Failure with use of sand.
2 (2)	x	e	13:45	200	Failure with use of sand.
3 (1)	3:40	17:35	35:10	400	Successful test
3 (2)	3:20	e	15:25	230	Successful test
4 (1)	3:15	16:50	34:10	400	Successful test
4 (2)	3:10	e	14:30	220	Successful test
5 (1)	4:05	19:40	33:20	400	Successful test
5 (2)	5:10	e	10:50	200	Successful test
<p>(1) = pipe 1, fresh water (2) = pipe 2, artificial groundwater</p> <p>e = this effect did not occur</p> <p>x = the result was not registered/measured</p>					



Fig.-10 In a can in the forefront of the picture is colloidal silica that was used during the tests. A can on the right side of the picture is placed under the pipe filled with artificial groundwater and based on the colour of the liquid in the can it can be assumed that silica did not penetrate through the sand layers. In the can on the left side of the picture, there is also some silica that penetrated through the sand layers among the fresh tap water.

By the moment of time when silica was in the layer of coarse sand is understood the moment when it was possible to observe visually silica's wake in the sand layer. Silica flowing out was followed by observing cans placed under the pipes. As a mass of colloidal silica was a liquid that had milk-white colour, it was transparent and thicker than water, it was possible to detect changes in the colour of liquid drops falling into cans. The more silica mixed with capillary water in the pipes, the more easily it was to detect changes in the colour of liquid flowing to cans (Figure 10). Thereby, by the end of liquid flow is understood the time when the last drop of liquid came out of the pipe being observed.

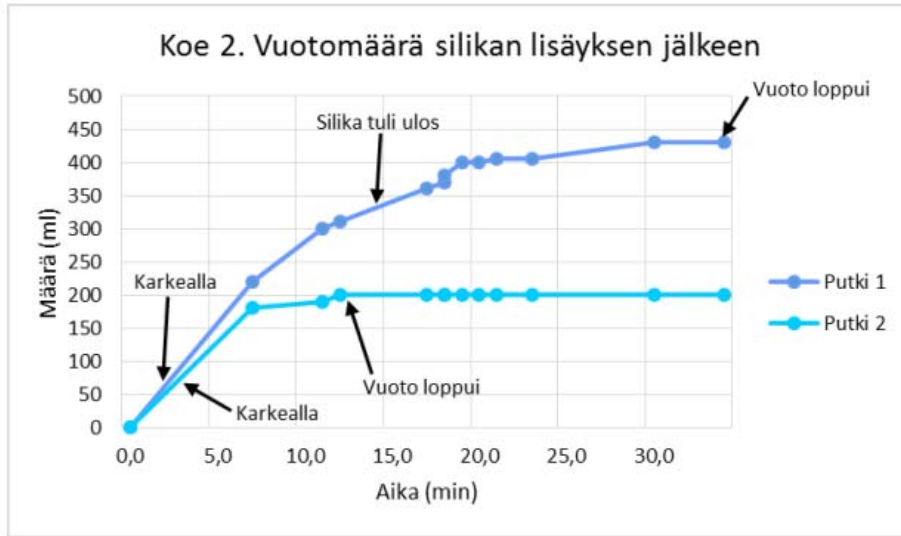


Fig.-11 Graph showing penetration of liquids in pipes 1 and 2 during the test 2 after adding the silica. In pipe 2, silica did not go through the layer of sand and the penetration ended too soon.¹



Fig.-12 Leakage volume after adding silica in test 3. In pipe 2 that was saturated with an artificial groundwater, penetration was clearly weaker than in pipe 1 as 170 ml less of colloidal silica flowed through the pipe 2.²

¹ Translation of Figure 11 from Finnish to English: Koe 2. Vuotomäärä silikan lisäyksen jälkeen = Test 2. Leakage volume after adding silica; Määrä (ml) = Volume (ml); Aika (min) = Time (min); Putki 1 = Pipe 1; Putki 2 = Pipe 2; Karkealla = coarse sand; Vuoto loppui = Leakage ended; Silika tuli ulos = silica came out.

² Translation of Figure 12 from Finnish to English: Koe 2. Vuotomäärä silikan lisäyksen jälkeen = Test 2. Leakage volume after adding silica; Määrä (ml) = Volume (ml); Aika (min) = Time (min); Putki 1 = Pipe 1; Putki 2 = Pipe 2; Karkealla = coarse sand; Vuoto loppui = Leakage ended; Silika tuli ulos = silica came out.

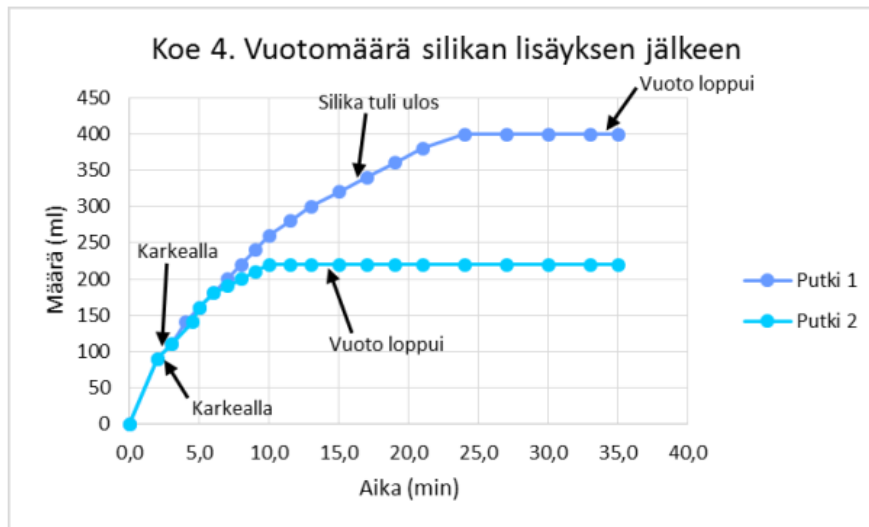


Fig.-13 Leakage volume after adding silica in test 4. In pipe 2 that was saturated with an artificial groundwater, penetration was clearly weaker than in pipe 1 as 180 ml less of colloidal silica flowed through the pipe 2.³

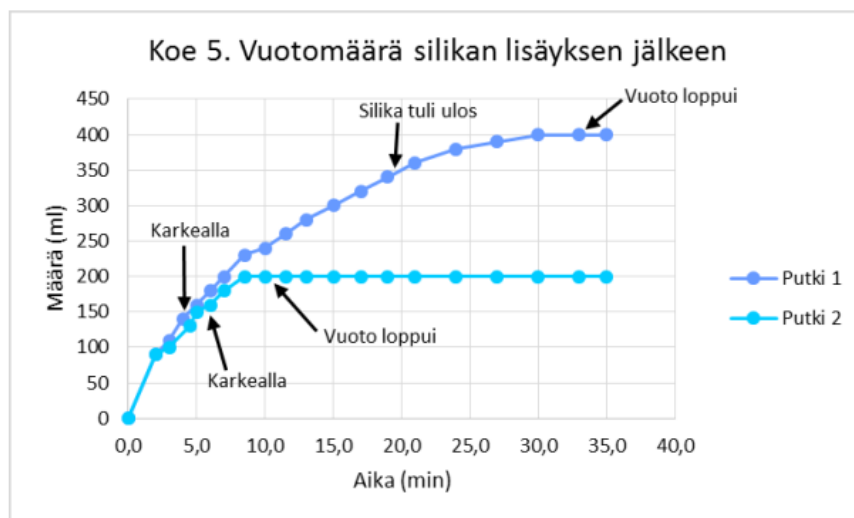


Fig.-14 Leakage volume after adding silica in test 5. In pipe 2 that was saturated with an artificial groundwater, penetration was clearly weaker than in pipe 1 as 200 ml less of colloidal silica flowed through the pipe 2.⁴

³ Translation of Figure 13 from Finnish to English: Koe 2. Vuotomäärä silikan lisäyksen jälkeen = Test 2. Leakage volume after adding silica; Määrä (ml) = Volume (ml); Aika (min) = Time (min); Putki 1 = Pipe 1; Putki 2 = Pipe 2; Karkealla = coarse sand; Vuoto loppui = Leakage ended; Silika tuli ulos = silica came out.

⁴ Translation of Figure 14 from Finnish to English: Koe 2. Vuotomäärä silikan lisäyksen jälkeen = Test 2. Leakage volume after adding silica; Määrä (ml) = Volume (ml); Aika (min) = Time (min); Putki 1 = Pipe 1; Putki 2 = Pipe 2; Karkealla = coarse sand; Vuoto loppui = Leakage ended; Silika tuli ulos = silica came out.

The first important observation was that colloidal silica did not flow laminarily in section with a coarse sand with grain size equal to 4,0...5,0 mm (Figure 15). Such processes were detected with fresh tap water as well as with artificial groundwater. It is difficult to claim something about finer-grained sand as it was impossible to observe this process visually. Mixing of colloidal silica with water may occur also in a finer-grained sand, however, it was impossible to determine its volume in this test.

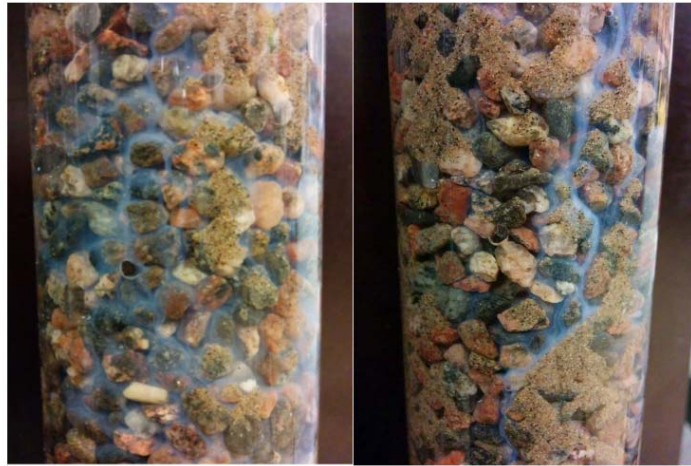


Fig.-15 Penetration of colloidal silica in the layer of sand with grain size equal to 4,0...5,0 mm. Penetration is not laminar. Pictures from test 5 (on the left) and test 3 (on the right).



Fig.-16 Flocculation of silica particles in pipe 2 due to the salinity of artificial groundwater. Picture from test 5.

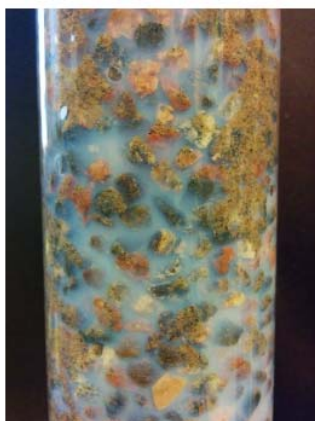


Fig.-17 Silica particles did not flocculate in pipe 1 filled with fresh tap water. Picture from test 5.

Conclusions

The aim of this bachelor's thesis was to study the impact of salty groundwater on the penetration of colloidal silica. For this study, a sand column test was carried out in the laboratory environment that allowed to observe the problems detected during in-situ grouting.

Salty groundwater clearly affected the gelling time of silica and its flow stopped too early before the effective gelling time was achieved. Also, the flow stopped much earlier before the comparison sample where the flow ended after about 35 min with gelling time equal to 60 min. In comparison samples, a fresh tap water was used as a capillary water. Results received during the observations correspond to the problems mentioned in work report of demonstration tunnel 2 in research space ONKALO (Hollmén et al. 2013). It was noticed that the penetration of the mass ended immediately in the beginning of grouting works and even the grouting was repeated, the leakage of rock fractures continued. Respectively, during grouting works made in access tunnel 4366-22, it was not detected that the flow would end too early when salty groundwater was extracted from rock fractures by injecting water before the injection of colloidal silica (Hatakka et al. 2013).

