

北海道寿都郡寿都町  
文献調査報告書

隆起・侵食に関する説明書

2024年11月

原子力発電環境整備機構

2024年11月 発行 原子力発電環境整備機構

本資料を利用する際は出典を記載してください。出典の記載方法は以下のとおりです。編集・加工等して利用する際には、以下の出典表記とは別に編集・加工等を行ったことを記載してください。

(出典の記載例)

原子力発電環境整備機構 (2024) 北海道寿都郡寿都町文献調査報告書

また、第三者(原子力発電環境整備機構以外のものをいいます。以下同じ。)の著作物が含まれる場合(例えば、原子力発電環境整備機構が第三者の図表等を用いて転載・編集・加工等している図表等)には、別途、第三者からの許諾が必要になることがあります。利用者の責任において、第三者が権利を有している部分を確認し、当該第三者から利用の許諾を得てください。

上記は、著作権法上認められている引用などの利用について、制限するものではありません。

## 目 次

第1章 調査・評価の考え方	1
1.1 調査のよりどころ	1
1.1.1 文献調査計画書	1
1.1.2 「考慮事項」	1
1.1.3 「文献調査段階の評価の考え方」	2
1.2 評価の考え方	2
1.3 調査の進め方	3
第2章 文献・データの収集・情報の抽出	5
2.1 収集対象範囲	5
2.2 収集・抽出の観点	6
2.3 抽出結果	7
第3章 文献から得られた知見	8
3.1 隆起・沈降	8
3.1.1 $10^0\sim 10^2$ 年スケール	8
3.1.2 $10^2\sim 10^5$ 年スケール	8
3.1.3 $10^5\sim 10^6$ 年スケール	11
3.2 侵食	14
3.2.1 山地の削剥速度	14
3.2.2 河川による下刻	15
3.2.3 海食	16
3.2.4 マスマーブメント	16
3.3 気候・海水準変動	18
3.3.1 気温・降水量の変化	18
3.3.2 古環境の変化	19
3.3.3 氷河性海水準変動	19
第4章 文献・データの分析	21
4.1 隆起・沈降	21
4.1.1 測地観測データに基づく隆起・沈降量	21
4.1.2 海成段丘に基づく隆起量・隆起速度	24
4.1.3 鮮新世～更新世の地層の分布高度に基づく隆起量・隆起速度	34
4.1.4 大陸棚における地殻変動の傾向	36
4.2 侵食	41
4.2.1 沿岸部における最大下刻量	41
4.2.2 マスマーブメントによる削剥	46
第5章 隆起・侵食に関する知見のまとめ	50
5.1 隆起・沈降に関する知見のまとめ	50
5.1.1 地殻変動の枠組み	50
5.1.2 隆起・沈降の傾向	52

5.1.3 隆起・沈降の量・速度.....	53
5.2 侵食に関する知見のまとめ.....	55
5.2.1 山地の削剥速度.....	55
5.2.2 下刻量.....	56
5.2.3 海食速度.....	56
5.2.4 マスマーブメント.....	57
第6章 基準に照らした評価.....	58
6.1 過去10万年程度における最大侵食量.....	58
6.2 10万年後程度における侵食による深度の減少.....	59
6.3 概要調査に向けた考え方.....	59
引用文献.....	62



## 図目次

図 1.2-1	概要調査地区選定段階（文献調査の段階）における隆起・侵食の評価の流れ.....	3
図 1.3-1	隆起・侵食の説明書の構成.....	4
図 2.1-1	収集対象範囲.....	5
図 3.1-1	本地域における海成段丘の断面模式図.....	10
図 3.1-2	狩場山北岸一尻別岬における海成段丘の高度分布.....	10
図 3.1-3	文献に示された狩場山北岸一尻別岬における海成段丘の高度分布（投影断面図）.....	11
図 3.1-4	文献調査対象地区およびその周辺地域に分布する後期鮮新世～中期更新世の地層.....	13
図 3.2-1	ダム堆砂量と地形量との関係から推定された年平均削剥速度.....	15
図 3.2-2	文献調査対象地区（陸域）におけるマスマーブメント地形分布.....	17
図 3.2-3	文献調査対象地区（海域）およびその周辺地域における海底地すべりの分布.....	18
図 4.1-1	電子基準点データに基づく約 15 年間の上下変動量.....	22
図 4.1-2	狩場山南西岸一尻別岬間における約 50 年間の上下変動量.....	23
図 4.1-3	狩場山南西岸一尻別岬間における上下変動量.....	24
図 4.1-4	狩場山北岸一尻別岬にかけての海成段丘面区分図.....	27
図 4.1-5	狩場山北岸一尻別岬における海成段丘の高度分布（投影断面図）.....	28
図 4.1-6	海岸部の地形断面.....	28
図 4.1-7	文献調査対象地区とその周辺地域の海成段丘面の対比・編年.....	30
図 4.1-8	海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度.....	33
図 4.1-9	寿都半島西岸における Hm 面群を MIS 9 以前に対比した場合の隆起量・隆起速度.....	34
図 4.1-10	大陸棚における地層の累重様式と地殻変動との関係.....	38
図 4.1-11	既存の音波探査記録から推定される大陸棚の地殻変動の傾向.....	39
図 4.1-12	文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚における既存地質解釈断面.....	41
図 4.2-1	沖積層の基底深度とその読み取りに用いた文献・データ.....	43
図 4.2-2	海水準低下に対する河川の応答.....	45
図 4.2-3	海水準低下に対する河川の応答について検討した河川.....	46
図 4.2-4	マスマーブメントにより形成される地形の概念.....	47
図 4.2-5	文献調査対象地区（陸域）におけるマスマーブメント地形の分布.....	48
図 4.2-6	文献調査対象地区（海域）とその周辺地域における海底マスマーブメント地形の分布.....	49
図 5.1-1	文献調査対象地区における隆起・沈降に関する知見のまとめ.....	50

## 表目次

表 2.2-1	隆起・侵食における文献・データの収集・情報の抽出の観点.....	7
表 3.1-1	測地観測結果から読み取った文献調査対象地区における鉛直変動速度.....	8
表 3.3-1	海洋酸素同位体ステージ (MIS) の年代と海水準高度.....	20
表 4.1-1	海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度 (海水準: Siddall et al., 2007) ...	32
表 4.1-2	海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度 (海水準: Spratt and Lisiecki., 2016) .....	32
表 4.1-3	寿都半島西岸における Hm 面群を MIS 9 以前に対比した場合の隆起量・隆起速度	34
表 5.2-1	文献調査対象地区における侵食量・侵食速度に関する知見のまとめ.....	55

## 添付資料

- 添付資料 A 情報を抽出した文献・データのリスト
- 添付資料 B 地形判読の基準
- 添付資料 C 文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚の既存地質解釈断面図
- 添付資料 D 沖積層基底深度の読み取り根拠
- 添付資料 E 河川-浅海底のシームレス地形断面図

## 第1章 調査・評価の考え方

### 1.1 調査のよりどころ

本説明書は、文献調査の項目のうちの隆起・侵食に関する説明書である。隆起・侵食に関する調査のよりどころは以下のとおり。

特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律（以下、最終処分法という。）に基づき、文献調査開始に当たって原子力発電環境整備機構が2020年に公表した「北海道寿都郡寿都町 文献調査計画書」（以下、文献調査計画書という。）に従って調査を進めた。その間、原子力規制委員会（2022）の「特定放射性廃棄物の最終処分における概要調査地区等の選定時に安全確保上少なくとも考慮されるべき事項」（以下、「考慮事項」という。）が公表され、科学的特性マップ策定時の考え方<sup>1</sup>および「考慮事項」などを参照して最終処分法の要件を具体化した経済産業省資源エネルギー庁（2023）の「文献調査段階の評価の考え方」（以下、「文献調査段階の評価の考え方」という。）が策定されており、これらに基づいて調査・評価を行った。それぞれの概要は以下のとおりである。

なお、最終処分法については文献調査報告書の4.1.1（1）に示したとおりである。

#### 1.1.1 文献調査計画書

隆起・侵食については評価する要件として、「隆起・侵食」があり、その評価に用いる情報の例として、「段丘面の分布と年代」および「侵食の規模」が示されている。また、評価に用いる主要な文献・データとして、以下が示されている。

- ・ 日本列島と地質環境の長期安定性「付図5 最近10万年間の隆起速度の分布」（地質環境の長期安定性評価研究委員会編，2011）
- ・ 日本の海成段丘アトラス（小池・町田編，2001）
- ・ 日本列島における侵食速度の分布（藤原ほか，1999）

#### 1.1.2 「考慮事項」

隆起・侵食については「3. 侵食」として以下のとおり示されている。これらは、概要調査地区等の選定時において、それぞれの時点で得られている情報に基づき、適切に考慮されるべきであるとされている。

#### 「考慮事項」の「3. 侵食」について

中深度処分<sup>A</sup>より更に深い深度を確保すること。この際、隆起・沈降及び気候変動による大陸氷床量の増減に起因する海水準変動を考慮した侵食による深度の減少を考慮すること。

<sup>A</sup> 地表から深さ70メートル以上の地下に設置された廃棄物埋設地において放射性廃棄物（廃炉等に伴い発生する比較的放射能レベルの高いもの）を埋設の方法により最終的に処分すること。核燃料物質又は核燃料物質によって汚染された物の第二種廃棄物埋設の事業に関する規則（昭和63年総理府令第1号）第1条の2第2項第3号に規定されているものをいう。

<sup>1</sup>総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術WG（以下、地層処分技術WGという。）（2017）。

### 1.1.3 「文献調査段階の評価の考え方」

隆起・侵食については、侵食の基準および基準への該当性の確認の仕方が以下のとおり示されている。

#### 侵食の基準

最終処分法第六条第二項の第一号及び第二号に対して、以下に該当することが明らかまたは可能性が高い場所<sup>A</sup>を避ける。

(ア) 過去 10 万年程度における最大侵食量が最終処分を行おうとする地層の深度<sup>B</sup>を超えている。同第二号に対して、以下に該当することが明らかまたは可能性が高い場所<sup>A</sup>を避ける。

(イ) 侵食による深度の減少を考慮すると、10 万年後程度において、最終処分を行おうとする地層について、70mより更に深い深度<sup>C</sup>を確保できない。

<sup>A</sup> (ア) または (イ) に該当する比較的浅い部分。それより深い部分は候補として残ることとなる。

<sup>B</sup> 最終処分を行おうとする地層の深度は、地下施設の配置という工学的対策により対応可能な部分がある。

<sup>C</sup> 「70mより更に深い深度」の具体化には、工学的対策（設計）や安全評価が関連すると考えられることから、文献調査段階では、「明らかに、又は可能性が高く」、更に深い深度が確保できない場所を避けることとする。

#### 侵食の基準への該当性の確認の仕方

○過去 10 万年程度における最大侵食量

地形場別に以下のように考える。

- ・ 沿岸部：過去 10 万年程度の期間の隆起量<sup>A</sup>
- ・ 沿岸部の沖積低地：過去 10 万年程度の隆起量<sup>A</sup>+沖積層の基底深度
- ・ 大陸棚：過去 10 万年程度の期間の隆起量<sup>A, B</sup>
- ・ 内陸部：過去 10 万年程度の隆起量，削剥量，侵食量

○10 万年後程度における、侵食による深度の減少

前項で示した変動量のうち、現在の地殻変動様式・応力場になったと考えられる時代における変動量・変動速度に基づいて、将来 10 万年後程度における侵食量を想定する。

マスマーブメントの可能性がある場合は、それによる深度の減少を上記の深度の減少量に加えることを検討する。

<sup>A</sup> 隆起した分だけ侵食される（隆起量=侵食量）という保守的な仮定に基づいて評価する。

<sup>B</sup> 地層の累重様式から大陸棚が沈降していること、ないしは安定している（隆起と沈降が生じていない）ことが確認できない場合、安全側の評価とするため、隆起している大陸棚と仮定し、沿岸部において推定された隆起量を外挿する。

## 1.2 評価の考え方

文献調査対象地区の隆起・侵食に関連する事項として、「文献調査段階の評価の考え方」に示された基準への該当性の確認の仕方に従い、文献調査対象地区を「内陸部」（山地）、「沿岸部」（陸域）、「沿岸部の沖積低地」（臨海沖積低地）、「大陸棚」の 4 つの地形場に区分し、各地形場の最終処分を行おうとする地層を対象に次の（ア）と（イ）に該当することが明らかまたは可能性が高い場所の有無について評価する。

- (ア) 過去 10 万年程度における最大侵食量が最終処分を行おうとする地層の深度を超えている。
- (イ) 侵食による深度の減少を考慮すると、10 万年後程度において、最終処分を行おうとする地層について、70 m より更に深い深度を確保できない。

評価の流れは、図 1.2-1 のようにまとめることができる。

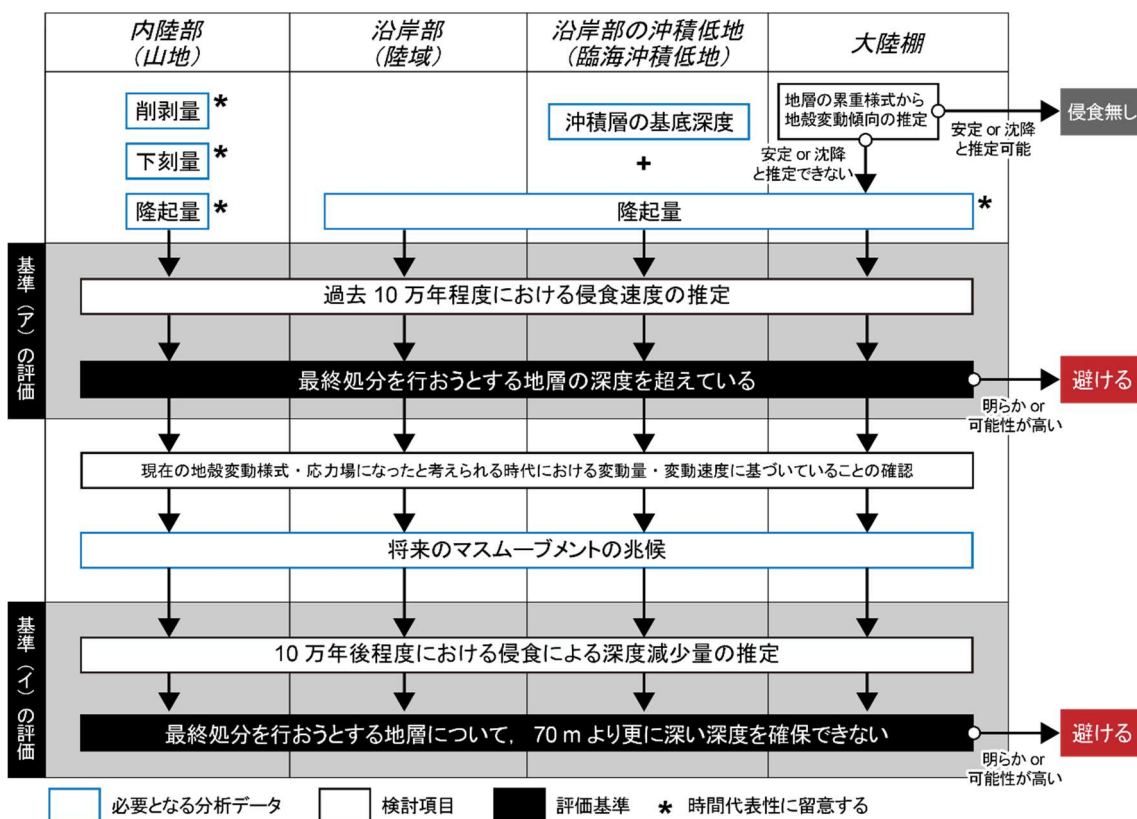


図 1.2-1 概要調査地区選定段階（文献調査の段階）における隆起・侵食の評価の流れ

### 1.3 調査の進め方

調査の進め方について、まず、文献の収集に当たっては、「文献調査段階の評価の考え方」で示された文献・データの収集の考え方に従い、文献調査計画書に示した主要な文献・データに加え、公的な機関が公表している文献・データを収集し、また、学術雑誌に公表されている論文を収集するため、文献データベースで検索を行い収集する。文献・データの収集後、隆起・沈降および侵食・堆積によって生じる地形発達や地形変化量に関する情報と、隆起・沈降および侵食・堆積に影響を与えるテクトニクスや気候・海水準変動に関する情報を網羅的に抽出する。そして、抽出した情報から得られた知見や文献・データの分析をまとめたものに基づいて、基準に照らした評価(図 1.2-1)を行う。この考えに沿った本説明書の構成と調査の流れを図 1.3-1 に示す。各章の概要について以下に記す。

第 3 章では、収集した文献・データから抽出した情報を用いて文献から得られた知見を整理する。テーマは、「考慮事項」(1.1.2 参照)に示されるように「隆起・沈降」、「侵食」、「気候・海水準変動」

に大別される。「隆起・沈降」の対象は、(a) 数年～数百万年スケールで生じる地殻変動（隆起・沈降）に係る情報、(b) その背景にあるテクトニック・セッティングや地殻変動様式に関する情報である。「侵食」の対象は、山地における削剥、河川・波浪による侵食、マスマーブメント（特に地すべり・崩壊）による削剥といった広義の侵食に関する情報である。「気候・海水準変動」の対象は、気温・降水量、古環境、氷河性海水準変動に関する情報である。

第4章では、文献から得られた知見を踏まえた文献・データの分析（例えば、地形判読）を行う。本調査では、「隆起・沈降」において、その傾向や隆起量・隆起速度の推定を、「侵食」において、侵食量・侵食速度の推定に加えて地すべり・崩壊の地形的兆候である線状凹地などの山体重力変形地形の分布確認を行う。

第5章では、第3章と第4章で得られた知見を統合し、文献調査対象地区とその周辺地域における隆起・沈降と侵食に伴う地形発達や地形変化量について取りまとめる。そして、最終章となる第6章では、第5章で取りまとめた知見に基づいて基準に照らした評価（評価の流れについては図 1.2-1 を参照）を行う。

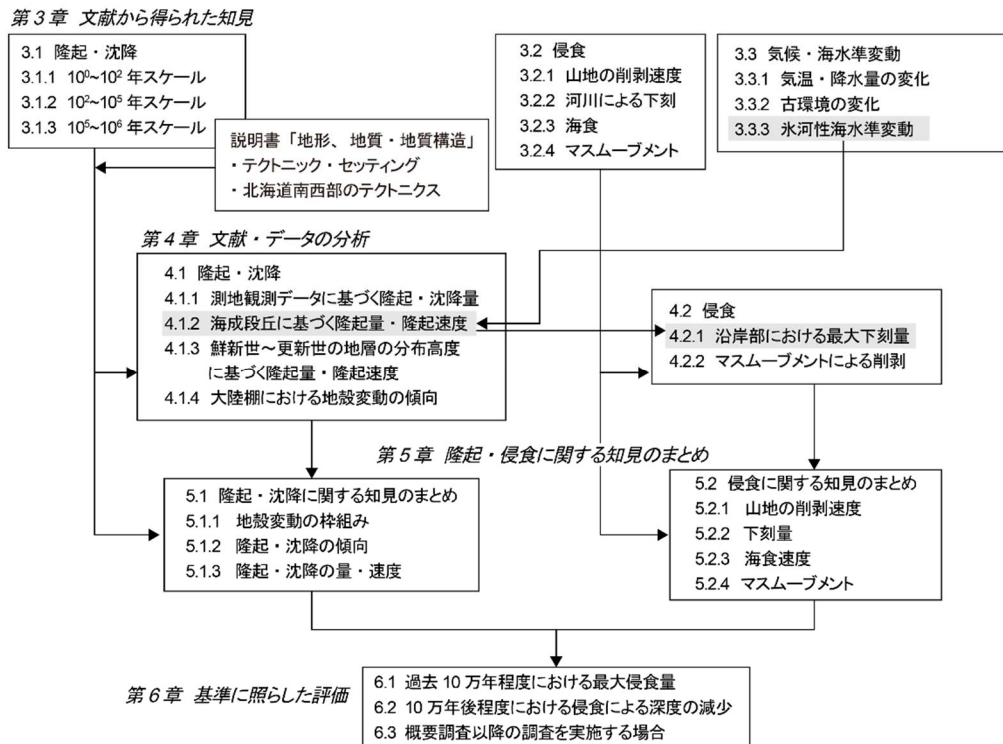


図 1.3-1 隆起・侵食の説明書の構成

文献・データの収集・情報の抽出（第2章）後の構成を示す。灰色のハイライトで示した項で得られた知見は、矢印の先の項で利用していく。



## 第2章 文献・データの収集・情報の抽出

### 2.1 収集対象範囲

文献・データの収集対象範囲を図 2.1-1 に示す。文献調査対象地区における「隆起・沈降運動」、「侵食・堆積作用」の特徴の把握・理解においては、文献調査対象地区における情報だけでなく、それらを数十～百 km 程度の地理的広がりの中で位置付けるために文献調査対象地区外における情報も必要である。

文献調査対象地区である寿都町は、寿都半島（月越山脈）、寿都低地、幌別山地からなる。これらのうち寿都低地は、活構造帯である黒松内低地帯（例えば、小疇ほか編、2003）の北端部に当たる。また、寿都町を流れる朱太川の流域は町内に収まらず、その上流域は太平洋側に位置する（図 2.1-1）。

こうした点を考慮して、本調査では寿都半島、黒松内低地帯、幌別山地に朱太川の流域を加えた範囲を陸域の文献・データの収集対象範囲とした。さらに小池・町田編（2001）から、10 万年スケールでの隆起量の指標となる海成段丘が狩場山地北岸からニセコ・雷電火山群西岸にかけて分布することが確認できる。このことから寿都半島から狩場山地北岸までの間およびその流域ならびに幌別山地北岸からニセコ・雷電火山群西岸までの間およびその流域も文献・データの収集対象範囲に含めた。

海域の文献・データの収集対象範囲については、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）において沿岸部海域側の検討対象範囲として示された「海岸線から 15 km 程度以内」に則り、陸域の対象範囲のうち寿都町が位置する日本海側の対象範囲から海域に 15 km 延長した範囲とした。

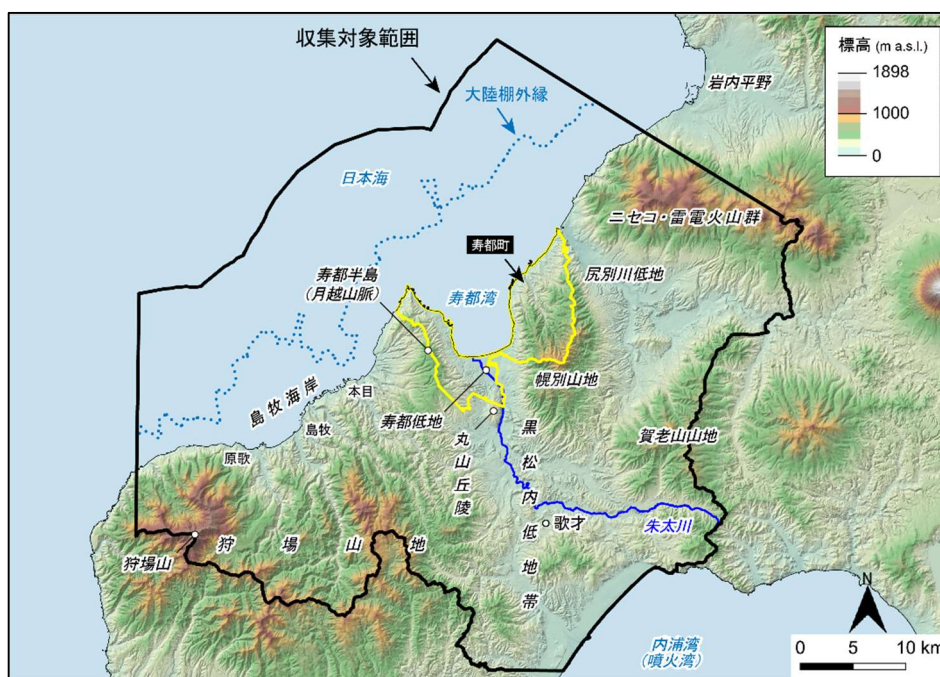


図 2.1-1 収集対象範囲

陰影段彩図には、地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、河川は「国土数値情報（河川データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政界は「国土数値情報（行政区画データ）」（国土交通省）に基づく。大陸棚外縁については、海底地形の特徴に基づいて描いた地形線を使用（技術的観点からの検討のうち地形、地質・地質構造に関する説明書（以下、説明書「地形、地質・地質構造」という。）を参照）。

## 2.2 収集・抽出の観点

本調査における文献・データの収集・情報の抽出の観点を表 2.2-1 に示す。隆起・侵食における収集・抽出対象のテーマは、「隆起・沈降」、「侵食」、「気候・海水準変動」に大別される。

これらのうち「隆起・沈降」に関しては、(a) 文献調査対象地区が属する大～中地形の配列および地質構造を規定したテクトニック・セッティングと現行の地殻変動の特徴にかかわる情報と、(b) その枠組みの中で過去数十万年～数百万年程度の期間に生じた隆起・沈降量にかかわる情報、の取得を目的とした。(a) については、プレート配置、広域応力場、測地観測データに基づく地殻水平ひずみ、地震学データに基づく地殻応力情報、活構造・活断層などに関する文献・データを対象とした。(b) については、海成段丘や河成段丘（例えば、Terrace to terrace 法；吉山・柳田，1995）に基づく  $10^5$  年スケールでの隆起量に関する文献・データと共に、測地観測データ、離水海岸地形（例えば、海食洞、離水ベンチ）や完新世の海成層に基づくより短い時間スケールでの隆起・沈降量や、侵食小起伏面や鮮新世～中期更新世の海成層に基づくより長い時間スケールでの隆起・沈降量に関する文献・データを対象とした。

「侵食」に関しては、(a) 山地における数十年～数百万年スケールでの削剥量・削剥速度にかかわる情報、(b) 河川による数千年～数十万年スケールでの下刻量・下刻速度にかかわる情報、(c) 海食にかかわる情報、(d) マスマーブメント地形の分布・特徴にかかわる情報の取得を目的とした。

(a) については、堆砂量データ、宇宙線生成核種データ、熱年代データに基づいた削剥量・削剥速度に関する文献・データを対象とした。(b) については、河川下流部の沖積低地においては最終氷期に形成された埋没谷の形状およびその谷埋め堆積物である沖積層の基底深度に関する文献・データを、河川の中～上流部においては河成段丘や環流旧河谷といった離水河成地形に基づく下刻量・下刻速度に関する文献・データを対象とした。(c) については、海食崖の後退量・後退速度に関する文献・データを対象とした。(d) については、陸域では、地すべり地質区分や地すべり・崩壊の分布・規模に関する文献・データ、海域では、大陸棚の削剥にかかわる海底地すべりの分布・規模に関する文献・データを対象とした。

「気候・海水準変動」に関しては、(a) 古気候、特に氷期の古気候条件と周氷河環境にかかわる情報と、(b) 氷河性海水準変動にかかわる情報の取得を目的とした。(a) については、花粉分析による植生復元に関する文献・データや化石周氷河現象に関する文献・データを対象とした。(b) については、最終氷期最盛期における侵食基準面（海水準）の高さや海成段丘の分布高度から隆起量を算出する際に必要となる高海水準期（間氷期）の海水準高度を把握するために、中期更新世以降の氷河性海水準変動の海洋酸素同位体ステージ（Marine Isotope Stage；以下、MIS という。）の年代と海水準高度を示した文献・データを対象とした。



表 2.2-1 隆起・侵食における文献・データの収集・情報の抽出の観点

項目	目的	対象
隆起・沈降	テクトニック・セッティング	プレート配置, 広域応力場, 測地データ(地殻水平ひずみ), 地震学データ(地殻応力情報), 活構造・活断層
	隆起・沈降の量・速度	測地観測データ, 地形データ(離水海岸地形, 海成段丘, 河成段丘, 侵食小起伏面), 地質データ(鮮新世～完新世の海成層)
侵食	山地の削剥量・削剥速度	堆砂量データ, 宇宙線生成核種データ, 熱年代データ
	河川の下刻量・下刻速度	地形データ(埋没谷と沖積層, 河成段丘, 環流旧河谷)
	海食	海食崖の後退量・後退速度
	マスマーブメント	マスマーブメント地形, 海底地すべり
気候・海水準変動	古気候	古植生, 化石周氷河現象
	海水準変動	中期更新世以降の氷河性海水準変動

## 2.3 抽出結果

2.1 および2.2 に基づいて収集し, 情報を抽出した文献・データを「添付資料 A 情報を抽出した文献・データのリスト」にまとめた。

また, 本説明書において引用している文献・データは「引用文献」として示した。この「引用文献」には, 一般的な教科書類, 原子力規制委員会, 地層処分技術 WG などの文献・データも含まれる。なお, 「情報を抽出した文献・データのリスト」においては1件としている文献・データを, 引用箇所を明確にするためにいくつかに分けて扱っている場合もある(例えば, 原子力規制委員会審査会合審査資料, 書籍, 論文集)。一方, 収集・抽出の観点には該当するが評価に必要と考えられる情報が確認されなかった場合または情報が重複する(例えば, 旧版・最新版, 引用・被引用文献など)場合など, 情報を抽出したリストに示した文献・データでも引用していないものがある。

### 第3章 文献から得られた知見

#### 3.1 隆起・沈降

文献調査対象地区およびその周辺地域の隆起・沈降に関する文献情報を、2.2 に示した収集・抽出の観点別にレビューしたうえで取りまとめた。その結果を (a) 測地観測データに基づいて  $10^0 \sim 10^2$  年スケールで把握できるもの、(b) 離水海岸地形、海成段丘、海成層に基づいて  $10^2 \sim 10^5$  年スケールで把握できるもの、(c) 侵食小起伏面や新第三紀末～第四紀の地層に基づいて  $10^5 \sim 10^6$  年スケールで把握できるものの3つに大別し、短い時間スケールのものから順に以下の各項で説明する。なお、これら  $10^0 \sim 10^6$  年スケールの隆起・沈降運動の背景にあるテクトニック・セッティングや地殻変動様式に関するレビュー結果については、説明書「地形、地質・地質構造」および 5.1.1 に示す。

##### 3.1.1 $10^0 \sim 10^2$ 年スケール

測地観測データに基づいて日本列島の鉛直変動速度分布を示した文献には、水準測量による檀原 (1971) ならびに水準測量および GPS 連続観測による村上・小沢 (2004) がある。

これらの文献から、文献調査対象地区における  $10^0 \sim 10^2$  年スケールの鉛直変動速度（隆起方向が +、沈降方向が -）を読み取った結果を表 3.1-1 に示す。水準測量に基づく鉛直変動速度は、70 年間平均が  $-2 \sim 0$  mm/yr、約 40 年間平均が  $0 \sim 2$  mm/yr である。また、GPS 連続観測に基づく鉛直変動速度は、約 5～7 年平均で  $6 \sim 8$  mm/yr であり、水準測量に基づく数十年スケールでの鉛直変動速度とは傾向・速度共に大きく異なる。

表 3.1-1 測地観測結果から読み取った文献調査対象地区における鉛直変動速度

文献	測地観測手法	観測期間	変動速度※ (mm/yr)
檀原 (1971)	水準測量	70年間 (1895～1965年)	$-2 \sim 0$
村上・小沢 (2004)	GPS連続観測	最長: 1996年～2003年 最短: 1998年～2003年	$6 \sim 8$
	水準測量	約40年間 (1947～1961年 および1986～1999年)	$0 \sim 2$

※図からの読み取りによる。

##### 3.1.2 $10^2 \sim 10^5$ 年スケール

文献調査対象地区とその周辺地域における  $10^2 \sim 10^5$  年スケールの隆起・沈降のうち、最も短い時間スケール ( $10^2 \sim 10^3$  年スケール) での特徴を記録している可能性があるのが離水波食棚 (ベンチ) や完新世海成段丘である。

離水波食棚 (ベンチ) については、狩場山北岸から寿都湾東岸 (幌別山地沿岸) にかけて良く発達する (大谷, 1999)。寿都半島の先端付近に発達する最高位の完新世海成段丘は標高 5 m に旧汀線高度をもつ (宮内, 1990)。しかし、これらの離水時期や離水要因、特に歴史地震との関係については不明である (宮内, 1990; 大谷, 1999)。そのため、離水波食棚 (ベンチ) に基づいて隆起・沈

降の傾向や量・速度についての情報を得ることはできなかった。

10<sup>5</sup>年スケールの隆起・沈降のうち、隆起については藤原ほか（2004, 2005）、地質環境の長期安定性研究委員会（2011）が日本列島全域を対象に最近約10万年間の平均隆起速度を5万分1地形図の図幅単位で示している。それらに示された隆起速度は、幌別山地から寿都低地までの区間で0.0～0.3 mm/yr、寿都半島から島牧海岸（図 2.1-1）までの区間で0.3～0.6 mm/yr、狩場山北岸で0.6～0.9 mm/yrである。より詳細な空間スケールでの隆起量とその空間的变化については、更新世の海成段丘面の分布高度から把握することができる。

文献調査対象地区とその周辺地域において更新世の海成段丘面の分布高度や編年結果を示した文献には、瀬川（1967）、宮内（1988）、小池・町田編（2001）、奥村（2003）、北海道電力（2013a, 2016a）がある。これらの文献では、文献調査対象地区とその周辺地域の海成段丘面は2～5面に区分され、それらは古いものから順にMIS 7以前、MIS 5e, MIS 5c, MIS 5aに対比されている。

MIS 5e（または最終間氷期）に対比された海成段丘面については、その段丘堆積物中の泥炭層に現在と似た温暖な気候環境の花粉や大型植物化石が含まれ（瀬川, 1967）、被覆層には風成のToya火山灰（109±3 ka；東宮・宮城, 2020）の降灰層準に相当する箇所が確認されている（奥村, 2003；北海道電力, 2013a, 2016a）。また、MIS 5cに対比された海成段丘面の段丘堆積物中には、多量の洞爺火砕流水成二次堆積物が確認されている（奥村, 2003）。

文献調査対象地区とその周辺地域に分布する海成段丘面の後面段丘崖麓部（旧汀線アングル；図 3.1-1）の高度（小池・町田編, 2001；奥村, 2003）と崖錐や風成層からなる被覆層の厚さを除去した段丘堆積物上面（図 3.1-1）の高度（北海道電力, 2013a, 2016a）を図 3.1-2に、その投影断面図を図 3.1-3に示す。

更新世の海成段丘面のうち最も連続性良く発達するのが、MIS 5eに対比される海成段丘面である。その旧汀線アングル高度は、寿都半島の西岸から寿都湾の東岸（幌別山地）までの区間でほとんど差がみられないとされ（奥村, 2003）、小池・町田編（2001）で30～40 m、奥村（2003）で40～50 mである。この区間におけるMIS 5eの段丘堆積物上面高度についても高度不連続は認められないとされ（北海道電力, 2013a）、その高度は20～30 mである。ただし、尻別岬付近における段丘堆積物上面高度が相対的に高いことについて、北海道電力（2016a）は、北西-南東方向に延びる西上がりの逆断層である尻別川断層の断層運動による影響を否定していない。

MIS 5eの旧汀線アングル高度に地域差が認められるのは、寿都半島の西岸以西（本目以西の島牧海岸）の地域である（宮内, 1988；小池・町田編, 2001；奥村, 2003）。その高度は、本目付近から西に向かうにつれ増していき、狩場山北岸において110 mに達する（小池・町田編, 2001）。同様の傾向は、MIS 7の旧汀線アングルの高度変化においても確認できる。

MIS 5c, MIS 5aの海成段丘面については、寿都半島および島牧海岸の一部にMIS 5eの海成段丘面と共に発達する。MIS 5cの旧汀線アングル高度は、寿都半島東岸で30～35 m（奥村, 2003）、島牧海岸で40～60 m（小池・町田編, 2001；奥村, 2003）であり、MIS 5eおよびMIS 7の旧汀線アングル高度における地域差と同様の傾向がみられる。MIS 5aの海成段丘面は、寿都半島東岸の寿都において認められており、その旧汀線アングル高度は20 mである（奥村, 2003）。

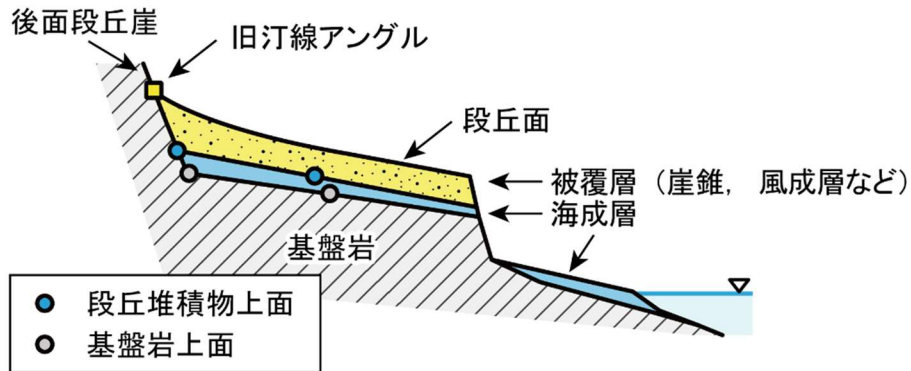


図 3.1-1 本地域における海成段丘の断面模式図

本調査では、海成段丘の分布高度として主に旧汀線アングル（段丘面の最も高い所、つまり後面段丘崖の崖麓部）、段丘堆積物上面、基盤岩上面における高度をとりあげる。

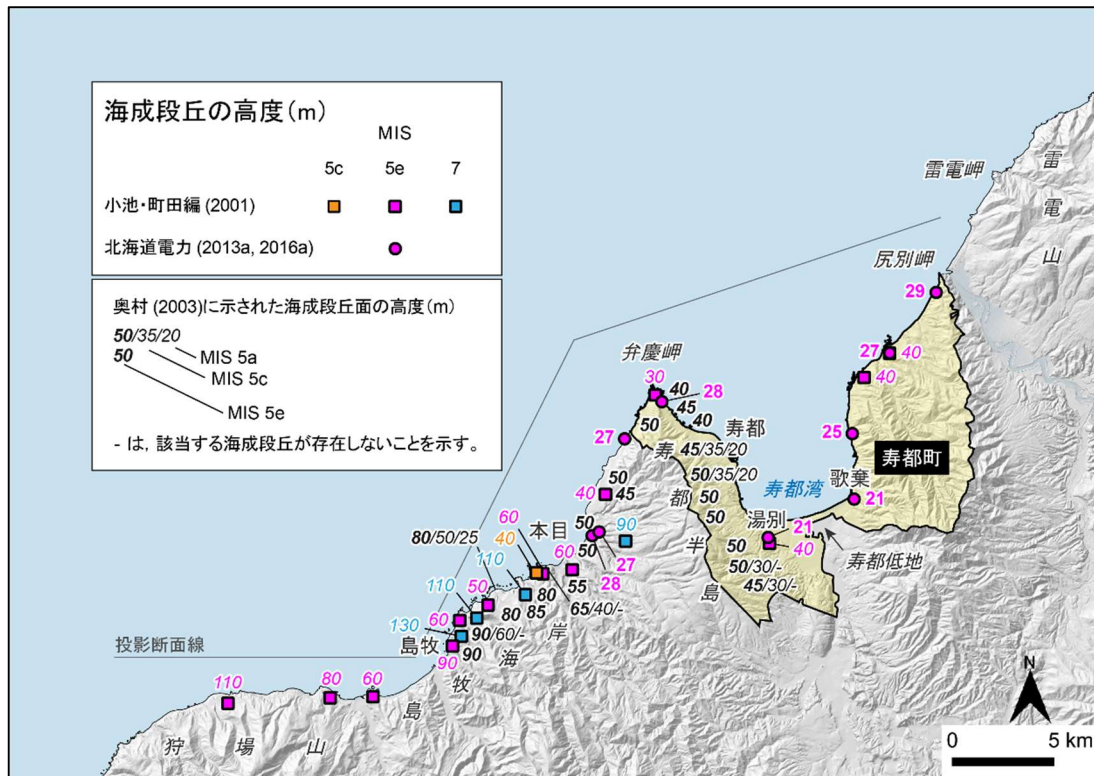


図 3.1-2 狩場山北岸—尻別岬における海成段丘の高度分布

小池・町田編（2001）、奥村（2003）、北海道電力（2013a、2016a）に基づき作成。斜体の数字は旧汀線アングルの高度、正体の数字は段丘堆積物上面の高度を示す。比較的狭い範囲において群列ボーリングなどにより段丘堆積物上面の高度が複数得られている場合、それらの中で最も高いものの高度のみを図示した。奥村（2003）に示された旧汀線高度は、旧汀線アングルの高度（海成段丘面の高度）と推察できることから、本調査ではそのように記した。海成段丘高度の投影断面図については図 3.1-3 に示す。ベースマップとして地理院タイルの陰影起伏図を使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

