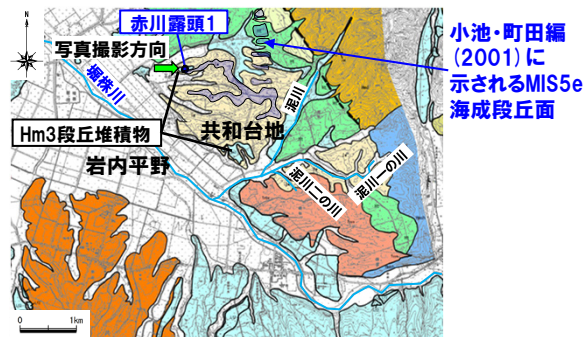


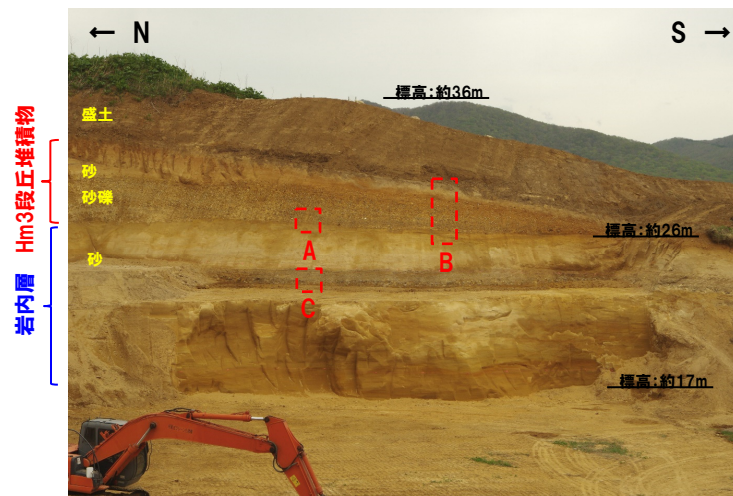
③ 共和台地における岩内層 (地形-Hm3段丘-)

一部修正 (H29/3/10審査会合)

- Hm3段丘面が認められる範囲において地表地質踏査を実施し、赤川露頭1において岩内層を不整合で覆う段丘堆積物 (円～亜円礫主体の砂礫層) を確認した。
- 本露頭においては、Hm3段丘堆積物が岩内層を覆う状況が認められる。
- 岩内層は、細砂主体の砂層であり、一部に砂礫層が認められる。
- 岩内層中の礫は、Hm3段丘堆積物中の礫と比較して新鮮である。
- Hm3段丘堆積物は、円礫又は亜円礫主体の砂礫層であり、級化が認められる。
- 基質は細～中砂であり、礫は一部の礫種において風化によるクサリ礫化が認められる。
- クサリ礫は、礫支持の状態、原形 (円礫状態) を保持して分布していることから、二次堆積を示唆する状況は認められない。
- Hm3段丘堆積物の上面標高については、改変 (盛土) のため不明である。



共和台地周辺の地質図 (凡例はP163参照)



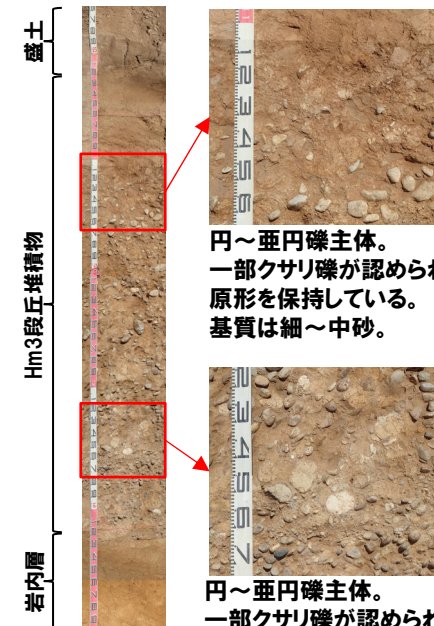
赤川露头1全景



A部拡大



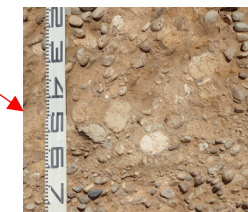
円～亜円礫主体。
クサリ礫が認められ、原形を保持している。
基質は細～中砂。



B部拡大



円～亜円礫主体。
一部クサリ礫が認められ、
原形を保持している。
基質は細～中砂。



円～亜円礫主体。
一部クサリ礫が認められ、
原形を保持している。
基質は細～中砂。



C部拡大

円～亜円礫主体。
Hm3段丘堆積物中の礫と比較して新鮮。
基質は細砂主体。

5. 岩内層に関する評価

③ 共和台地における岩内層（地質-幌似露頭1-）（1/2）

一部修正（H29/3/10審査会合）

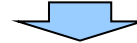
- 岩内層，第四紀中期更新世の発足層及び洞爺火砕流堆積物が確認されるB-4，B-6ボーリング調査地点よりも山側（泥川一の川を挟み北側）に位置する幌似露頭1について露頭観察及びOSL年代測定を実施した。
- 本露頭付近には，小池・町田編（2001）において海成段丘面は記載されておらず，当社空中写真判読においても海成段丘面は抽出されない。

【露頭観察結果】

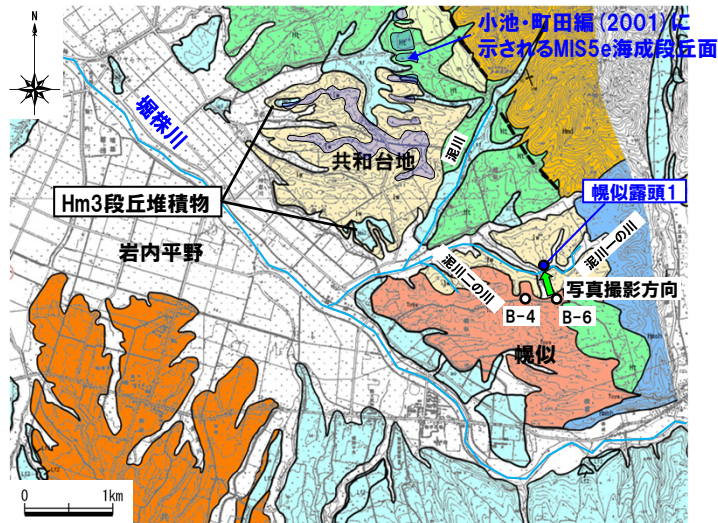
- 観察範囲の下部（標高47m程度以下）には，淘汰が良好で葉理の認められる砂層が連続し，その上位に，シルト層，シルト混じり砂層，クサリ礫が混じるシルト質砂層及び斜面堆積物が認められる。
- 上記のうち，シルト層，シルト混じり砂層，クサリ礫が混じるシルト質砂層は，岩内層に対比される。
- 岩内層のうち，淘汰が良好で葉理の認められる砂層は，B-4及びB-6ボーリング調査結果から確認される岩内層と層相が同様である（H30.5.11審査会合資料「泊発電所 地盤（敷地の地質・地質構造）に関するコメント回答（Hm2段丘堆積物の堆積年代に関する検討）（資料集）」参照）。

【OSL年代測定結果】

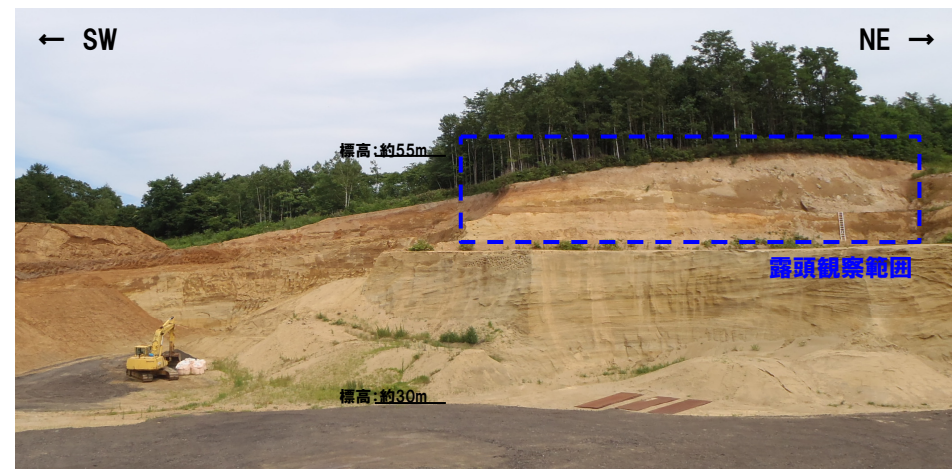
- 岩内層のうち，淘汰が良好で葉理の認められる砂層（標高46m程度）から，参考値ではあるが中期更新世を示すOSL年代測定値（約50万年前）を得ている。



- 本露頭における岩内層のうち，淘汰が良好で葉理の認められる砂層は，近接するボーリング調査結果から確認される岩内層と層相が同様であることから，連続する堆積物と考えられ，第四紀中期更新世の発足層の下位の層準と判断される。



共和台地周辺の地質図（凡例はP163参照）



幌似露頭1全景（平成28年8月撮影）

5. 岩内層に関する評価

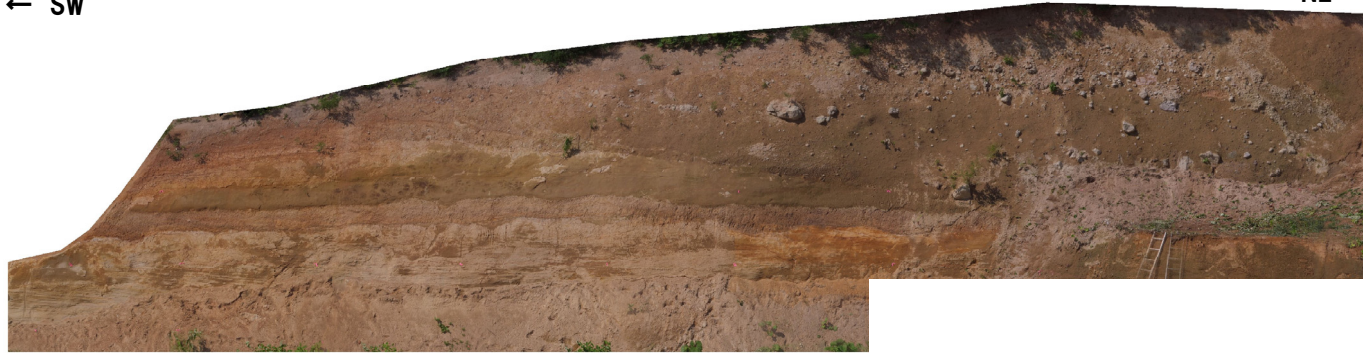
③ 共和台地における岩内層（地質-幌似露頭1-）（2/2）

一部修正（H29/3/10審査会合）

← SW

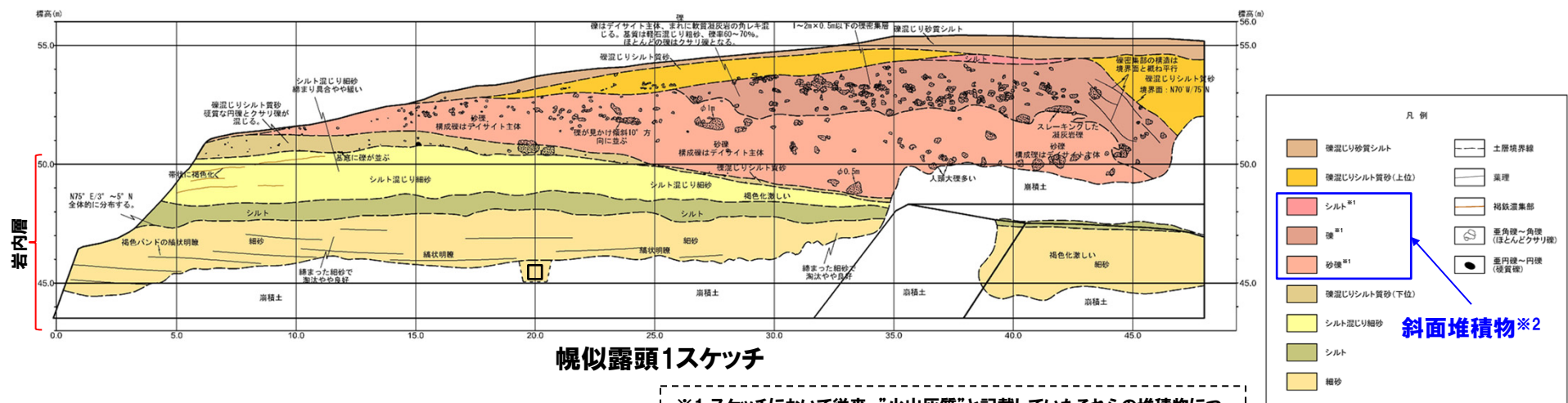
NE →

標高:55m



標高:45m

幌似露頭1写真（平成28年8月撮影）



幌似露頭1スケッチ

※1 スケッチにおいて従来、「火山灰質」と記載していたこれらの堆積物については、火山灰分析の結果、いずれも主に火山砕屑物からなるものではないと判断されることから、層相を見直している(R6.7.19審査会合資料「泊発電所 火山影響評価について(補足説明資料)」参照)。

※2 当該堆積物は、火山灰分析を含む各種観察・分析・測定の結果、火砕流堆積物ではなく、斜面堆積物であると判断される(R6.7.19審査会合資料「泊発電所 火山影響評価について(補足説明資料)」参照)。

□ : OSL年代測定実施箇所
495±101 (ka)

