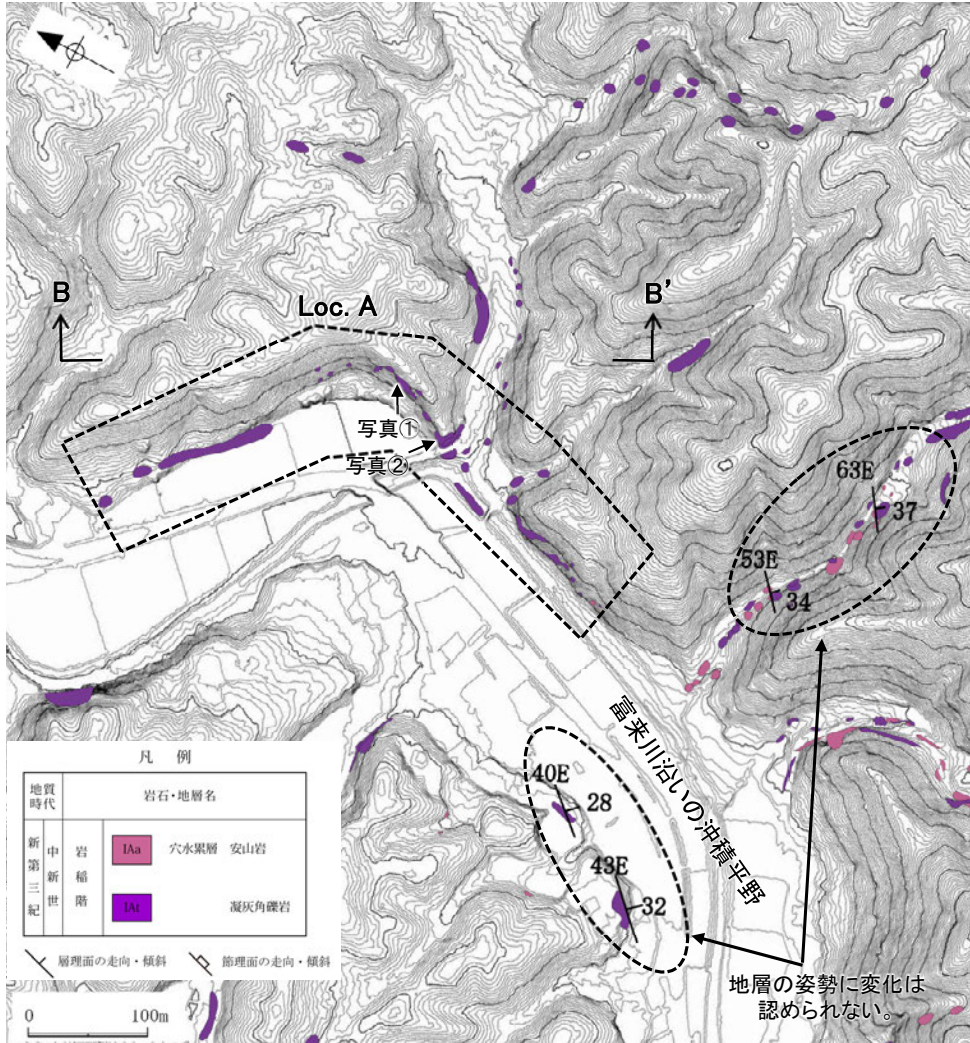


富来川南岸断層(北東端)

【Loc.A付近の調査結果】

- 富来川沿いの沖積平野を挟んで、南北で地層の姿勢に変化は認められない。
- Loc.Aにおいては、富来川南岸断層の推定延長位置を横断して凝灰角礫岩の露頭が分布し、断層が認められない。

紫字: 第1009回審査会合以降の変更箇所



位置図



露頭写真①



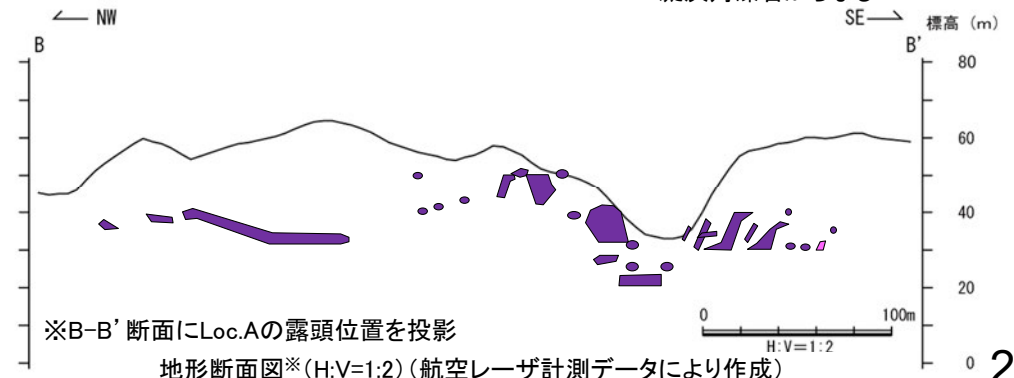
露頭写真①(近景)
凝灰角礫岩からなる



露頭写真②

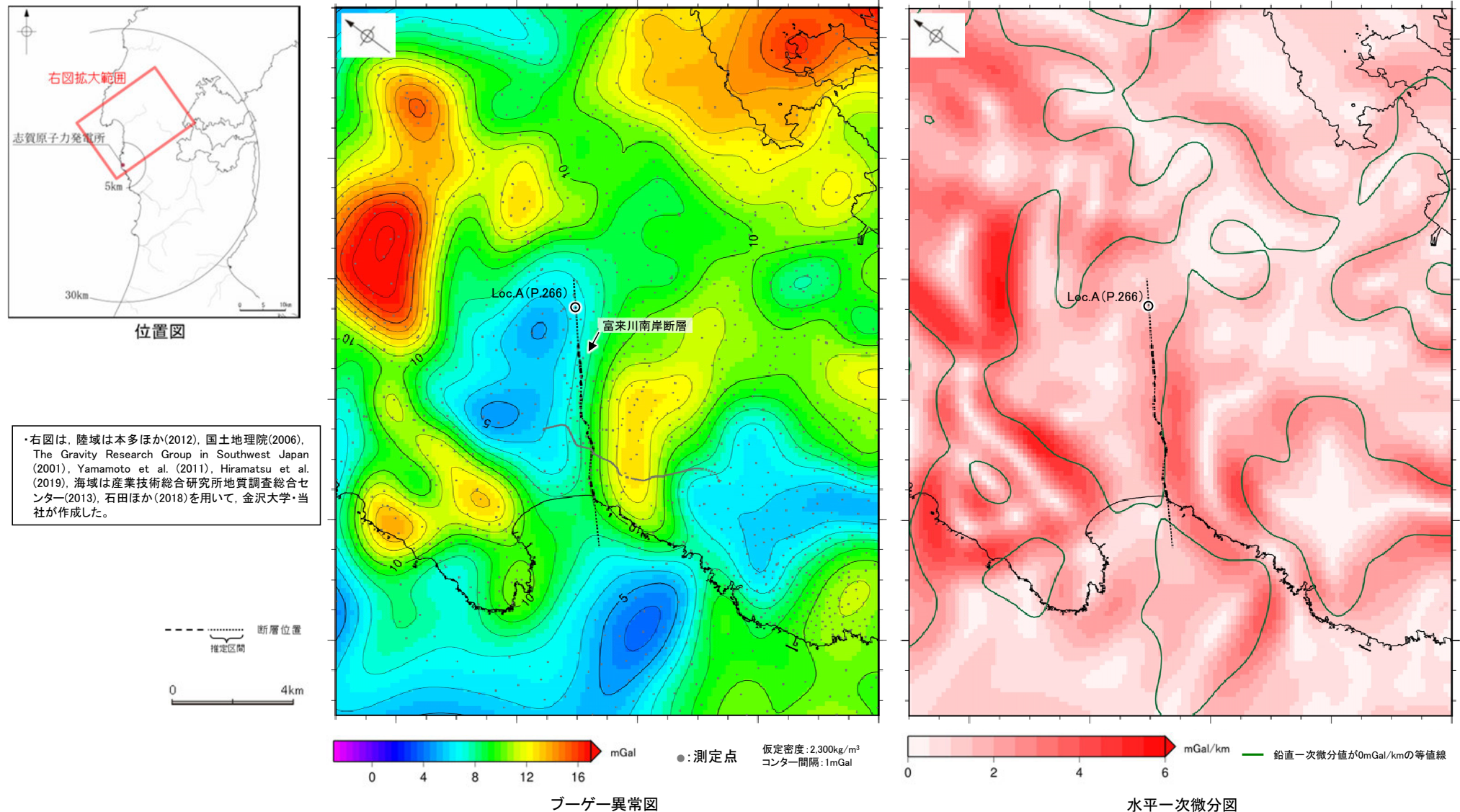


露頭写真②(近景)
凝灰角礫岩からなる



2.4.1.1 (6) 富来川南岸断層の端部 — 重力異常 —

- 富来川南岸断層の深部構造を確認するため、ブーゲー異常図、水平一次微分図を作成した。
- 富来川南岸断層周辺のブーゲー異常図及び水平一次微分図によれば、重力異常の急変部は、海岸線付近からLoc.Aまでの断層が推定された位置にほぼ対応している。
- 基盤等の鉛直な段差構造の位置を示す鉛直一次微分値の0mGal/kmの等値線は、断層沿いに直線的に認められ、その北東側、南西側では屈曲する(下図、次頁)。



・右図は、陸域は本多ほか(2012)、国土地理院(2006)、The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)、Yamamoto et al. (2011)、Hiramatsu et al. (2019)、海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)、石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成した。

・ブーゲー異常図は、対象とする断層の規模、調査密度を考慮し、平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理を行っている。
・なお、フィルター処理については、富来川南岸断層の地下構造について議論している Hiramatsu et al. (2019)を参考にした。

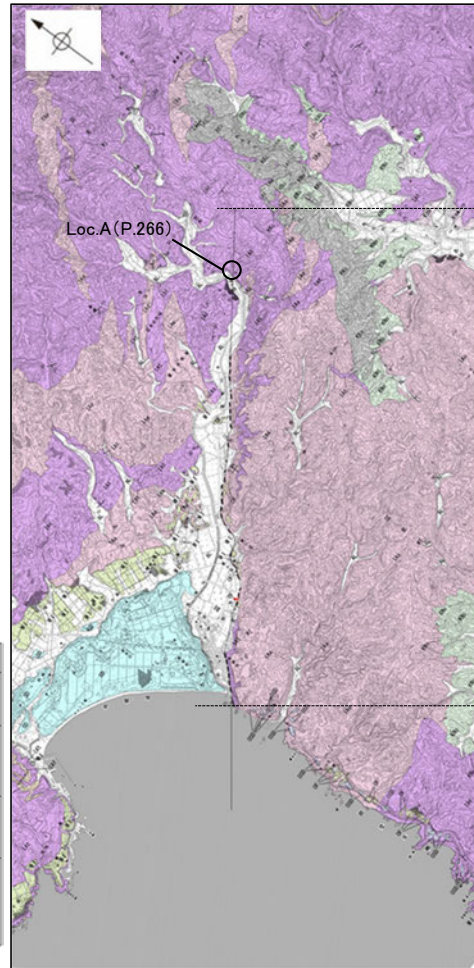
・水平一次微分図は、左のフィルター処理後のブーゲー異常図を基に作成した。

富来川南岸断層

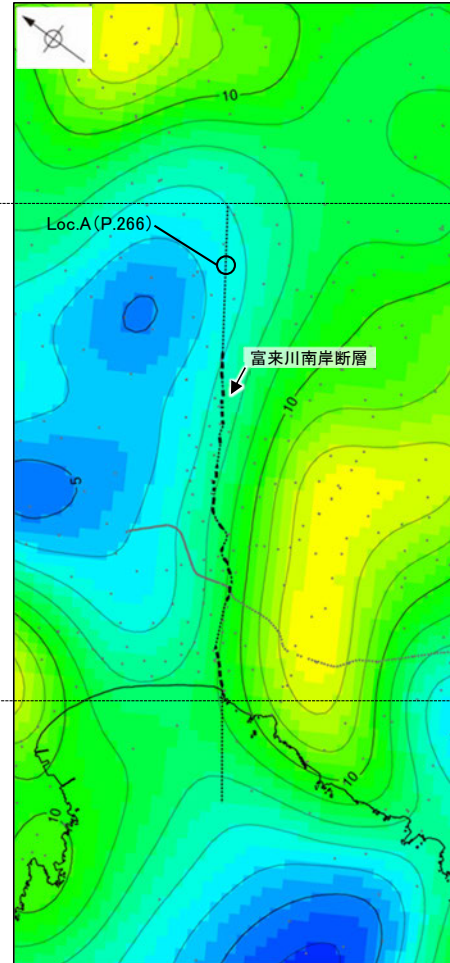
【拡大範囲】



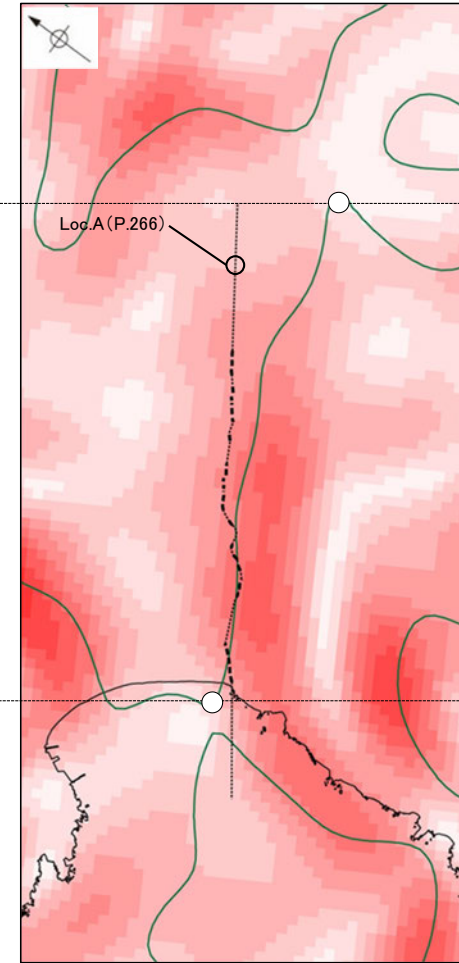
位置図



富来川南岸断層周辺の地質図



富来川南岸断層周辺のブーゲー異常図



富来川南岸断層周辺の水平一次微分図

--- 断層位置
 推定区間
 ← 断層確認位置

地質時代	富来川南岸断層周辺の地層	地層・岩石名
第四紀更新世	SD	砂丘砂層
	AL	沖積層
	OF	古期扇状地堆積層
	MI	中位段丘I面堆積層
	OSD	古砂丘砂層
新第三紀	KNs	草木互層
	KKc	谷出礫岩層
第三紀	IAs	穴水累層 安山岩
	IAt	穴水累層 安山岩質火砕岩 (凝灰角礫岩)
	IAT	穴水累層 安山岩質~石英安山岩質火砕岩 (凝灰岩)

0 2km

鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線が屈曲する。

鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線は直線的に認められる。

鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線が屈曲する。

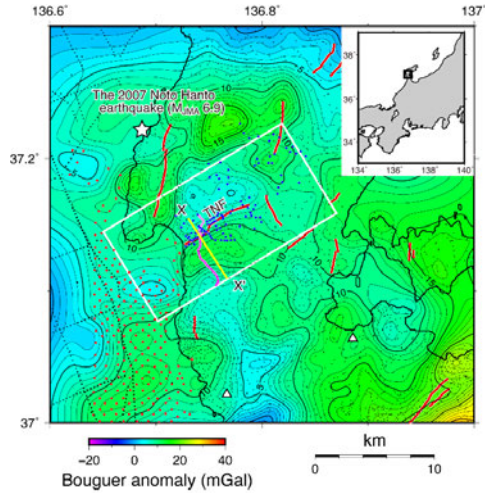
●: 測定点
 --- 断層位置
 推定区間
 — 鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線

富来川南岸断層

【重力勾配テンソル解析 (Hiramatsu et al., 2019)】

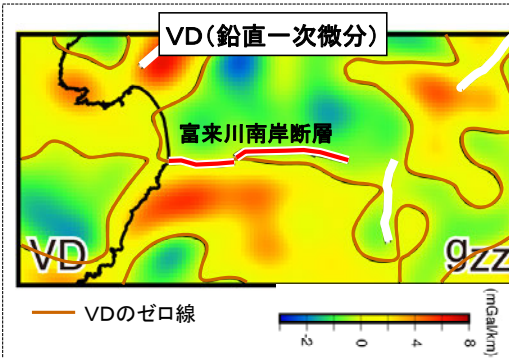
- Hiramatsu et al.(2019)は富来川南岸断層の地下構造が今泉ほか(2018)の推定活断層とほぼ同じ範囲に分布し、周囲の断層と連続構造を示さないとしている。
- Hiramatsu et al.(2019)は重力勾配テンソル解析を実施し、富来川南岸断層の地下構造は傾斜角は45~60° が推定されるとしており、これは反射法地震探査で得られた傾斜角と整合的である。

重力勾配テンソルを用いた解析結果 (Hiramatsu et al.(2019)に一部加筆)

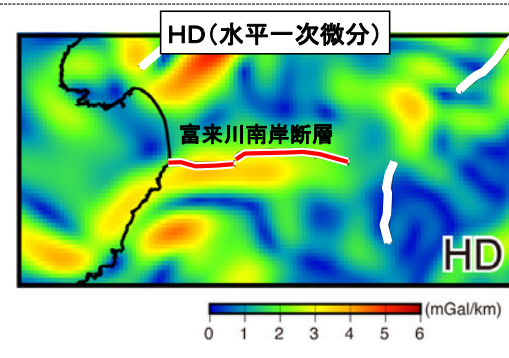


富来川南岸断層周辺のブーゲー異常図 (Hiramatsu et al., 2019)

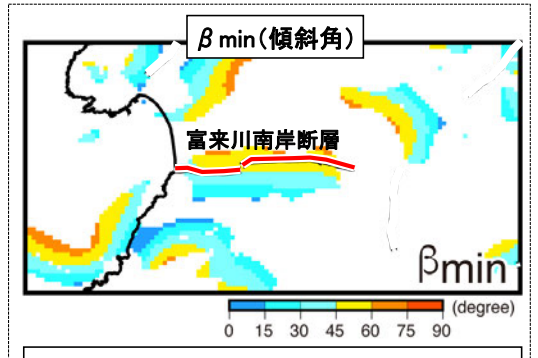
- 活断層または推定活断層 (今泉ほか, 2018)
- X X 2次元タルワニ法検討断面
- 重力勾配テンソルを用いた解析範囲



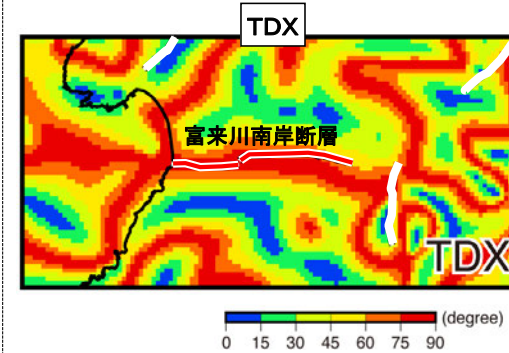
富来川南岸断層に沿ったVDのゼロコンターも、海岸近く及び北東部延長で垂直に曲がる。



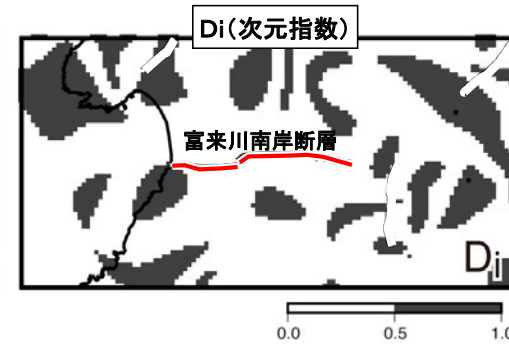
富来川南岸断層に沿ってみられる高いHDの広がり、今泉ほか(2018)による地表トレースの結果とほぼ一致する。



Kusumoto (2016)は断層傾斜角を推定するため、高いHDと低いDiの条件を満たす範囲の断層構造 β minを用いている。
高HD (>2mGal/km)と低Di (<0.5)の条件を満たす範囲の β minを示す。



富来川南岸断層に沿ってみられる高いTDXの帯は、北東部及び海岸沿いにみられる南北方向に延びる高いTDXの帯と交差する。



地下構造が2次元であることを示す低いDi (<0.5)は、富来川南岸断層全長とほぼ同じ範囲に分布し、富来川南岸断層の両端付近で高いDi (>0.5)が分布することから3次元の地下構造を示唆。



傾斜角は45~60° であると推定される。



地下構造が今泉ほか(2018)の推定活断層とほぼ同じ範囲に分布し、周囲の断層と連続構造を示さない。

富来川南岸断層

【2次元タルワニ法解析(Hiramatsu et al., 2019; 小林ほか, 2020)】

- Hiramatsu et al. (2019)は、2次元タルワニ法解析(Talwani et al., 1959)を行い、富来川南岸断層周辺の密度構造を推定し、断層が 55° のとき、重力異常の計算値と実測値がもっとも整合することを確認した。
- Hiramatsu et al. (2019)が推定した密度構造は、反射法地震探査の結果と整合的である(小林ほか, 2020)。

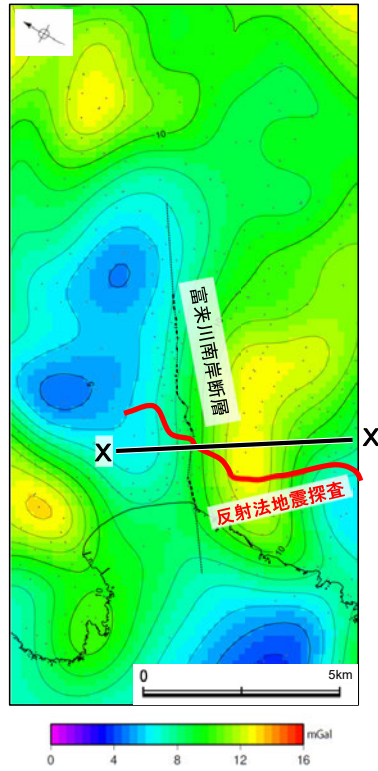


位置図

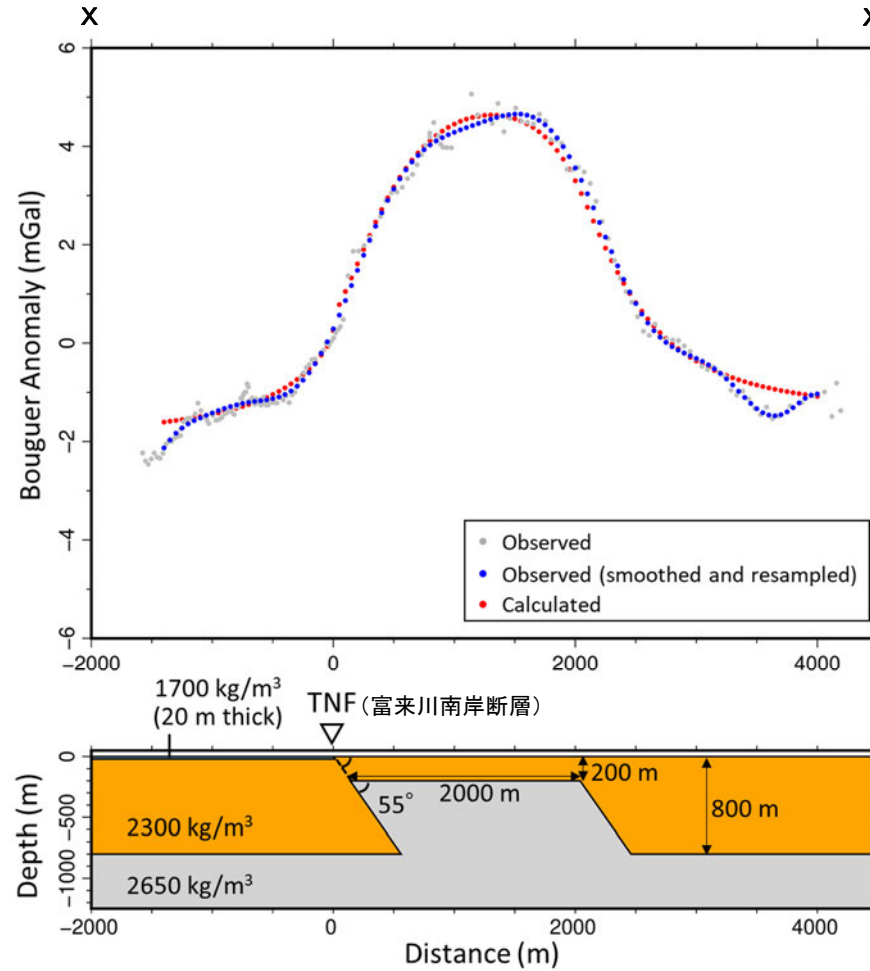
仮定密度: $2,300\text{kg/m}^3$
コンター間隔: 1mGal
●: 測定点