Results of this bachelor's thesis support the conclusions made based on observations of grouting works regarding the impacts of salty groundwater on silica mass. The results are contradicting with the assumption claiming that silica mass has laminar flow in rock fractures by replacing groundwater and the mixing of these two liquids would not happen. Based on the sand column test, it was possible to observe clearly the process of silica's mixing with salty artificial groundwater as well as fresh tap water.

The aim of the experimental test was to try to simulate the natural geometry of fracture system by using different types of sand. Even in rock fractures with small hydraulic fractures, there are points where fracture aperture could be big enough. Due to fracture's geometrical changes, there can occur whirls in water flows, even if the pressure used remains constant. Even the flow is not laminar in rock fracture due to whirls and mixing, it was impossible to determine its amount in very small hydraulic

fractures of 20 μm .

Affected by artificial groundwater, silica flocculated that was assumed also in a hypothesis of this study. In pipes filled with artificial groundwater, colloidal silica reminded the structure of porridge, it did not gel properly after the flow was over. The same effect was detected also in in-situ grouting in the environment with salty groundwater (Hollmén et al. 2013). The method developed and tested by Posiva and Rockplan concerning applying water injections before starting grouting with colloidal silica could be a solution for grouting works in environment with salty groundwater in the future. The method was proved to be efficient at least in an access tunnel 4366-22 in research space ONKALO (Hatakka et al. 2013).

It was said in work report of demonstration tunnel 2 in research space ONKALO (Hollmén et al. 2013) that some fast and sudden reaction were detected between colloidal silica and ground water with high content of calcium. Based on sand column test made for this thesis work, it is not possible to comment this observation. In the test carried out for this thesis work, artificial groundwater contained both sodium and calcium salts. Thus, it is not possible to be sure what of these who had bigger impact on flocculation and to early gelling.

Some improvements could be done for the sand column test carried out for this bachelor's thesis in order to achieve more precise results. To make the observation of penetration process of silica mass and its flow out of the pipe easier to observe, some colourant that would be easy to distinguish from the sand could be mixed with silica. However, that was not very important as test results were consistent comparing to the results of in-situ grouting tests carried out earlier.

Also, it would be possible to continue the observation of effects taking place in test pipes as well as registering quantitative results with more than one person participating in testing. In this case, persons could concentrate on observing smaller issues as from one person testing required very high accuracy, registering results and taking care of rhythm when observing changes in test pipes. However, from the point of view of the hypothesis of this study, it was possible to register results and observations precisely enough.

Reference

- 1) Kalle Hollmén, Ursula Sievänen, Johan Funehag, Nils Granberg, Tapani Lyytinen, Pauli Syrjänen, Jarno Säippä, Colloidal Silica–Grouting in Demonstration Tunnel 2 in ONKALO, POSIVA Working Report 2012-84, 2013.
- 2) Lassi Hatakka, Janika Tirinen, Noora Salminen, Guido Nuijten, Riitta Lehmusjärvi, Susanna Aro, Grouting of shaft intersecting deep underground hydro-geological zones HZ20A & HZ20B in ONKALO underground research facility, Olkiluoto, 7th Nordic Grouting Symposium, Proceedings pp.147-152, 2013.
- 3) Lassi Hatakka, Noora Salminen, Guido Nuijten, Riitta Lehmusjärvi, Sanna Mustonen, Silica grouting in deep underground saline conditions in ONKALO underground research facility, 7th Nordic Grouting Symposium, Proceedings, pp.17-28, 2013.
- 4) Bodén A., Sievänen U, Low-pH Injection Grout for Deep Repositories, Summary Report from a Co-operation Project Between NUMO (Japan), Posiva (Finland) and SKB (Sweden). POSIVA Working Report 2005-24, 2006.
- 5) Ahokas H., Ahokas T., Hansen J., Hellä P., Koskinen K., Koskinen L., Lehtinen A., Löfman J., Marcos N., Mészáros F., Partamies S., Pitkänen P., Sievänen U., Snellman M., Vieno T., Control of Water Inflow and Use of Cement in ONKALO after Penetration of Fracture Zone R19. POSIVA Working Report 2006-45, 2006.
- 6) Isomäki J, Pre-grouting test in Nygård tunnel – Silica Sol in practical use. Tampere Polytechnic. Final thesis, 2007.
- 7) Hakanen M., Hölttä P., Lahtinen M, Silica Colloids and their Effect on Radionuclide Sorption – Experimental Study. POSIVA Working Report 2009-26, 2009.
- 8) Sievänen U., R20 Programme: Development of Rock Grouting Design, Techniques and Procedures for ONKALO. POSIVA Working Report 2008-45, 2009.
- 9) Martikainen J. 2010. Impact of groundwater on gelling of colloidal silica. B+Tech. Technical Memo, 2010.
- 10) Martikainen J. 2011. Behavior of colloidal silica in artificial fracture. B+Tech. Technical Memo, 2011.
- 11) Lehtonen H., Impact of groundwater salinity on penetration of colloidal silica. Aalto University. Bachelor Thesis, 2015.

Appendix X

フィンランドの性能評価書における掘削・操業から閉鎖までの
評価内容・評価結果

大項目	小項目	内容
地圏の力学的及び地球化学的変遷	地下水流 地下水組成 <ul style="list-style-type: none"> ・ 地下水中の塩分 ・ pH 及び酸化還元状態 ・ 地下水中の溶解イオン及び硫化物 ・ 操業期間中の地圏における硫化物の変化に関するモデル化 ・ 操業期間中の微生物活動 ・ 建設中のセメント起源のコロイド 	<p>【結論】</p> <p>オルキルトにおける地下水流動は主として亀裂ネットワーク及び変形帯を通じて生じるものであり、その内部において流動が起こる水路が形成されることが見込まれる。すなわち、流動条件は著しい局所的なばらつきが生じる。定置孔近辺の塩分濃度及び地下水組成についても同様と考えられる。</p> <p>操業期間中には、流量は処分場の建設前に比べ約2桁高くなる（処分場を含む母岩から出る、もしくは入る流量（Löfman & Karvonen 2012））ものの、坑道及び立坑の埋め戻し材とシールを設置した後は（すなわち閉鎖後には）、モデル化によって流量はほぼ掘削前の値に戻ることを示されている。</p> <p>掘削及び操業期間中の流動状態には大きな変動があるにもかかわらず、塩分濃度、塩化物含有量、そして陽イオンの総電荷当量の面での地下水組成は、いくつかのキャニスタ位置を除き、目標範囲内に収まることになる。すなわち、緩衝材と埋め戻し材の機能は全面的に確保される。</p> <p>【詳細】</p> <p>流入量と閉鎖後流量との相関関係は必ずしも均等なものではなく、空間的なばらつきを伴う可能性がある。すなわち、RSCによって定義された定置孔に関する最大流入規準（0.1 L/分）を上回る流入を示す定置孔の全てを無視した場合であっても、少数の定置孔が、目標値に比べた場合の閉鎖後流量の増大または移行抵抗の低下と関連づけられる可能性を排除できないことが考えられる。掘削により、特に坑道床の下に、損傷を伴うゾーン（掘削影響領域：EDZ）が形成される。ただしこの損傷が、坑道の全長にわたって連続的な水理学的経路を形成する見込みは低い（『サイト記述』；Posiva, 2012h）。これに加えて、掘削が、そして後には使用済燃料によって生じる熱が、掘削された定置室、定置坑道及び定置孔の周囲にスポーリングまたはその他のタイプの応力によって誘発される損傷が生じる原因となる可能性がある。EDZの規模及び特性、さらには応力によって誘発される岩石損傷については、さほど重要ではない不確実性が存在している。これらの不確実性は、地下水流動モデル化において考慮に入れられている。</p> <p>操業期間において、処分場周辺の平均塩分濃度は、建設前フェーズとほぼ同維持にとどまっ</p>

大項目	小項目	内容
		<p>ており、変化はどちらかといえば穏やかなものである。しかし処分場岩体に流れ込む地下水流動の増加によって水の混合が生じるため、局所的に希薄度が高まるか塩分濃度が高まるかのいずれかになる可能性がある。しかしながら、悲観的な仮定のもとであっても、レファレンス岩体内の最大塩分濃度は 70 g/L を下回る水準にとどまるものと予想されており、処分場深度における塩分濃度が 35 g/L を上回ることは予想されていない。モデル化結果の多くは、操業期間中の最低の塩分濃度が、処分場の多くの部分で、少なくとも 1 リットル当たり数グラムになることを示唆している。ただし塩分濃度が 0.3~0.4 g/L (陽イオンの最小許容電荷当量である 4 mM にほぼ相当する) に近づく可能性を完全に排除することはできない。こうした低い塩分濃度が得られるのは、浸透水の塩分濃度をゼロとし、表土中及び涵養経路沿いの地球化学的及び水理化学的な反応を無視するという悲観的な仮定を採用した場合に限られる。</p> <p>上述した塩分濃度の最小値と最大値は、ONKALO 内部の主要な水理地質帯と結びついており、必ずしも水理地質学的に能動的なゾーンが回避される処分場パネル自体で生じるわけではない。</p> <p>表土に含まれる有機物、黄鉄鉱及びその他の硫化物は、微生物に媒介された反応によって浸透水中の酸素を消費することができる。すなわち、酸素は亀裂沿いに数十メートルを超えて浸透することは予想されておらず、処分場深度に達する見込みはきわめて低い。浸透水中の pH は方解石によって中和される。処分場深度における天然地下水中の pH は 7~9 の範囲と予想されており、目標特性によって定義された範囲に十分に収まっている。</p> <p>オルキルトの地下水は、自然の状態におけるコロイド含有量は低い。セメントまたはシリカ土の劣化によってコロイドが形成される可能性がある。しかし処分場深度の地下水は一般にイオン強度(塩分濃度)が高いため、この種のコロイド形成は限定的なものと予想される。</p> <p>自然の(すなわち擾乱のない)状態における主要なタイプの水に関する硫化物濃度は、1 mg/L を十分に下回っている。これは、地下水中の鉄が、硫化鉄(溶解度が低い)を形成することにより、硫化物濃度が制御されるためである。サイト特性調査活動や ONKALO の建設が、様々な地下水タイプの混合によって人工的な擾乱を受けた過渡条件を作り出したことが観察されている。また深度約 300 m において、異常に高い硫化物レベル(最大で 12 mg/L)が測定されている。この高い硫化物濃度が形成された理由はおそらく、鉄が利用可能になった時期が遅れた</p>