5. 岩内層に関する評価

③ 共和台地における岩内層（地質-幌似露頭2-）（1/2）

一部修正（H29/3/10審査会合）

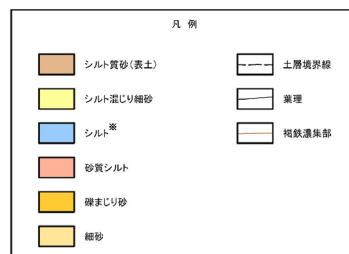
- 幌似露頭1よりも北西側に位置し、幌似露頭1において確認される岩内層と同様な層相（砂層）が認められる幌似露頭2について観察を実施した。
- 本露頭付近には、小池・町田編（2001）において海成段丘面は記載されておらず、当社空中写真判読においても海成段丘面は抽出されない。
- 観察範囲の下部（標高35m程度以下）には、淘汰が良好で葉理の認められる砂層が連続し、その上位に、シルト層及びシルト混じり砂層が認められる。
- これらの堆積物は、岩内層に対比される。
- 岩内層のうち、淘汰が良好で葉理の認められる砂層は、幌似露頭1で確認される岩内層のうち、標高47m程度以下の砂層に対比される。
- 本露頭と幌似露頭1との間にも、同様な砂層が連続する状況を地表地質踏査で確認している（次頁参照）。



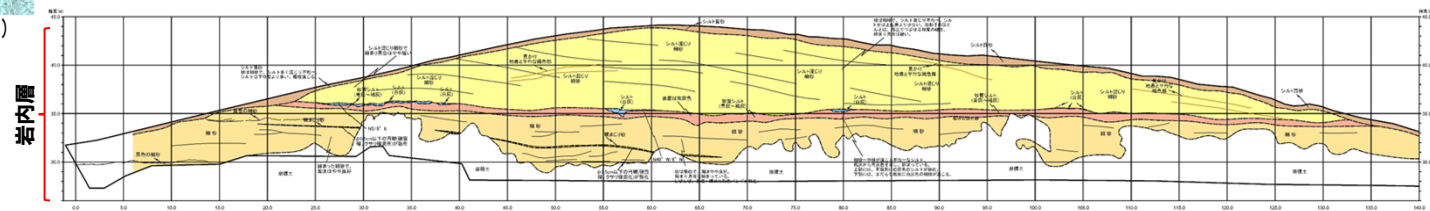
- 本露頭における岩内層のうち、淘汰が良好で葉理の認められる砂層は、幌似露頭1において確認される岩内層との層相對比及び連続性の観点から、同じく第四紀中期更新世の発足層の下位の層準と判断される。



共和台地周辺の地質図（凡例はP163参照）



幌似露頭2写真



幌似露頭2スケッチ

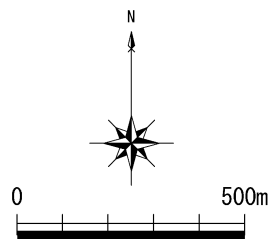
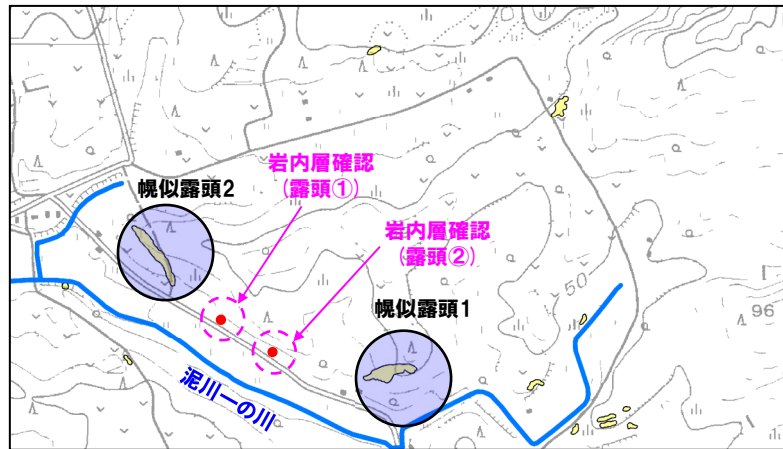
※スケッチにおいて「火山灰質シルト」と記載している堆積物については、火山灰分析の結果、いずれも主に火山砕屑物からなるものではないと判断されることから、層相を見直している（R5.7.7審査会合資料「泊発電所 火山影響評価について（補足説明資料）」参照）。

5. 岩内層に関する評価

③ 共和台地における岩内層（地質-幌似露頭2-）（2/2）

再掲（H30/5/11審査会合）

○共和台地における地表地質踏査の結果、岩内層（砂層）は、幌似露頭1と近接する幌似露頭2の間にも連続して認められる。



岩内層の確認結果



露頭①状況（標高約27m）



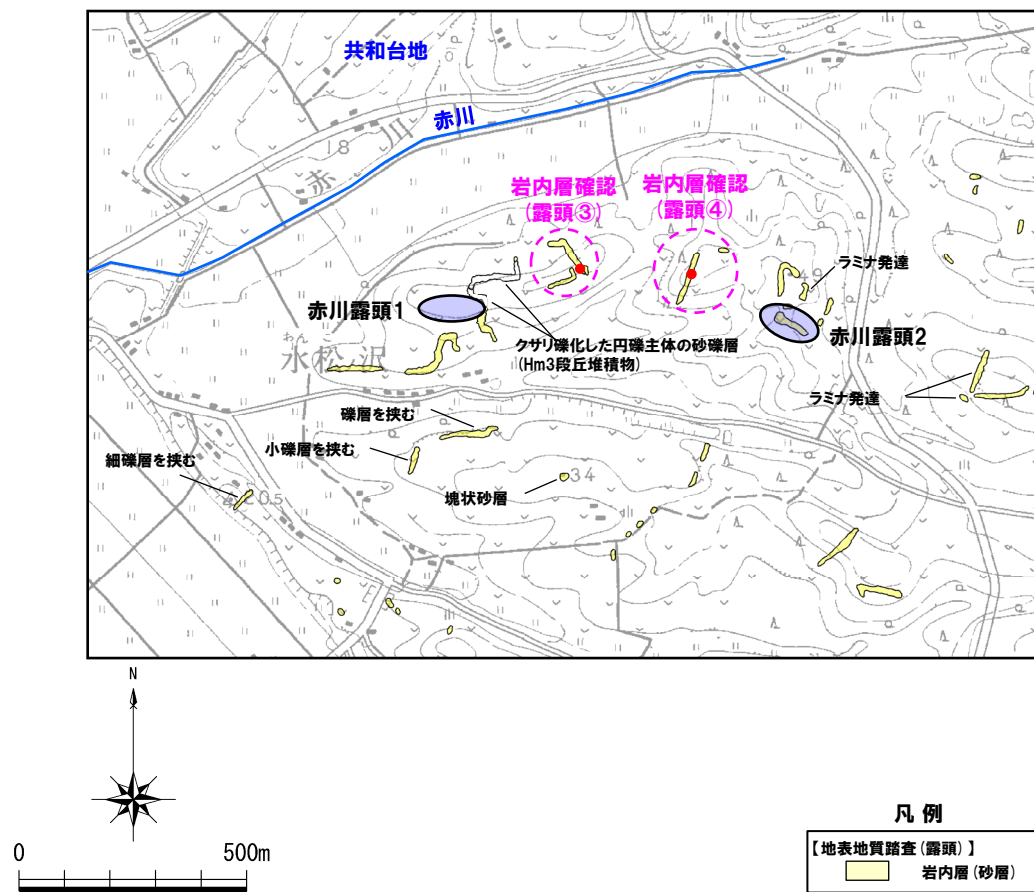
露頭②状況（標高約28m）

5. 岩内層に関する評価

③ 共和台地における岩内層（地質-赤川露頭2-）（2/2）

一部修正（H29/3/10審査会合）

○共和台地における地表地質踏査の結果、岩内層（砂層）は、赤川露頭1と近接する赤川露頭2の間にも連続して認められる。



岩内層の確認結果



露頭③状況（標高約24m）



露頭④状況（標高約28m）

5. 岩内層に関する評価

④ 岩内層の地質年代(1/2)

一部修正 (H29/3/10審査会合)

○共和台地に位置し、岩内層の分布が認められる泥川露頭について、フィッシュトラック法 (FT法) 年代測定及びU-Pb法年代測定を実施した。
(FT法年代測定)

○岩内層のシルト (標高約28m) 中の砕屑性ジルコンから、FT法年代測定値 $1.2 \pm 0.2\text{Ma}$ を得ている (次頁参照)。

(U-Pb法年代測定)

○FT法年代測定値 $1.2 \pm 0.2\text{Ma}$ を得ているジルコン粒子と同一の粒子を用いたU-Pb法による年代測定を実施した (次頁参照)。

○U-Pb法年代測定の結果、各ジルコン粒子の年代測定値は、いずれも前期更新世かそれ以前を示し、1~2Maに有意なピークが認められており、それより若い粒子は認められない。

○砕屑性ジルコン粒子を用いたU-Pb法年代測定から、1~2Maに有意なピークが認められており、それより若い粒子が認められないことを踏まえると、試料を採取した標高約28mの岩内層は、前期更新世に堆積した可能性が考えられる。

○また、敷地近傍における地質調査の結果から、泥川露頭付近において、岩内層は標高-10m程度以浅に認められることから、泥川露頭における岩内層との標高差を踏まえると、より古い時代から堆積していたと考えられる。

○泥川露頭に近接する幌似露頭1においては、泥川露頭よりも高標高側の標高46m程度において、参考値ではあるが中期更新世を示すOSL年代測定値 (約50万年前) を得ており、その標高関係から、泥川露頭の標高約28mの岩内層が前期更新世に堆積した可能性が考えられることと矛盾しない。

○したがって、年代測定値から岩内層の堆積年代を直接評価できないものの、第四紀前期更新世から堆積していたとの解釈は可能であると考えられる。

○岩内層は、岩内平野において、ニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物) ※1、第四紀中期更新世の発足層、Hm3段丘堆積物、Mm1段丘堆積物及び洞爺火砕流堆積物に覆われ、層相及び層位的に尻別川地域の鮎川層、黒松内低地帯地域の瀬棚層の中部~上部及び弁慶岬西方地域の歌島層に対比される (P163参照) ことに加え、上記のとおり年代測定値から第四紀前期更新世から堆積していたとの解釈が可能であることを踏まえると、第四紀前期~中期更新世の地層であると判断される。

※1 岩内平野南方に位置する老古美周辺において確認されるニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物) に対比される火山灰を「対象火山灰」と呼称している。老古美地点②において、本火砕流堆積物から、フィッシュトラック法年代測定値 $0.19 \pm 0.02\text{Ma}$ を得ている。



共和台地周辺の地質図 (凡例はP163参照)



泥川露頭写真及びスケッチ

※2 スケッチにおいて従来、「火山灰質」と記載していたこれらの堆積物については、火山灰分析の結果、いずれも主に火山砕屑物からなるものではないと判断されることから、層相を見直している (R5.7.7 審査会合資料「泊発電所 火山影響評価について (補足説明資料)」参照)。

5. 岩内層に関する評価

④ 岩内層の地質年代 (2/2)

一部修正 (H29/3/10審査会合)

【FT法年代測定結果】

- 泥川露頭における岩内層のシルト中の碎屑性ジルコンについて、フィッシュントラック法年代測定を実施した。
- 測定は、試料中のジルコン結晶を対象としたED2法により実施した。

【U-Pb法年代測定結果】

- FT法年代測定値 $1.2 \pm 0.2 \text{ Ma}$ を得ているジルコン粒子と同一の粒子を用いたU-Pb法による年代測定を実施した。
- 測定は、LA-ICP-MS (レーザーアブレーション結合誘導プラズマ質量分析) により実施した。
- U-Pb法年代測定の結果、各ジルコン粒子の年代測定値は、いずれも前期更新世かそれ以前を示し、1～2Maに有意なピークが認められており、それより若い粒子は認められない。

フィッシュントラック法年代測定結果

試料名	粒子数	$\rho_s (N_s)$ ($\times 10^5 / \text{cm}^2$)	$\rho_i (N_i)$ ($\times 10^6 / \text{cm}^2$)	P (X ²) (%)	$\rho_d (N_d)$ ($\times 10^4 / \text{cm}^2$)	r	U (ppm)	age $\pm 1 \sigma$ (Ma)
共和台地	27	1.01 (66)	2.59 (1701)	26	8.568 (2632)	0.044	240	1.2 ± 0.2

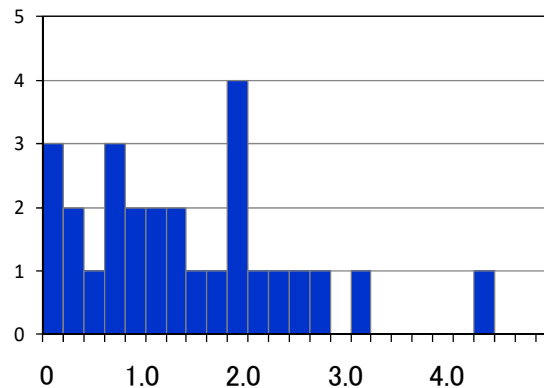
$\rho_s (N_s)$: 自発トラック密度 (数)
 $\rho_i (N_i)$: 誘発トラック密度 (数)
 $P (X^2)$: カイ二乗確率
 $\rho_d (N_d)$: 線量測定用標準ガラスの誘発トラック密度 (数)
 r : 自発トラック密度と誘発トラック密度の相関係数
 U : ウラン濃度