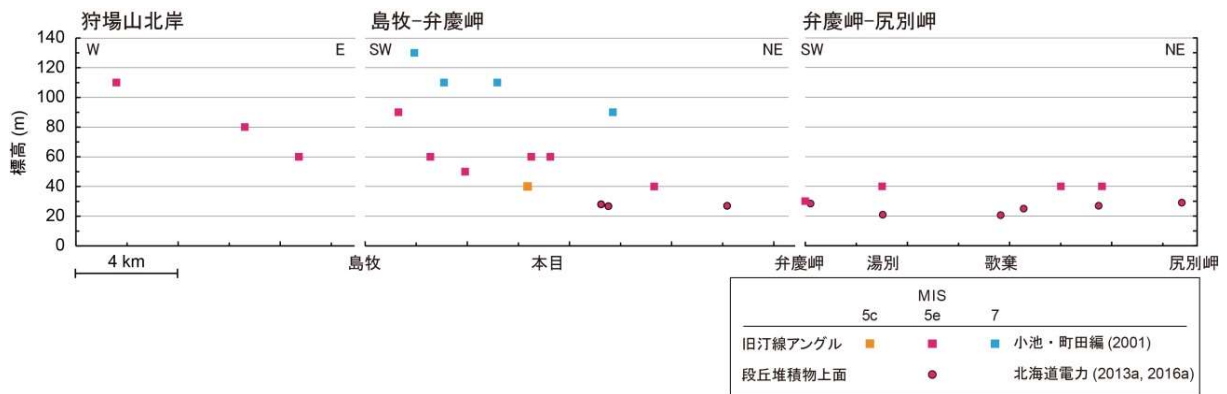


図 3.1-3 文献に示された狩場山北岸—尻別岬における海成段丘の高度分布（投影断面図）

### 3.1.3 10<sup>5</sup>～10<sup>6</sup>年スケール

10<sup>5</sup>～10<sup>6</sup>年スケールでの隆起・沈降量については、日本列島を対象に作成された第四紀の隆起沈降量図（国立防災科学技術センター，1969）に示された数値から把握することができる。そのほかにも、文献調査対象地区とその周辺地域に分布する数百万年前から数十万年前の地層の堆積過程や分布高度に関する情報も、10<sup>5</sup>～10<sup>6</sup>年スケールで生じる隆起・沈降量を知る手がかりになる。以下では、これらのトピックに関する情報について述べる。

#### (1) 第四紀の隆起沈降量

文献調査対象地区およびその周辺地域の第四紀を通した隆起量の総和については、第四紀地殻変動研究グループが作成した日本列島における第四紀の隆起沈降量図（集成隆起沈降量図）（国立防災科学技術センター，1969）から読み取ることができる。この隆起沈降量図は、新第三紀末（原本では第三紀末）または第四紀初めに形成された侵食平坦面の高度と堆積岩の新第三紀（原本では第三紀）—第四紀境界層準の分布上限高度または深度に基づいて作成されている（国立防災科学技術センター，1973）。図に示された隆起量は、寿都半島から寿都低地で 250～500 m，幌別山地で 500～750 m である。

#### (2) 後期鮮新世～中期更新世の海成層の分布

黒松内低地帯とその周辺地域では、鮮新世末から前期更新世または中期更新世にかけて堆積した貝化石を含む海成堆積物が、歌島層（鈴木ほか，1981），瀬棚層（例えば，池谷・林，1982；久保ほか，1983；鈴木，1989；椿原ほか，1989；能條ほか，1999），尻別川層（山岸，1976，1984），瀬棚層を不整合で覆う中ノ沢川層（久保ほか，1983）といった地層において確認されている（詳細については説明書「地形，地質・地質構造」を参照）。説明書「地形，地質・地質構造」では、歌島層，瀬棚層，尻別川層を「瀬棚層」としてひとまとめにして、「瀬棚層」と中ノ沢川層の分布を地質図に示している。その地質図に基づく、文献調査対象地区およびその周辺地域では「瀬棚層」のみ確認できる。文献調査対象地区とその周辺地域における「瀬棚層」の分布を図 3.1-4 に示す。

図 3.1-4 から「瀬棚層」は、寿都半島基部の山頂部（分布の最高標高は 420 m）や幌別山地の山麓部（分布の最高標高は 450 m）といった比較的高所から寿都低地の沖積層下まで、さまざまな高度に分布していることが分かる。しかし、「瀬棚層」から貝化石が確認されているのは、現時点では、(a) 寿都半島西部の歌島周辺（鈴木ほか，1981），(b) 黒松内低地帯の丸山丘陵南部の添別川，朱

太川、白炭川沿い（例えば、山岸，1984；鈴木，1989；能條ほか，1999），(c) 尻別川流域の貝殻沢川沿い（山岸，1984）に限られる（図 3.1-4）。

さらに、蕨岱向斜近くの標高 25 m 付近に位置する添別セクション<sup>2</sup>では、「瀬棚層」の堆積過程が明らかにされている（図 3.1-4）。この添別セクションでは、能條・鈴木（1999）により、瀬棚層上部の添別砂岩部層（能條ほか，1999）に当たる 95～83 万年前の堆積物が、氷河性海水準変動による海進・海退の影響を受けていたことや、最大水深時（温暖期のピーク）に 150～190 m 深にあったが最終的には陸化に至ったことが明らかにされている。

### (3) 丘陵を覆う更新世の地層

寿都低地の南端部には、黒松内背斜の背斜軸に沿って盛り上がった丸山丘陵（最高標高 218 m；文献調査対象地区内での最高標高は 184 m）が存在する（図 3.1-4）。5 万分の 1 地質図幅「歌棄」（山岸，1984）に基づくと、丸山丘陵は、中新世～鮮新世の磯谷層からなり、その頂部は、後期更新世に対比される旧期扇状地堆積物（くさり礫が含まれる場合もある扇状地堆積物を主とした砂礫層）に覆われる。

その一方で、今泉・渡島半島活断層研究グループ（1982）、奥村（1983）、北海道電力（2015）が示した地形分類図では、丸山丘陵の頂部は、それぞれ H1 面、H0 面（未区分高位面）、H0 段丘面群として判読されている。これらのうち、H0 段丘面群が含まれる高位段丘群における堆積物の特徴については、「著しく風化したくさり礫や円磨された風化礫が認められ、ローム層が厚く覆うことが多い」（北海道電力，2015）と記されている。これらの段丘面の形成年代について、各文献において直接的に言及されているわけではないが、H1 面と H0 面は、少なくとも MIS 5e よりも古い時代に、H0 段丘面群は、中期更新世でも、少なくとも MIS 7 よりも古い時代にそれぞれ位置付けられているようである。

---

<sup>2</sup>セクション：地層の断面。地層の観察ができる崖（岡田，2022）。例えば、GSSP（Global Boundary Stratotype Section and Point）として認定された「千葉セクション」にこの用語が用いられている。



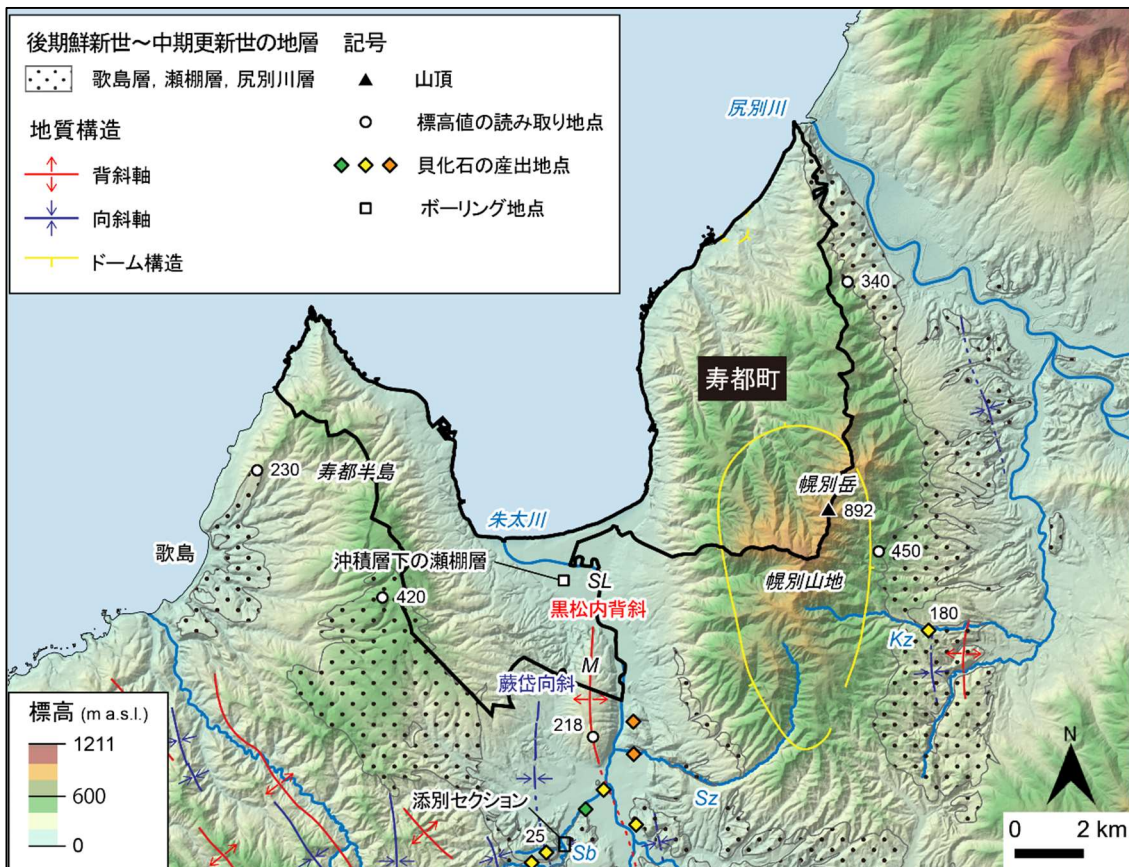


図 3.1-4 文献調査対象地区およびその周辺地域に分布する後期鮮新世～中期更新世の地層  
 M: 丸山丘陵, SL: 寿都低地, Kz: 貝殻沢川, b: 添別川, Sz: 白炭川。数字は標高 (m)。後期鮮新世から中期更新世の堆積物である歌島層, 瀬棚層, 尻別川層の分布を示す。これらの地層と地質構造の分布については, 山岸ほか (1976), 鈴木ほか (1981), 山岸 (1984) に基づき作成 (詳細については説明書「地形, 地質・地質構造」を参照)。貝化石の産出地点については山岸 (1984) に, ボーリング地点については北海道電力 (2013a) に, 「添別セクション」については能條・鈴木 (1999) に基づき作成。山岸 (1984) における記述に基づき, 産出した貝化石のうち, 前期鮮新世から前期更新世に対比されるものを橙色, 前期～中期更新世に対比されるものを黄色, 中ノ沢川層に産するものと共通するものを緑色で示した。陰影段彩図には, 地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海岸線は「国土数値情報 (海岸線データ)」(国土交通省) に, 河川は「国土数値情報 (河川データ)」(国土交通省) に, 寿都町の行政区界は「国土数値情報 (行政区画データ)」(国土交通省) に基づく。

## 3.2 侵食

文献調査対象地区およびその周辺地域の侵食に関する文献情報を、2.2 に示した文献・データの収集・抽出の観点別、すなわち、「山地の削剥速度」、「河川による下刻」、「海食」、「マスマーブメント」といったテーマに分け、レビューした。その結果を以下の各項において説明する。

### 3.2.1 山地の削剥速度

山地の平均削剥速度は、観測可能な時間スケール ( $10^0 \sim 10^2$  年)、地形学的な時間スケール ( $10^2 \sim 10^3$  年)、地質学的な時間スケール ( $\geq 10^5$  年) で把握することができる。これらのうち  $10^0 \sim 10^2$  年スケールで山地の平均削剥速度を把握する方法には、ダムと比較堆砂量からダム流域の平均削剥速度を直接的に把握する方法 (例えば、藤原ほか, 1999) とダムの比較堆砂量とダム流域の地形量との関係式からダムの有無によらず山地の平均削剥速度を推定する方法 (例えば、長谷部ほか, 2005) がある。

文献調査対象地区およびその周辺地域では、後者の方法を用いた文献・データが確認できた。該当するのは、(a) ダム堆砂量と基準高度分散量との関係に基づいて藤原ほか (1999) が作成した 6 km メッシュの削剥速度分布図を再録・加筆した削剥速度データ (藤原ほか, 2001) と、(b) ダム堆砂量、メッシュ傾斜 (約 1 km メッシュごとに算出した 250 m メッシュの最大傾斜の中央値)、表層地質との関係に基づいて長谷川ほか (2005) が作成した 1 km メッシュの「侵食速度ポテンシャルマップ」である。

これら 2 つの文献・データから作成した文献調査対象地区およびその周辺地域の削剥速度分布図を図 3.2-1 に示す。図 3.2-1 の藤原 (2001) から読み取れる文献調査対象地区の平均削剥速度は、寿都半島付近で 0.1~0.3 mm/yr、丸山丘陵で 0~0.1 mm/yr、幌別山地で 0.1~0.5 mm/yr である。一方、図 3.2-1 の長谷川ほか (2005) から読み取れる比較堆砂量 (単位は  $10^3 \text{ m}^3 / \text{km}^2 / \text{yr}$ ;  $\equiv$  流域の平均削剥速度) は、寿都半島付近で 0~0.2、丸山丘陵で 0~0.2、幌別山地で 0.2~0.5 である。

$10^2 \sim 10^3$  年スケールの山地流域における平均削剥速度は、宇宙線生成核種法に基づき定量的に把握することができるが (例えば、Korup et al., 2014; 松四ほか, 2014)、文献調査対象地区およびその周辺地域において取得された宇宙線生成核種データを確認することはできなかった。また、 $\geq 10^5$  年スケールの山地の平均削剥速度は、低温領域の熱年代法を用いることで算出でき (末岡ほか, 2015; 末岡・田上, 2019)、日本列島において取得された低温領域の熱年代データは「日本列島の基盤岩類における低温領域の熱年代データベース」(Sueoka and Tagami, 2019) にまとめられている。しかし、このデータベースにおいて文献調査対象地区およびその周辺地域で取得された熱年代データを確認することはできなかった。



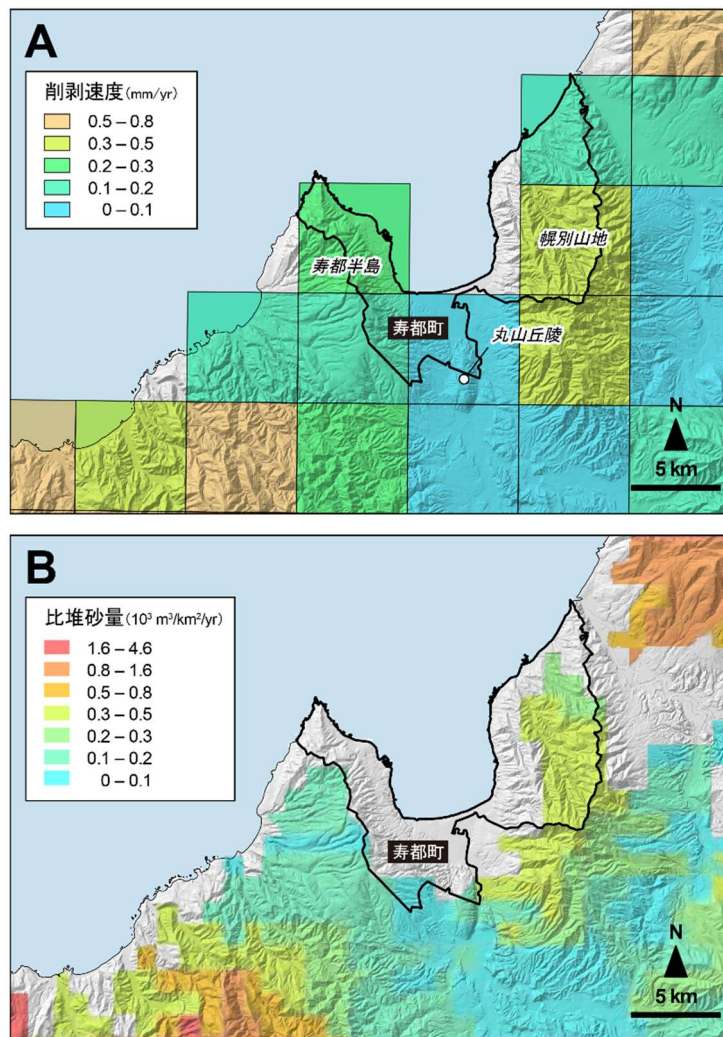


図 3.2-1 ダム堆砂量と地形量との関係から推定された年平均削剥速度

(A) 6 km メッシュの基準高度分散量から推定された年平均削剥速度。藤原ほか (2001) を編集。(B) メッシュ傾斜 (約 1 km メッシュごとに算出した 250 m メッシュの最大傾斜の中央値) から推定された年平均削剥速度。長谷川ほか (2005) の「全国の流域単位の侵食速度ポテンシャルマップ」を編集。本調査では、(年平均) 比堆砂量 (単位は  $10^3 \text{ m}^3 / \text{km}^2 / \text{yr}$ ) を年平均削剥速度に読み替えて論ずる。ベースマップとして地理院タイルの陰影起伏図を使用。海岸線は「国土数値情報 (海岸線データ)」(国土交通省) に、寿都町の行政界は「国土数値情報 (行政区域データ)」(国土交通省) に基づく。

### 3.2.2 河川による下刻

沿岸部における沖積層基底 (最終氷期最盛期における沖積層基底礫層の基底) の深さは、後期更新世以降の河川による線的な侵食量 (下刻量) の実績と見做すことができる (幡谷ほか, 2016)。朱太川河口の沖積低地である寿都低地における沖積層の深度もしくは層厚にかかわる記載は、岡 (2006) と北海道電力 (2013a) において確認できる。岡 (2006) は、北海道水理地質図 No. 7 「倶知安」 (広田ほか, 1985) に示された水井戸 (寿都町地下水調査井) のボーリング資料の読み取りから砂礫質の沖積層が深度 20 m まで確認できると記述している。また、北海道電力 (2013a) は、湯別 (標高 3.94 m 地点) でのボーリング調査から、沖積層がほぼ水平に堆積しており、その厚さが 45.15 m で

あることを示している。

内陸部における河川の下刻量・下刻速度に関する情報を有する文献・データについては、確認することはできなかった。

### 3.2.3 海食

波浪侵食による海食崖の後退速度について、文献調査対象地区において直接取得されたデータを確認することはできなかったが、日本列島の多地点において海食崖の平均後退速度を求めた文献として、貝塚（1998）と上野・山岸（2002）を確認した。

貝塚（1998）は、現在みられる海食崖と浅海底が後氷期の海面がほぼ現在の水準に達した 5,000 年前から現在までの期間に形成されたものと考え、日本列島各地の水深 10 m 以浅の波食台の幅を計測し、その幅を 5,000 年で除すことで海食崖の平均後退速度を求めている。

海食崖の平均後退速度がまとめられた図（貝塚，1998 の図 5.31）から、文献調査対象地区の波食台を構成する火山岩と新第三紀層を対象に値の読み取りを行った。この読み取りに基づく海食崖の平均後退速度は、火山岩で 2～8 cm/yr（n=6）、新第三紀層で 4～28 cm/yr（n=11）である。

一方、上野・山岸（2002）は、貝塚（1998）とほぼ同様の考え方により海食崖の平均後退速度を算出しているが、(a) 現在みられる海食崖や浅海底が 6,000 年前以降に形成されたものとして海食崖の後退速度を求めていること、(b) 岩盤崩壊のあった海食崖とその基部の海食台を対象としていることが貝塚（1998）と異なる。上野・山岸（2002）に基づく、硬質な岩盤からなる海食崖の平均後退速度は 3～10 cm/yr である。

### 3.2.4 マスムーブメント

文献調査対象地区の陸域の大部分は、地すべり地質区分図（山岸・伊藤，1993）に示された 1～5 のうちのどの地すべり地質区にも属していない（図 3.2-2 A）。ただし、寿都半島の西岸は、「4. 渡島半島東部新第三紀泥岩地域」（山岸・伊藤，1993）に属する。この地域は、(a) 層理の発達した新第三紀泥岩層が広く分布し、緩傾斜の頁岩で特徴付けられ、(b) それらにはすべり面となる粘土化しやすい流紋岩質凝灰岩が頻繁に挟まれるため、層すべりタイプの地すべり地形が多い、とされる（山岸・伊藤，1993）。防災科学技術研究所の地すべり地形分布図（清水ほか，2010）からは、比較的小規模な地すべり地形が文献調査対象地区内に散在することが読み取れる（図 3.2-2 B）。

文献調査対象地区を含む北海道南西部の日本海沿岸部では、1980 年代や 1990 年代に発生した岩盤崩壊が確認されている（例えば、山岸，1998；北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会，2000；上野・山岸，2002）。しかし、北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会（2000）が示した崩壊規模 100 m<sup>3</sup> 以上の岩盤崩壊跡の分布図の中に文献調査対象地区で発生した岩盤崩壊は認められない（図 3.2-2 B）。

文献調査対象地区の周辺海域における海底地すべりの分布については、森木ほか（2017）と北海道電力（2013b）に示されているものから把握することができる。海底地すべりのうち、文献調査対象地区周辺の海岸線から 15 km 圏内に分布するものは、森木ほか（2017）においてのみ確認できる。森木ほか（2017）に示された海底地すべりを図 3.2-3 に示す。これらの海底地すべりの面積は、森木ほか（2017）によれば、いずれも 10 km<sup>2</sup> 以下である。大陸棚の外縁付近を直接削剥している海底地すべりについては、岩内海底谷および茂津多海底谷の谷頭部付近ならびに寿都海脚付近において確認することができる（図 3.2-3）。

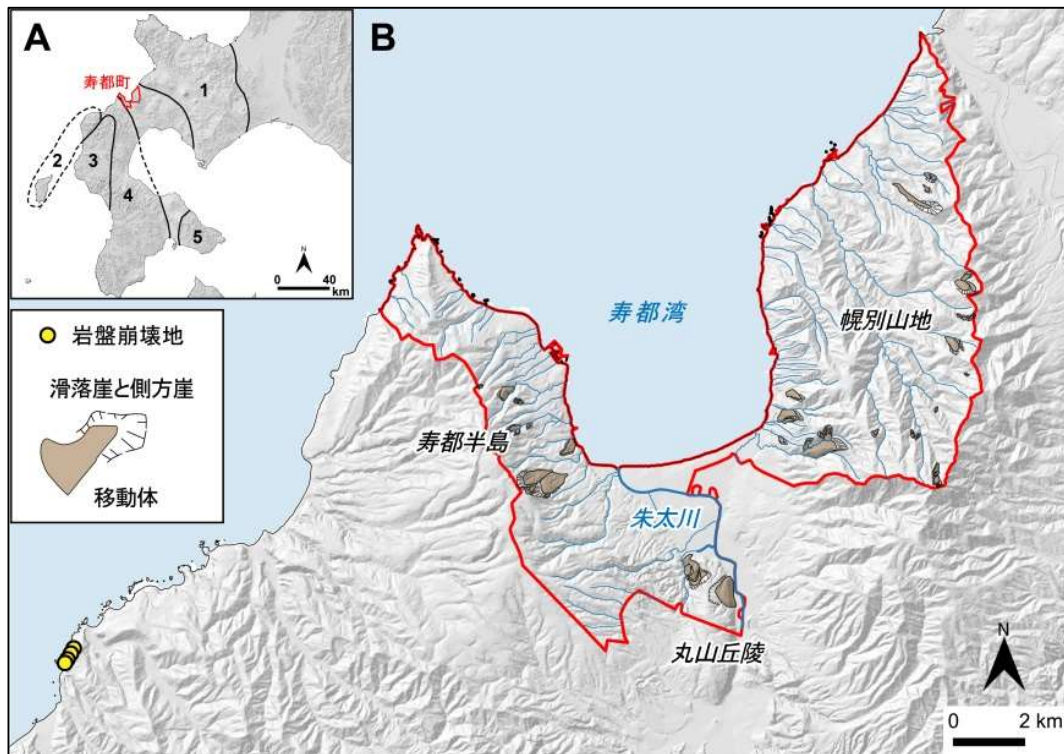


図 3.2-2 文献調査対象地区（陸域）におけるマスムーブメント地形分布

(A) 北海道南西部の地すべり地質区分図（山岸・伊藤, 1993に基づき作成）。(B) 地すべり地形分布図。地すべり地形 GIS データ（防災科学技術研究所「6440 岩内」のデータ（原図は清水ほか（2010））に基づき作成。岩盤崩壊地の分布については、北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会（2000）に基づく。ベースマップとして地理院タイルの陰影起伏図を使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、河川は「国土数値情報（河川データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政界は「国土数値情報（行政区画データ）」（国土交通省）に基づく。



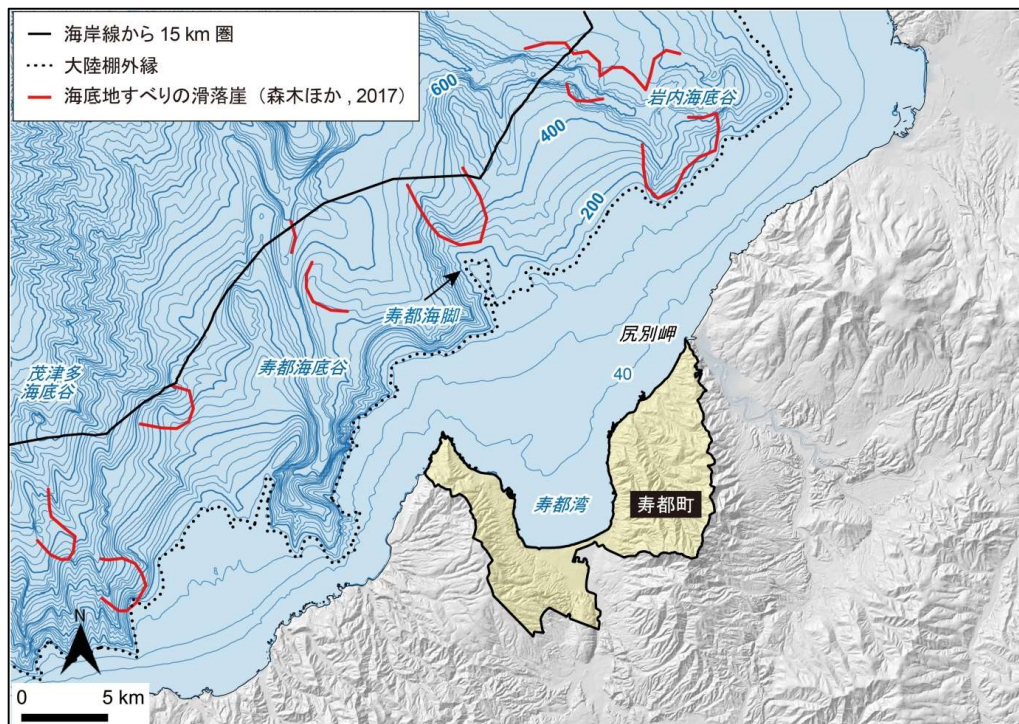


図 3.2-3 文献調査対象地区（海域）およびその周辺地域における海底地すべりの分布  
森木ほか（2017）に示された海底地すべりの滑落崖のうち、海岸線から 15 km 圏内に分布するものを図示。等深線の主曲線の間隔は 40 m、計曲線の間隔は 200 m。地理院タイルの陰影起伏図を使用。海域の等深線図は、日本水路協会発行 M7000 シリーズを用いて作成（一財）日本水路協会承認第 2021006 号。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政区は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

### 3.3 気候・海水準変動

文献調査対象地区およびその周辺地域の気候・海水準変動に関する文献情報を、2.2 に示した文献・データの収集・抽出の観点別にレビューし、まとめた。その結果を (a) 気温・降水量の変化、(b) 古環境の変化、(c) 氷河性海水準変動に大別し、以下の各項において説明する。

#### 3.3.1 気温・降水量の変化

文献調査対象地区およびその周辺地域において定量的に古気候を復元した文献・データを確認することはできなかった。その一方で、最終氷期寒冷期の年平均気温や年平均降水量を復元した文献・データには、例えば、日本列島を対象にした松末ほか（2000）や北海道北部を対象とした五十嵐ほか（2012）がある。

松末ほか（2000）は、現在の花粉化石群集と温かさの指数との関係式を求め、その関係式を最終氷期寒冷期の花粉化石群集データに適用することで日本列島における最終氷期寒冷期の年平均気温を算出している。それによると文献調査対象地区が位置する緯度範囲（北緯 42.00°～42.99°）における最終氷期最寒冷期の年平均気温は $-2.0^{\circ}\text{C}$ であり、現在（松末ほか（2000）執筆時点）との差は $-9.0^{\circ}\text{C}$ である。

また、北海道東部が対象となるが、最終氷期以降の年平均降水量は、Heusser and Morley (1985) が太平洋北西沖で取得した海底コア中の花粉分析に基づいて推定されている。それによると、最終氷

期の約 8～2 万年前までの年平均降水量は～1,000 mm、氷河環境でなかった約 1 万～4,000 年前は >1,200 mm である（松末ほか、2000）。

五十嵐ほか（2012）は、北海道北部の剣淵盆地（北緯約 44°）において花粉分析に基づいて MIS 7 以降の植生変遷史を復元し、その花粉組成が似るサハリンの気象データとの比較に基づいて古気候を復元している。それによると、剣淵盆地での MIS 2 における年平均気温は-8～-9℃と、年平均降水量は現在（五十嵐ほか（2012）執筆時点）よりも 720～750 mm 程度少なかったと推定されている。

### 3.3.2 古環境の変化

最終氷期の北海道では、標高 750 m 以上の山地に連続永久凍土帯が広がり、周辺の低地は不連続永久凍土帯であったと考えられている（小野、1990）。ただし、化石周氷河現象の分布を示した日本第四紀地図（日本第四紀学会編、1987）の文献調査対象地区周辺に、アイスウェッジカスト（永久凍土の存在を示す化石周氷河現象）の分布を確認することはできない。

最終氷期の北海道の植生景観と周氷河環境については、現在のタイガ帯南縁部に近かったと推定されている（小野、1990）。石狩低地帯から渡島半島にみられた最終氷期の植生景観は、グイマツを主とする亜寒帯針葉樹林であったと考えられている（小野・五十嵐、1991）。文献調査対象地区に近い黒松内低地帯の歌才（図 2.1-1）では、最終氷期最盛期には現在みられるブナ林ではなくカバノキ属とマツ属を主とする亜寒帯針葉樹林と草原が広がっていたと考えられている（Sakaguchi, 1989 ; Igarashi, 2016）。

### 3.3.3 氷河性海水準変動

文献調査対象地区およびその周辺地域に発達する最上位の海成段丘面については、後述（4.1.2（5）参照）するように MIS 11 または MIS 13 に対比される可能性を有する。この点を考慮に入れ、本調査では中期更新世以降の氷河性海水準変動のうち MIS 13 以降のものを対象とした。比較的最近の文献（Siddall et al., 2007 ; Spratt and Lisiecki, 2016 ; Creveling et al., 2017）に示された MIS 13 以降の主な高海面期の年代と海水準高度をまとめたものを表 3.3-1 に示す。

最終氷期最盛期（2.1 万年前）と完新世の高海面期（約 6,000 年前）における日本列島周辺の海水準高度については、Okuno et al. (2014) により氷河性地殻均衡（Glacial Isostatic Adjustment, GIA）を考慮したものが示されている。Okuno et al. (2014) の読み取りに基づく最終氷期最盛期における文献調査対象地区の大陸棚付近の海水準は、-128～-132 m である。完新世の高海面期における海水準については、文献調査対象地区の海岸線付近に示された数値を Okuno et al. (2014) から読み取った。読み取った海水準は、その算出において用いられた氷床融解史モデルによって異なるが、1 m または -1 m である。

表 3.3-1 海洋酸素同位体ステージ (MIS) の年代と海水準高度

Siddall et al. (2007)			Spratt and Lisiecki (2016)			Creveling et al. (2017)		
MIS	年代 (万年前)	海水準 (現在比:m)	MIS	年代 (万年前)	海水準 (現在比:m)	MIS	年代 (万年前)	海水準 (現在比:m)
-	-	-	-	-	-	5a	8	-10.5±5.5
-	-	-	-	-	-	5c	10	-11.1±6.6
5e	11.6 to 13.2	0 to 6	5e	11.9 to 12.6	6 to 9 <sup>**</sup>	-	-	-
7a	19.0 to 20.1	-15 to -5	7a-c	19.7 to 21.4	-7	-	-	-
7c	21.2 to 22.0	-15 to -5	-	-	-	-	-	-
7e	23.0 to 23.5	-15 to -5	7e	23.6 to 25.5	-9	-	-	-
9c	31.8 to 32.4	-3 to 8	9	31.5 to 33.1	-1	-	-	-
11	39.8 to 41.0	-3 to 18	11	39.9 to 40.8	6 to 13 <sup>**</sup>	-	-	-
13	-	-20 to 0	13	48.6 to 50.2	-11	-	-	-

※氷河性地殻均衡 (Glacial Isostatic Adjustment, GIA) 補正がなされた値。MIS 5eはDutton et al. (2015), MIS 11はRaymo and Mitrovica (2012) の推定値。

## 第4章 文献・データの分析

### 4.1 隆起・沈降

4.1 では、4.1.1～4.1.3 において文献調査対象地区およびその周辺地域の現在の陸域における隆起・沈降の傾向および量・速度について、時間スケール別（ $10^0$ ～ $10^2$  年スケール、 $10^5$  年スケール、 $10^5$ ～ $10^6$  年スケール）に推定した結果を述べる。これらの推定結果は、短い時間スケールのものから、それぞれ (a) 測地観測データ（電子基準点データと水準測量データ）の解析、(b) 地形判読による更新世の海成段丘面の認定・区分・編年、(c) 鮮新世および更新世の地層の堆積年代や分布高度の分析、に基づいた。続く 4.1.4 では、文献では情報を得ることのできなかつた文献調査対象地区およびその周辺地域の現在の海域における  $10^5$ ～ $10^6$  年スケールでの隆起・沈降の傾向について、大陸棚を構成する地層の累重様式に基づいて推定した結果を述べる。

なお、 $10^2$ ～ $10^5$  年スケールに関して、離水波食棚（ベンチ）を判読したが、これらの離水時期や離水要因、特に歴史地震との関係が不明であるため、隆起・沈降の傾向や量・速度についての情報を得ることはできなかった。

#### 4.1.1 測地観測データに基づく隆起・沈降量

##### (1) 電子基準点データ

国土地理院の GNSS (Global Navigation Satellite System) 連続観測システム (GEONET : GNSS Earth Observation Network System) の観測点は、文献調査対象地区およびその周辺地域では、寿都半島西部の寿都、島牧海岸の島牧に設置されている (図 4.1-1)。ここでは、GEONET で公開されている GNSS 観測点データ (国土地理院 : 電子基準点データ提供サービス) を用いて、上記 2 点における上下変動量 (隆起・沈降量) を示す。

観測データについては、2006 年 5 月 31 日～2021 年 5 月 31 日に取得された約 15 年間分のデータ (F5 解<sup>3</sup>) を使用した。得られた観測データから国土地理院により公開されている機器交換のタイミングで生じたオフセットを除去した。そして、北海道北東部の猿払観測点を固定局として、各観測点の 15 年間の変位量を求めた。得られた結果を図 4.1-1 に示す。

過去約 15 年間の変位量について見ると、寿都では約 6.5 cm、島牧では約 3.9 cm の隆起を示した。このことから、過去 15 年間の変位量に基づくと、寿都湾西岸は、狩場山地北岸よりも隆起量が大きいといえる。

<sup>3</sup>これまでの解析ストラテジが開発から 10 年以上経過し、最新の GPS 衛星に対応していないことや、準拠する測地基準座標系が古くなるなどの課題を解決するために更新した解析ストラテジ。2021 年 4 月 1 日より運用を開始している (村松ほか, 2021)。

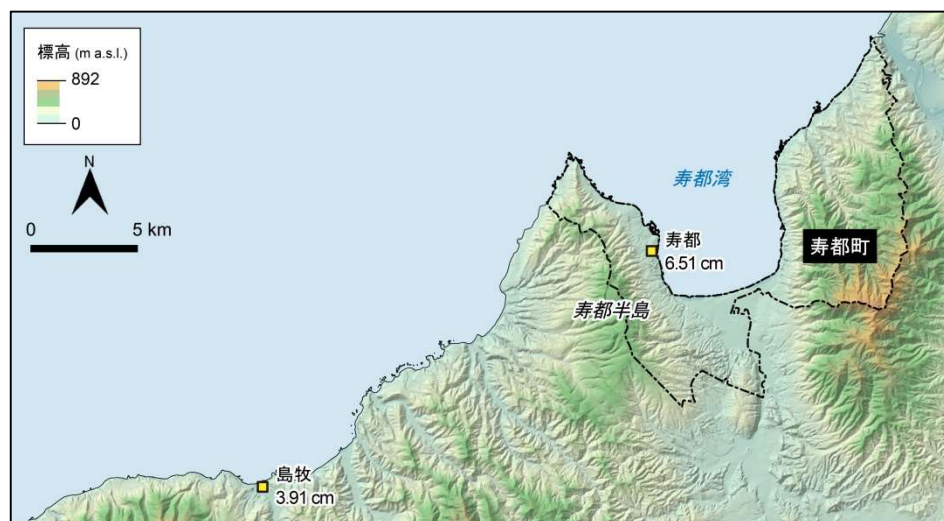


図 4.1-1 電子基準点データに基づく約 15 年間の上下変動量

黄色の四角は、国土地理院の GNSS 連続観測システムの観測点を示す。観測点横の文字は観測点名、数字は約 15 年間の上下変動量（隆起方向が+、沈降方向が-）を示す。陰影段彩図には、地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

## (2) 水準測量データ

明治時代以降（1883 年以降）、国土地理院により行われている水準測量の結果に基づいて文献調査対象地区およびその周辺地域における隆起・沈降量の特徴を把握する。対象とした水準測量路線は、寿都湾東岸から幌別山地北岸（尻別岬）にかけて設置されている 004800 と寿都湾西岸から狩場山の南西岸にかけて設置されている 005100 である（図 4.1-2）。水準路線 004800 では 1954 年から 2004 年までの 6 期間の水準点上下変動量が、水準路線 005100 では 1959～2004 年までの 5 期間の水準点上下変動量が、「一等水準点検測成果収録 水準点変動図閲覧ページ」（国土地理院）において公開されている。これらの水準点上下変動図を収集し、両路線の交点となる水準点「交 24」を基点として整理した。このため、「交 24」との相対的な傾向である。得られた結果を以下に記す。

