

東通原子力発電所1号炉審査資料	
資料番号	A1-CA-0062(改1)
提出年月日	2020年12月10日

東通原子力発電所 基準津波の策定のうち
「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」
に起因する津波の評価について
(コメント回答)

2020年12月10日
東北電力株式会社

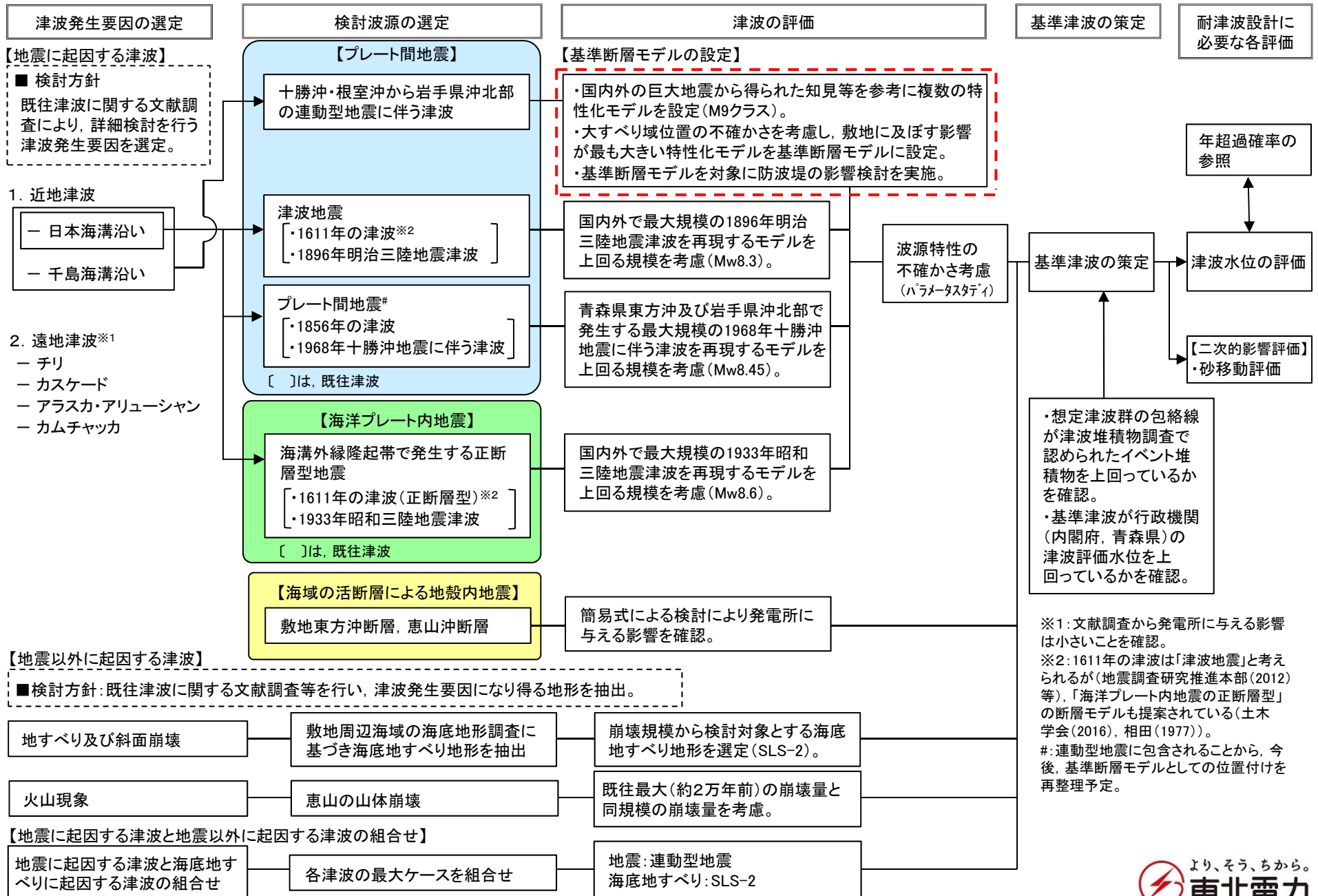
審査会合におけるコメント:連動型地震に起因する津波

No.	コメント時期	コメント内容	説明資料
S31	平成28年4月28日 第358回審査会合	広域の痕跡高に着目した基準断層モデルについて検討すること。	第4章 第3節 pp.140-178
S45	平成28年8月26日 第394回審査会合	連動型地震に起因する津波が最も影響が大きいことを確認するため、沖合地点の水位時刻歴波形を示すこと。	次回以降ご説明
S140	令和元年6月7日 第723回審査会合	広域の津波特性を考慮した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域の配置について、保守性を踏まえた上で、その妥当性を説明すること。	第4章 第3節 pp. 140-178 補足説明資料 第11章 pp.129-135