【年代値算出式】

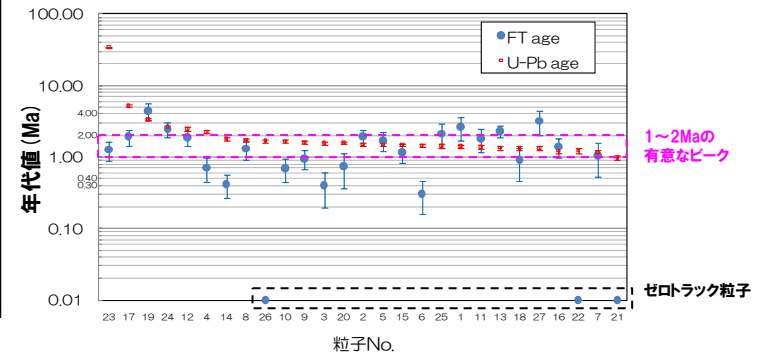
$$\text{年代値 } T = \frac{1}{\lambda_d} \ln(1 + \lambda_d \zeta \frac{\rho_s}{\rho_i} g \rho_d)$$

$$\text{誤差 (1}\sigma) \text{ error} = \sqrt{\frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_i} + \frac{1}{N_d} + \left(\frac{\zeta_{\text{std.dev.}}}{\zeta}\right)^2}$$

λ_d : ^{238}U の全壊変定数 $= 1.480 \times 10^{-10}$
 ζ : 校正定数, 本試験の場合 $= 372 \pm 5$
 g : ジオメトリファクター, 外部面 (本試料) の場合 $= 1$
 $\zeta_{\text{std.dev.}}$: 校正定数の誤差, 本試験の場合 $= 5$



各粒子の年代測定値ヒストグラム (Ma)
(ゼロトラック粒子を3粒子含む)



FT法とU-Pb法の比較

余白

6. 積丹半島西岸の地形, 地質・地質構造

余白

6.1 積丹半島の形成に関する検討

① まとめ

一部修正 (H26/11/28審査会合)

【検討目的】

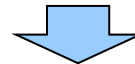
○積丹半島の大局的な形成・構造運動を把握する。

【検討内容】

○応力場に関する文献, 当社地表地質踏査結果等を整理する。

【検討結果】

- 積丹半島周辺は, 約8Ma (後期中新世) 以降から弱圧縮応力場となり, 東西圧縮が徐々に始まり, NW-SE方向の褶曲運動が開始したとされている (次頁～P192参照)。
- 第四系下部～中部更新統野塚層及び岩内層の露頭はほぼ水平に堆積していることから, 構造運動の影響は認められない。
- 現在の敷地周辺の褶曲運動は, 敷地前面海域における主にN-S方向の活構造及び黒松内低地帯の断層群が分布する範囲に認められる (これらの断層は, 当社調査結果に基づき, 震源として考慮する活断層として適正に評価している)。
- 積丹半島周辺の重力異常は地質分布と, 重力異常の急変域は地質境界と概ね整合的である (P193～P197参照)。
- 積丹半島周辺の磁気異常は, 地質分布と概ね調和的である。



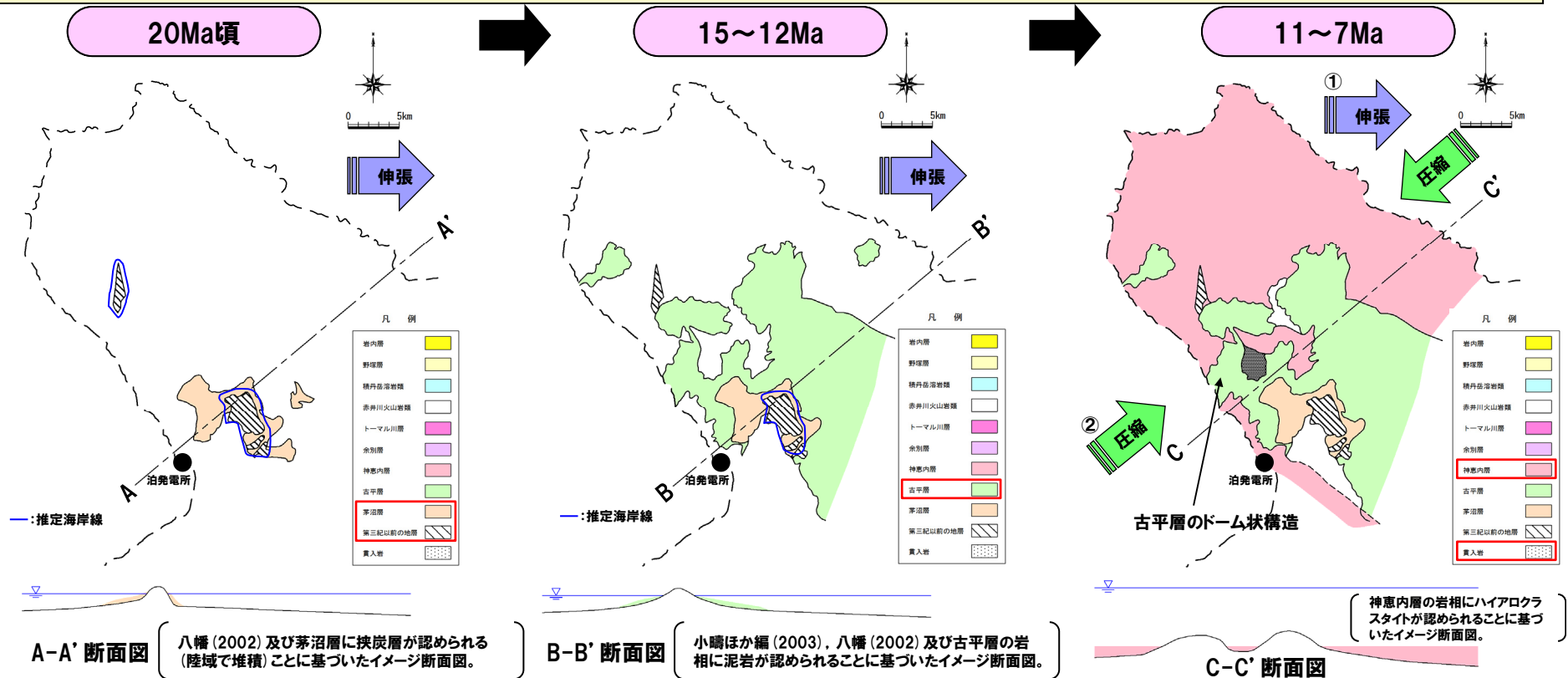
- 積丹半島周辺は, 約8Ma以降から東西圧縮が徐々に始まり, NW-SE方向の褶曲運動が開始したが, 第四系下部～中部更新統野塚層及び岩内層の露頭がほぼ水平に堆積している状況から, 更新世には, 褶曲運動は終焉していたものと推定される。

6.1 積丹半島の形成に関する検討

② 積丹半島の形成について(1/3)

一部修正 (H26/11/28審査会合)

○積丹半島の形成・構造運動については、小池ほか編(2005)、小嶋ほか編(2003)、八幡(1989, 2002)等に基づき整理した。

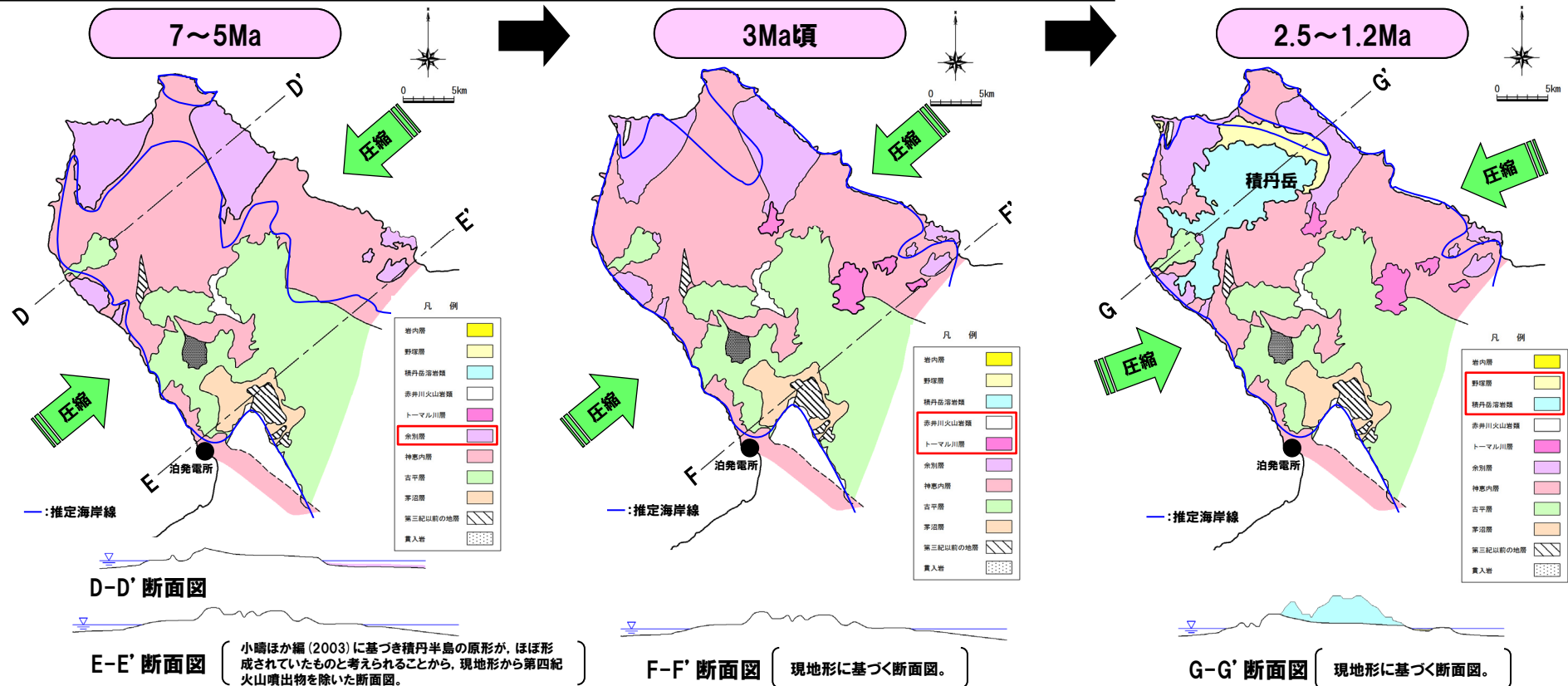


年 代	20Ma頃	15~12Ma	11~7Ma
広域応力場 (東北日本)	伸張(小池ほか編, 2005)	伸張⇒中立的(小池ほか編, 2005)	中立的⇒弱圧縮(小池ほか編, 2005)
積丹半島周辺の 応力場	・日本海拡大に伴う伸張による陸域から浅海が分布。 (八幡, 2002)	・日本海拡大に伴う伸張による沈降及び海進に伴う深海化。 (小嶋ほか編, 2003), (八幡, 2002)	・①伸張⇒②圧縮。(八幡, 2002) ・約8Ma以降, 弱圧縮応力場となり, 東西圧縮が徐々に始まり NW-SE方向の褶曲運動が開始。(八幡, 1989, 2002)
地質・ 地質構造	・茅沼層が陸域～浅海に堆積。 ・陸域の湿地では, 挟炭層が堆積。 ・その後, 火山噴火, 静穏期を繰返す。	・沈降しながら, 古平層が半深海から深海に堆積。	・神恵内層が半深海～深海に堆積。 ・初期は静穏で泥岩種が堆積。 ・一部には, ドーム状構造が形成され, 10Ma頃から大規模な 火山活動により積丹半島全体に火砕岩類が堆積。

6.1 積丹半島の形成に関する検討

② 積丹半島の形成について(2/3)

一部修正 (H26/11/28審査会合)