水準路線 004800 と水準路線 005100 における過去約 50 年間の総隆起量・総沈降量を図 4.1-2 に、期間別にみた隆起・沈降量を図 4.1-3 にそれぞれ示す。まず、過去約 50 年間の総隆起量・総沈降量についてみる。寿都湾東岸では、水準点 7147 を除けば、ほとんど「交 24」に対する変動がみられない。一方、寿都湾西岸から狩場山南西岸までの区間では、本目付近までは、はっきりとした傾向を捉えることはできないが、本目以西では、西に向かうほど相対的な沈降量が大きくなるような傾向が認められる。その量は、寿都半島東岸で約-2 cm、本目付近で約 0 cm、茂津多岬付近で約-4 cm、狩場山南西岸で約-8 cm である。

次に期間別に示した隆起・沈降量について、相対的にみて極端に大きい変動量を示す水準点を除いた傾向をみる。寿都湾東岸では、期間を通して「交 24」に対する変動がほとんど認められない。一方、寿都湾西岸以西の区間では、1954/1959～1968 年および 1968～1986 年には、全体的に隆起する傾向が認められるが、それらが 1986～1993 年および 1993～2004 年には沈降する傾向に転じている。この隆起から沈降に反転する傾向は、寿都半島北端の弁慶岬以西の区間からはっきりと認める



ことができる。その隆起傾向については、明確な地域差を認めることができないが、沈降傾向については、西に向かうほど大きくなる。

以上、過去約 50 年間の水準点の上下変動に基づくと、文献調査対象地区周辺における 10<sup>0</sup>～10<sup>2</sup> 年スケールでの隆起・沈降の様式は、(a) 寿都湾岸と (b) 弁慶岬以西とで異なっているものと考えられる。(a) 内では、約 50 年という期間において明瞭な隆起や沈降の傾向の時空間的な変化を認めることができない。一方、(b) からみた (a) は、約 50 年間で相対的に沈降から隆起、(a) からみた (b) は相対的に隆起から沈降に転じているといった時間的な変化が認められる。さらに (b) の弁慶岬以西の区間では、この沈降に転じた期間における沈降量が西に向かうほど大きくなるような空間的な変化も認められる。

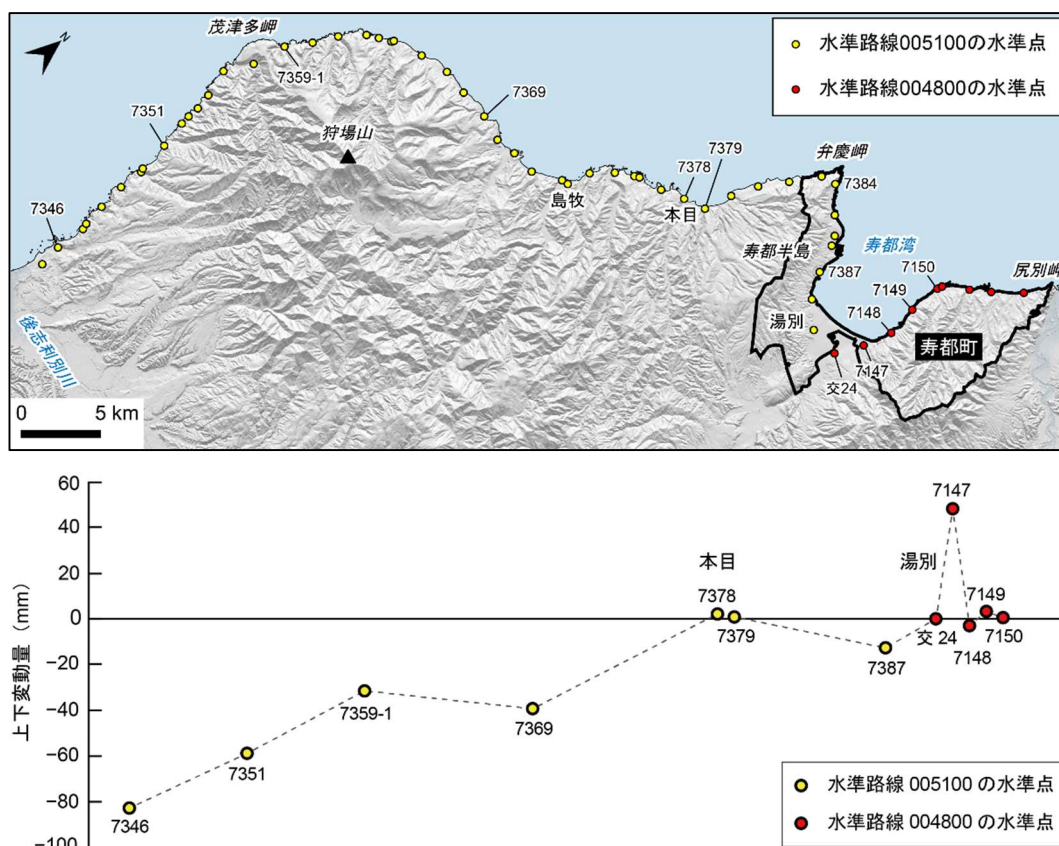


図 4.1-2 狩場山南西岸—尻別岬間における約 50 年間の上下変動量

(上) 解析対象とした水準路線。(下) 水準点における約 50 年間の上下変動量。水準路線 005100 の水準点は 1959～2004 年の上下変動量を、水準路線 004800 の水準点は 1954～2004 年の上下変動量をあらわす。ベースマップとして地理院タイルの陰影起伏図を使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」(国土交通省)に、寿都町の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」(国土交通省)に基づく。

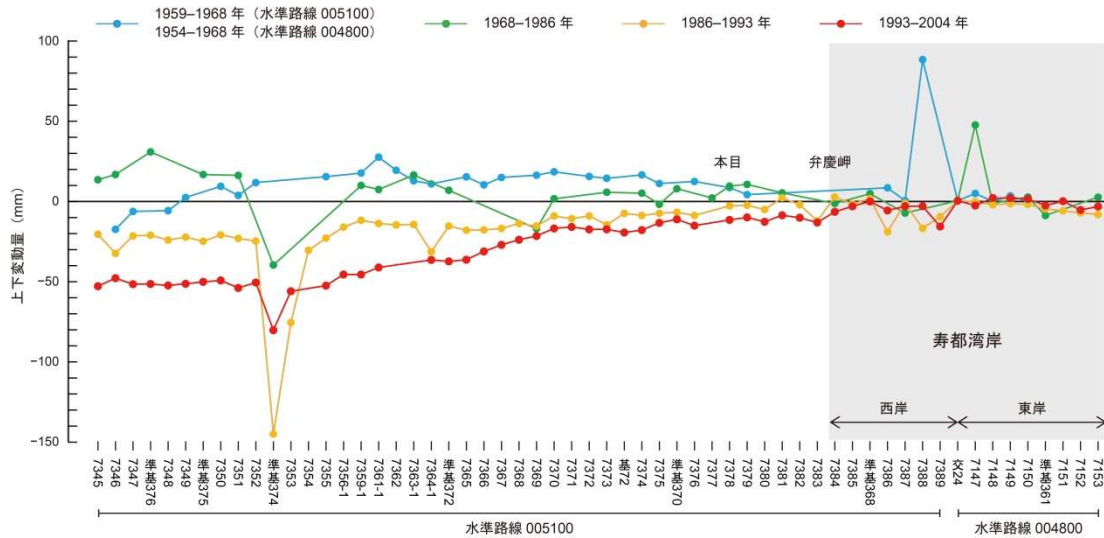


図 4.1-3 狩場山南西岸－尻別岬間における上下変動量  
 灰色部は、寿都湾岸における上下変動量。

#### 4.1.2 海成段丘に基づく隆起量・隆起速度

##### (1) 調査方法

文献調査対象地区を含む狩場山北岸から幌別山地北岸の尻別岬までの沿岸部を対象とした海成段丘面区分図を作成する。海成段丘面区分図の作成に当たっては、海成段丘面の判読漏れや誤判読の発生可能性を低減するため、海成段丘面だけでなく、河成面、火山麓扇状地面、小起伏面といった地形面、および崖錐・麓屑面・沖積錐、地すべり・崩壊地形、扇状地、砂丘・沿岸州、波食棚・離水ベンチといった地形種も判読対象とした。これらの地形面、地形種の同定は、縮尺約 40,000 分の 1 (一部約 20,000 分の 1) の空中写真 (1960～1970 年代に国土地理院撮影) の実体視判読に加え、地理院タイルの赤色立体図にあらわれる地形のテクスチャーの違いに基づいて行った。基図には、国土地理院発行の 2 万 5 千分 1 地形図を用いた。地形面、地形種の判読基準については、添付資料 B に示す。

地形面の区分と対比については、地形面の分布高度の連続性、地形面の開析度合い、文献による地形面構成層やその被覆層の堆積年代に基づいて行った。沿岸部では特に、MIS 5e に対比されると考えられる海成段丘面との関係を軸にして地形面の新旧関係を判断した。

海成段丘面に基づく  $10^5$  年スケールの隆起量・隆起速度の算出においては、(a) 海成段丘面の分布高度、(b) 間氷期の海水準と時代、に関するデータが必要である。(a) のデータには、作成した海成段丘面区分図から読み取った旧汀線アングルの高度と、既存文献・データに示された旧汀線アングル高度、段丘堆積物上面高度 (3.1.2 参照) を用いた。旧汀線アングルの高度の読み取り値に関しては、25,000 分の 1 地形図 (等高線間隔が 5～10 m) から作成された 10 mDEM (Digital Elevation Model ; 数値標高モデル) に基づいているため、高さ方向で  $\pm 5$  m の誤差を有しているものと考えられる (例えば、Matsu'ura et al., 2019)。(b) のデータについては、比較的最近の知見である Siddall et al. (2007), Sparatt and Lisiecki (2016), Creveling et al. (2017) に示されたものを用いた (表 3.3-1 と 3.3.3 参照)。これらのデータを用いて、隆起量については、海成段丘面の分布高度からその海成段丘面に対比される間氷期の海水準を差し引くことで、隆起速度については、隆起量を間氷期の時代で除すことで算出した。

## (2) 海成段丘面の分布と特徴

海成段丘面区分図、海成段丘面の投影断面図、地形断面図をそれぞれ図 4.1-4、図 4.1-5、図 4.1-6 に示す。海成段丘面は、島牧海岸の島牧から幌別山地の北東端（尻別岬）にかけて連続的に発達する。その多くが、この地域に広く発達する小起伏面の斜面下方において認められる（図 4.1-6 C, D, E）。海成段丘面は 6 面に区分でき、本調査ではそれらを高位のものから順に Hm1, Hm2, Hm3, Mm1, Mm2, Mm3 面と呼ぶ。これらの海成段丘面の発達は、寿都半島西岸から島牧までの区間、寿都半島東岸、幌別山地沿岸の 3 区間でそれぞれ異なった様相を呈す。寿都半島西岸から島牧までの区間では、Hm1 面から Mm3 面までの 6 面すべての発達が認められる一方で、寿都半島東岸では、Hm3 面、Mm1 面、Mm2 面の 3 面の発達が、幌別山地沿岸では Mm1 面のみの発達が認められるにすぎない（図 4.1-4）。これらの海成段丘面の旧汀線アングルの平面分布は、概ね現在の海岸線に沿った形状を示す。しかし、Hm3, Mm1, Mm2 面の旧汀線アングルについては、寿都湾東岸の樽岸から丸山丘陵にかけての範囲で現在の海岸線よりも内陸方向に入り込むような分布形状をとる（図 4.1-4）。以下に各面の分布と特徴について図 4.1-4、図 4.1-5、図 4.1-6 に基づいて述べる。

Hm1 面の分布は、寿都半島西岸の歌島から本目までの区間に限られる。開析が進んでおり、段丘面の幅は狭い。本調査による旧汀線アングルの高度は、130～180 m である。

Hm2 面の分布は、Hm1 面と同じように寿都半島西岸の歌島から本目までの区間に限られる。段丘面の保存度合いは、Hm1 面とほぼ同程度である。本調査による旧汀線アングルの高度は、120～160 m である。

Hm3 面は、寿都半島西岸の歌島から島牧までの区間と寿都半島東岸の寿都から湯別までの区間にみられるが、幌別山地の沿岸では確認されない。Hm1, Hm2 面と比較して段丘面の発達・保存度合いが良く、寿都半島西岸のコペチャナイ川河口付近、本目岬付近では、Mm1 面よりも広く発達する。Hm3 面の多くが山麓堆積地形に覆われており、特に寿都湾東岸では、そうした山麓堆積地形の発達が良い。山麓堆積地形の比高は、数十 m から最も大きいところで 60 m に及ぶ。本調査による旧汀線アングルの高度は、65～130 m である。ただし、この高度分布は、段丘面を覆う山麓堆積地形の発達規模による影響を排除した値ではないことに注意が必要である。

Mm1 面は、島牧海岸の島牧から幌別山地の北東端にかけて連続的に分布が認められる。寿都半島の歌島から寿都までの区間や幌別山地沿岸では、Mm1 面の発達しか認められない。全体的にみて段丘面の発達・保存度合いは、Hm3 面よりも良い。しかし、寿都半島東岸の湯別から丸山丘陵にかけての範囲は例外的であり、Mm1 面は、開析が進んだ丸みを帯びた丘陵状の地形として分布する。それらと後面に分布する Hm3 面との境界付近には鞍部列からなるリニアメントが認められる（地震・活断層に関する説明書（以下、説明書「地震・活断層」という。）を参照）。

Mm1 面においても、Hm3 面と同様に段丘面は、比高数十 m の山麓堆積地形に覆われる（図 4.1-6 A）。特に幌別山地の沿岸では、そうした山麓堆積地形の発達が良く、その中には完全に段丘面を覆っていると考えられるものもある。例えば、歌棄周辺では、Mm1 面は認められないが、20～30 m の高さの海食崖に切られる比高 60～70 m の山麓堆積地形が発達する（図 4.1-6 B）。この山麓堆積地形の地下には、北海道電力（2016a）によるボーリング調査により、海成段丘堆積物（その上面高度は標高 20.6 m）が存在することが確認されている。本調査による Mm1 面の旧汀線アングルの高度は、30～100 m である。しかし、この高度分布についても、段丘面を覆う山麓堆積地形の発達規模による影響を排除した値ではないことに注意が必要である。

Mm2 面は、寿都半島西岸では歌島から島牧までの区間に、寿都半島東岸では湯別周辺に分布する。

段丘面の発達・保存度合いは Mm1 面と同程度である。本調査による旧汀線アングルの高度は、20～60 m である。

Mm3 面は、島牧海岸の栄磯付近においてのみ認められる。段丘面の縦断長が 50～60 m 程度の小規模な発達を示す。段丘面の開析は認められない。本調査による旧汀線アングルの高度は、22 m である。



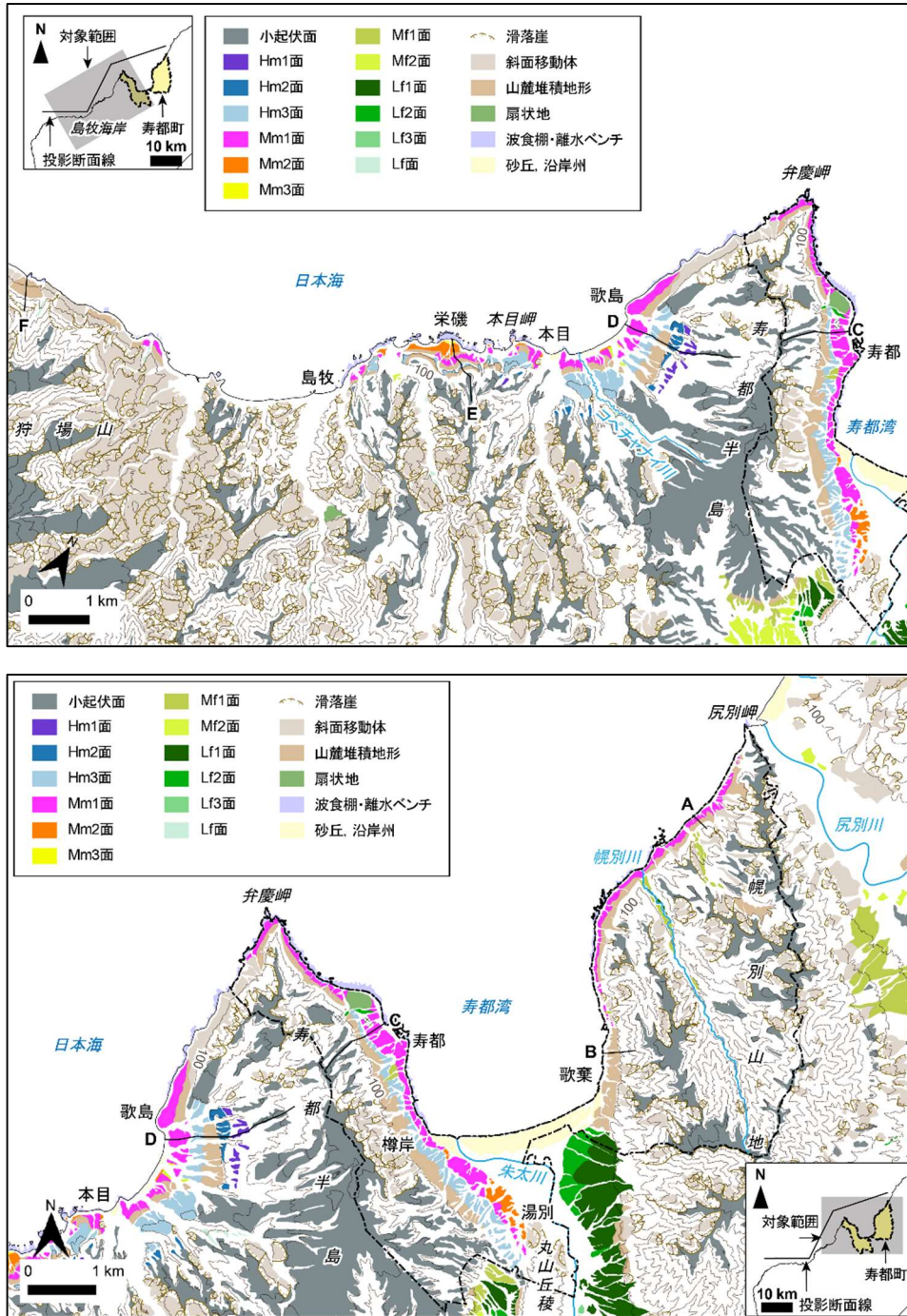


図 4.1-4 狩場山北岸－尻別岬にかけての海成段丘面区分図

海成段丘面（Hm1～3面、Mm1～3面）の説明については本文参照。測線A、B、C、D、E、Fの地形断面図については図4.1-6に、海成段丘高度の投影断面図については図4.1-5にそれぞれ示す。等高線（国土地理院数値標高データを用いて作成）は100m間隔。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、河川は「国土数値情報（河川データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政界は「国土数値情報（行政区画データ）」（国土交通省）に基づく。

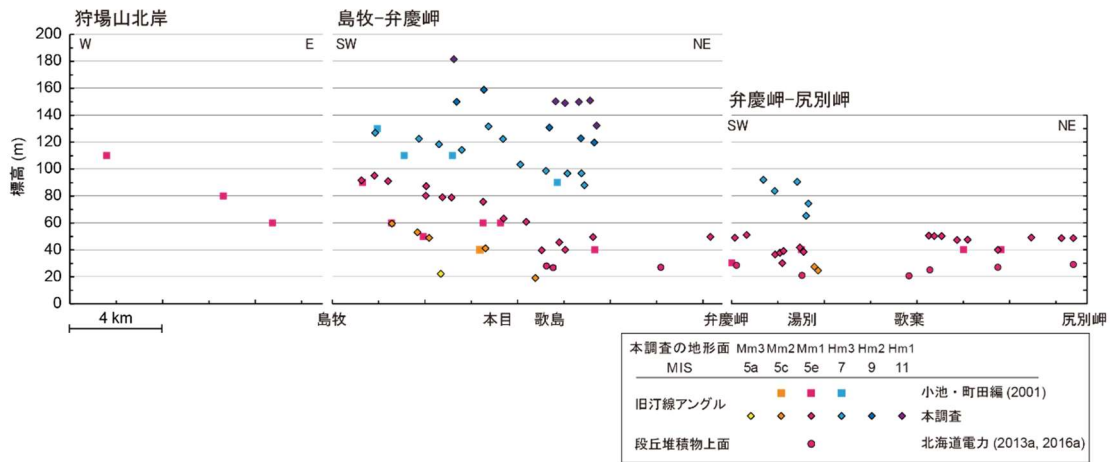


図 4.1-5 狩場山北岸－尻別岬における海成段丘の高度分布（投影断面図）

投影断面線の位置については、図 4.1-4 を参照。本調査の海成段丘面と MIS の対比は 4.1.2 (3) 参照。

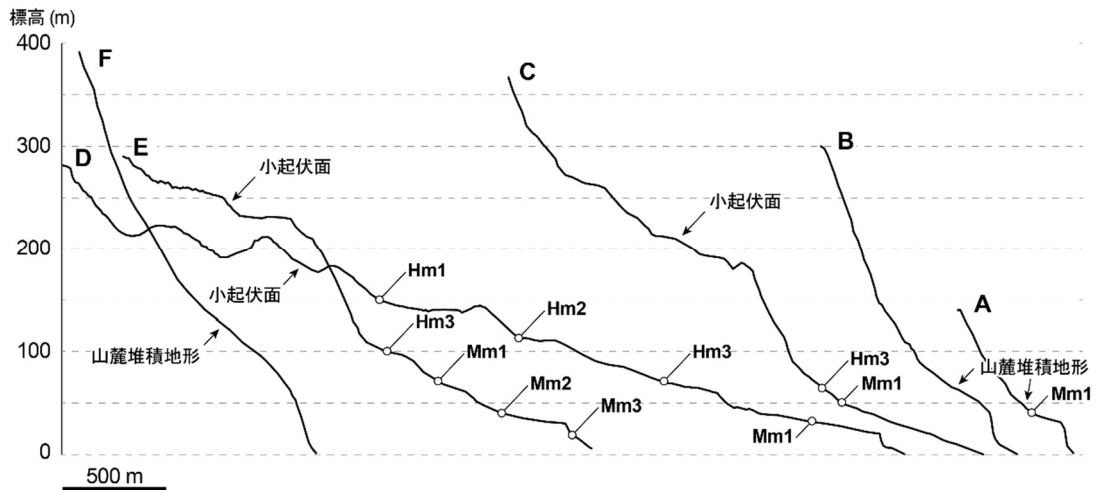


図 4.1-6 海岸部の地形断面

地形断面の位置については、図 4.1-4 を参照。

### (3) 海成段丘面の対比と編年

本調査による海成段丘面区分と文献との対比や編年について図 4.1-7 に示す。以下に、文献調査対象地区およびその周辺地域に分布する海成段丘面群と MIS との対比について述べる。

Mm1 面は、段丘面の広がりや保存度合いに基づくと、文献調査対象地区およびその周辺地域において最も発達の良い海成段丘面である。この海成段丘面と分布範囲において重なるのが、最終間氷期または MIS 5e に対比される寿都段丘（瀬川，1967），M1 面（奥村，2003），mT5e 面（小池・町田編，2001），Mm1 段丘面（北海道電力，2013a，2016a）である。寿都段丘の段丘堆積物中の泥炭層には、現在と似た温暖な気候環境の花粉や大型植物化石が含まれること（瀬川，1967），M1 面と Mm1 段丘面の被覆層には風成の Toya 火山灰の降灰層準に相当する箇所が確認されている（奥村，2003；北海道電力，2015）。こうした事実は、MIS 5e の海成段丘面編年の信頼性の高さを意味する。以上を考慮し、本調査では、Mm1 面の形成期を MIS 5e に対比した。

小池・町田編（2001）に基づくと MIS 5e の海成段丘面は、島牧以西の狩場山北岸においても分布

が確認されている。しかし、本調査では、一部を除きその区間に発達する Mm1 面を確認することはできなかった。小池・町田編 (2001) により MIS 5e の海成段丘面と判読された地形については、主に海食崖に切られた山麓堆積地形や地すべり・崩壊による堆積地形として判読した (図 4.1-6 F)。ただし、判読した山麓堆積地形や地すべり・崩壊による堆積地形が、歌棄周辺で確認された事例のように、MIS 5e の海成段丘面を完全に覆っている可能性は考えられる。

Mm1 面より低位に位置する Mm2 面, Mm3 面については、地形層序に基づき、それぞれ MIS 5c, MIS 5a に対比した。Mm2 面と分布範囲が概ね重なるのは奥村 (2003) の M2 面で、小池・町田編 (2001) の mT5c 面および北海道電力 (2015) の Mm2 段丘面とも一部重なる。Mm3 面と分布範囲が重なるのは、栄磯付近における奥村 (2003) の M3 面であり、さらに奥村 (2003) は M3 面を寿都付近にも示しており、これは瀬川 (1967) の矢追段丘と分布範囲が重なる。これらのうち、M2 面の段丘堆積物中には、多量の洞爺火砕流水成二次堆積物<sup>4</sup>が確認されている (奥村, 2003)。この事実は、M2 面 (および M2 面と分布範囲の重なる Mm2 面) と MIS 5c との対比の妥当性を裏付ける。

奥村 (2003) には、島牧海岸の栄磯と寿都半島東岸の寿都の 2 地点において、M1, M2, M3 面の 3 面が揃って発達することが示されている。本調査による地形判読では、前者の地点において奥村 (2003) と同様、Mm1, Mm2, Mm3 面の分布を確認した (図 4.1-4)。その一方で、後者の地点では Mm1 面のみの確認にとどまった。これは、寿都では建造物が密集し、人工改変の可能性がある地形もみられたことから、空中写真判読や 10 mDEM を基図とした地形断面図の読み取りでは、Mm1 面と Mm2 面, Mm2 面と Mm3 面を境する段丘崖の認定が困難であったためである。

一方、島牧海岸の栄磯から島牧にかけての区間では、小池・町田編 (2001) が MIS 5e の海成段丘面 (mT5e) と判読した段丘面を、奥村 (2003) は M2 面に区分している。この区間を含む本目周辺から島牧までの区間では、Hm3, Mm1, Mm2 面の 3 面の発達がよく、これらの海成段丘面の連続性を追跡しやすい。本調査では、これらの海成段丘面の連続性に基づいて、当該段丘面を、奥村 (2003) と同じく MIS 5c に対比される Mm2 面に対比した。

Mm1 面より上位に位置する Hm3, Hm2, Hm1 面については、地形層序に基づき、それぞれ MIS 7, 9, 11 に対比した。現時点では、この対比の妥当性を裏付ける、言い換えれば MIS 5e 以前の海成段丘面の形成時期を直接的に推定できる年代指標や年代測定結果に関する情報を確認することはできない。Hm3, Hm2, Hm1 面と対応する文献の海成段丘面については、図 4.1-7 に示したとおりである。これら 3 面の海成段丘面の分布範囲については、文献間でも、かなり異なっているが、Hm3 面については、瀬川 (1967) の本目段丘、奥村 (2003) の H2 面の分布範囲とほぼ重なる。

<sup>4</sup>洞爺噴火の年代は 109±3 ka (東宮・宮城, 2020)。

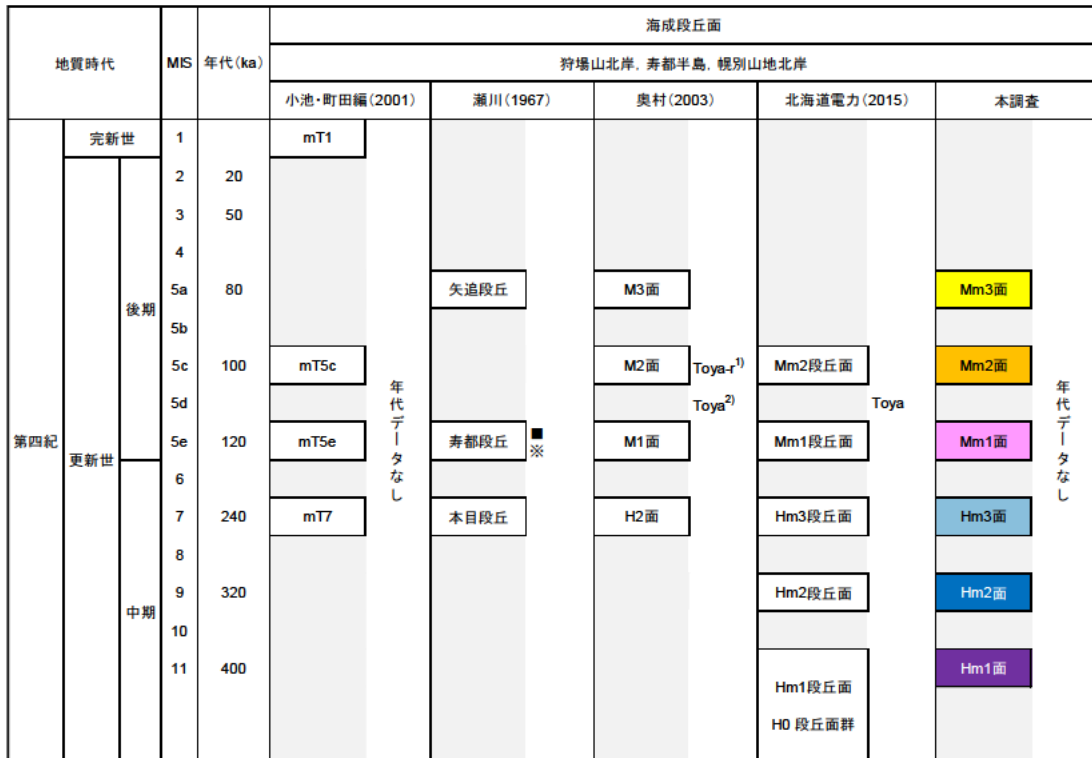


図 4.1-7 文献調査対象地区とその周辺地域の海成段丘面の対比・編年

現在と似た温暖な気候環境の大型植物化石 (■) と花粉 (※)。1) M2 面構成層中に含まれる多量の洞爺火砕流水成二次堆積物。2) M1 面を覆う土壌中に含まれる洞爺火山灰。

#### (4) 地殻変動様式の推定

旧汀線アングルの高度分布に基づいて、文献調査対象地区およびその周辺地域における  $10^5$  年スケールでの地殻変動の様式を推定する。ここで注意すべきは 4.1.2 (2) で述べたように、この地域に発達する Hm3 面と Mm1 面の多くが、数十 m 程度の比高をもつ山麓堆積地形に覆われることにある。このことは、これらの海成段丘面の旧汀線アングル高度の読み取りにおいて、被覆層の厚さに起因する数十 m 程度の誤差が含まれていることを示唆する。例えば、寿都湾東岸の寿都から湯別の区間 (投影断面図上の水平距離で 2~3 km) では、Hm3 面の高度分布が 65~92 m とばらつき、Mm1 面の高度分布も周辺よりも 10~20 m 程度低い 30~40 m となる (図 4.1-5)。

そのため、本調査では、このような比較的狭い範囲における数十 m 程度の高度分布のばらつきについては、海成段丘面の被覆層の厚さに影響を受けたものであると判断し、地殻変動に起因する高度変化を示すものとは解釈しなかった。

旧汀線アングルの高度分布 (図 4.1-5) から一様に隆起していると考えられるのが、寿都半島西岸の本目付近から幌別山地の尻別岬までの区間である。この区間では、Mm1 面の旧汀線アングルの高度分布が概ね一定である。また、歌島付近に限られるが、Hm1, Hm2, Hm3 面の分布高度もほぼ一定である。一方、寿都半島西岸の本目付近から島牧までの区間では、Hm1, Hm2, Hm3, Mm1, Mm2 面の分布高度が西に向かって増していくことから、東への傾動が生じている可能性がある。しかし、この区間における各海成段丘面間の比高は、ほぼ一定であり、高位に位置する海成段丘面の分布の傾きほど大きくなるという傾向 (= 傾動の累積) を読み取ることはできない。



### (5) 隆起量・隆起速度の推定

10<sup>5</sup>年スケールでの隆起量・隆起速度を、旧汀線アングル高度と北海道電力（2013a, 2016a）が示した段丘堆積物上面高度（3.1.2を参照）に基づき算出する。対象としたのは、寿都半島西岸の歌島から弁慶岬までの区間と寿都湾岸（寿都半島東岸と幌別山地沿岸）である。前者の区間を対象としたのは、Hm1, Hm2, Hm3, Mm1, Mm2 面がそれぞれ一定の高度で分布していることから、Hm1面形成後の地殻変動の一樣継続性について検討できるためである。

寿都湾岸については、Hm3面が幌別山地沿岸において分布しないことや、幌別山地沿岸では尻別川断層の影響が否定できないこと（北海道電力, 2016a）から、対象区間を寿都半島東岸と幌別山地沿岸に分けて隆起量・隆起速度を算出することとした。また、MIS 7に対比されるHm3面については、MIS 7eに対比される場合とMIS 7cに対比される場合に分けて隆起量・隆起速度を算出した。隆起速度は、隆起量の最小値をMISの年代の最大値で、隆起量の最大値をMISの年代の最小値で、それぞれ除すことで、最小値と最大値で示している。

10<sup>5</sup>年スケールでの隆起量・隆起速度とその算出に用いたパラメータを表4.1-1に、地殻変動の一樣継続性の検討のために隆起量を時間軸上に示したグラフを図4.1-8にそれぞれ示す。

対象とした3区間におけるMIS 5eの海成段丘面の段丘堆積物上面高度から算出される隆起量および隆起速度は、MIS 5eの海水準・年代をSiddall et al. (2007)に基づく14.6~30.0 mおよび0.11~0.26 mm/yr, Spratt and Lisiecki (2016)に基づく11.6~24.0 mおよび0.09~0.20 mm/yrとなる。したがって、これらの区間のMIS 5e以降（過去12~13万年間）の隆起量および隆起速度は、約12~30 mおよび0.1~0.3 mm/yr程度であると推定される。

Hm1面形成後の地殻変動の一樣継続性については、旧汀線アングル高度から推定される隆起量に注目する。寿都半島西岸（歌島~弁慶岬）と寿都半島東岸での推定結果を見ると、MIS 5eの旧汀線アングル高度から推定される隆起速度は、MIS 7の旧汀線アングル高度から推定される隆起速度よりも小さくなるのが分かる。このことに対する解釈の一つは、MIS 7以降に寿都半島の沿岸部における隆起速度が変化（低下）したということである。

等速隆起となる条件は、Hm3面の形成期がMIS 9であること、Mm2およびHm3~Hm1面の被覆層厚を形成年代に応じて仮定することである。寿都半島に分布するHm3面の形成期がMIS 7ではなくMIS 9である場合、Hm2面、Hm1面は、それぞれMIS 11, MIS 13に対比されることになる。これに加え、Mm2, Hm3, Hm2, Hm1面の被覆層厚をそれぞれ、10 m, 30 m, 40 m, 50 m程度と仮定し、Mm2, Hm3, Hm2, Hm1面の旧汀線アングル高度から、その分を差し引いた高度に基づいて隆起速度を推定すると、0.1~0.3 mm/yr程度で等速隆起してきたという結果が得られる（表4.1-3；図4.1-9）。この隆起速度は、MIS 5eの海成段丘面の段丘堆積物上面高度から算出される隆起速度とも概ね整合的な値である。つまり、寿都半島では、Hm3面がMIS 9に対比されることおよび被覆層厚を考慮することで、Hm1面形成以降、一定速度で隆起してきたという解釈が可能になる。

MIS 7の海水準は、一般的にMIS 5eの海水準よりも低かったため、MIS 7の海成段丘面は、隆起速度次第では、その後のMIS 5eの海進期に侵食されて失われるか、その時期の堆積物に不整合に覆われる可能性がある（例えば、須貝ほか, 2013）。例えば、寿都半島および寿都湾岸において推定される隆起速度と概ね等しい速さ（0.2 mm/yr）で、MIS 11以降に等速隆起している関東平野南部の横浜では、MIS 11, MIS 9, MIS 5eの海成段丘面は発達するが、MIS 7の海成段丘面は未発達である（須貝ほか, 2013）。そのため、寿都半島においてもMIS 7の海成段丘面が未発達であったという可能性は否定できない。しかし、上述した2つの解釈のうち、どちらの解釈が妥当であるかの判断

は、少なくとも Hm3 面の段丘堆積物の上面高度や、その堆積時期に関する情報に基づかない限りは、難しいものと考えられる。

表 4.1-1 海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度（海水準：Siddall et al., 2007）

地域	海成段丘	MIS	年代 (ka) <sup>※</sup>	隆起指標	隆起指標の標高 (m)	ユースタティックな海面高度(m) <sup>※</sup>	隆起量 (m)	隆起速度 (mm/yr)
寿都半島西岸(歌島-弁慶岬)	Mm2	5c	100 ~ 100	旧汀線アングル	19 ~ 19	-17.7 ~ -4.5	23.5 ~ 36.7	0.24 ~ 0.37
"	Mm1	5e	116 ~ 132	"	40 ~ 50	0 ~ 6	34.0 ~ 50.0	0.26 ~ 0.43
"	Hm3	7c	212 ~ 220	"	88 ~ 99	-15 ~ -5	93.0 ~ 114.0	0.42 ~ 0.54
"	Hm3	7e	230 ~ 235	"	88 ~ 99	-15 ~ -5	93.0 ~ 114.0	0.40 ~ 0.50
"	Hm2	9c	318 ~ 324	"	120 ~ 131	-3 ~ 8	112.0 ~ 134.0	0.35 ~ 0.42
"	Hm1	11	398 ~ 410	"	132 ~ 151	-3 ~ 18	114.0 ~ 154.0	0.28 ~ 0.39
"	Mm1	5e	116 ~ 132	段丘堆積物上面	26.8 ~ 30.0	0 ~ 6	20.8 ~ 30.0	0.16 ~ 0.26
寿都半島東岸	Mm2	5c	100 ~ 100	旧汀線アングル	25 ~ 28	-17.7 ~ -4.5	29.5 ~ 45.7	0.30 ~ 0.46
"	Mm1	5e	116 ~ 132	"	30 ~ 51	0 ~ 6	24.0 ~ 51.0	0.18 ~ 0.44
"	Hm3	7c	212 ~ 220	"	66 ~ 92	-15 ~ -5	71.0 ~ 107.0	0.32 ~ 0.50
"	Hm3	7e	230 ~ 235	"	66 ~ 92	-15 ~ -5	71.0 ~ 107.0	0.30 ~ 0.47
"	Mm1	5e	116 ~ 132	段丘堆積物上面	20.9 ~ 28.4	0 ~ 6	14.9 ~ 28.4	0.11 ~ 0.24
幌別山地沿岸	Mm1	5e	116 ~ 132	旧汀線アングル	40 ~ 51	0 ~ 6	34.0 ~ 51.0	0.26 ~ 0.44
"	Mm1	5e	116 ~ 132	段丘堆積物上面	20.6 ~ 29.0	0 ~ 6	14.6 ~ 29.0	0.11 ~ 0.25

※MISの年代と海水準について、5cと5aはCreveling et al. (2017) に、それら以外のステージはSiddall et al.(2007) に基づく。

表 4.1-2 海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度（海水準：Spratt and Lisiecki., 2016）