審査会合におけるコメント: 連動型地震以外に起因する津波

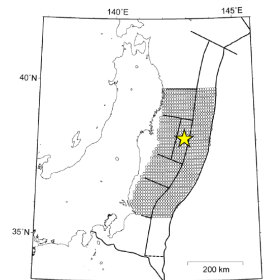
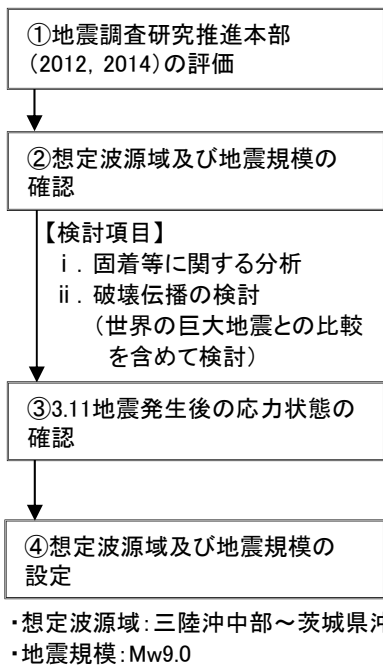
No.	コメント時期	コメント内容	説明資料
S37	平成28年4月28日 第358回審査会合	海底地すべり地形調査において、日高舟状海盆付近の海底地すべりに関する知見を加えること。	次回以降ご説明
S39	平成28年8月26日 第394回審査会合	津波地震について、地震規模の不確かさを考慮する方法と、土木学会(2002)を参考として波源特性の不確かさを考慮する方法の両方を示した上で、地震規模の設定について再度説明すること。	次回以降ご説明
S40	平成28年8月26日 第394回審査会合	千島海溝沿いで発生する津波地震を考慮する必要性について検討すること。	次回以降ご説明
S41	平成28年8月26日 第394回審査会合	海洋プレート内地震の波源位置の不確かさについて、現状、アウターライズ領域での南北方向の検討を実施しているが、東西方向(海溝軸直交方向)の検討も実施すること。合わせて、起震応力が共通で共役な断層となることも踏まえた検討も実施すること(西落ち傾斜, 東落ち傾斜)。	次回以降ご説明
S42	平成28年8月26日 第394回審査会合	海洋プレート内地震の断層上縁深さの設定根拠を説明すること。	次回以降ご説明
S43	平成28年8月26日 第394回審査会合	各断層モデルによる計算結果の比較から、プレート間地震は連動型地震に包含されるため、その位置付けを整理すること。	次回以降ご説明
S44	平成28年8月26日 第394回審査会合	海域活断層による地殻内地震の選定プロセスを明確にすること。	次回以降ご説明
S46	平成28年8月26日 第394回審査会合	日本海溝海側の海山付近における海底地すべりについて、最新の知見を収集すること。	次回以降ご説明
S47	平成28年8月26日 第394回審査会合	ハワイ諸島付近の海底地すべりについて、情報を収集し、発電所に与える影響を検討すること。	次回以降ご説明
S48	平成28年8月26日 第394回審査会合	海底地すべりに起因する津波の評価において抽出した海底地すべりの厚さの算定根拠を資料に明記すること。	次回以降ご説明

余白



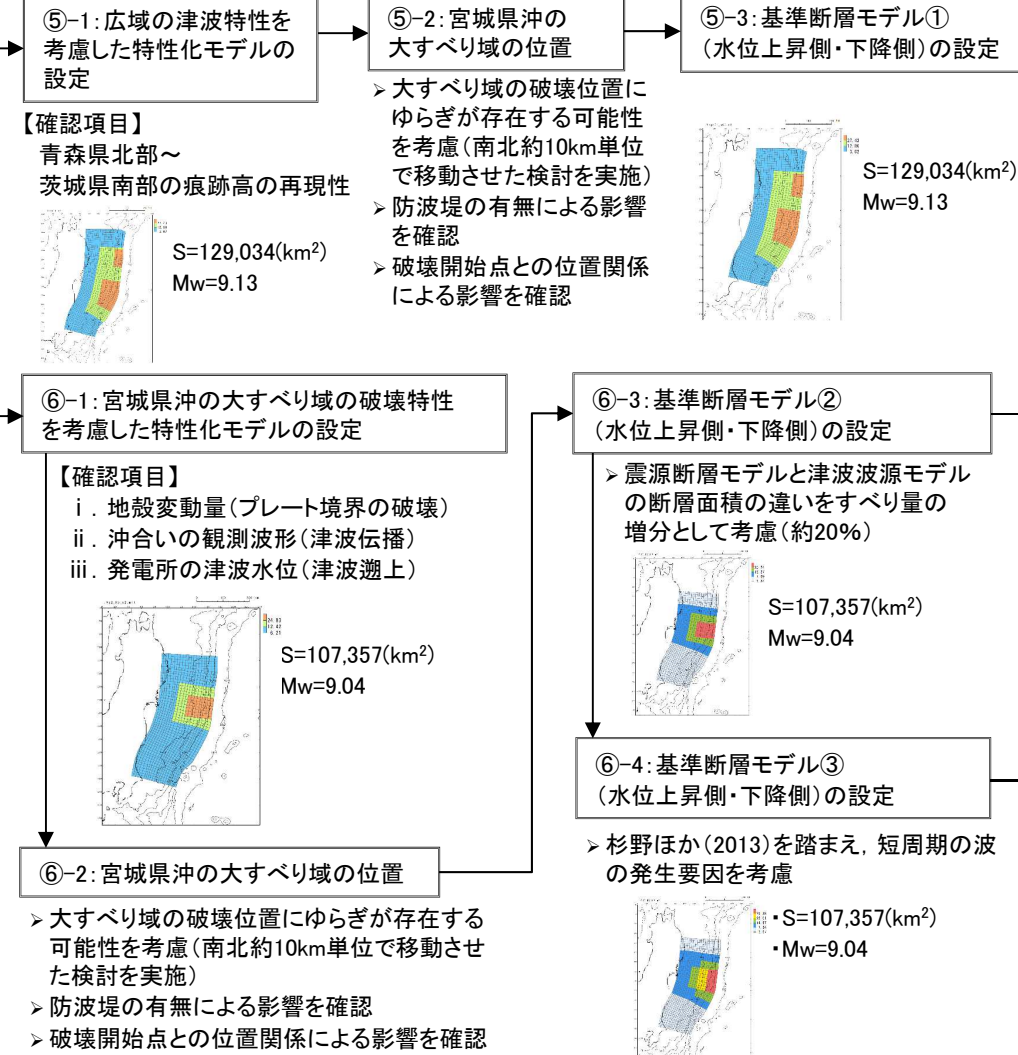
(参考) 女川原子力発電所2号機 「東北地方太平洋沖型の地震」に起因する津波の評価概要