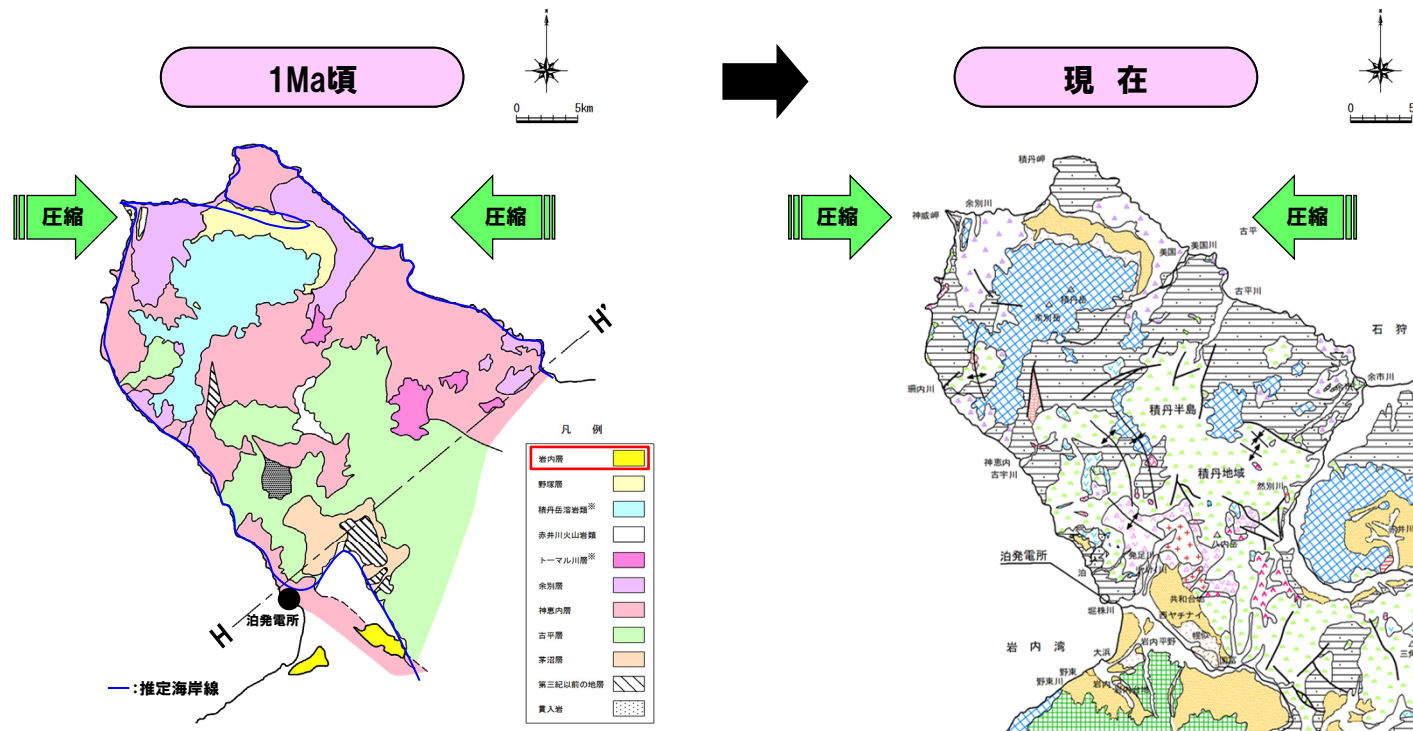


年 代	7~5Ma	3Ma頃	2.5~1.2Ma
広域応力場 (東北日本)	弱圧縮 (小池ほか編, 2005)	弱圧縮 (小池ほか編, 2005)	弱圧縮⇒強圧縮 (小池ほか編, 2005)
積丹半島周辺の 応力場	・圧縮。(小嶋ほか編, 2003) ・NW-SE方向の褶曲運動により積丹半島の方向が形成。(小嶋ほか編, 2003)	・圧縮。(小嶋ほか編, 2003) ・日本海東縁の褶曲運動が始まる。(小嶋ほか編, 2003)	・圧縮。(小嶋ほか編, 2003) ・日本海東縁の褶曲運動が主体。(小嶋ほか編, 2003) ・積丹半島は、ほぼ陸化。(小嶋ほか編, 2003)
地質・ 地質構造	・余別層が浅海に堆積。 ・余別層は下位の神恵内層を傾斜不整合に覆うこと、分布が沿岸域に限られることから、積丹半島の原形が、ほぼ形成されていたものと考えられる。 ・余別層は上部ほど構造が緩く、分布範囲も限られることから、褶曲運動は徐々に弱まっていたものと推定される。	・局所的にトーマル川層が堆積。	・野塚層が局所的な内湾部に堆積。 ・積丹岳の火山活動により、噴出物が堆積。 ・野塚層の露頭は、ほぼ水平に堆積していることから、構造運動の影響は認められない。

6.1 積丹半島の形成に関する検討

② 積丹半島の形成について(3/3)

一部修正 (H26/11/28審査会合)



地質時代		積丹地誌
第四紀	完新世	沖積層
		ニセコ火山噴出物等
	更新世	洞窟火砕流堆積物
		段丘堆積物等
新第三紀	鮮新世	免足層
		野塚層・岩内層
	中新世	余別層
		神恵内層
古第三紀	漸新世	古平層
	中新世	茅沼層
	白堊紀	花崗岩類
	先第三紀	リヤムナイ層
第四紀～新第三紀		流紋岩
		デイサイト
		石英斑岩
		貫入岩類
		安山岩
		玄武岩
		石英閃緑岩
		赤井川火山岩類

※トーマル川層及び積丹岳溶岩類は、赤井川火山岩類に含まれる。

H-H' 断面図 (現地地形に基づく断面図。)

年 代	1Ma頃
広域応力場 (東北日本)	強圧縮 (小池ほか編, 2005)
積丹半島周辺の 応力場	・圧縮。(小嶋ほか編, 2003) ・日本海東縁の褶曲運動が主体。(小嶋ほか編, 2003)
地質・ 地質構造	・褶曲運動はほぼ終焉し、向斜軸に沿った凹地及び褶曲軸翼部の内湾に岩内層が堆積。 ・岩内層の露頭は、ほぼ水平に堆積していることから、構造運動の影響は認められない。

- 積丹半島周辺は、約8Ma (後期中新世) 以降から弱圧縮応力場となり、東西圧縮が徐々に始まり、NW-SE方向の褶曲運動が開始したとされている。
- 褶曲運動は、余別層が堆積する鮮新世には、徐々に弱まっていたものと推定される。
- 第四系下部～中部更新統野塚層及び岩内層の露頭はほぼ水平に堆積していることから、構造運動の影響は認められない。

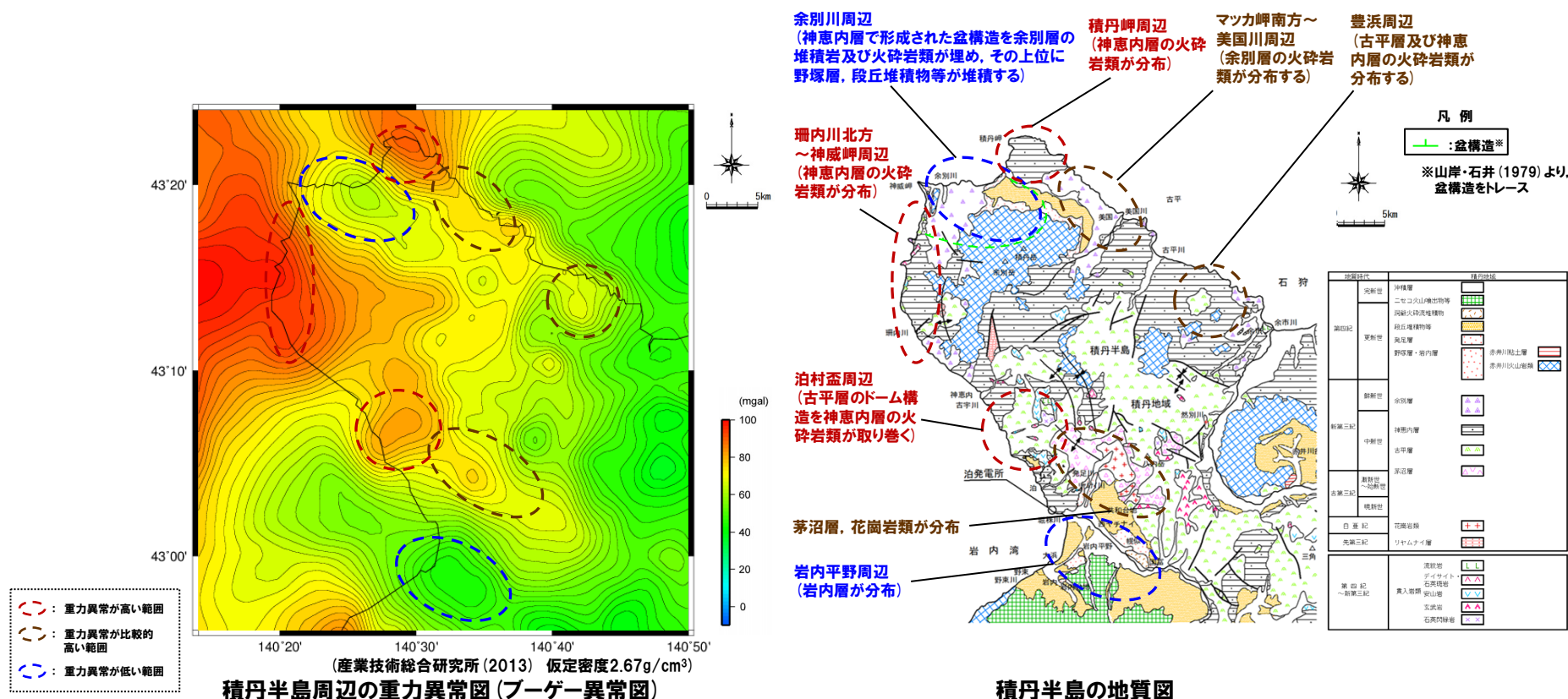
6. 1 積丹半島の形成に関する検討

③-1 積丹半島周辺の重力異常(積丹半島周辺の重力異常-ブーゲー異常図-)

一部修正 (H26/11/28審査会合)

- 積丹半島周辺の重力異常について検討した。
- 積丹半島周辺では、大局的に西岸～北岸に高重力異常域が分布する。
- 西岸～北岸では、泊村盃周辺、珊内川北方～神威岬周辺及び積丹岬周辺に高重力異常が認められ、古平層及び神恵内層の火砕岩類の分布と調和的である。
- 東岸では、マツカ岬南方～美国川周辺及び豊浜周辺に比較的重力異常の高い範囲が認められ、余別層の火砕岩類並びに古平層及び神恵内層の火砕岩類の分布と調和的である。
- 余別川周辺には、低重力異常が認められ、神恵内層で形成された盆構造を埋める余別層の堆積岩等の分布と調和的である。
- 岩内平野周辺には、低重力異常が認められ、岩内層の分布と調和的である。

○積丹半島周辺の重力異常は地質分布と概ね整合的である。



③-2 積丹半島周辺の重力異常(重力異常と1次微分の関係)

再掲(H28/8/26審査会合)

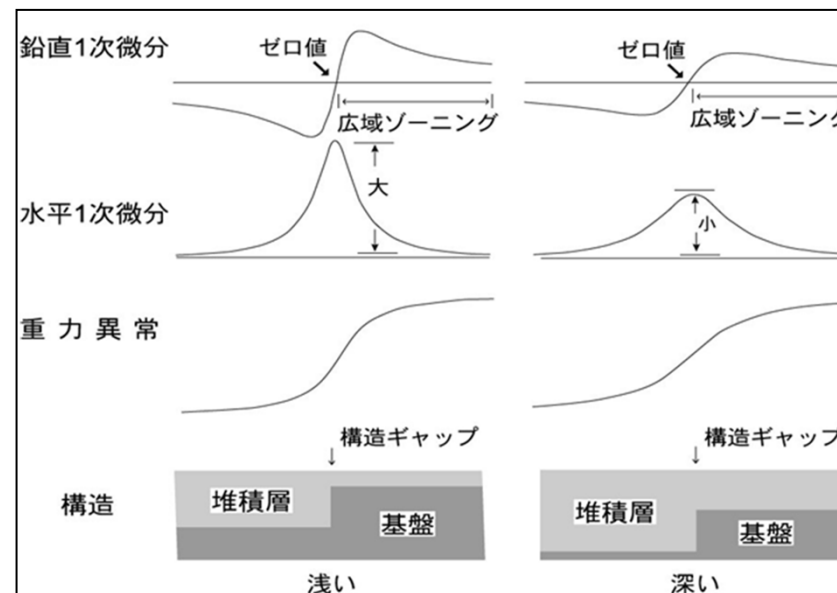
- 重力異常は、断層等に伴う基盤の落差や異なる岩体の密度差による構造境界を境に変化する。
- 物理探査学会編(1998)では、重力異常から有為な情報を抽出し、定性的な解析・解釈を進めるのに有効な手法としてフィルタリングを挙げ、特に断層等の構造境界の抽出には、水平微分や鉛直微分によるフィルタリングが有効であるとしている。

【水平1次微分分布の性質】

- 構造境界において水平1次微分(水平勾配)は大きくなり、その値は構造の深度に依存する。
(「構造深度が浅い ⇒ 水平勾配は大きい、構造深度が深い ⇒ 水平勾配は小さい」の関係がある。)

【鉛直1次微分分布の性質】

- 構造深度に関係なく、構造境界において値がゼロ(鉛直1次微分のゼロコンター)になる。
- 断層面が傾斜している逆断層や正断層の場合にも、そのゼロコンターが断層面の中央直上に位置する。



重力異常と1次微分の関係(構造の落差が同じで深度が異なる場合)
(物理探査学会編, 1998)