X—X' 2次元タルワニ法解析断面

--- 断層位置
..... 推定区間



富来川南岸断層周辺のブーゲー異常図



密度の設定
(Hiramatsu et al., 2019)

堆積層	$1,700\text{kg/m}^3$
安山岩	$2,300\text{kg/m}^3$
花崗岩	$2,650\text{kg/m}^3$

2次元タルワニ法を用いた解析結果
(小林ほか(2020)に加筆)

上図は、陸域は本多ほか(2012)、国土地理院(2006)、The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)、Yamamoto et al. (2011)、Hiramatsu et al. (2019)、海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)、石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成したものである。
なお、ブーゲー異常図は、平面トレンド成分の除去及び遮断波長 3km のローパスフィルター処理を行っている。

2.4.1.1 (6) 富来川南岸断層の端部 —海上音波探査—

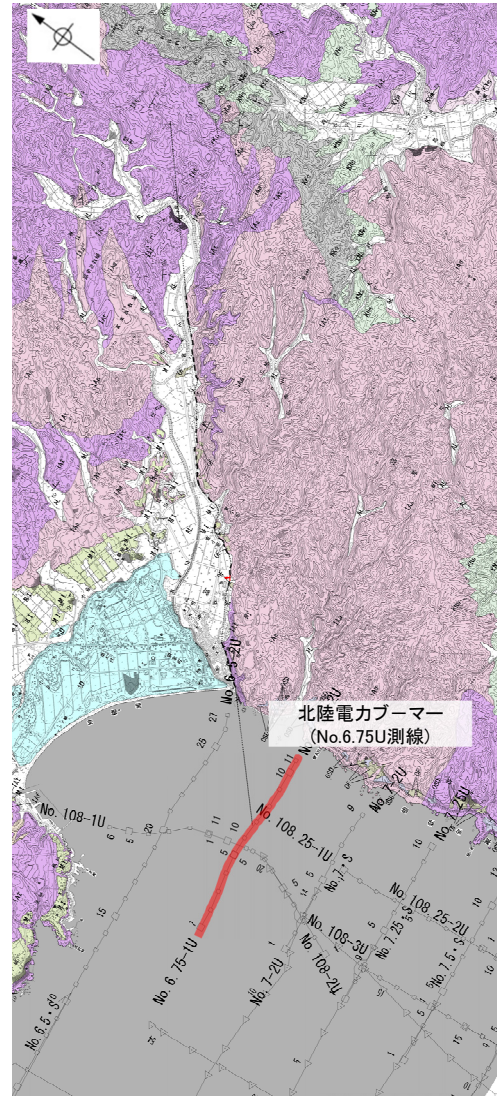
○断層の南西方沖の海上音波探査結果を確認した。
○富来川南岸断層の南西方延長にあたるNo.6.75U測線において、いずれの地層にも断層が推定できるような変位、変形は認められない。

・各音波探査記録の拡大図はデータ集2

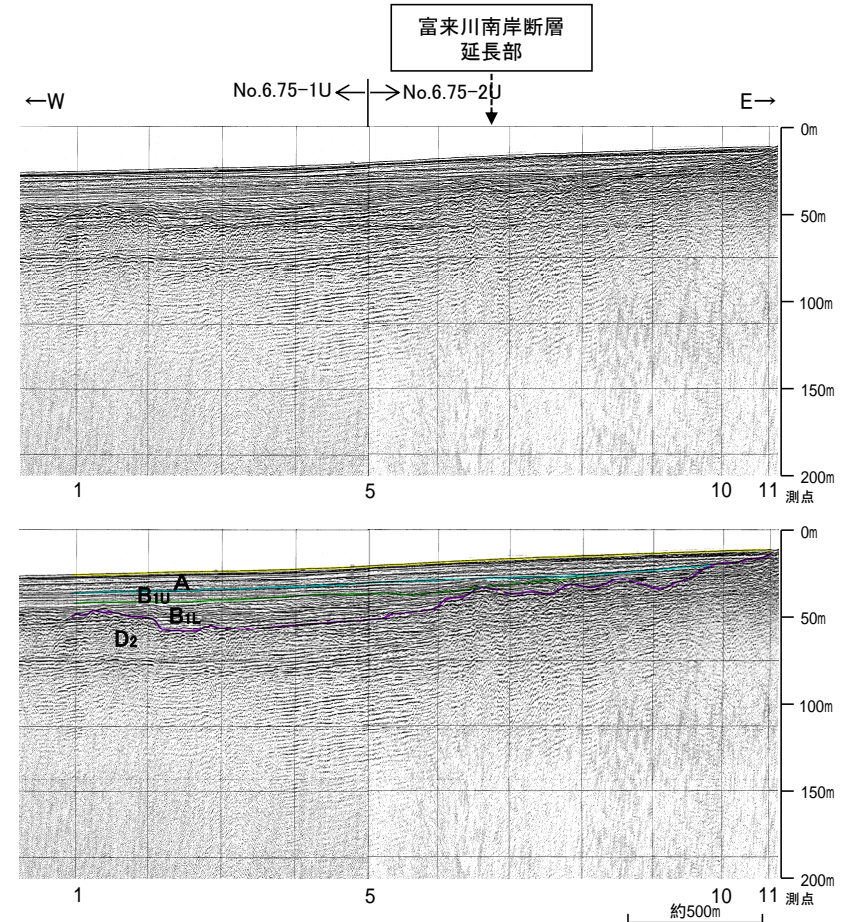
【No.6.75U測線】



位置図



地質図

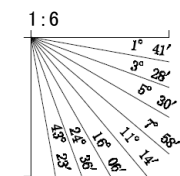


音波探査記録(No.6.75U測線)

--- 断層位置
 推定区間
 ← 断層確認位置

地質時代	地層・岩石名
第四紀更新世	SD 砂丘砂層
	AL 沖積層
	OF 古期扇状地堆積層
	MI 中位段丘I面堆積層
新第三紀	OSD 古砂丘砂層
	KNs 草木互層
新第三紀	KKc 谷出礫岩層
	IAa 穴水累層 安山岩
	IAT 穴水累層 安山岩質火砕岩(凝灰角礫岩)
	IAT 穴水累層 安山岩質~石英安山岩質火砕岩(凝灰岩)

□—□—□— 調査測線(北陸電力:ブーマー・マルチチャンネル・約200ジュール)
 ○—△—△— 調査測線(北陸電力:スーパーカー・シングルチャンネル・約360ジュール)



地質時代	地質層序
第四紀更新世	A層
	B ₁ 層 B ₁₁ 層
	B ₂ 層
	B ₃ 層
新第三紀	C層
	D ₁ 層
古第三紀	D ₂ 層

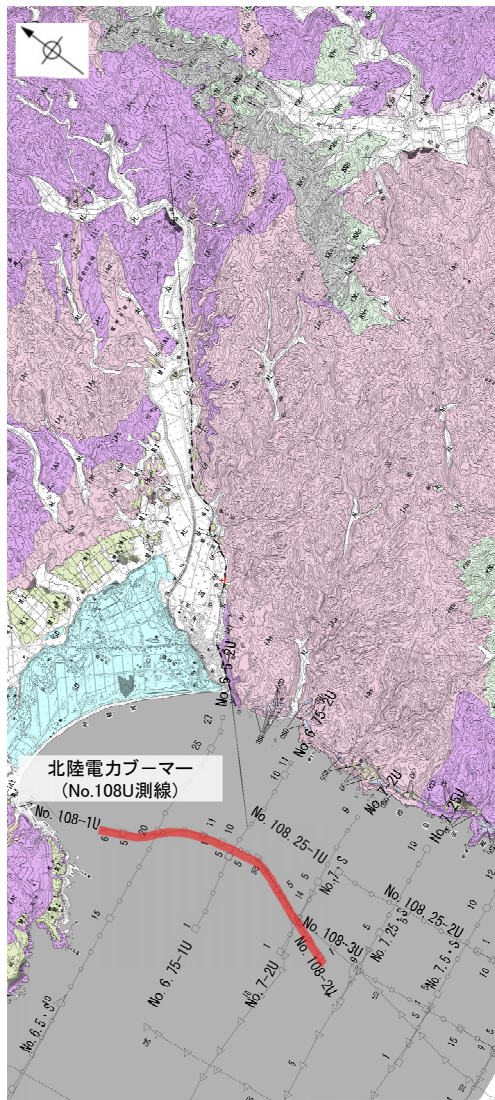
富来川南岸断層(南西端)

【No.108U測線】

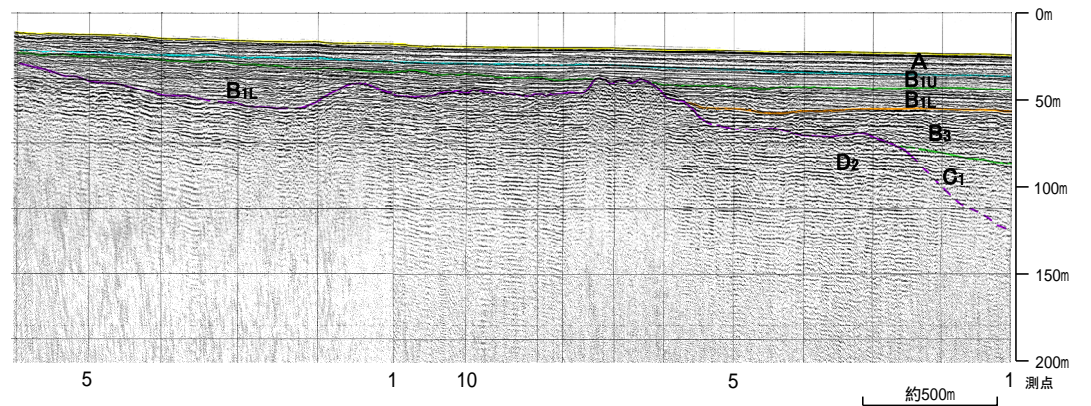
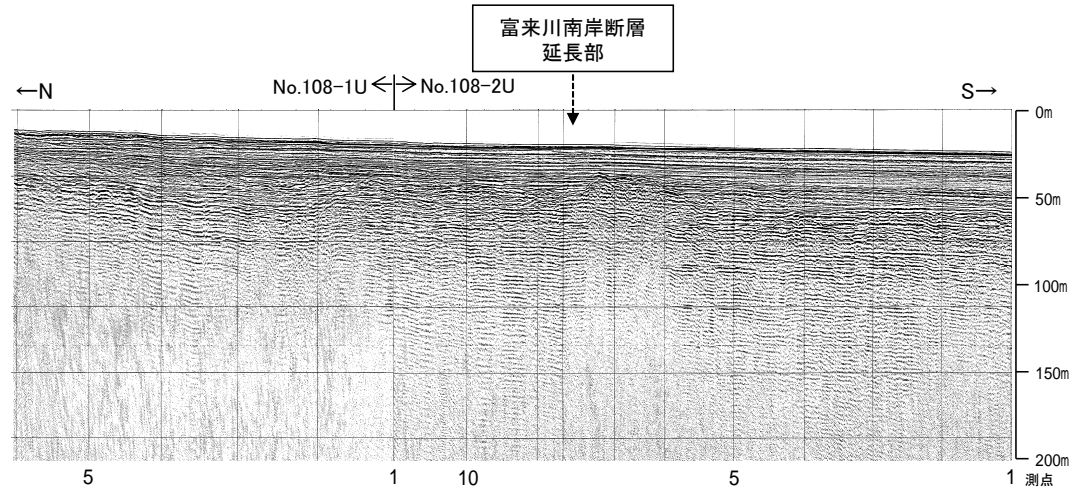
○富来川南岸断層の南西方延長にあたるNo.108U測線において、いずれの地層にも断層が推定できるような変位、変形は認められない。



位置図



地質図

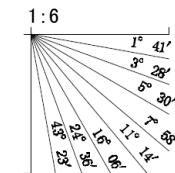


音波探査記録(No.108U測線)

--- 断層位置
 推定区間
 ← 断層確認位置

地質時代	地層・岩石名	
第四紀	完新世	SD 砂丘砂層
		AL 沖積層
	更新世	OF 古期扇状地堆積層
		MI 中位段丘I面堆積層
第三紀	中新世	OSD 古砂丘砂層
	中新世	KNs 草木互層
		KKc 谷出礫岩層
	第三紀	IAa 穴水累層 安山岩
		IAT 穴水累層 安山岩質火砕岩(凝灰角礫岩)
		IAT 穴水累層 安山岩質～石英安山岩質火砕岩(凝灰岩)

□-□-□ 調査測線(北陸電力:ブーマー・マルチチャンネル・約200ジュール)
 △-△-△ 調査測線(北陸電力:スパーカー・シングルチャンネル・約360ジュール)

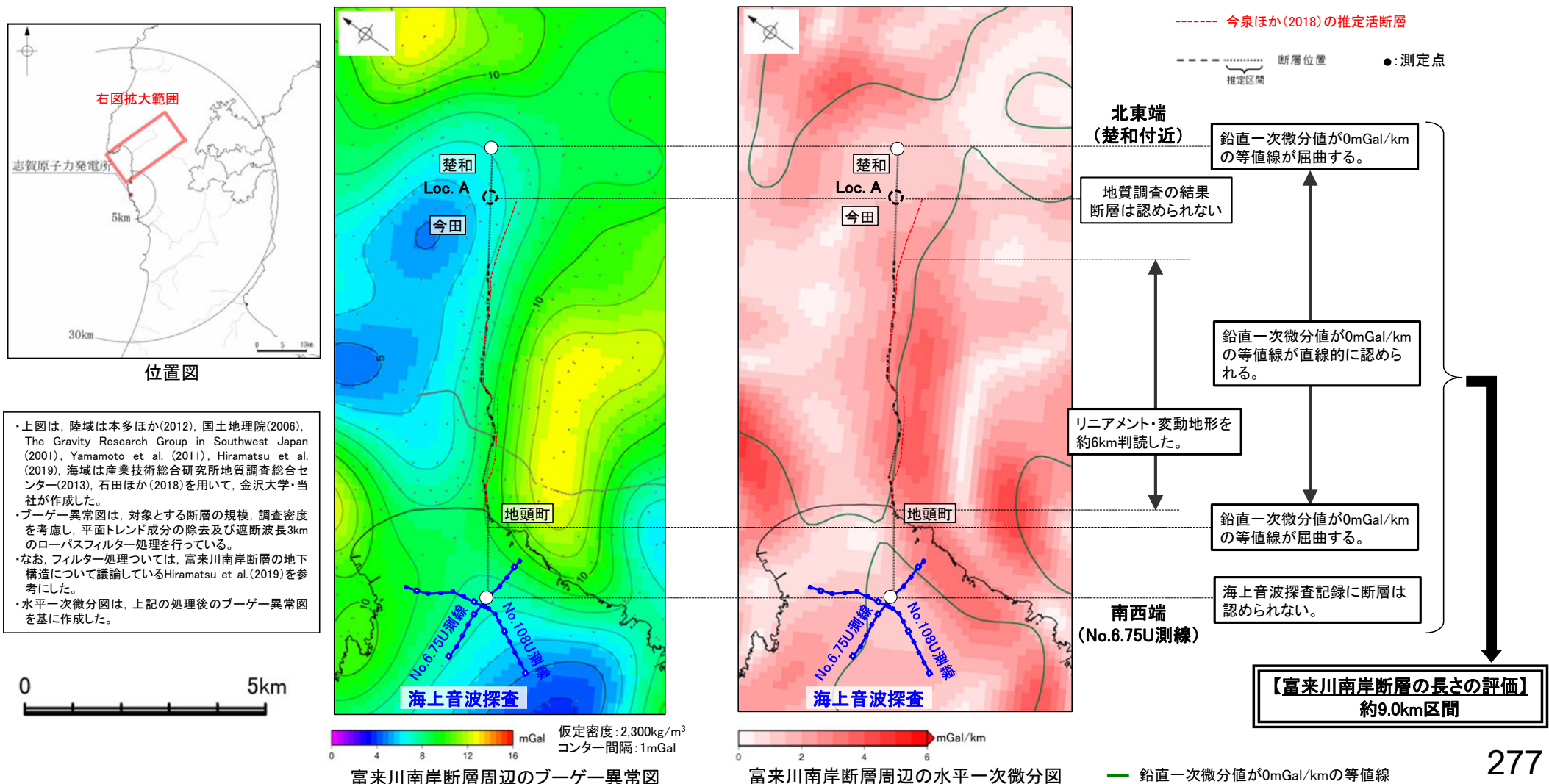


地質時代	地層順序		
第四紀	完新世	A層	
	更新世	後期	B ₁ 層, B ₁₁ 層
		中期	B層
	更新世	前期	B ₂ 層
		C層	
第三紀	鮮新世	C ₁ 層	
	中新世	C ₂ 層	
		D層	D ₁ 層
古第三紀	D ₂ 層		
先第三紀			

2.4.1.1 (6) 富来川南岸断層の端部 ーまとめー

- 北東端
 - 地形調査の結果, 直線的な急崖等からなるリニアメント・変動地形を約6km区間判読した。
 - 地質調査の結果, リニアメント・変動地形の北東方には, 対応する断層は認められず, Loc.Aより北東方には富来川南岸断層は延長しないと判断した。
 - 重力探査(ブーゲー異常図及び水平一次微分図)の結果, 断層と対応して直線的な重力異常急変部が認められ, さらに北東方延長の楚和付近まで連続して認められる。
 - ⇒地形調査, 地質調査によれば, 少なくともLoc.Aより北東方には, 富来川南岸断層に対応する断層は認められないものの, 直線的な重力異常急変部がさらに北東方へ連続していることから, 直線的な重力異常急変部が途絶える地点(鉛直一次微分値の0mGal/kmの等値線が屈曲する地点)を北東端と評価。
- 南西端
 - リニアメント・変動地形の南西方延長に位置する富来港西方沖の海上音波探査記録(No.6.75U測線, No.108U測線)において, 断層は認められない。
 - ⇒海上音波探査で断層が認められないことを確認したNo.6.75U測線を南西端と評価。

○以上のことから, 富来川南岸断層の長さについては, リニアメント・変動地形を判読した区間を含む, 直線的な重力異常急変部が途絶える地点(北東端)から海上音波探査で断層が認められないことを確認したNo.6.75U測線(南西端)までの約9.0km区間を評価。



2.4.1.2 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の地質構造

2.4.1.2 (1) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の地質構造の評価結果

- 富来川南岸断層，兜岩沖断層について，両断層が連続する可能性を指摘した知見があることを踏まえ，富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域の地質構造について，海上音波探査結果，重力探査結果を用いて，検討した。
- 調査結果は以下のとおり。
 - ・海上音波探査の結果，富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海底において，いずれの地層にも断層が推定できるような変位，変形は認められない。また，断層構造の連続性を検討するために，海域のD₂層上面の形状を確認した結果，富来川南岸断層から兜岩沖断層に連続する構造は推定されない。
 - ・重力探査結果より作成したブーゲー異常図から，富来川南岸断層に沿って南側に重力異常の高まりが認められるが，南西方海域の兜岩沖断層との間には連続する重力構造は認められない。
- 上記の結果を踏まえると，富来川南岸断層から兜岩沖断層に連続する構造は認められない。

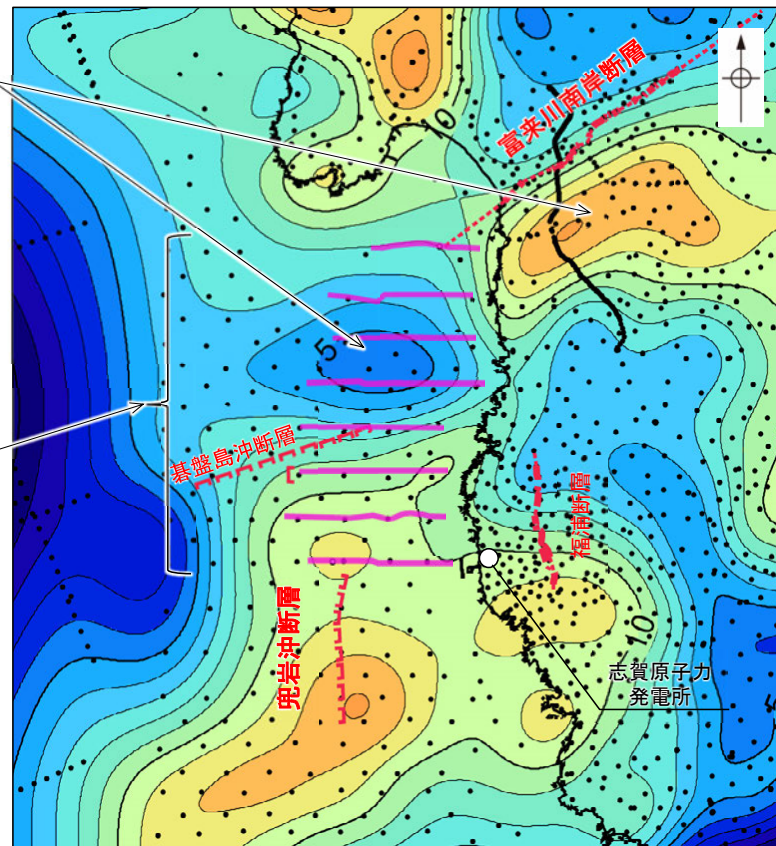
・本検討は，有識者会合により示された今後の課題⑥に対応

【重力探査結果】

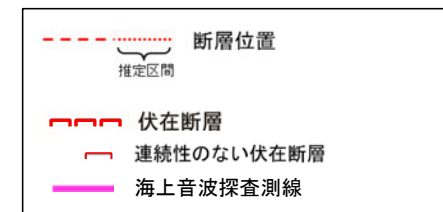
富来川南岸断層に沿って南側に重力異常の高まりが認められるが，兜岩沖断層との間には連続する重力構造は認められない。

【海上音波探査結果】

・いずれの地層にも断層が推定できるような変位，変形は認められない。
 ・海域のD₂層上面の形状を確認した結果，富来川南岸断層から兜岩沖断層に連続する構造は推定されない。



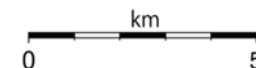
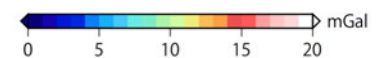
ブーゲー異常図



仮定密度：2,300kg/m³

コンター間隔：1mGal

●：測定点

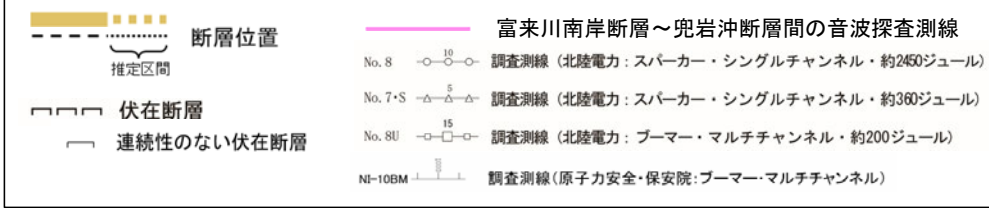
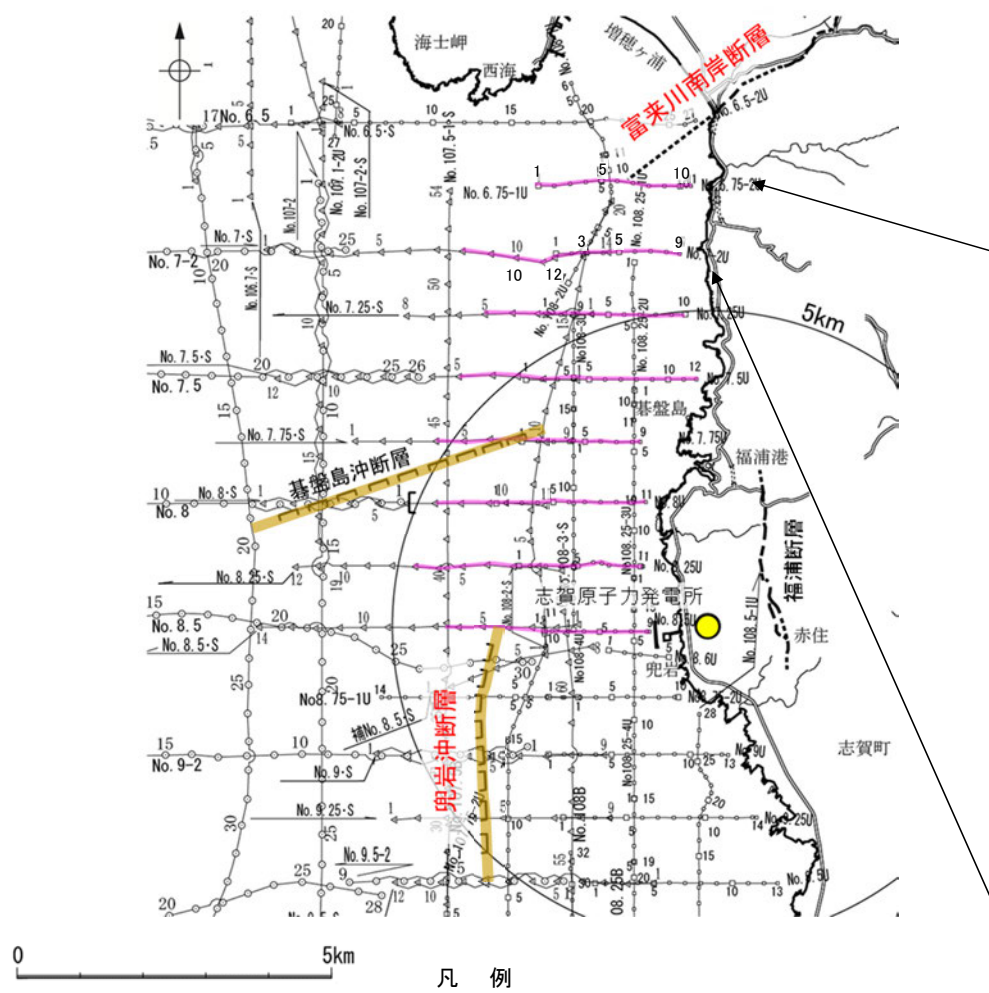