大項目	小項目	内容
		<p>ことにあるものと考えられる。しかしより長期的に見た場合、硫化物濃度は依然として硫化鉄相によって明確に制御されている。モニタリング結果により、地下水条件が安定した後で硫化物濃度は異常に高い値から低下してゆく。地下水データは、硫化物の値が 1 mg/L を十分に下回ることを明確に示しているものの、『性能評価』（Posiva, 2012f）では、評価期間の全体にわたり、悲観的な上限値である 3 mg/L が適用されている。これは、鉄の利用可能性が速度論的に制限されていることと微生物活動に関連した不確実性に加えて、溶解度の制御が、より溶解度の高い非結晶質硫化鉄によって行われる可能性を考慮に入れた上での措置である。</p>
ニアフィールドの熱的変遷	ニアフィールドにおける熱的変遷	<p>【結論】 定置後及び操業期間中の最高温度は許容可能な範囲内にとどまることになる。</p> <p>【詳細】 飽和状態にない緩衝材と飽和状態にある緩衝材を想定して計算された、キャニスタ表面及び定置孔壁における温度の変遷を比較した。キャニスタ表面における最高温度は初期状態では 95℃ である。この場合、キャニスタと緩衝材との間に乾燥した空気の隙間が存在しており、緩衝材は飽和状態にない。この状態はキャニスタの定置から約 20 年以内に達成される。飽和状態にある緩衝材の場合、キャニスタ表面における温度は最高でも約 75℃ である。定置孔の岩盤内の最高温度が成立するのは約 40 年後で、およそ 65℃ である。この結果は処分場の中央部に置かれたキャニスタに関するものであり、到達すると考えられる最高温度を示している。</p>
ニアフィールドにおける岩盤の力学的変遷	<p>掘削影響領域：EDZ</p> <p>掘削による岩盤損傷</p> <p>断層の再活性化</p>	<p>【結論】 掘削によって、さらには使用済燃料からの崩壊熱によって生じる熱負荷により、ニアフィールド岩盤内部に何らかの局所的な損傷（スポーリング、亀裂の再活性化など）が生じることになる。目標特性において岩盤の損傷は直接検討されないが、掘削された定置室、定置坑道及び定置孔の周囲の岩盤の損傷は、岩盤の水理学的特性に（上述したような）影響を及ぼす可能性がある。</p> <p>【詳細】 掘削により、特に坑道床の下に損傷域（掘削影響領域：EDZ）が形成されるが、その損傷はおそらく連続的なものではないと考えられる。EDZ の連続性と水理学特性に関する不確実性、さらにはそれが地下水流動に及ぼす影響に関する不確実性のために、地下水流動モデル化において、その特性に代替仮定を設定する方法により、損傷域の諸特性に見られる変動の研究が行われた。岩盤の力学的な状態に全体的な影響を及ぼすプロセスについては良好な理解が存在す</p>

大項目	小項目	内容
		<p>るものの、オルキルトの岩盤の弾性パラメータや岩盤強度パラメータに関して、とりわけ原位置応力状態に関して、依然として不確実性が存在する。</p> <p>亀裂の再活性化により、その水理学特性は変化する可能性がある。しかし特に坑道の周囲にEDZが形成され、定置孔の周囲に岩石損傷が生じた場合に起こる変化と比較した場合その水理学特性の変化は小規模なものである。</p>
緩衝材及び埋戻し材の力学的及び水理学的変遷	パイピング・エロージョン <ul style="list-style-type: none"> ・処分孔における質量損失の推定 ・パイピング・エロージョンにより影響を受ける定置孔の数 ・浸食水 (eroding water) の累積量 ・流出する固体含有量 ・定置坑道埋戻し材の重量損失の推定 	<p>【結論】 パイピング及び侵食プロセスを考慮したとしても、緩衝材と埋め戻し材は性能目標を満たした特性を維持する。また定置孔内の顕著な緩衝材喪失を伴う状況に関して残っている不確実性は、放出シナリオの作成において検討される。</p> <p>【詳細】 全面的な飽和状態が成立する前に、パイピングと侵食により、一部の緩衝材及び埋め戻し材の喪失が起こる可能性がある。定置孔への流入計算値に基づくと、おおよそ定置孔の3分の1において、パイピング及び侵食による何らかの限定的な緩衝材の質量喪失が起こるものと予想される。基本ケースでは、定置孔内の最大流入規準が0.1 L/分であることを考えると、推定される質量喪失は最大限で185 kgになる（1か所の定置孔における緩衝材の総質量は2万300 kg～2万4,300 kg）。総質量がより大きいバリエーション・ケースも存在するが、緩衝材の平均密度は緩衝材の透水係数または膨潤圧に著しい変化が予想されないレベルにとどまり、緩衝材が飽和するにつれて、必要とされる低い透水係数と十分な膨潤圧が成立するようになる。</p> <p>パイピングと侵食によって局所的に失われる可能性のある埋め戻し材はせいぜい1万3,000 kgであるが、侵食された物質は定置坑道内に再配分される。坑道内の埋め戻し材の総質量(300 mの長さの定置坑道の場合で8,000 トンを超える)と比べた場合、これはどちらかといえばわずかな量である。埋め戻し材の性能への効果は、質量喪失が埋め戻し材においてどのような配置で生じるのかに応じて決まる。例えば、1 mの坑道区画からこの1万3,000 kgの全てが失われる場合、質量喪失はこの場所の埋め戻し材の密度に著しい効果を及ぼすことになる。この種の事象は、当該質量の全てを坑道のさらに遠くへと運び出す上で十分な流入量を伴う亀裂の近くでは、おそらく可能である。また、侵食による質量の再分配が完了した後、時の経過に伴う均一化によって質量喪失の局在化がある程度緩和される可能性もある。いずれにせよ、RSCが適用されることで、定置孔がこの種の亀裂の近くに設置されることはない。したがってこの種の侵食がEBSシステムの性能に有害なものになることはない。</p>
緩衝材及び埋戻し材の地球化学的変遷	酸素消費及びpH変化 コロイド形成 ニアフィールドに対するセメント系浸出液の影響 <ul style="list-style-type: none"> ・セメント物質の浸出 ・岩盤中への浸出液の輸送 ・セメント系浸出液と粘土/モンモリ 	<p>【結論】 飽和の際に、キャニスタからの熱伝達が原因となり、緩衝材内の塩の何らかの限定的な溶解と沈殿が生じる可能性がある。しかしそれが緩衝材に及ぼす影響は限定的なものであると予想される。</p> <p>【詳細】 亀裂のグラウト、ロックボルトの安定化のために使用されるグラウト、そして定置坑道内の</p>

大項目	小項目	内容
	ロナイトとの間の相互作用 その他のシール材物質に関する浸出液-シリカゾル	<p>プラグからのセメント浸出液は、飽和時に、セメント系物質の劣化及び浸出によって埋め戻し材に局所的な影響を及ぼす可能性がある。しかしセメントは緩衝材とは直接接しているため、緩衝材への影響が有意なものになることはないと思われ。</p> <p>不飽和条件と飽和条件の両方において、埋め戻し材及び緩衝材内に最初に存在していた酸素の消費は、黄鉄鉱及びその他の副成分鉱物と酸素との反応により、比較的迅速なものとなる（およそ数日間から数年間）。また酸素は、キャニスタによっても部分的に消費される。したがって、定置されたキャニスタの周囲と緩衝材及び埋め戻し材全体に、酸素が欠乏した還元条件が迅速に成立する。</p> <p>操業期間と閉鎖後期間（氷床の後退後の希薄融氷水の浸透について考慮しなければならない時点までの期間）においては、天然地下水コロイドとセメント系コロイドだけでなく、緩衝材と埋め戻し材の劣化に伴って入り込んだコロイドも、イオン強度の高い地下水にごく稀にしか存在しないものと予想される。</p>
閉鎖に関する力学的、水理的及び地球化学的変遷	操業期間中の閉鎖埋戻し材の変化 操業期間中の閉鎖プラグ及び定置坑道プラグ材におけるコンクリート構成要素の変遷 <ul style="list-style-type: none"> ・コンクリート耐久性に関する概要 ・設置後 100～200 年間の HZ (hydrogeological zones) 20 上部の標準コンクリートの変遷 ・設置後 100～200 年間の HZ20 より下の低 pH 自己圧密コンクリートの変遷 	<p>【結論】</p> <p>最初の閉鎖構成要素の定置開始（2070 年までに行われる）から閉鎖の完成（2100～2120 年までに行われる）までの期間は比較的短期間（30～50 年間）であるため、適切な品質保証措置が順守されている場合、操業期間中のそれらの挙動についてはさほど大きな不確実性は存在しないはずである。</p> <p>閉鎖物質（または持ち込まれたその他の物質）の劣化に伴って生じるコロイドは、処分場深度におけるイオン強度の高い地下水中には不安定であるため、その影響は無視できる程度のものである。</p>
キャニスタ腐食	定置前の空気による腐食 取扱い及び定置による腐食 応力腐食割れ 残留水の放射線分解による内部腐食 不飽和緩衝材中の外部腐食 定置孔内の好気性腐食 高塩分濃度の地下水中での銅の腐食	<p>【結論】</p> <p>定置後にキャニスタは腐食生成物の薄い層に覆われる。処分場に欠陥を伴う少数のキャニスタが存在する可能性を現在の技術開発段階において排除することはできない。</p> <p>【詳細】</p> <p>空気中存在する、また当初に閉じ込められる酸素による腐食深さは最大限でも 0.5 mm を下回ると予想されており、銅製キャニスタ壁への影響は、その肉厚が最小限の部分についても、無視できるものとなる。また処分場環境の変遷の初期における有酸素フェーズでは、応力腐食割れ（SCC）が生じやすい期間は短く、また必要な条件（酸化還元電位、間隙水の塩分濃度、境界域の pH 及び SCC を引き起こす種の存在）が同時に存在する見込みもきわめて低い。キャニスタの表面（溶接位置）にかかる残留応力を定量化する作業が、現在進められている。</p>
キャニスタへの力学的影響		<p>【結論】</p> <p>生じ得るキャニスタ取り扱い事故による影響は、長期的なセーフティケースにおいて問題とはならない。その理由の一つとして、この種の事故が起きた場合、キャニスタは検査と評価のた</p>

大項目	小項目	内容
		めに封入施設に戻されることが挙げられる。必要な場合、キャニスタを開いて中身を取り出し、燃料を新しいキャニスタに再封入することになる。キャニスタ表面状態を検査するために、キャニスタが定置孔に降ろされる直前に、表面損傷に関する最終検査ポイントが設定される予定である。
未臨界		<p>【結論】</p> <p>処分場の早期の変遷段階において臨界が成立する可能性はない。これは、使用済燃料が初期状態と同じ形状構成にとどまっており、キャニスタ内に水（中性子減速材）が存在しないためである。臨界安全解析によれば、慎重な立場に立って「キャニスタが水で満たされている」と仮定した場合であっても、使用済燃料は未臨界条件にとどまるものと予想される（OL3 キャニスタの場合、燃焼度クレジットが必要となる）。</p>

Appendix XI

委員会報告

I はじめに

当該研究においては、「沿岸部処分システム高度化開発委員会」と称する外部有識者委員会を設置し、研究の運営や成果に対する評価を実施している。この記録を掲載する。

II 委員会名簿

評価委員：委員長：大西有三（関西大学）

委員：大江俊昭（東海大学）

委員：佐藤 努（北海道大学）

委員：佐藤治夫（岡山大学）

委員：竹内真司（日本大学）

委員：登坂博行（東京大学名誉教授）

委員：吉田英一（名古屋大学）

アドバイザー：内田滋夫（量子科学技術研究開発機構：QST）

太田久仁雄（原子力発電環境整備機構：NUMO）

窪田 茂（原子力発電環境整備機構：NUMO）

塚本政樹（原子力発電環境整備機構：NUMO）

オブザーバー：資源エネルギー庁 放射性廃棄物対策課

事務局：公益社団法人 日本地下水学会

Ⅲ 第1回 委員会報告

1 議事次第

日 時：平成28年12月25日（日） 14：00～17：00

場 所：東京都千代田区飯田橋1-1-1

ホテルグランドパレス 4階 桐

出席者（順不同・敬称略）

評価委員：大西有三（関西大学）、大江俊昭（東海大学）、佐藤努（北海道大学）、佐藤治夫（岡山大学）、竹内真司（日本大学）

アドバイザー：内田滋夫（QST）、太田久仁雄（NUMO）、窪田茂（NUMO）、塚本政樹（NUMO）

オブザーバー：戸谷成寿（METI）、横田秀晴（METI）

受託者：

AIST：丸井敦尚、町田 功、小野昌彦、樽沢春菜

JAEA：清水和彦、仙波 毅、安江健一、三ツ井誠一郎、牧野仁史、柴田雅博、石丸恒存、佐藤稔紀

CRIEPI：伊藤千浩、宮川公雄、幡谷竜太、長谷川琢磨

RWMC：朝野英一、大和田仁、江守 稔、林大介、川久保政洋、今井政孝

事務局：

日本地下水学会：友澤孝、細川裕美子

次第

1. 開会の辞、主催者挨拶
2. 委員紹介
3. 事業の説明：地質環境
4. (休憩)
5. 事業の説明：工学技術
6. 事業の説明：安全評価
7. 総合討論
8. 総評
9. その他