地域	海成段丘	MIS	年代 (ka) <sup>※</sup>	隆起指標	隆起指標の標高 (m)	ユースタティックな海面高度(m) <sup>※</sup>	隆起量 (m)	隆起速度 (mm/yr)
寿都半島西岸(歌島-弁慶岬)	Mm2	5c	100 ~ 100	旧汀線アングル	19 ~ 19	-17.7 ~ -4.5	23.5 ~ 36.7	0.24 ~ 0.37
"	Mm1	5e	119 ~ 126	"	40 ~ 50	6 ~ 9	31.0 ~ 44.0	0.25 ~ 0.37
"	Hm3	7c	197 ~ 214	"	88 ~ 99	-7 ~ -7	95.0 ~ 106.0	0.44 ~ 0.54
"	Hm3	7e	236 ~ 255	"	88 ~ 99	-9 ~ -9	97.0 ~ 108.0	0.38 ~ 0.46
"	Hm2	9c	315 ~ 331	"	120 ~ 131	-1 ~ -1	121.0 ~ 132.0	0.37 ~ 0.42
"	Hm1	11	399 ~ 408	"	132 ~ 151	6 ~ 13	119.0 ~ 145.0	0.29 ~ 0.36
"	Mm1	5e	119 ~ 126	段丘堆積物上面	26.8 ~ 30.0	6 ~ 9	17.8 ~ 24.0	0.14 ~ 0.20
寿都半島東岸	Mm2	5c	100 ~ 100	旧汀線アングル	25 ~ 28	-17.7 ~ -4.5	29.5 ~ 45.7	0.30 ~ 0.46
"	Mm1	5e	119 ~ 126	"	30 ~ 51	6 ~ 9	21.0 ~ 45.0	0.17 ~ 0.38
"	Hm3	7c	197 ~ 214	"	66 ~ 92	-7 ~ -7	73.0 ~ 99.0	0.34 ~ 0.50
"	Hm3	7e	236 ~ 255	"	66 ~ 92	-9 ~ -9	75.0 ~ 101.0	0.29 ~ 0.43
"	Mm1	5e	119 ~ 126	段丘堆積物上面	20.9 ~ 28.4	6 ~ 9	11.9 ~ 22.4	0.09 ~ 0.19
幌別山地沿岸	Mm1	5e	119 ~ 126	旧汀線アングル	40 ~ 51	6 ~ 9	31.0 ~ 45.0	0.25 ~ 0.38
"	Mm1	5e	119 ~ 126	段丘堆積物上面	20.6 ~ 29.0	6 ~ 9	11.6 ~ 23.0	0.09 ~ 0.19

※MISの年代と海水準について、5cと5aはCreveling et al. (2017) に、それら以外のステージはSpratt and Lisiecki (2016) に基づく。

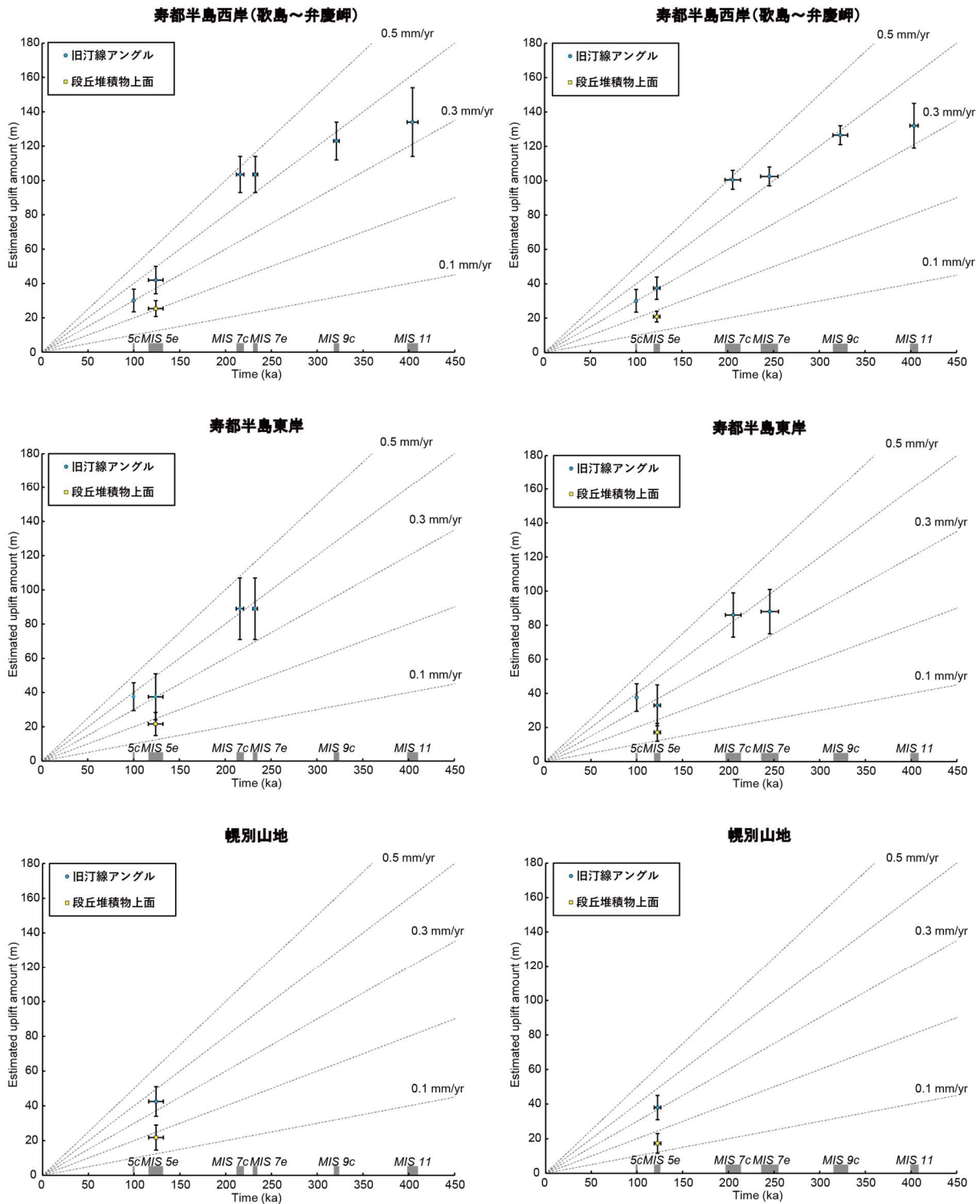


図 4.1-8 海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度

表 4.1-1 および表 4.1-2 を図化。MIS の時代と海水準について、左は Siddall et al. (2007) と Creveling et al. (2017) に、右は Spratt and Lisiecki (2016) と Creveling et al. (2017) に基づく (表 3.3-1 参照)。本図、表 4.1-1 および表 4.1-2 は、Matsu'ura et al. (2019) を参照して作成。

表 4.1-3 寿都半島西岸における Hm 面群を MIS 9 以前に対比した場合の隆起量・隆起速度

地域	海成段丘	MIS	年代 (ka) <sup>※1</sup>	隆起指標	隆起指標の標高 (m)	ユースタティックな海面高度(m) <sup>※1</sup>	隆起量 (m)	隆起速度 (mm/yr)
寿都半島西岸(歌島-弁慶岬)	Mm2	5c	100 ~ 100	旧汀線アングル-10m <sup>※2</sup>	9 ~ 9	-17.7 ~ -4.5	13.5 ~ 26.7	0.14 ~ 0.27
〃	Mm1	5e	116 ~ 132	段丘堆積物上面	26.8 ~ 30.0	0 ~ 6	20.8 ~ 30.0	0.16 ~ 0.26
〃	Hm3	9	318 ~ 324	旧汀線アングル-30m <sup>※2</sup>	58 ~ 69	-3 ~ 8	50.0 ~ 72.0	0.15 ~ 0.23
〃	Hm2	11	398 ~ 410	旧汀線アングル-40m <sup>※2</sup>	80 ~ 91	-3 ~ 18	62.0 ~ 94.0	0.15 ~ 0.24
〃	Hm1	13	486 ~ 502	旧汀線アングル-50m <sup>※2</sup>	82 ~ 101	-20 ~ 0	82.0 ~ 121.0	0.16 ~ 0.25

※1 MISについて、5cの海水準と年代はCreveling et al. (2017) に、13の年代はSpratt and Lisiecki (2016) に、それら以外はSiddall et al.(2007)に基づく。  
※2 MIS 5c, 9, 11, 13に対比した海成段丘面群の被覆層の厚さを10, 30, 40, 50 mと仮定し、その分を旧汀線アングルの高度から差し引いている。

地域	海成段丘	MIS	年代 (ka) <sup>※1</sup>	隆起指標	隆起指標の標高 (m)	ユースタティックな海面高度(m) <sup>※1</sup>	隆起量 (m)	隆起速度 (mm/yr)
寿都半島西岸(歌島-弁慶岬)	Mm2	5c	100 ~ 100	旧汀線アングル-10m <sup>※2</sup>	9 ~ 9	-17.7 ~ -4.5	13.5 ~ 26.7	0.14 ~ 0.27
〃	Mm1	5e	119 ~ 126	段丘堆積物上面	26.8 ~ 30.0	6 ~ 9	17.8 ~ 24.0	0.14 ~ 0.20
〃	Hm3	9	315 ~ 331	旧汀線アングル-30m <sup>※2</sup>	58 ~ 69	-1 ~ -1	59.0 ~ 70.0	0.18 ~ 0.22
〃	Hm2	11	399 ~ 408	旧汀線アングル-40m <sup>※2</sup>	80 ~ 91	6 ~ 13	67.0 ~ 85.0	0.16 ~ 0.21
〃	Hm1	13	486 ~ 502	旧汀線アングル-50m <sup>※2</sup>	82 ~ 101	-11 ~ -11	93.0 ~ 112.0	0.19 ~ 0.23

※1 MISの年代と海水準について、5cはCreveling et al. (2017) に、5e, 9, 11, 13はSpratt and Lisiecki (2016) に基づく。

※2 MIS 5c, 9, 11, 13に対比した海成段丘面群の被覆層の厚さを10, 30, 40, 50 mと仮定し、その分を旧汀線アングルの高度から差し引いている。

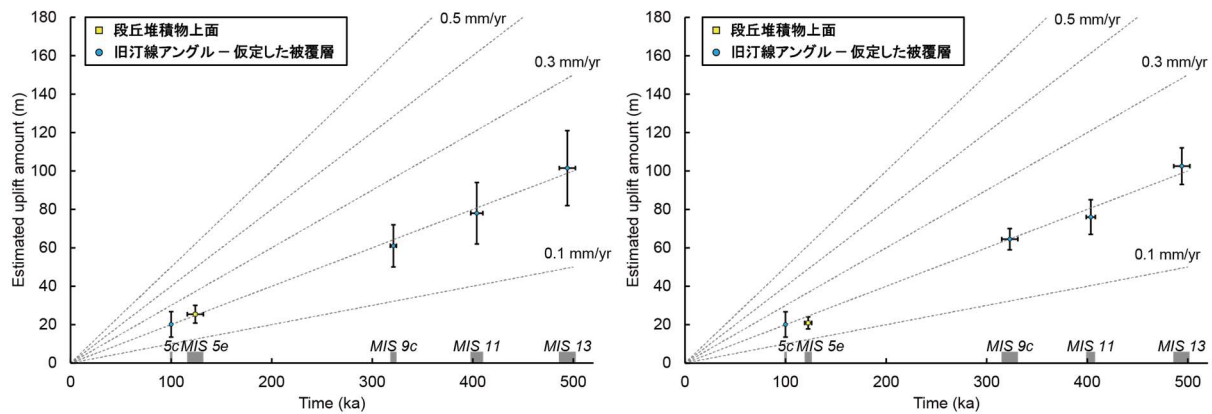


図 4.1-9 寿都半島西岸における Hm 面群を MIS 9 以前に対比した場合の隆起量・隆起速度

MIS 5c, MIS 9, MIS 11, MIS 13 に対比した海成段丘面の被覆層の厚さをそれぞれ 10 m, 30 m, 40 m, 50 m と仮定。表 4.1-3 を図化。MIS の時代と海水準について、左図は Siddall et al. (2007) と Creveling et al. (2017) に、右図は Spratt and Lisiecki (2016) と Creveling et al. (2017) に基づく(表 3.3-1 参照)。ただし、MIS 13 の時代については左図についても Spratt and Lisiecki (2016) に基づく。MIS5c, MIS 9, MIS 11, MIS13 に対比した海成段丘面群の被覆層の厚さを形成年代に応じて仮定し、その分を旧汀線アングルの高度から差し引いていることに注意。本図および表 4.1-3 は Matsu'ura et al. (2019) を参照して作成。

#### 4.1.3 鮮新世～更新世の地層の分布高度に基づく隆起量・隆起速度

3.1.3 で述べたように、文献調査対象地区およびその周辺地域には、鮮新世～更新世にかけて堆積した海成層と丘陵頂部を覆う更新統が確認されている。4.1.3 では、これらの地層の分布高度に基づいて、 $10^5 \sim 10^6$ 年スケールでの隆起量と隆起速度を推定する。

### (1) 鮮新世～更新世の海成層に基づく隆起量・隆起速度

文献調査対象地区およびその周辺地域において後期鮮新世から中期更新世にかけて堆積したと考えられる「瀬棚層」(本調査で定義; 詳細については説明書「地形、地質・地質構造」参照) は、3.1.3

(2) で述べたように、山地の尾根部、山麓部、沖積層の下といったさまざまな高度に分布する(図 3.1-4)。この「瀬棚層」の中で、貝化石が産出することが確認されているのは、(a) 寿都半島西部の歌島周辺(鈴木ほか, 1981)、(b) 黒松内低地帯の丸山丘陵南部の添別川、朱太川、白炭川沿い(例えば、山岸, 1984; 鈴木, 1989; 能條ほか, 1999)、(c) 尻別川流域の貝殻沢川沿い(山岸, 1984)である。これらの場の中で貝化石の産出地点の高度を把握することができるのが(b)と(c)である。よって、以下では、仮定を交えて(b)と(c)の場における $10^5$ ~ $10^6$ 年スケールでの隆起量・隆起速度について推定する。

まず、(b)における隆起量・隆起速度について推定する。(b)では、標高 25 m 付近に位置する添別セクションを対象とする。添別セクションでは、3.1.3 (2) で述べたように、95~83 万年前の堆積物の陸化に至るまでの堆積過程が、能條・鈴木(1999)によって復元されている。この堆積物は、海水温の低下に伴い陸化したことが能條・鈴木(1999)から読み取れることから、その陸化は、氷期の低海水準期に生じたと考えられる。

以上を踏まえたうえで、本調査では、隆起量の過小評価を避けるという観点から、この堆積物の陸化のタイミングを 83 万年前に最も近い MIS 20 (81.4~79.0 万年前; Lisiecki and Raymo, 2005) の最低位海水準期であったと仮定した。MIS 20 の最低位海水準については、Berends et al. (2021) を参照すると、-80 m 程度であったと考えられる。したがって、添別セクションでの過去約 80 万年間の隆起量は、80 m に現在の標高値である 25 m を加えた 105 m となる。この隆起量を年平均隆起速度に読み替えると、約 0.1 mm/yr となる。添別セクションが蕨岱向斜の向斜軸に近い場に位置することを考慮すると、算出された隆起速度は、黒松内低地帯の中でも相対的に隆起速度が小さい場での値を示している可能性がある。

次に、(c)における隆起量・隆起速度について推定する。(c)における貝化石の産出地点の高度は、2万5千分1地形図の読み取りによれば、標高 180 m である(図 3.1-4)。山岸(1984)により、この地点の尻別川層から、前期～中期更新世に対比される貝化石が産出することが確認されている。山岸(1984)は、黒松内低地帯においても同時代に対比される貝化石を確認しており、それらの産出地点は能條ほか(1999)が示した瀬棚層(下位より中里砂礫岩部層と添別砂岩部層)の分布範囲と重なる(図 3.1-4)。この瀬棚層の堆積年代については、能條ほか(1999)が、浮遊性有孔虫化石と石灰質ナノ化石に基づく生層序学的な検討により、1.2~0.6 Ma と推定している。

以上より、本調査では、(c)における尻別川層は、能條ほか(1999)の瀬棚層に相当する地層であり、1.2~0.6 Ma に堆積したものと仮定した。この仮定に基づけば、(c)における尻別川層は、過去 120~60 万年間で 180 m 以上隆起したことになる。しかし、より正確な隆起量、隆起速度については、地層の堆積環境(堆積水深)や堆積時の海水準によって値が大きく変化することから、推定することはできない。

### (2) 丘陵を覆う更新世の地層に基づく隆起量・隆起速度

寿都低地の南端部には、黒松内背斜の背斜軸に沿った地形的な高まりである丸山丘陵がある。丸山丘陵は、中新世～鮮新世の礫谷層からなり、その頂部最高標高が 218 m であり、3.1.3 (3) で述べたように、くさり礫を含む砂礫層に覆われている。丸山丘陵が位置する黒松内低地帯では、後期鮮

新世から中期更新世にかけて広く海が広がり、貝化石を含む瀨棚層（例えば、池谷・林，1982；能條ほか，1999）を堆積させたと考えられる（3.1.3 (2) や説明書「地形、地質・地質構造」参照）。しかし、地質図（例えば、山岸，1984；北海道電力，2015）を見る限り、丸山丘陵頂部には、その周辺に分布する瀨棚層が認められない。このことから、可能性の一つとして、黒松内背斜の活動による隆起に伴って、丸山丘陵を覆っていた瀨棚層が削剥されたことが考えられる。

丸山丘陵における隆起量・隆起速度の推定においては、その頂部を覆う砂礫層の堆積時期の情報が必要となる。文献では、その堆積時期を後期更新世に対比したもの（山岸，1984）と中期更新世に対比したもの（今泉・渡島半島活断層研究グループ，1982；北海道電力，2015）に、見解が分かれる（3.1.3 (3) 参照）。そこで、本調査では、砂礫層にくさり礫が含まれる点に注目し、全国 50 地域の河成・海成段丘を対象に、くさり礫が含まれる河成・海成段丘の時代を調べた濱田・幡谷(2011)を参照した。濱田・幡谷(2011)に基づくと、北海道地方と東北地方北部では、くさり礫の記載が見られる河成・海成段丘は、MIS 8 (30.0～24.3 万年前；Lisiecki and Raymo, 2005) より古い段丘に限られるとされる。このことから、本調査では、丸山丘陵頂部を覆う、くさり礫を含む砂礫層は、後期更新世ではなく、中期更新世の堆積物であると考えられる。そのため、少なくとも中期更新世以降の堆積時の標高から現最高標高の 218 m まで隆起したことになる。

しかし、正確な隆起量、そして隆起速度については、地層の堆積時の標高、堆積時の年代および海水準によって値が大きく変化することから、推定することはできない。

#### 4.1.4 大陸棚における地殻変動の傾向

4.1.4 では、まず、大陸棚を構成する地層の累重様式から地殻変動の傾向を推定するために必要となる両者の関係について説明する。そして、その関係に基づいた考え方を文献調査対象地区とその周辺の大陸棚における既存音波探査記録の地質解釈断面に適用するとともに、海岸部における隆起・沈降の傾向（3.1.2, 4.1.2 を参照）も踏まえ、大陸棚における  $10^5 \sim 10^6$  年スケールでの地殻変動の傾向について推定する。

##### (1) 地層の累重様式と地殻変動との関係

地層の累重様式に基づいて大陸棚の地殻変動を推定・モデル化した文献には、岡村(1990)、Choi et al. (2019)、佐藤(2022)がある。本調査では、これらの文献に示されたモデルを参考にして、大陸棚における地層の累重様式と地殻変動、具体的には、隆起、安定、沈降、傾動の 4 タイプの地殻変動との関係について、図 4.1-10 にまとめた。

図 4.1-10 には、佐藤(2022)に示された整理方法に倣い、沖側に前進(成長)できる陸棚斜面(堆積性陸棚)と、沖側に前進できない陸棚斜面(構造的陸棚)に分けて模式化した地層の累重様式を示している。大陸棚を構成する地層の単位は氷期-間氷期サイクル、つまり約 10 万年ごとの堆積層(堆積シーケンス)であり、現成の海底堆積物がそれらを覆う。地殻変動の傾向を判別するうえで注目すべきは、現成の海底堆積物ではなく、その下に発達する堆積層の累重様式である。以下に、大陸棚における地層の累重様式と地殻変動との関係について詳述する。

前進可能な大陸棚が隆起している場合(図 4.1-10 A①)、(a) 堆積空間が海側に向かうこと、(b) 隆起に伴い古い堆積層の上部が次の氷期の最低位海水準期に陸化することで侵食される(失われる)と考えられることから、堆積層は、沖側に付加していくものと考えられる。これに対して、前進できない大陸棚が隆起している場合(図 4.1-10 A②)、ちょうど前進可能な大陸棚の陸側、S3 層の断



面に示されるように、新たな堆積層は大陸棚上に保存されないものと考えられる。

前進可能な大陸棚において隆起・沈降が生じていない（安定している）場合（図 4.1-10 A③）は、氷期―間氷期サイクルごとに、新しい堆積層が古い堆積層を覆いながら沖側に前進していくものと考えられる。この時、大陸棚外縁の水深は、氷期―間氷期サイクルを経ても変化しないため、各堆積層に認められる大陸棚外縁を示す遷急点は、一定の水深に位置するものと考えられる。

その一方で、前進できない大陸棚（図 4.1-10 A④）では、氷期―間氷期サイクルごとに堆積層は陸化に伴い侵食されるため（失われるため）、前進できない大陸棚が隆起している場合と同様に、大陸棚上に新たな堆積層が保存されることはないと考えられる。このことは、前進できない大陸棚では、地層の累重様式に基づいて、隆起しているか、安定しているかを判別することはできないことを意味する。

沈降が生じている大陸棚（図 4.1-10 A⑤⑥）では、前進できる場合も前進できない場合も、沈降に伴って堆積空間が生じることから、堆積層は上方に累重していくものと考えられる。そのため、前進できる大陸棚の場合、大陸棚外縁を示す遷急点は古い堆積層のものほど深い水深に保存されていくものと考えられる。また、沈降している大陸棚では、陸棚斜面が前進するだけでなく、陸棚斜面が後退するように、古い堆積層の上に新しい堆積層が累重するケースも確認されている（例えば、岡村，1990；図 4.1-10 B）。

傾動が生じている大陸棚については、前進できる大陸棚の事例のみを挙げる。大陸棚外縁付近が沈降し陸側が隆起するような傾動が生じている場合（図 4.1-10 C）、大陸棚の外縁付近では、沈降している大陸棚にみられるように堆積層の上方への累重が生じると考えられる。したがって、大陸棚外縁を示す遷急点は、古い堆積層のものほど深い水深に認められるものと考えられる。一方で、大陸棚の陸側においては、傾動に伴う隆起により氷期の低海水準期には侵食場になることから、古い堆積層から新しい堆積層まで等しく侵食を受けるものと考えられる。

以上は、各氷期―間氷期サイクルに対応した堆積層（堆積シーケンス）の累重様式に基づいたモデルであるが、本調査で利用する海域の地質解釈断面上に示された地層は、堆積シーケンスの考えに基づいて区分されたものではない。しかし、基本的な大陸棚の地下構造は、氷期―間氷期サイクルごとの堆積シーケンスが侵食面を挟んで重なり、最表層を現成の泥質堆積物が覆うとされる（例えば、佐藤，2022）ことを考慮すると、不整合面に着目する一般的な地層区分においても、そのような侵食面（堆積シーケンスの境界；例えば、図 4.1-10 の S1 と S2 の境界）を認識して地層境界にしているものと考えられる。つまり、不整合面に着目して区分された大陸棚の地層（特に更新統）は、堆積シーケンスに近いものであると考えられる。そのため、本調査では、大陸棚における地質解釈断面上に示された地層が堆積シーケンスではなくとも、上述のモデル（図 4.1-10）を当てはめて、その累重様式から地殻変動の傾向を推定した。

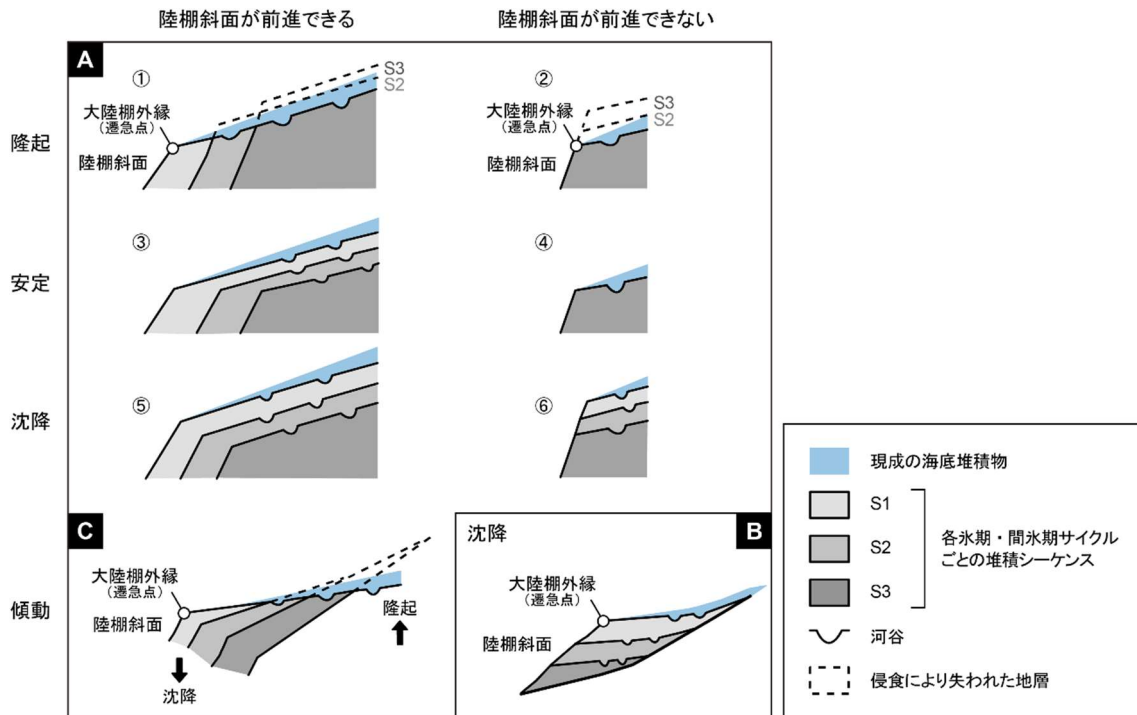


図 4.1-10 大陸棚における地層の累重様式と地殻変動との関係

Aについては佐藤（2022）を、Bについては岡村（1990）を、Cについては Choi et al. (2019) を参照して作成。分類モデルについては、佐藤（2022）を参照し、その分類モデルに新たにBとCを組み入れた。各パターンの説明については、本文を参照。

## (2) 推定方法

本調査では、大陸棚を構成する地層の累重様式を把握するために、まず、海上音波探査記録から数百 m 深に及ぶ地質解釈断面が作成されている測線のうち、主として大陸棚外縁に対して直交する方向に延びる測線を選択した。選択した測線および地質解釈断面は、海上保安庁水路部（1995）と北海道電力（2013c, 2015）によるものである。図 4.1-11 にそれらの測線位置図を示す。

次に、選択した測線の地質解釈断面から大陸棚付近の地質解釈断面を切り出し、向きと縦横比を統一したうえでそれらをトレースした。地質層序については、北海道電力（2016b）が、海上保安庁水路部（1995）による地質層序区分を踏まえて整理したものに従った。作成した地質解釈断面図のうち、代表的なものを図 4.1-12 に、それ以外を添付資料 C に示す。

最後に、作成した地質解釈断面図に対して図 4.1-10 に示した考え方を当てはめて、大陸棚における地殻変動の傾向を推定した。その際、海成層や海成段丘の分布から推定される海岸部における隆起・沈降の傾向（3.1.2, 4.1.2 を参照）についても参考にした。

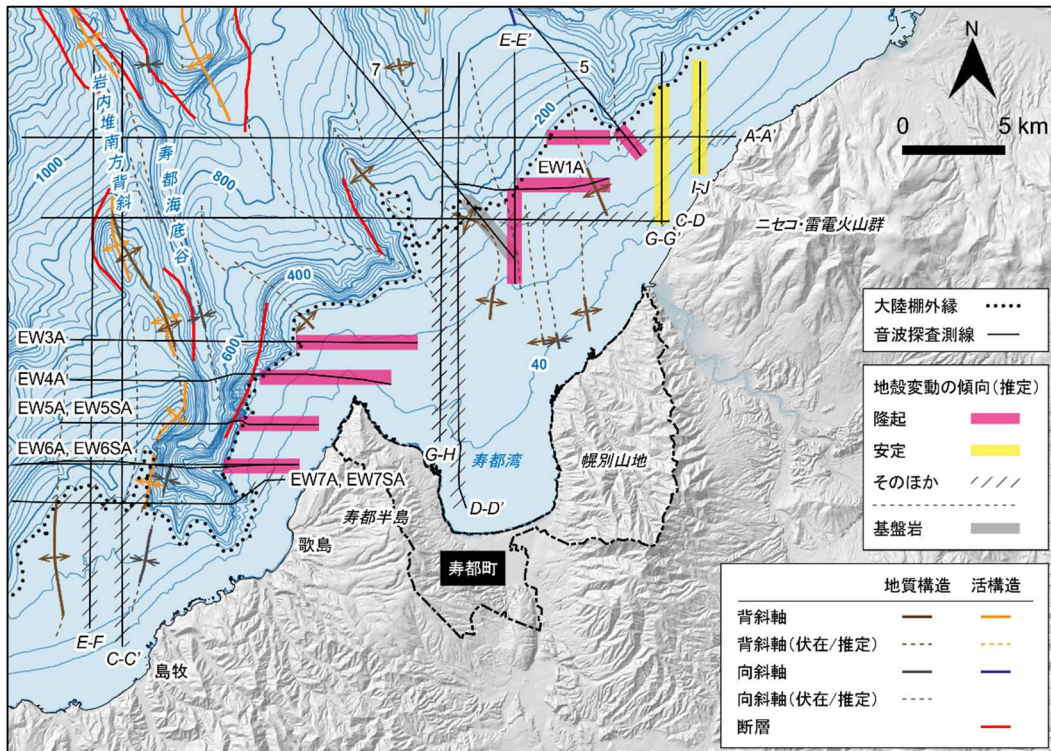


図 4.1-11 既存の音波探査記録から推定される大陸棚の地殻変動の傾向

地質構造の分布については海上保安庁水路部(1995)による。活構造の分布については活断層研究会編(1991)と北海道電力(2015)による。音波探査測線については、海上保安庁水路部(1995)(斜体の測線名)と北海道電力(2015)(正体の測線名)による。大陸棚の地殻変動の傾向については、各測線における地質解釈断面の読み取りに基づき推定。その説明については、本文を参照。そのほかは、褶曲構造の影響により地殻変動の傾向を評価できないと推定したもの。等深線の主曲線の間隔は40 m、計曲線の間隔は200 m。地理院タイルの陰影起伏図を使用。海域の等深線図は、日本水路協会発行 M7000 シリーズを用いて作成。海岸線は「国土数値情報(海岸線データ)」、(国土交通省)に、寿都町の行政界は「国土数値情報(行政区域データ)」、(国土交通省)に基づく。

### (3) 推定結果

文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚は、全体的に隆起が生じている場、安定している場、そのほか(地殻変動の傾向について評価できない場)に区分することができる。図 4.1-11 にその推定結果を示す。

大陸棚が全体的に隆起していると考えられる場合は、(a) 寿都半島東岸沖から幌別山地沖までの範囲と、(b) 寿都半島西岸沖、すなわち寿都半島の先端から歌島沖までの範囲、に認められる。まず、(a) の地質解釈断面(測線 5, A-A', E-E') について見ると、より新しい地層が沖側に付加していくと共に、それらの上面が刈り取られたようなパターン(図 4.1-10 A①) が認められる。例えば、測線 5 では、III 層と II 層において、測線 E-E' では、Vs 層, IVs 層, IIIs 層, IIs 層において、測線 A-A' では、大陸棚の外縁付近に限られるが、IVs 層, IIIs 層, IIs 層において、そうしたパターンが認められる(図 4.1-12)。この隆起運動の開始時期について、地質解釈断面上で確認できる最も古い地層に基づけば、それは測線 E-E' に示された Vs 層形成後(前期更新世以降)となる。

次に、(b) の地質解釈断面について見ると、この範囲の大陸棚上面をつくるのは、測線 EW6A、

EW6SA に示されるように V 層であり、V 層以降の更新統の堆積は認められない。この範囲の大陸棚は、水深 800 m に及ぶ寿都海底谷に面しているため、陸棚斜面が沖側に前進（成長）できないものと考えられる。そのため、既述したように、隆起している大陸棚か安定している大陸棚かを判別することはできない（図 4.1-10 A②④）。しかし、寿都半島西岸には、鮮新世末～前期更新世にかけて堆積した貝化石を含む歌島層（鈴木ほか，1981）が分布すること、MIS 11, MIS 9, MIS 7, MIS 5e, MIS 5c に対比されると考えられる海成段丘面の発達が良いこと（4.1.2 参照）を考慮すると、大陸棚は全体的に隆起しているものと考えられる。この大陸棚の全体的な隆起の開始時期は、地質解釈断面に基づくと、V 層形成後（前期更新世以降）となる。

大陸棚が安定していると考えられる場合は、ニセコ・雷電火山群沖に認められる。地殻変動が安定している大陸棚における典型的な地層の累重様式は、測線 G-G' にみられる。この地質解釈断面では、VI<sub>s</sub> 層から II<sub>s</sub> 層までの地層が、現在の大陸棚外縁をつくる II<sub>s</sub> 層と似た形状をとりつつ、沖側に前進するようにして堆積している。これら各地層に認められる過去の大陸棚外縁と考えられる遷急点は、ほぼ同一水深にあることから、沈降運動による地層の累重様式とは区別できる（図 4.1-10 A③）。地質解釈断面に基づくと、この大陸棚は Vs 層形成後（前期更新世以降）、安定していると考えられる。

4.1.4 (1) に示した考え方では、地殻変動の傾向を評価できない場合は、構造運動による影響が強い、または強かったと考えられる大陸棚である。そうした大陸棚には、例えば、寿都半島西岸の歌島以西の島牧沖が挙げられる。この大陸棚の外縁付近には、活背斜（後期更新世以降も活動；北海道電力，2015）である岩内堆南方背斜の南端が位置する。測線 EW7A, EW7SA に示された地質解釈断面上にも、岩内堆南方背斜にかかわる褶曲運動に起因するとみられる地層の累重が認められる。同様に、地殻変動の傾向について評価できなかった測線 D-D'、測線 G-H、測線 C-D、測線 A-A'（測線 5 との交点付近）の地質解釈断面上においても、第四紀における活動性については不明ではあるが、褶曲構造に起因すると考えられる地層の累重が認められる（図 4.1-12 および添付資料 C 参照）。

以上、文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚において推定される地殻変動の傾向をまとめると、寿都半島西岸沖から幌別山地沖までの大陸棚は、前期更新世以降、隆起傾向にあると考えられ、ニセコ・雷電火山群沖の大陸棚は、前期更新世以降、安定傾向にあると考えられる。このことは、寿都半島西岸から幌別山地の海岸部において海成段丘面の発達が良く、ニセコ・雷電火山群の海岸部において海成段丘面の発達が悪いこととも整合的である。しかし、その一方で、寿都半島西岸の歌島以西の島牧沖や寿都湾内の大陸棚における地殻変動の傾向については、褶曲構造の影響などから推定することができなかった。



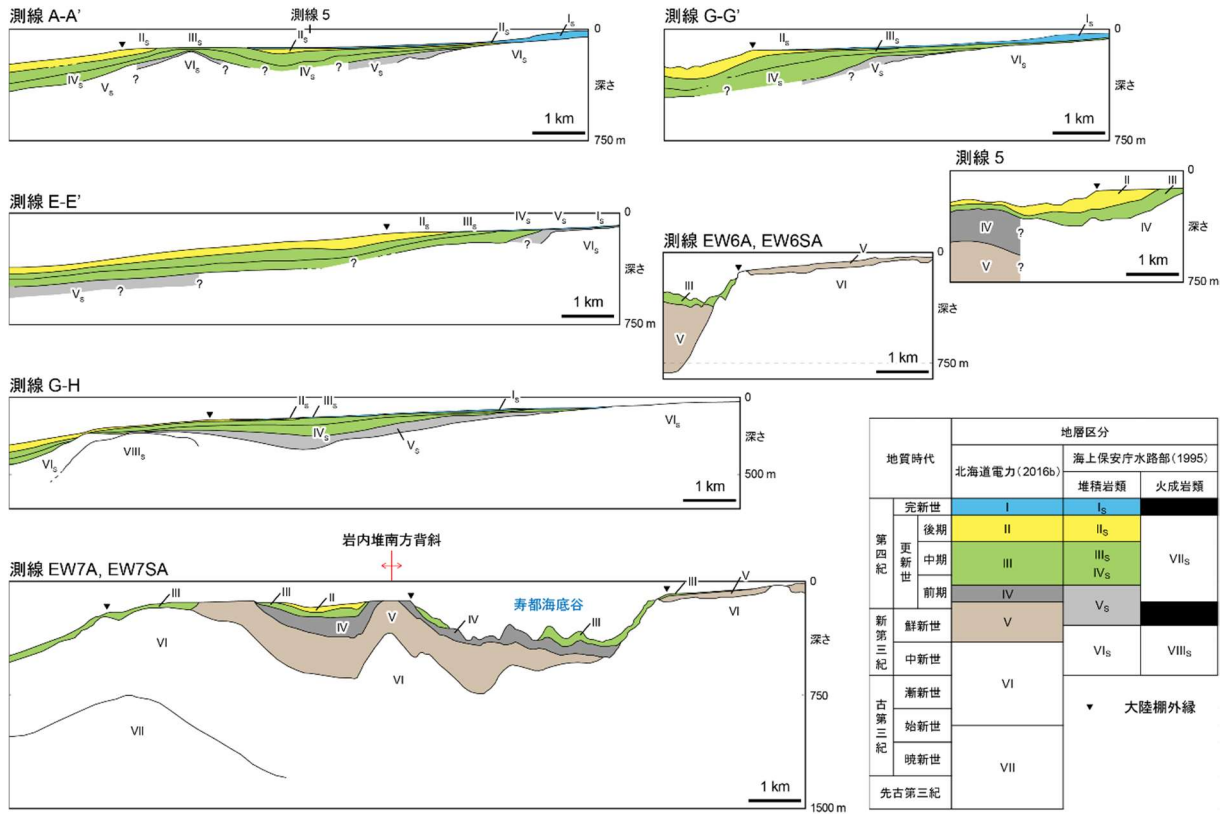


図 4.1-12 文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚における既存地質解釈断面

文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚の地形・地質学的特徴をあらわす地質解釈断面の中から代表的なものを示す。測線の位置については、図 4.1-11 を参照。測線 A-A'、G-G'、E-E'、G-H については海上保安庁水路部（1995）により、測線 5、EW6A と EW6SA、EW7A と EW7SA については北海道電力（2013c、2015）による。これらの文献に示された大陸棚付近の地質解釈断面図をトレースして作成。測線 A-A' については原図の縦横比を、測線 G-G'、E-E'、G-H については原図の向きと縦横比を変更してトレースした。地層区分における層序については、北海道電力（2016b）の分析結果に基づき、海上保安庁水路部（1995）の III<sub>s</sub> 層と IV<sub>s</sub> 層を III 層（前期～中期更新統）に対比した。

## 4.2 侵食

4.2 では、(a) 沿岸部の沖積低地における MIS 5e 以降（過去 12～13 万年間）の最大下刻量の推定、(b) 陸域および海域におけるマスマーブメント地形の確認を行った。その結果について、以下の各項において説明する。

### 4.2.1 沿岸部における最大下刻量

4.2.1 では、まず、河川が形成した臨海沖積低地を対象に、最終氷期最盛期の最大海面低下期における最深の下刻の実績とみなせる沖積層基底の深さ（埋没谷の深さ）について調べる。次に、得られたデータに基づいて、MIS 5e 以降（過去 12～13 万年間）の最大下刻量を推定する。最後に、河川と浅海底の縦断面形の特徴に基づいて、文献調査対象地区において海水準低下に応答して下刻が生じる可能性のある河川を抽出する。