・上図は，陸域は本多ほか(2012)，国土地理院(2006)，The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)，Yamamoto et al. (2011)，Hiramatsu et al. (2019)，海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)，石田ほか(2018)を用いて，金沢大学・当社が作成した。
 ・ブーゲー異常図は，対象とする断層の規模，調査密度を考慮し，平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理を行っている。
 ・なお，フィルター処理については，富来川南岸断層の地下構造について議論しているHiramatsu et al.(2019)を参考にした。

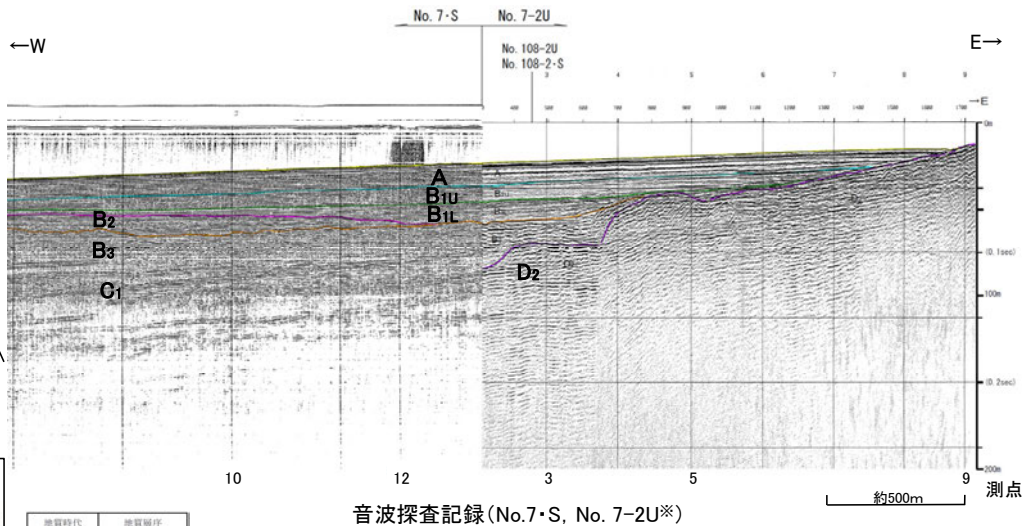
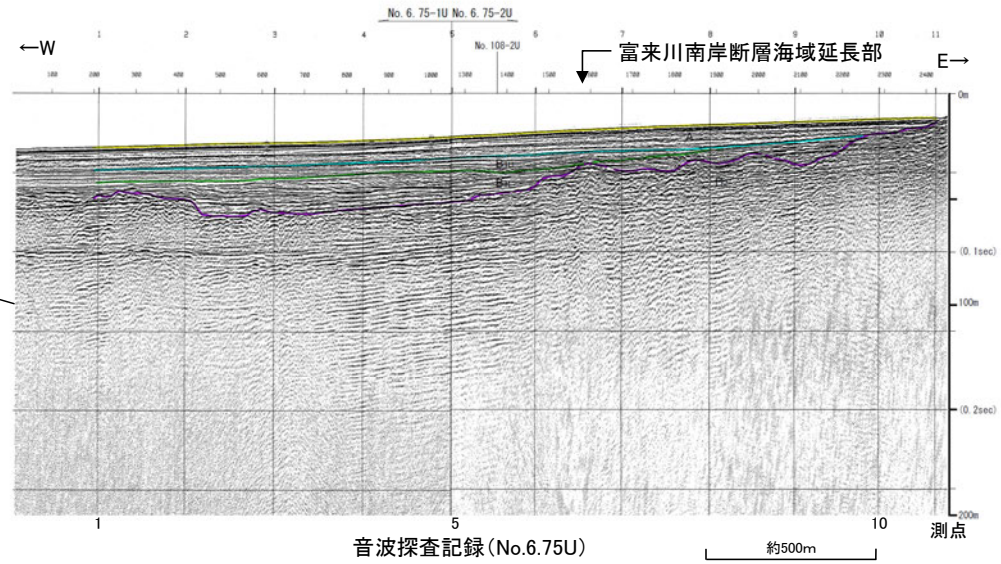
○富来川南岸断層～兜岩沖断層間において、海域の地質構造の調査のため、海上音波探査を行った。
○その結果、同区間において、いずれの地層にも断層が推定できるような変位、変形は認められない。

【No.6.75U測線, No.7・S測線, No.7-2U測線】

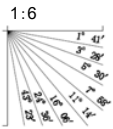
・各音波探査記録の拡大図はデータ集2



音波探査測線図



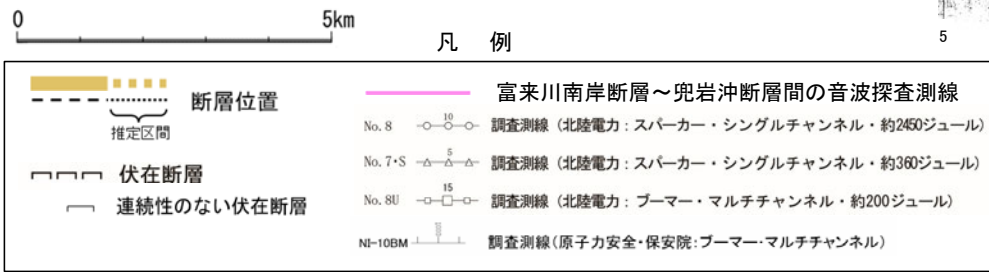
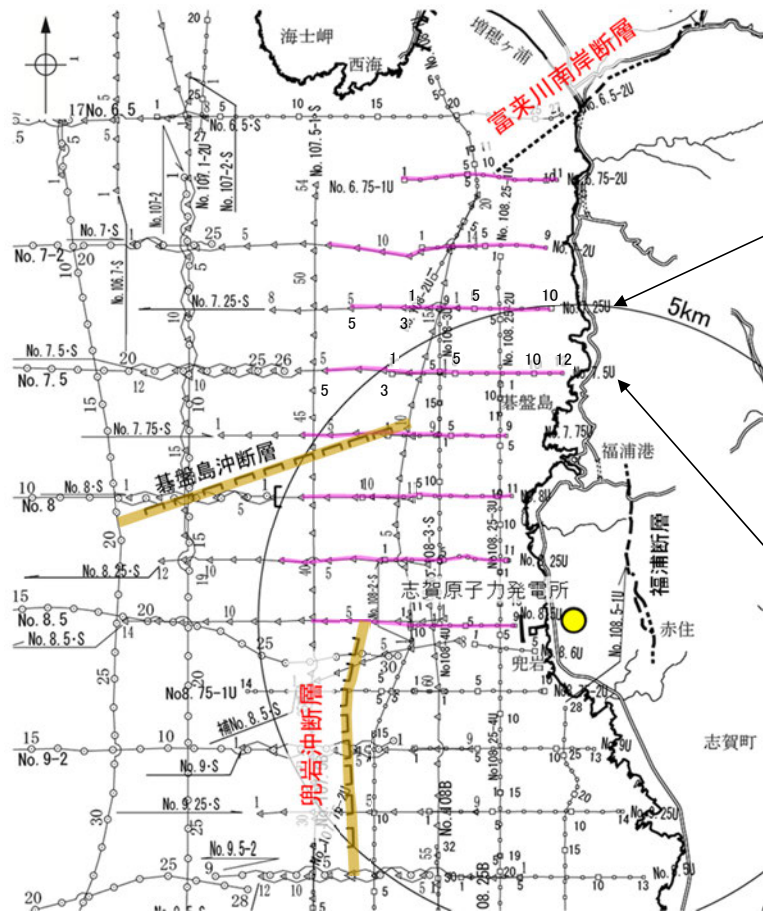
地質時代	地質層序
第四紀	A層
第三紀	B _{1u} 層
	B _{1l} 層
	B ₂ 層
白垩紀	B ₃ 層
	C ₁ 層
中生代	D ₁ 層
	D ₂ 層
古第三紀	
第四紀	



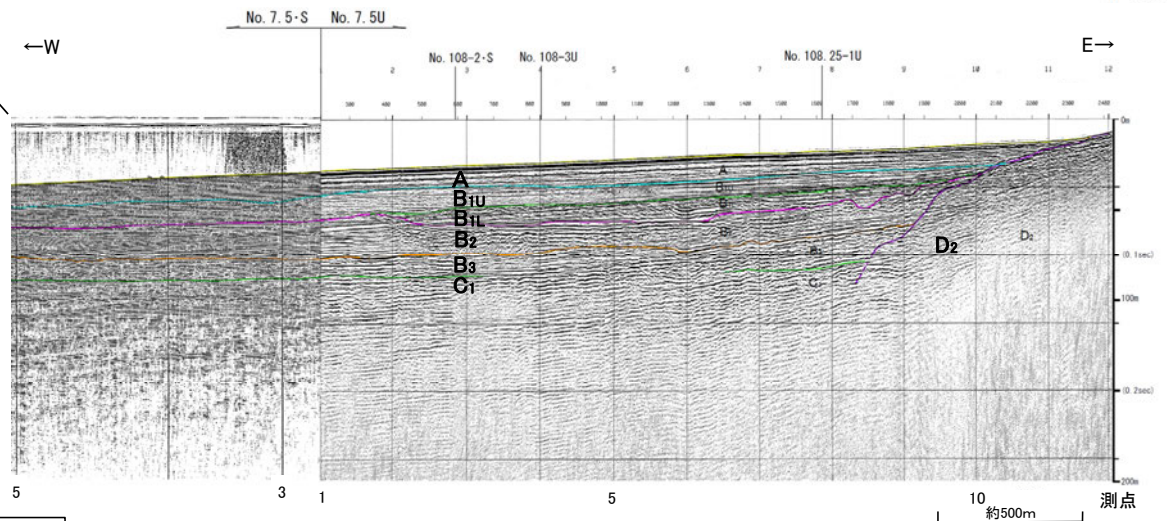
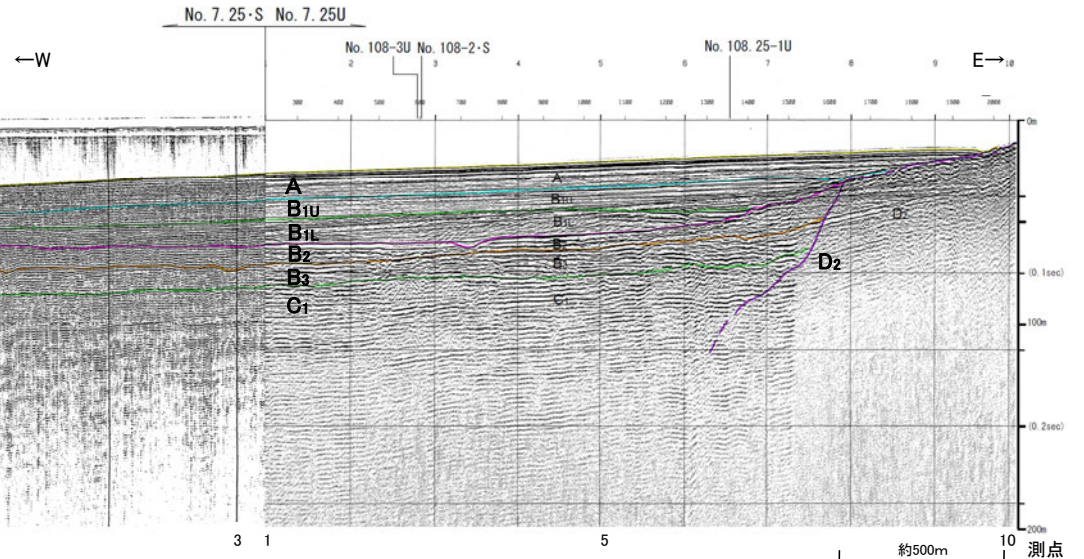
※:各音波探査記録の全線はデータ集2

富来川南岸断層～兜岩冲断層間

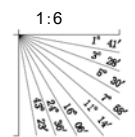
【No.7.25・S測線, No.7.25U測線, No.7.5・S測線, No.7.5U測線】



音波探査測線図



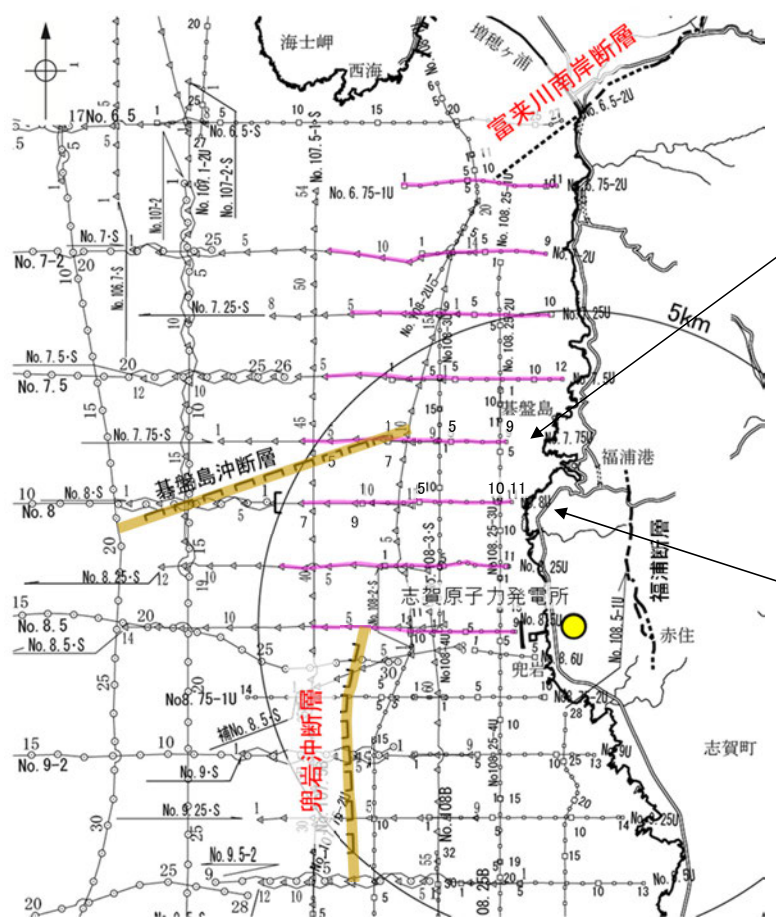
地質時代		地質層序
第四紀	全新世	A層
	後期	B _{1U} 層 B _{1L} 層
	中期	B ₂ 層 B ₃ 層
前期	C ₁ 層	
第三紀	中新世	D ₁ 層
	古第三紀	D ₂ 層
	先第三紀	



※: 各音波探査記録の全線はデータ集2

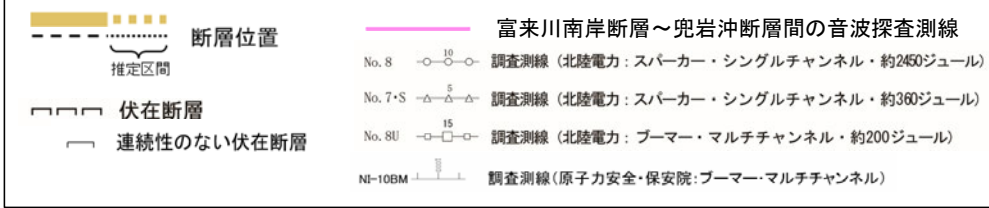
富来川南岸断層～兜岩冲断層間

【No.7.75・S測線, No.7.75U測線, No.8・S測線, No.8U測線】

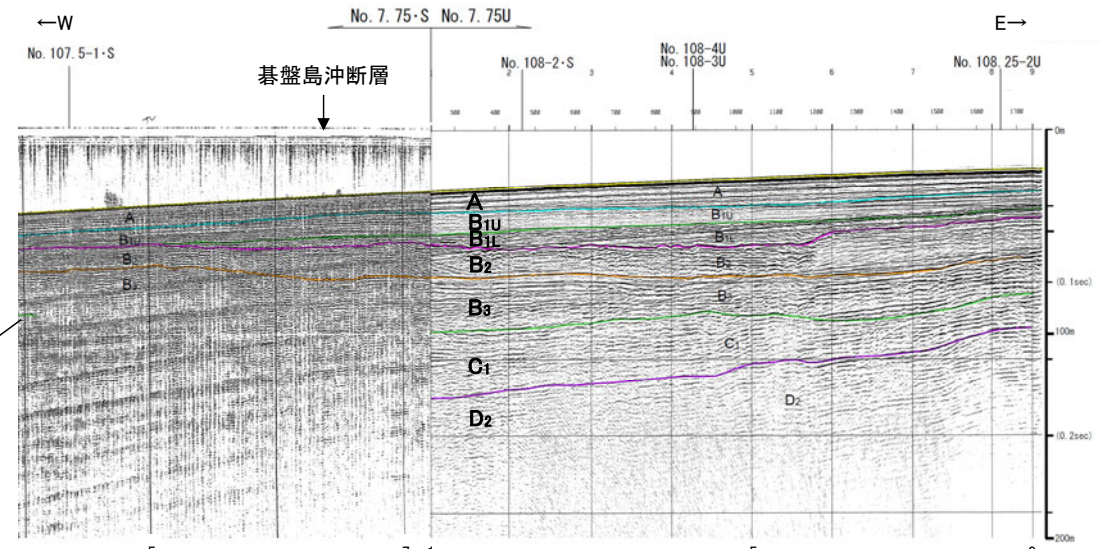


0 5km

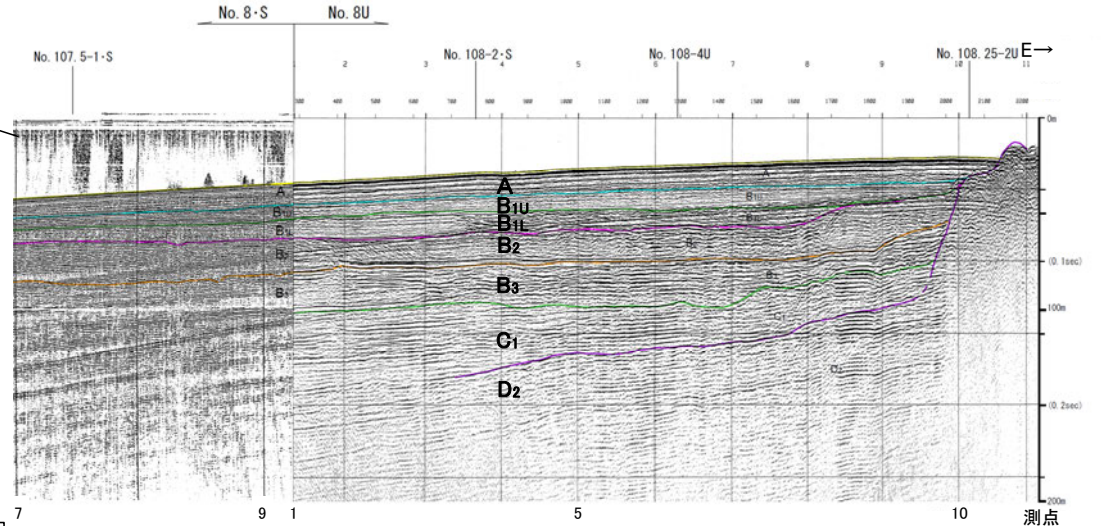
凡例



音波探査測線図

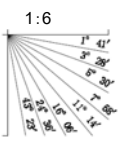


音波探査記録(No.7.75・S, No.7.75U※)



音波探査記録(No.8・S, No.8U※)

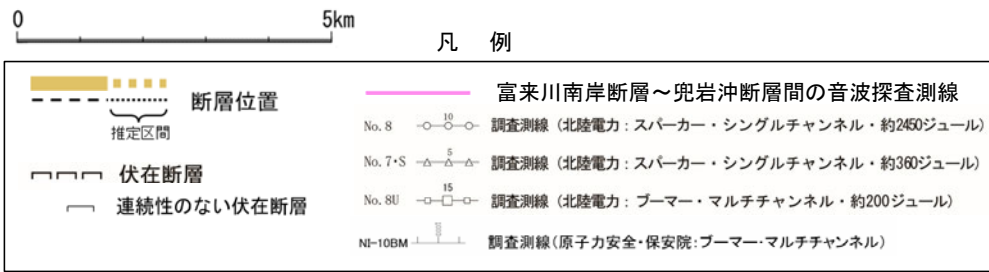
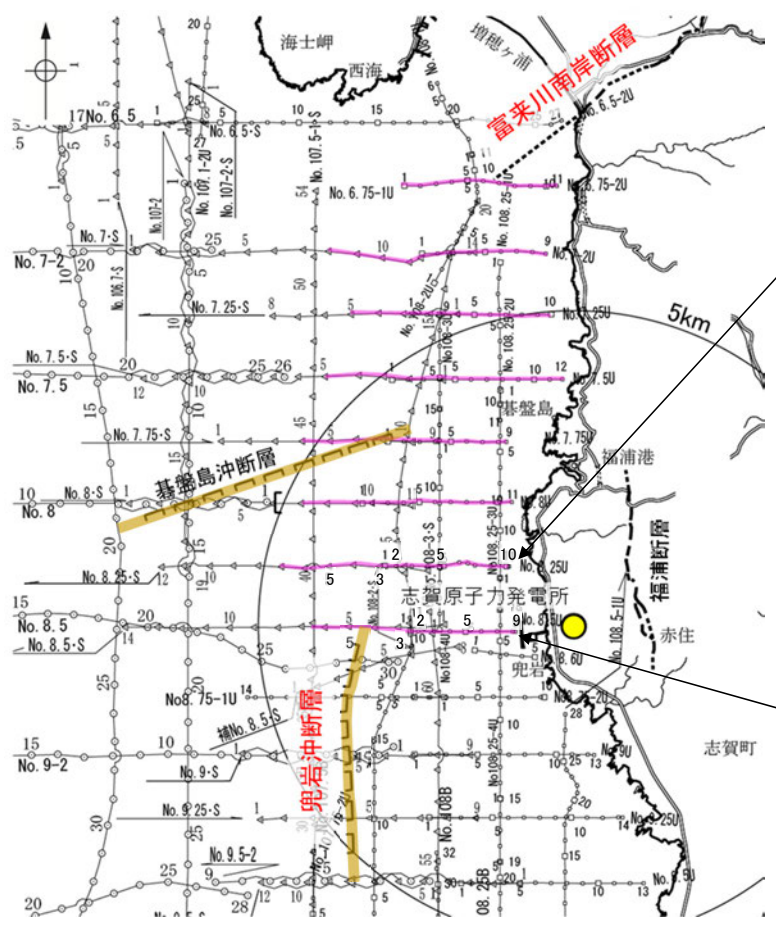
地質時代		地質層序
第四紀	完新世	A層
	後期	B _{1U} 層
	中期	B _{1L} 層
	前期	B ₂ 層
第三紀	新第三紀	B ₃ 層
	古第三紀	C ₁ 層
先第三紀		D ₁ 層
		D ₂ 層