配布資料

資料1-1 次第

資料1-2 委員名簿

- 資料 2 - 1 地質環境 - 1
- 資料 2 - 2 地質環境 - 2
- 資料 3 - 1 工学技術
- 資料 3 - 2 工学技術 (参考資料)
- 資料 4 - 1 安全評価

2 議事録

1) 開会の辞、主催者挨拶

事務局から委員会開催の宣言があり、続いて戸谷氏から挨拶があった。

2) 委員紹介

評価委員会の主催者である産業技術総合研究所の丸井から、評価委員の紹介と資料の確認がなされた。さらに、大西委員の委員長選任が図られ、本人了解のもと出席委員の全会一致で決定した。次にアドバイザー、オブザーバーの紹介があった。

続いて本委員会の構成について説明があった。本事業は受託者 4 機関で今後 3 年間続ける計画であること、本日は第 1 回目の委員会として今後 3 年間の予定と今年度内容について審議願うこと、次の第 2 回は 1 月下旬に中間報告を資料として渡し、メール審議方式とすること、第 3 回は 2 月中旬に開催し、進捗を確認して本年度報告書に反映できるよう、審議をお願いする旨の説明があった。

それをもって 3 月初めにドラフトをまとめ、3 月末に本年度の最終成果報告書を出すことが了承された。

3) 事業の説明と主な質疑

地質環境

- ・沿岸部の河川は蛇行することがある。その場合の評価はどうするのか。大陸棚周辺の地形学的特徴は例かもしれないが、ここはプレート境界で断層がたくさんあって通常の評価方法、河川の侵食河岸段丘の隆起だけでは評価困難ではないか。また、海成段丘などの有効な指標がない沿岸部陸域に関する調査評価方法についてはどう考えているか。
- ・隆起が激しいところは蛇行する。糸魚川は 100m 上がるとみんな蛇行する。あそこは隆起地域である。やらなければいけないのはむしろ蛇行地域である。
- ・まず共通して何を取るか決めて、連動するところ、さらに精度やパターンでみるのか、そこは選ぶ段階で絞っていただければと思う。
- ・原発再稼働の議論が全国であるが、例えば泊の地質環境を説明できるかと問われると結構難しい。発表ではできると言うが実際にやると説明が難しい。データが揃っていて、精

度が良くて例としてはきれいに出来て、論文も精査されるが論文はほとんど成功例である。

1つの難しい例も何故難しいのか含めてそれをクリアするためには何が必要かを例として出してほしい。成功例ではない、反対側も意識してまとめて欲しい。

- 産総研はたくさんのデータをもっていると思うので、既存の解析結果を利用する場合はその入力データがどのくらい確からしいのか確認されるといいと思う。また、この研究の実施計画書は公開されているのか。
- 3年後に三次元のオールジャパンの絵ができるとあったが、海岸海底の方はデータが揃っていない所がある。その場合、データ精度にムラのある三次元の絵になると思われるが、その絵に必要なデータはどのくらい整備されていてどれを使っていくのか。
- 地下水年代測定技術は、候補地選定には有効だが、先に話を進めていく時にどのように展開されるのか見えているといい。将来展望はどう考えているのか。

工学技術

- 塩水環境の影響という、セメント材料だと塩水につけてどうなるかを調べるということになる。しかし実際は、沿岸部の深いところに埋める場合は、おそらく淡水環境から塩水環境へと変わるのではないかと。したがって、淡水環境でコンクリートが変質（炭酸化）して、その後の塩水影響を見なければいけない。それは他の材料も同じで、淡水でコロージョンを受けて、その後に塩水環境の影響をみなければならない。そこが抜けていないかの確認が必要である。
- これから室内実験などでデータを取得することになるが、低アルカリグラウトもあるので、そこも含めて整備したうえで溶液型グラウトを進めていくという理解でよいか。低アルカリグラウトについては、室内試験の既存研究事例が多いと考えられるので、それらも整理しておくといよい。
- 淡水系の地下水がある所に処分場を造るという計画を立てて、それを単に海水に置き変えただけのように思える。最初の沿岸海底下のファーフィールドをどう捉えるかという前提があったうえでの処分システムの考え方がみえない。従来の淡水系の知見をベースに、単に周りの水が海水だったというアプローチにしか見えない。なぜ沿岸海底下のいいところを活かさないのか。例えば、沿岸海底下の特徴的な性質は拡散場であろうという前提で、この計画で無駄がないのか、あるいはやらなければならないことが抜けてないのか、本当にそれでいいのか、そういう評価をしておかねばならないのではないかと。工学技術として問題提起とかいろいろな検討事項が挙げられているが、この中の時間軸のなかで、最初にどういう境界条件があって、それが時間とともにどう変わってくるのか。最初にある前提条件が何であり、それが地質環境としての変化の中で、掘削による擾乱に伴い環境が変わって水が入ってまた出ていくといった一連のプロセスと、それに対する工学技術の対応がどうなっているのか見えにくい形になっている。それを明らかにして、整理をお願いしたい。個々の技術はわかるので、どういう時にどの技術を検討しておかねばならないかと

いう対比を具体的に説明してもらえると分かり易い。

安全評価

- ・事象・特性というところは、この問題が基本的に境界値問題のため、境界値の変化をどう与えるかはいい方向だが、プロセスのところは最も重要で、いままでのやり方と全く違ってくるのは、媒体が時間とともに変化していくのをダイナミックに追っていくことだと思う。そうなると一番効いてくるのはケミストリーである。境界値を変化させながら中をダイナミックに動かしていくのをどうやろうとしているのかがみえない。変化に合わせてデータを引っ張ってくるという発想にしかみえない。そのやり方だとうまくいかず、データがない場合はそこで詰まってしまう。そのデータをどう補完していくのか、そのアプローチの仕方をはっきり立てて、議論して合意を得ないと、それ以上の検討ができなくなる恐れがある。その方針を立てるべきである。
- ・FEPとデータ取得の話があるが、これを整備するときに、当然のことながらシナリオは事実から設定していくが、FEPとパラメータとの関係を整理してみると、できることとできないこと、足りていることと足りないこと等を含めて色々出てくると思う。そのキャッチボールを十分にしようえで計画を進めるのがいいであろう。安全評価では、パラメータを設定する人、データをとる人もそうだが、ある大まかな条件だけでとればいいという話には必ずしもなっていない。必ずシナリオとリンクしているはずなので、その間との議論をしっかりした方がいい。
- ・これまでは、イオン強度が高い時はどうか、pHが高い時はどうかという視点はあった。だが海水は踏み込んでないところだった。
- ・資源エネルギー庁研究会での課題に対してのつながりが、地質環境と安全評価のところでも少し不明であった。研究会の報告書で挙げられた課題があるので、実際されていない所があるといけないと思った。

4) 総評

- ・今日は第1回であり、4機関がそろって総合力を発揮してそれに対処していこうとする意気込みが感じられる。何人かの委員の方にもご指摘頂いたが、最初の前提条件として、淡水（陸上）でやってきたことをそのまま海底下においたという印象を受ける記述が多々ある。また委員の指摘のように、海水は相当難しい面があり、気を引き締めて検討することがたくさんある。内容的には、やはり縦割りになっているところがある。これを総合して、最終的には安全評価の確認に繋げていくプロセスになるので、そこに繋がられるようにそれぞれが役割としてどういうものがあるかを外部の人にわかるようにもっていく必要がある。まとめの段階ではそこに留意してほしい。
- ・最後に要望しておきたい点として、3年でまとめなければいけないということがあまり強いと、中途半端で拙速にまとめてしまう可能性がある。3年でできなければ、その時点で課

題設定をして、こういう点が残っているということがクリアになれば、それはひとつの結論である。途中のプロセスが十分、評価に耐えるものであれば、次のステップに移ることができる。以上のことを勘案のうえ、本評価委員会を進めていきたいと考える。

5) その他

次回以降のスケジュールについて説明が行われた。

以上

IV 第2回 委員会報告（メール審議）

1) 審議内容

期間：平成29年2月2日（木）～2月13日（月）

資料：平成28年度成果報告書ドラフト

方法：今年度の成果報告書のドラフト版を外部評価委員に送付し、各委員から方向性、内容、まとめ方等についてのコメントを提出してもらった。

2) 主なコメント

- ・「沿岸部」に特化して、地質環境の調査、工学技術、安全評価技術の3つの開発課題に関する研究計画、実施方法、結果について要領よく整理されていると思う。一部の課題については、検討開始が遅かったため、結果および考察に不十分な点が残っている。また、記述に不整合が見られる点がある。十分に注意して最終報告書にしてほしい。
- ・体系化という言葉があるが、先の資源エネルギー庁報告書に基づく課題や、そこに記述されているNUMOが行うべき体系化との整合性が取れていることが重要と考える。報告書の課題との関連、NUMOの体系化で何が求められているのかを報告書の中に記載すべきではないか？
- ・まずは、現状の知見や調査手法で、沿岸域をどこまで評価できるのか？把握できない部分は何か？そのための技術開発とその優先順位を明確にすることが必要と考える。
- ・報告書の情報量が膨大であることから、可能であれば、成果の概要（Executive summary）を付けておくと利用しやすいと考える。
- ・地下水流動解析については、基本的な手法は整備されていると認識している。但し、いわゆる不動領域に処分場を建設した場合の擾乱と廃棄体設置後の回復過程の評価が重要と思われる。不動領域が埋め戻し後も不動領域として機能するのか？機能するのにどれくらいのかかるのか？明らかにされることを期待したい。
- ・どのように沿岸部海底下での地層処分とリンクするのかが読めなかった。要は、沿岸部海底下処分の可能性を検討する上での、現状の技術やデータ、調査機器の適用性など、その過不足と今後の課題を抽出する、というのが主旨だと理解しているが、いきなり具体的な手法や各論に入ってしまう、なぜ、記載されている領域での各論の調査やデータが必要なのか（海洋底処分にとって）、また必要だとして、どの程度の精度のデータやデータ量が必要なのかが全く述べられず、各研究機関の知見や技術の現状が示されているだけに思える。
- ・産総研は、産総研の役割がありますので、それを正確に、かつ精度高く実行すればいいと思うが、一方で、産総研も、どうやってインテグレートするのか、といった観点での議論

／指摘を自らされるべきと思う。そうでなければ、沿岸部海底下の地層処分を理解／議論しないままに、産総研やその他の機関も今回の受託研究を行っているかのような誤解を周辺に与えかねないでしょう。