- 積丹半島周辺の重力異常について、定性的な解釈をする目的として、水平1次微分及び鉛直1次微分によるフィルタリングを実施した。

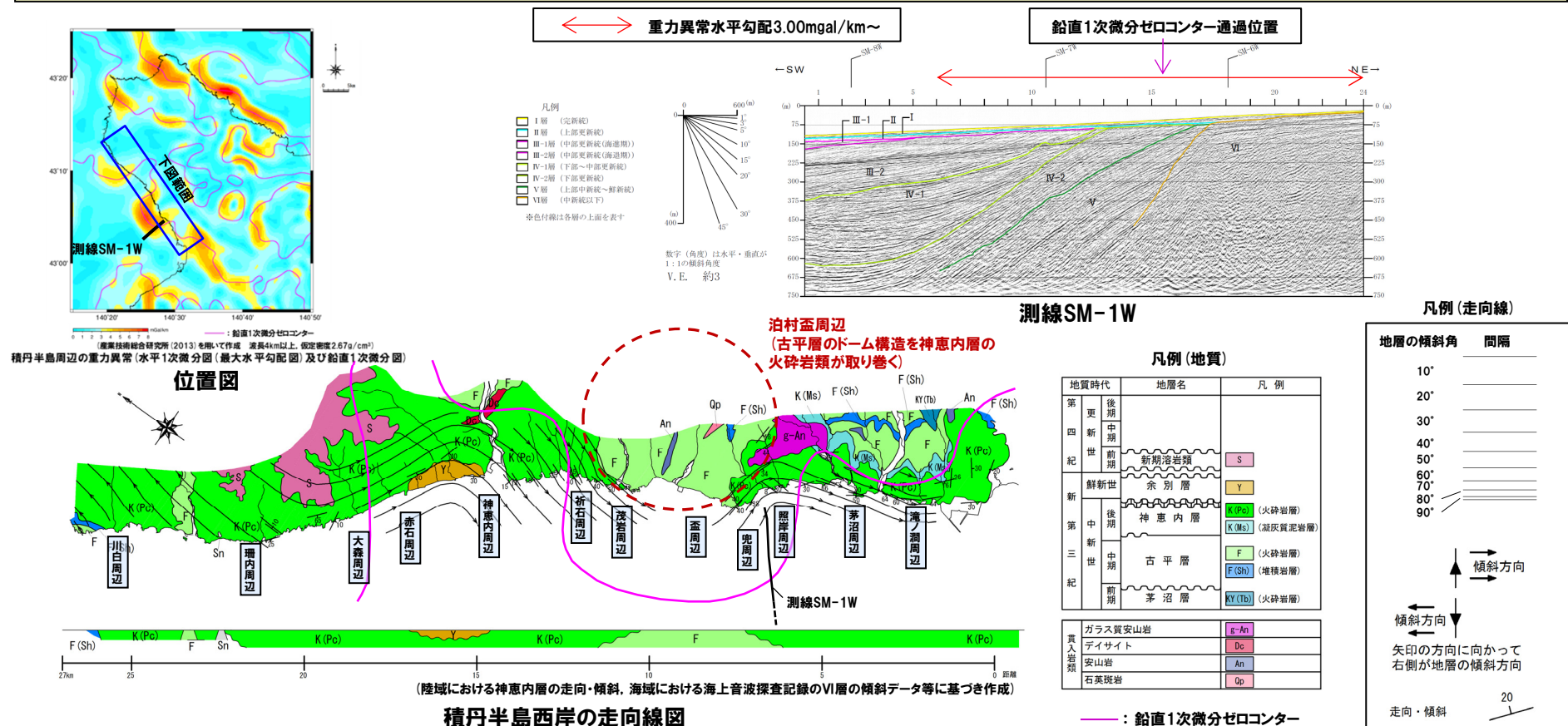
6.1 積丹半島の形成に関する検討

③-3 積丹半島周辺の重力異常（水平1次微分図及び鉛直微分図）（2/3）

一部修正（H28/8/26審査会合）

- 泊村盃周辺においては、古平層のドーム構造を神恵内層の火砕岩類が取り巻く状況が認められる。
- 当社は、泊村盃周辺近傍において海上音波探査（測線SM-1W）を実施していることから、近傍海域の地質構造についても確認した。
- 測線SM-1Wは、神恵内層の火砕岩類が分布する範囲の前面に位置し、陸域との連続性からVI層は神恵内層に対比される。
- 測線SM-1Wでは、VI層（神恵内層相当）が海底面付近に認められる箇所とVI層に上位層が厚く堆積する箇所との境界部を鉛直1次微分ゼロコンターが通過する状況が認められる。

○泊村盃周辺の重力異常の急変域は、古平層と神恵内層の地質境界に加え、神恵内層とその上位層が厚く堆積する箇所との境界部の影響も反映しているものと考えられる。



再掲 (H28/8/26審査会合)

○重力変化が卓越する方向を確認するため、東西方向※及び積丹半島の伸長方向（NW-SE方向）と直交する方向について水平1次微分図を作成した。

【水平1次微分図(東西方向)】

○重力異常の水平1次微分値の大きい箇所(重力異常の急変域)は、断続的に分布する。

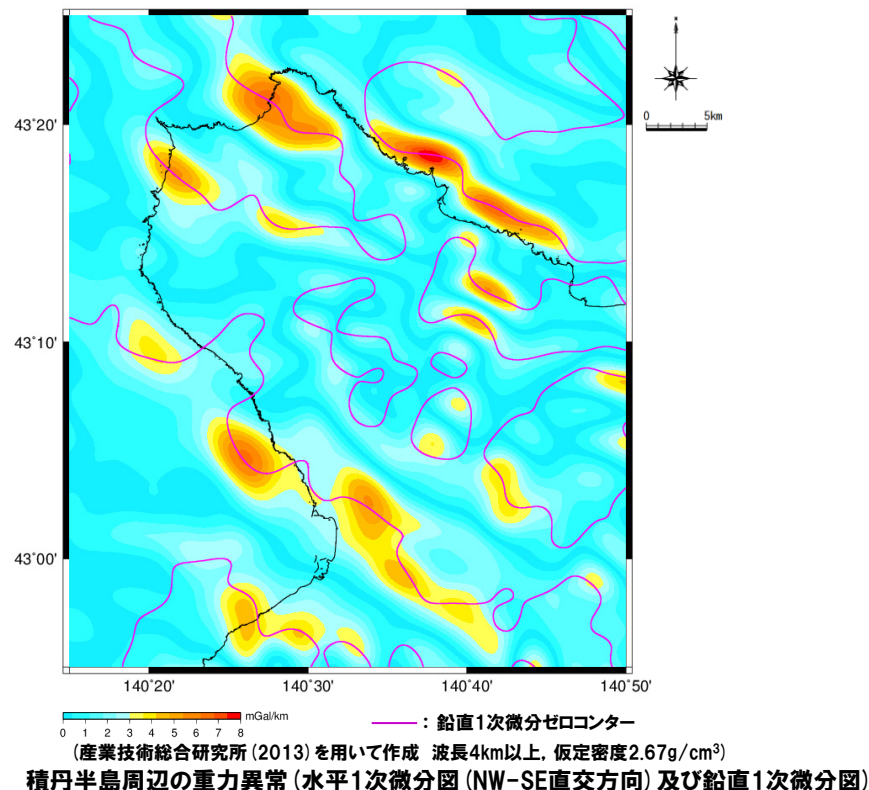
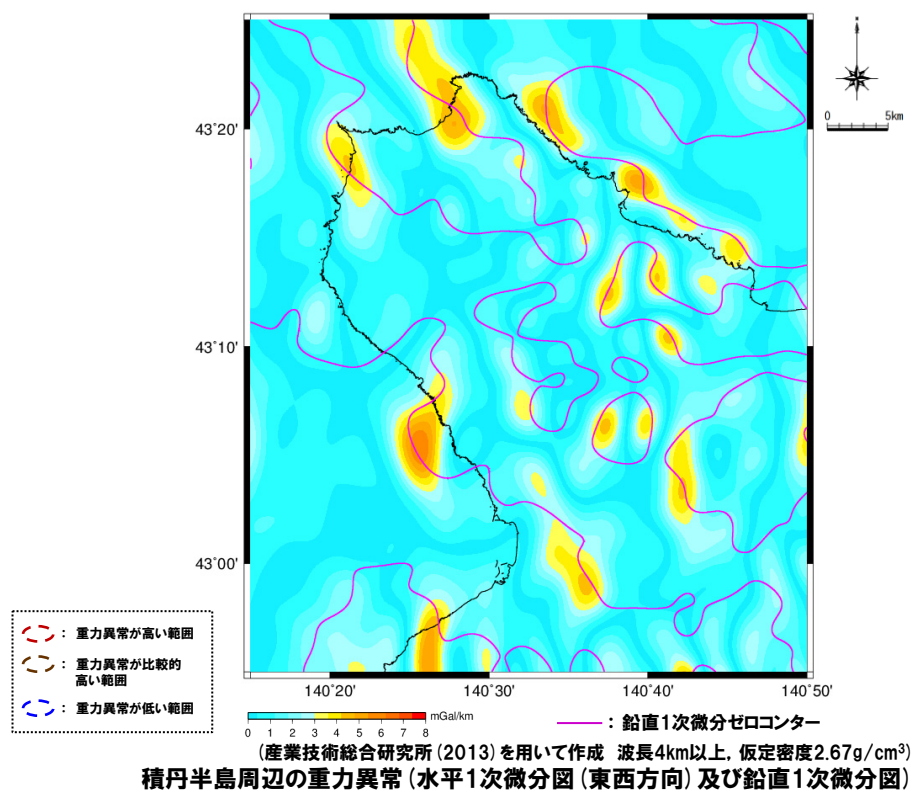
【水平1次微分図 (NW-SE直交方向)】

○重力異常の水平1次微分値の大きい箇所(重力異常の急変域)は、最大水平勾配図と同様に地質境界と概ね整合的に分布する。

※現在の敷地周辺の褶曲運動は、敷地前面海域における主にN-S方向の活構造及び黒松内低地帯の断層群が分布する範囲に認められるため、東西方向について重力変化を確認する。



○積丹半島周辺の重力異常の水平1次微分値はNW-SE方向に卓越する。これは、積丹半島の形成時期のNW-SE方向の褶曲運動に関わる地質・地質構造を反映したものと推定される。



① まとめ

一部修正 (H26/11/28審査会合)

【検討目的】

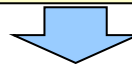
- 積丹半島の海岸地形の形成要因について考察を行う。
- 積丹半島の海岸地形、海成段丘及び海食洞の相互関係について考察を行う。

【検討内容】

- DEMデータによる海岸地形高度と岩種・岩相の侵食抵抗の関係について検討する。
- 文献レビューに基づく海岸地形状況と、当社調査結果に基づく積丹半島の海岸地形状況との比較を行い、海岸地形の形成要因について検討する。
- 海岸地形、海成段丘及び海食洞に関する当社調査結果に基づき、高度、分布状況等の関係について検討する。

【検討結果】

- 積丹半島の海岸地形高度と岩種・岩相の侵食抵抗には、大局的に相関関係が認められる（次頁参照）。
- 積丹半島の海岸地形は、文献において、岩質の差異等が高度を含む形状に反映され、波食又は風化作用により形成されるとされている状況と概ね調和的である（P200～P201参照）。
- 積丹半島西岸及び北・東岸並びに西岸における神恵内以北及び神恵内以南において認められる海岸地形の大局的な分布状況の差異は、地質分布の差異に起因するものと考えられる（P202～P203参照）。
- 積丹半島の海成段丘は、海岸地形の岩種・岩相に応じて、形成されやすさが異なるものと考えられる。
 - ・侵食抵抗が相対的に弱い岩種・岩相が分布する「波食棚」の背後には海成段丘が形成されやすく、また、砂・礫浜の背後には海成段丘が形成される場合もある。
 - ・侵食抵抗が相対的に強い岩種・岩相が分布する「潮間帯より標高の高い地形」の背後には海成段丘が形成されにくい。
 - ・急崖地形の背後には海成段丘が形成されない。
- 積丹半島の海成段丘の大局的な分布状況の差異は、地質分布の差異に起因するものと考えられる。
- 積丹半島の海食洞は、節理沿い及び層理に沿って侵食抵抗が相対的に弱い層が侵食されることにより形成されると考えられることから、海岸地形高度等との相関は認められない（P205参照）。



- 積丹半島の海岸地形は、波食又は風化作用によって形成された可能性も考えられる。
- 積丹半島の海成段丘は、海岸地形の岩種・岩相に応じた形成過程をたどり、海食洞は独立した形成過程をたどるものと考えられる。
- 積丹半島の海岸地形及び海成段丘の大局的な分布状況の差異は、地質分布の差異に起因するものと考えられる。

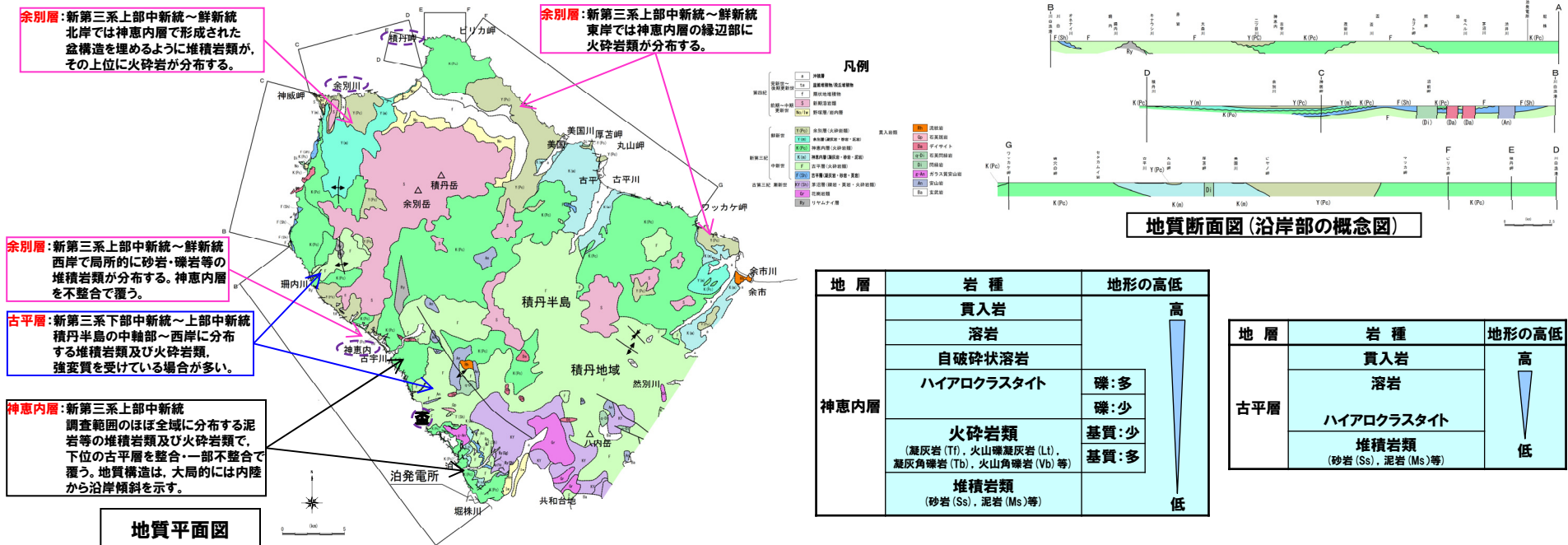
6.2 積丹半島の海岸地形の形成要因に関する検討

② 地質及び地形概要 (岩種・岩相と地形)

一部修正 (H26/11/28審査会合)