### (1) 沖積層の基底深度

文献調査対象地区において、明瞭な沖積低地を形成しているのは、朱太川沿いである。よって、ここでは朱太川が形成した沖積低地（寿都低地）と沿岸海域（寿都湾）における沖積層の基底の深さを文献・データに示されたボーリング柱状図や音波探査断面の読み取りに基づいて把握する。

寿都低地におけるボーリング柱状図については、広田ほか（1985）、藤本ほか（2004）、北海道電力（2013a）、KuniJiban（国土交通省）に示されたものがあり、寿都湾における音波探査断面については、北海道電力（2015）による調査結果がある。本調査では、これらのデータを対象に沖積層の基底深度を読み取った。その読み取り対象は、ボーリング柱状図については鮮新統に区分された地層を覆う現河床堆積物、地表から続く一連の砂礫層、基盤岩上に堆積した粘土・細砂・砂礫と記載された地層、沖積層および扇状地堆積物に区分された地層を覆う粘土・細砂・砂礫と記載された地層、<sup>14</sup>C年代や岩相などから沖積層基底礫層と判断した地層であり、音波探査断面については沖積層に区分された地層である。

沖積層の基底深度については、取得した沖積層の層厚から各調査地点における標高値（文献に記載された値または国土数値標高データに基づく値）を減ずることによって求めた。そのようにして取得した沖積層の基底深度の分布図を図 4.2-1 に、沖積層の基底深度の読み取り根拠を添付資料 D の表 D-1 にそれぞれ示す。音波探査断面とボーリング柱状図からの沖積層の読み取りに基づく、寿都低地から寿都湾にかけて確認できる最も深い沖積層の基底深度は、湯別付近において標高-44.6 m（沖積層の層厚は 48.5 m；添付資料 D の表 D-1）に位置する。



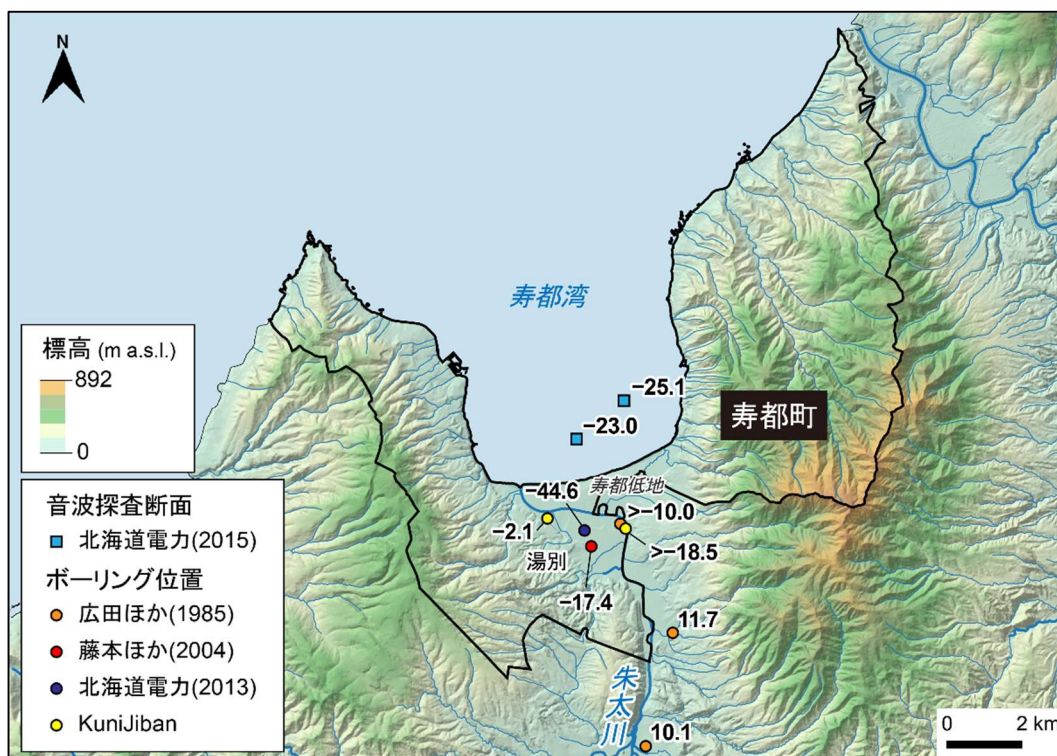


図 4.2-1 沖積層の基底深度とその読み取りに用いた文献・データ

ボーリング地点横の数字は、ボーリング柱状図から読み取った沖積層（沖積層基底礫層を含む）の基底深度の標高（単位:m）を示す。陰影段彩図には、地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、河川は「国土数値情報（河川データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

## (2) MIS 5e 以降（過去 12～13 万年間）の最大下刻量

MIS 5e 以降（過去 12～13 万年間）の最大下刻量は、沖積層基底深度と MIS 5e 以降の隆起量の和を用いて検討できる（幡谷ほか, 2016）。寿都低地において確認されている沖積層の基底深度のうち、最も深いものの標高は-44.6 m である。一方、寿都低地付近（湯別および歌棄）の MIS 5e の海成段丘面の段丘堆積物上面高度（20.6～20.9 m；北海道電力, 2013a, 2016a；図 3.1-2）から推定される約 12～13 万年間の隆起量は、約 12～21 m（11.6～20.9 m）となる。したがって、寿都低地における MIS 5e 以降（過去 12～13 万年間）の最大下刻量は、約 56～66 m と推定される。ただし、この最大下刻量の推定に用いた沖積層基底深度は、現海岸線から 2 km 程度上流に位置する地点のものである。過去において海水準低下に伴う下刻が最も深く及んだのは現海岸線付近であると考えられることから（幡谷ほか, 2016）、寿都低地における MIS 5e 以降（過去 12～13 万年間）の最大下刻量は本調査において推定した値よりも大きくなる可能性がある。

また、寿都低地以外の文献調査対象地区の河川沿いでは、沖積低地がほとんど発達しておらず、沖積層の基底深度を示した文献・データについても確認されない。そのため、幡谷ほか（2016）による「現河口／現海岸線付近において、後期更新世以降現在までに生じた下刻量は、少なくとも隆起域については、その期間の隆起量に 100 m を加えたものに相当する深さが限度となる」という考え方に基づいて寿都低地以外の文献調査対象地区の現河口付近における MIS 5e 以降（過去 12～13

万年間)の最大下刻量を推定する。文献調査対象地区の寿都半島東岸～幌別山地沿岸に分布する MIS 5e の海成段丘面の段丘堆積物上面高度から推定される約 12～13 万年間の隆起量は、約 12～29 m (表 4.1-1, 表 4.1-2) となる。したがって、上述の幡谷ほか (2016) に基づけば、寿都低地以外の文献調査対象地区以外の現河口付近における MIS 5e 以降 (過去 12～13 万年間) の最大下刻量は、寿都半島東岸～幌別山地沿岸における MIS 5e 以降の隆起量である約 12～29 m に 100 m を加えた 112～129 m を超えることはないものと考えられる。

### (3) 海水準低下に対する河川の応答

海水準低下に対する河川の応答は、河川と浅海底の縦断面形の関係から、「下刻」、「堆積」のどちらか (野上, 1981), または「下刻」、「堆積」、「下刻・堆積ともに生じない」の 3 パターンのいずれか (八木下, 2011) をとるものと考えられている。ここでは、海水準 S-L1 が低下し、海水準 S-L2 になった時の河川の応答パターンについて、八木下 (2011) に示された模式図 (図 4.2-2) に基づいて説明する。

河口付近における河川の勾配が浅海底の勾配よりも緩い場合、河川は河口付近を下刻し、侵食谷を形成する (図 4.2-2 A ; 野上, 1981 ; 八木下, 2011)。逆に、河口付近における河川の勾配が、浅海底の勾配よりも急な場合は、海面低下によって河口が前進し、河床の上昇 (堆積) を引き起こす (図 4.2-2 C ; 野上, 1981 ; 八木下, 2011)。そして、河川と浅海底の勾配がほぼ同一の場合は、下刻・堆積共に生じない (図 4.2-2 B ; 八木下, 2011)。

文献調査対象地区の河川が、海水準低下に対して図 4.2-2 の A, B, C のどのパターンをとるのかについて河川と浅海底の縦断面形に基づいて評価する。河川と浅海底の縦断面形と評価結果については添付資料 E に示し、ここでは得られた結果の要点を以下に記す。

評価対象とした河川は、主要な河川を選定するためのストレーラー法による水系次数が河口において 3 次以上の河川で、全部で 10 河川ある (図 4.2-3)。これらのうち、海水準低下に伴い河口付近が下刻される河川と評価されたのが朱太川である。また、下刻・堆積共に生じないと評価された河川が、幌別川と S-1 である。これら以外の 6 河川については、海水準低下に伴い堆積が生じると考えられる。

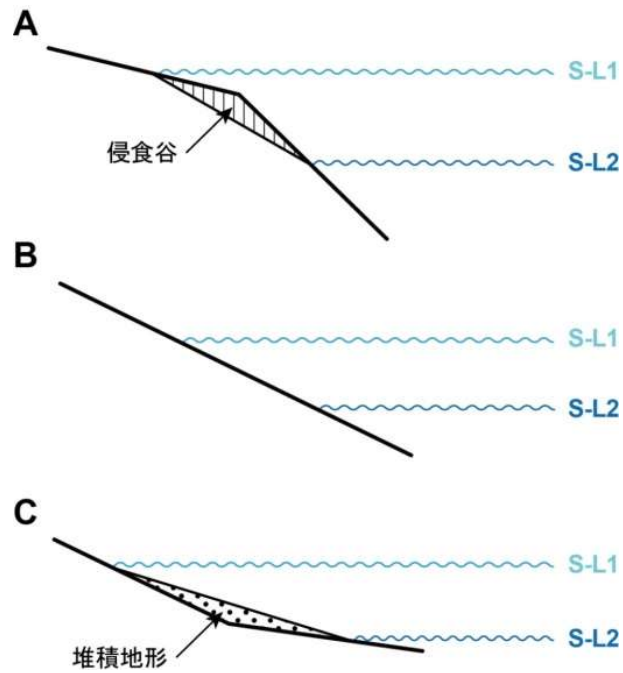


図 4.2-2 海水準低下に対する河川の応答

八木下（2011）の図 10-14 を編集。海水準 S-L1 が低下し、S-L2 になった時に、陸域（河川）と浅海域の勾配との関係によって河川の応答は A, B, C の 3 パターンに分かれる。各パターンの説明については本文を参照。



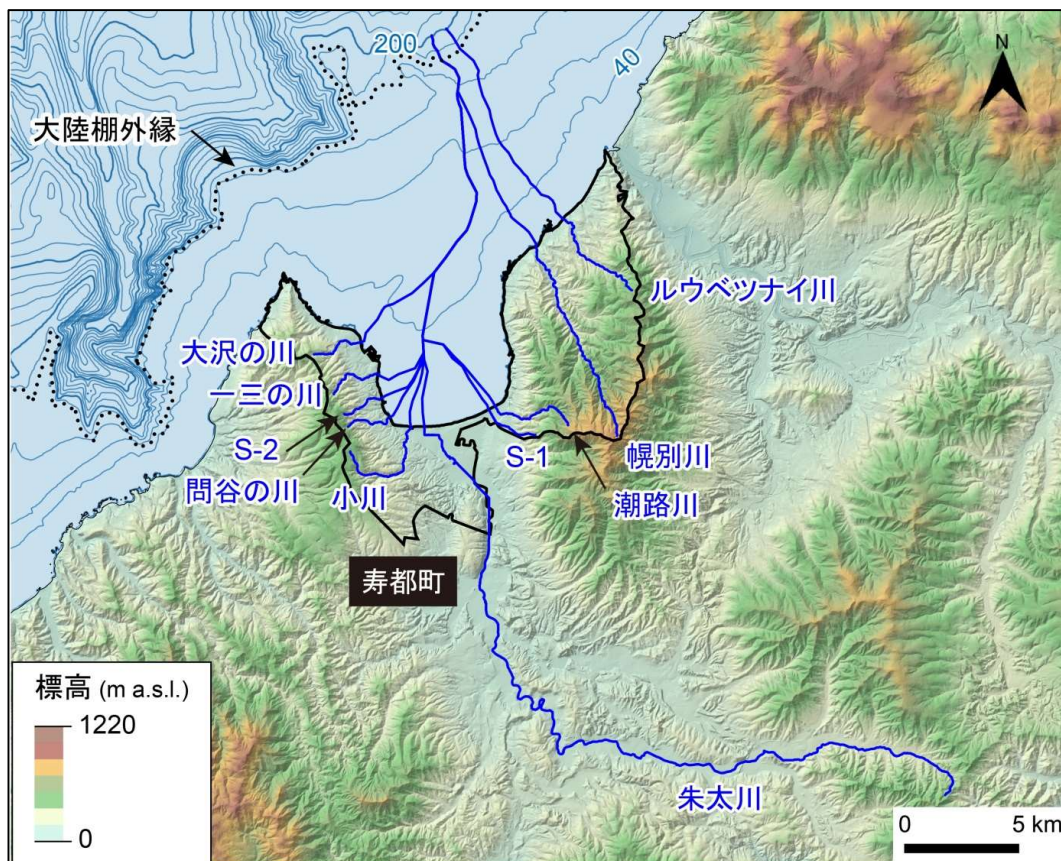


図 4.2-3 海水準低下に対する河川の応答について検討した河川

河口における水系次数が3次以上の河川を対象。S-1、S-2は仮称。等深線の主曲線の間隔は40 m、計曲線の間隔は200 m。陰影段彩図には、地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海域の等深線図は、日本水路協会発行 M7000 シリーズを用いて作成。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

#### 4.2.2 マスマーブメントによる削剝

4.2.2 では、地すべり現象には再滑動性・周期性があること（例えば、大八木ほか，2015）および山体重力変形が地すべり・崩壊の前兆現象であること（例えば、千木良，2015；小嶋，2018）に着目し、地下施設設置深度の減少をもたらす地すべり・崩壊が将来発生する可能性のある場およびその崩壊深度を推定する。

まず、マスマーブメントの地形的痕跡である地すべり・崩壊地形（滑落崖・斜面移動体）および山麓堆積地形（崖錐・麓屑面・沖積錐）ならびに地すべり・崩壊の地形的兆候である山体重力変形地形（線状凹地・山向き小崖・谷向き小崖・不規則凹凸斜面）の分布を確認する。これらの地形と現象の関係については、その概念を図 4.2-4 に示す。

次に、地すべり・崩壊地形および山体重力変形地形が確認された場を対象に、地質断面図や物理探査などの文献・データを用いてマスマーブメントが発生した場合の崩壊深度について検討する。

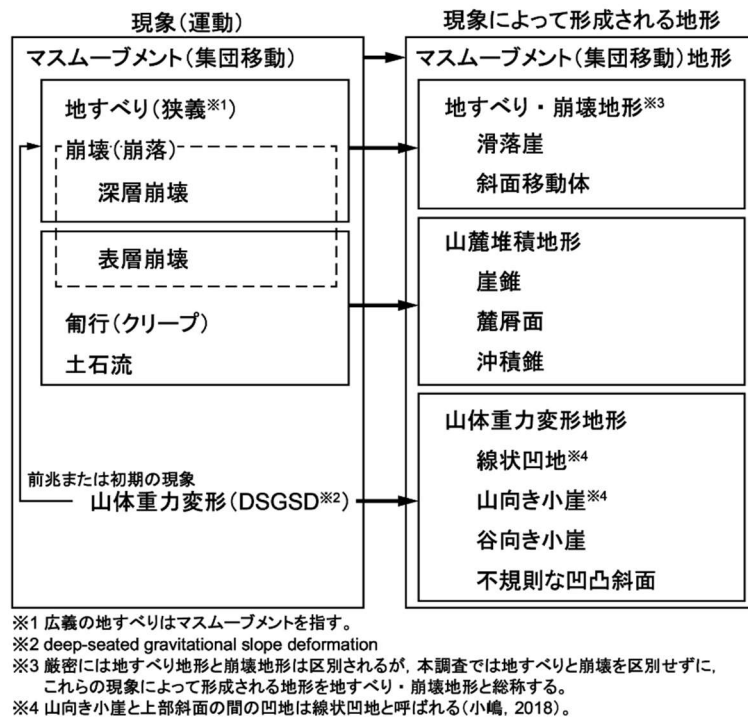


図 4.2-4 マスムーブメントにより形成される地形の概念

鈴木 (2000), 日本地形学連合編 (2017), 大八木ほか (2015), 国土地理院 (2015), 千木良 (2015), 高見 (2015) および小嶋 (2018) に基づいて作成。本図は、マスムーブメントについて、現象、形成される地形およびこれらの関係を平易化して表している。より詳細には先述の文献などに示されている。

### (1) 陸域

まず、文献調査対象地区の陸域において、地すべり・崩壊地形および山麓堆積地形の判読を行った(判読基準は添付資料 B を参照)。これらの地形を含む本調査による地形判読の判読方法については 4.1.2 (1) に、判読結果については図 4.1-4 に示した(図 4.2-5 にも示す)。

文献調査対象地区の陸域においては、地すべり・崩壊地形については、幌別山地、寿都半島および丸山丘陵に、山麓堆積地形については海岸沿いにその発達が認められる。

次に、地すべり・崩壊の地形的兆候に着目した山体重力変形地形の判読を行った(判読基準は添付資料 B を参照)。この地形判読は、縮尺 20,000 分の 1 の空中写真(国土地理院撮影)を用いて行った。

山体重力変形地形を含めたマスムーブメント地形の判読結果を図 4.2-5 に示す。文献調査対象地区において判読された地すべり・崩壊の地形的兆候として考えられる山体重力変形地形は、線状凹地、谷向き小崖および不規則凹凸斜面であり、幌別山地および寿都半島に分布する。線状凹地および谷向き小崖は、尾根付近に、不規則凹凸斜面は、幌別山地北岸付近の斜面に認められ、その下方は海食崖または河食崖となっている。

地すべり・崩壊の崩壊深度の予測には、ボーリング調査や物理探査などによる地質構造、地下水状況および比抵抗分布などの詳細な情報で作成された断面図を用いる手法が示されている(例えば、木下ほか, 2016)。しかし、判読した地すべり・崩壊地形および山体重力変形地形付近におけるこれらの情報を用いた詳細な断面図は得られなかった。

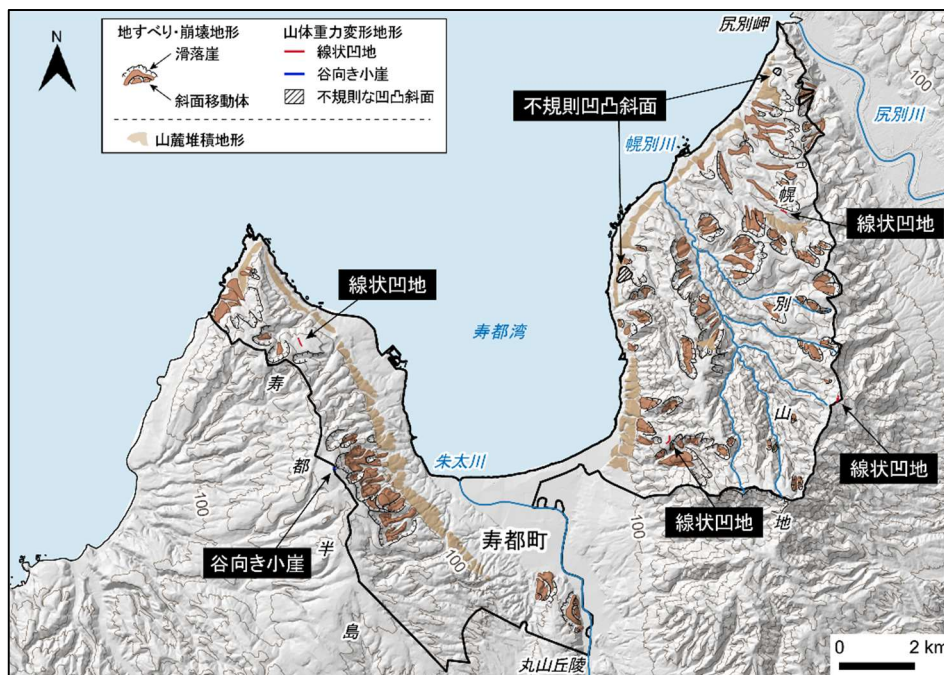


図 4.2-5 文献調査対象地区（陸域）におけるマスマーブメント地形の分布

地すべり・崩壊地形と山麓堆積地形については、4.1.2 で実施した地形判読の結果に基づく。地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した等高線（100 m 間隔）を重ねたものを使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、河川は「国土数値情報（河川データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

## (2) 海域

まず、文献調査対象地区およびその周辺の海域を対象に、海底地すべり地形の判読を行った（判読基準は添付資料 B を参照）。海底地形アナグリフは、日本水路協会発行 M7000 シリーズから作成した 30 m メッシュのラスターデータを使用して作成した。作成方法については、後藤（2013, 2014）を参照した。海底地形アナグリフを用いた本調査による海底地すべり地形判読結果に森木ほか(2017)に示された海底地すべりの分布を重ね合わせたものを図 4.2-6 に示す。

文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚と陸棚外縁斜面において判読できた海底地すべり地形は、滑落崖と斜面移動体である。海底地すべりの滑落崖は、茂津多海底谷、寿都海底谷、岩内海底谷の谷壁斜面や谷頭部に当たる場、寿都海脚の北側斜面と西側斜面に分布している。滑落崖には、比較的規模が小さくガリー状の細長い平面形をもつ凹地として判読されるものと、比較的規模の大きい U 字形または馬蹄形の平面形を持つ凹地として判読されるものが認められる。後者のタイプの滑落崖については、森木ほか（2017）と同じような場に判読できる。また、そうした滑落崖のうち、茂津多海底の谷壁斜面や谷頭部、寿都海底谷の谷壁斜面、寿都海脚の北側斜面に発達するものの下方には、斜面移動体が認められる。

次に、海底地形アナグリフを用いた地すべり・崩壊の地形的兆候に着目した山体重力変形地形の判読を行った（判読基準は添付資料 B を参照）。その結果、地すべり・崩壊の地形的兆候である線状凹地などの山体重力変形地形については、本調査で用いた海底地形アナグリフの空間分解能では検出することはできなかった。

崩壊深度の予測については、陸域と同様に、判読した海底地すべり地形における詳細な断面図は



得られなかった。

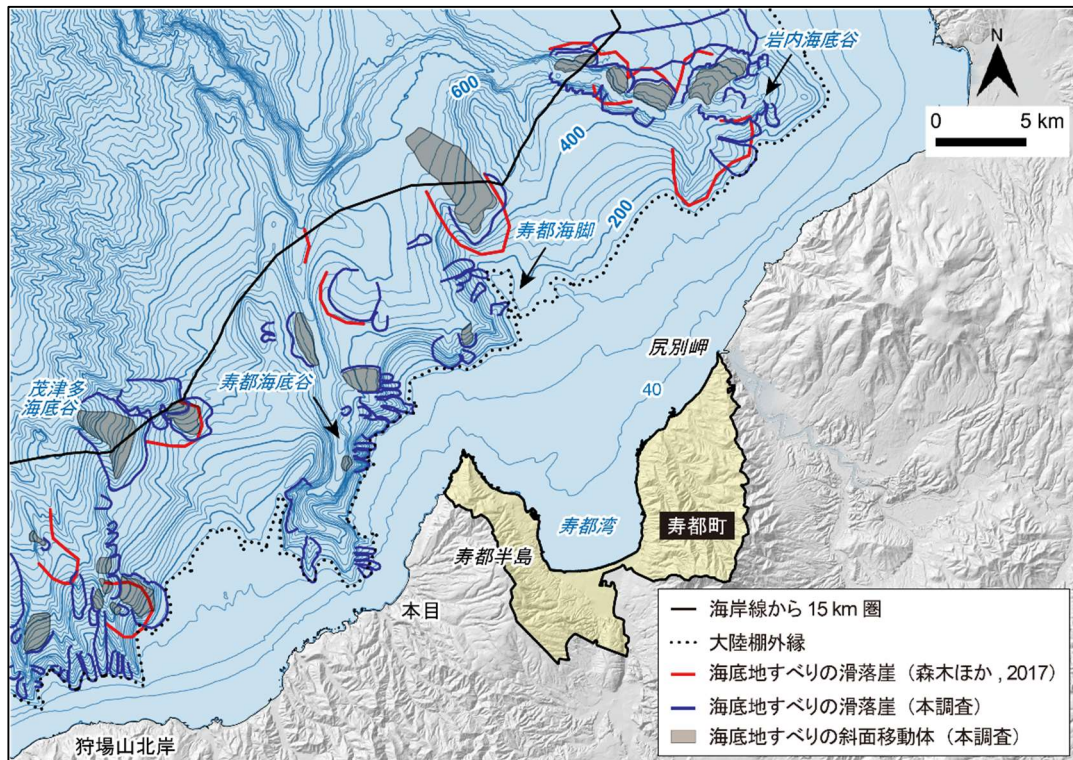


図 4.2-6 文献調査対象地区（海域）とその周辺地域における海底マスムーブメント地形の分布  
図 3.2-3 に本調査による判読結果を重ね合わせた。地理院タイルの陰影起伏図を使用。海域の等深線図は、日本水路協会発行 M7000 シリーズを用いて作成 ((一財) 日本水路協会承認第 2021006 号)。海岸線は「国土数値情報 (海岸線データ)」（国土交通省）に、寿都町の行政界は「国土数値情報 (行政区域データ)」（国土交通省）に基づく。

## 第5章 隆起・侵食に関する知見のまとめ

### 5.1 隆起・沈降に関する知見のまとめ

第3章と第4章から得られた隆起・沈降に関する知見と、その背景の理解に必要となるテクトニクス・セッティングに関する知見（詳細は、説明書「地形、地質・地質構造」参照）を図 5.1-1 に編年表の形でまとめた。5.1 では、図 5.1-1 に基づいて、まず、文献調査対象地区およびその周辺地域が置かれた場の地殻変動の枠組みについて記す。そのうえで、文献調査対象地区およびその周辺地域における隆起・沈降の傾向と量・速度についての知見の整理結果とそれら解釈について記す。

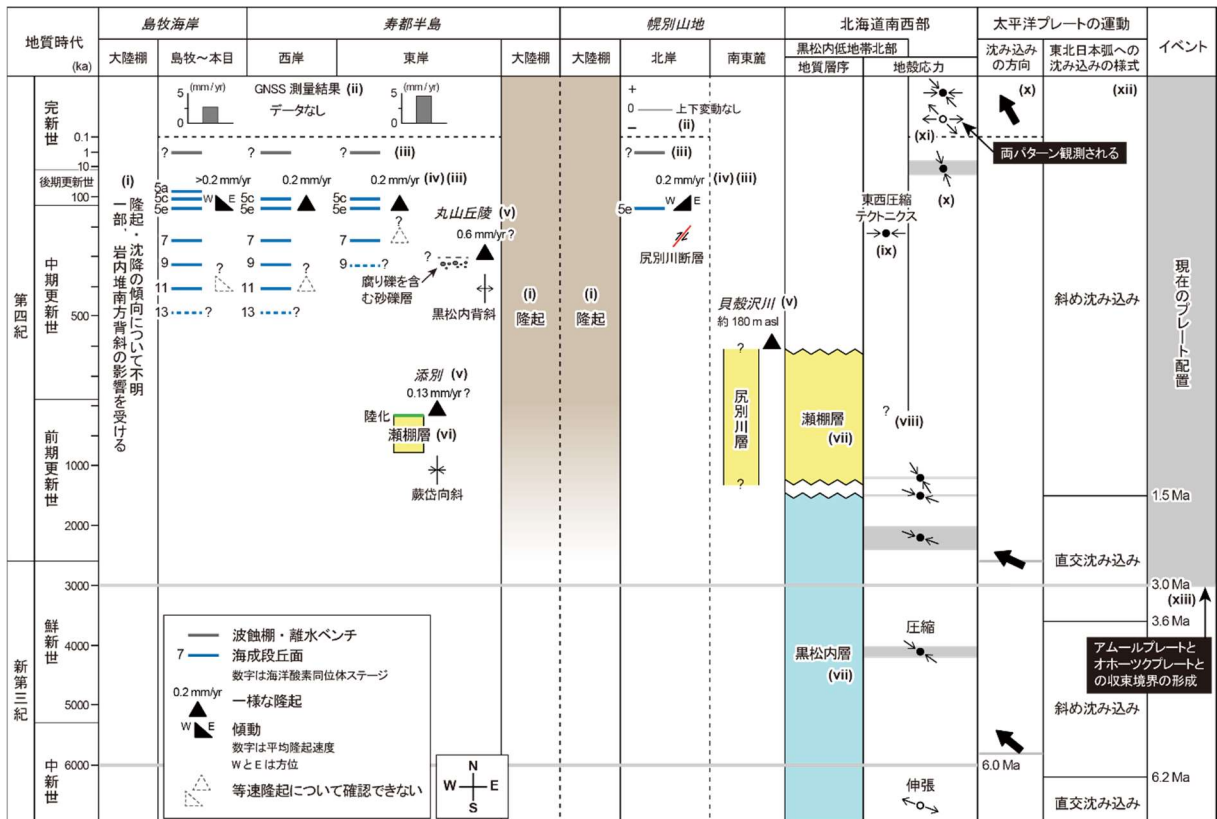


図 5.1-1 文献調査対象地区における隆起・沈降に関する知見のまとめ

図の説明については、5.1 を参照。ローマ数字は参照先を示す；(i) 4.1.4, (ii) 4.1.1 (1), (iii) 3.1.2, (iv) 4.1.2 (3), 4.1.2 (4), 4.1.2 (5), (v) 4.1.3, (vi) 能條・鈴木 (1999), (vii) 能條ほか (1999), (viii) 吾妻ほか (2004), (ix) 説明書「地震・活断層」もしくは説明書「地形、地質・地質構造」, (x) 渡辺 (1993a, b), (xi) 国土地理院 (1997), Sagiya et al. (2000), Iinuma et al. (2005), Terakawa and Matsu'ura (2010), Uchide et al. (2022), (xii) Watanabe (2002), (xiii) 平 (2002)。

#### 5.1.1 地殻変動の枠組み

北海道とその周辺海域日本海東縁においてアムールプレートとオホーツクプレートの収束境界が存在し、現在のテクトニクス様式は 3 Ma に開始し、2 Ma に確立されたと考えられる (平, 2002)。そして、3 Ma 以降、北海道南西部から日本海東縁にかけての範囲には、地殻の短縮歪みが集中した地質学的歪み集中帯として、島弧とほぼ平行に延びる逆断層を伴う褶曲帯が幾つも発達したと考えられている (岡村, 2002)。しかし、文献調査対象地区が位置する北海道南西部の北部における広域応力場の変遷 (例えば、渡辺, 1993a, 1993b) に基づくと、それ以前の 6 Ma 頃から、概ね東西～

北西－南東方向からの圧縮を受ける圧縮応力場にあったと考えられる。ただし、6 Ma 以降の北海道南西部の北部に掛かる水平最大圧縮応力の方向や強さは必ずしも一定だったわけではなく、太平洋プレートの沈み込みの方向や収束速度に対応して微妙に変化していたようである（渡辺, 1993a, 1993b）。その強さについては3.6～1.5 Ma 頃に相対的に最も高まり、1.5 Ma 頃から現在までは減衰傾向であると考えられる（Watanabe, 1995, 2002）。

北海道南西部において明らかにされている現在の地殻応力は、上述のテクトニクスの概要と概ね整合的であり、地震学データ（Terakawa and Matsu'ura, 2010 ; Uchide et al., 2022）や測地観測データ（国土地理院, 1997 ; Iinuma et al., 2005）からも、北海道南西部は東西または北西－南東方向からの圧縮を受ける圧縮応力場であることが推定される。ただし、観測期間によっては、北西－南東または東西方向の伸長歪みも卓越すること（国土地理院, 1997 ; Sagiya et al., 2000）に注意が必要である。長期的には圧縮場と考えられる北海道南西部において、このような伸長歪みが卓越する期間がある原因については、日本海東縁変動帯で生じた1983年の日本海中部地震や1993年の北海道南西沖地震の余効変動による影響が考えられている（鷲谷, 2002）。

次に、北海道南西部から空間スケールを狭めて、文献調査対象地区がその北端部を占める黒松内低地帯において推定される地殻応力についての知見を整理する。黒松内低地帯は、上述の地質学的歪み集中帯の中に位置しており、そこには東西方向の地殻短縮に起因すると考えられる南北性の逆断層を伴う褶曲帯の発達がみられる。これらの南北性の断層・褶曲帯は、前期～中期更新世に堆積した瀬棚層や段丘堆積物を変形させている（詳細は、説明書「地震・活断層」、説明書「地形、地質・地質構造」参照）。この南北性の断層・褶曲帯の活動開始時期については、黒松内低地帯南部に位置する長万部付近で推定された結果に基づいて0.8 Ma 頃と考えられている（吾妻ほか, 2004 ; 道家ほか, 2012）。瀬棚層の堆積時期は、能條ほか（1999）に基づくと、1.2～0.6 Ma と推定されていることから、黒松内低地帯では、瀬棚層の堆積期間中から東西方向の地殻短縮に伴う構造運動が顕著になり、それが現在まで継続していると考えられる。

続いて、文献調査対象地区とその周辺地域における地殻変動様式についての知見を整理する。文献調査対象地区とその周辺の海岸部、すなわち島牧海岸、寿都半島、幌別山地北岸の海岸部には、更新世の海成段丘面群の発達がみられる。このことから、これらの場では10<sup>5</sup>年スケールで隆起傾向にあるといえる。また、地層の累重様式に基づき判断すると、寿都半島沖と幌別山地北岸沖の大陸棚については、海岸部と同様に隆起していると考えられる。そうした隆起運動の開始時期について、各海岸に分布する最も古い海成段丘面の推定形成時期に基づけば、島牧海岸から寿都半島西岸ではMIS 11 または MIS 13 以降、寿都半島東岸ではMIS 7 または MIS 9 以降、幌別山地北岸ではMIS 5e 以降となる。その一方で、大陸棚の地層の累重様式に基づくと、寿都半島沖と幌別山地北岸沖に限られるが、その隆起開始時期は共に前期更新世以降と推定される。この隆起運動の開始時期は、黒松内低地帯において東西方向の地殻短縮に伴う構造運動が顕著になった時代とも整合的である。

以上のことから、文献調査対象地区とその周辺地域における地殻変動の枠組みは、次の(a)～(d)のようにまとめることができる。(a) 6 Ma 以降、北海道南西部は、基本的には東西または北西－南東方向の圧縮応力が卓越するテクトニクス場に置かれ、3 Ma 頃に日本海東縁においてアムールプレートとオホーツクプレートとの収束境界が形成されたことで現在のプレート配置となる。(b) 1.5 Ma 頃を境に現在のような水平最大圧縮応力の方向と強さとなる。(c) そうしたテクトニクス場のもと、文献調査対象地区とその周辺地域では、0.8 Ma 頃から東西方向の地殻短縮の影響が地表に顕著に表

れるようになり、それが現在に至るまで続いている。(d) そして、それとほぼ同じような時代から、寿都半島と幌別山地の海岸部と大陸棚は共に隆起していると考えられる。

## 5.1.2 隆起・沈降の傾向

### (1) $10^0\sim 10^2$ 年スケール

文献調査対象地区とその周辺の海岸部では、GEONETによりGNSS観測点が、島牧～本目の島牧および寿都半島東岸の寿都の計2地点に設置され、また幌別山地北岸から狩場山の南西岸にかけて水準点が設置され水準測量が行われていることから、これらの観測点データに基づいて $10^0\sim 10^2$ 年スケールでの地殻変動の傾向について把握することができる。

GNSS観測点における過去15年間(2006～2021年)の変位量から、島牧では約3.9 cm、寿都では約6.5 cmの隆起が認められた。寿都が島牧よりも相対的に隆起していることは、約50年間の水準測量結果(4.1.1参照)に整合的である。また、 $10^0\sim 10^2$ 年スケールにおいて島牧～本目および寿都半島東岸が隆起傾向であることは、これらの沿岸部に更新世の海成段丘面が発達し、 $10^5$ 年スケールでは隆起傾向であることに整合的である。

一方で、得られた $10^0\sim 10^2$ 年スケールでの隆起量を平均隆起速度に換算すると、島牧では約2.6 mm/yr、寿都では約4.3 mm/yrとなる。また、文献調査対象地区における全国的な水準測量から導出された鉛直変動速度は、1895～1965年が $-2\sim 0$  mm/yr(檀原, 1971)、1947～1961年および1986～1999年が $0\sim 2$  mm/yr(村上・小沢, 2004)となる。したがって、測地観測から得られた $10^0\sim 10^2$ 年スケールの隆起速度は、海成段丘面の分布高度に基づいて推定された $10^5$ 年スケールでの隆起速度に比して1桁ほど大きい、または傾向が異なる。このことは、測地観測データから推定される地殻変動の傾向・量を、 $10^5$ 年スケールでの地殻変動の傾向・量にそのまま当てはめることができないことを示唆する。

### (2) $10^5$ 年スケール

文献調査対象地区とその周辺の海岸部における $10^5$ 年スケールでの地殻変動の傾向は、更新世の海成段丘面の高度分布に基づく、(a) 寿都半島、(b) 寿都半島西岸の本目以西、(c) 幌別山地沿岸、で異なっており、それぞれの区間において、一様な隆起、東への傾動、西への緩やかな傾動が生じていると考えられる。これらに大陸棚を加えて、以下で、それぞれ詳述する。

寿都半島では、西岸の本目付近から東岸の湯別付近までの区間において、MIS 5eに対比されるMm1面の旧汀線アングルは概ね一定の高度を示す(図 4.1-5)。また、寿都半島西岸に限られるが、それぞれMIS 11, MIS 9, MIS 7 (MIS 13, MIS 11, MIS 9)に対比されると考えられるHm1, Hm2, Hm3面の旧汀線アングルもほぼ一定の高度を示す。このことから、寿都半島では、MIS 11 (MIS 13)以降、一様な隆起が生じていると考えられる。

寿都半島西岸の本目付近から島牧までの区間では、Hm1, Hm2, Hm3, Mm1, Mm2面の旧汀線アングル高度が西に向かって増していくことから(図 4.1-5)、東への傾動が生じている可能性がある。この傾動については、文献(例えば、宮内, 1988; 小池・町田編, 2001; 奥村, 2003)においても指摘されており、宮内(2012)は、その原因として狩場山西岸沖に想定したNW-SE方向に延びる東傾斜の海底逆断層の運動を考えている。

幌別山地沿岸では、Mm1面の旧汀線アングルは、概ね一定の高度を示す(図 4.1-5)。そして、その高度は、寿都半島におけるMm1面の旧汀線アングルともほぼ同じである。しかし、Mm1面の

段丘堆積物上面高度については、歌棄付近よりも尻別岬付近のものが 10 m 程度高く、その原因として、北海道電力（2016a）は、北西-南東方向に延びる西上がりの逆断層である尻別川断層の断層運動の影響を否定していない（3.1.2 参照）。このことから、幌別山地沿岸では、尻別川断層の断層運動による西への傾動が生じている可能性がある。

寿都半島から幌別山地前面の大陸棚は、前期更新世以降、隆起傾向にあると考えられ、寿都半島西岸から幌別山地の海岸部において海成段丘面の発達が良いことと整合的である。しかし、その一方で、寿都半島西岸の歌島以西の島牧沖の大陸棚における地殻変動の傾向については、岩内堆南方背斜にかかわる褶曲運動による影響などから推定することができず、地殻変動の傾向について不明である。

### 5.1.3 隆起・沈降の量・速度

文献調査対象地区とその周辺地域において  $10^5 \sim 10^6$  年スケールでの隆起量・隆起速度を推定できたのは、海岸部では、寿都半島、幌別山地沿岸、内陸部では、添別周辺、幌別山地南東麓、丸山丘陵である。推定した隆起量・隆起速度について以下で詳述する。