以上

V 第3回 委員会報告

1 議事次第

日 時：平成 29 年 2 月 14 日（火） 14：00～17：00

場 所：東京都千代田区飯田橋 1-1-1
ホテルグランドパレス 4階 桐

出席者（順不同・敬称略）

評価委員：大西有三（関西大学）、大江俊昭（東海大学）、佐藤 努（北海道大学）、竹内真司（日本大学）、登坂博行（東京大学名誉教授）、吉田英一（名古屋大学）

アドバイザー：内田滋夫（QST）、太田久仁雄（NUMO）、窪田 茂（NUMO）、塚本政樹（NUMO）

オブザーバー：横田秀晴（METI）、戸谷成寿（METI）

受託者：

AIST：丸井敦尚、町田 功、小野昌彦、樽沢春菜、楠瀬勤一郎

JAEA：清水和彦、亀井玄人、大澤英昭、仙波 毅、安江健一、三ツ井誠一郎、牧野仁史、柴田雅博、石丸恒存、佐藤稔紀、浅森浩一、丹羽正和、岡部宣章、三原守弘、平野史生、高山裕介、北村 暁、寺島元基

CRIEPI：宮川公雄、幡谷竜太、長谷川琢磨

RWMC：朝野英一、大和田仁、江守 稔、林 大介、川久保政洋、小林正人、今井政孝、坪能和宏

事務局：

日本地下水学会：白石知成、細川裕美子

次第

1. 開会の辞、主催者挨拶
2. 第1回議事録（案）の確認
3. 第2回審議結果の確認
4. 事業の説明：地質環境
5. 事業の説明：安全評価
6. 休憩
7. 事業の説明：工学技術
8. 総合討論
9. 評価票の作り方説明

- 10. 総評
- 11. その他

配布資料

- 資料3-1-1 次第
- 資料3-1-2 委員名簿
- 資料3-1-3 第1回議事録(案)
- 資料3-1-4 第2回コメント表
- 資料3-2-1 地質環境
- 資料3-2-2 地質環境
- 資料3-3-1 工学技術
- 資料3-3-2 工学技術
- 資料3-4-1 安全評価

2 議事録

- 1) 開会の辞、主催者挨拶
- 2) 第1回議事録(案)の確認
- 3) 第2回審議結果の確認

評価委員からのコメントを紹介し、異論のないことを確認した。

4) 事業の説明と主な質疑

地質環境

- 非ダルシー領域が見えてくる可能性の話があったが、それが顕著になった場合に全体の年代測定にどういう影響があるのか。同位体濃度を測ると地下水年代が事実としてわかるが、地下水流動解析での予測年代と外れる。この比較から非ダルシー領域がこの辺りにあるはずと推定するという事か。最初の透水係数はどのようにしてみるのか。結局は、合わなかったところを全て非ダルシーに帰するという事にならないか。
- 事業の趣旨からすると、沿岸部固有の環境が想定されるかと思う。沿岸部海底下で地層処分を展開するにあたって、地質でいうと例えば隆起侵食部分で地上部とは異なる現象とか、断層や地熱の影響、地下水も先ほどの拡散領域の話など地球科学的データをみると、これまでの陸域とは違って単純に説明できないようなデータも出てきているので、今後留意し

て展開する必要がある。もう一度陸域と沿岸部でこの辺りが違うということがあれば、聞かせてほしい。

- 陸域まで精度が上がらなくても、手法の限界を示せばよいと思う。将来、沿岸部海底下選ばれたときに、手法として現時点でどこまで持っているかを示すことが健全な姿である。
- He 年代測定でマントル起源と岩石起源があるが、マントルも岩石であるのに、なぜ ^3He が多くなるのか。He 同位体比を使うと火山起源を明確にできるとしているが、使い方によっては火山地域を外したにもかかわらず、高いからダメということにもなりかねない。メカニズムはわかっているのか。また、同位体測定して地下水流動解析からの年代測定とクロスチェックすると聞いて納得できたが、短い方は人間がつくったものが入っているので検証できるが、長い方はこの3年間でどのようにクロスチェックを行っていくのか。
- 例えば1つの井戸水に対し、3種類の同位体濃度を測定して、一致した地下水年代が得られなかった場合、どのようにその地下水年代を考察していくのか。そのような考察を詰めていかないと、年代測定をして地下水が動く動かないを議論するところに繋がらない。
- 沿岸部海底下で、地下水の水質データセットと言えるものはどのくらいあるのか。将来的なものとして、どういう性質なのかが空間的に見えてくるといい。
- 手法とデータに分けて説明を聞きたい。12ページのマトリクス拡散の有無で塩淡境界パターンが異なってくるということであるが、マトリクスの深さはどの程度に設定した時の話か。当たり前であるが、深くすれば形は変わってくる。どう扱うかという方針が大事である。ある塩淡境界を測った例があってそれを解析するとこのような結果になることから、このような方針で進める必要があるということを示すことが大事である。次年度以降ぜひ取り組んでほしい。データについて、Smart-Kd で一番の問題はモデルのパラメータをどう決めていくかという点である。実験結果にアジャストしていく方法はどこかで破たんする。地質環境の変遷を考えると、全ての鉱物を相手にして網羅的には行えない。また、解析途中の結果に対して必要な情報を実験的に用意できない場合に、理論的にどのように推定して内挿/外挿を行うか、方法論を今の段階で整理しておく必要がある。例えば14ページのSITモデルで、塩素酸イオンから塩化物イオンを推定していくといった事例は良いアイデアである。ある材料からどう変換すれば目的に近いものが出てくるか、予測の仕方を整理すれば非常に役に立つ。そうすれば状態の変遷にマッチした安全評価につながっていくと思う。
- 3年間という制約の中でやるのでどちらかにフォーカスする、というのは言い訳に聞こえる。ベントナイトに関しては、塩水から始まって淡水になるのは自然が証明していて、ちゃんとバリア機能を発揮している。一方、淡水から塩水になった場合にどうなるかはナチュラルアナログ（天然類似現象）の知見がないのではないか。それで良いのかどうか。ガラスについても海水条件での浸出データがあるのか、浸出が進むとして海水条件でガラスはどうなるのか。ベントナイトもゼオライトも、昔は火山ガラスでしかも海の中にあった。

ガラスも海水と接触すると通常は変質して粘土化、ゼオライト化して、ガラスの変質速度としては加速される。そうすると塩水を想定して実施しないといけない。場所や環境に応じて行われてきた重厚なデータがあるかないか、あるいは天然に戻した時に何かその情報から評価につなげられるか、そういうものが少し違う。どちらかの視点で3年間やるのではなくて両方の視点が最初から必要だと思う。

- 気になる点として、例えば化石海水のところは洗い流されていないため処分場はここが適当であるという考えがあるが、人口バリアからするとそれでいいのかなど、3つの分野でミスマッチしていると思われる。3つの分野で議論して、優先順位を各分野の間で共通化した方がよい。それぞれの分野で主張があるかもしれないが、分野間で密に議論してほしい。
- 課題は課題として議論して、項目に挙げた上で今のうちに問題提起した方がよい。
- ライニングの概念だが、沿岸部海底下だから特殊なロックボルトとかライニングがあるのかどうか。ロックボルトの量は膨大になるし、塩水の中では腐食問題もあり、ニアフィールドのなかではそのようなリアリスティックなことまでイメージしているのかいないのか、その辺りはどの様に考えているのか。
- 調査段階から閉鎖後の長い期間の全体系の変化をみるときに、場が一つに収まらないということは自明である。その場合、確率的な幅をおさえながら、その中で色々と条件を振ってケーススタディをやることになると思うが、確率的評価についてはどう考えているか。最終的にはこの図にあるような将来10万年後に何がどのくらい出てくるのか、出てこないのかといったところが最終的に重要な評価になろうかと思う。
- 人工バリア自身のみで考えるのではなくて、ニアフィールド領域全体で考えるということである。これは言うのは易しいが実際やるのは難しい。その下に書いてある、擾乱を見込んで構成要素の仕様を嵩上げするというが、全てについて安全側にマージンを取ることが良いことかどうかについてはあまり評価していない。それを行うには、全てのインタラクションを考えながら、お互いのやり取りを考えないと評価できない。これまで一部では行われているが、ほとんど実施していないとなると結構大きな話になるので、頑張してほしい。逆に私はなるべくすっきりしたシステムにするのが良いと思う。例えば、水を止めるために最低限のもので良いのであれば、それで良いはずである。それを一滴でも漏れては困るということで10倍の厚さにしようとする、一体何が起こるのか、それを説明しながら最後の選択として10倍にするのかしないのか、それがわかるようなまとめ方を希望する。
- 工学の分野ではいつも部分最適で全体最適になっていないと言われることが多いが、今回はそこも含めて検討してほしい。今日の説明は前回出された意見に対応する形になっており、中身については厳しい条件が課せられる話になっている。今後、検討を進めるにあたって良いヒントになっていると委員は考えているため、その点を踏まえて進めてほしい。

全体を通しての意見

- 力学的な観点が少し気になる。陸域と海底の堆積層の中と安定性も大きく違う気もするが、この辺りはどう考えているのか。

4) 委員長総評

今日の議論を振り返ると、根本は、沿岸部海底下で海水にどう対処するかというのが大きなポイントとして考えているようである。それに対する実験や解析などもまだまだ続けなければならない。残りの検討期間でうまく盛り込んでほしい。課題が残ればそう明示して残してほしい。それぞれのパーツをしっかりと互いに組み合わせて総力を挙げて、うまくまとめてほしい。報告書も苦勞しているようであるが、まだ粗い箇所もあり、詳細を詰めた上で、分かり難い部分は委員の意見を聞いた上で精緻なものにしてほしい。

5) 今後のスケジュールと評価票の作成方法の説明

まとめとしての評価票の作成方法について説明した。

以上

表3-2 評点表

	委員 A	委員 B	委員 C	委員 D	委員 E	委員 F	委員 G
1. 事業の目的・政策的位置づけの妥当性							
2. 研究開発等の目標設定の妥当性	B	C	B	B	C	B	C
(1) 研究開発等の目標は適切かつ妥当か。							
①地質環境の調査技術	b	b	b	b	c	b	c
②工学技術	b	c	a	b	c	b	c
③安全評価	a	c	b	b	c	b	c
3. 成果、目標の達成度の妥当性	B	B	B	B	B	B	C
(1) 成果は妥当か。							
①地質環境の調査技術	b	b	b	b	b	b	c
②工学技術	b	c	b	b	b	b	c
③安全評価	a	b	b	b	b	b	c
(2) 目標の達成度は妥当か。							
①地質環境の調査技術	b	b	b	b	b	b	c
②工学技術	b	b	b	b	b	b	c
③安全評価	b	b	b	b	b	b	c
4. 事業化、橋渡しについての妥当性	B	C	A	C	C	C	C
(1) 事業化や橋渡しへの貢献については妥当か。							
①地質環境の調査技術	b	c	a	c	c	c	c
②工学技術	b	c	a	c	b	c	c
③安全評価	b	c	a	c	c	c	c
5. 研究開発マネジメント・体制等の妥当性							
(1) 研究開発計画は適切かつ妥当か。	b	b	b	b	b	b	c
(2) 研究開発者の事業体制は適切かつ妥当か。	b	a	b	a	b	b	b
(3) 変化への対応は妥当か。	c	a	b	c		b	c
(4) 研究の基盤整備は妥当か。	b	b	b	b	a	b	c
6. 総合評価	B	B	A	B	B	B	B(一部 C)