1. 想定波源域及び地震規模の設定

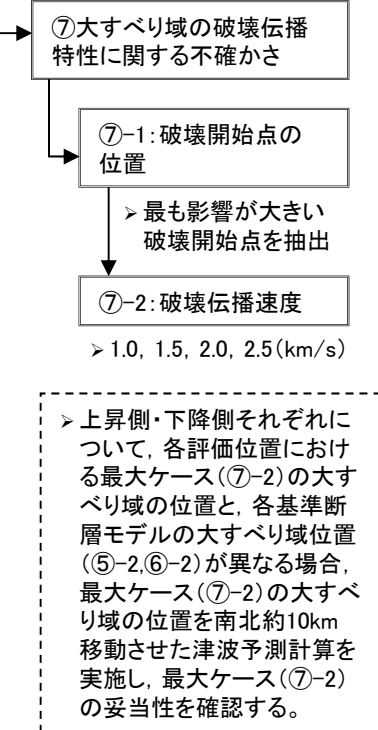


東北地方太平洋沖型の地震
(地震調査研究推進本部(2014))

2. 基準断層モデルの設定



3. 波源特性の不確かさの考慮



- ・ 発電所の津波高さに与える影響が最も大きい「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部」を想定波源域とし(平成29年8月10日第496回審査会合)、3.11地震から得られた知見等を参考に複数の特性化モデルを設定し、大すべり域位置の不確かさを考慮(概略パラメータスタディ)したうえで、敷地に最も大きな影響を及ぼすモデルを基準断層モデルに設定した。
- ・ 基準断層モデルを対象に動的破壊特性の不確かさを考慮(詳細パラメータスタディ)し、各評価地点における最大水位上昇量・下降量の評価を行った。
- ・ 評価の妥当性を確認するため、想定津波群の包絡線とイベント堆積物、行政機関(内閣府、青森県)による津波評価との比較を行った。

1. 最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模の評価

(1)波源域及びすべり量に関する検討

【検討項目】

- i. 構造的特徴に関する検討
- ii. 固着域に関する検討
- iii. 破壊伝播に関する検討

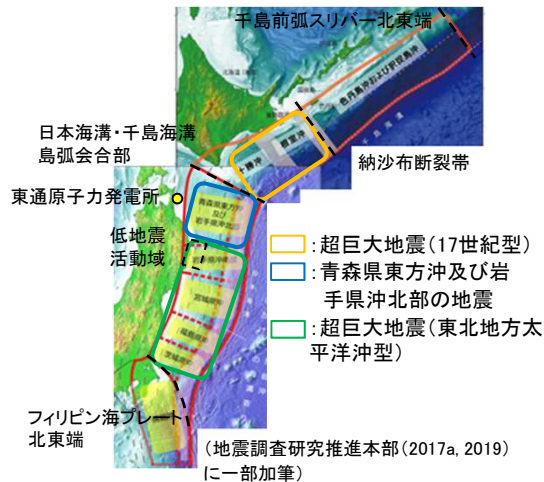
(2)地震発生履歴に関する検討

【検討項目】

- i. 文献調査
- ii. 津波堆積物調査

(3)最新知見から想定される波源域及び地震規模の評価

- (1), (2)の検討から、波源域及び地震規模を以下のとおり評価。
- 評価の妥当性について、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物(基底標高)の再現性により確認。



2. 想定波源域の設定

(4)想定波源域に関する検討

【基本方針】

- 基準断層モデルの保守性を確保する観点から、最新知見から想定される波源域及び地震規模を上回る、構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ連動型地震を想定。
- 発電所の津波高さに与える影響が最も大きい領域を想定波源域に設定。

【検討対象領域】

- i. 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端
- ii. 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部
- iii. 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)

ご説明範囲

3. 特性化モデルの設定

広域の津波特性を考慮した特性化モデル

(5)特性化モデル①

- 杉野ほか(2014)の知見を踏まえた特性化モデル **S31** **S140**

青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

(6)特性化モデル②

- 内閣府(2012)の知見を踏まえた特性化モデル

(7-1)特性化モデル③
(申請時: すべり量割増モデル)

(7-2)特性化モデル④
(申請時: 海溝側強調モデル)

- 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

4. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

(8)大すべり域位置の不確かさの考慮

- 波源特性の不確かさが津波高さに与える影響に関する知見を整理し、概略・詳細パラメータスタディ方法を検討。
- 各特性化モデルの大すべり域位置を南北約10km単位で移動させた概略パラメータスタディを実施。

(9)基準断層モデルの設定

- 発電所の津波高さに与える影響が大きい特性化モデルを基準断層モデル(水位上昇側・下降側)に設定。

(10)防波堤が津波水位に与える影響を確認

5. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

(11)動的破壊特性に関する不確かさの考慮

- 動的破壊特性(破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイム)に関する知見を整理したうえで、詳細パラメータスタディを実施し、最大水位上昇量・下降量を評価。

ご説明範囲

6. 評価の妥当性確認

- 想定津波群の包絡線が、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物の基底標高を上回ることを確認。
- 連動型地震の津波評価水位が行政機関(内閣府、青森県)の津波評価水位を上回ることを確認。

目次

1. 本説明(コメント回答)の基本方針

- 1.1 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)の設定

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

- 2.1 評価概要
- 2.2 波源域及びすべり量に関する検討
- 2.3 地震発生履歴に関する検討
- 2.4 波源域及び地震規模の評価

3. 想定波源域の設定

- 3.1 設定方針
- 3.2 検討対象領域の選定
- 3.3 波源モデルの設定
- 3.4 津波予測計算
- 3.5 まとめ

4. 特性化モデルの設定

- 4.1 3.11地震から得られた知見の整理
- 4.2 基本方針(設定フロー)
- 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)
- 4.4 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル②, ③, ④)
- 4.5 まとめ