#### (1) 海岸部

##### (i) $10^5$ 年スケールでの隆起量・隆起速度

文献調査対象地区とその周辺地域における  $10^5$  年スケールでの隆起量・隆起速度については、MIS 5e に対比される海成段丘面の段丘堆積物上面高度に基づく推定が、現段階では最も信頼性が高いと考えられる。その理由として、(a) MIS 5e の海成段丘堆積物の編年が地形層序だけでなく、テフロクロノロジーに基づいて行われていること、(b) 海成段丘堆積物上面高度に基づくことで、それらを覆う被覆層の厚さ分だけ隆起量を過大評価せずに済むこと、が挙げられる。

文献調査対象地区とその周辺地域において MIS 5e に対比される海成段丘面の段丘堆積物上面高度が明らかにされているのは、寿都半島と幌別山地沿岸においてである（3.1.2 参照）。これらの区間において求めた  $10^5$  年スケールでの隆起量・隆起速度およびそれらの算出に当たって用いたパラメータについて、表 4.1-1 および表 4.1-2 に示した。表 4.1-1、表 4.1-2 および図 4.1-8 に示されるように、MIS 5e の海水準・年代の設定によって、算出された隆起量・隆起速度は異なっているが、隆起量は約 12~30 m、隆起速度は 0.09~0.26 mm/yr であり、寿都半島と幌別山地沿岸における  $10^5$  年スケールの隆起速度は、0.1~0.3 mm/yr 程度であると推定される。

一方、寿都半島西岸の本目以西では、MIS 5e の海成段丘面の発達が認められるものの、それらの段丘堆積物上面高度については、明らかになっていない。しかし、MIS 5e の旧汀線アングル高度については把握することが可能であり、その高度は、寿都半島において認められる MIS 5e の旧汀線アングル高度よりも高い（4.1.2 参照）。このことから、寿都半島西岸の本目以西における  $10^5$  年スケールの隆起速度は、0.2 mm/yr 程度以上と考えられる。

##### (ii) 地殻変動の傾向および一様継続性

狩場山北岸から尻別岬にかけて、MIS 5e に対比されると考えられる海成段丘面が発達している。そのため、文献調査対象地区およびその周辺地域の沿岸部では、少なくとも MIS 5e 以降に隆起してきたことが分かる。また、寿都半島では、その西岸に MIS 11、MIS 9、MIS 7、MIS 5 に対比されると考えられる海成段丘面が、その東岸に MIS 7、MIS 5 に対比されると考えられる海成段丘面が発



達する (4.1.2 (3) 参照)。そのため、寿都半島については、少なくとも MIS 11 以降は隆起してきたと考えられる。さらに、これらの旧汀線アングル高度から隆起量・隆起速度を推定することで、MIS 11 または MIS 7 以降の地殻変動の一樣継続性について検討できる。

寿都半島に分布する MIS 11 以降または MIS 7 以降の海成段丘面の旧汀線アングル高度から推定した隆起速度について見ると、MIS 5e の隆起速度よりも、特に MIS 7 の隆起速度では、最大で 0.3 mm/yr 程度大きくなる可能性がある (4.1.2 (5) 参照)。このことに対する解釈は 2 とおり考えられ、その一つは、何らかの要因で MIS 7 以降に寿都半島の沿岸部における隆起速度が低下したという解釈であり、これとは別の解釈は、MIS 7 に対比した海成段丘面が、実際は、より古い MIS 9 に対比される海成段丘面であると解釈するものである (詳細については 4.1.2 (5) 参照)。これら 2 つの解釈のうち、どちらの解釈が妥当であるかの判断は、少なくとも MIS 7 に対比した海成段丘面 (Hm3 面) の段丘堆積物上面高度や、その堆積時期に関するデータに基づかない限りは難しいものと考えられる。そのため、寿都半島における隆起運動の一樣継続性、または MIS 5e の海成段丘面から推定された隆起速度の時間代表性については課題として残される。

## (2) 内陸部

文献調査対象地区とその周辺の内陸部における  $10^5 \sim 10^6$  年スケールの隆起量・隆起速度については、(a) 日本列島を対象に作成された第四紀の隆起沈降量図 (国立防災科学技術センター, 1969) と、(b) 数百万年前から数十万年前の地層の堆積過程や分布高度、から推定できる。

しかし、(a) において隆起量の推定に用いられた侵食平坦面 (いわゆる小起伏面) については、(i) 形成された年代や高度の推定が困難、(ii) 氷期の周氷河作用によって形成された可能性がある、(iii) 隆起と侵食の速度が釣り合った平衡状態にあることによってもたらされた可能性がある、といった隆起指標としての問題点が指摘されている (田力・池田, 2013)。それゆえ、小起伏面を用いた隆起量の推定は、信頼性の劣る手法であると考えられる (池田, 1990; 米倉, 1990)。したがって、本調査では、第四紀の隆起沈降量図に示された隆起量については考慮しないものとした。

一方、(b) について、本調査では、鮮新世～更新世にかけて堆積した海成層と丘陵部を覆う河成礫層 (扇状地堆積物) の分布高度に着目した。対象とした場合は、蕨岱向斜の向斜軸に近い添別周辺、幌別山地南東麓、黒松内背斜の背斜軸が位置する丸山丘陵である。丸山丘陵についてはその推定に至らなかったため (4.1.3 参照)、ほかの 2 つの場についての隆起量・隆起速度の推定結果の概要を以下に記す。

推定された隆起速度は、添別周辺では約 80 万年間平均で約 0.1 mm/yr である。また、幌別山地南東麓において推定された 120～60 万年間の総隆起量は 180 m 以上となるが、注意すべきは、隆起量・隆起速度の算出において、対象とした地層の堆積過程、堆積年代についていくつかの仮定を置いたことである。そのため、海成段丘の段丘堆積物上面高度に基づいて推定した隆起量・隆起速度と比較し、ここに示した隆起量・隆起速度の信頼性は低い。上記の  $10^5 \sim 10^6$  年スケールの隆起量・隆起速度の信頼性を高めるためには、対象とした地層の堆積過程の情報と堆積年代の情報が必要である。

## (3) 大陸棚

文献調査対象地区前面の大陸棚における隆起・沈降については、本調査で実施した推定方法では、地殻変動の傾向の推定に留まるため、その量や速度については不明である。



## 5.2 侵食に関する知見のまとめ

5.2 では、第3章と第4章から得られた山地の削剥、河川侵食、海食、マスマーブメントに関する知見の整理結果とその解釈について記す。得られた知見のうち、侵食量・侵食速度に関してまとめたものを表 5.2-1 に示す。

表 5.2-1 文献調査対象地区における侵食量・侵食速度に関する知見のまとめ

侵食の種類	場所/地質	地形変化の速さ・量	用いた指標・データ	備考
山地の削剥	寿都半島	0.1~0.3 mm/yr	基準高度分散量に基づく数十年スケールの削剥速度	藤原ほか(2001)からの読み取り
	丸山丘陵	0~0.1 mm/yr	同上	同上
	幌別山地	0.1~0.5 mm/yr	同上	同上
	寿都半島	0~0.2 10 <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> /yr	傾斜量に基づく数十年スケールの削剥速度	長谷川ほか(2005)からの読み取り
	丸山丘陵	0~0.2 10 <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> /yr	同上	同上
	幌別山地	0.2~0.5 10 <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> /yr	同上	同上
下刻	寿都低地	56~66 m (12~13万年間)	沖積層の基底深度にMIS 5eの海成段丘堆積物上面高度から推定される隆起量を加えた値	沖積層の基底深度については北海道電力(2013a)を、隆起量については本調査の検討結果(4.1.2)を参照。
	寿都低地以外の現河口付近	112~129 mを超えることはない (12~13万年間)	MIS 5e以降の隆起量に100 mを加えた値	幡谷ほか(2016)の経験的知見を適用。隆起量については本調査の検討結果(4.1.2)を参照。
海食崖の後退	火山岩	20~80 mm/yr	地形計測に基づく約5,000年間の推定値	貝塚(1998)からの読み取り
	新第三紀層	40~280 mm/yr	同上	同上
	硬質な岩盤	30~100 mm/yr	地形計測に基づく約6,000年間の推定値	上野・山岸(2002)

### 5.2.1 山地の削剥速度

文献調査対象地区周辺の山地における平均削剥速度については、3.2.1 で述べたようにダム堆砂量と地形量との関係に基づいて推定されている 10<sup>0</sup>~10<sup>2</sup>年スケールの情報しか得られていない。文献から読み取った 10<sup>0</sup>~10<sup>2</sup>年スケールでの平均削剥速度を表 5.2-1 に示す。

藤原ほか(2001)による平均削剥速度(6 km 四方の平均値)は、寿都半島で 0.1~0.3 mm/yr、丸山丘陵で 0~0.1 mm/yr、幌別山地で 0.1~0.5 mm/yr である。長谷川ほか(2005)による比堆砂量(≡流域の平均削剥速度; 単位は 10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/yr; 1 km 四方の平均値)は、寿都半島と丸山丘陵で 0~0.2、幌別山地で 0.2~0.5 である。藤原ほか(2001)と長谷川ほか(2005)では、使用データや着目した地形量が異なっているが、推定された平均削剥速度およびその空間分布において顕著な違いは認められない。

文献調査対象地区の山地における過去または将来約 10 万年間の削剥量は、現時点では、上述の 10<sup>0</sup>~10<sup>2</sup>年スケールでの平均削剥速度に 10 万年を乗ずることによって推定する方法があるが、削剥速度の時間代表性に対する信頼性の向上という観点からは、宇宙線生成核種法に基づいて山地流域における 10<sup>2</sup>~10<sup>3</sup>年スケールの平均削剥速度を定量的に把握すること(例えば、松四ほか, 2014)が考えられる。しかし、仮に 10<sup>2</sup>~10<sup>3</sup>年スケールの平均削剥速度が求められたとしても、その値は、完新世(約 1.2 万年前から現在まで)の比較的温暖・湿潤な気候環境下におけるものであることに注意が必要である。完新世以前の約 11 万年間は氷期であり、現在と比較して寒冷・乾燥な気候環境下にあった(3.3 参照)ため、氷期における削剥作用および削剥速度は、間氷期のものとは異なっ

いた可能性が考えられるからである（例えば、Marshall et al., 2015 ; Raab et al., 2019）。このことは、 $10^2 \sim 10^3$ 年スケールの平均削剥速度に10万年を乗じた値が、過去約10万年間の削剥量の実態を示したものになるとは限らないことを意味する。

なお、氷期-間氷期サイクルを複数回経た期間、すなわち数十万年よりも長い時間スケールにおける山地の平均削剥速度については、低温領域の熱年代法を文献調査対象地区および周辺の山地に適用できれば推定できる可能性がある（末岡ほか, 2015 ; 小形・末岡, 2021）。さらに、低温領域の熱年代法により山地の削剥史を明らかにすることは、文献調査対象地区およびその周辺地域における第四紀の地殻変動史の理解にも貢献すると考えられる。

## 5.2.2 下刻量

寿都低地において最終氷期最盛期に生じた下刻の深さは、確認されている沖積層の基底深度のうち最も深いものの深度に基づく44.6 mである。MIS 5e以降（過去12~13万年間）の最大下刻量は、この深度にMIS 5e以降の隆起量を加えることで検討できる（幡谷ほか, 2016）。寿都湾岸に分布するMIS 5e以降（過去12~13万年間）の隆起量は約12~21 m (11.6~20.9 m) であることから、寿都低地におけるMIS 5e以降（過去12~13万年間）の最大下刻量は約56~66 mと推定される（4.2.1参照；表 5.2-1）。ただし、この推定に用いた沖積層基底深度は、現海岸線から2 km程度上流に位置する地点のものである。過去の海水準低下に伴う下刻が最も深く及んだのは現海岸線付近であると考えられることから（幡谷ほか, 2016）、寿都低地における最大下刻量は推定値を超える可能性があることに注意が必要である。

また、寿都低地以外の文献調査対象地区の河川沿いでは、沖積低地がほとんど発達しておらず、埋没谷の形状や沖積層の基底深度を示す文献・データを確認することができなかつたため、最終氷期最盛期に生じた下刻の深さは不明である。しかし、MIS 5e以降（過去12~13万年間）の最大下刻量については、幡谷ほか（2016）による経験的知見に基づく、文献調査対象地区における現河口付近のMIS 5e以降（過去12~13万年間）の隆起量である約12~29 mに100 mを加えた約112~129 mを超えることはないと考えられる（4.2.1参照；表 5.2-1）。

上記の値については、文献調査対象地区の大陸棚における各河川の現河口付近の埋没谷沿いについても適用可能と考えられる。一方、文献調査対象地区の河川の中~上流部における下刻量・下刻速度に関する情報については、確認することができなかつた。

## 5.2.3 海食速度

文献調査対象地区では山地が直接海と接している場が多いことから、岩石海岸の発達が良い。文献調査対象地区の岩石海岸における海食崖の後退速度について、観測や地形計測に基づいて推定した文献・データを確認することはできない。その一方で、日本列島の多地点を対象に現在みられる海食崖と浅海底が、後氷期の海面がほぼ現在の水準に達した6,000年前または5,000年前から現在までの期間に形成されたという考えに基づいて $10^3$ 年スケールでの海食崖の平均後退速度を推定した文献に、貝塚（1998）と上野・山岸（2002）がある（3.2.3参照）。これらの文献から読み取った海食崖の平均後退速度を表 5.2-1 に示す。

貝塚（1998）に示された海食崖の平均後退速度から、文献調査対象地区の浅海底を構成する地質である火山岩と新第三紀層からなる場における値を選択的に読み取ると、その値は火山岩で2~8 cm/yr、新第三紀層で4~28 cm/yrとなる。また、上野・山岸（2002）に示された硬質な岩盤からな

る海食崖の平均後退速度は3～10 cm/yr である。

将来の海食崖の後退量については、さまざまな要因（将来の海水準変動、メカニズム、気候変動など）が影響し、それぞれの推定には不確実性が大きいことから、単純に上記を外挿して推定することは難しい。

例えば、中期更新世以降の海水準変動と同様の傾向が将来においても繰り返されるのであれば、将来の約10万年間は氷期であり、現在よりも海水準が低くなると予想される。したがって、その期間の海食に伴う海食崖の後退量は、比較的小さいものと考えられる。

その一方で、人為起源の温室効果ガスの影響により現在の間氷期から氷期への移行が5万年程度遅れるというシミュレーション結果がある（例えば、Berger and Loutre, 2002; Ganopolski et al., 2016）。その場合、現在と同程度またはより高い海水準が将来の約5万年間にわたって継続することが予想され、上述の海食崖の平均後退速度に基づくと、km オーダーでの海食崖の後退が生じると考えられる。いずれにしても、将来の海水準変動の進み方には不確かさがあるため、将来約10万年間またはより長期間において生じる海食崖の後退量の推定には、シミュレーションにより検討する方法が考えられる。

#### 5.2.4 マスムーブメント

文献調査対象地区の陸域では、地すべり・崩壊地形の分布図から比較的小規模な地すべりが散在していることを確認できる（図 3.2-2；図 4.2-5）。なお、北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会（2000）が示した崩壊規模100 m<sup>3</sup>以上の岩盤崩壊跡の分布図の中に文献調査対象地区において発生した岩盤崩壊を確認することはできない。将来の地すべり・崩壊の地形的兆候である山体重力変形地形（線状凹地、谷向き小崖、不規則凹凸斜面）については、幌別山地および寿都半島の7地点で認められた（図 4.2-5）。

文献調査対象地区の海域において判読された海底地すべりの分布については、図 4.2-6 に示すとおりである。図 4.2-6 から、大陸棚の外縁付近を直接剝する海底地すべりの分布を確認することができる。山体重力変形地形については、海底地形判読に用いた海底地形データの空間分解能では検出することはできなかった。

文献調査対象地区の陸域・海域共に、予測される地すべり・崩壊の崩壊深度については、判読した地すべり・崩壊地形および山体重力変形地形付近における詳細な断面図は得られなかったため、推定できなかった。そのため、概要調査地区選定段階（文献調査の段階）のデータでは、文献調査対象地区において将来発生する地すべり・崩壊の規模や、地すべり・崩壊による地下施設設置深度の減少量について評価までは至らなかった。

## 第6章 基準に照らした評価

文献調査対象地区を「内陸部」、「沿岸部」、「沿岸部の沖積低地」、「大陸棚」の4つの地形場に区分し、各地形場を対象に、次の（ア）と（イ）の基準に該当する場所の有無や範囲について、それぞれ評価する。

- （ア） 過去 10 万年程度における最大侵食量が最終処分を行おうとする地層の深度を超えている。
- （イ） 侵食による深度の減少を考慮すると、10 万年後程度において、最終処分を行おうとする地層について、70 m より更に深い深度を確保できない。

4つの地形場の範囲については以下とした（図 2.1-1）。

- ・ 内陸部：寿都半島（月越山脈）、丸山丘陵、幌別山地
- ・ 沿岸部：寿都半島から幌別山地までの海成段丘面が発達する区間
- ・ 沿岸部の沖積低地：朱太川河口に位置する寿都低地およびそれ以外の現河口付近
- ・ 大陸棚：寿都町の海岸線から地形的特徴に基づく大陸棚外縁（説明書「地形、地質・地質構造」参照）までの区間

最終処分を行おうとする地層の深度を 300 m とした。これは、文献調査対象地区における地下施設設置深度が未定であることから、法律により定められた最も浅い深度（深度 300 m）での処分を想定したためである。

### 6.1 過去 10 万年程度における最大侵食量

内陸部における過去 10 万年程度の最大侵食量について過去数十年程度の平均削剥速度（5.2.1 参照）に 10 万年を乗じた値から推定する。この方法において推定される過去 10 万年程度の最大削剥量のうち、値の大きなものは、寿都半島で 30 m、丸山丘陵で 20 m、幌別山地で 50 m となる。ここで、これらの推定値については、計算に用いた削剥速度の時間代表性について確認できていないことに注意が必要である。

沿岸部における過去 10 万年程度の最大侵食量については、隆起量と侵食量が釣り合っているという仮定に基づき、MIS 5e に対比される海成段丘面から推定された過去 12～13 万年間の隆起量から推定する。MIS 5e の海成段丘堆積物上面高度に基づく、文献調査対象地区における過去 12～13 万年間の隆起量は約 12～29 m と推定される。また、この値に影響を与えるような文献調査対象地区およびその周辺地域の隆起の状況は見当たらない。

沿岸部の沖積低地における過去 10 万年程度の最大侵食量については、過去 12～13 万年間の下刻量から推定した（4.2.1, 5.2.2 参照）。過去 12～13 万年間の下刻量は、沖積層の基底深度に MIS 5e の海成段丘面から推定された過去 12～13 万年間の隆起量を足し合わせることで求められる。朱太川河口に位置する寿都低地では、沖積層の基底深度のうち、最も深いものの深度は、44.6 m であり（4.2.1 参照）、過去 12～13 万年間の隆起量は約 12～21 m（11.6～20.9 m）と推定されることから、過去 12～13 万年間の下刻量は両者の和、すなわち約 56～66 m と推定される。また、寿都低地以外の文献調査対象地区の河川沿いでは、幡谷ほか（2016）による経験的知見に基づき推定すると、MIS 5e の海成段丘堆積物上面高度から推定される文献調査対象地区の隆起量は、上記のとおり約 12～29 m であり、これに 100 m を加えた 112～129 m を超えることはないと考えられる。

大陸棚における過去 10 万年程度の最大侵食量については、文献調査対象地区の大陸棚が地殻変動の傾向が不明な地域もあるものの、全体的に隆起傾向にあると判断できることから(5.1.2 (2) 参照)、隆起量と侵食量が釣り合っているという仮定のもと、過去 10 万年程度の隆起量から推定する。大陸棚における過去 10 万年程度の隆起量については、MIS 5e の海成段丘面堆積物上面高度から推定される文献調査対象地区の隆起量により、上記のとおり、12~29 m と推定できる。また、上記の沿岸部の沖積低地の値を、現海岸線付近の大陸棚に適用すると、旧朱太川の埋没谷沿いで約 56~66 m、それ以外の埋没谷沿いで 112~129 m を超えることはないと考えられる。

以上のことから、文献調査対象地区では、(ア) の基準に該当する場所、すなわち過去 10 万年程度における最大侵食量が 300 m を超える場所は認められない。

## 6.2 10 万年後程度における侵食による深度の減少

将来 10 万年後程度における侵食量について、概要調査地区選定段階(文献調査の段階)では以下の仮定を置いて推定する。

- ・ 現在の地殻変動様式・応力場になったと考えられる時代以降、10 万年スケールでの隆起・沈降運動は一定の速さで継続している。
- ・ 過去約 12~13 万年間の気候・海水準変動が将来 10 万年後程度においても繰り返される。

文献調査対象地区が現在の地殻変動様式・応力場に置かれた時代は、約 150 万年前からと推定される(5.1.1 参照) ことから、上記の仮定に基づけば、基本的には過去 10 万年程度において推定された最大侵食量を、そのまま将来 10 万年後に想定される最大侵食量とみなすことができる。文献調査対象地区およびその周辺地域では、約 20 万年前(MIS 7) から約 10 万年前(MIS 5e) にかけて隆起速度が小さくなった可能性はあるが(5.1.3 (1) (ii) 参照)、上記の最大侵食量よりは小さくなる方向である。そのほかにこのような推定の方法に影響を与えるような状況は、文献調査対象地区およびその周辺地域には見当たらない(5.1.2, 5.2.2 など)。したがって、過去 10 万年程度において推定された最大侵食量に基づけば、文献調査対象地区では、(イ) の基準に該当する場所、すなわち 10 万年後程度における最大侵食量が 230 m を超える場所は認められない。

なお、沿岸部の沖積低地では、氷期の海面低下によって河口付近で下刻が生じると考えられる河川は、寿都低地を流れる朱太川であると考えられ、過去 10 万年程度において推定された最大侵食量に基づけば、約 56~66 m であるため、(イ) の基準に該当しない。

一方、マスマーブメントにより、将来 10 万年後に(イ) の基準に該当する規模、すなわち 230 m を超える深度減少量をもたらす可能性のある場の有無や範囲については、文献情報や既存データの読み取り・分析では評価することができない(5.2.4 参照)。

## 6.3 概要調査に向けた考え方

文献調査において十分に評価できなかった点について、概要調査では、「侵食」などの影響が及ばないように「最終処分を行おうとする地層及びその周辺の地層」(対象地層等)を選ぶことから、個別の現象を対象地層等からの距離などの影響の大きさに応じて詳細度を変えて調査・評価する。

「侵食」を含む「地震等の自然現象による地層の著しい変動」などの広域的な現象は、基本的に概要調査により把握し、許容リスク内である(「おそれが少ない」など) ことの確認が難しいものも含めて、影響が及ぶ範囲を対象地層等から除外する、という結論を得ることが基本的にはできると



考えられる。

第5章では、基準（ア）および基準（イ）への該当性の確認のための知見を整理している。これらのうち、基準の該当性の十分な評価ができなかったものについて、以下に示す。

- ・ 内陸部の下刻量については、河川の中～上流部における下刻量・下刻速度に関する情報を確認することができなかった。
- ・ 将来発生する地すべり・崩壊による地下施設設置深度の減少量については、得られた文献・データでは評価することができていない。

また、評価の過程では、必ずしも（ア）（イ）の基準に抵触するわけではないが、評価の信頼性向上のために必要と考えられる点について、その例を以下に示す。

- ・ 内陸部の過去数十万年の隆起について評価するための更新世の地層の堆積過程や年代の情報が不足している。削剥については、文献調査対象地区およびその周辺地域における低温領域の熱年代法を適用した事例がなく、時間代表性を確認できていない。
- ・ 寿都半島沿岸部について、MIS 5eの海成段丘面から推定される過去12～13万年間の隆起速度より、それより前の海成段丘面から推定される隆起速度のほうが大きい可能性がある。この可能性を判断するために必要なMIS 7以前の段丘面の段丘堆積物上面高度や堆積時期の年代に関する情報が不足している。
- ・ 朱太川河口に位置する寿都低地の河川による下刻量について、得られた沖積層基底深度の位置が現海岸線よりやや上流でありやや過小評価している可能性がある。また、朱太川以外の現河口付近の沖積層基底深度については確認されなかった。

これらの調査・評価方法と概要調査での評価の見通しを示す。全般的には、産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編（2007）、同研究所深部地質環境研究コア編（2012）、原子力規制委員会（2021）などを必要に応じて参照する。

内陸部の下刻量・下刻速度については、文献調査対象地区およびその周辺地域における形成年代が制約された河成段丘（例えば、高木ほか，2000；山元，2006；渡壁ほか，2014）および穿入蛇行跡の流路堆積物（例えば、安江ほか，2014；小形ほか，2021）の現河床からの比高を調査することで、河川の中～上流部における下刻量・下刻速度を評価できる可能性がある。

内陸部の $10^5\sim 10^6$ 年スケールの隆起量・隆起速度の信頼性を高めるためには、対象とした地層（瀬棚層、尻別川層および鮎川層など）の堆積過程の情報と堆積年代の情報が必要である。また、氷期・間氷期サイクルに対応して形成された河成段丘面における1サイクル分の地形面オフセット量に基づいた過去10万年程度の隆起量（吉山・柳田，1995；田力・池田，2005；幡谷，2006）が、文献調査対象地区またはその周辺地域において適用可能であれば、さらに信頼性を高めることができる。

内陸部の削剥量・削剥速度については、低温領域の熱年代法を文献調査対象地区およびその周辺の山地に適用できれば、数十万年よりも長い時間スケールにおける山地の平均削剥速度を推定できる可能性がある（末岡ほか，2015；小形・末岡，2021）。また、宇宙生成核種法によって山地流域における $10^2\sim 10^3$ 年スケールの削剥速度（松四ほか，2014）についても同様に用いることができる可能性がある。これらを組み合わせることにより、内陸部の削剥量・削剥速度の信頼性を高めることができる。

沿岸部の隆起量・隆起速度については、文献調査対象地区およびその周辺地域における段丘面の

段丘堆積物上面高度や堆積時期の年代を取得することで、信頼性を高めることができる。特に情報が不足している MIS 7 以前の段丘の情報の取得により、過去における地殻変動の傾向の推定に関する信頼性が向上すると考えられる。また、同様の目的として、沖積平野における沖積層中の旧海面高度指標を認定できれば、その高度と後氷期における地域特有のハイドロアイソスタシーの影響を含んだ相対的海水準との差から、その地点の  $10^2 \sim 10^3$  年スケールでの隆起・沈降の傾向ならびに、その速度についても推定することができる（例えば、Niwa and Sugai, 2020, 2021）。

沿岸部の下刻量・下刻速度については、朱太川を含む現河口付近において、ボーリング調査により沖積層基底深度を得ることで、信頼性を高めることができる。

将来発生する地すべり・崩壊による地下施設設置深度の減少量については、航空レーザ測量データおよびマルチビーム音響測深による地形情報、ボーリング調査や物理探査などによる地質構造ならびに地下水状況および比抵抗分布などの詳細な地下の地質情報の拡充により（例えば、木下ほか, 2016）、評価が可能であると考えられる。

河川の側方侵食については、反射法地震探査やボーリング調査などにより、埋没谷の内部構造を空間的に把握することで、過去の谷幅を評価できる可能性がある。また、海食については、将来の海水準変動には不確かさがあるため、将来約 10 万年間またはより長期間において生じる海食崖の後退量の推定には、地形発達シミュレーション（例えば、野上, 2011；井上・田中, 2013；日本原子力研究開発機構, 2021）により検討する方法が考えられる。同様に、河川の側方侵食についても、地形発達シミュレーションの適用が考えられる。

## 引用文献

- 吾妻 崇, 後藤秀昭, 下川浩一, 奥村晃史, 寒川 旭, 杉山雄一, 町田 洋, 黒澤英樹, 信岡 大, 三輪敦志 (2004) 黒松内低地断層帯の最新活動時期と地下地質構造, 活断層・古地震研究報告, 4, pp. 45–64.
- Berends, C. J., De Boer, B., Van De Wal, R. S. W. (2021) Reconstructing the evolution of ice sheets, sea level, and atmospheric CO<sub>2</sub> during the past 3.6 million years, *Climate of the Past*, 17, 1, pp. 361–377.
- Berger, A., Loutre, M. F. (2002) An exceptionally long interglacial ahead?, *Science*, 297, 5585, pp. 1287–1288.
- 千木良雅弘 (2015) 深層崩壊の場所の予測と今後の研究展開について, *応用地質*, 56, 5, pp. 200–209.
- 地質環境の長期安定性研究委員会 (2011) 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.
- Choi, D. L., Lee, Y. K., Shin, D. H., Jung, S. K., Kum, B. C. (2019) Pleistocene forced regressive deposits on the Korea Strait shelf influenced by tectonic and ocean currents, *Geo-Marine Letters*, 39, 6, pp. 493–511.
- Creveling, J. R., Mitrovica, J. X., Clark, P. U., Waelbroeck, C., Pico, T. (2017) Predicted bounds on peak global mean sea level during marine isotope stages 5a and 5c, *Quaternary Science Reviews*, 163, pp. 193–208.
- 檀原 毅 (1971) 日本における最近 70 年間の総括的上下変動, *測地学会誌*, 17, 3, pp. 100–108.
- 道家涼介, 谷川晋一, 安江健一, 中安昭夫, 新里忠史, 梅田浩司, 田中竹延 (2012) 日本列島における活断層の活動開始時期の空間的特徴, *活断層研究*, 37, pp. 1–15.
- Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., Horton, B. P., Rahmstorf, S., Raymo, M. E. (2015) Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods, *Science*, 349, 6244, doi: 10.1126/science.aaa4019.
- 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) 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.
- 藤本和徳, 高橋徹哉, 鈴木隆広編 (2004) 北海道市町村の地熱・温泉ボーリングデータ集, 北海道立地質研究所.
- 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄 (1999) 日本列島における侵食速度の分布, *サイクル機構技報*, 5, pp. 85–93.
- 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄 (2001) 日本列島における侵食速度の分布 (CD-ROM 版), JNC TN7410 2001-015, 核燃料サイクル開発機構 東濃地科学センター.
- 藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二 (2004) 日本列島の最近約 10 万年間の隆起速度の分布, *月刊地球*, 26, 7, pp. 442–447.
- 藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二, 守屋俊文 (2005) 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究, *原子力バックエンド研究*, 11, 2, pp. 113–124.
- Ganopolski, A., Winkelmann, R., Schellnhuber, H. J. (2016) Critical insolation–CO<sub>2</sub> relation for diagnosing past and future glacial inception, *Nature*, 529, pp. 200–203.
- 原子力発電環境整備機構 (2020) 北海道寿都郡寿都町 文献調査計画書.
- 原子力規制委員会 (2021) 第二種廃棄物埋設の廃棄物埋設地に関する審査ガイド (最終改正: 令和 4 年 4 月 20 日).
- 原子力規制委員会 (2022) 特定放射性廃棄物の最終処分における概要調査地区等の選定時に安全確

保上少なくとも考慮されるべき事項.

- 後藤秀昭 (2013) 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, 73, 特輯号.
- 後藤秀昭 (2014) 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, 74, 特輯号.
- 濱田崇臣, 幡谷竜太 (2011) 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, 電力中央研究所報告, N10050.
- 長谷川浩一, 若松加寿江, 松岡昌志 (2005) ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布, 自然災害科学, 24, 3, pp. 287–301.
- 幡谷竜太 (2006) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (3) —過去 10 万年間の隆起量分布により明らかにされる内陸部の地殻運動—, 電力中央研究所報告, N05017.
- 幡谷竜太, 柳田 誠, 鳥越祐司, 佐藤 賢 (2016) 後期更新世以降の現海外線付近での下刻, 応用地質, 57, 1, pp. 15–26.
- Heusser, L. E., Morley, J. J. (1985) Pollen and radiolarian records from deep-sea core RC14-103: Climatic reconstructions of northeast Japan and Northwest Pacific for the last 90,000 years, Quaternary Research, 24, 1, pp. 60–72.
- 広田知保, 和田信彦, 横山英二, 菅 和哉 (1985) 北海道水理地質図「倶知安」及び説明書, 北海道水理地質図幅, 7, 北海道立地下資源調査所.
- 北海道電力 (2013a) 第 33 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2013 年 10 月 16 日開催) .
- 北海道電力 (2013b) 第 18 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2013 年 9 月 11 日開催) .
- 北海道電力 (2013) 泊発電所 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波の影響に関する安全性評価 地質調査結果報告書.
- 北海道電力 (2015) 泊発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書 (3 号発電用原子炉施設の変更) .
- 北海道電力 (2016a) 第 410 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2016 年 10 月 21 日開催) .
- 北海道電力 (2016b) 第 404 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2016 年 9 月 30 日開催) .
- 北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会 (2000) 北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会報告書.
- 五十嵐八枝子, 成瀬敏郎, 矢田貝真一, 檀原 徹 (2012) 北部北海道の剣淵盆地における MIS 7 以降の植生と気候の変遷史—特に MIS 6/5e と MIS 2/1 について, 第四紀研究, 51, 3, pp. 175–191.
- Igarashi, Y. (2016) Vegetation and climate during the LGM and the last deglaciation on Hokkaido and Sakhalin Islands in the northwest Pacific, Quaternary International, 425, pp. 28–37.
- Iinuma, T., Kato, T., Hori, M. (2005) Inversion of GPS velocity and seismicity data to yield changes in stress in the Japanese Islands, Geophysical Journal International, 160, 2, pp. 417–434.
- 池田安隆 (1990) 侵食と隆起: 山脈形成論の観測的基礎, 地震 第 2 輯, 43, pp. 137–152.
- 池谷仙之, 林 慶一 (1982) 北海道渡島半島黒松内地方の地質, 地質学雑誌, 88, 7, pp. 613–632.
- 今泉俊文, 渡島半島活断層研究グループ (1982) 黒松内低地帯の活断層, 日本地理学会予稿集, 22,

pp. 98–99.

井上 信, 田中 靖 (2013) グリット型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, 34, 2, pp. 147–165.

海上保安庁水路部 (1995) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 寿都, 海図, 第 6325 号<sup>1-S</sup>.

貝塚爽平 (1998) 発達史地形学, 東京大学出版会.

活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会.

経済産業省資源エネルギー庁 (2023) 文献調査段階の評価の考え方, [https://www.meti.go.jp/shingikai/enecho/denryoku\\_gas/radioactive\\_waste/20231102\\_literature.html](https://www.meti.go.jp/shingikai/enecho/denryoku_gas/radioactive_waste/20231102_literature.html), 2023 年 11 月 10 日閲覧.

木下篤彦, 石塚忠範, 高原晃宙, 瀬戸秀治, 野池耕平, 森 加代子, 水野秀明 (2016) 深層崩壊の発生する恐れのある斜面抽出技術手法及びリスク評価手法に関する研究, 土木研究所資料, 4333.

小疇 尚, 野上道男, 小野有五, 平川一臣編 (2003) 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会.

小池一之, 町田 洋編 (2001) 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会.

小嶋 智 (2018) 応用地質学的視点からみた山体重力変形地形研究の進展と展望, 地質学雑誌, 124, 11, pp. 889–897.

国土地理院 (1997) 日本の地殻水平歪図, <https://www.gsi.go.jp/cais/HIZUMI-hizumi.html>, 2023 年 9 月 25 日閲覧.

国土地理院 (2015) 治水地形分類図解説書, 国土地理院技術資料, D1, 746.

国土地理院: 一等水準点検測成果集録 水準点変動図閲覧ページ, <https://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/level/KENSOKUSYUROKU/>, 2021 年 9 月 7 日閲覧.

国土地理院: 数値標高モデル, 基盤地図情報ダウンロードサービス, <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>, 2023 年 8 月 17 日閲覧.

国土地理院: 地理院タイル, <https://maps.gsi.go.jp/development/ichiran.html>, 2023 年 5 月 11 日閲覧.

国土地理院: 電子基準点データ提供サービス, <https://terras.gsi.go.jp/>, 2021 年 8 月 18 日閲覧.

国土交通省: 国土地盤情報検索サイト KuniJiban, <http://www.kunijiban.pwri.go.jp>, 2023 年 11 月 27 日閲覧.

国土交通省: 国土数値情報 (行政区域データ), <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>, 2023 年 8 月 18 日閲覧.

国土交通省: 国土数値情報 (海岸線データ), <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>, 2023 年 8 月 18 日閲覧.

国土交通省: 国土数値情報 (河川データ), <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>, 2022 年 4 月 21 日閲覧.

国立防災科学技術センター (1969) 第四紀地殻変動図.

国立防災科学技術センター (1973) 第四紀地殻変動図説明書 (概要) .

Korup, O., Hayakawa, Y., Codilean, A. T., Matsushi, Y., Saito, H., Oguchi, T., Matsuzaki, H. (2014) Japan's sediment flux to the Pacific Ocean revisited, *Earth-Science Reviews*, 135, pp. 1–16.

久保和也, 石田正夫, 成田英吉 (1983) 長万部地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 札幌 (4) 第 48 号, 地質調査所.

Lisiecki, L. E., and Raymo M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.

Marshall, J. A., Roering, J. J., Bartlein, P. J., Gavin, D. J., Granger, D. E., Rempel, A. W., Praskiewicz, S. J.,



- Hales, T. C. (2015) Frost for the trees: Did climate increase erosion in unglaciated landscapes during the late Pleistocene?, *Science Advances*, 1, 10, e1500715, doi: 10.1126/sciadv.1500715.
- 松四雄騎, 松崎浩之, 千木良雅弘 (2014) 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*, 54, 6, pp. 272–280.
- 松末和之, 藤原 治, 末吉哲雄 (2000) 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候, *サイクル機構技報*, 6, pp. 93–104.
- Matsu'ura, T., Komatsubara, J., Wu, C. (2019) Accurate determination of the Pleistocene uplift rate of the NE Japan forearc from the buried MIS 5e marine terrace shoreline angle, *Quaternary Science Reviews*, 212, pp. 45–68.
- 宮内崇裕 (1988) 東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年, *地理学評論*, 61 (Ser.A), 5, pp. 404–422.
- 宮内崇裕 (1990) 日本海東縁海岸地域の完新世地震性地殻変動, *地学雑誌*, 99, 4, pp. 390–391.
- 宮内崇裕 (2012) 海岸部を襲う直下型地震: 懸念される海底活断層と地震性地殻変動, *科学*, 82, 6, pp. 651–661.
- 森木ひかる, 隈元 崇, 中田 高, 後藤秀昭, 泉 紀明, 西澤あずさ (2017) アナグリフ画像による日本周辺の海底地すべりの判読と分布特性の検討, *海洋情報部研究報告*, 54, pp. 1–16.
- 村上 亮, 小沢慎三郎 (2004) GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義, *地震 第 2 輯*, 57, pp. 209–231.
- 村松弘規, 高松直史, 阿部 聡, 古屋智秋, 加藤知瑛, 大野圭太郎, 畑中雄樹, 攪上泰亮, 大橋和幸 (2021) 新しい GEONET 解析ストラテジによる電子基準点日々の座標値 (F5 解・R5 解) の公開, *国土地理院時報*, 134, pp. 19–32.
- 日本地形学連合編 (2017) 地形の辞典, 朝倉書店.
- 日本第四紀学会編 (1987) 日本第四紀地図 解説, 東京大学出版会.
- 日本原子力研究開発機構 (2021) 廃棄物埋設における性能評価に関する研究, 令和 2 年度原子力規制庁委託成果報告書.
- 日本水路協会 (2008) 海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ M7009 Ver.2.0 北海道西部.
- Niwa, Y., Sugai, T. (2020) An assessment of coastal tectonics along the Sanriku coast, northeast Japan, from a Holocene sedimentary succession in the Kuji plain, *Marine Geology*, 424, 106165, doi: 10.1016/j.margeo.2020.106165.
- Niwa, Y., Sugai, T. (2021) Millennial-scale vertical deformation of the Hachinohe coastal plain (NE Japan), *Geomorphology*, 389, 107835, doi: 10.1016/j.geomorph.2021.107835.
- 野上道男 (1981) 河川縦断面形の発達過程に関する数学モデルと多摩川の段丘形成のシミュレーション, *地理学評論*, 54, 2, pp. 86–101.
- 野上道男 (2011) 地形発達シミュレーションの枠組みと実行例, *地学雑誌*, 120, 3, pp. 486–501.
- 能條 歩, 鈴木明彦 (1999) 貝殻密集層のタフォノミー—軟体動物化石と有孔虫化石の複合解析による堆積過程の復元—, *地質学論集*, 54, pp. 35–54.
- 能條 歩, 長谷川四郎, 岡田尚武, 都郷義寛, 鈴木明彦, 松田敏孝 (1999) 西南北海道瀬棚層の広域的岩相層序区分と生層序年代, *地質学雑誌*, 105, 5, pp. 370–388.
- 小形 学, 小松哲也, 中西利典 (2021) 長石光ルミネッセンス (OSL) 年代測定法を用いた穿入蛇行河川堆積物の年代推定: 紀伊山地十津川の事例, *第四紀研究*, 60, 2, pp. 27–41.