《判定基準》

- ・ 非常に具体的かつ明確に目標が設定されており、指標設定も極めて適切である。 → a
- ・ 具体的かつ明確に目標が設定されており、指標設定も極めて適切である。 → b
- ・ 概ね具体的かつ明確に目標が設定されており、指標設定も極めて適切である。 → c
- ・ 非常に具体的かつ明確な目的が設定されておらず、指標設定もない。 → d

平成28年度「沿岸部処分システム高度化開発」追加委員会 委員コメント

	繰越研究実施分へのコメント	今後の研究課題へのコメント
委員 あ	<p>・ 地下水長期安定性に関わる研究は、積極的に行われており、概略的にはわかり易く整理されており、さらに詳細に検討すべきことの基礎となっている。</p> <p>地質環境の調査技術の高度化と謳いながら、調査技術ではなく評価手法に力点が置かれている。各種地層処分プロジェクトの中でのいろいろな年代測定法が提案されており、最新技術のレビューも必要ではないでしょうか。</p> <p>非ダルシー流の取り扱いについては、更なる物理現象の解明が必要と考える。非ダルシー流を起こす原因を探るべきではないでしょうか。なぜ流速が小さくなると非線形性が現れるのか。水の粘性、流動を支配する水分子のエネルギーレベルの閾値の存在、ニュートン流と非ニュートン流、ビンガム流の違いはどこから来るのか、物理の面からアプローチすると新しい面が見えてくるかもしれない。</p> <p>地中における非ニュートン流の存在が、地層処分にどう関わり、どのような利点を有するかを分かり易くまとめていただきたい。</p>	<p>・ 地質環境の調査技術高度化の目標は、沿岸部処分システムが地層処分地として適していることを、出来るだけ多くのエビデンスに基づいて明らかにする(理解してもらうように説明する)ことである。今後の検討では、説得力のあるエビデンスを集積するとともに、信頼性向上に向けての方策を検討してはどうか後思う。</p> <p>・ 公表に備えて、また外部に説明できるようにするために、常に論理立てがしっかりしていて筋の通る説明や図面・図表を用意しておくのがいいのではないかと。</p>
委員 い	<p>・ 地下水年代調査について、地下水年代と対象物質との関係が整理されており、それらの適用範囲を考慮して、凡その地下水年代については把握できると評価できる。</p> <p>一方、地下水の年代測定と精度については、調査段階(文献調査、概要調査、精密調査)で得られる基本情報によって左右される。基本的には、調査段階が進むにつれて精度が上がると理解されるが、調査段階と精度との関係について、要件を含めて整理しておく必要があると思われる。また、地下水は、地質構造や地下水流動との関係が重要である。これも調査段階で得られる基本情報に左右されるが、地質構造との関係を含めて、把握方法の考え方や調査項目などについても整理する必要がある。</p> <p>・ 地下水流動について、流動特性についての分類と現状については概ね整理できていると評価する。</p> <p>但し、これまでの研究例を整理しただけで、地下水年代調査のように、結果のまとめと課題などを整理した方が分かりやすい。</p> <p>・ 地下水流動における非Darcy流について、例えば、浸透率(permeability)と始動勾配(1σ)との実験的な関係が示されているが、これらの適用法などについて整理すると良いのではないかと。これ以外のパラメータを含めて、どのように適用できるのか、などについて整理すると分かりやすい。</p> <p>・ 非Darcy流について、元来、浸透率は流体の粘性などを補正した媒体固有のパラメータであり、同一媒体であれば、同じ値となる。しかし、実際には、粘土鉱物などのように、間隙径が極めて小さい狭い経路を通るような場合、水分子も極性であるが故に、相対的に間隙表面からの束縛の程度が大きくなり(水の活量が変化する)、結果的に浸透率が変化しているように見えることがある。そのような意味では、結晶質岩よりも堆積岩、特に粘土鉱物を含む媒体が重要となる。また、結晶質岩では、微細構造を持つ斜長石が浸透率に大きな影響を与えているとの報告がある。両岩石とも、微細構造が共通的に影響を及ぼしている。非Darcy流の理解が一つの大きな課題とするならば、課題の整理と方向性を整理することが重要である。</p>	<p>・ 沿岸部処分全体に対しての課題とこの事業の中で解決する(できる)課題については、ある程度整理した方がよい。そもそも課題設定が大きくなり、漠然としている感があることから、これを少し具体化し、具体化した項目に対して具体的な課題を整理し、それに基づいて実施内容を検討してはどうか。この場合、具体的な課題に対して実施内容を検討することになることから、目標設定もしやすくなると思われる。</p> <p>これまでに、足掛け2年度に亘り実施しており、既存情報の整理や具体的な研究開発なども一部行われていることから、抜本的に行う必要はないものの、これまでの成果を踏まえながら、再整理してはいいかと思う。また、課題を整理する際、先の沿岸海底下での処分の検討結果等から抽出された課題が前提であると思うが、そのみに捕らわれる必要はなく、その後の検討段階で抽出された課題や、先の課題から抜け落ちた課題についても整理対象として良いと思う。</p> <p>・ 工学技術について、人工バリアの要素の挙動やデータ取得に主眼を置いている感があるが、他の条件や材料(例えば、ベントナイトがクネグレルV1を前提としているが、他の粘土材料の場合)、汎用性を考慮して、データ取得と並行して、理論的なアプローチや汎用性を考慮したデータ整理の方法などについても検討すべきと考える。例えば、有効粘土密度の指標で透水係数や膨潤応力、体積膨潤比などが整理されているが、これは特定のベントナイトのみで成立する指標であるため、汎用的ではない。設計条件や材料条件に対する汎用性を考慮した考え方についても整理することが重要である。</p> <p>目標や課題設定について、現象の把握や挙動の把握などになっているが、これらと設計との関係の考え方が曖昧である。具体的にどのように設計に反映されるのかについての考え方の説明が必要である。</p> <p>・ 安全評価技術について、核種移行データに関するデータ取得等にプライオリティをつけて計画に反映する観点から、感度解析などを行い、影響度の大きい核種移行パラメータやデータの抽出は行ってはどうか。現状ではパラメータが主体となっており、キヤ元素(核種)は何かなどが不明確のままである。また、工学技術と同様に、特にベントナイトが異なる場合や仕様条件のバリエーションに対する汎用性を考慮したデータ設定やデータ整理方法の考え方などについても整理することが重要である。</p>
委員 う	<p>・ 方向性としてはよろしいと思います。</p> <p>・ 「概念モデル」と「システムティック区分」の考え方は、お互いに補完し合うことにより、評価する場の理解度を上げていくような性格のものではないかと考えます。調査の性格(調査精度やサンプル数など)で取捨分けする必要はないように思います。</p> <p>・ 「システムティック区分」は言葉として、理解し難いように思います。</p> <p>・ 非ダルシーについては既往研究があまり無いようですので、さらに検討を進めていただくと良いと思います。</p> <p>・ またそのような場での原位置での調査手法は、従来の調査手法が適用できない場合もあるように思いますので、必要に応じて技術開発を進めていただくと良いと思います。</p> <p>・ 沿岸部に地下水流動に影響を与える断層がある場合、地下水の滞留時間に影響が出てくると考えられますので、沿岸部(陸側・海側とも)の断層の分布と性質を把握しておくことが必要になると考えます。</p>	<p>・ 今回は沿岸部の陸側の領域を対象としていたと認識していますが、海側についての情報の整理を進め、理解を深める必要があると思われま。特に断層の分布も加えて整理・検討されると良いと思います。断層については、陸上から海域に延びる場合や海溝軸に平行に分布する断層の存在も否定できないため、陸域から海域にかけて連続的な評価や海域の地形・地質構造を詳細に調査する手法等を整備することが必要になると思われます。</p> <p>・ 非ダルシー流れやそのような場での調査手法の確認、そのような環境に処分場を設置した場合の地質環境の変化予測や安全評価を行っていたかと良いと思います。</p>
委員 え	<p>①年代測定 地下水年代を様々なトレーサーから推定することは大変意義があると考えます。</p> <p>年代値は、いわゆる絶対的な年代か(例えば、降水が地表面に落ちた時を0とした年代なのか)、相対的な年代なのか(何かと比較した年代なのか)、結構解釈が必要で一般の方に説明が難しいところがあるように思われます。誤解を受けないように、個々の測定値と意味をうまく表現する方法などもお教えいただければと思います。</p> <p>②非ダルシー流れ ポテンシャル勾配が小さいうちは動かないというビンガム流体的な現象がある可能性は否定できないと思います。思いつくところでは、</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 間隙中の水の物性の変化なのか(結晶水のようなもの?) ・ 塩分等の影響(泥岩中のCL-はイオン半径が大きく泥岩の間隙中を通過できないため自然電位が生じ、それを利用してSP検層が石油分野では使われている。それと似た現象?) ・ 岩石の間隙の小ささによる摩擦抵抗で通過できない? ・ 地下の圧力、温度、溶存成分とどのような関係があるか、など。 <p>しかし、これがあつたとしたら、地層処分上どのような意義があるのか(どの程度の移流拡散抑制効果があるかなど)をまず解析的に試してみると良いと思われま。</p> <p>例えば、数値解析で動水勾配の閾値を設けた計算を行うのは容易であり、いくつものケーススタディからどの程度の効果(ダルシー流と比べた差異)が見られるかは見積もれると考えられます。</p> <p>それを踏まえ、もし有意な遅延効果が認められるなら、今後の検討課題として意義があると思われま。逆に、もし効果が他の不確実性の中に埋もれてしまう程度なら、あまりこの現象に重点を置いて進めるのはやや疑問となります。その辺の見定めを早めにした方がよいかと考えま。</p>	<p>・ 水の年代については、前記した通りです。</p> <p>・ 非ダルシー効果については、早めに閾値を設定した数値解析により遅延効果などを検討し、有意なものかどうか確かめてから、重点課題にするかどうか考えると良いと思われま。</p>

Appendix XII

現地地下水調査展開への課題

1. はじめに

現在の地層処分研究においては、地域の地質環境特性を科学的に明らかにすることが求められている。その中でも特に地下水環境は重要であり、天然バリアとしての地域特性を把握するための技術開発が求められている。一方、国として処分の実施を行うためには、日本列島全体を把握する必要がある、その地質・地下水環境に着目して、日本列島全域の科学的特性を把握しなければならない。ここでは、列島の地質・地下水環境をとりまとめ、今後の地下水研究の課題を整理する。

2. 既存情報の整理

日本列島は、ユーラシア大陸から分離した島弧と呼ばれるものであり、様々な地質で構成されているが、概観すると、大陸側に古く、太平洋側に新しい地質が分布している（図1）。また、沿岸部はおおむね平野か海岸段丘で構成されており、地質学的な活動としては、隆起・浸食と断層活動が認められる。図2は国土地理院が公開している過去100年間に及ぶ日本列島の隆起沈降データである。これは全国1300の地点における測量データをまとめたものである。さらに、図3には列島各地の地下水賦存量を示している。これによると沈降量の大きな平野ほど地下水の賦存量が大きい傾向にあることがわかる。