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

- 5.1 検討方針
- 5.2 概略・詳細パラメータスタディ方法の検討
- 5.3 概略パラメータスタディ
- 5.4 基準断層モデルの設定
- 5.5 防波堤の影響検討

6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

- 6.1 検討方針
- 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理
- 6.3 詳細パラメータスタディ
- 6.4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認

7. 評価の妥当性確認

- 7.1 検討方針
- 7.2 イベント堆積物との比較
- 7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較
- 7.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較
- 7.5 まとめ

1. 本説明(コメント回答)の基本方針

1.1 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)の設定

1. 本説明(コメント回答)の基本方針

1.1 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)の設定

S : 審査会合コメントNo.

No.	コメント時期	コメント内容
S31	平成28年4月28日 第358回審査会合	広域の痕跡高に着目した基準断層モデルについて検討すること。
S140	令和元年6月7日 第723回審査会合	広域の津波特性を考慮した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域の配置について、保守性を踏まえた上で、その妥当性を説明すること。

■本説明(コメント回答)の基本方針

(1) 広域の津波特性を考慮した特性化モデル

i. 超大すべり域の配置 **S31**

- 過去に「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」が発生した記録が無いことから、「3.11地震津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係」、「根室沖から岩手県沖北部で確認されている津波堆積物及びそれを再現する津波波源」に関する知見を収集し、超大すべり域を配置する。

ii. 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定 **S140**

- 敷地前面海域である青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は、発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりを考慮する。

(2) 特性化モデル①(広域の津波特性を考慮した特性化モデルに保守性を考慮したモデル)の設定 **S140**

- 3.11地震時に大きなすべりが生じた宮城県沖と破壊が停止した茨城県沖・房総沖のテクトニクス背景及び地震学的知見から、大きなすべりが生じる構造的特徴を整理した上で、日本海溝・千島海溝島弧会合部のテクトニクス背景及び地震学的見地から、同会合部で大きなすべりが発生する可能性を検討する。
- 上記検討結果を踏まえ、広域の津波特性を考慮した特性化モデルに保守性を考慮した特性化モデル①を設定する。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

- 2. 1 評価概要
- 2. 2 波源域及びすべり量に関する検討
- 2. 3 地震発生履歴に関する検討
- 2. 4 波源域及び地震規模の評価

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.1 評価概要

- ・ 敷地前面海域(青森県東方沖及び岩手県沖北部)ではM9クラスの巨大地震が発生した記録が無いことを踏まえ、基準断層モデル設定の事前検討として、国内外のプレート境界で発生している巨大地震に係る知見を収集・整理して、地震の発生機構、並びにテクトニクス的背景の類似性等から、波源域及びすべり量について検討するとともに、津波堆積物調査を踏まえた地震発生履歴に関する検討を実施して、日本海溝沿い、並びに千島海溝沿い(南部)における最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模を評価した。

1. 波源域及びすべり量に関する検討

(1) 構造的特徴に関する検討

【検討内容】

- ・ 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の発生領域とテクトニクス的背景等から破壊のバリアとなる構造的特徴を整理。
 - ✓ 日本海溝沿い(3.11地震)
 - ✓ 南米チリ
 - ✓ スマトラ
 - ✓ アラスカ・アリューシャン

【検討結果】

- ・ 日本海溝・千島海溝沿いの地震発生履歴、テクトニクス的背景等の類似性から、破壊のバリアとなる構造的特徴を評価。
 - ✓ 千島前弧スリパー北東端
 - ✓ 納沙布断裂帯
 - ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部

(2) 固着域、すべり量に関する検討

【検討内容】

- ・ 3.11地震から得られた知見、国内外で発生したM9クラスの巨大地震に関する地震学的・地質学的・測地学的知見から、巨大地震を発生させる固着域、最大すべり量に関する知見を整理。

【検討結果】

- ・ 地震学的・測地学的知見、並びに3.11地震から得られた知見を踏まえ青森県東方沖及び岩手県沖北部、十勝沖・根室沖の固着度、最大すべり量を評価。
 - ✓ 青森県東方沖及び岩手県沖北部 固着度:中, 最大すべり量:1968年十勝沖地震
 - ✓ 十勝沖・根室沖 固着度:大, 最大すべり量:17世紀の地震

(3) 破壊伝播に関する検討

【検討内容】

- ・ 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の破壊過程に関する知見を整理。

【検討結果】

- ・ 断層セグメント間の相互作用に関する検討、2004年スマトラ～アングマン地震の発生様式を踏まえた検討から、青森県東方沖及び岩手県沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点とする破壊が構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと評価。

2. 地震発生履歴に関する検討

(1) 文献調査

【検討内容】

- ・ 日本海溝沿い、千島海溝沿いで発生した津波(近地津波)、遠地津波に関する文献調査を実施。

【検討結果】

- ・ 発電所に影響を及ぼした津波は、日本海溝沿いの津波であり、敷地周辺に最も影響を及ぼした津波を1856年の津波と評価。

(2) 津波堆積物調査

【検討内容】

- ・ 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため、同規模の地震発生の可能性を指摘する知見(Minoura et al.(2013)他)を整理。
 - ✓ 1611年の津波
 - ✓ 超巨大地震(17世紀型)
 - ✓ 上記地震を上回る巨大地震の可能性
- ・ 東通村周辺における津波堆積物調査を追加実施。

【検討結果】

- ・ 調査結果、並びに数値シミュレーションに基づく水理学的特徴から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が襲来した可能性は低いと評価。