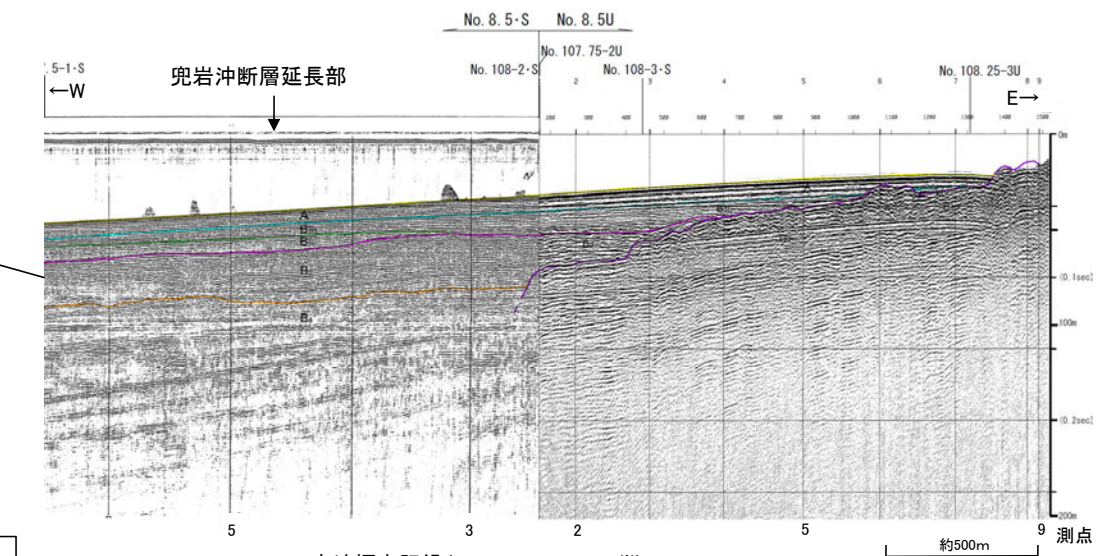
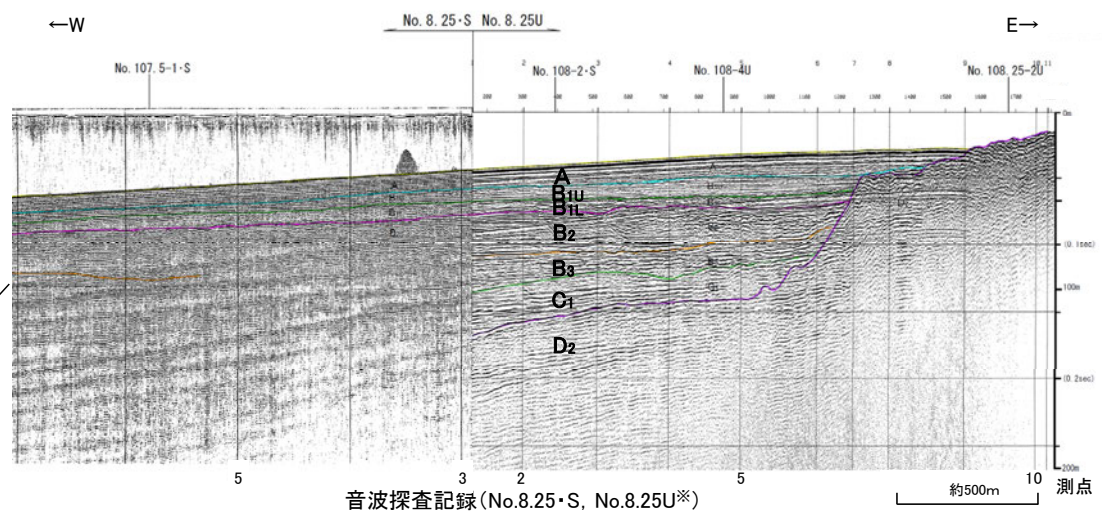
※: 各音波探査記録の全線はデータ集2

富来川南岸断層～兜岩冲断層間

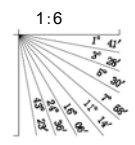
【No.8.25・S測線, No.8.25U測線, No.8.5・S測線, No.8.5U測線】



音波探査測線図



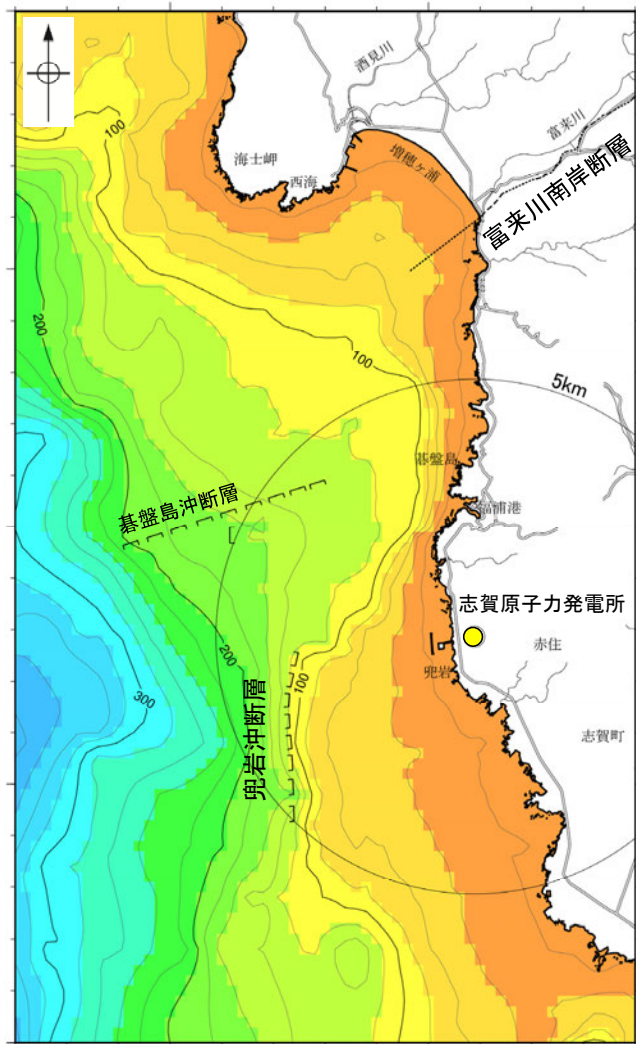
地質時代		地質層序	
第四紀	完新世	A層	
	後期	B _{1U} 層	B _{1U} 層
	中期	B ₂ 層	B ₂ 層
第三紀	新第三紀	C ₁ 層	C ₁ 層
	古第三紀	D ₁ 層	D ₁ 層
		D ₂ 層	D ₂ 層



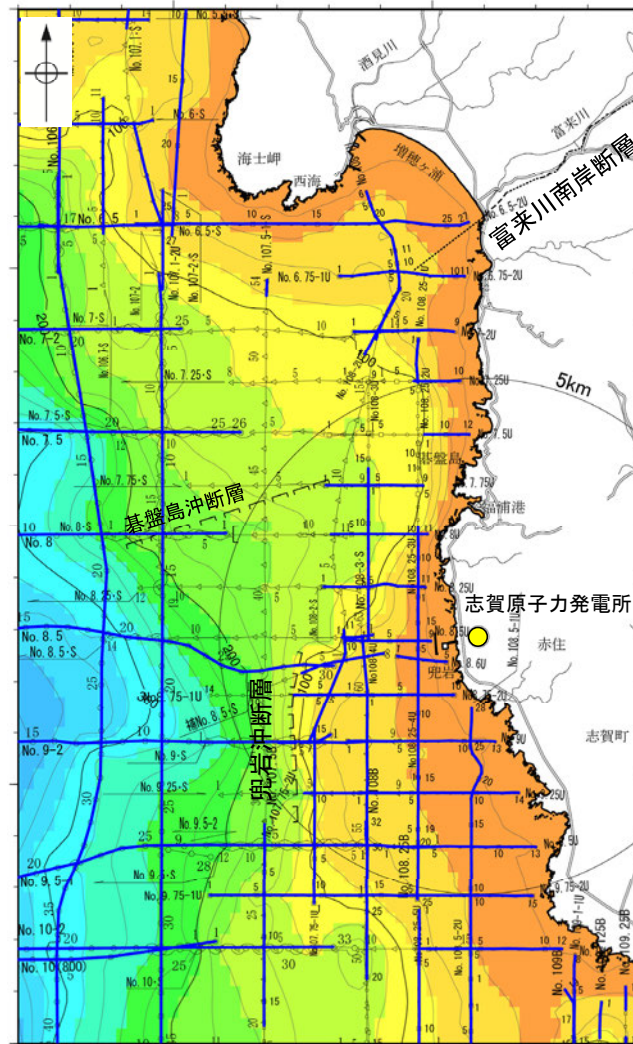
※:各音波探査記録の全線はデータ集2

2.4.1.2 (2) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域の地質構造調査 - 海上音波探査(D₂層上面深度) -

- 富来川南岸断層～兜岩沖断層間において、断層構造の連続性を検討するために、海域のD₂層上面(陸域の岩稲階の穴水累層に対比)の形状を確認した。
- 富来川南岸断層の海域延長部では、D₂層上面は南西方向に深度を増し、断層を挟んでD₂層上面深度に差は認められない。
- 兜岩沖断層周辺の世界では、D₂層上面は海岸線から断層位置まで緩やかに深度を増し、断層位置で急激に落ち込んでいる。この傾向は兜岩沖断層の北方延長では認められず、より海岸線付近で深度を増している。なお、兜岩沖断層の南方延長では、D₂層上面深度が急激に落ち込むような形状は認められない。
- 以上より、富来川南岸断層～兜岩沖断層間のD₂層上面の形状から、両断層間に連続する構造は推定されない。

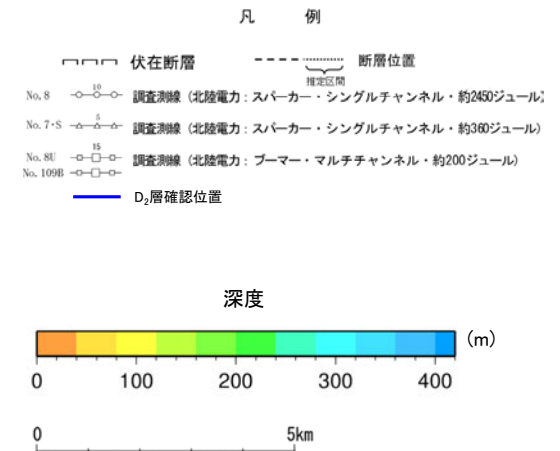


D₂層等深線図

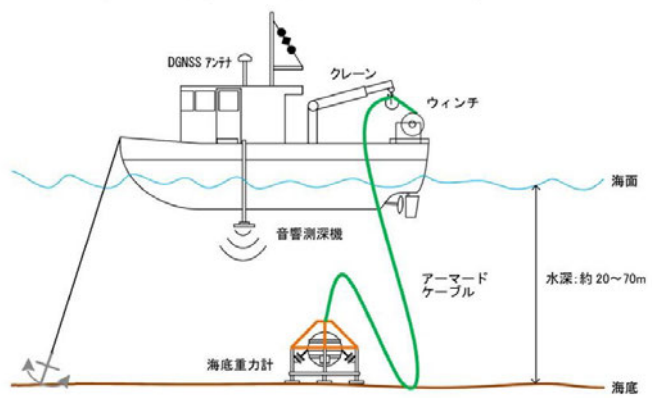


D₂層等深線図
(測線位置とD₂層上面確認位置を加筆)

- ・左図は、北陸電力のスーパーカーとブーマーによる海上音波探査の解析結果と産業技術総合研究所地質調査総合センター(2009)を用いて、金沢大学・当社が作成したものである。
- ・D₂層の補間処理にあたっては、水深、Q層(A層+B層)、C層、D₁層、D₂層の地層境界深度データから、各層の厚さ分布を作成し、GMT(The Generic Mapping Tools)のsurfaceコマンド(Smith and Wessel, 1990)を使用し、隣接する測線の層厚情報を用いて計算を行った。
- ・D₂層の上面深度0mの位置は、D層に対応する陸域の地質境界線を0mとした。

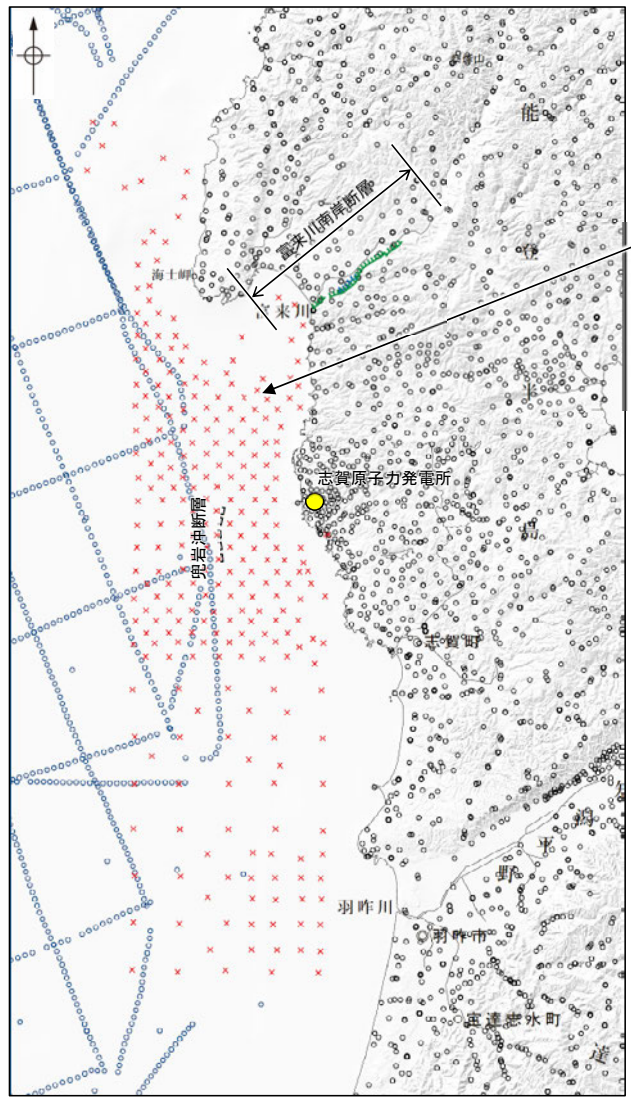


○能登半島の重力異常については、村田ほか(2018)により編集されているが、富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域を含む能登半島西岸の沿岸域は重力測定の空白域となっていた。
○このことから、能登半島西岸の海岸線沿い約40km×沖合い約10kmの海域で、陸上重力計と同程度の高精度なデータを取得可能な海底重力計を用いた海底重力探査(測定点数:275点)を実施した。



項目	仕様
測定分解能	0.001mGal※
測定レンジ	8,000mGal
測定可能傾斜範囲	±25°以内
容器耐圧水深	600m
大きさ	H92cm×W86cm×L86cm
重量	約190kg (空中) 約100kg (海中)
入力電圧	DC24V DC36～75V (ケーブル接続時)

※:陸上重力計と同程度。
(なお、船上重力計の測定精度は1mGal程度(駒澤, 2003))
測定に用いられたINO海底重力計の測定概要図及び仕様
(石田ほか(2018)に一部加筆)



重力測定点分布
(村田ほか(2018)を一部編集, 海底重力測定点・断層線を加筆)

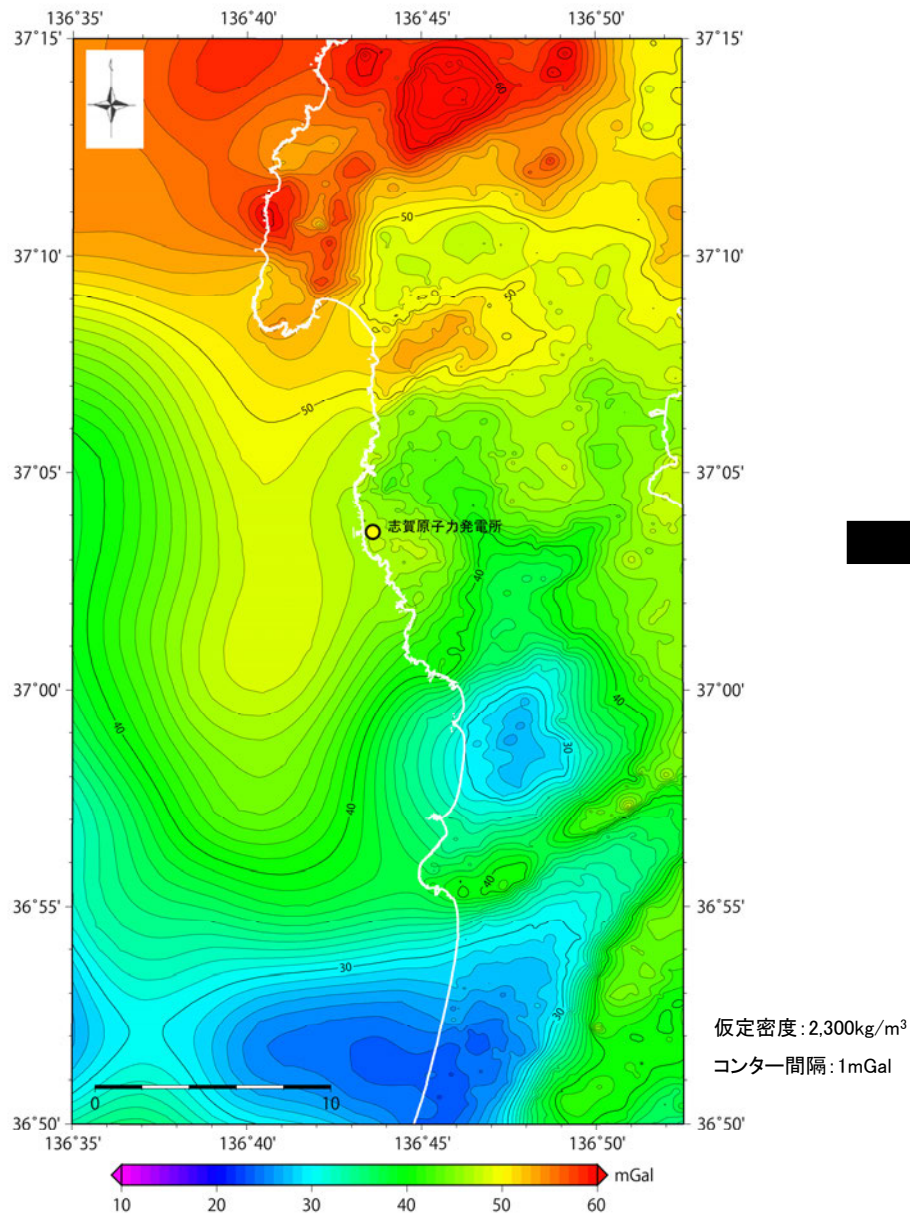
富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域を含む能登半島西岸の沿岸域は、重力測定が実施されていない空白域であったことから、海底重力計による測定を実施した。

凡例

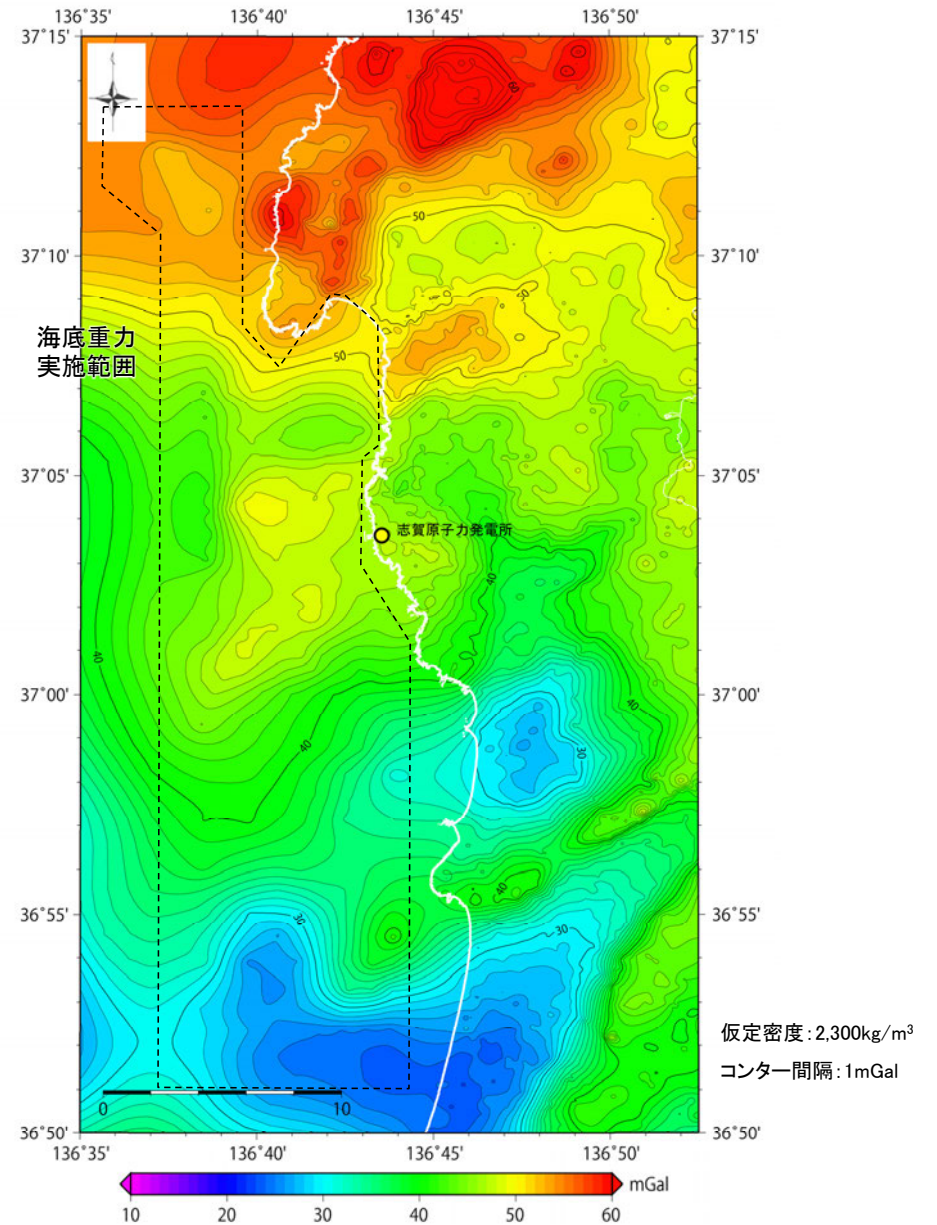
- 重力測定点
(黒:陸上重力, 青:船上重力)
- × 海底重力測定点(275点)
- [リニアメント・変動地形]
- Lc (変動地形である可能性が低い)
- Ld (変動地形である可能性は非常に低い)
- ケバは低下側を示す。
- 伏在断層



○陸上重力計と同程度の精度を有する海底重力計を用いて、海底重力探査を実施し、従来に比べ高精度のブーゲー異常図を作成した(石田ほか, 2018)。

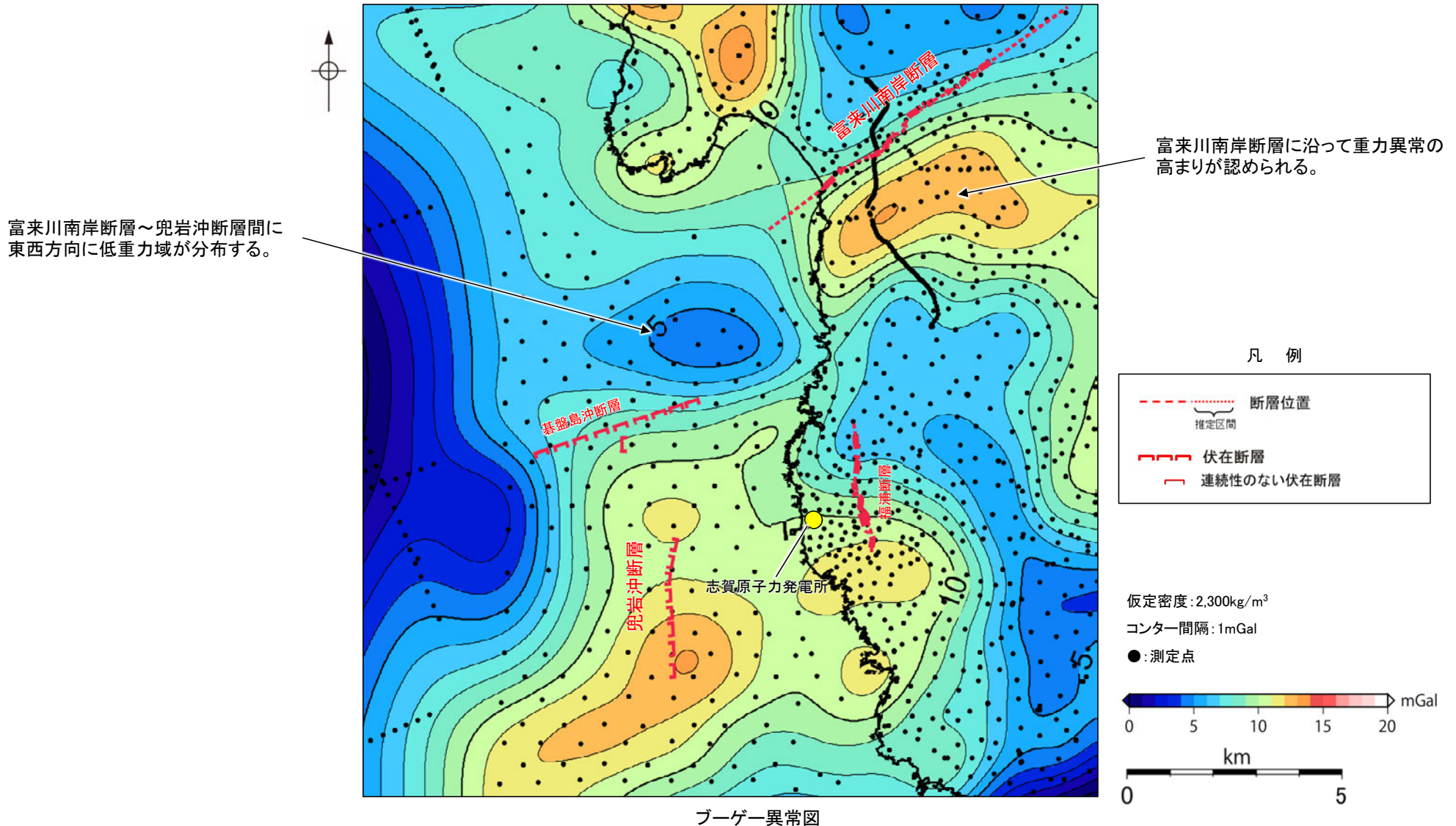


ブーゲー異常図
(海底重力探査結果なし; 石田ほか(2018))