- 小形 学, 末岡 茂 (2021) 光ルミネッセンス (OSL) を用いた超低温領域の熟年代学, *RADIOISOTOPES*, 70, 3, pp. 159–172.
- 岡田 誠 (2022) チバニアン GSSP の特徴と, その学術上の意義, *学術の動向*, 27, 11, pp. 73–77.
- 岡村行信 (1990) 四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動, *地質学雑誌*, 96, 3, pp. 223–237.
- 岡村行信 (2002) 新第三紀以降の歪集中帯, 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, pp. 111–121.
- 岡 孝雄 (2006) 北海道沿岸域の沖積層研究の現状, *地質学論集*, 59, pp. 53–72.
- 奥村晃史 (1983) 黒松内低地帯の活構造と地形発達, *日本地理学会予稿集*, 23, pp. 30–31.
- 奥村晃史 (2003) 黒松内低地帯—半島を分断する凹地帯, 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. 288–292.
- Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M., Miura, H. (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes, *Quaternary Science Reviews*, 91, pp. 42–61.
- 小野有五 (1990) 北の陸橋, *第四紀研究*, 29, 3, pp. 183–192.
- 小野有五, 五十嵐八枝子 (1991) 北海道の自然史—氷期の森林を旅する—, 北海道大学図書刊行会.
- 大谷武史 (1999) 北海道後志地方沿岸の波食棚について, *北海道地理*, 73, pp. 57–68.
- 大八木規夫, 内山庄一郎, 小倉 理 (2015) 地すべり地形分布図 第 60 集「関東中央部」 地すべり地形分布図の作成方法と活用の手引き, *防災科学技術研究所研究資料*, 394, pp. 1–14.
- Raab, G., Egli, M., Norton, K., Dahms, D., Brandová, D., Christl, M., Scarciglia, F. (2019) Climate and relief-induced controls on the temporal variability of denudation rates in a granitic upland, *Earth Surface Processes and Landforms*, 44, 13, pp. 2570–2586.
- Raymo, M. E., Mitrovica, J. X. (2012) Collapse of polar ice sheets during the stage 11 interglacial, *Nature*, 483, 7390, pp. 453–456.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure and Applied Geophysics*, 157, pp. 2303–2322.
- 鷺谷 威 (2002) 明治期以降の歪み集中帯, 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, pp. 133–150.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編 (2007) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料—長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方—, *地質調査総合センター研究資料集*, 459.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料—立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性—, *地質調査総合センター研究資料集*, 560.
- 佐藤智之 (2022) 沿岸域の地下構造モデル構築を目指して—周辺の陸域地質・地質背景との関連性—, *号外地球*, 73, pp. 79–86.
- 瀬川秀良 (1967) 北海道寿都地方の海岸段丘, *東北地理*, 19, 1, pp. 10–14.
- 清水文健, 井口 隆, 大八木規夫 (2010) 地すべり地形分布図第 45 集「岩内」, *防災科学技術研究所研究資料*, 339.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E. K. (2007) Eustatic sea level during past interglacials, In: Sirocko, F.,

- Claussen, M., Sánchez Goñi, M. F., Litt, T. (Eds.), *The Climate of Past Interglacials*, Elsevier, pp. 75–92.
- 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG (2017) 地層処分に関する地域の科学的な特性の提示に係る要件・基準の検討結果 (地層処分技術 WG とりまとめ) .
- Spratt, R. M., Lisiecki, L. E. (2016) A Late Pleistocene sea level stack, *Climate of the Past*, 12, pp. 1079–1092.
- 末岡 茂, 堤 浩之, 田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用, *地球科学*, 69, 1, pp. 47–70.
- Sueoka, S., Tagami, T. (2019) Low-temperature thermochronological database of bedrock in the Japanese Islands, *Island Arc*, 28, 4, e12305, doi: 10.1111/iar.12305.
- 末岡 茂, 田上高広 (2019) 低温領域の熱年代学の原理と地殻浅部のテクトニクスへの応用, *地学雑誌*, 128, 5, pp. 707–730.
- 須貝俊彦, 松島 (大上) 紘子, 水野清秀 (2013) 過去 40 万年間の関東平野の地形発達史—地殻変動と氷河性海水準変動の関わりを中心に—, *地学雑誌*, 122, 6, pp. 921–948.
- 鈴木明彦 (1989) 西南北海道黒松内地域の瀬棚層の貝類化石群, *地球科学*, 43, 5, pp. 277–289.
- 鈴木 守, 山岸宏光, 高橋功二, 庄谷幸夫 (1981) 5 万分の 1 地質図幅「寿都」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 36 号, 北海道立地下資源調査所.
- 鈴木隆介 (2000) 建設技術者のための地形図読図入門 第 3 巻 段丘・丘陵・山地, 古今書院.
- 平 朝彦 (2002) 日本海東縁の変動と日本列島のテクトニクス, 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, pp. 3–15.
- 田力正好, 池田安隆 (2005) 段丘面の高度分布からみ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*, 44, 4, pp. 229–245.
- 田力正好, 池田安隆 (2013) 8-8 島弧規模の大地形, および島弧内の山地・盆地の形成—特に東北日本弧を中心として—, 日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編: デジタルブック最新第四紀学 (第 2 刷), 日本第四紀学会, pp. 8-156–8-201.
- 高木俊男, 柳田 誠, 藤原 治, 小澤昭男 (2000) 河岸段丘から推定した河床高度変化の歴史, *地学雑誌*, 109, 3, pp. 366–382.
- 高見智之 (2015) 細密 DEM を活用した地形解析に基づく重力変形斜面の類型化, *応用地質*, 56, 5, pp. 210–218.
- Terakawa, T., Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, doi: 10.1029/2009TC002626.
- 東宮昭彦, 宮城磯治 (2020) 洞爺噴火の年代値, *火山*, 65, 1, pp. 13–18.
- 椿原慎一, 長谷川四郎, 丸山俊明 (1989) 西南北海道黒松内地域の上部新生界—とくに黒松内層の層序と微化石年代について—, *地質学雑誌*, 95, 6, pp. 423–438.
- Uchide, T., Shiina, T., Imanishi, K. (2022) Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2022JB024036, doi: 10.1029/2022JB024036.
- 上野将司, 山岸宏光 (2002) わが国の岩盤崩壊の諸例とその地形地質学的検討—とくに発生場と発生周期について—, *地すべり*, 39, 1, pp. 40–47.
- 渡壁卓磨, 松四雄騎, 小玉芳敬, 進木美穂, 松崎浩之 (2014) 宇宙線生成核種  $^{10}\text{Be}$  を用いた岩盤侵食河川の下刻速度の推定: 鳥取県小鹿溪谷の例, *地形*, 35, 2, pp. 131–146.

- 渡辺 寧 (1993a) 岩脈・火口配列に基づく西南北海道北部の新生代後期の応力場, 地質学雑誌, 99, 2, pp. 105–116.
- 渡辺 寧 (1993b) 西南北海道北部の火山列—ニセコ-羊蹄火山列はなぜ曲がったのか?—, 石井次郎教授追悼論文集, pp. 147–154.
- Watanabe, Y. (1995) Epithermal vein-type mineralization in a compressive stress field, southwest Hokkaido, Japan, *Global Tectonics and Metallogeny*, 5, 1&2, pp. 19–27.
- Watanabe, Y. (2002) Late Cenozoic metallogeny of Southwest Hokkaido, Japan, *Resource Geology*, 52, 3, pp. 191–210.
- 八木下晃司 (2011) 岩相解析および堆積構造 増補・改訂版, 古今書院.
- 山岸宏光, 国府谷盛明, 安藤重幸 (1976) 5 万分の 1 地質図幅「島古丹」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 26 号, 北海道立地下資源調査所.
- 山岸宏光 (1984) 5 万分の 1 地質図幅「歌棄」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 37 号, 北海道立地下資源調査所.
- 山岸宏光, 伊藤陽司 (1993) 北海道における地すべり地形の分布からみた地質分帯, 地すべり, 30, 2, pp. 1–9.
- 山岸宏光 (1998) 北海道における高速ランドスライド, 地すべり, 34, 4, pp. 19–26.
- 山元孝広 (2006) 宇都宮市宝積寺段丘で掘削された UT05 コアの層序記載と鬼怒川の堆積侵食履歴, 地質調査研究報告, 57, 7/8, pp. 217–228.
- 安江健一, 高取亮一, 谷川晋一, ニノ宮 淳, 棚瀬充史, 古澤 明, 田力正好 (2014) 内陸部における侵食速度の指標に関する検討: 環流丘陵を伴う旧河谷を用いた研究, 地質学雑誌, 120, 12, pp. 435–445.
- 米倉伸之 (1990) 展望: 日本における変動地形研究, 米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄編: 変動地形とテクトニクス, 古今書院, pp. 203–222.
- 吉山 昭, 柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動, 地学雑誌, 104, 6, pp. 809–826.

## 添付資料 A 情報を抽出した文献・データのリスト

北海道寿都郡寿都町の文献調査において、隆起・侵食に関する情報を抽出した文献・データは、以下に示す 207 件であった。

### A

赤松守雄 (2003) 北海道の自然史, 北海道出版企画センター。

吾妻 崇, 下川浩一, 寒川 旭, 杉山雄一, 桑原拓一郎, 奥村晃史, 黒澤英樹, 信岡 大, 三輪敦志 (2003) 黒松内低地断層帯における断層活動履歴調査, 活断層・古地震研究報告, 3, pp. 1-22.

吾妻 崇, 後藤秀昭, 下川浩一, 奥村晃史, 寒川 旭, 杉山雄一, 町田 洋, 黒澤英樹, 信岡 大, 三輪敦志 (2004) 黒松内低地断層帯の最新活動時期と地下地質構造, 活断層・古地震研究報告, 4, pp. 45-64.

### B

防災科学技術研究所: 強震観測網 (K-NET, KiK-net), <https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>, 2023 年 11 月 27 日閲覧。

防災科学技術研究所: 地すべり地形 GIS データ, [https://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied\\_tech\\_note/landslidemap/gis.html](https://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied_tech_note/landslidemap/gis.html), 2023 年 5 月 19 日閲覧。

### C

地質環境の長期安定性研究委員会 (2011) 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。  
Creveling, J. R., Mitrovica, J. X., Clark, P. U., Waelbroeck, C., Pico, T. (2017) Predicted bounds on peak global mean sea level during marine isotope stages 5a and 5c, *Quaternary Science Reviews*, 163, pp. 193-208.

### D

第四紀地殻変動研究グループ (1968) 第四紀地殻変動図, 第四紀研究, 7, 4, pp. 182-187.

檀原 毅 (1970) 日本における平均海面の永年変化とそれにともなう問題点について, 測地学会誌, 16, 1-2, pp. 1-8.

檀原 毅 (1971) 日本における最近 70 年間の総括的上下変動, 測地学会誌, 17, 3, pp. 100-108.

道家涼介, 谷川晋一, 安江健一, 中安昭夫, 新里忠史, 梅田浩司, 田中竹延 (2012) 日本列島における活断層の活動開始時期の空間的特徴, 活断層研究, 37, pp. 1-15.

### F

藤本和徳 (1995) 道内市町村の地熱・温泉ボーリング, 第 33 回試錐研究会講演資料集, pp. 55-65, 北海道立地下資源調査所。

藤本和徳, 高橋徹哉, 鈴木隆広編 (2004) 北海道市町村の

地熱・温泉ボーリングデータ集, 北海道立地質研究所。  
藤原 治, 三箇智二, 大森博雄 (1999) 日本列島における侵食速度の分布, サイクル機構技報, 5, pp. 85-93。  
藤原 治, 三箇智二, 大森博雄 (2001) 日本列島における侵食速度の分布 (CD-ROM 版), JNC TN7410 2001-015, 核燃料サイクル開発機構 東濃地科学センター。  
藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二 (2004) 日本列島の最近約 10 万年間の隆起速度の分布, 月刊地球, 26, 7, pp. 442-447。  
藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二, 守屋俊文 (2005) 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究, 原子力バックエンド研究, 11, 2, pp. 113-124。  
深畑幸俊, 岡崎智久, 西村卓也 (2022) GNSS データに基づく日本列島の歪み速度場と島弧間および島弧内変動, 地学雑誌, 131, 5, pp. 479-496。  
福田正己 (1982) 北海道における凍結・融解の繰返し出現頻度の分布—ソリフラクションに関連して—, 若松五郎編: 北海道全域における積雪の分布と特性およびにそれが地面凍結, 植生, 昆虫生態に及ぼす影響に関する研究, 北海道大学低温科学研究所, pp. 77-86。

### H

萩原法子 (1990) 黒松内低地帯における更新世中期の古環境, 春日井昭教授退官記念論文集, pp. 87-92.

萩原法子, 矢野牧夫 (1994) 渡島半島におけるブナ林の北限到達年代, 北海道開拓記念館研究年報, 22, pp. 1-9.

長谷川浩一, 若松加寿江, 松岡昌志 (2005) ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布, 自然災害科学, 24, 3, pp. 287-301.

橋本 学, 多田 堯 (1988) 北海道地方の水平変動とテクトニクス, 地震 第 2 輯, 41, 1, pp. 29-38.

広瀬 亘, 岩崎深雪, 中川光弘 (2000) 北海道中央部～西部の新第三紀火成活動の変遷: K-Ar 年代, 火山活動様式および全岩化学組成から見た東北日本弧北端の島弧火成活動の変遷, 地質学雑誌, 106, 2, pp. 120-135.

広田知保, 和田信彦, 横山英二, 菅 和哉 (1985) 北海道水理地質図「俱知安」及び説明書, 北海道水理地質図幅, 7, 北海道立地下資源調査所。

広田知保, 和田信彦, 横山英二, 菅 和哉 (1986) 北海道水理地質図「伊達・八雲」及び説明書, 北海道水理地質図幅, 12, 北海道立地下資源調査所。

北海道電力 (2009) 泊発電所 1 号機及び 2 号機「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果 報告書。

北海道電力 (2011) 泊発電所 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波

- の影響に関する安全性評価 中間報告書。  
北海道電力 (2011) 平成 23 年東北地方太平洋沖地震を踏  
まえた新耐震指針に照らした既設発電用原子炉施設等の  
耐震安全性の評価結果の報告に係る原子力安全・保安院  
における検討に際しての意見の追加への対応に基づく報  
告について (平成 23 年 5 月)。  
北海道電力 (2013) 泊発電所 平成 23 年東北地方太平洋沖  
地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波  
の影響に関する安全性評価 地質調査結果報告書。  
北海道電力 (2013) 泊発電所の発電用原子炉設置変更許可  
申請書 (1 号及び 2 号発電用原子炉施設の変更)。  
北海道電力 (2015) 泊発電所の発電用原子炉設置変更許可  
申請書 (3 号発電用原子炉施設の変更)。  
北海道電力:北海道電力株式会社 泊発電所 (3 号炉) 関連  
審査会合。  
北海道電力:北海道電力株式会社 泊発電所 (1・2 号炉)  
関連審査会合。  
北海道土木地質データ集大成委員会編 (2017) 北海道地方  
土木地質図および同解説書, 日本応用地質学会北海道支  
部。  
北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会  
(2000) 北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討  
委員会報告書。  
「北海道の地すべり 2012」編集委員会編 (2012) 北海道  
の地すべり 2012, 北海道地すべり学会。  
北海道立総合研究機構, 産業技術総合研究所 (2011) 沿岸  
海域における活断層調査 黒松内低地断層帯 (海域部) 成  
果報告書, 地震調査研究推進本部。  
星野フサ, 萩原法子, 神谷美由紀, 曾禰多佳子, 土屋裕志,  
小原正寿, 松代理佳, 柳沢真弥子 (1990) 中期更新世以  
降の古環境変遷—特に黒松内低地帯について—, 春日井  
昭教授退官記念論文集, pp. 77-86.
- I**  
五十嵐八枝子 (1990) 花粉化石から探る森林の歴史—北海  
道の 3 万年間—, 日本林学会北海道支部論文集, 38, pp.  
1-9。  
五十嵐八枝子 (2010) 北海道とサハリンにおける植生と気  
候の変遷史—花粉から植物の興亡と移動の歴史を探る  
—, 第四紀研究, 49, 5, pp. 241-253。  
Igarashi, Y., Zharov, A. E. (2011) Climate and  
vegetation change during the late Pleistocene and  
early Holocene in Sakhalin and Hokkaido, northeast  
Asia, *Quaternary International*, 237, pp. 24-31。  
五十嵐八枝子, 成瀬敏郎, 矢田貝真一, 檀原 徹 (2012)  
北部北海道の剣淵盆地における MIS 7 以降の植生と気  
候の変遷史—特に MIS 6/5e と MIS 2/1 について—, 第四  
紀研究, 51, 3, pp. 175-191。  
Igarashi, Y. (2016) Vegetation and climate during the  
LGM and the last deglaciation on Hokkaido and  
Sakhalin Islands in the northwest Pacific, *Quaternary  
International*, 425, pp. 28-37.
- J**  
地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 黒松内低地  
断層帯の長期評価について。  
地すべり学会北海道支部編 (1999) 北海道の地すべり'99。  
楢原京子, 黒澤英樹, 小坂英輝, 三輪敦志, 今泉俊文 (2013)  
黒松内低地断層帯・熱帯原野の断層露頭, 活断層研究,  
38, pp. 17-28.
- K**  
海上保安庁 (1996) 20 万分の 1 海底地形図「日本北海道  
西岸石狩湾西方」, 第 6657 号。  
海上保安庁水路部 (1995) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1)  
寿都, 海図, 第 6325 号 1<sup>S</sup>。  
垣見俊弘, 松田時彦, 相田 勇, 衣笠善博 (2003) 日本列  
島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震 第 2 輯, 55,  
pp. 389-406。  
亀井節夫, ウルム氷期以降の生物地理総研グループ (1981)  
最終氷期における日本列島の動・植物相, 第四紀研究,  
20, 3, pp. 191-205。



神谷美由紀, 杉山多佳子, 北村法子 (1984) 黒松内低地帯における中部更新統の花粉分析, 日本第四紀学会講演要旨集, 14, pp. 61–62.

片山 肇, 井内美郎, 池原 研 (2012) 積丹半島付近表層堆積図, 海洋地質図, 76 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

片山 肇, 井内美郎, 池原 研 (2013) 奥尻島北方表層堆積図, 海洋地質図, 80 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

加藤幸弘, 浅田 昭 (1998) 日本海東縁部の変動地形, 月刊地球, 20, 8, pp. 510–515.

活断層研究会編 (1980) 日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会.

活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会.

木村 学 (2002) プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会.

紀藤典夫 (2015) 東北・北海道における最終氷期以降のブナ林の拡大, 森林立地, 57, 2, pp. 69–74.

小疇 尚 (1977) 化石周氷河現象, 日本第四紀学会編: 日本の第四紀研究—その発展と現状, 東京大学出版会, pp. 163–170.

小疇 尚, 福田正己, 石城謙吉, 酒井 昭, 佐久間敏雄, 菊地勝弘編 (1994) 日本の自然 地域編 1 北海道, 岩波書店.

小疇 尚, 野上道男, 小野有五, 平川一臣編 (2003) 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会.

小池一之, 町田 洋編 (2001) 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会.

国土地理院 (1986) 北海道地方の水平歪, 地震予知連絡学会報, 35, pp. 8–11.

国土地理院 (1997) 日本の地殻水平歪図, <https://www.gsi.go.jp/cais/HIZUMI-hizumi.html>, 2023年9月25日閲覧.

国土地理院: 日本列島の地殻変動, <https://www.gsi.go.jp/kanshi/>, 2022年5月24日閲覧.

国立防災科学技術センター (1969) 第四紀地殻変動図.

国立防災科学技術センター (1973) 第四紀地殻変動図説明書 (概要) .

小松原 琢 (2015) 活断層の変位速度からみた日本弧のプレート配置—特にアムールプレート南東縁に関して—, 活断層研究, 43, pp. 17–34.

国府谷盛明, 土居繁雄 (1961) 5万分の1地質図幅「狩太」及び説明書, 5万分の1地質図, 札幌-第38号, 北海道立地下資源調査所.

久保和也, 石田正夫, 成田英吉 (1983) 長万部地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 札幌 (4) 第48号, 地質調査所.

黒沢邦彦, 田近 淳, 八幡正弘, 山岸宏光 (1993) 5万分の1地質図幅「大平山」及び説明書, 5万分の1地質図, 札幌-第47号, 北海道立地下資源調査所.

日下 哉, 瀬川秀良, 矢野牧夫, 山田悟郎, 尾上博章 (1981)

北海道黒松内低地帯の更新統から産出した植物遺体について, 日本第四紀学会講演要旨集, 11, p. 143.

## M

町田 洋, 新井房夫, 宮内崇裕, 奥村晃史 (1987) 北日本を広くおおむね洞爺火山灰, 第四紀研究, 26, 2, pp. 129–145.

松末和之, 藤原 治, 末吉哲雄 (2000) 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候, サイクル機構技報, 6, pp. 93–104.

Miyauchi, T. (1988) Late Pleistocene marine terrace correlation and chronology in the northern Northeast Japan, Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 23, pp. 29–47.

宮内崇裕 (1988) 海成段丘の変位から知られる東北日本弧北部の褶曲運動, 月刊地球, 10, 9, pp. 561–567.

宮内崇裕 (1988) 東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年, 地理学評論, 61 (Ser.A), 5, pp. 404–422.

Miyauchi, T. (1990) Late Quaternary folding deduced from marine terrace deformation in the northern Northeast Japan arc, Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 25, pp. 99–108.

宮内崇裕 (1990) 旧汀線高度からみた東北日本弧北部の広域地殻変動, 米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄編: 変動地形とテクトニクス, 古今書院, pp. 157–169.

宮内崇裕 (1990) 日本海東縁海岸地域の完新世地震性地殻変動, 地学雑誌, 99, 4, pp. 390–391.

宮内崇裕 (2012) 海岸部を襲う直下型地震: 懸念される海底活断層と地震性地殻変動, 科学, 82, 6, pp. 651–661.

宮内崇裕 (2013) 旧汀線情報による海底震源断層モデリング—日本海東縁ひずみ集中帯の地震ポテンシャル評価に向けて—, 日本活断層学会秋季学術大会講演予稿集, pp. 42–43.

茂木昭夫 (1977) 日本近海海底地形誌—海底俯瞰図集, 東京大学出版会.

森木ひかる, 隈元 崇, 中田 高, 後藤秀昭, 泉 紀明, 西澤あずさ (2017) アナグリフ画像による日本周辺の海底地すべりの判読と分布特性の検討, 海洋情報部研究報告, 54, pp. 1–16.

村上 亮, 小沢慎三郎 (2004) GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義, 地震 第2輯, 57, pp. 209–231.

## N

長尾 巧, 佐々保雄 (1933) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1), 地質学雑誌, 40, 480, pp. 555–577.

長尾 巧, 佐々保雄 (1933) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (2), 地質学雑誌, 40, 483, pp. 750–755.

中川光弘, 広瀬 亘, 岩崎深雪 (1999) 北海道の6Ma以降の火山活動の時空変遷から見た千島弧—東北日本弧合部のテクトニクス変遷, 月刊地球, 21, 9, pp. 543–548.

那須孝悌 (1985) 先土器時代の環境, 近藤義郎, 横山浩一,

- 甘粕 健, 加藤晋平, 佐原 真, 田中 琢, 戸沢充則編: 岩波講座 日本考古学 2 人間と環境, 岩波書店, pp. 51-109.
- 日本地質学会編 (2010) 日本地方地質誌 1 北海道地方, 朝倉書店.
- 日本第四紀学会編 (1987) 日本第四紀地図 解説, 東京大学出版会.
- 日本の地質『北海道地方』編集委員会編 (1990) 日本の地質 1 北海道地方, 共立出版.
- 日本の地質増補版編集委員会編 (2005) 日本の地質 増補版, 共立出版.
- 西村卓也 (2017) GNSS データから見出される日本列島のひずみ集中帯と活断層及び内陸地震, 活断層研究, 46, pp. 33-39.
- 能條 歩, 鈴木明彦, 松田敏孝, 都郷義寛 (1996) 西南北海道における黒松内層相当層の再検討, 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, p. 110.
- 能條 歩, 鈴木明彦 (1999) 貝殻密集層のタフォノミー—軟体動物化石と有孔虫化石の複合解析による堆積過程の復元—, 地質学論集, 54, pp. 35-54.
- 能條 歩, 長谷川四郎, 岡田尚武, 都郷義寛, 鈴木明彦, 松田敏孝 (1999) 西南北海道瀬棚層の広域的岩相層序区分と生層序年代, 地質学雑誌, 105, 5, pp. 370-388.
- 能條 歩, 板木拓也, 石村豊穂 (2003) 北海道における新生界の微化石研究—1990年以降の研究結果の総括と今後の課題—, 地球科学, 57, 6, pp. 343-355.
- O**
- 大森博雄 (1973) 北海道南部の「三万年段丘」について, 日本第四紀学会講演要旨集, 2, p. 20.
- 大森博雄 (2001) 日本島山地における隆起と侵蝕のダイナミックス, 月刊地球, 号外 32, pp. 14-21.
- 大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子編 (2002) 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.
- 大園真子 (2013) GPS 観測に基づく北海道地方の2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) に伴うひずみの時空間変化, 北海道大学地球物理学研究報告, 76, pp. 97-110.
- 岡村行信, 倉本真一, 佐藤幹夫 (1998) 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係, 地質調査所月報, 49, 1, pp. 1-18.
- 岡村行信 (2010) 日本海東縁の地質構造と震源断層との関係, 地質学雑誌, 116, 11, pp. 582-591.
- 岡村行信 (2019) 日本海における活断層の分布と今後の課題, 地震 第2輯, 71, pp. 185-199.
- 岡村行信, 佐藤太一 (2023) 積丹半島付近海底地質図, 海洋地質図, 94, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡 孝雄 (1986) 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, 31, pp. 295-320.
- 岡 孝雄 (1996) 518 北海道とその周辺地域の第四紀地殻変動量解析結果とネオテクトニクス区分, 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, p. 366.
- 岡 孝雄 (1997) 北海道とその周辺海域のネオテクトニクスに関する諸問題—付, 札幌付近での活断層の存在と地震発生についての考察—, 川村信人, 岡 孝雄, 近藤 務編: 加藤誠教授退官記念論文集, 加藤誠教授退官記念論文集刊行委員会, pp. 427-449.
- 岡 孝雄 (1997) 北海道のネオテクトニクス区分と地震問題, 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, pp. 41-44.
- 岡 孝雄 (1999) 北海道付近のネオテクトニクス像—特にネオテクトニクスの地域区分と特徴—, 月刊地球, 21, 9, pp. 549-556.
- 岡 孝雄 (2006) 北海道沿岸域の沖積層研究の現状, 地質学論集, 59, pp. 53-72.
- 奥村晃史 (1983) 黒松内低地帯の活構造と地形発達, 日本地理学会予稿集, 23, pp. 30-31.
- 奥村晃史, 八木浩司, 寒川 旭 (1984) 黒松内低地帯の後期更新世段丘に関する年代資料, 第四紀研究, 23, 3, pp. 209-212.
- 奥村晃史 (1988) 北海道の第四紀地殻変動とプレート運動, 日本地理学会予稿集, 34, pp. 18-19.
- 奥村晃史 (2013) 8-7 更新世海成段丘と広域地殻変動—北海道を例に—, 日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編: デジタルブック最新第四紀学 (第2刷), 日本第四紀学会, pp. 8-138-8-155.
- Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M., Miura, H. (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes, Quaternary Science Reviews, 91, pp. 42-61.
- 尾上博章, 日下 哉, 瀬川秀良, 山田悟郎, 三野紀雄, 矢野牧夫 (1981) 渡島半島黒松内低地帯の更新統から産出する植物化石, 北海道開拓記念館研究年報, 9, pp. 17-25.
- Ono, Y. (1984) Last Glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan, Geographical Review of Japan, 57 (Ser. B), 1, pp. 87-100.
- 小野有五 (1988) 最終氷期における東アジアの雪線高度と古気候, 第四紀研究, 26, 3, pp. 271-280.
- 小野有五 (1990) 北の陸橋, 第四紀研究, 29, 3, pp. 183-192.
- Ono, Y. (1991) Glacial and periglacial paleoenvironments in the Japanese Islands, The Quaternary Research, 30, 2, pp. 203-211.
- 小野有五, 五十嵐八枝子 (1991) 北海道の自然史—氷期の森林を旅する—, 北海道大学図書刊行会.
- Ono, Y., Irino, T. (2004) Southern migration of westerlies in the Northern Hemisphere PEP II transect during the Last Glacial Maximum, Quaternary International, 118-119, pp. 13-22.
- 小野有五 (2021) 寿都町, 神恵内村で明らかになった「核のゴミ」地層処分の問題点, 科学, 91, 1, pp. 90-104.

- Ooi, N. (2016) Vegetation history of Japan since the last glacial based on palynological data, *Japanese journal of historical botany*, 25, 1-2, pp. 1-101.
- 大谷武史 (1999) 北海道後志地方沿岸の波食棚について, *北海道地理*, 73, pp. 57-68.
- 太田陽子, 松島義章, 海津正倫 (1988) 日本列島の縄文海進高頂期の海岸線図について, *地図*, 26, 1, pp. 25-29.
- Ota, Y., Omura, A. (1991) Late Quaternary shorelines in the Japanese Islands, *The Quaternary Research*, 30, 2, pp. 175-186.
- 大槻憲四郎 (1989) 鉞脈による新第三紀東北本州弧の造構応力場復元, *地質学論集*, 32, pp. 281-304.
- S**
- 嵯峨山 積, 内田康人, 村山泰司, 菅 和哉, 濱田誠一 (1999) 1998年浅海域地質調査 (西南北海道海域) の概要—岩内海域および島牧・寿都海域—, *地下資源調査所報告*, 70, pp. 149-160.
- 嵯峨山 積 (2000) 北海道の新生界中部中新統—鮮新統層序と堆積盆の動き, *北海道立地質研究所報告*, 71, pp. 59-102.
- 嵯峨山 積, 内田康人, 大澤賢人, 菅 和哉, 濱田誠一, 村山泰司, 仁科健二 (2000) 北海道沿岸域の地質・底質環境—2— 西南北海道海域, *北海道立地質研究所調査報告*, 29.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure and Applied Geophysics*, 157, pp. 2303-2322.
- Sagiya, T. (2004) A decade of GEONET: 1994-2003—The continuous GPS observation in Japan and its impact on earthquake studies—, *Earth, Planets and Space*, 56, pp. xxix-xli.
- 鷺谷 威, 大坪 誠 (2019) 日本列島の地殻ひずみ速度—測地学的データと地質・地形学的データの統一的理解—, *地学雑誌*, 128, 5, pp. 689-705.
- Sakaguchi, Y. (1989) Some pollen records from Hokkaido and Sakhalin, *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, 21, pp. 1-17.
- 寒川 旭, 衣笠善博, 垣見俊弘 (1984) 50万分の1活構造図「札幌」, 50万分の1活構造図, 4, *地質調査所*.
- 瀬川秀良 (1966) 噴火湾西岸北部海岸段丘構成物の堆積環境, *東北地理*, 18, 1, p. 37.
- 瀬川秀良 (1967) 北海道寿都地方の海岸段丘, *東北地理*, 19, 1, pp. 10-14.
- 瀬川秀良 (1971) 渡島半島における周氷河現象の例, *東北地理*, 23, 2, p. 118.
- 瀬川秀良 (1972) 噴火湾における長万部段丘礫層上の泥炭層の<sup>14</sup>C年代, *地質学雑誌*, 78, 1, pp. 51-52.
- 瀬川秀良 (1974) 日本地形誌 北海道地方, 朝倉書店.
- 石油技術協会 (1993) 最近の我が国の石油開発 石油技術協会創立60周年記念.
- 嶋村 清 (2008) 改訂「日本列島海底谷系図」—海底谷の地形的特徴と問題点—, *地質学雑誌*, 114, 11, pp. 560-576.
- 清水文健, 井口 隆, 大八木規夫 (2010) 地すべり地形分布図第45集「岩内」, *防災科学技術研究所研究資料*, 339.
- 清水文健, 井口 隆, 大八木規夫 (2010) 地すべり地形分布図第44集「室蘭・久遠」, *防災科学技術研究所研究資料*, 338.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E. K. (2007) Eustatic sea level during past interglacials, In: Sirocko, F., Claussen, M., Sánchez Goñi, M. F., Litt, T. (Eds.), *The Climate of Past Interglacials*, Elsevier, pp. 75-92.
- 相馬寛吉, 辻 誠一郎 (1988) 植物化石からみた日本の第四紀, *第四紀研究*, 26, 3, pp. 281-291.
- Spratt, R. M., Lisiecki, L. E. (2016) A Late Pleistocene sea level stack, *Climate of the Past*, 12, pp. 1079-1092.
- Sueoka, S., Tagami, T. (2019) Low-temperature thermochronological database of bedrock in the Japanese Islands, *Island Arc*, 28, 4, e12305, doi: 10.1111/iar.12305.
- 杉山雄一, 内田康人, 村上文敏, 津久井朗太 (2011) 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*, 11, pp. 21-53.
- 鈴木明彦 (1989) 西南北海道黒松内地域の瀬棚層の貝類化石群, *地球科学*, 43, 5, pp. 277-289.
- 鈴木秀夫 (1962) 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界, *地理学評論*, 35, 2, pp. 67-76.
- 鈴木秀夫 (1966) 日本における凍結融解交代日数の分布 (短報), *地理学評論*, 39, 4, pp. 267-270.
- 鈴木 守, 山岸宏光, 高橋功二, 庄谷幸夫 (1981) 5万分の1地質図幅「寿都」及び説明書, 5万分の1地質図, 札幌-第36号, 北海道立地下資源調査所.
- T**
- 多田 堯, 木村 学 (1987) 千島弧南西端における衝突現象と地殻変動, *地震* 第2輯, 40, 2, pp. 197-204.
- Takashima, R., Dick, M. H., Nishi, H., Mawatari, S. F., Nojo, A., Hirose, M., Gautam, P., Nakamura, K., Tanaka, T. (2008) Geology and sedimentary environments of the Pleistocene Setana formation in the Kuromatsunai district, southwestern Hokkaido, Japan, *Proceedings of International Symposium "The Origin and Evolution of Natural Diversity"*, pp. 75-82.
- Terakawa, T., Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, doi: 10.1029/2009TC002626.
- 椿原慎一, 長谷川四郎, 丸山俊明 (1989) 西南北海道黒松内地域の上部新生界—とくに黒松内層の層序と微化石年代について—, *地質学雑誌*, 95, 6, pp. 423-438.

- 椿原慎一 (1991) 西南北海道黒松内低地帯の第四紀テクトニクス, 中川久夫教授退官記念地質学論文集, pp. 313-317.
- Tsukada, M. (1985) Map of vegetation during the last glacial maximum in Japan, *Quaternary Research*, 23, pp. 369-381.
- 対馬坤六 (1968) 20 万分の 1 地質図幅「岩内」, 20 万分の 1 地質図, NK-54-20, 地質調査所.

## U

- Uchide, T., Shiina, T., Imanishi, K. (2022) Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2022JB024036, doi: 10.1029/2022JB024036.
- 上野将司, 山岸宏光 (2002) わが国の岩盤崩壊の諸例とその地形地質学的検討—とくに発生場と発生周期について—, 地すべり, 39, 1, pp. 40-47.

## W

- 渡辺 寧 (1986) 鉦脈の方向から推定された広域応力場—北海道における中期中新世以降の鉦脈の例—, 鉦山地質, 36, 3, pp. 209-218.
- Watanabe, Y. (1991) Mineralization ages of Ofukeshi, Shizukari, Yakumo and Jokoku deposits and structural movements related to vein-type mineralization in Southwest Hokkaido, *Mining Geology*, 41, 3, pp. 141-146.
- 渡辺 寧 (1993) 岩脈・火口配列に基づく西南北海道北部の新生代後期の応力場, 地質学雑誌, 99, 2, pp. 105-116.
- 渡辺 寧 (1993) 西南北海道北部の火山列—ニセコ・羊蹄火山列はなぜ曲がったのか?—, 石井次郎教授追悼論文集, pp. 147-154.
- Watanabe, Y. (1995) Epithermal vein-type mineralization in a compressive stress field, southwest Hokkaido, Japan, *Global Tectonics and Metallogeny*, 5, 1&2, pp. 19-27.
- Watanabe, Y. (2002) Late Cenozoic metallogeny of Southwest Hokkaido, Japan, *Resource Geology*, 52, 3, pp. 191-210.
- Wei, D. and Seno, T. (1998) Determination of the Amurian Plate Motion, In: Flower, M. F., Chung, S. L., Lo, C. H., Lee, T. Y. (Eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*, Geodynamics Series, American Geophysical Union, 27, pp. 337-346.

## Y

- 八幡正弘, 山岸宏光 (1986) 島弧横断ルート No.4 (瀬棚-黒松内), 北村 信編: 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, 1, 4.
- 八幡正弘 (1989) 西南北海道北部の新生界とその特徴, 地

質学論集, 32, pp. 7-28.