- ・ 以上の検討から、日本海溝沿い、並びに千島海溝沿い(南部)における最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模を以下のとおり評価した。
 - ✓ 日本海溝沿い:青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震, 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)
 - ✓ 千島海溝沿い(南部):超巨大地震(17世紀型)

2. 2 波源域及びすべり量に関する検討

- 2. 2. 1 構造的特徴に関する検討
- 2. 2. 2 固着域, すべり量に関する検討
- 2. 2. 3 破壊伝播に関する検討
- 2. 2. 4 まとめ

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

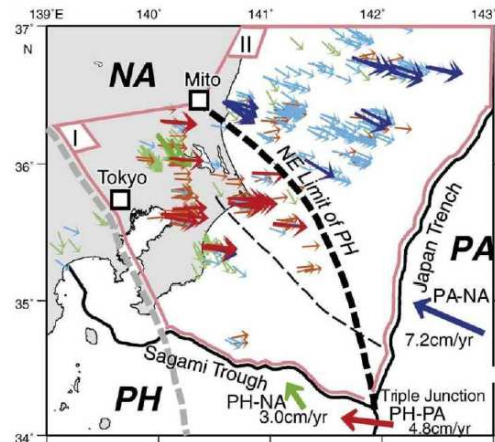
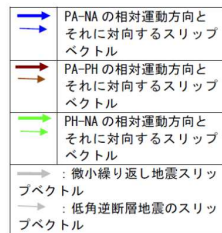
2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

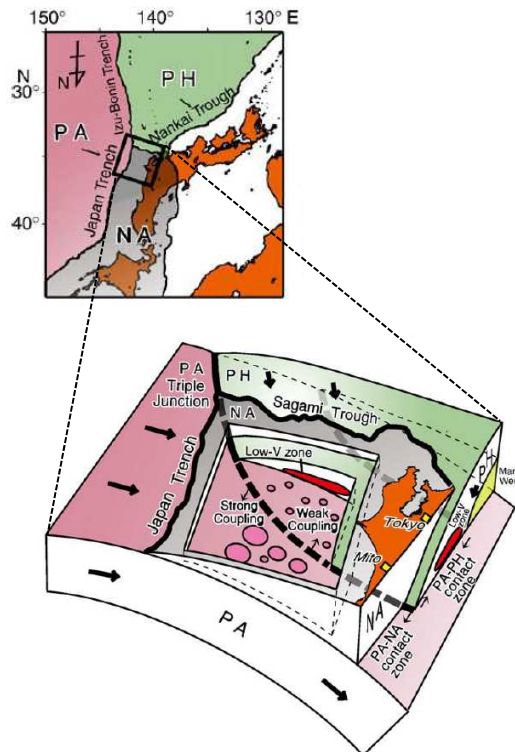
■日本海溝沿い:3.11地震

- 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、さらに下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接している(Uchida et al.(2009), Shinohara et al.(2011) 他)。
- Uchida et al.(2009)は、地震学的見地から、太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによってカップリング率が大きく異なりとし、房総沖は茨城県沖よりも固着が弱いとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、3.11地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海プレート北東端の位置と3.11地震の破壊域が一致していることを明らかにするとともに、フィリピン海プレートは、破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性があるとしている。

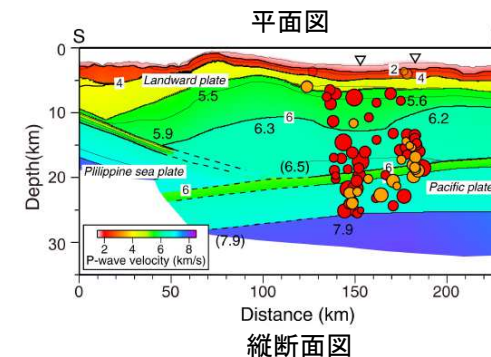
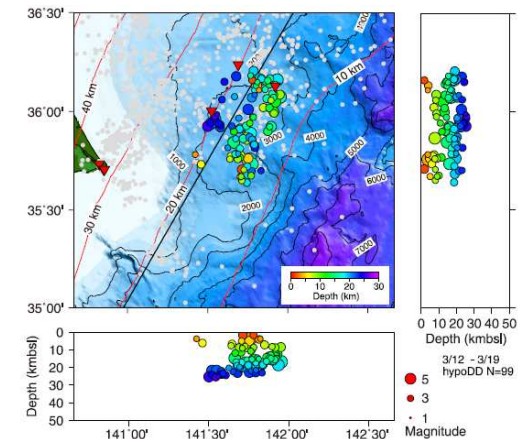
NA: 陸側のプレート
PA: 太平洋プレート
PH: フィリピン海プレート



プレート上面における微小繰り返し地震・低角逆断層のすべり角とプレートの運動方向 (Uchida et al.(2009))



太平洋プレートの上盤のプレート構成及びカップリングの模式図 (Uchida et al.(2009))



3.11地震の余震分布(3月12日-19日)とプレート境界面の位置関係 (Shinohara et al.(2011))

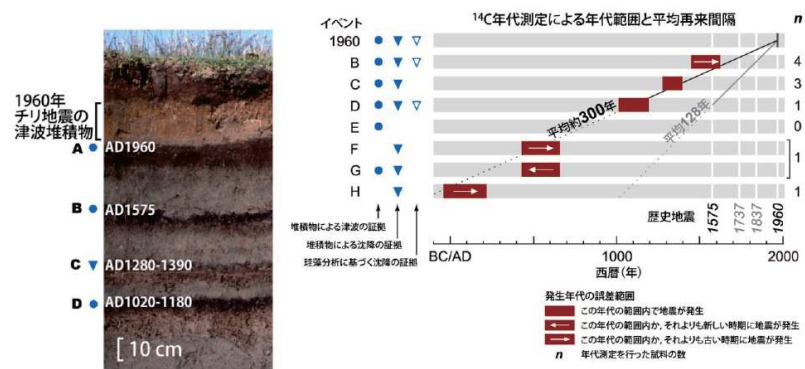
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■南米チリ沖①