ブーゲー異常図
(海底重力探査結果を含む; 石田ほか(2018)に一部加筆)

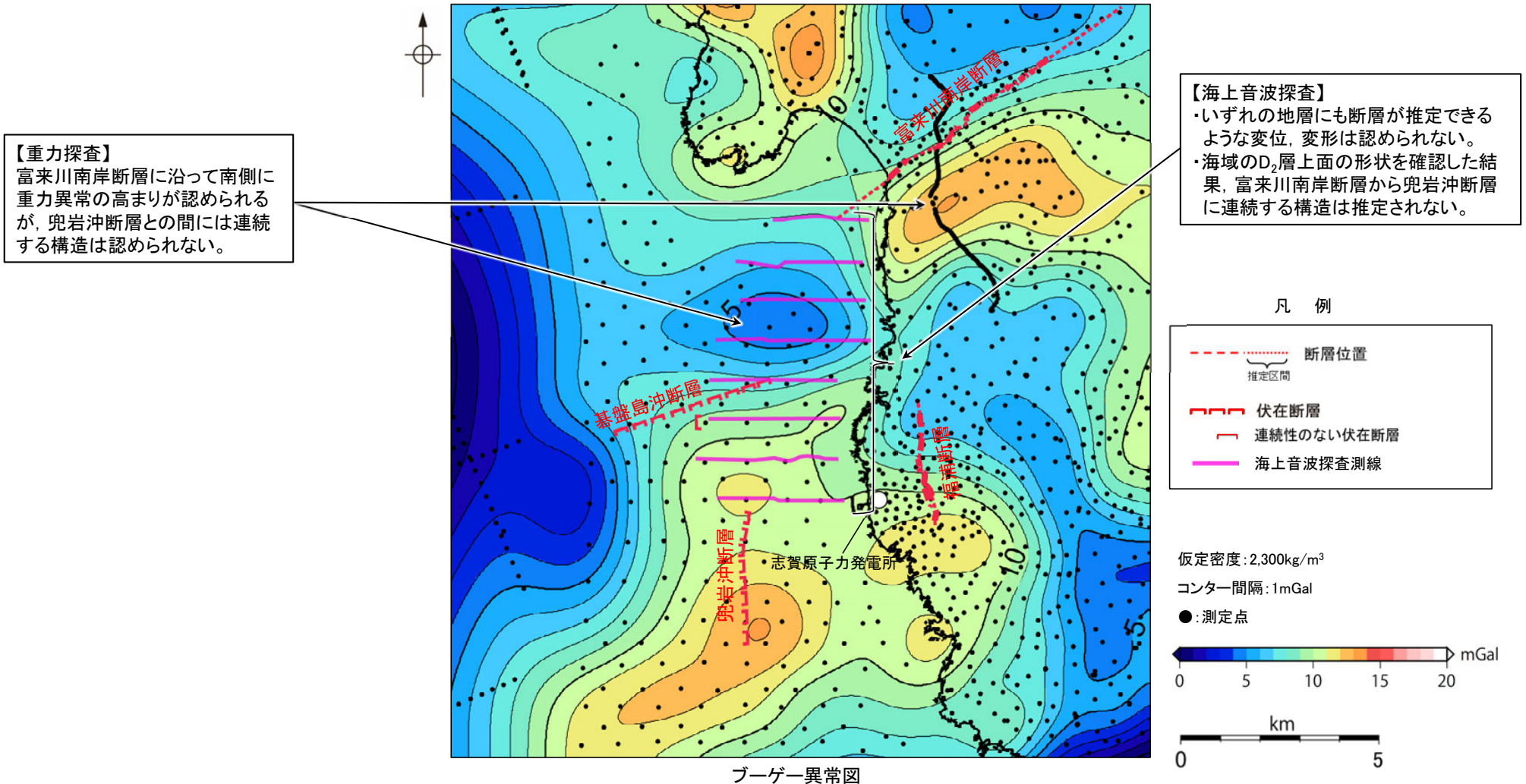
○高精度のブーゲー異常図によれば、富来川南岸断層に沿って南側に重力異常の高まりが認められるが、南西方海域の兜岩沖断層との間には、東西方向に低重力域が分布しており、富来川南岸断層と兜岩沖断層が連続するような重力構造は認められない。
○また、同データを用いた重力勾配テンソル解析の結果からも、富来川南岸断層の地下構造は、周囲の断層と連続構造を示さない(Hiramatsu et al., 2019, P.273)。



・上図は、陸域は本多ほか(2012)、国土地理院(2006)、The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)、Yamamoto et al. (2011)、Hiramatsu et al. (2019)、海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)、石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成した。
・ブーゲー異常図は、対象とする断層の規模、調査密度を考慮し、平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理を行っている。
・なお、フィルター処理については、富来川南岸断層の地下構造について議論しているHiramatsu et al.(2019)を参考にした。

2.4.1.2 (2) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域の地質構造調査 ーまとめー

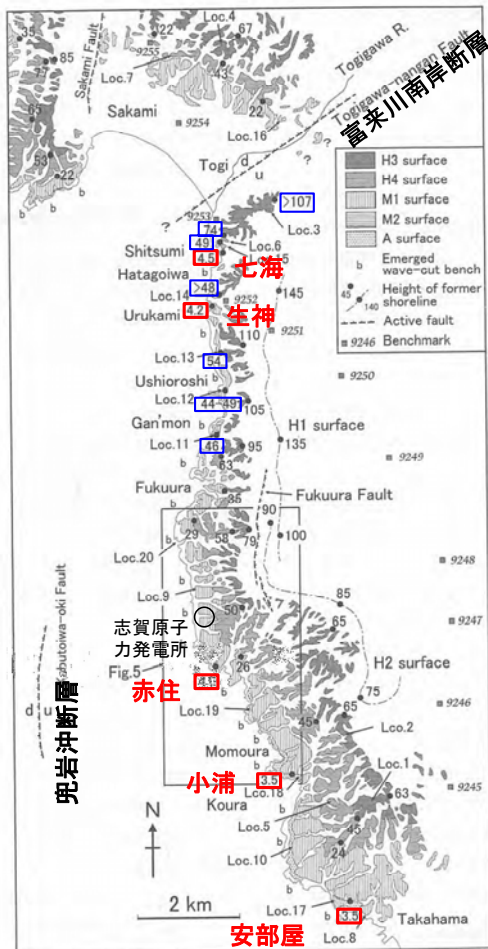
- 富来川南岸断層～兜岩沖断層間における海域の地質構造について、海上音波探査、海底重力測定による重力異常データにより、以下の結果を得た。
 - ・海上音波探査の結果、富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海底において、いずれの地層にも断層が推定できるような変位、変形は認められない。また、断層構造の連続性を検討するために、海域のD₂層上面の形状を確認した結果、富来川南岸断層から兜岩沖断層に連続する構造は推定されない。
 - ・重力探査結果から作成したブーゲー異常図から、富来川南岸断層に沿って南側に重力異常の高まりが認められるが、南西方海域の兜岩沖断層との間には連続する重力構造は認められない。
- これらを踏まえると、富来川南岸断層から兜岩沖断層に連続する構造は認められない。



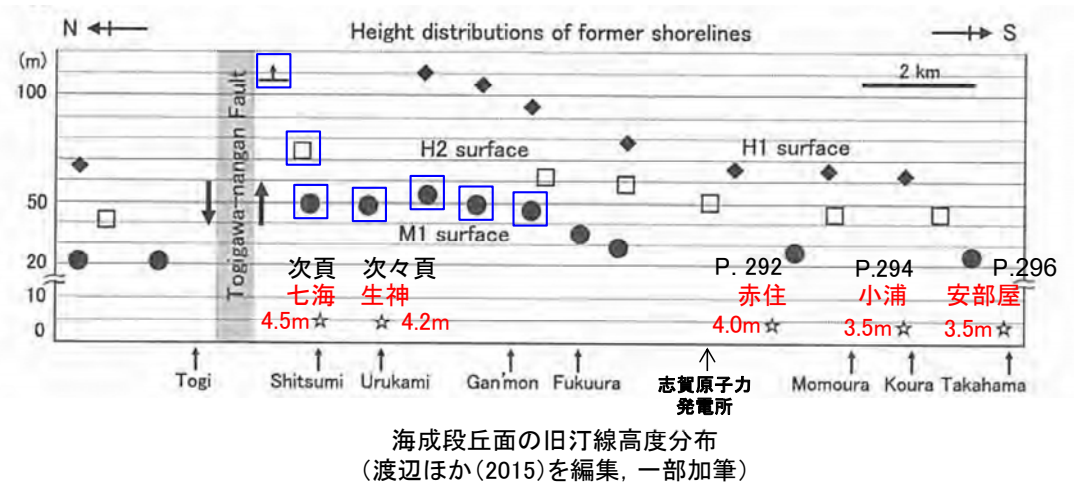
・上図は、陸域は本多ほか(2012)、国土地理院(2006)、The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)、Yamamoto et al. (2011)、Hiramatsu et al. (2019)、海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)、石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成した。
・ブーゲー異常図は、対象とする断層の規模、調査密度を考慮し、平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理を行っている。
・なお、フィルター処理については、富来川南岸断層の地下構造について議論しているHiramatsu et al. (2019)を参考にした。

2.4.1.2 (参考) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の地形面の地質調査 - 海岸地形(A面・離水ベンチ) -

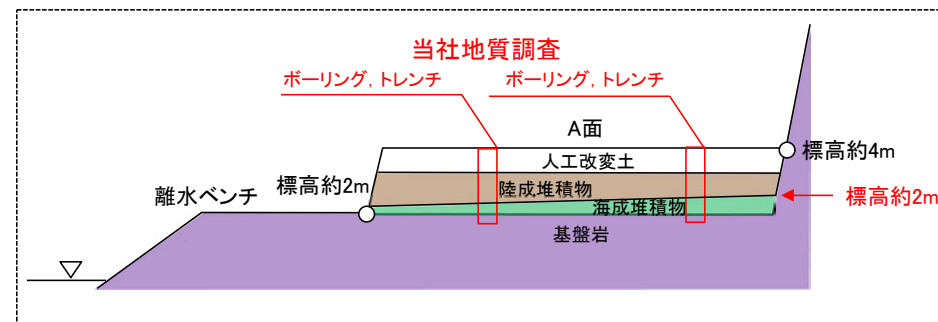
- 能登半島西岸域において、渡辺ほか(2015)は、完新世に形成された2段に大別されるベンチ(低位から離水ベンチ, A面)が、間欠的な隆起を示唆すると指摘しており、これを富来川南岸断層から兜岩沖断層に連続する構造を推定する根拠としている。
- このA面と離水ベンチの関係を検討するため、A面においてボーリング、トレンチ調査を行った結果、赤住、小浦、安部屋のA面は、下位のベンチとほぼ同程度の高さ(標高約2m)である海成堆積物や岩盤の上面を人工改変土や陸成堆積物が覆っている地形面であることを確認した。
- また、七海、生神のA面は、河川により侵食されたと考えられる基盤岩を、陸成堆積物が厚く覆っていることから、間欠的な隆起に関して検討対象となる地形面ではないことを確認した。
- 上記の調査結果から、本地域において完新世の2段のベンチは認められないと評価した。



・渡辺ほか(2015)が示すM1面, H面のうち、富来川南岸断層南方の地形面(左図及び右図に青枠で示した地点)については、当社の調査の結果、表層に厚い風成砂層や河川堆積物が分布することから、海成段丘面ではなく古砂丘、古期扇状地面であると評価した(P.255～258)。



海成段丘面の旧汀線高度分布
(渡辺ほか(2015)を編集、一部加筆)

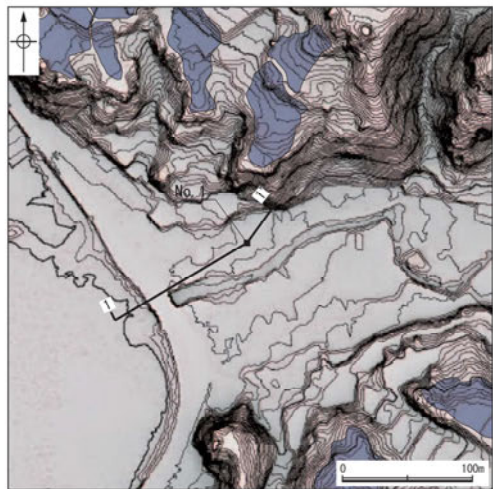


当社地質調査結果に基づくA面と離水ベンチの関係

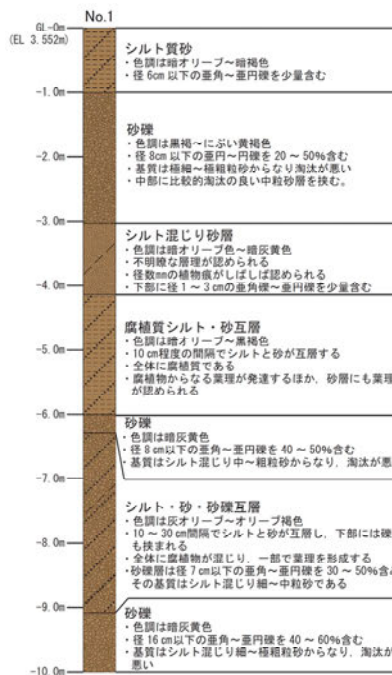
能登半島西岸域の海成段丘面分類図
(渡辺ほか, 2015に一部加筆)

【海岸地形の調査結果】 しつみ (七海地点)

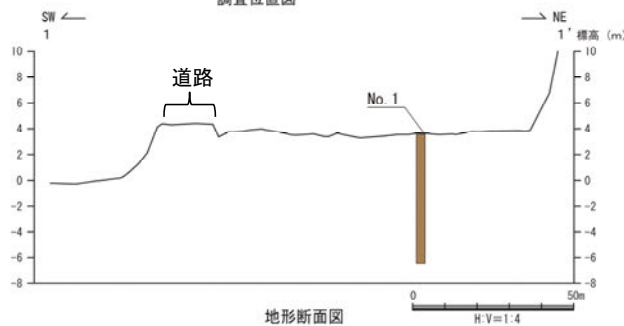
- 七海地点における地形面を構成する地層は、上位より、シルト質砂層、砂礫層、シルト混じり砂層等である。
- シルト質砂層は、シルトを主体とする層相であり、波の営力を受けていない地層と推定されることから、陸成堆積物と判断した。
- 砂礫層は、一部で比較的淘汰のよい砂層を挟むが、全体として基質の淘汰が悪い砂礫層が主体であり、波の営力による分級作用を受けていないと推定されることから、陸成堆積物と判断した。
- シルト混じり砂層は、植物根をしばしば含むことから、陸成堆積物と判断した。
- また、本地形面は河川沿いに位置する。
- よって、本地点は、基盤岩が河川により侵食され、陸成堆積物が厚く分布することから、間欠的な隆起に関して検討対象となる地形面ではないことを確認した。



調査位置図



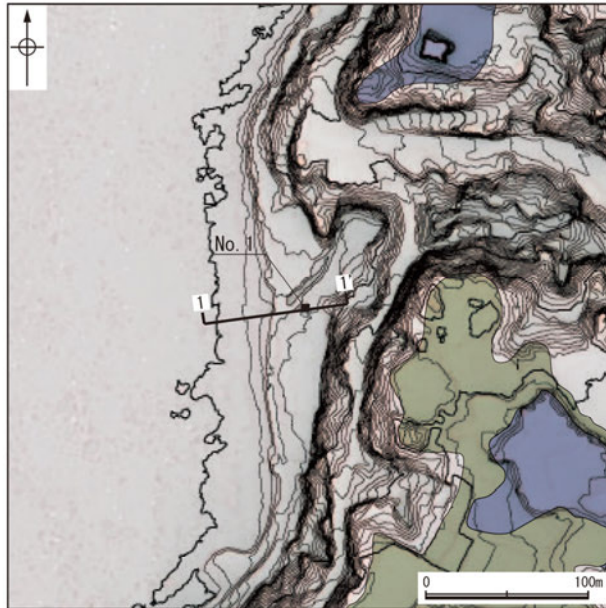
コア写真



【海岸地形の調査結果】

うるかみ
(生神地点)

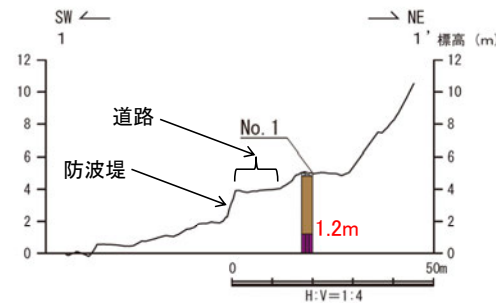
- 生神地点における地形面を構成する地層は、上位より人工改変土、礫混じり粘土層、砂礫層である。
- 礫混じり粘土層は、粘土を主体とし、波の営力を受けていない地層と推定されることから、陸成堆積物と判断した。
- 砂礫層は、基質がシルト混じり砂～極粗粒砂からなり淘汰が悪く、波の営力による分級作用を受けていないと推定されることから、陸成堆積物と判断した。
- また、本地形面は河口付近に位置する。
- よって、本地点は、河川により侵食されたと考えられる基盤岩上面を、直接人工改変土や陸成堆積物が覆っていることから、間欠的な隆起に関して検討対象となる地形面ではないことを確認した。



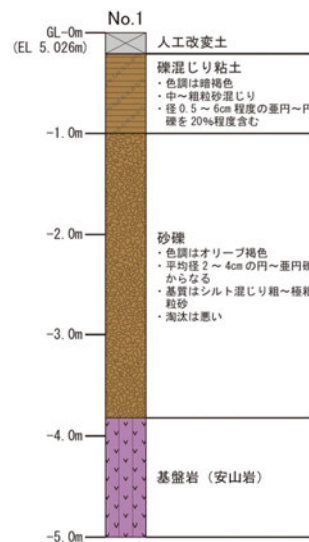
調査位置図

凡例

〔調査位置図〕	〔地形断面図〕	〔柱状図〕
古砂丘	人工改変土	粘土
古期扇状地面	陸成堆積物	砂礫
●No. 1 調査位置	基盤岩	礫混じり
1:1 断面線		人工改変土
		陸成堆積物
		海成堆積物
		基盤岩



地形断面図



柱状図

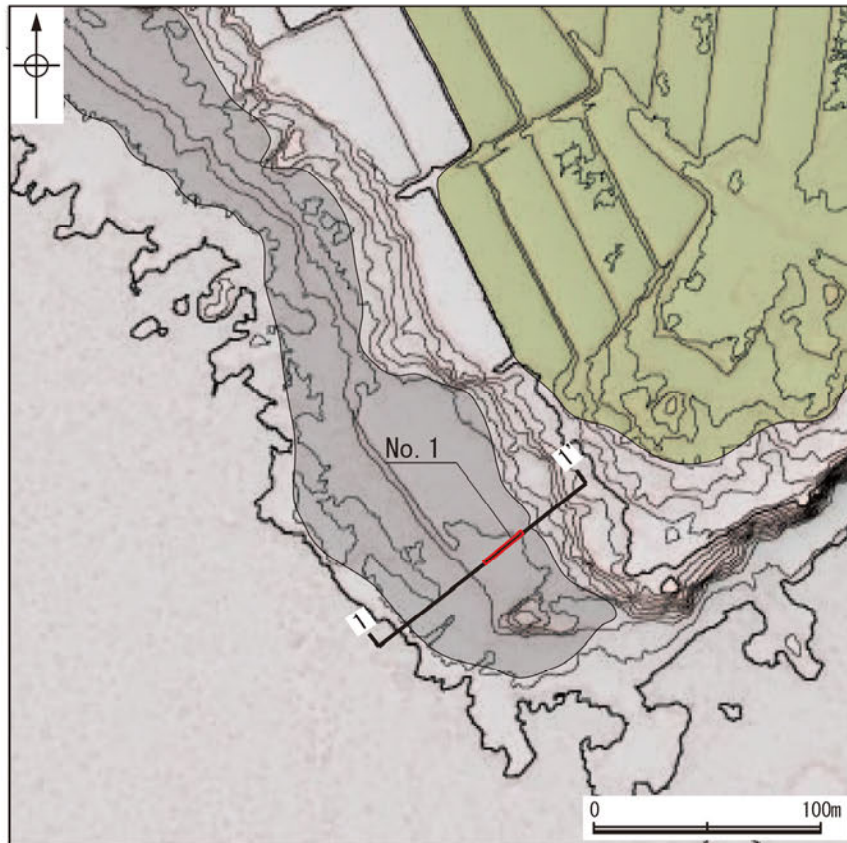


コア写真

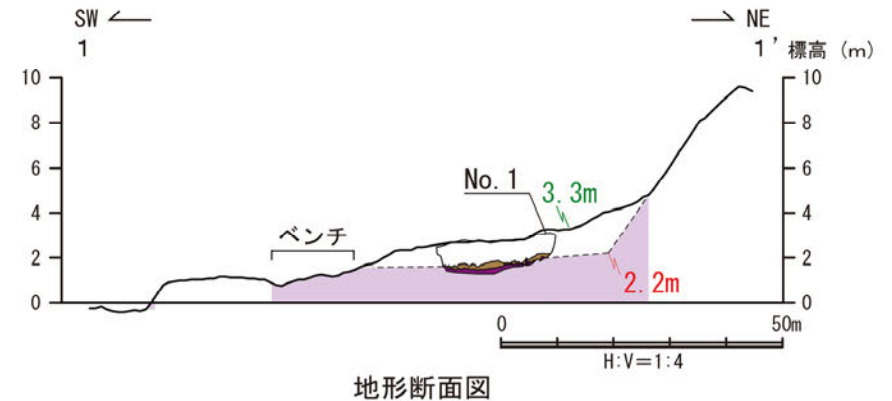
【海岸地形の調査結果】

あかすみ
(赤住地点)

- 赤住地点における地形面(当社の冲積段丘面に対応)を構成する地層は、人工改変土、砂礫層であり、砂礫層は腐植質で炭化木片を含む部分が多いことから、陸成堆積物(被覆層)と判断した。
- よって、本地点は、下位のベンチからほぼ同程度の高さ(標高約2m)で連続する基盤岩の上面を、人工改変土や陸成堆積物が覆っている地形面である。



調査位置図

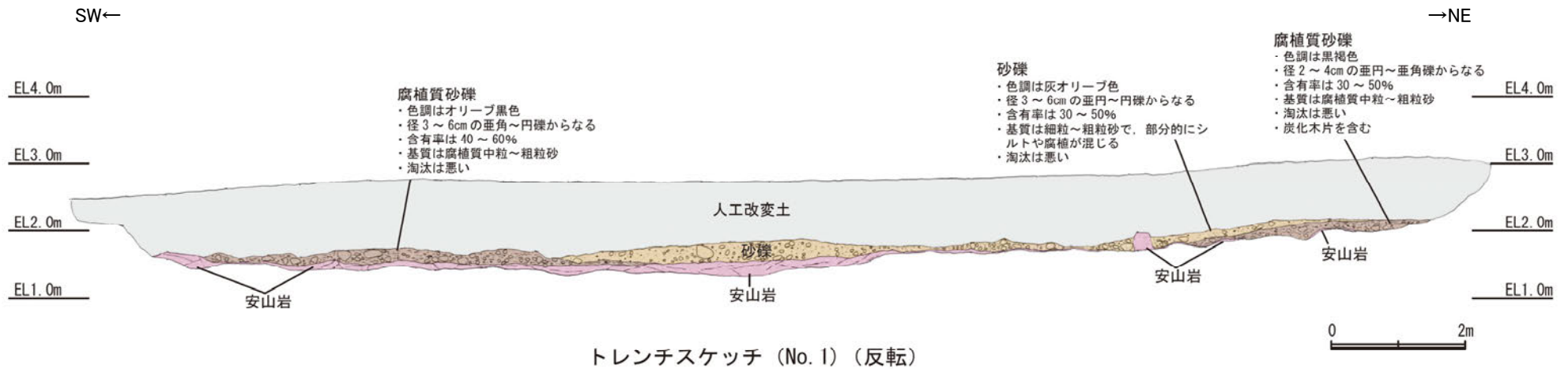


地形断面図

凡 例

〔調査位置図〕	〔地形断面図〕
中位段丘I面	人工改変土
冲積段丘面	陸成堆積物(被覆層)
No. 1 調査位置	基盤岩
1:1' 断面線	23m 段丘面内縁標高
	20.0m 旧汀線高度