- 積丹半島の沿岸部には、下位より新第三系下部～上部中新統古平層、上部中新統神恵内層、上部中新統～鮮新統余別層及び貫入岩の流紋岩、閃緑岩、デイサイトが分布する。
- 積丹半島の大局的な地質分布及び構造は、NW-SE方向に特徴づけられ、神恵内層形成時の褶曲運動に伴う盆構造等を余別層が覆っている。
- 古平層は西岸寄りにNW-SE方向の背斜構造を形成しながら分布し、盃周辺では、ドーム構造が認められる。
- 神恵内層は古平層を整合、一部不整合で覆い、NW-SE方向で内陸から沿岸傾斜で分布する。西岸においては火砕岩類が全域に分布し、盃周辺では古平層のドーム構造を取り巻くような構造が認められる。北岸においては積丹岬周辺に火砕岩類が分布し、東岸においては火砕岩類及び堆積岩類が分布する。東岸に分布する火砕岩類は、西岸と比較して凝灰角礫岩や凝灰岩が主体となる。
- 余別層は、西岸の神恵内層周辺及び北岸の余別川周辺においては、神恵内層形成時の盆構造や縁辺部を埋めるように堆積岩類が分布し、東岸においては火砕岩類が分布する。火砕岩類は凝灰角礫岩や凝灰岩が主体となる。
- 神恵内層は、侵食抵抗が相対的に強い岩種・岩相が、標高の高い海岸地形を形成している状況が認められる。
- 古平層は、侵食抵抗が相対的に強い岩種・岩相が、標高の高い海岸地形を形成している状況が認められる。
- 余別層は、堆積岩類を主体とすること等から、概ね潮間帯に波食棚を形成している状況が認められる。

○積丹半島の海岸地形高度と岩種・岩相の侵食抵抗には、大局的に相関関係が認められる。



③ 海岸地形の形成要因 (1/2)

一部修正 (H26/11/28審査会合)

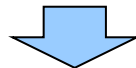
○文献レビューに基づく海岸地形状況と、当社調査結果に基づく積丹半島の海岸地形状況との比較を行い、海岸地形の形成要因について検討した。

【文献レビュー】

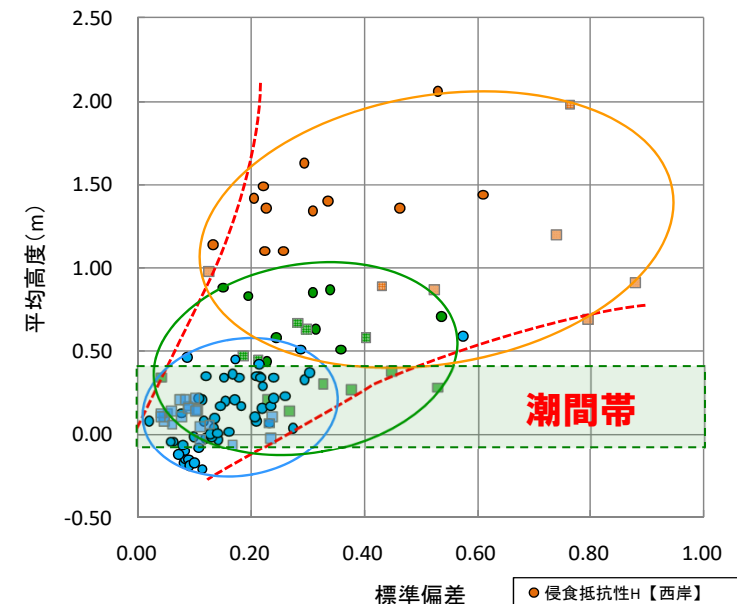
- 波食棚には複数の分類があり、潮間帯に位置しているものと潮間帯よりも標高の高いものが存在する。
- 波食棚の形状は、岩質の差異、岩石の強度の差異等が反映されている。
- 波食棚形成の主な営力は、波食及び風化作用(岩石の乾湿の交代による風化が主要)である。

【当社調査結果】

- 積丹半島における海岸地形高度と岩種・岩相の侵食抵抗の関係を確認するため、海岸地形高度の定量化を行った(次頁参照)。
- 積丹半島西岸及び北・東岸における、侵食抵抗に応じた海岸地形の平均高度と標準偏差の関係を右図に示す。
- 侵食抵抗が相対的に強い岩種・岩相においては、概ね「潮間帯より標高の高い地形」を形成し、侵食抵抗が相対的に弱い岩種・岩相においては、概ね潮間帯に「波食棚」を形成している。
- 侵食抵抗が相対的に強い岩種・岩相は、標準偏差(ばらつき)が大きい。
- 西岸と比較し、北・東岸は海岸地形の発達乏しい状況ではあるが、上記の傾向は、積丹半島西岸及び北・東岸いずれにおいても認められる。
- 「潮間帯より標高の高い地形」において、平均高度の最大値は標高2.0m程度(兜周辺)であるが、これは暴風時に波が到達する高度である。



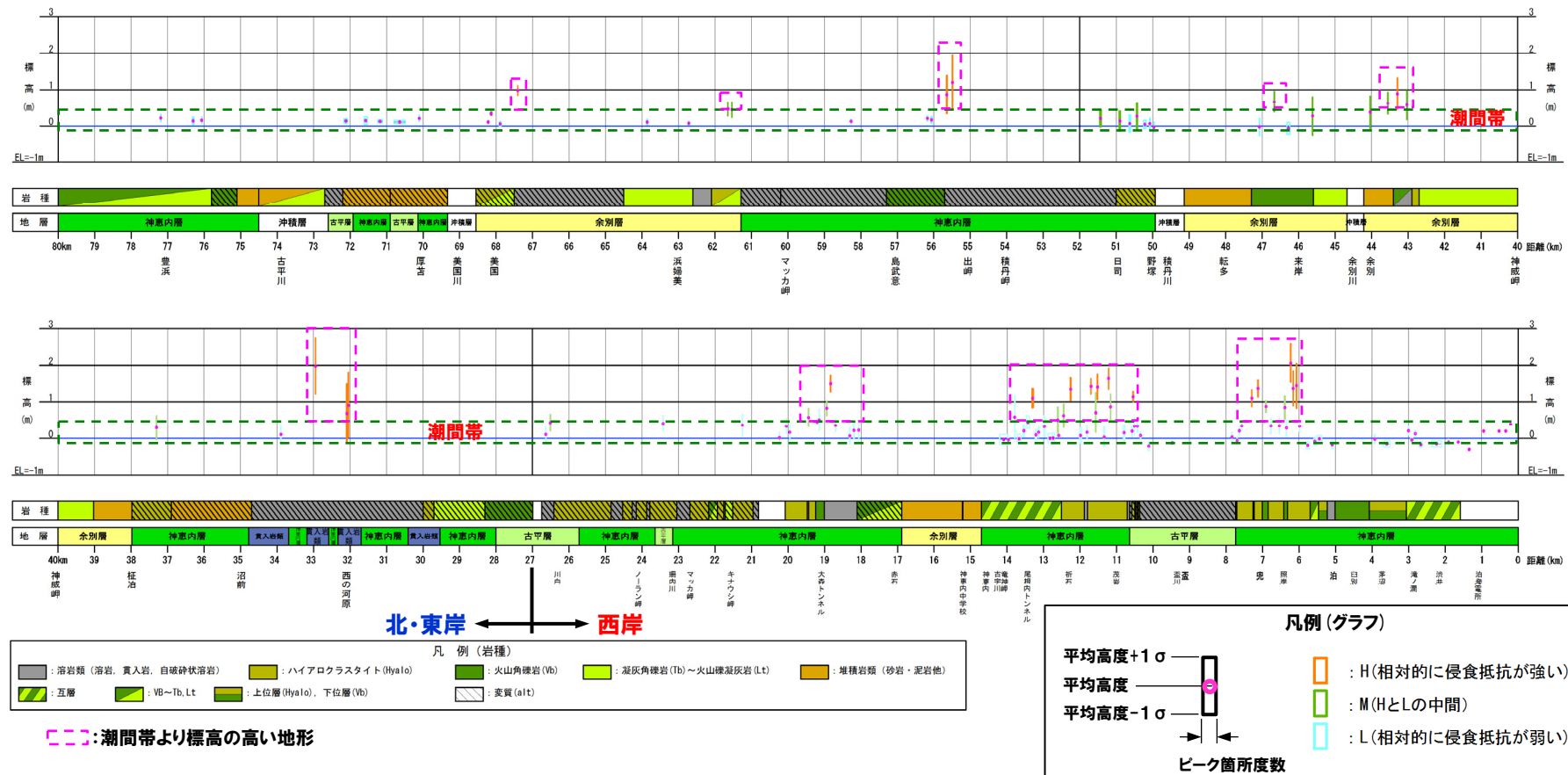
- 積丹半島の海岸地形は、文献において、岩質の差異等が高度を含む形状に反映され、波食又は風化作用により形成されるとされている状況と概ね調和的である。



積丹半島における海岸地形の平均高度と標準偏差の関係

③ 海岸地形の形成要因 (2/2)

一部修正 (H26/11/28審査会合)



※1 海岸地形の侵食抵抗は、岩種及び岩相を考慮し分類している。

※2 同じ侵食抵抗であっても、周囲の地形状況、岩盤の不均質等により、分布高度に多少の差異は生じるものと考えられる。

積丹半島における海岸地形の岩種・岩相及び分布高度

④-1 海岸地形、海成段丘及び海食洞の相互関係（海岸地形）（1/2）

一部修正 (H29/7/28審査会合)

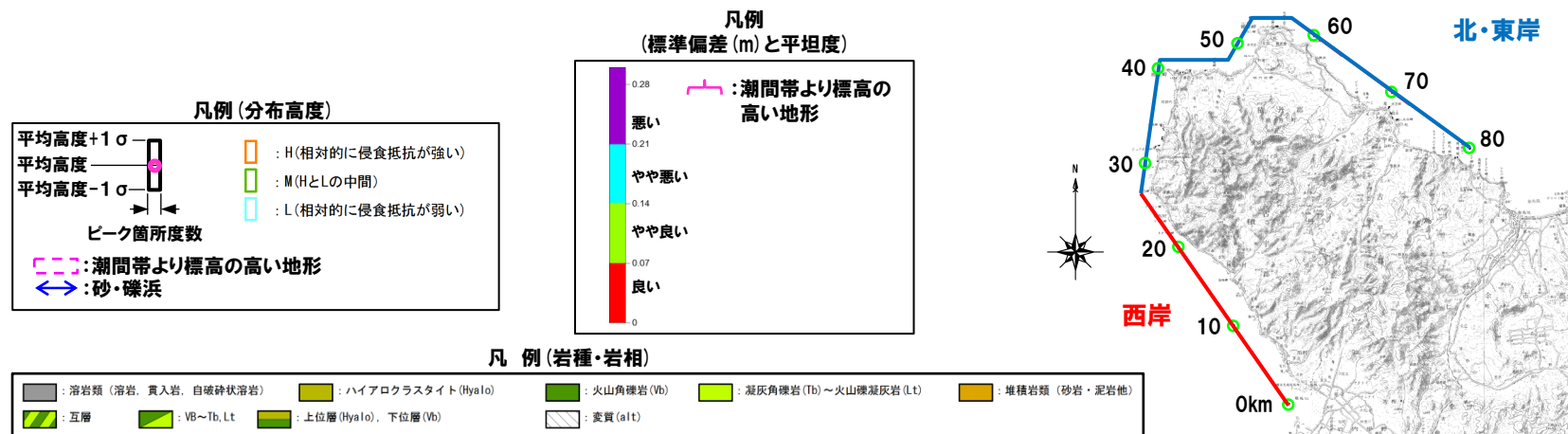
○積丹半島における海岸地形状況について整理した。

- ・海岸地形の大局的な分布は、北・東岸は、西岸と比較して乏しい。
- ・また、西岸においては、神恵内以北は、神恵内以南と比較して乏しい（次頁①参照）。
- ・侵食抵抗が相対的に強い岩種・岩相（溶岩類、ハイドロクラスタイト等）の分布範囲では、概ね潮間帯より標高の高い地形が形成される（次頁②参照）。
- ・また、潮間帯より標高の高い地形が分布する範囲には、平坦度の良い微地形が認められるが、西岸においては、拡がりや連続性に乏しく分布高度にもばらつきが認められ、北・東岸においては、拡がりや連続性が認められない（次頁②参照）。
- ・侵食抵抗が相対的に弱い岩種・岩相（火砕岩類、堆積岩類等）の分布範囲では、概ね波食棚又は砂・礫浜※が形成される。
- ・また、波食棚が分布する範囲には、平坦度の良い海岸地形が認められる。
- ・変質を伴う岩相の分布範囲では、主に急崖地形が形成される。
- ・米田ほか（2002）によれば、積丹半島沿岸部には急崖地形が広く分布し、西岸における神恵内以北及び北・東岸において、多くの岩盤崩落が発生しているとされており、当社調査結果（次頁参照）における変質を伴う岩相の分布範囲と概ね調和的である。