- 1960年チリ地震(Mw9.5)の発生領域では、津波堆積物調査の結果から、約300年間隔で繰り返し巨大地震が発生しており(宍倉(2013)), 同領域で発生している過去の地震(1737年, 1837年)も含めて、各地震の破壊領域の北端は概ね一致している(Rajendran(2013))。



第2図 Maullinにおいて観察される津波堆積物とその履歴. Cisternas et al. (2005)³⁾に基づく.
Figure 2. Tsunami deposit observed in Maullin and its history. Based on Cisternas et al. (2005).

チリ沖における津波堆積物とその履歴
(宍倉(2013))

1960年チリ地震発生
領域で発生した地震の
破壊領域の北端

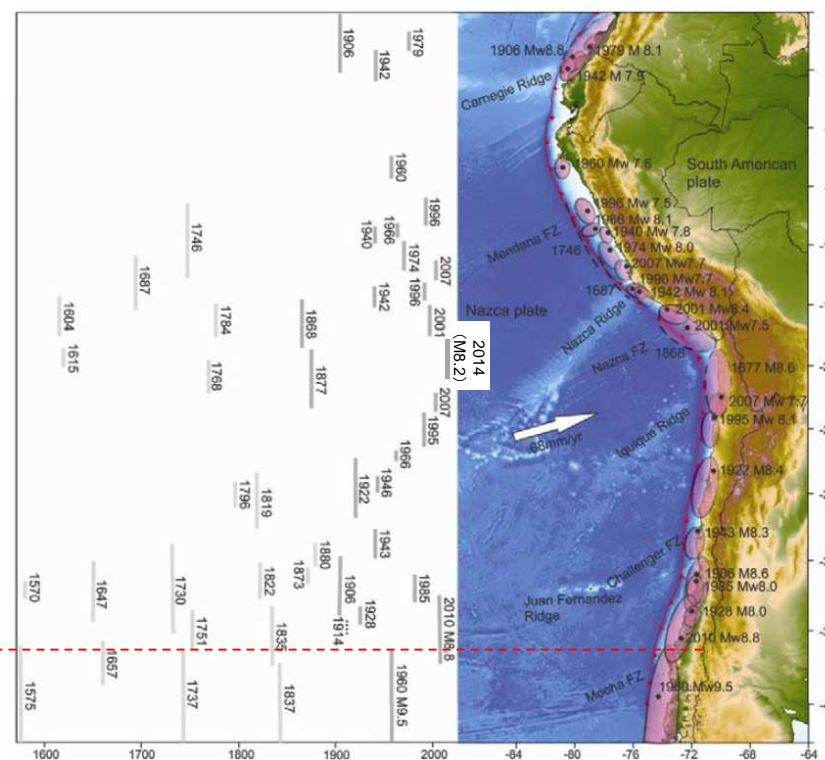


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

チリ〜ペルー沖における地震発生履歴
(Rajendran(2013)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討: 国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■南米チリ沖②

- Melnick et al. (2009)は、南米チリ沖で発生している地震発生履歴、テクトニクス背景及び地震学的見地から、1960年チリ地震の発生領域で発生する地震の破壊領域について考察している。

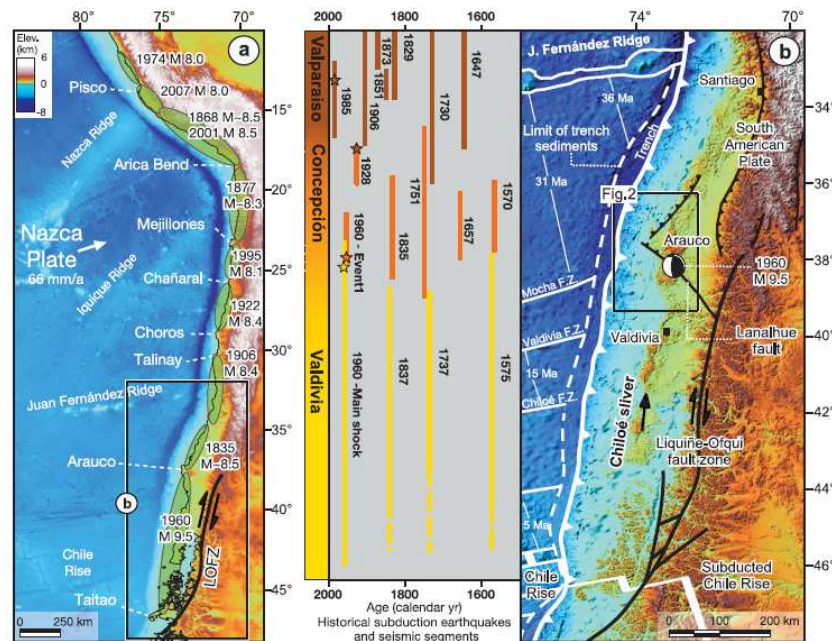


Figure 1. Index maps. (a) Major seismotectonic features of the central and south-central Andean forearc. Rupture segment of most recent, major ($M \geq 8$) subduction earthquake [Beck and Ruff, 1989; Comte and Pardo, 1991; Lomnitz, 1970, and references therein]. Note that distinct promontories seem to occur systematically at rupture segment boundaries. LOFZ, Liquiñe-Ofqui fault zone. (b) Location of the Arauco peninsula and study area. Major Quaternary faults compiled from references in text. Seismotectonic segments, rupture zones of historical subduction earthquakes, and main tectonic features of the south-central Andean convergent margin. Earthquake ruptures were compiled from Campos et al. [2002], Comte et al. [1986], Kelleher [1972], and Lomnitz [2004]. Dashed white line denotes edge of >1.5 km thick sediment fill in the trench. Data on Nazca plate and trench from Bangs and Cande [1997] and Tebbens and Cande [1997]. Segments of the Chile Rise subducted at 3 and 6 Ma from Cande and Leslie [1986].