(赤住地点 南東壁面 トレンチスケッチ, 写真)



凡 例

	人工改変土
	陸成堆積物 (被覆層) (1)
	陸成堆積物 (被覆層) (2)
	基盤岩

【海岸地形の調査結果】 （小浦地点）

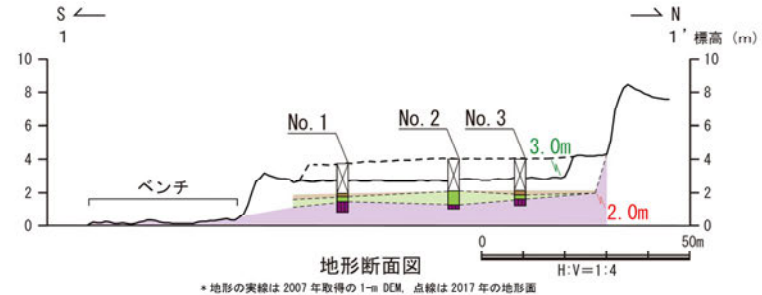
- 小浦地点における地形面（当社の沖積段丘面に対応）を構成する地層は、上位より、人工改変土、礫混じり～砂質シルト層、シルト混じり細粒砂層、砂礫層である。
- 礫混じり～砂質シルト層は、シルトを主体とし、波の営力を受けていない地層と推定されることから、陸成堆積物（被覆層）と判断した。
- また、シルト混じり細粒砂層は砂質で淘汰が中程度であること、砂礫層は、基質が中粒～細粒砂からなることから、海成堆積物と判断した。
- よって、本地点は、下位のベンチからほぼ同程度の高さ（標高約2m）で連続する基盤岩及び海成堆積物の上面を、人工改変土や陸成堆積物が覆っている地形面である。



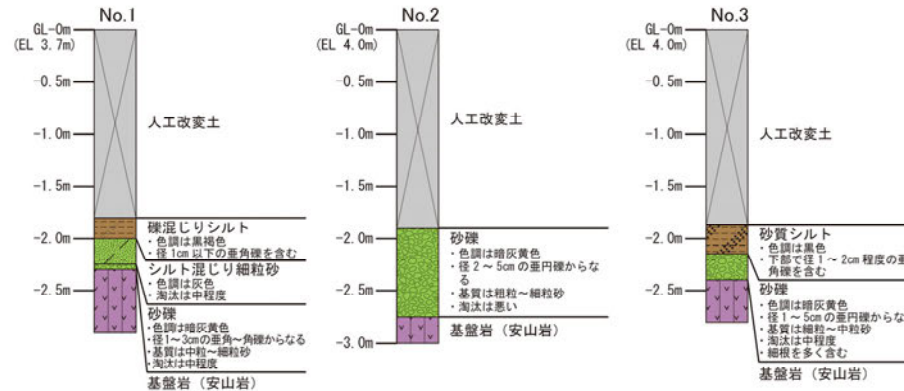
調査位置図

凡 例

〔調査位置図〕	〔地形断面図〕	〔柱状図〕
中位段丘Ⅰ面	人工改変土	シルト
沖積段丘面	陸成堆積物（被覆層）	砂
● No. 1 調査位置	海成堆積物	砂礫
1 1' 断面線	基盤岩	シルト混じり
	23m 段丘面内縁標高	砂質
	20.0m 旧汀線高度	礫混じり
		人工改変土
		陸成堆積物（被覆層）
		海成堆積物
		基盤岩



地形断面図
* 地形の実線は2007年取得の1-m DCM、点線は2017年の地形面



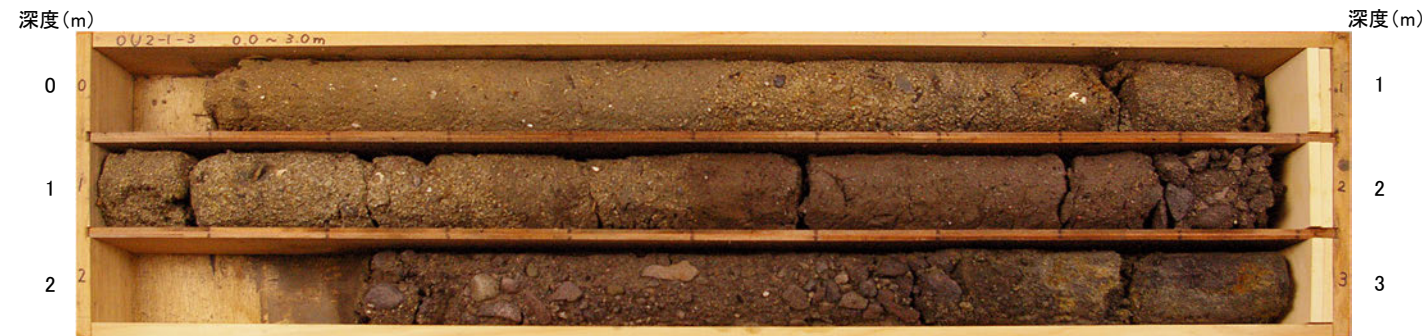
柱状図

(小浦地点 コア写真)



No.1 コア写真

深度0.0～0.15m, 深度1.0～1.05m及び深度2.0～2.15mは, コアサンプラーの打撃により圧縮されているため, 見掛け上コアが欠如している。



No.2 コア写真

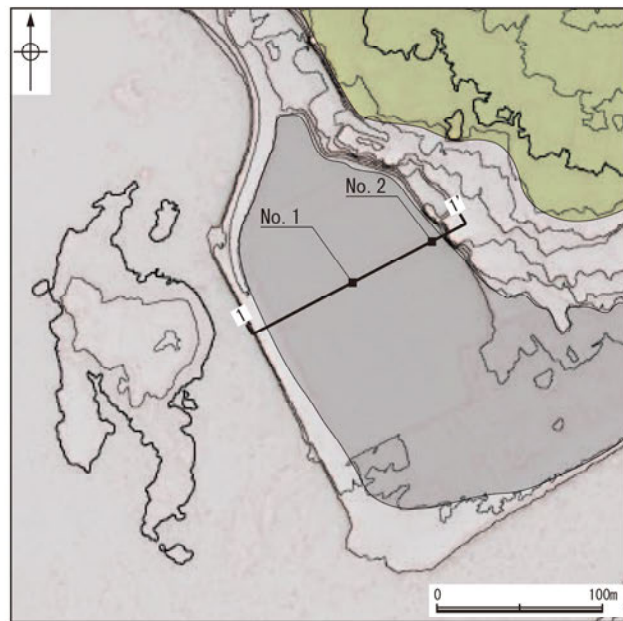
深度0.0～0.1m及び深度2.0～2.22mは, コアサンプラーの打撃により圧縮されているため, 見掛け上コアが欠如している。



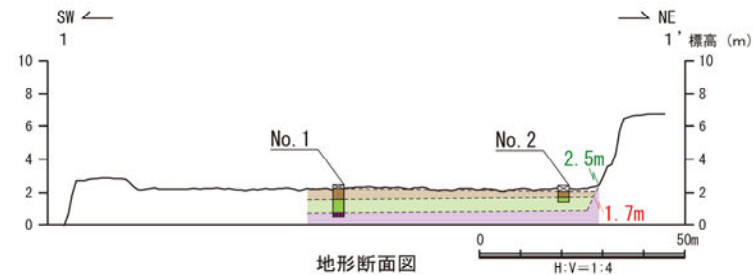
No.3 コア写真

【海岸地形の調査結果】 (安部屋地点)

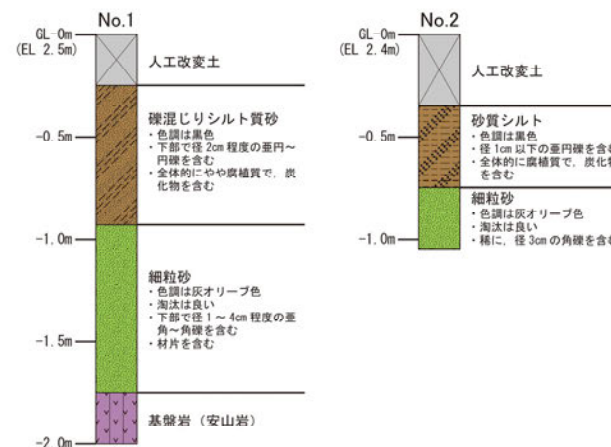
- 安部屋地点における地形面(当社の沖積段丘面に対応)を構成する地層は、上位より、人工改変土、礫混じりシルト質砂～砂質シルト層、細粒砂層である。
- 礫混じりシルト質砂～砂質シルト層は、全体的に腐植質で炭化物を含むことから、陸成堆積物(被覆層)と判断した。
- また、細粒砂層は、砂が主体で淘汰が良いことから、海成堆積物と判断した。
- よって、本地点は、周辺のベンチとほぼ同程度の高さ(標高約2m)で分布する海成堆積物の上面を、人工改変土や陸成堆積物が覆っている地形面である。



調査位置図
凡例



地形断面図



柱状図

富来川南岸断層～兜岩冲断層間

(安部屋地点 コア写真)



No.1 コア写真

深度0.0～0.28m及び深度1.0～1.29mは、コアサンプラーの打撃により圧縮されているため、見掛け上コアが欠如している。



No.2 コア写真

深度0.0～0.44mは、コアサンプラーの打撃により圧縮されているため、見掛け上コアが欠如している。

巻末資料4

能登半島西岸の段丘面高度分布に関する検討
(コメントNo.18)

能登半島の段丘面高度分布

○能登半島には海成段丘面が広く連続して分布し、中位段丘 I 面の段丘面内縁標高※は能登半島北部において標高約20～120mに分布し、全体として南下がりの傾向を示すが、敷地近傍や七尾西湾沿岸では標高約20～30mで一定であり、半島全体の下限値に相当する。

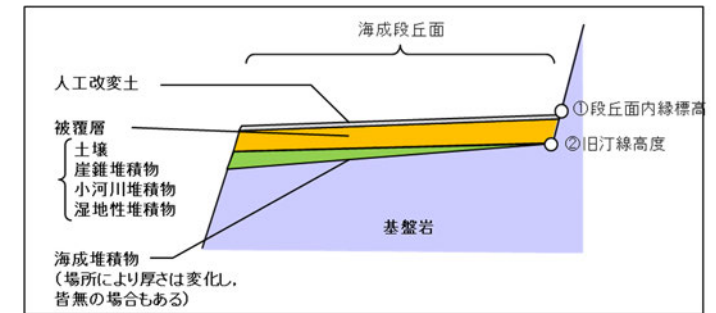
○また、中位段丘 I 面の一つ上位に分布する高位段丘 I (I a)面の分布傾向についても同様である。

○このうち、敷地近傍を含む能登半島西岸について、段丘面高度分布と地質構造の関係を詳細に検討した(次頁以降)。

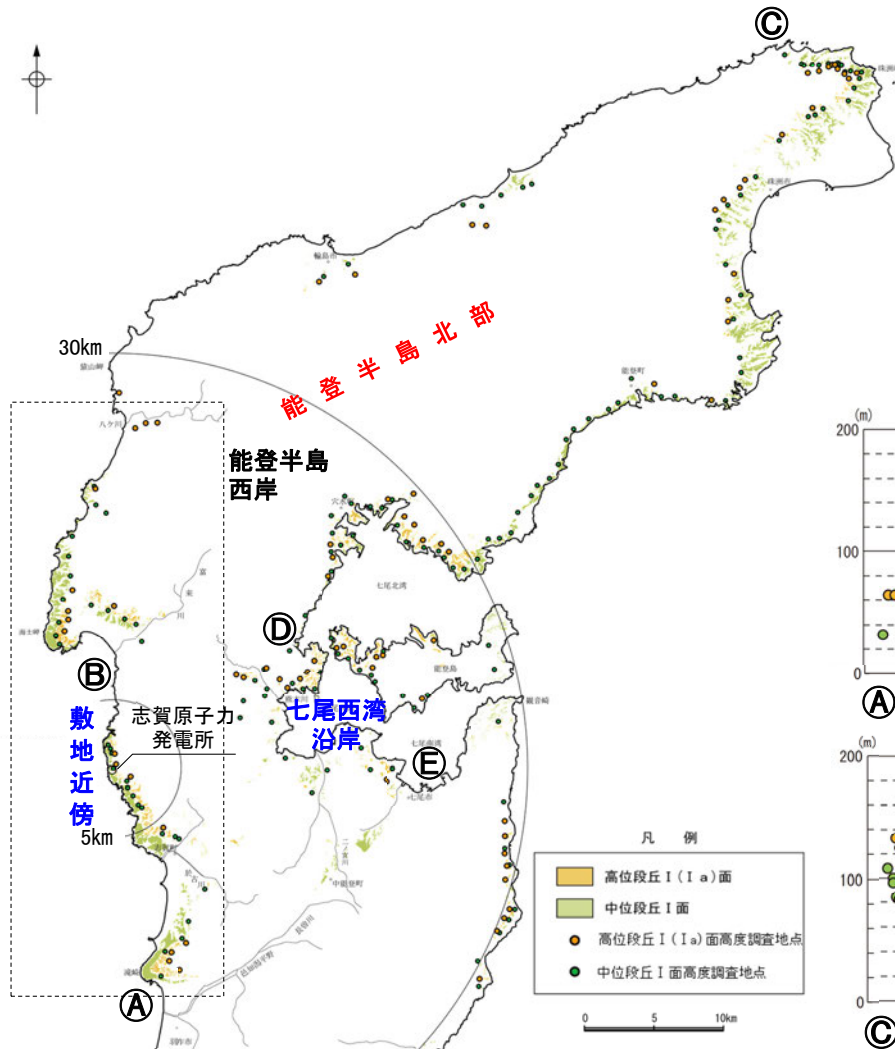
※段丘面内縁標高(下図①)と旧汀線高度(下図②)の差は能登半島において3m程度であり、能登半島の段丘面の分布高度の幅(標高約20～120m)と比べて小さい(補足資料1.4-1)。

能登半島の段丘面層序

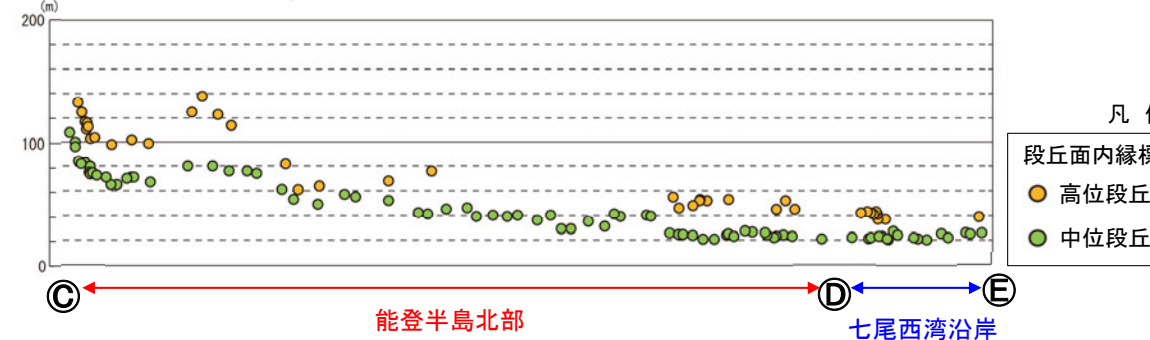
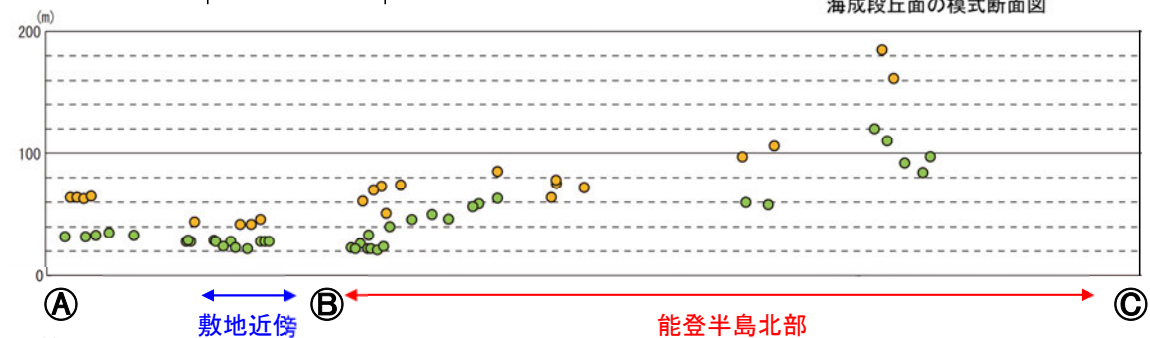
時代	敷地近傍	その他
MIS5e	中位段丘 面	中位段丘 面
MIS7以前	高位段丘 a面	高位段丘 面
MIS9以前	高位段丘 b面	高位段丘 面
⋮	⋮	⋮



海成段丘面の模式断面図



中位段丘 面及び高位段丘 (a)面の分布

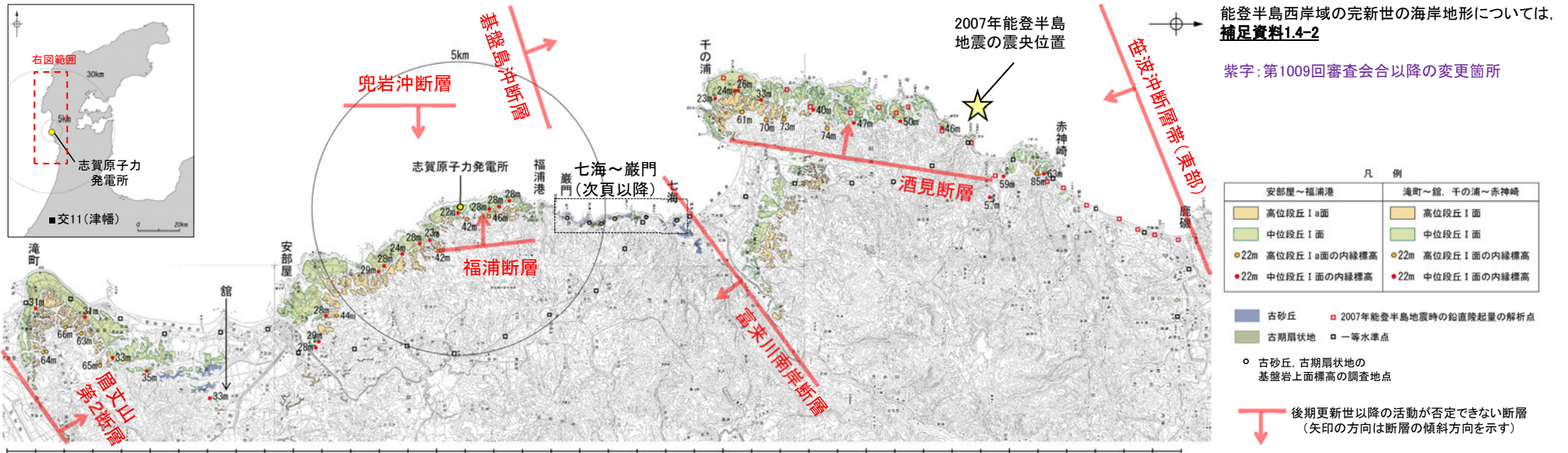


中位段丘 面及び高位段丘 (a)面の高度分布

凡例
段丘面内縁標高
● 高位段丘 (a)面
● 中位段丘 面

能登半島西岸の段丘面高度分布

- 能登半島西岸において、中位段丘 I 面及びそのひとつ上位の段丘面である高位段丘 I (I a)面の分布を調査した。
 - ・赤神崎～千の浦では、中位段丘 I 面の段丘面内縁標高は約20～60mに分布し、北上がりの傾動が認められ、2007年能登半島地震時の隆起量と段丘面内縁標高の分布パターンは調和的であることから(浜田ほか, 2007), この地震を引き起こした活断層である笹波沖断層帯(東部)による累積的な変位を示唆する。この分布傾向は、高位段丘 I 面についても同様である。
 - ・福浦港～安部屋(敷地近傍)では、中位段丘 I 面の段丘面内縁標高は約20～30mに分布し、上記の赤神崎～千の浦と比較して、明瞭な傾動は認められない。この分布傾向は、高位段丘 I a面についても同様である。また、この分布高度は、能登半島における後期更新世以降の非地震性隆起成分に相当すると考えられるが(P.307), 中位段丘 I 面の段丘面内縁標高に10m程度のばらつきがあること、周囲に福浦断層や兜岩沖断層が分布することを踏まえると、これらの断層による変位を含む可能性も考えられる。
 - ・館～滝町では、中位段丘 I 面は約30～35m, 高位段丘 I 面は約60mに分布する。敷地近傍と比較すると分布高度がやや高く、眉丈山第2断層による累積的な変位を示唆する。
- 七海～巖門においては、小規模な古砂丘や古期扇状地面が分布しており、中位段丘 I 面及び高位段丘 I 面は認められない。これらの地形面においては地下の基盤岩の分布を確認しており、基盤岩上面を海成の侵食面と仮定した場合の旧汀線高度(各地形面において海岸線に直交する方向の断面上における基盤岩上面標高の最大値)を検討した結果、その高さは約40mである(次頁以降)。周辺の段丘面と直接対比はできないものの、高度分布が北上がりの傾向を示すことについては、これらを同時代に形成された海成の侵食面と想定した場合には、富来川南岸断層による変位を反映している可能性がある。
- なお、水準点標高の1900～2001年の累積変化量について、段丘面高度が高いエリアでは累積変化量が大きかったという傾向は認められず、段丘面高度との明瞭な対応は認められない。よって、少なくとも最近100年の地殻変動からは、エリアごとの段丘面高度の違いが定常的な地殻変動に起因することは示唆されない。



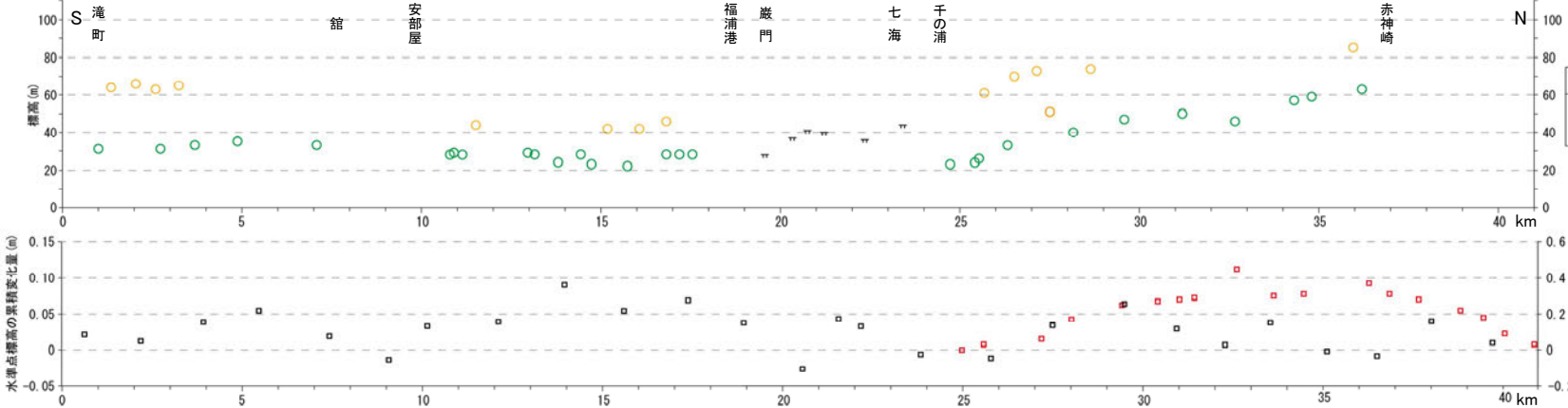
能登半島西岸域の完新世の海岸地形については、[補足資料1.4-2](#)

紫字: 第1009回審査会合以降の変更箇所

凡 例	
安部屋～福浦港	滝町～館、千の浦～赤神崎
高位段丘 I a面	高位段丘 I 面
中位段丘 I 面	中位段丘 I 面
● 22m 高位段丘 I a面の内縁標高	● 22m 高位段丘 I 面の内縁標高
● 22m 中位段丘 I 面の内縁標高	● 22m 中位段丘 I 面の内縁標高