※砂・礫浜は、周辺河川又は沢からの堆積物の供給が多い地形・地質条件の場合に形成されるものと考えられる。

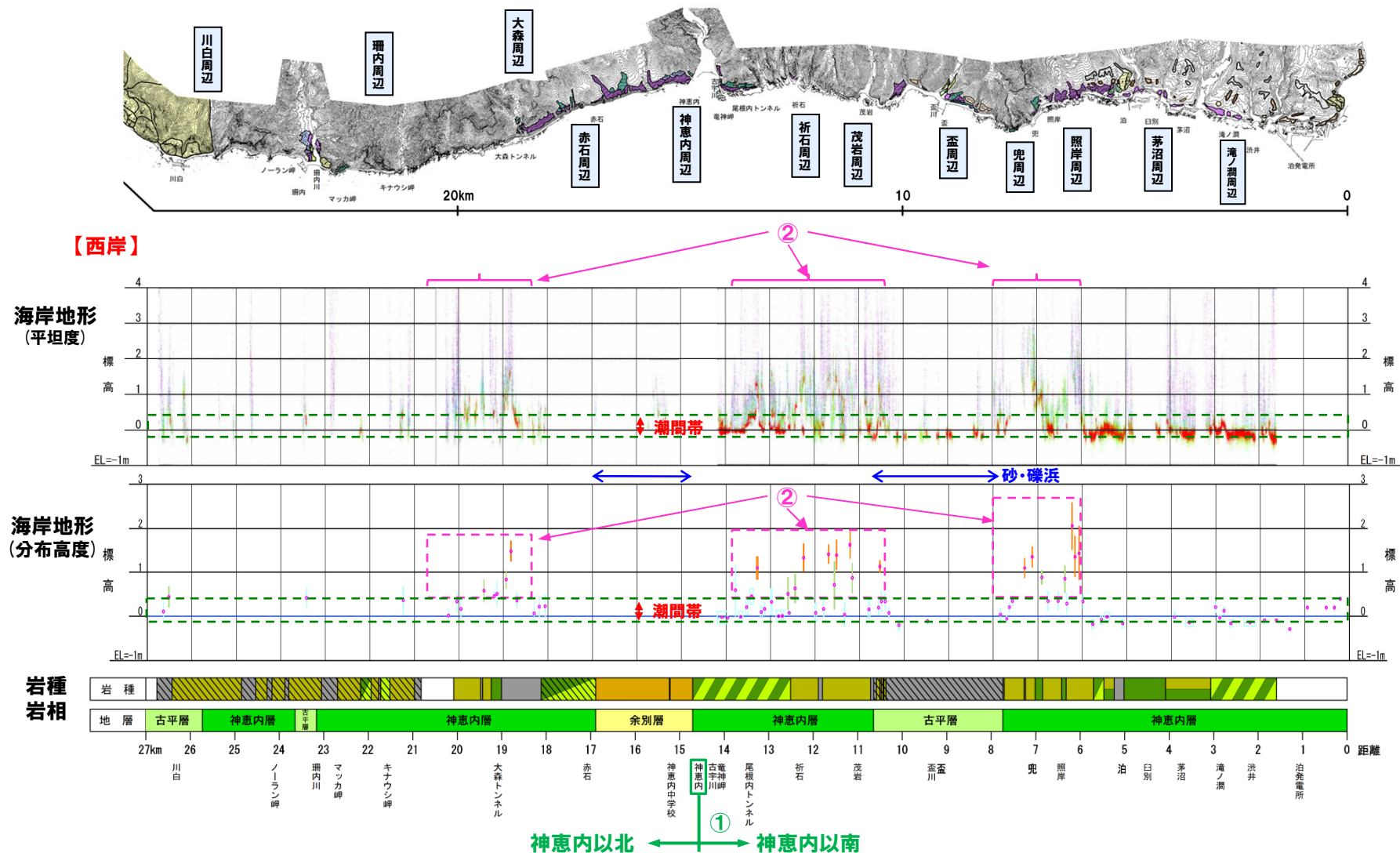


○積丹半島西岸及び北・東岸並びに西岸における神恵内以北及び神恵内以南において認められる海岸地形の大局的な分布状況の差異は、地質分布の差異に起因するものと考えられる。



④-1 海岸地形、海成段丘及び海食洞の相互関係（海岸地形）（2/2）

一部修正 (H29/7/28審査会合)



積丹半島西岸における海岸地形の岩種・岩相、分布高度及び平坦度の分布
(凡例は前頁参照)

④-2 海岸地形、海成段丘及び海食洞の相互関係（海成段丘及び海食洞）

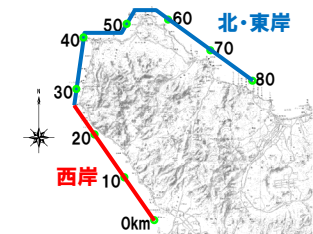
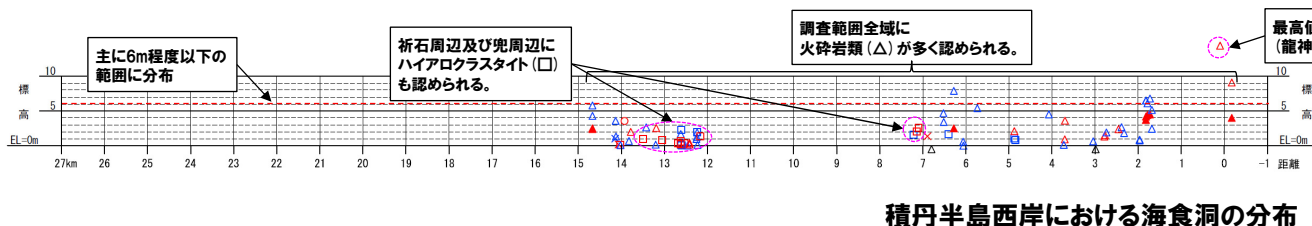
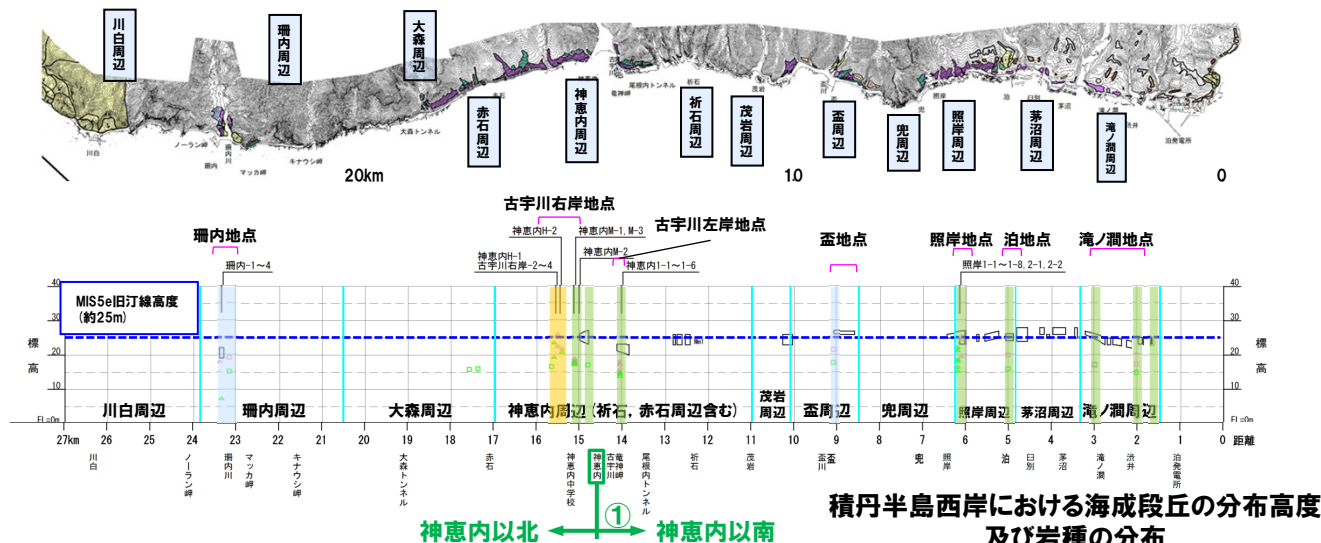
一部修正 (H29/7/28審査会合)

○積丹半島における海成段丘（Mm1段丘）の状況について整理した。

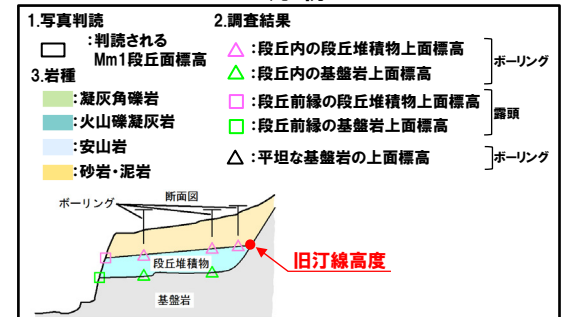
- ・Mm1段丘の大局的な分布は海岸地形と同様に、北・東岸は、西岸と比較して乏しい。
- ・また、西岸においても海岸地形と同様に、神恵内以北は、神恵内以南と比較して乏しい（下図①参照）。
- ・西岸のMm1段丘高度は、旧汀線付近で約25mであり、ほぼ一定であると評価される。
- ・北・東岸においては、Mm1段丘堆積物の確認地点は限られるが、Mm1段丘堆積物の分布高度は、西岸と同程度である。
- ・Mm1段丘の基盤岩は、侵食抵抗の相対的に弱い火砕岩類、堆積岩類等が分布する。

○積丹半島における海食洞の状況について整理した。

- ・海食洞の分布高度は、西岸及び北・東岸ともに、主に6m程度以下の範囲に分布し、最大値も同様な値を示す。
- ・西岸と比較し、北・東岸は、海食洞の分布が少ない状況が認められる。
- ・海食洞の形成要因は、節理沿い及び層理に沿って侵食抵抗が相対的に弱い層が侵食されることによるものと考えられる。



凡例



④-3 海岸地形、海成段丘及び海食洞の相互関係 (まとめ)

再掲 (H29/7/28審査会合)

- 積丹半島の海成段丘は、海岸地形の岩種・岩相に応じて、形成されやすさが異なるものと考えられる。
 ○積丹半島の海成段丘の大局的な分布状況の差異は、地質分布の差異に起因するものと考えられる。
 ○積丹半島の海食洞は、節理沿い及び層理に沿って侵食抵抗が相対的に弱い層が侵食されることにより形成されることが考えられることから、海岸地形高度等との相関は認められない。

積丹半島における海岸地形、海成段丘及び海食洞の相互関係

海岸地形の岩種・岩相	海岸地形の形態分類	海成段丘の形成されやすさ	海食洞の特徴	大局的な分布状況 (積丹半島における相対比較)
【ケース1】 侵食抵抗が相対的に強い岩種・岩相 (溶岩類、ハイアロクラスタイト等)	○潮間帯より標高の高い地形	○形成されにくい。	○節理沿い及び層理に沿って侵食抵抗が相対的に弱い層が侵食されて形成される。 ○海岸地形高度との相関は認められない。	【西岸(神恵内以南)】 「ケース1」及び「ケース2」のうち、火砕岩類が波食棚を形成する場合が多く、海岸地形及び海成段丘が発達している。 【西岸(神恵内以北)】 「ケース3」が多く、海岸地形及び海成段丘の分布は乏しい。 【北・東岸】 「ケース2」のうち、砂・礫浜を形成する場合及び「ケース3」が多く、海岸地形及び海成段丘の分布は乏しい。
【ケース2】 侵食抵抗が相対的に弱い岩種・岩相 (火砕岩類、堆積岩類、変質を伴う岩相等)	○波食棚※1	○波食棚の背後に、形成されやすい。		
	○砂・礫浜※2, 3	○砂・礫浜の背後に、形成される場合もある※4。		
【ケース3】 変質を伴う岩相	○急崖地形	○形成されない。		

※1 火砕岩類(火山角礫岩、凝灰角礫岩等)は、堆積岩類等と比較して侵食抵抗が強いことから、相対的に波食棚が形成されやすい。

※2 砂・礫浜は、周辺河川からの堆積物の供給が多い地形条件の場合に形成されるものと考えられる。

※3 砂・礫浜は堆積海岸であるため、基盤の岩種・岩相は確認できないが、付近の地質状況から、主に侵食抵抗が相対的に弱い岩種・岩相が分布するものと推定される。

※4 基盤岩の岩種・岩相、堆積物(砂及び礫)の層厚等に依存するものと考えられる。

余白

① まとめ

一部修正 (H26/11/28審査会合)

【検討目的】

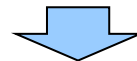
○積丹半島のMm1段丘を隆起させる、地震に伴う間欠的隆起以外の要因についての考察を行う。

【検討内容】

○広域隆起に関する文献レビュー及び検討を実施する。

【検討結果】

- 日本列島の上下方向の地殻運動には、列島規模の広域隆起運動が存在する(次頁参照)。
- 広域隆起運動とは、非傾動運動であり、地震を伴わずに常時進行している連続的運動である(P209参照)。
- 広域隆起量は、より広めの地域を設定したうえで、旧汀線の最低値から海面変化量を除いた値を採用することで、過大評価することなく見積もることができる(P210参照)。
- 東北日本弧北部における広域隆起運動は、列島規模の底上げ的隆起運動(最低でも0.1mm/年)に、日本海側(内弧)をより隆起させる波長100～150kmほどの地殻変動も加味される(P211参照)。
- 積丹半島のMIS5e海成段丘分布高度は、東北日本弧北部日本海側において最低レベルとなることから、当該地域の広域隆起を示すものと考えられる。
- 積丹半島のMIS5e海成段丘の分布高度には、地震性隆起が報告されている地域のように、分布高度が相対的に高く、高度不連続を示すような状況は認められない(P212参照)。



○積丹半島のMm1段丘を隆起させる要因としては、広域隆起の可能性も考えられる。

②-1 広域隆起に関する文献レビュー (松田・衣笠 (1988))

一部修正 (H26/11/28審査会合)

○松田・衣笠 (1988) では、第四紀テクトニクスの特徴や日本列島における地殻運動の種類について以下のように示されている。

【第四紀テクトニクスの特徴】

- ① 第四紀の地殻運動はそれ以前の第三紀後期にはみられなかったほど活発であり極めて個性的である。
- ② 第四紀の日本列島が概して東西 (ないし西北西-東南東) 方向に短縮されていることは、第四紀断層や活褶曲の性質などから知られている。
- ③ 圧縮テクトニクスがとくに活発な地域 (南部フォッサマグナ～東北日本の日本海側一帯, 西南日本東部, 伊豆半島北縁, 北海道南部, など) は、いずれも日本周辺プレートの収束境界-衝突境界とみなされている地域かその近傍である。