南米チリ沖におけるテクトニクス背景と地震発生履歴の対応
(Melnick et al. (2009))

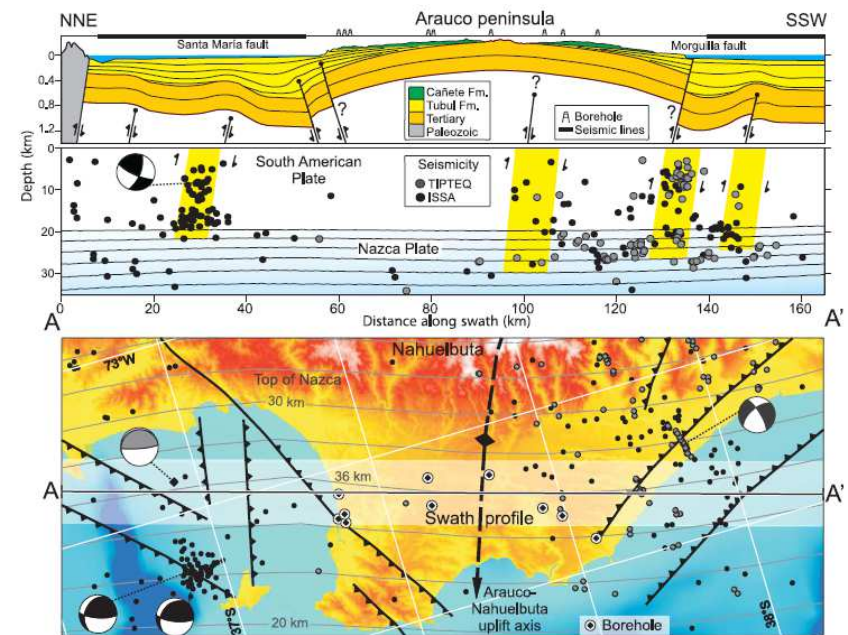


Figure 8. Profile of surface and crustal structure along the Arauco peninsula. Surface profile with maximum topography along swath shown by shaded rectangle in the center of the map. Fault dips are only apparent because of vertical exaggeration. Seismicity and focal mechanisms of the ISSA [Bohm, 2004; Bohm et al., 2002; Bruhn, 2003] and TIPTEQ [Haberland et al., 2006] local networks. Depth of the Tubul and Cañete formations from ENAP boreholes and exposed sections in the field (see Figure 6). Contours in the blue region labeled Nazca plate represent the top of the slab projected from 10 km spaced, parallel lines in the area of the map (2 km contours also shown in the map). Slab geometry from Tassara et al. [2006]. Shallow structures from the northern sector integrated from seismic reflection profiles described by Melnick et al. [2006a]; southern sector from profile ENAP 28 (Figure 7). Gray focal mechanism from U.S. Geological Survey National Earthquake Information Center catalog (21 May 1990, M_w 6.3, 5 km depth).

アラウコ半島の地表面並びに地下構造
(Melnick et al. (2009))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■南米チリ沖③

- 1960年チリ地震発生領域付近では、アラウコ半島を境に、バルディビアセグメント(1960年チリ地震の発生領域)、バルパライソセグメントに分かれる。バルディビアセグメントにおける陸のプレートではチロエマイクロプレート(前弧スリバー)が形成されており、横ずれ断層に沿って移動し、アラウコ地域で部分的に内部へ沈み込んでいる。
- Melnick et al.(2009)は、上記テクトニクス的背景と1960年チリ地震発生領域で発生する地震の境界が一致することから、これが破壊のバリアとして作用する可能性があるとしている。

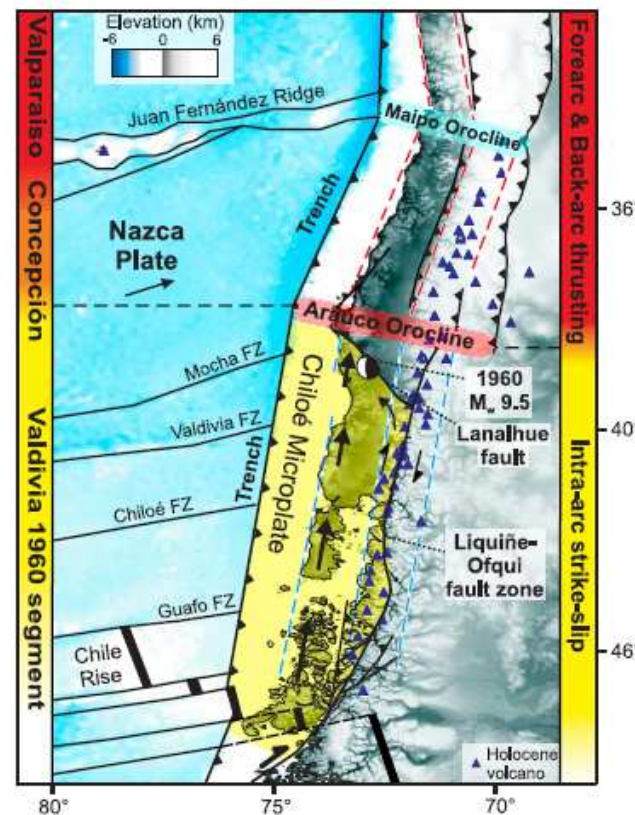


Figure 10. Seismotectonic model. Oblique plate convergence and subduction of the Chile Rise leads to decoupling of the Chiloé fore-arc sliver along the Liquiñe-Ofqui fault zone. Margin-parallel northward motion is partly accommodated internally along the sliver and by NNE-SSW shortening in the Arauco region, resulting in doming of the Nahuelbuta ranges and emergence of the Arauco peninsula. As a result of this collision, the entire orogen bends eastward at the Arauco Orocline, which also marks a boundary between deformation styles in the intra-arc and foreland regions. The coincidence between the extent of the Valdivia 1960 rupture segment and the Chiloé fore-arc sliver suggests that here the fore-arc structure controls the extent of megathrust rupture segments.