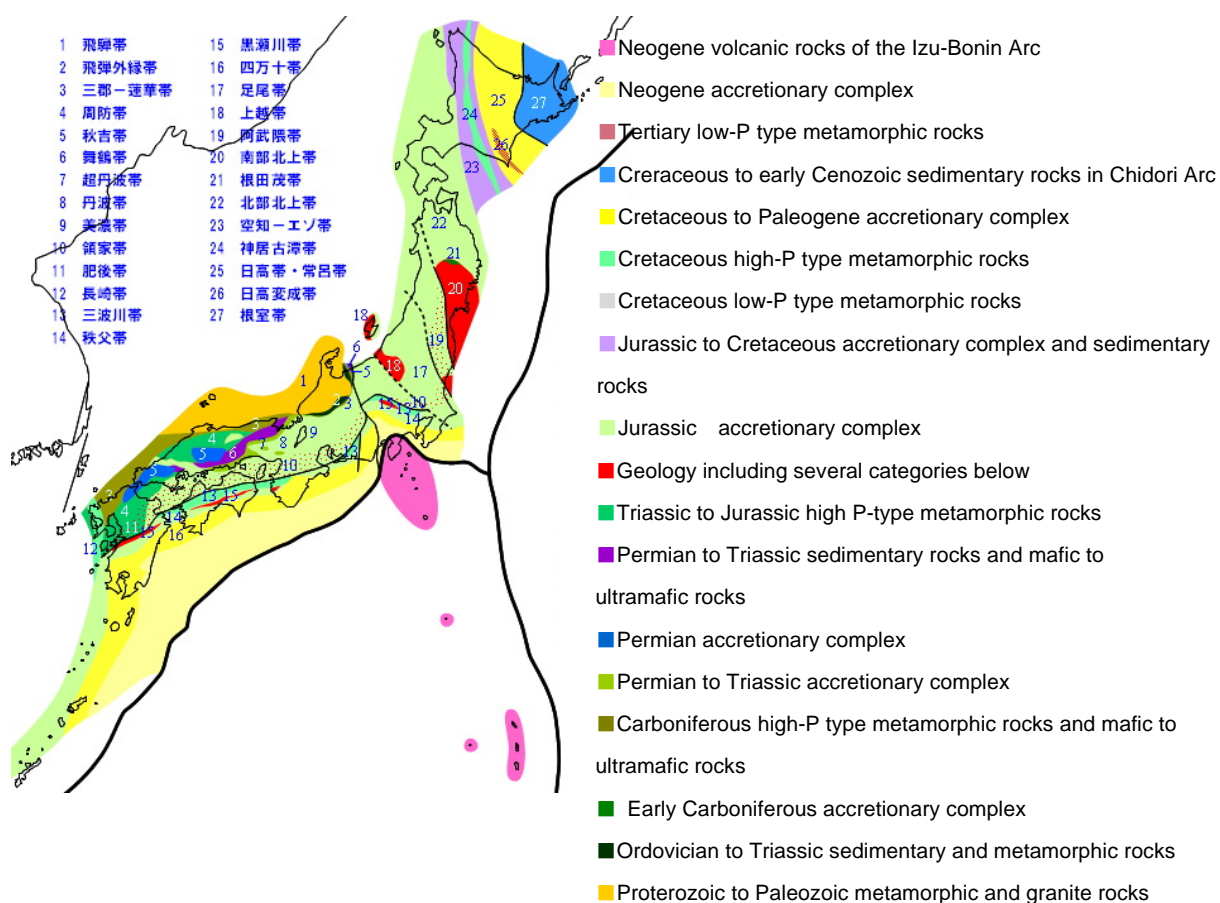


図1 日本列島の地質（産総研 地質調査総合センター，2017）

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

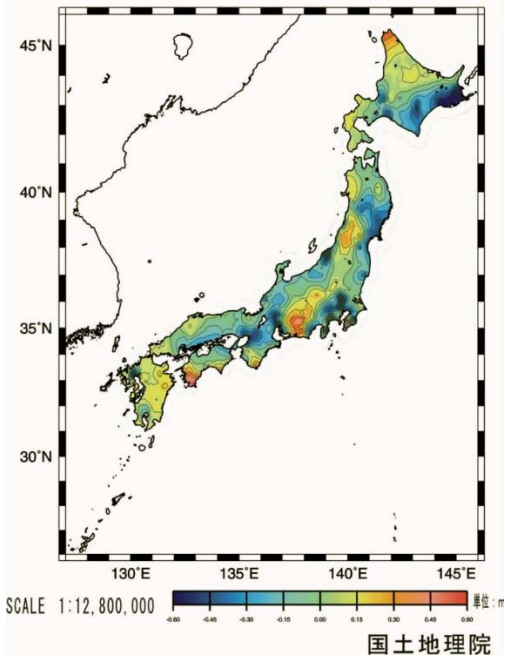


図2 日本列島の隆起沈降マップ (国土地理院)

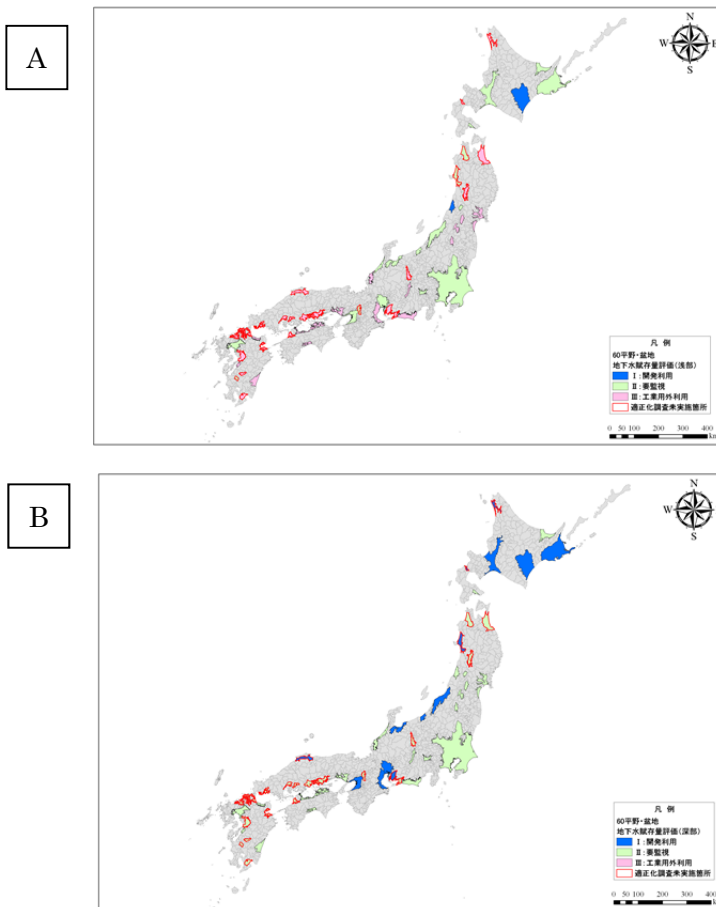


図3 日本列島の地下水賦存量

A: 第4紀層、B: 第3紀層。それぞれ、青色が $100\text{m}^3/\text{m}^2$ 以上、赤色が $10\text{m}^3/\text{m}^2$ 未満を示し、緑色はその中間帯である (丸井ほか, 2009)。

3. 流動性地下水の分布と水収支

アメダス等のデータを活用し、流域ごとの降水量、蒸発散量、地下水流出量を算定した。そのうえで、海岸線を通過する地下水量を第四紀層ならびに新第三紀層ごとに算定し、各地の海岸線において、単位長さ当たりの海岸線を通過する地下水流動量をもとめた。これをもとに、日本列島の海岸線を通過する地下水量をマップ化した。

・流域と海岸線の区分

日本には109本の一級河川がある。これらの流域を区分し、各流域間の地域をそれぞれの一級河川に付随する地域として同定し、マップ化するとともに各流域・地域の面積を測定し、それぞれの海岸線の地質学的・地形学的特徴をまとめた。

・降水量・蒸発散量の推定

アメダスデータを用いて、10年分の年平均降水量ならびに年平均蒸発散量(平均気温からの推定値)を流域・地域ごとに計算した。代表値の区分にはティーセン法、蒸発散量の推定にはソーンズウェイトの方法を用いた。

・河川流出量の解析

一級河川流域においては、最下流部の流量観測値を用いて流域の河川流出量とした。さらに、流域間の地域については、一級河川流量と地質からその流出量を推定した。

・海岸線地質断面図の推定

越谷賢・丸井敦尚(2012)「日本列島における地下水賦存量の試算に用いた堆積物の地層境界面と層厚の三次元モデル」を用いて、日本列島の海岸線の地質区分をマップ化した。同時に海岸線の、単位長さ当たりの第四紀層と新第三紀層の断面積をそれぞれ算出した。

・海岸線を通過する地下水量の解析

上記データを用いて、列島各地の海岸線において、単位長さ当たりの海岸線を通過する地下水流動量を第四紀層と新第三紀層に分けてもとめた。これを元に、日本列島の海岸線を通過する地下水量をマップにまとめた。

海底地下水湧出量

上記データを用いて、全国の一級河川108流域に対し、2007年から2016年の海底地下水湧出量を計算したところ、全国108流域の海底地下水湧出量は、 $-10,028\text{mm/yr} \sim 1,527\text{mm/yr}$ の範囲に分布し、単純平均は 406mm/yr 、面積加重平均は 286mm/yr 、中央値は 609mm/yr となった。ヒストグラムは、 800mm/yr を峰として、正の方向に対して漸減し、負の方向に歪んだ分布となった(図4)。

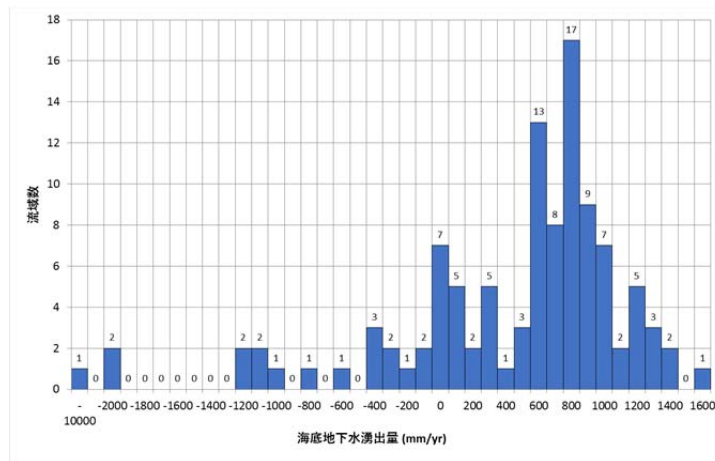


図4 一級河川での海底地下水湧出量ヒストグラム

流域ごとの地下水収支

これまでのデータをもとに一級河川において、流域ごとの水収支を求めた。海底地下水湧出量の全国分布図(図5)は、北海道から東北～上信越で小さな値を示し、関東、中部以西で比較的大きな値を示した。これはおおむね我が国の気候区分に依存していることがうかがえる結果となった。