- 山田悟郎, 矢野牧夫, 三野紀雄, 瀬川秀良, 尾上博章 (1979) 北海道渡島半島の第四系より産出する植物化石Ⅲ, 北海道開拓記念館研究年報, 7, pp. 17-35.
- 山田悟郎, 三野紀雄, 矢野牧夫, 瀬川秀良, 尾上博章, 日下 哉 (1980) 北海道渡島半島の第四系より産出する植物化石Ⅳ, 北海道開拓記念館研究年報, 8, pp. 37-50.
- 山岸宏光, 国府谷盛明, 安藤重幸 (1976) 5 万分の 1 地質図幅「島古丹」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 26 号, 北海道立地下資源調査所.
- 山岸宏光, 木村 学 (1981) 黒松内低地帯の活断層露頭, 地球科学, 35, 2, pp. 94-97.
- 山岸宏光 (1984) 5 万分の 1 地質図幅「歌棄」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 37 号, 北海道立地下資源調査所.
- 山岸宏光, 渡辺 寧 (1986) 西南北海道における新生代後期の応力場の変遷—地質断層, 岩脈, 鉦脈および活断層の検討—, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, 31, pp. 321-331.
- 山岸宏光, 黒沢邦彦 (1987) 5 万分の 1 地質図幅「原歌および狩場山」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 35, 46 号, 北海道立地下資源調査所.
- 山岸宏光, 伊藤陽司 (1993) 北海道における地すべり地形の分布からみた地質分帯, 地すべり, 30, 2, pp. 1-9.
- 山岸宏光編 (1993) 北海道の地すべり地形 分布図とその解説, 北海道大学図書刊行会.
- 山岸宏光 (1998) 北海道における高速ランドスライド, 地すべり, 34, 4, pp. 19-26.
- 山岸宏光編 (2012) 北海道の地すべり地形デジタルマップ, 北海道大学出版会.
- 柳町 治 (1992) 現在の日本における周氷河帯およびその推移帯と永久凍土帯との関係, 地理学評論, 65A, 2, pp. 143-157.
- 矢野牧夫, 三野紀雄, 山田悟郎, 藤田郁男, 尾上博章 (1975) 北海道渡島半島の第四系より産出する植物化石, 北海道開拓記念館調査報告, 9, pp. 15-25.
- 矢野牧夫 (1983) 黒松内低地帯南部の中・上部更新統と古環境, 日本地質学会北海道支部・日本応用地質学会北海道支部学術シンポジウム講演要旨集, pp. 27-29.
- 矢野牧夫, 日下 哉, 尾上博幸, 大室道夫 (1983) 黒松内低地帯における中部更新統の植物遺体と絶対年代, 日本第四紀学会講演要旨集, 13, pp. 106-107.
- 矢野牧夫 (1984) 渡島半島における中期更新世以降のグイマツの出現時代, 日本第四紀学会講演要旨集, 14, pp. 57-58.
- 矢野牧夫 (1984) 黒松内低地帯の中部更新統から産出する *Picea* (トウヒ) 属の遺体について, 北海道開拓記念館研究年報, 12, pp. 55-65.
- 矢野牧夫 (1985) 渡島半島の更新統から産出する *Larix* (カラマツ) 属の遺体について, 北海道開拓記念館研究年報, 13, pp. 11-21.
- 矢野牧夫 (1989) 北海道の更新世におけるブナ林の消長,

- 北海道開拓記念館研究年報, 17, pp. 1-11.
- 八島邦夫, 今井健三, 西沢邦和 (1982) 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, 17, pp. 93-162.
- 安田喜憲, 成田健一 (1981) 日本列島における最終氷期以降の植生回復元への一資料, 地理学評論, 54, 7, pp. 369-381.

## 添付資料 B 地形判読の基準

表 B-1 文献調査対象地区およびその周辺の陸域における地形判読の基準

地形種	判読基準	
小起伏面	周囲の山腹斜面に比べて不連続的に緩傾斜で、浅い谷に刻まれた小起伏な斜面または流域。定高性を持つ背面の連なりであったり、部分的に平坦面を残していたりして、かつて段丘面を構成していた可能性があるかと推察されるものも含める。	
段丘面	一方または四方を崖または急斜面で縁取られ、周囲より不連続的に高い平坦面または緩斜面。段丘面の形態と分布の特徴に基づいて段丘面を、高いものより順に高位（H）面、中位（M）面、低位（L）面の3つに区分する。さらに段丘面が区分できる場合は、高位に位置するものから順に1, 2, 3・・・と名付ける。H, M, L面の形成時期に係る年代観は、海洋酸素同位体ステージ（MIS）7以前、MIS 6～5、MIS 4～1とする。H, M, L面への位置づけが難しい段丘面についてはUnknown（U）面とする。	
	海成段丘面 (Hm, Mm, Lm, Um)	段丘面の最大傾斜方向が海岸線にほぼ直交し、段丘面に接する山麓線または後面段丘崖の一般的方向が、その付近の海岸線の一般的方向に一致しているもの。
	河成段丘面 (Hf, Mf, Lf, Uf)	段丘面の大局的な傾斜方向（縦断方向）、段丘面に接する山麓線または後面段丘崖の一般的方向が、その付近の主要河川の一般的方向にほぼ一致しているもの。
火山麓扇状地面 (Hv, Mv, Lv)	火山体斜面を開析する放射谷から低地にむかって扇形に発達する半円錐形状の地形が段丘化したもの。	
波食棚・離水ベンチ	海岸に分布し、テクスチャーから基盤岩であると判断される平坦面。地形図では海岸沿いに分布する岩の記号と海岸線とに挟まれた範囲が相当。	
砂丘、沿岸州	臨海低地に発達する帯状の微高地。	
扇状地	河川の谷口から低地に向かって扇形に発達する半円錐形状の地形。	
山麓堆積地形 (崖錐・麓屑面・沖積錐)	急崖～緩斜面の基部に発達する凹型直線斜面または等斉直線斜面（崖錐、麓屑面）、比較的傾斜の大きな流域の谷口から低地に向かって扇形に発達する半円錐状の地形（沖積錐）。	
滑落崖	半円形、U字形、馬蹄形、コ字形の平面形をもつ急崖や急斜面に囲まれた相対的低所（滑落崖）と、その低所から下方に張り出す緩傾斜な微起伏地（斜面移動体）。斜面移動体には流れ山や崩壊堆積物も含む。	
斜面移動体		
山体 重力 変形 地形	線状凹地	山稜にほぼ平行する凹地。山向き小崖と上部斜面の間の凹地。
	谷向き小崖	斜面の途中で形成された小崖。山向き小崖、尾根向き小崖、逆向き小崖、谷向き小崖の総称。小崖は、崖のうち比高が10 mを目安とする。
	不規則凹凸斜面	不規則形状の凹凸で特徴づけられる斜面。
人工改変地	盛土・切り土・埋立地により大規模な地形改変を伴うもの。	

鈴木（1998, 2000, 2012）を参考に作成。山体重力変形地形は千木良（2015）、Kaneda and Kono（2017）および小嶋（2018）。



## 引用文献（添付資料 B）

- 千木良雅弘（2015）深層崩壊の場所の予測と今後の研究展開について，応用地質，56，5，pp. 200–209.
- Kaneda, H., Kono, T. (2017) Discovery, Controls, and Hazards of Widespread Deep-Seated Gravitational Slope Deformation in the Etsumi Mountains, Central Japan, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122, pp. 2370–2391.
- 小嶋 智（2018）応用地質学的視点からみた山体重力変形地形研究の進展と展望，地質学雑誌，124，11，pp. 889–897.
- 鈴木隆介（1998）建設技術者のための地形図読図入門 第2巻 低地，古今書院.
- 鈴木隆介（2000）建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地，古今書院.
- 鈴木隆介（2012）建設技術者のための地形図読図入門 第4巻 火山・変動地形と応用読図 改訂版，古今書院.

添付資料 C 文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚における既存地質解釈断面

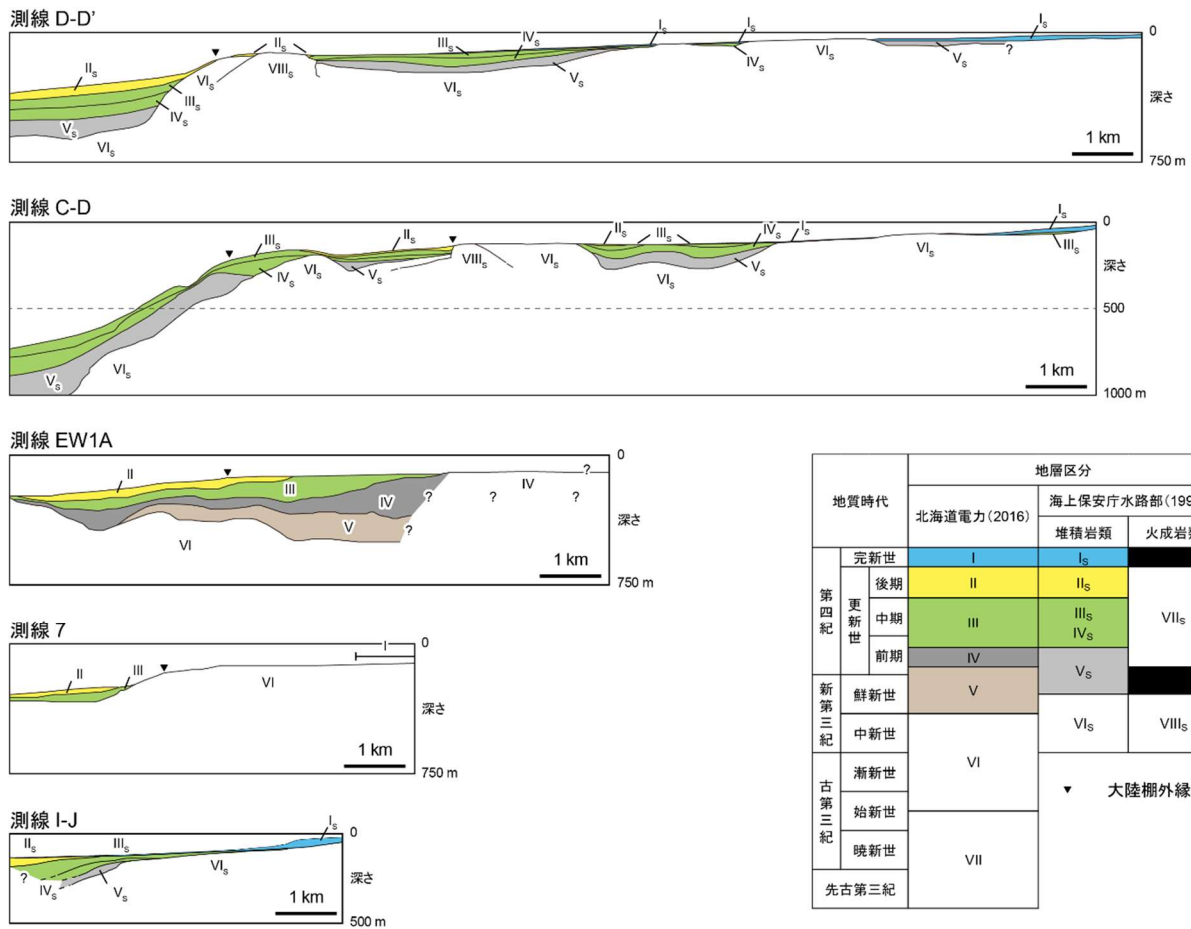


図 C-1 寿都湾とニセコ・雷電火山群沖の既存地質解釈断面

文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚の地形・地質学的特徴をあらわす地質解釈断面の中から代表的なものを示す。測線の位置については、本編の図 4.1-11 を参照。測線 D-D', C-D, I-J については海上保安庁水路部（1995）により、測線 EW1W と EW1WA, 7 については北海道電力（2015, 2016）による。これらの文献に示された大陸棚付近の地質解釈断面図をトレースして作成。測線 EW1A については原図の向きを、測線 D-D', C-D, I-J については原図の向きと縦横比を変更してトレースした。地層区分における層序については、北海道電力（2016）の分析結果に基づき、海上保安庁水路部（1995）の III<sub>s</sub> 層と IV<sub>s</sub> 層を III 層（前期～中期更新統）に対比した。

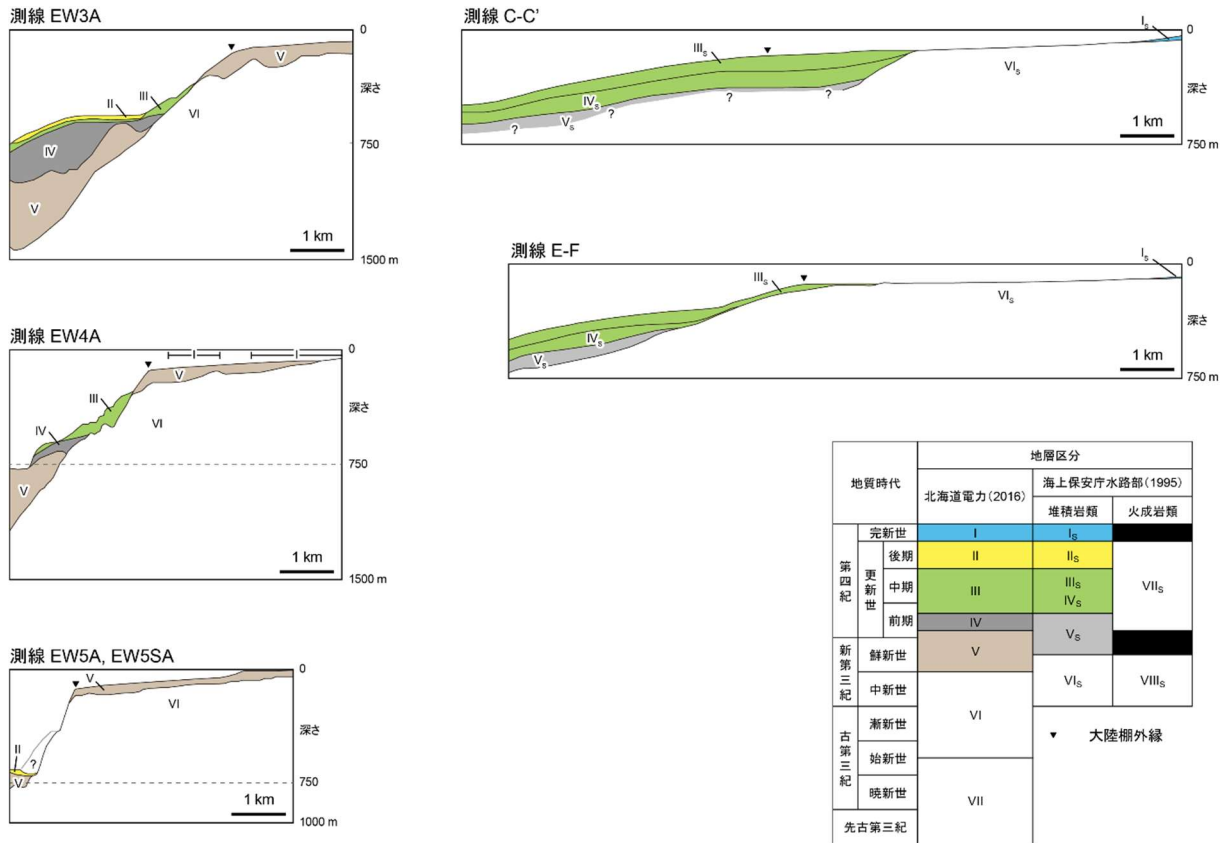


図 C-2 寿都半島西岸沖の既存地質解釈断面

文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚の地形・地質学的特徴をあらわす地質解釈断面の中から代表的なものを示す。測線の位置については、本編の図4.1-11を参照。測線C-C', E-Fについては海上保安庁水路部(1995)により、測線EW3A, EW4A, EW5AとEW5SAについては北海道電力(2013)による。これらの文献に示された大陸棚付近の地質解釈断面図をトレースして作成。測線C-C', E-Fについては原図の向きと縦横比を変更してトレースした。地層区分における層序については、北海道電力(2016)の分析結果に基づき、海上保安庁水路部(1995)のIII<sub>s</sub>層とIV<sub>s</sub>層をIII層(前期~中期更新統)に対比した。

### 引用文献(添付資料C)

北海道電力(2013) 第18回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合(2013年9月11日開催)。

北海道電力(2015) 泊発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書(3号発電用原子炉施設の変更)。

北海道電力(2016) 第404回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合(2016年9月30日開催)。

海上保安庁水路部(1995) 沿岸の海の基本図(5万分の1) 寿都, 海図, 第6325号<sup>1-S</sup>。

添付資料 D 朱太川河口付近における沖積層基底面深度の読み取り

表 D-1 朱太川河口付近における沖積層基底面深度の読み取り結果

No.	文献・データ	図表番号	地点番号 ／ボーリング名	地表面の標高 (m a.s.l.)	沖積層の厚さ <sup>3)</sup> (m)	沖積層基底面深度 (m a.s.l.)	備考
1	広田ほか(1985)	付図	92	10.0 <sup>1)</sup>	>20	>-10.0	シルト～粘土層を挟在する砂礫層からなり、ボーリング孔底は基盤岩に達していない。よって、沖積層の厚さは、この砂礫層の層厚以上だと解釈した。
2	広田ほか(1985)	付図	90	15.7 <sup>1)</sup>	4.0	11.7	古期扇状地堆積物の上に乗る現河床堆積物の層厚の読み取り。
3	広田ほか(1985)	付図	88	14.2 <sup>1)</sup>	4.1	10.1	鮮新統の上に乗る現河床堆積物の層厚の読み取り。
4	北海道電力(2015)	第7.3.2.50図	EW11B	-17.0 <sup>1)</sup>	8.1	-25.1	I層(完新統)の層厚の読み取り。
5	北海道電力(2015)	第7.3.2.50図	EW12B	-11.7 <sup>1)</sup>	11.3	-23.0	I層(完新統)の層厚の読み取り。
6	北海道電力(2013)	(p.31)	北測線	3.94 <sup>2)</sup>	48.5	-44.6	堆積物の厚さは110 m以上。沖積層基底礫層は、14C年代で約10,000 yBPの年代が得られた炭化物を含むシルト(深度約43.1 m)と14C年代がスケールアウトした礫層中の植物片(深度約56.3 m)との間に位置すると考えられる。本調査では、この区間の完新世の粘土・シルト・砂層直下に分布する約3～4 mの礫層を沖積層基底礫層と解釈した。
7	藤本ほか(2004)	p.50	437-004	9.6 <sup>1)</sup>	27	-17.4	中新統の上に乗る「沖積層及び扇状地堆積物」のうち、粘土・細砂・砂礫からなる地層を沖積層と解釈し、その層厚を読み取った。
8	Kunijiban	-	No.1-2	10.72 <sup>2)</sup>	12.85	-2.1	流紋岩質水砕砕岩上に乗る細砂～粘土層を挟在する砂礫層の層厚の読み取り。
9	Kunijiban	-	R2 B-5	6.98 <sup>2)</sup>	>25.5	>-18.5	シルト～粘土層を挟在する砂礫層からなり、ボーリング孔底は基盤岩に達していない。よって、沖積層の厚さは、この砂礫層の層厚以上だと解釈した。

1) 陸域については国土地理院数値標高データから作成した数値標高モデルからの読み取り、海域についてはM7000シリーズから作成した数値標高モデルからの読み取りによる。

2) 文献・データに記された標高。

3) 本調査による文献・データからの読み取りに基づく。

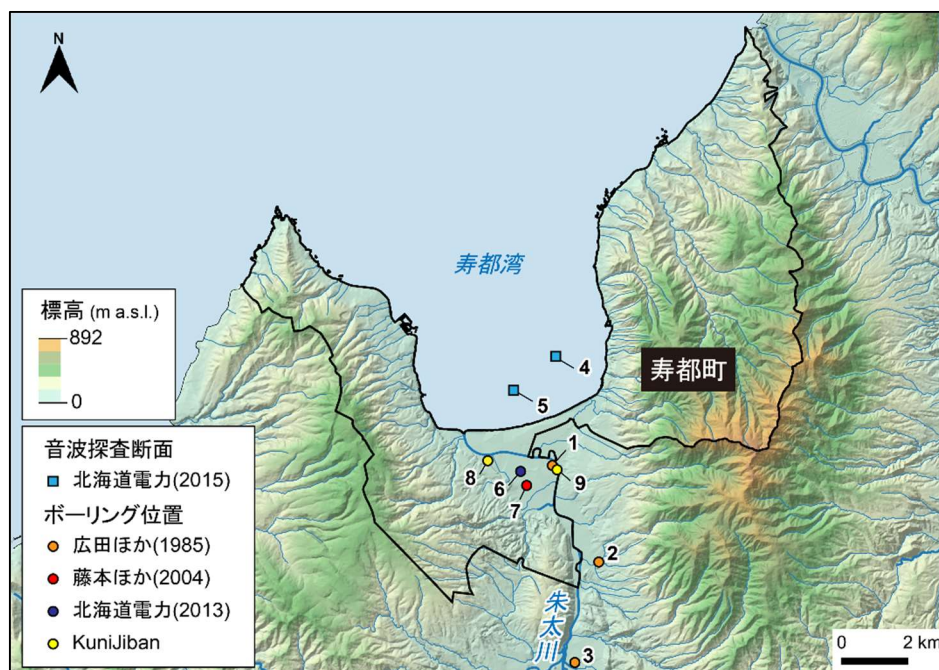


図 D-1 沖積層の層厚の読み取りに用いた既往データの分布

ボーリング地点横の数字は、表 D-1 の No. に対応。陰影段彩図には、地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、河川は「国土数値情報（河川データ）」（国土交通省）に、寿都町の行政区界は「国土数値情報（行政区データ）」（国土交通省）に基づく。

### 引用文献（添付資料 D）

藤本和徳，高橋徹哉，鈴木隆広編（2004）北海道市町村の地熱・温泉ボーリングデータ集，北海道立地質研究所。

広田知保，和田信彦，横山英二，菅 和哉（1985）北海道水理地質図「倶知安」及び説明書，北海道水理地質図幅，7，北海道立地下資源調査所。

北海道電力（2013）泊発電所 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波の影響に関する安全性評価 地質調査結果報告書。

北海道電力（2015）泊発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書（3号発電用原子炉施設の変更）。  
国土交通省：国土数値情報検索サイト KuniJiban, <http://www.kunijiban.pwri.go.jp>, 2023 年 11 月 27 日閲覧。

国土交通省：国土数値情報（行政区データ），<https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>, 2023 年 8 月 18 日閲覧。

国土交通省：国土数値情報（海岸線データ），<https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>, 2023 年 8 月 18 日閲覧。

国土交通省：国土数値情報（河川データ），<https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>, 2022 年 4 月 21 日閲覧。

添付資料 E 文献調査対象地区における河川－浅海底のシームレス地形断面図

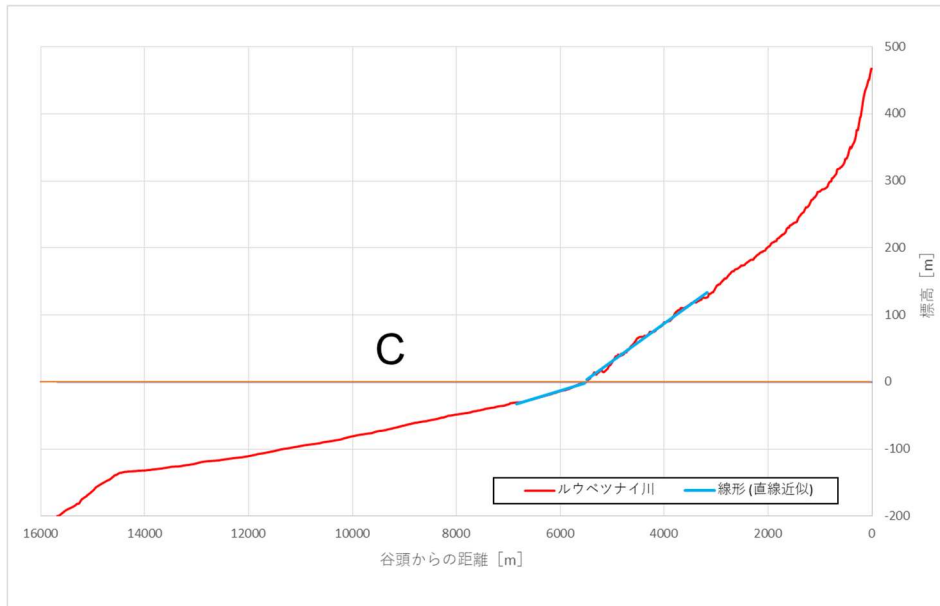


図 E-1 ルウベツナイ川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

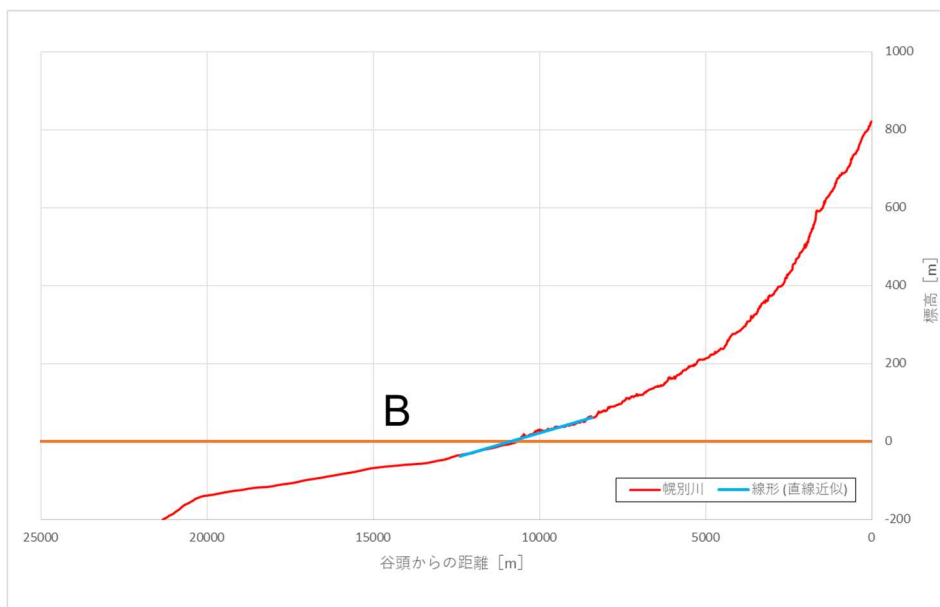


図 E-2 幌別川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。



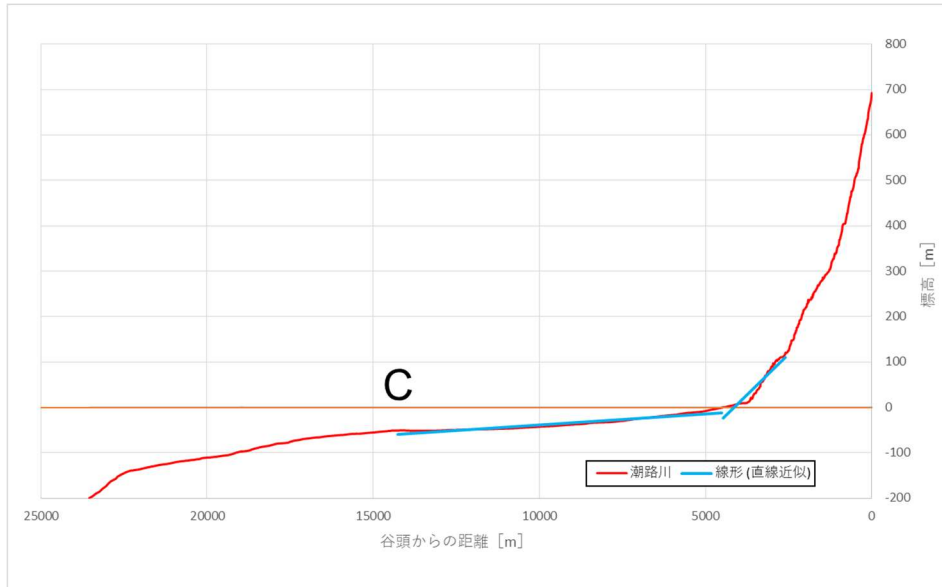


図 E-3 潮路川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

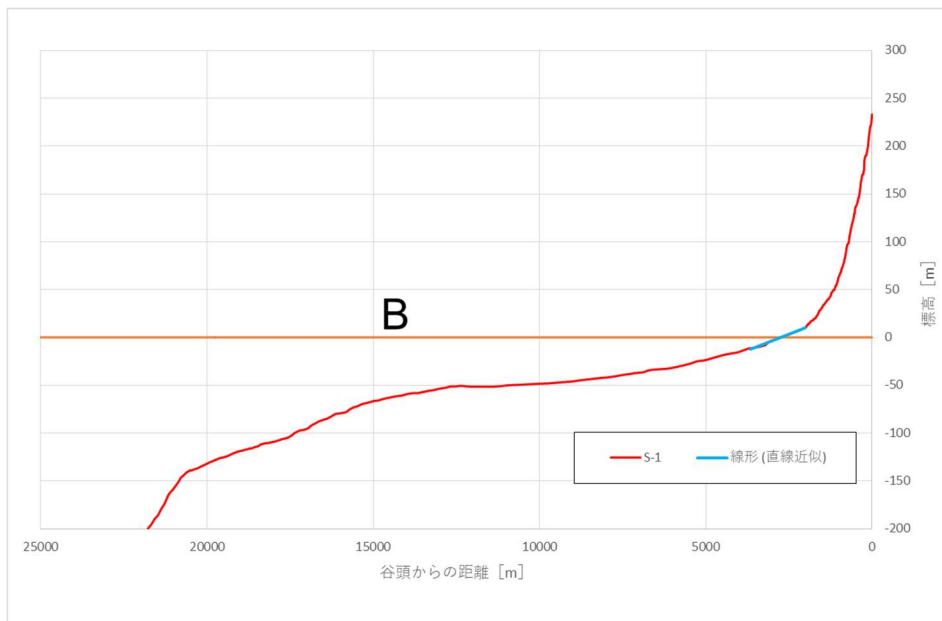


図 E-4 S-1 から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

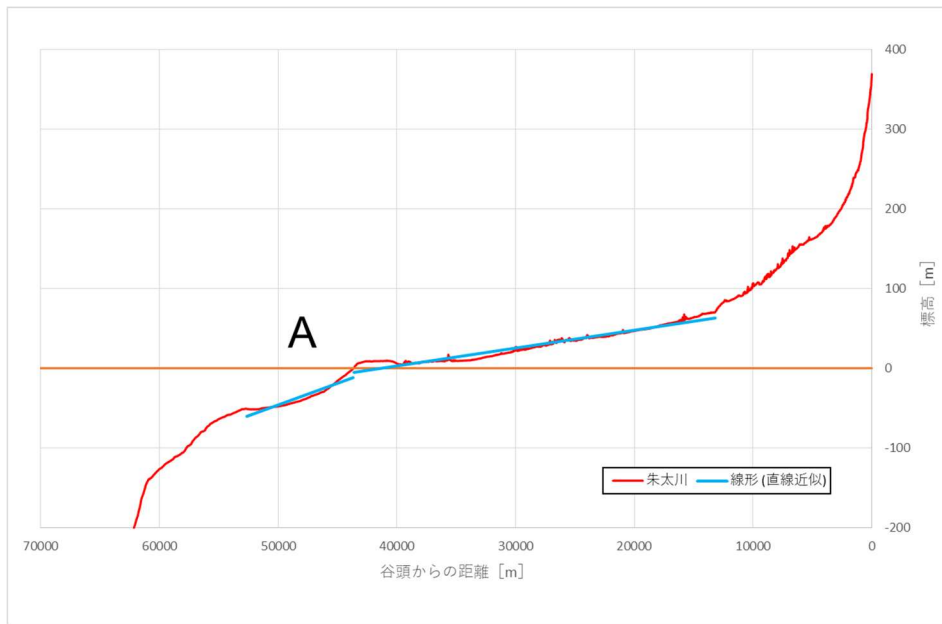


図 E-5 朱太川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

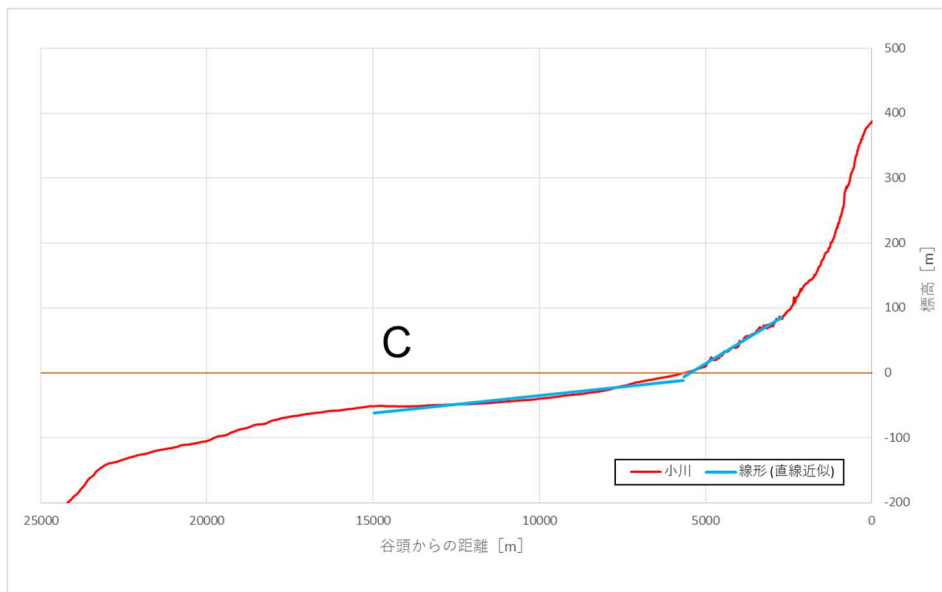


図 E-6 小川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

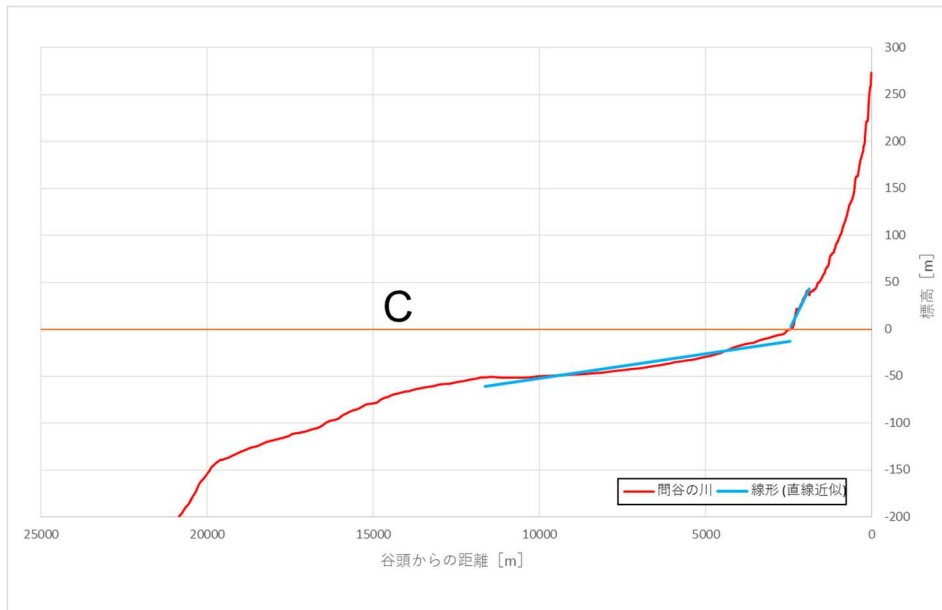


図 E-7 問谷の川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

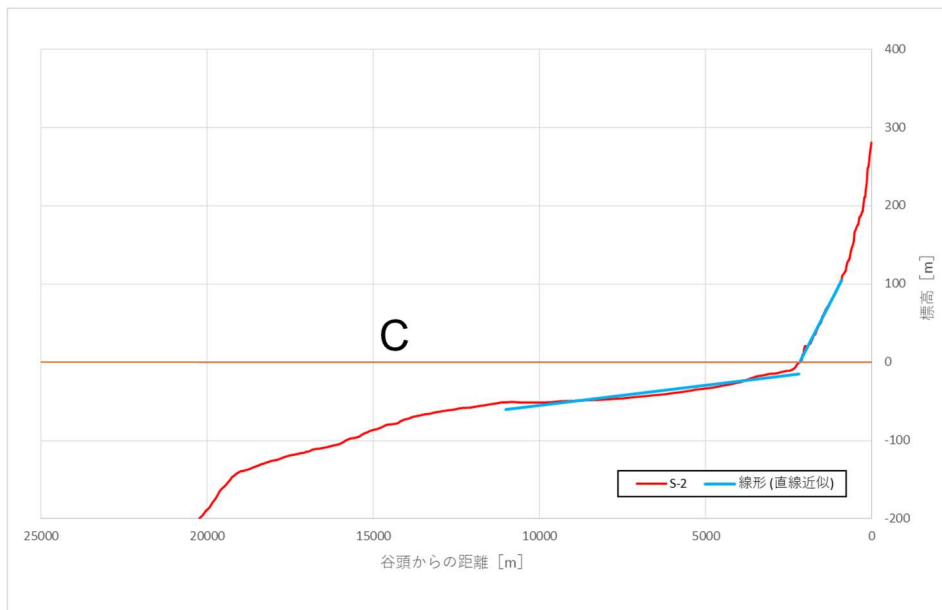


図 E-8 S-2から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

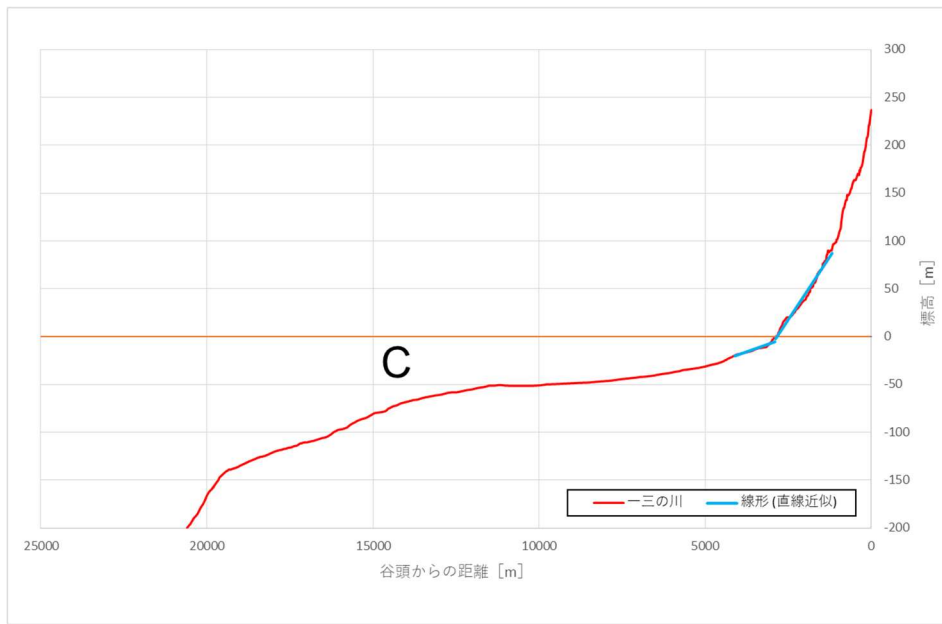


図 E-9 一三の川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

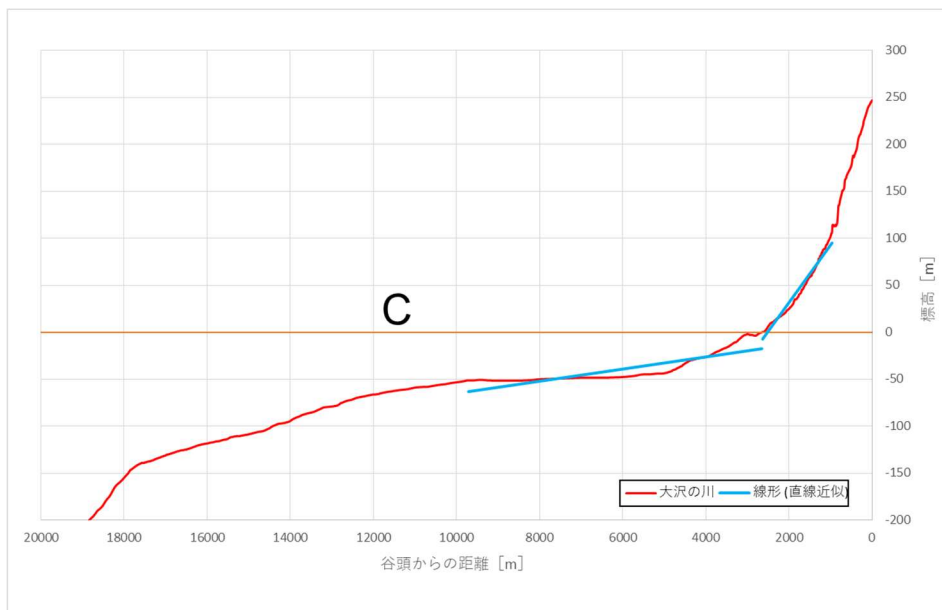


図 E-10 大沢の川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-2 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。