- 古砂丘
- 古期扇状地
- 2007年能登半島地震時の鉛直隆起量の解析点
- 一等水準点
- 古砂丘、古期扇状地の基盤岩上面標高の調査地点

↓ 後期更新世以降の活動が否定できない断層 (矢印の方向は断層の傾斜方向を示す)



凡 例	
安部屋～福浦港	滝町～館、千の浦～赤神崎
○ 高位段丘 I a面の内縁標高	○ 高位段丘 I 面の内縁標高
○ 中位段丘 I 面の内縁標高	○ 中位段丘 I 面の内縁標高

TT 基盤岩上面標高の最大値(巖門～七海) (詳細は次頁以降)

- 凡 例
- 2007年能登半島地震時の海岸線の鉛直隆起量 (m)※1
- 水準点標高の1900～2001年における累積変化量 (m)※2

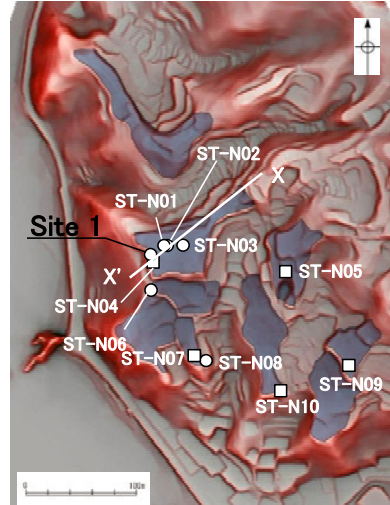
※1 浜田ほか(2007)に基づく
※2 交11(津幡)を基準として算出

七海～巖門における地形面の高度分布(1/6)(七海北部)

○七海北部の地形面は、起伏のある尾根状、小丘状を呈し、無層理で淘汰のよい一様な砂層からなることから、古砂丘と判断した。
○この地形面下の基盤岩上面標高は、最高で約44mである。



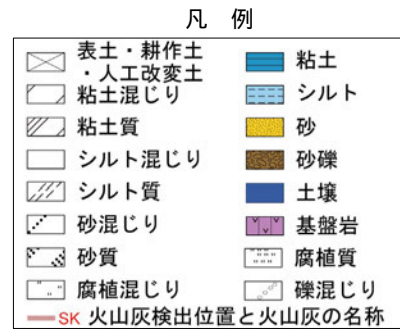
地形面区分図
(志賀町富来七海～福浦港付近、服部ほか(2014)を一部修正)



＜地形面の形状＞
・起伏のある尾根状、小丘状

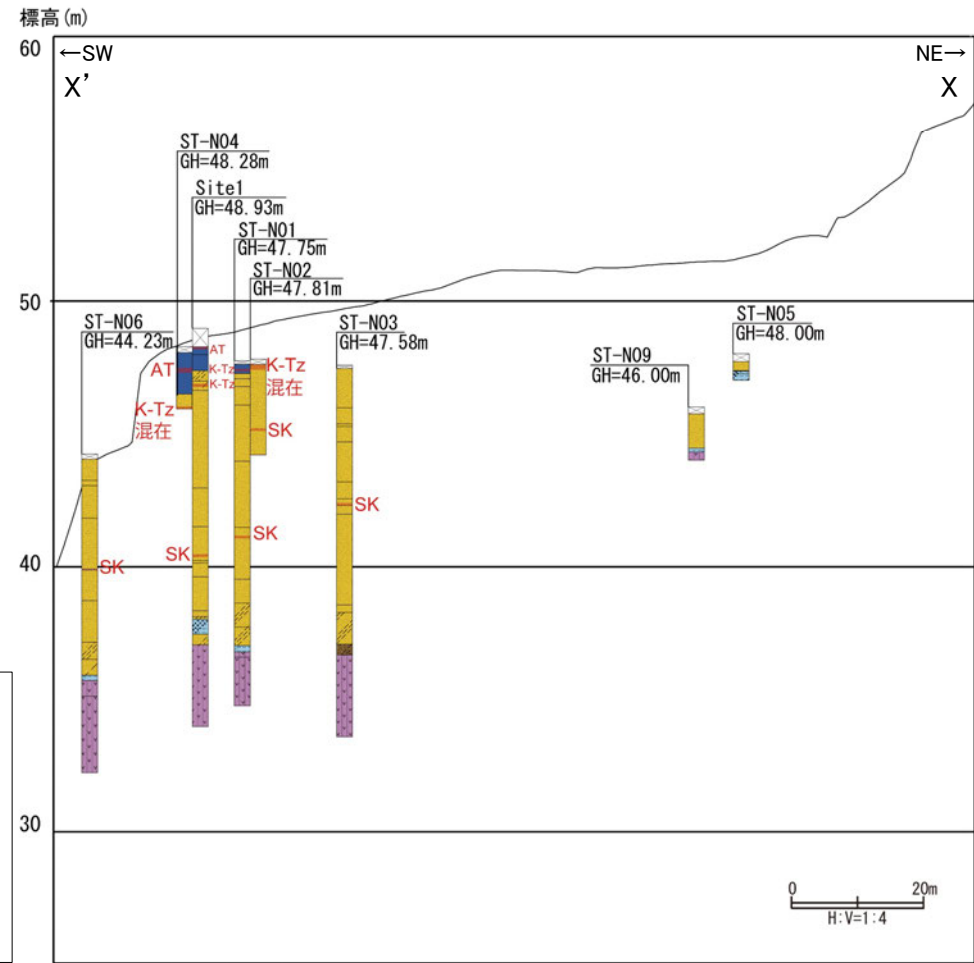
- 古砂丘
- ボーリング位置
- 露頭、ピット位置
- 白線: 断面線

地形面区分図(服部ほか(2014)を編集)
(基図は1961年の空中写真から作成)



テフラの年代(町田・新井, 2011)

AT: 2.8万～3万年前
K-Tz: 9.5万年前
SK: 10.5万年前



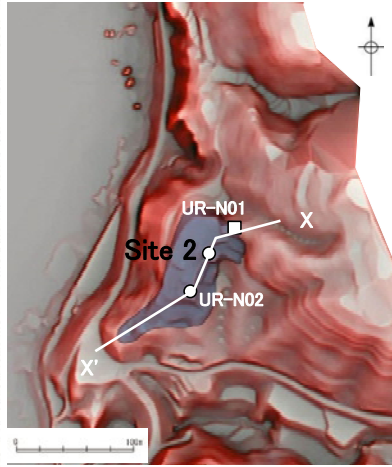
断面図

(地形断面線は1961年の空中写真から作成)

各地点の詳細な地質調査結果については、[補足資料2.4-1\(3\)](#)

七海～巖門における地形面の高度分布(2/6) (生神北部)

○生神北部の地形面は、起伏のある尾根状を呈し、無層理で淘汰のよい一様な砂層からなることから、古砂丘と判断した。
○この地形面下の基盤岩上面標高は、最高で約36mである。



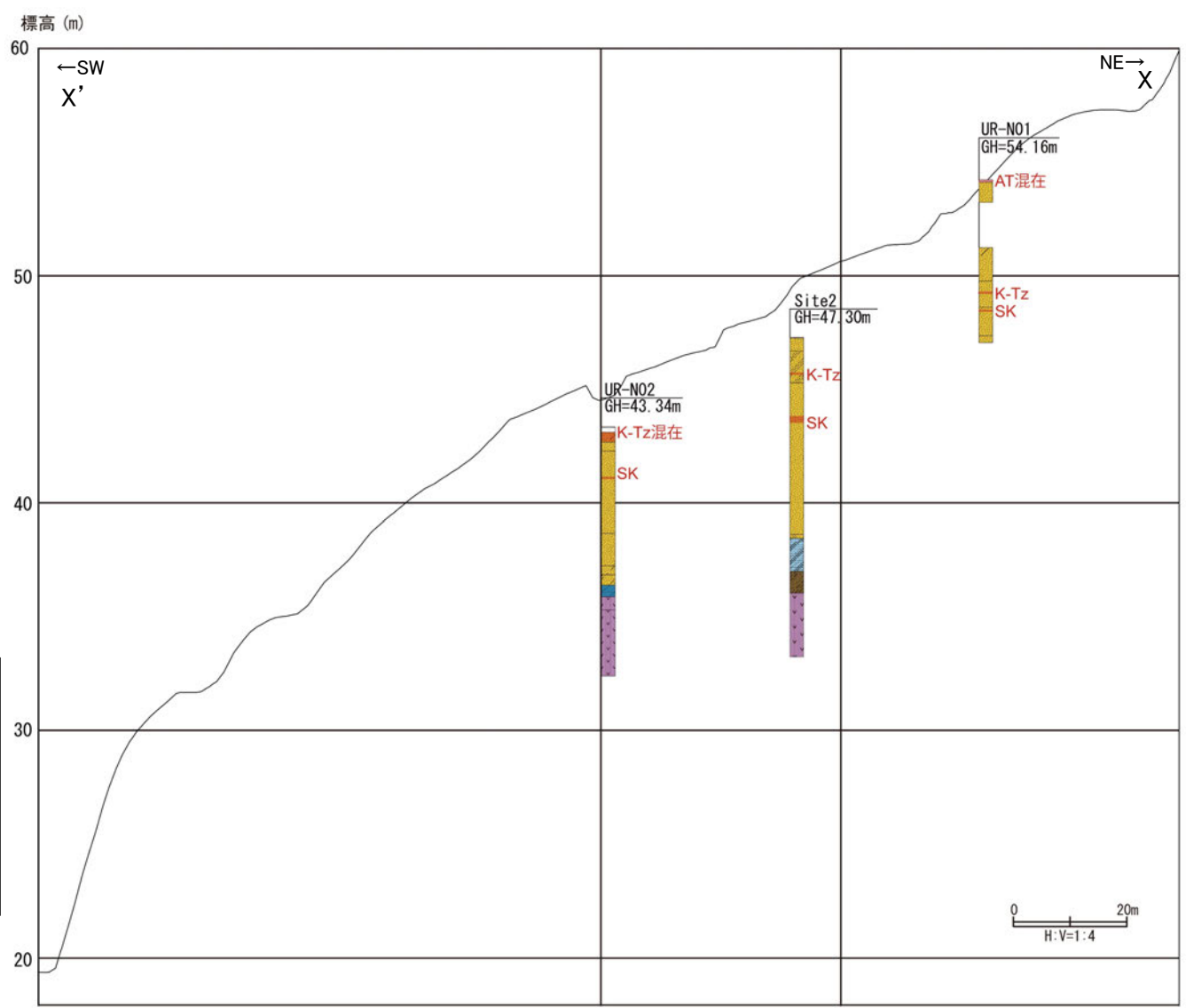
○ 古砂丘
○ ボーリング位置
□ 露頭、ピット位置
白線: 断面線

地形面区分図(服部ほか(2014)を編集)
(基図は1961年の空中写真から作成)

凡例

表土・耕作土	粘土
人工改変土	シルト
粘土混じり	砂
粘土質	砂礫
シルト混じり	土壌
シルト質	基盤岩
砂混じり	腐植質
砂質	礫混じり
腐植混じり	SK 火山灰検出位置と火山灰の名称

テフラの年代(町田・新井, 2011)
AT: 2.8万～3万年前
K-Tz: 9.5万年前
SK: 10.5万年前



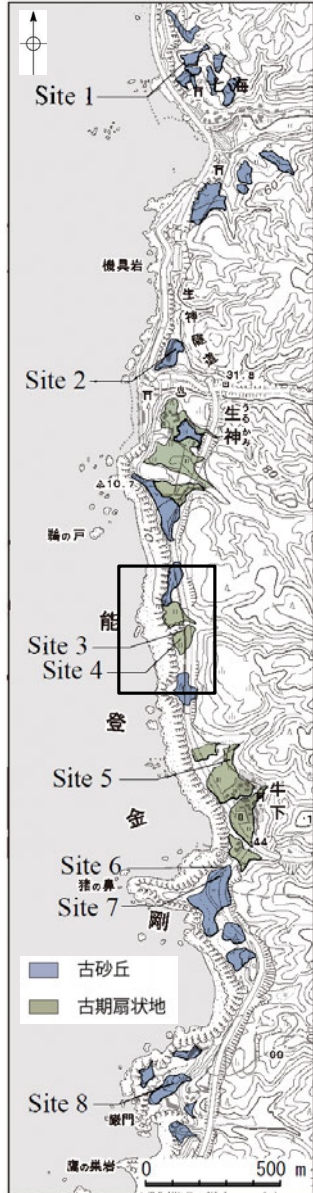
断面図
(地形断面線は1961年の空中写真から作成)

地形面区分図
(志賀町富来七海～福浦港付近、服部ほか(2014)を一部修正)

各地点の詳細な地質調査結果については、[補足資料2.4-1\(3\)](#)

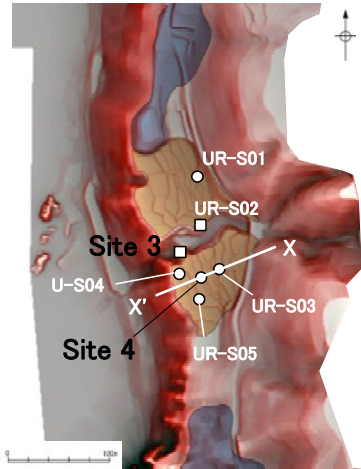
七海～巖門における地形面の高度分布(3/6) (生神南部)

○生神南部の地形面は、谷口を頂部として扇形に広がる形状を呈し、淘汰の悪い垂円～垂角礫層からなり、同堆積物中に陸から海への一方向流を示す堆積構造が認められることから、古期扇状地面と判断した。
○この地形面下の基盤岩上面標高は、最高で約40mである。



地形面区分図

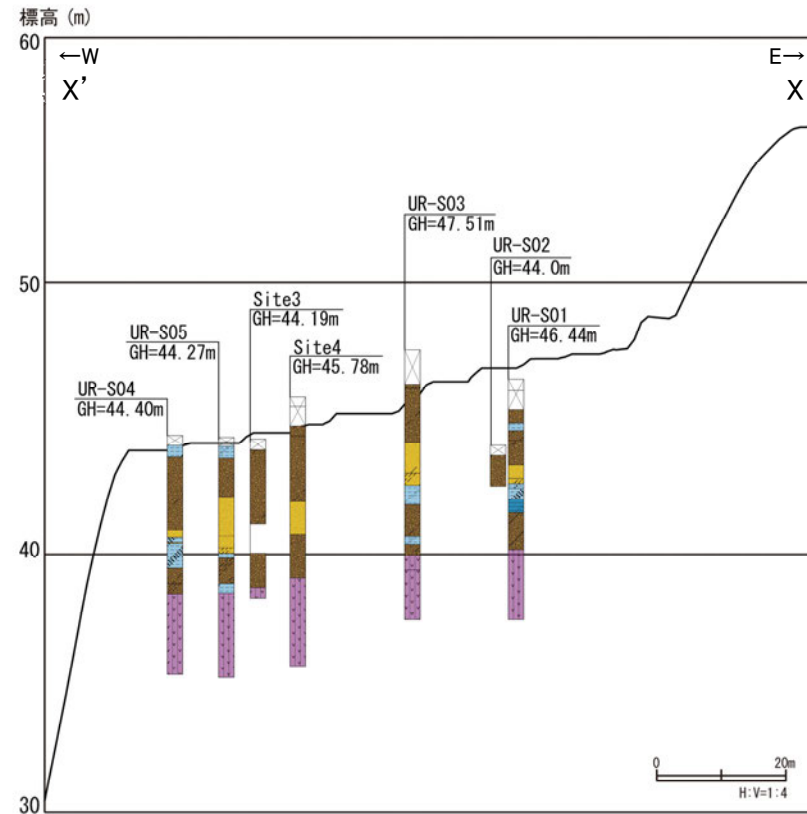
(志賀町富来七海～福浦港付近、服部ほか(2014)を一部修正)



<地形面の形状>
・谷口を頂部として扇形に広がる

■ 古砂丘面
■ 古期扇状地面
○ ボーリング位置
□ 露頭位置
白線: 断面線

地形面区分図(服部ほか(2014)を編集)
(基図は1961年の空中写真を使用して作成)



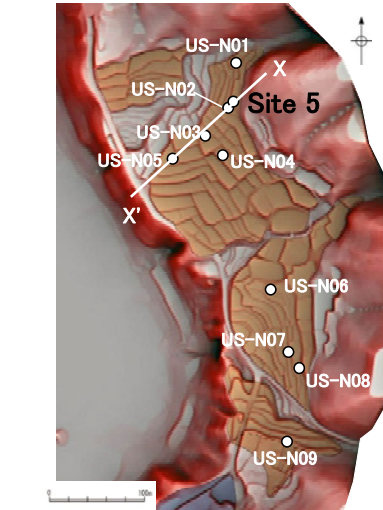
断面図

(地形断面線は1961年の空中写真から作成)

各地点の詳細な地質調査結果については、[補足資料2.4-1](#)(3)

七海～巖門における地形面の高度分布(4/6) (牛下北部)

○牛下北部の地形面は、谷口を頂部として扇形に広がり、それが複合する形状を呈し、淘汰の悪い垂円～垂角礫層とシルト質砂層からなることから、古期扇状地面と判断した。
○この地形面下の基盤岩上面標高は、最高で約41mである。



＜地形面の形状＞
・谷口を頂部として扇形に広がり、それが複合する

- 古砂丘面
- 古期扇状地面
- ボーリング位置
- 露頭位置
- 白線: 断面線

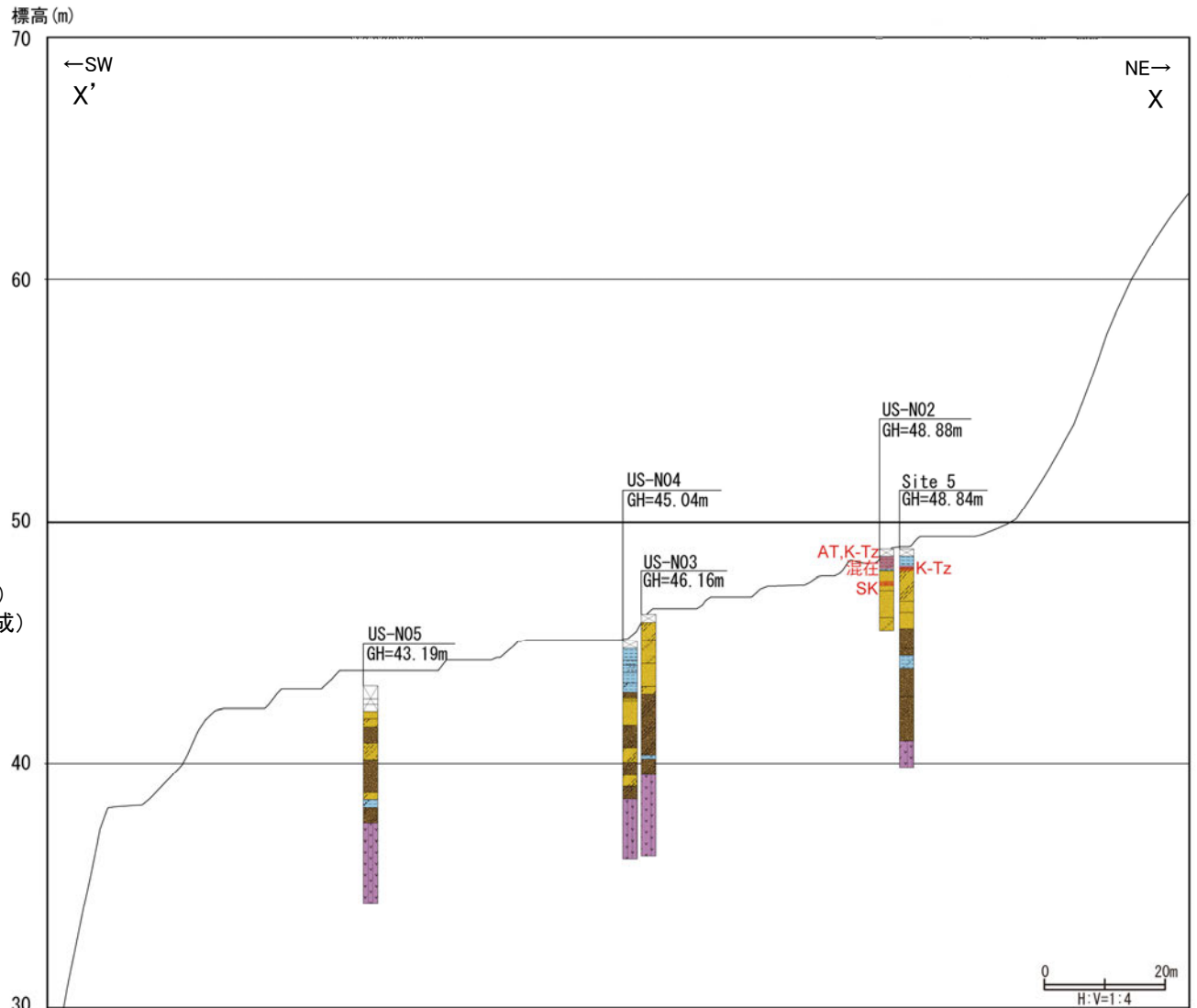
地形面区分図(服部ほか(2014)を編集)
(基図は1961年の空中写真を使用して作成)

凡例

表土・耕作土・人工改変土	粘土
粘土混じり	シルト
粘土質	砂
シルト混じり	砂礫
シルト質	土壌
砂混じり	基盤岩
砂質	腐植質
腐植混じり	礫混じり
SK 火山灰検出位置と火山灰の名称	

テフラの年代
(町田・新井, 2011)

AT: 2.8万～3万年前
K-Tz: 9.5万年前
SK: 10.5万年前



断面図

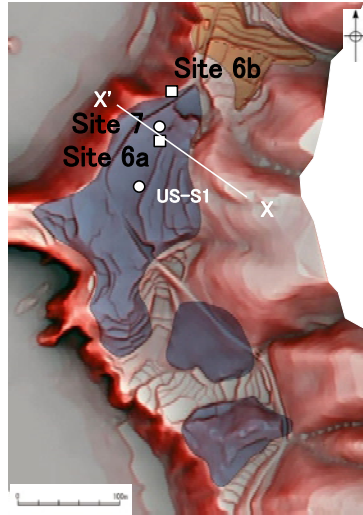
(地形断面線は1961年の空中写真から作成)

地形面区分図
(志賀町富来七海～福浦港付近、
服部ほか(2014)を一部修正)

各地点の詳細な地質調査結果については、[補足資料2.4-1\(3\)](#)

七海～巖門における地形面の高度分布(5/6) (牛下南部)

○牛下南部の地形面は、起伏のある尾根状を呈し、無層理で淘汰のよい一様な砂層からなること、下部の砂層、礫層に陸から海への一方向流を示す堆積構造が認められることから、古砂丘と判断した。
○この地形面下の基盤岩上面標高は、最高で約37mである。