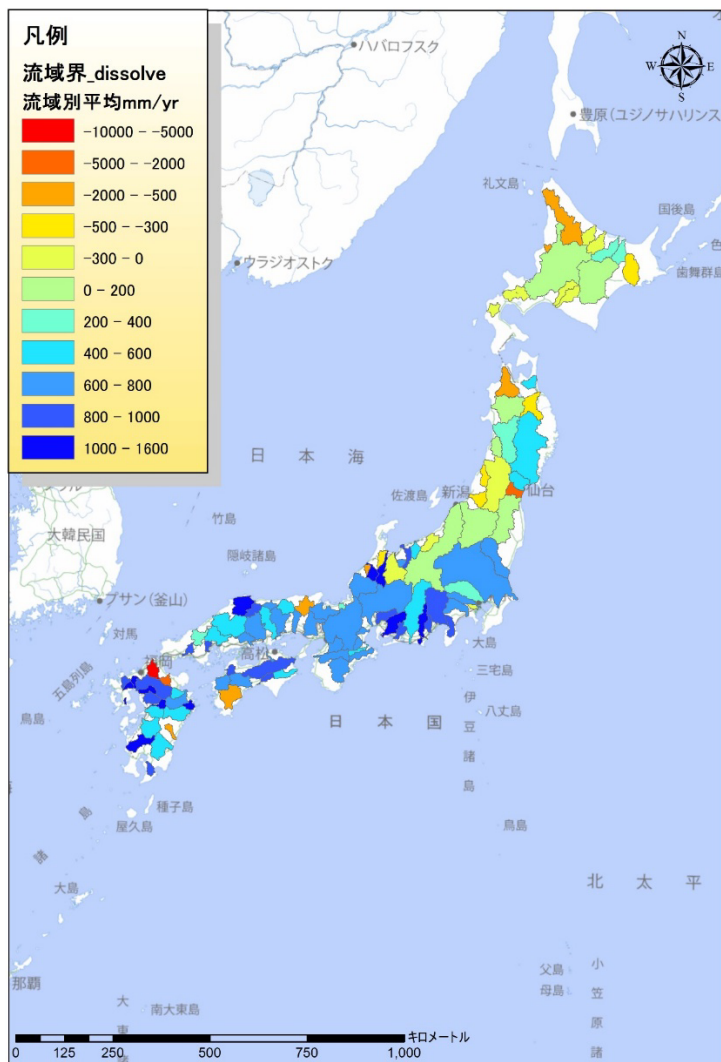


図5 一級河川の流域別海底地下水量湧出量

4. 幌延における地下水事例研究

本研究では既存の幌延の観測井 (DD-1 孔 : 1200m 深) を用いて、深度方向の地下水の水理学的特性をとらえようとしている。当該地域における沿岸部の地下水は図6に示すように、塩水系の地下水を淡水地下水がフラッシュアウトしている。図中 DD-1 の位置に 1200m の観測井が掘削してある (図中の黒柱)。図6は電磁法探査の結果であるが、その後の地下水観測・分析から更別層に相当する地下水は、最終氷期の活発な流動により現在の海岸線より沖合まで流動していたが、その後の海水準上昇でトラップされ、結果的に海底下に淡水が張り出したままに保存されていることが示唆された。この地下水は氷期の度に入れ替わることも推察されることから、その下位に存在する塩水系地下水は超長期間にわたって滞留していると推定された。

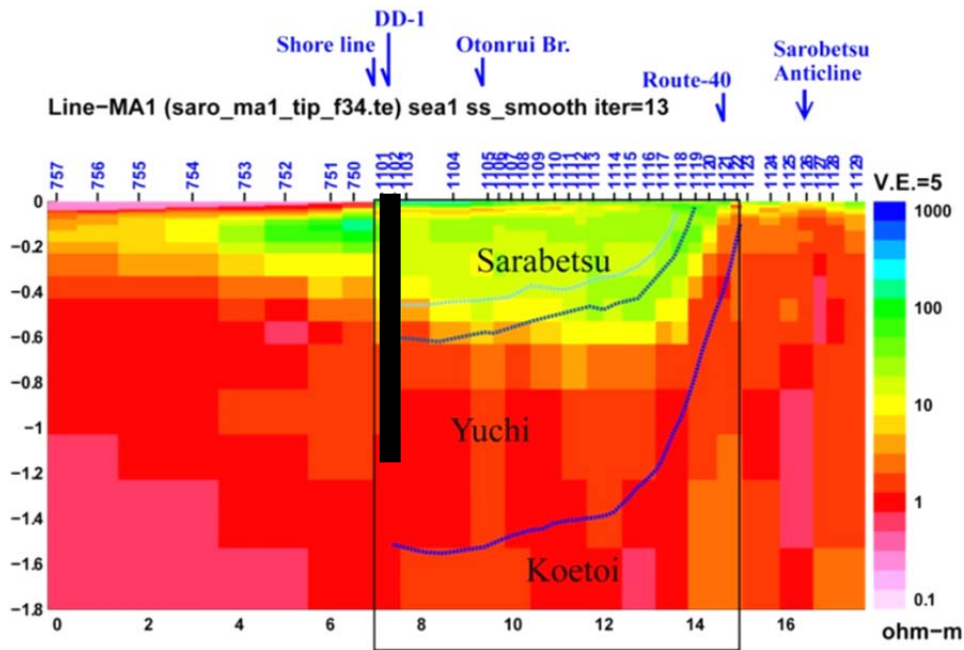


図6 電磁法探査により幌延沿岸海域に淡水領域があることを観測 (2011 報告書)

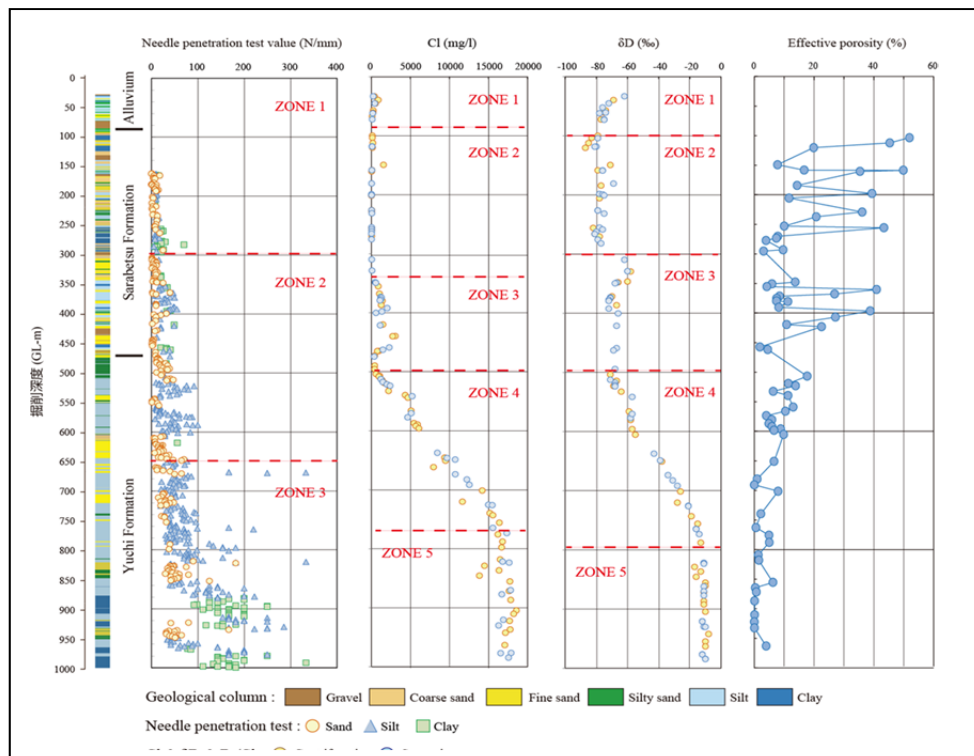


図7 観測井 DD-1 における、針貫入試験・塩化物イオン濃度・水素同位体比・有効間隙率

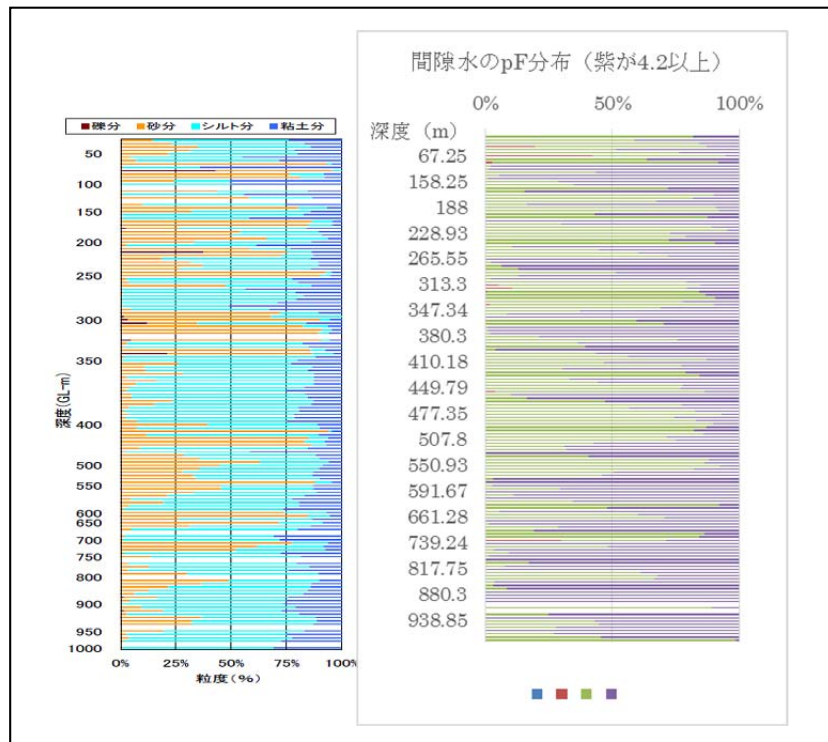


図8 観測井 DD-1 孔における地質試料の粒度組成と pF 試験結果

DD-1 における各種試験結果のプロファイルを図 7, 8 に示す。塩素濃度や水素同位体組成から見て、当該地域の地下水水理特性は 5 層構造であることが分かり、現状の流動性地下水 (ZONE 1) の下位には、氷期に流動していた地下水 (ZONE 3) が存在し、さらに下位には超長期的に滞留する“不動地下水” (ZONE 5) が存在している。各 ZONE の間には漸移帯が存在しているが、これらを含めて ZONE の境目にはギャップが認められる。さらに、これらのギャップ帯 (100m、300m、500m 付近) には砂質分の多い堆積層が見られることが興味深い。しかもこれらの層準では pF 値の高い (4.2 以上) ことが多く、非ダルシー領域が存在し、地下水の水理構造にギャップを生じさせていたことを示唆している。

5. おわりに

本研究課題である「沿岸部処分システム」において、地下水を研究する場合には、日本列島の特質をふまえて調査する必要があることは前述したが、列島を概観すると、その科学的な特性はいくつかの要素で構成されることが推定できた。

- 地質学的な要素 (堆積平野・海岸段丘・地質年代)
- 地盤変動要素 (隆起・沈降・断層活動)
- 地下水賦存量・地下水循環/流動量

現在は北海道幌延町において、深度をかえて地下水を採取しているが、地質の変換点や海水準変動を考慮した水理学的な変換点を地域ごと、地質ごとに見出すことが必要であり、今後はさらなる高度化に向けた手法開発をするために、代表的な地形・地質を選定して深度をかえた地下水を採取し、科学的特性を評価する必要がある。地域によっては (日本列島の場合多くの地域では) 一定の深度よりも下位に非ダルシー領域が存在する可能性が高く、この

場合には地下水の年代測定が安定的な環境であるかどうかの判断基準となる。

今後は、①日本列島を代表するような地質のある地域で、②深度ごとに地質をかえて各深度に観測井を持つような地域を選定し、地盤の変動や海水準の変動を考慮しつつ、深度方向の地下水の水理特性を評価できるようにする必要がある。

《出典・引用》

産 総 研 地 質 調 査 総 合 セ ン タ ー ,

<https://www.gsj.jp/geology/geology-japan/geology-japan/>

国土数値情報ダウンロードサービス, <http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gmlold/index.html>

CGIS ジャパン, ホームページ: <http://cgisj.jp>

国土交通省 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp/>

気象庁, ホームページ, <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

産総研(2013):平成25年度沿岸域塩淡水境界・断層評価技術高度化開発報告書.