【地殻運動の成分】

- ① 地殻運動は基本的には、地震に伴う急性の地殻運動 (間欠的急性に生ずる脆性破壊) と、その前後の比較的長時間の弾性変形との組み合わせである。
- ② 日本列島における地殻運動には、加えて、より長期的な、より広域的な非弾性変形も加わっていると思われる。
- ③ たとえば、上下方向の地殻変動の復元にしばしば用いられる旧汀線高度は、以下のように表すことができる。

$$\text{旧汀線高度} = \text{海水面変動} + a) \text{地震に伴う間欠的隆起量} + b) \text{長期的連続的変動量}$$

その場合のb) は、以下のようにみることができる。

$$b) \text{長期的連続的変動量} = (b1) \text{地震間の静穏期における弾性変形 (いわゆる 逆もどり運動)} \\ + (b2) \text{非弾性的な、より長期・広域的な運動}$$

- ④ 日本列島規模の第四紀における広域陸化・隆起現象は、(b2) の広域的な非弾性運動によるものであろう。
- ⑤ 日本列島は、以下の地殻運動を考えることができる。
 - ・短波長 (数10km以下) の地震性地殻運動
 - ・地震性地殻運動前後の期間にみられる弾性変形による運動
 - ・上記と一応無関係な中波長の変形 (波長数10km-100kmの“造盆地・造山地運動”ないし“曲隆・曲窪”)
 - ・これらに加えて、長波長 (数100km-1,000km以上) の日本列島の全域に共通する列島規模の、いわば「上げ底的隆起運動」 (詳細は次頁参照)



○日本列島の上下方向の地殻運動には、列島規模の広域隆起運動が存在する。

6.3 積丹半島の隆起要因に関する検討

②-2 広域隆起に関する文献レビュー (松田・今泉 (1988))

一部修正 (H26/11/28審査会合)

○松田・今泉 (1988) では、第四紀の地殻運動において、日本列島全体が一様に隆起するような底上げ的な広域隆起運動が存在するとされており、「広域隆起運動」を以下のように示されている。

【広域隆起運動について】

- ①波長100km程度の造盆地・造山運動よりも、はるかに長波長 (1,000km以上) のものである。したがって、非傾動広域隆起運動である。
- ②広域隆起運動は、地震を伴わずに常時進行している連続的運動である。
- ③これは、日本列島の第四紀圧縮テクトニクスの一つの表れであろう。
- ④この種の地殻運動を考慮すると、各地の旧汀線高度は次式で表される。

$$\text{旧汀線高度} H = A (\text{海水面変動量}) + B (\text{地震性隆起量, “逆戻り量”を含む}) + C_1 (\text{造盆地運動に伴う上下変動量}) + C_2 (\text{広域非傾動隆起運動に伴う上下変動量})$$

○このような広域非傾動隆起運動の存在は、次の点に示されているとしている。

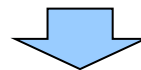
【a. 地震隆起海岸での旧汀線隆起量と土地傾動量の不調和】

- 佐渡小木半島・男鹿半島などの地震隆起海岸では、旧汀線高度から推定される第四紀後期の地震回数は、その旧汀線の内陸への傾動量から推定される地震回数より多い。
- つまり傾動を伴わない隆起運動を仮定する必要がある。

【b. 第四紀後期旧汀線の広域上昇】

- 日本列島沿岸での下末吉期汀線の現在高度は、その後の海水面低下量 (5m±3m) を考慮に入れても、優位に高い (多くの地域で海拔20~100m)。
- それは、地震隆起の考えられない地域 (例えば北海道北東部; 奥村, 1986*) でも、造盆地運動による平野部でも、そうである。
- このことは、造盆地運動とは別に、底上げ的な隆起運動の存在を示している。

※オホーツク海沿岸中部のM1面 (MIS5e) の旧汀線高度15~20mを指す。



○広域隆起運動とは、非傾動運動であり、地震を伴わずに常時進行している連続的運動である。

②-3 広域隆起に関する文献レビュー(宮内(1990))(1/2)

一部修正(H26/11/28審査会合)

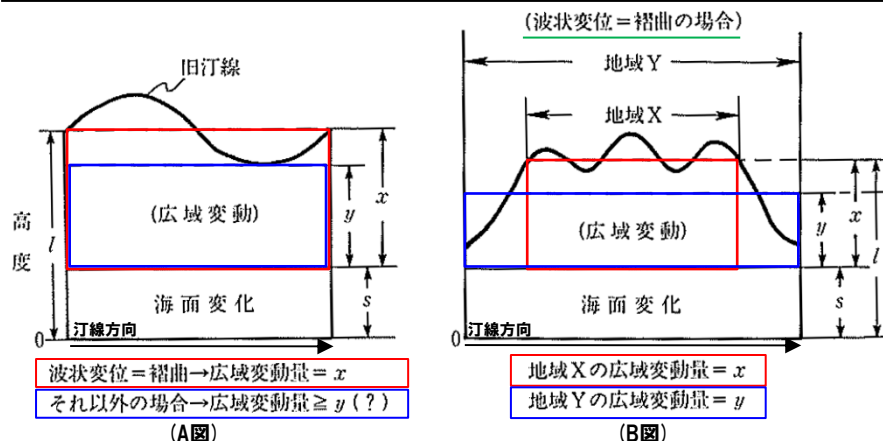
○宮内(1990)では、東北日本弧北部における旧汀線高度の地殻変動成分の分析法について、以下のように示されている。

【形成メカニズムを考慮した場合(下図A参照)】

- ①ある時代の旧汀線にみられる、ある波長の波状変位はサインカーブに近似することができる。
- ②波状変位が褶曲運動による場合、変位を元に戻すと旧汀線はカーブの中央線に一致し、その地域全体の高度は中央線の値(l)に代表される。
- ③中央線の高度(l)から海面変化量(s)を除いて求まる値(x)が、波状変位(褶曲)では説明できない変動量として、**その地域を一様に隆起させた広域変動(その地域を包含するより広い地域を一様に隆起させる非地震性の運動)の成分とみなすことができる。**
- ④また、波状変位の形成メカニズムが特定できない場合(褶曲以外も含む場合)には、広域変動量を求めるには混迷するが、旧汀線の最低値から海面変化量(s)を除いた値を期待される広域変動量の最小値(y)として代表させることもできる。

【地域設定を考慮した場合(下図B参照)】

- ①海成段丘が限られた一つの地塊とともに動いている場合と違って、旧汀線が広い地域にわたって連続的に波状変位を示している場合には、地域設定の範囲によって広域変動量が異なる。
- ②波状変位のメカニズムが褶曲によるものでも、地域をXとYに設定する場合には中央線の高度の位置が変わり、広域変動量は $x \rightarrow y$ へ変わる。
- ③**地域区分の基準がはっきりしない以上、連続する旧汀線高度が極小から極大を経て極小となる、より広めの地域を設定しておけば広域変動量を過大に評価することはない。**



波状隆起における広域変動の捉え方(宮内, 1990に加筆)

○広域隆起量は、より広めの地域を設定したうえで、旧汀線の最低値から海面変化量を除いた値を採用することで、過大評価することなく見積もることができる。

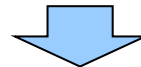
6.3 積丹半島の隆起要因に関する検討

②-3 広域隆起に関する文献レビュー(宮内(1990))(2/2)

再掲(H28/8/26審査会合)

○宮内(1990)では、東北日本弧北部における旧汀線高度の成分分析から知られる広域地殻変動について、以下のように示されている。

- ①広域変動量が西から東に向かって小さくなるという傾向がある。
- ②広域変動量が連続的に変化しているとみれば、波長100～150kmほどの褶曲変位が地殻変動の一つの様式として想定される。
- ③その背斜軸(広域変動の極大域)がちょうど日本海岸沿いにあらわれている。このような変動こそが、太平洋側(外弧)に対し日本海側(内弧)をより隆起せしめた原因の一つと理解することができる。
- ④東北日本弧北部の海岸地帯は、M₁面形成後最低でも10mほど隆起したことになる。第四紀後期に海岸平野や山間盆地において、断層運動によって著しく沈降した場所はほとんど知られていない。これらのことは東北日本弧北部全体が広域に隆起する運動を暗示しているといえよう。
- ⑤その広域隆起速度は最低でも0.1mm/年である。松田・今泉(1988)はこのような広域隆起を底上げの隆起運動と呼び、その運動が日本列島全体に及んでいる可能性を述べている。



○東北日本弧北部における広域隆起運動は、列島規模の底上げの隆起運動(最低でも0.1mm/年)に、日本海側(内弧)をより隆起させる波長100～150kmほどの地殻変動も加味される。

6.3 積丹半島の隆起要因に関する検討

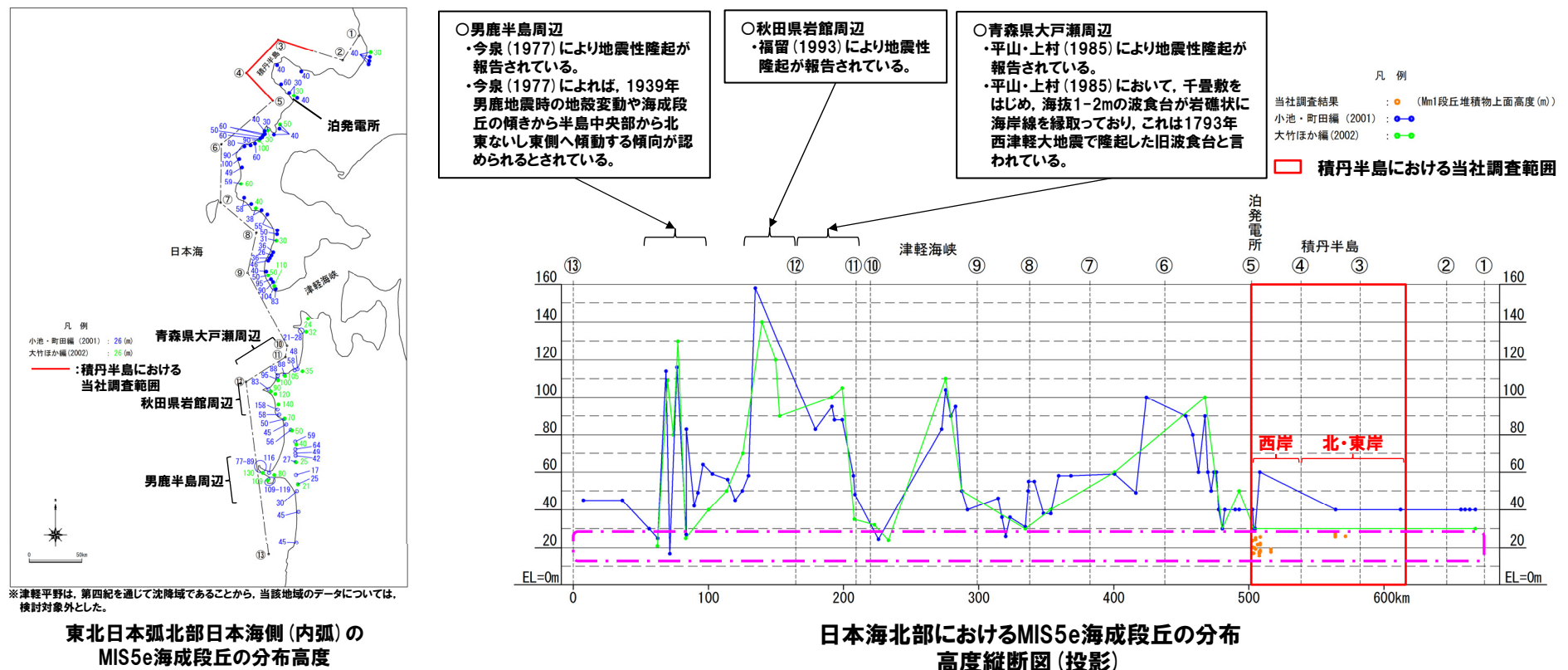
③ 広域隆起に関する検討

一部修正 (H26/11/28審査会合)

【東北日本弧北部日本海側(内弧)のMIS5e海成段丘高度に関する検討】

- 宮内(1990)の文献レビューに基づき、東北日本弧北部日本海側(内弧)の広域隆起量を推定するため、積丹半島周辺から秋田県付近(延長約700km)までの地形学的データ及び当社調査結果を用いて、MIS5e海成段丘の分布高度を整理した。
- 当社調査結果に基づけば、積丹半島のMIS5e海成段丘の分布高度は、検討範囲の中で最低レベルの地域となる。
- 小池・町田編(2001)では、積丹半島のMIS5e海成段丘の分布高度は、30m～60mの高度変化を伴う状況が認められるが、当該箇所は、被覆層の厚さを不明としたうえで、「海成段丘面高度=旧汀線アングル」としていることから、当社調査結果との差異は、被覆層によるものと判断される。
- また、積丹半島周辺から秋田県付近のうち、青森県大戸瀬周辺は平山・上村(1985)、秋田県岩館周辺は福留(1993)、男鹿半島周辺は今泉(1977)により地震性隆起が報告されており、MIS5e海成段丘の分布高度は、相対的に高く、高度不連続が認められる。

- 積丹半島のMIS5e海成段丘分布高度は、東北日本弧北部日本海側において最低レベルとなることから、当該地域の広域隆起を示すものと考えられる。
- 積丹半島のMIS5e海成段丘の分布高度には、地震性隆起が報告されている地域のように、分布高度が相対的に高く、高度不連続を示すような状況は認められない。



余白