- <地形面の形状>
・起伏のある尾根状
- 古砂丘面
 - 古期扇状地面
 - ボーリング位置
 - 露頭位置
 - 白線: 断面線

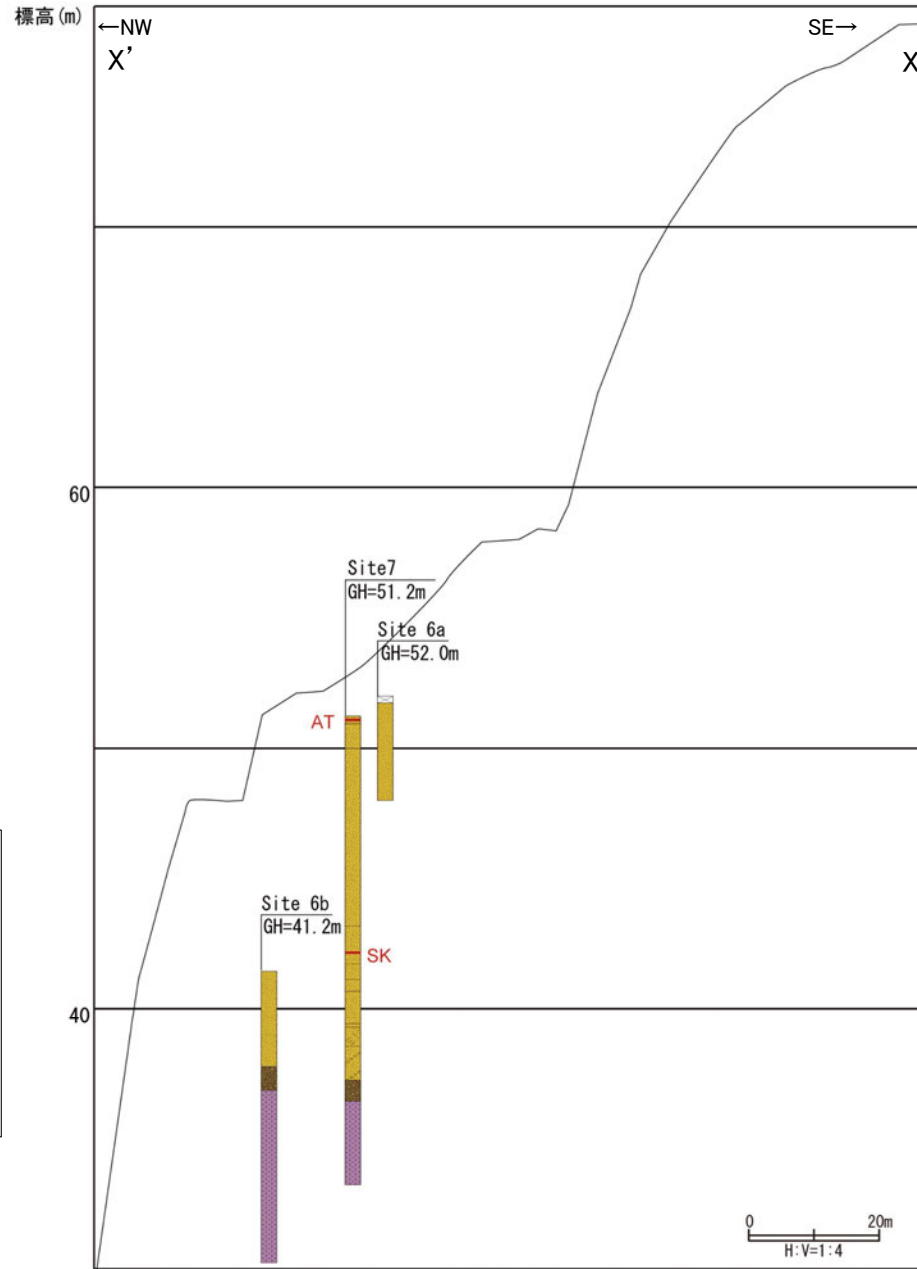
地形面区分図(服部ほか(2014)を編集)
(基図は1961年の空中写真を使用して作成)

凡例

- | | |
|--------------------|------|
| 表土・耕作土・人工改変土 | 粘土 |
| 粘土混じり | シルト |
| 粘土質 | 砂 |
| シルト混じり | 砂礫 |
| シルト質 | 土壌 |
| 砂混じり | 基盤岩 |
| 砂質 | 腐植質 |
| 腐植混じり | 礫混じり |
| —SK 火山灰検出位置と火山灰の名称 | |

テフラの年代(町田・新井, 2011)

- AT: 2.8万～3万年前
- SK: 10.5万年前



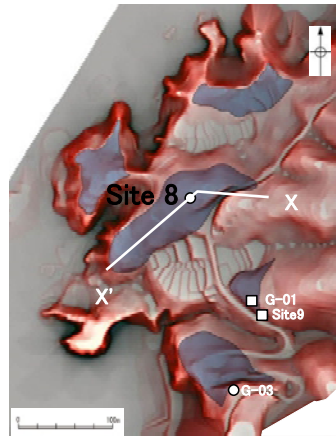
断面図(地形断面線は1961年の空中写真から作成)

各地点の詳細な地質調査結果については、[補足資料2.4-1\(3\)](#)

地形面区分図
(志賀町富来七海～福浦港付近、
服部ほか(2014)を一部修正)

七海～巖門における地形面の高度分布(6/6) (巖門)

○巖門の地形面は、起伏のある尾根状、小丘状を呈し、無層理で淘汰のよい一様な砂層からなることから、古砂丘と判断した。
○この地形面下の基盤岩上面標高は、約28mである。



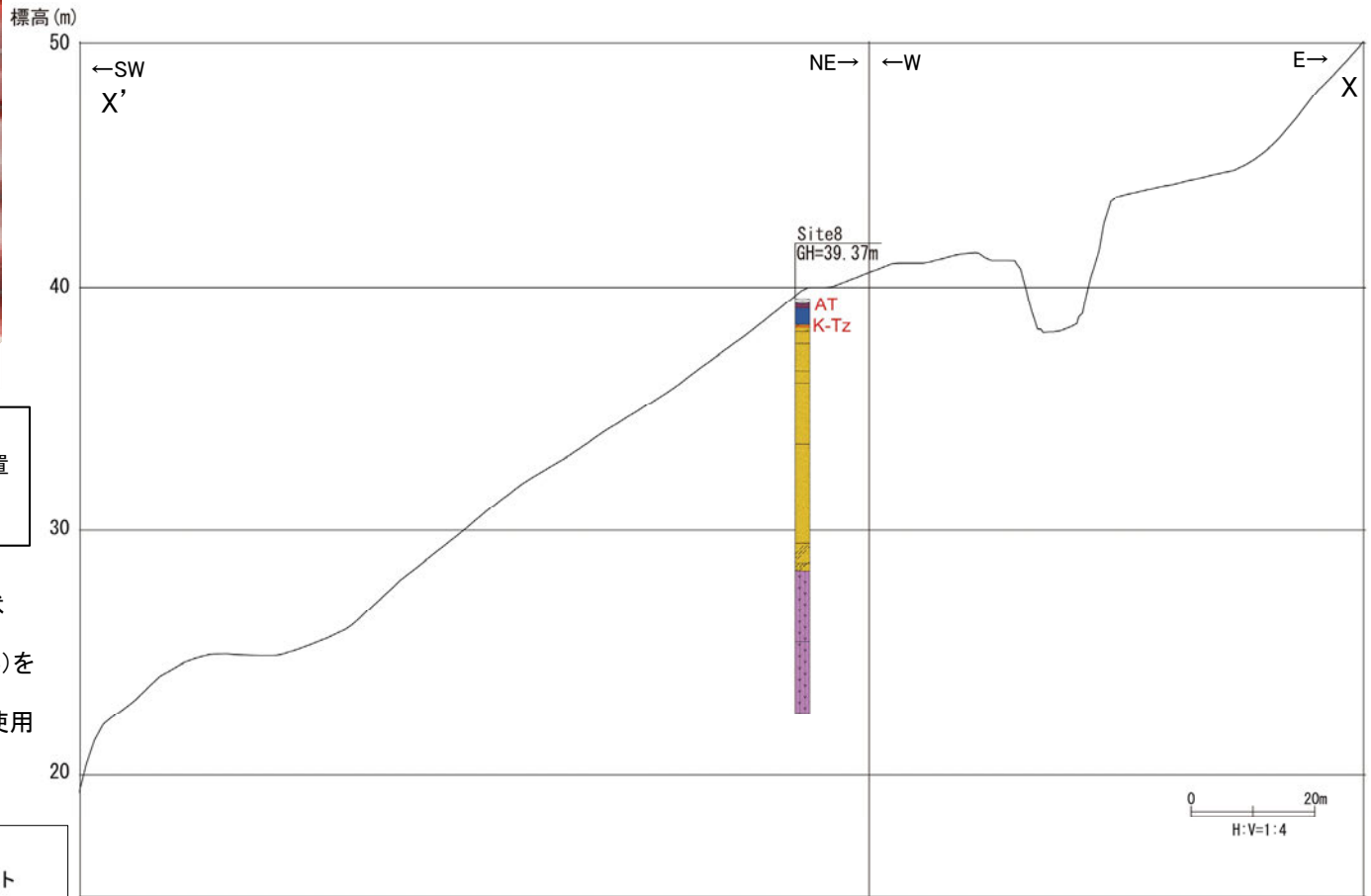
- 古砂丘面
- ボーリング位置
- 露頭位置
- 白線: 断面線

<地形面の形状>
・起伏のある尾根状、小丘状

地形面区分図(服部ほか(2014)を編集)
(基図は1961年の空中写真を使用して作成)

凡例

- | | |
|-------------------|------|
| 表土・耕作土 | 粘土 |
| 人工改変土 | シルト |
| 粘土混じり | 砂 |
| 粘土質 | 砂礫 |
| シルト混じり | 土壌 |
| シルト質 | 基盤岩 |
| 砂混じり | 腐植質 |
| 砂質 | 礫混じり |
| 腐植混じり | |
| SK 火山灰検出位置と火山灰の名称 | |



断面図
(地形断面線は1961年の空中写真から作成)

テフラの年代
(町田・新井, 2011)
AT: 2.8万～3万年前
K-Tz: 9.5万年前

各地点の詳細な地質調査結果については、[補足資料2.4-1\(3\)](#)

能登半島の後期更新世以降の非地震性隆起成分

- 能登半島における後期更新世以降の地震性隆起を除く地殻変動成分について検討した。
- 能登半島全域における中位段丘 I 面の下限値は約20mである。
- 宮内(2001)では、海成段丘面の波状隆起及び傾動隆起を除いた高度を、広域変動量として説明している。これに基づくと、能登半島全域における段丘面内縁標高の下限値(約20m)は、非地震性の広域変動による隆起成分であると考えられる。

	＜宮内(2001)による旧汀線高度の成分の検討＞	＜能登半島への適用＞
<p>広域的な段丘面の高度分布を用いた検討</p>	<p>図9-9 島弧規模でみたときの東北日本弧北部の広域変動</p> <p>・東北日本弧北部に広く分布するM1面の旧汀線高度の分布範囲は海拔15～140mであることから、海面変化量(5±3m)を差し引いた10mが本地域の広域隆起であると考えられる。</p>	<p>能登半島西岸域 (下図参照)</p> <p>能登半島全域における中位段丘 I 面の段丘面内縁標高 (P.300の高度分布図を簡略化して表示)</p> <p>・能登半島全域における段丘面内縁標高の下限値は、非地震性の広域変動量及び海面変化量であると考えられる。</p>
<p>歴史地震による傾動隆起を用いた検討</p>	<p>図9-5 男鹿半島(左)と佐渡小木半島(右)における歴史時代の地震に伴う傾動隆起と旧汀線高度の成分(地震性変動、広域変動、海面変化)</p> <p>・地震時の地殻変動の不動点付近で旧汀線高度が最低値となることから、広域変動量はその旧汀線高度から海面変化量(当時と現在の海面高度の差)を差し引くことによって求められるとされている。</p>	<p>能登半島西岸域における中位段丘 I 面の段丘面内縁標高と2007年能登半島地震に伴う傾動隆起</p> <p>・2007年能登半島地震時の不動点付近における中位段丘 I 面の段丘面内縁標高は、非地震性の広域変動量及び海面変化量であると考えられる。</p>

参考文献

- 阿部勝征・岡田篤正・垣見俊弘(1985):地震と活断層, アイ・エス・ユー株式会社.
- Angulo, R. J., Giannini, P. C. F., Suguio, K., Pessenda, L. C. R. (1999): Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, 159, 323-339.
- 赤木功・井上弦・長友由隆(2003):九州南部に分布する赤黄色土(古赤色土)の産状, *日本土壤肥料学雑誌*, 74, 623-630.
- Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A., Nishiki, T.(2010):Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method. *SEG Expanded Abstract*.
- Baker R. G. V., Haworth R. J. (2000a): Smooth or oscillating late Holocene sea-level curve? Evidence from cross-regional statistical regressions of fixed biological indicators. *Marine Geology*, 163, 353-365.
- Baker R. G. V., Haworth R. J. (2000b): Smooth or oscillating late Holocene sea-level curve? Evidence from the palaeo-zoology of fixed biological indicators in east Australia and beyond. *Marine Geology*, 163, 367-386.
- Baker R. G. V., Haworth R. J., Flood P. G. (2001): Inter-tidal fixed indicators of former Holocene sea levels in Australia: a summary of sites and a review of methods and models. *Quaternary International*, 83-85, 257-273.
- Baker R. G. V., Haworth R. J., Flood P. G. (2005): An oscillating Holocene sea-level? Revisiting Rottneest Island, western Australia and the Fairbridge eustatic hypothesis. *Journal of coastal research*, 21, 3-14.
- 土木学会(1985):「原子力発電所地質・地盤の調査・試験法および地盤の耐震安定性の評価手法」報告書, 第2編地質調査法, 土木学会原子力土木委員会.
- 藤則雄(2002):北陸海退 the Hokuriku Regression - 縄文後期～古墳期初頭の海面低下の提唱, *金沢星稜大学論集*, 36, 2, 65-75.
- 藤本潔(1993):能登半島七尾西湾岸日用川低地における完新世後期の海水準変動, *第四紀研究*, 32(1), 1-12.
- 原子力安全・保安院(2009):合同A24-1-2, 能登外浦における海上音波探査について, <https://warp.da.ndl.go.jp/info:ndl/pid/1092890/www.nisa.meti.go.jp/00000004/giji/f0000002a/24/24-1-2.pdf>.
- 浜田昌明・野口猛雄・穴田文浩・野原幸嗣・宮内崇裕・渡辺和樹・山口弘幸・佐藤比呂志(2007):2007年能登半島地震に伴う地殻変動と能登半島の海成段丘, *東京大学地震研究所彙報*, 82, 345-359.
- 長谷川正(2005):身近な自然・砂丘の調べ方, *地球科学*, 59, 213-218.
- 服部貴志・浜田昌明・高山陶子・小野田敏・坂下学・山口弘幸・平松良浩(2014):古砂丘・古期扇状地に関する空中写真を活用したDEM解析による地形特性の検討, *地形*, 35, 4.
- Head, M. J., Gibbard, P., Salvador, A.(2008):The Quaternary : its character and definition, *Episodes*, 31, 234-237.
- Heaton, T. J., Köhler P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Hughen, A. K., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J., Skinner, L. C.(2020): Marine20-The marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP), *Radiocarbon*, 62(4), 779-820.
- Hiramatsu, Y., Sawada, A., Kobayashi, W., Ishida, S., Hamada, M.(2019):Gravity gradient tensor analysis to an active fault: a case study at the Togi-gawa Nangan fault, Noto Peninsula, central Japan. *Earth, Planets and Space*, 71:107,8.
- 本多亮・澤田明宏・古瀬慶博・工藤健・田中俊行・平松良浩(2012):金沢大学重力データベースの公表, *測地学会誌*, 58, 4, 153-160.
- 池原研・井上卓彦・村上文敏・岡村行信(2007):能登半島西方沖の堆積作用・完新世堆積速度と活断層の活動間隔, *東京大学地震研究所彙報*, 82, 313-319.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高(編)(2018):活断層詳細デジタルマップ[新編], 東京大学出版会.
- 井上大栄・宮越勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, *地震*2, 54, 557-573.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原研(2007):2007年能登半島地震震源域の海底活断層, *東京大学地震研究所彙報*, 82, 301-312.
- 井上卓彦・岡村行信(2010):能登半島北部周辺20万分の1海域地質図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 井上卓彦・尾崎正紀・岡村行信(2010):能登半島北部域20万分の1海陸シームレス地質図及び断面図, 海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 石田聡史・宮本慎也・吉田進(2018):志賀原子力発電所前面海域における海底重力探査の概要, *電力土木*2018年11月号, 398, 110-114.
- 石川県(1997):1:33,000漁場環境図「富来・志賀・羽咋海域」, 石川県.

参考文献

- 海上保安庁水路部(1982):昭和56年日本海上保安庁水路部の測量,七尾湾,第6334号,7-S.
- 狩野謙一・村田明広(1998):構造地質学,朝倉書店.
- 鮎野義夫(1993):石川県地質誌新版・石川県地質図(10万分の1)説明書,石川県・北陸地質研究所.
- 片山肇・池原研(2001):能登半島西方表層堆積図説明書,産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 加藤碩一・杉山雄一(編)(1985):50万分の1活構造図「金沢」,地質調査所.
- 活断層研究会(編)(1991):新編日本の活断層一分布図と資料一,東京大学出版会.
- 木村敏雄・恒石幸正(1978):太田陽子・松田時彦・平川一臣著「能登半島の活断層」に対して,第四紀研究,17(1),39-42.
- 小林航・浜田昌明・石井順一・平松良浩(2018):能登半島西岸の丘陵地における風成砂層の分布, JpGU2018年大会, HGM03-09.
- Kobayashi, W., Hamada, M., Yoshida, S., Yamaguchi, H. and Sasaki, T. (2018): Late Holocene sea-level change along the coast of the Noto Peninsula in central Japan. AOGS 15th Annual Meeting, abstract, IG13-A010.
- 小林航・浜田昌明・田中康久・川崎慎治・村上卓矢・坂下学・澤田明宏・平松良浩(2020):反射法および重力探査の統合解析による富来川南岸断層周辺の地下・地質構造の検討, JpGU-AGU Joint Meeting 2020, SSS11-P11.
- 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(2006):<http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/grv_serach/gravity.pl>, (参照2006-12-21).
- 駒澤正夫(2003):日本の重力探査事情—地下構造とのかかわり,石油技術協会誌,68,1.
- Kusumoto, S.(2016):Dip distribution of Oita-Kumamoto tectonic line located in central Kyusyu, Japan, estimated by eigenvectors of gravity gradient tensor, Earth Planets Space, 68:153.
- 町田洋・松田時彦・梅津正倫・小泉武栄(編)(2006):日本の地形5 中部,東京大学出版会.
- 町田洋・新井房夫(2011):新編火山灰アトラス[日本列島とその周辺](第2刷),東京大学出版会.
- McGregor, H.V., Evans, M.N., Goosse, H., Leduc, G., Martrat, B., Addison, J.A., Mortyn, P.G., Oppo, D.W., Seidenkrantz, M-S., Sicre, M-A., Phipps, S.J. Selvaraj K., Thirumalai K., Filipsson H.L., Ersek, V. (2015): Robust global ocean cooling trend for the pre-industrial Common Era, Nature Geoscience, 8 (9), 671-677.
- 前田保夫・横山祐典・フェルナンド シリンガン・ジェラルド クイナ(2009):フィリピン国ルソン島北部太平洋岸の完新世の相対的海面変動,地学雑誌,118(6),1284-1291.
- 牧野雅彦・大久保泰邦・中塚正(1992):200万分の1地質編集図(23) 日本の磁気図 説明書,地質調査所.
- 増田富士雄・藤原治・酒井哲弥・荒谷忠(2001):房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去6000年間の相対的海水準変動と地震隆起,地学雑誌,110,650-664.
- 松井健・加藤芳朗(1965):中国・四国地方およびその周辺における赤色土の産状と生成時期—西南日本の赤色土の生成にかんする古土壌学的研究第2報,資源研究所彙報,64.
- 宮内崇裕(2001):旧汀線高度からみた東北日本孤北部の広域地殻変動,米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄(編)「大学テキスト 変動地形学」,古今書院,157-169.
- 村田泰章・宮川歩夢・駒澤正夫・名和一成・大熊茂雄・上嶋正人・西村清和・岸本清行・宮崎光旗・志知龍一・本多亮・澤田明宏(2018):金沢地域重力図(ブーゲー異常),重力図, no. 33, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所(2015):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成26年度 成果報告書.
- 永塚鎮男(1975):西南日本の黄褐色森林土および赤色土の生成と分類に関する研究,農業技術研究所報告B第26号別刷,133-257.
- Nagatsuka, S., Maejima, Y.(2001):Dating of Soils on the Raised Coral Reef Terraces of Kikai Island in the Ryukyus, Southwest Japan: With Special Reference to the Age of Red-Yellow Soils. The Quaternary Research,40,137-147.
- Naish, T. R., Wilson, G. S.(2009):Constraints on the amplitude of Mid-Pliocene (3.6-2.4 Ma) eustatic sea-level fluctuations from the New Zealand shallow-marine sediment record, Philos. Trans. R. Soc. A 367, 169-187.
- 中田高・今泉俊文(編)(2002):活断層詳細デジタルマップ,東京大学出版会.

参考文献

- 中塚正・大熊茂雄・牧野雅彦・森尻理恵(2005):日本空中磁気探査データベース. 数値地質図, P-6, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 成瀬洋(1974):西南日本太平洋岸地域の海岸段丘に関する2・3の考察, 大阪経大論集, 99.
- 日本第四紀学会(編)(1987):日本第四紀地図, 東京大学出版会.
- 日本海における大規模地震に関する調査検討会(2014):日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書.
- 野徹雄・平松孝晋・佐藤壮・三浦誠一・千葉達朗・上山沙恵子・壺岐信二・小平秀一(2016):日本海及びその周辺の地形データの統合と赤色立体地図, JAMSTEC Rep. Res. Dev., 22, 13-29.
- 能登半島中部西海岸活断層研究グループ(2019):段丘・海食微地形・化石からみる能登半島志賀町中部西海岸地域の後期更新世～完新世地殻変動. 地球科学, 73(4), 205-221.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫(1994):20万分の1佐渡島南方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, no.43, 地質調査所, 25p.
- 岡村行信(2002):20万分の1能登半島東方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, no.59(CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡村行信(2007):20万分の1能登半島西方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, no.61(CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 太田陽子・国土地理院地理調査部(1997):「能登半島」1:100,000, 地殻変動土地条件図, 国土地理院技術資料, D.1-No.347, 国土地理院.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣(1976):能登半島の活断層, 第四紀研究, 15, 109-128.
- 太田陽子・平川一臣(1979):能登半島の海成段丘とその変形, 地理学評論, 52-4, 169-189.
- 尾崎正紀(2010):能登半島北部の20万分の1地質図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 尾崎正紀・井上卓彦・高木哲一・駒澤正夫・大熊茂雄(2019):20万分の1地質図幅「輪島」(第2版), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 尾崎正紀・駒澤正夫・井上卓彦(2010):能登半島北部及び周辺海域20万分の1地質-重力図, 海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- PAGES 2k Consortium(2013):Continental-scale temperature variability during the past two millennia, Nature Geoscience, 6(5), 339-346.
- Pirazzoli, P.A. Montaggioni, L.F., Salvat, B., Faure, G.(1988):Late Holocene sea level indicators from twelve atolls in the central and eastern Tuamotus (Pacific Ocean). Coral Reefs, 7, 57-68.
- 斎藤文紀(1988):沿岸域の地形や堆積物と波浪作用限界水深の関係, 月刊 地球, 10, 7, 458-466.
- 桜井操・佐藤任弘・田口広・永野真男・内田摩利夫(1971):能登半島西方大陸棚の海底地形と地質構造, 地質学雑誌, 77, 10, 645-651.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2009):20万分の1 日本シームレス地質図DVD版, 数値地質図G-16, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013):日本重力データベースDVD版, 数値地質図P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター:活断層データベース <<https://gbank.gsj.jp/activefault/>>(参照2021-4-21).
- Siddall, M., Chappell, J., Potter E. K.(2006):Eustatic sea level during past interglacials, Sirocko, F., Litt, T., Claussen, M., Sanchez-Goni, M. F. editors. The climate of past interglacials, Elsevier, Amsterdam, 75-92.
- Smith, W. H. F., Wessel, P.(1990):Gridding with continuous curvature splines in tension, Geophysics, Vol.55, No.3, 293-305.
- Solomina, O. N., Bradley, R. S., Jomelli, V., Geirsdottir, A., Kaufman, D. S., Koch, J., McKay, N. P., Masiokas, M., Miller, G., Nesje, A., Nicolussi, K., Owen, L. A., Putnam, A. E., Wanner, H., Wiles, G., Yang, B.(2016):Glacier fluctuations during the past 2000 years, Quaternary Science Reviews, 149, 61-90.
- 鈴木宇耕(1979):東北裏日本海域の石油地質, 石油技術協会誌, 44, 5.
- Talwani, M., Worzel, J. L., Landisman, M.(1959):Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. J Geophys Res 64-1, 49-59.
- 田中隆(1979):北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格, 石油技術協会誌, 44, 5.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992):改訂版日本の石油・天然ガス資源1992, 136-137.

参考文献

- The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001): Gravity measurements and database in southwest Japan, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), Bull. Nagoya University Museum, Special Rep., No.9.
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壮・阿部寛信・坂井真一・向山建二郎(2001): 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, 13-1, 27-53.
- 豊島吉則(1978): 山陰海岸における完新世海面変化, 地理学評論, 51-2, 147-157.
- 渡辺満久・中村優太・鈴木康弘(2015): 能登半島南西岸変動地形と地震性隆起, 地理学評論, 88-3, 235-250.
- Wessel, P., Smith, W.H.F.(1998): New, improved version of the generic mapping tools released. Eos. Trans. AGU 79, 579.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行(2000): 20万分の1 ゲンタツ瀬海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, 50, 地質調査所.
- Yamamoto, A., Shichi, R., Kudo, T.(2011): Gravity database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu Univ., Special Publication, No.1.
- 米倉伸之(1987): 第四紀の海面変化とその将来予測, 日本第四紀学会(編)「百年千年万年後の日本の自然と人類-第四紀研究にもとづく将来予測」, 古今書院, 38-59.
- Yonekura, N., Ishii, T., Saito, Y., Maeda, Y., Matsushima, Y., Matsumoto, E., Kayanne, H. (1988): Holocene fringing reefs and sea-level change in Mangaia Island, Southern Cook Islands, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 68, 177-188.