1960年チリ地震発生領域における地震地体構造モデル
(Melnick et al.(2009))

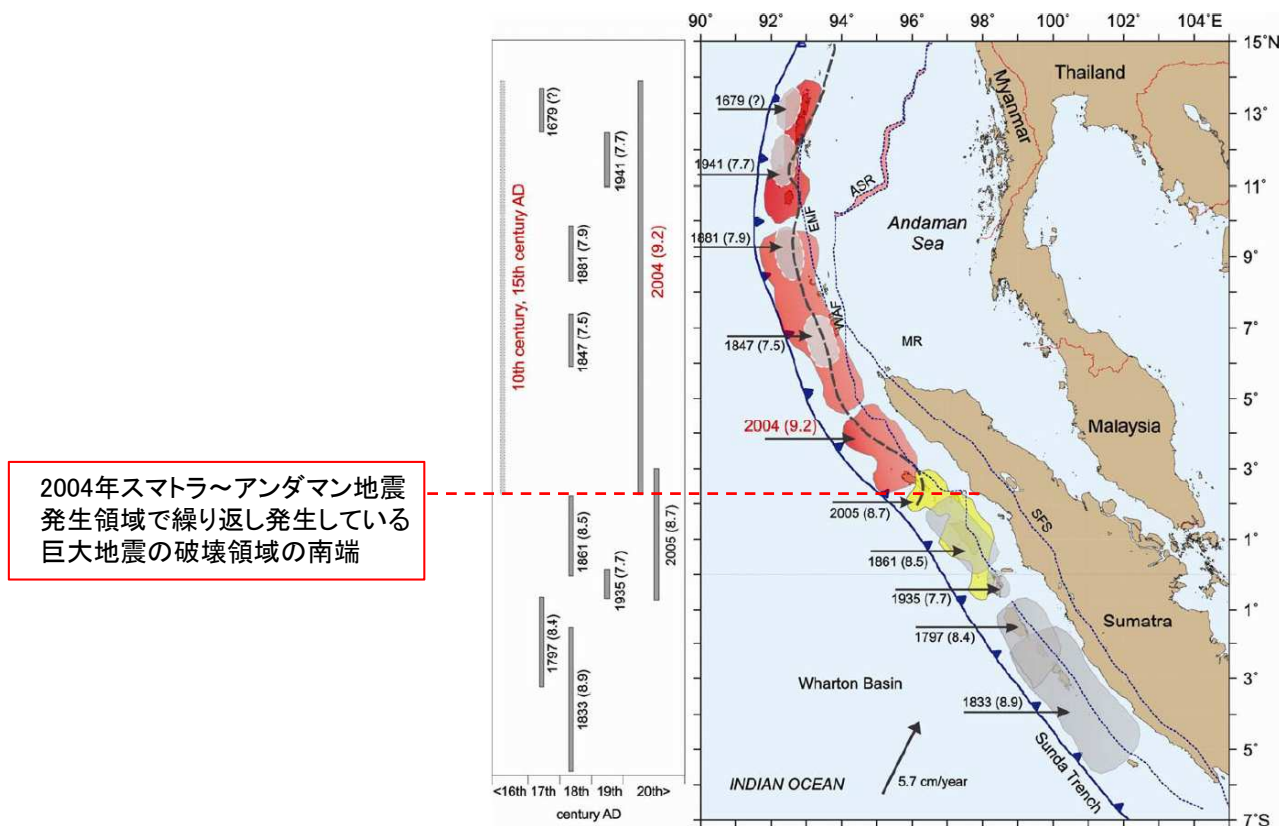
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■スマトラ島沖①

- 2004年スマトラ～アンダマン地震(Mw9.1～9.3)の発生領域では、津波堆積物調査の結果から、約500年間隔で繰り返し巨大地震が発生しており、その破壊領域の南端は概ね一致している(Rajendran(2013))。



2004年スマトラ～アンダマン地震
発生領域で繰り返し発生している
巨大地震の破壊領域の南端

Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natawidjaja⁵³). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs 18, 53 and 55); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh *et al.*⁵⁷). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

スマトラ島～アンダマン諸島沖における過去の地震発生履歴
(Rajendran (2013))

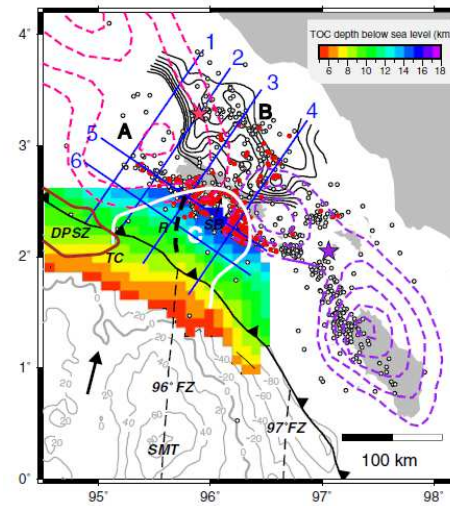
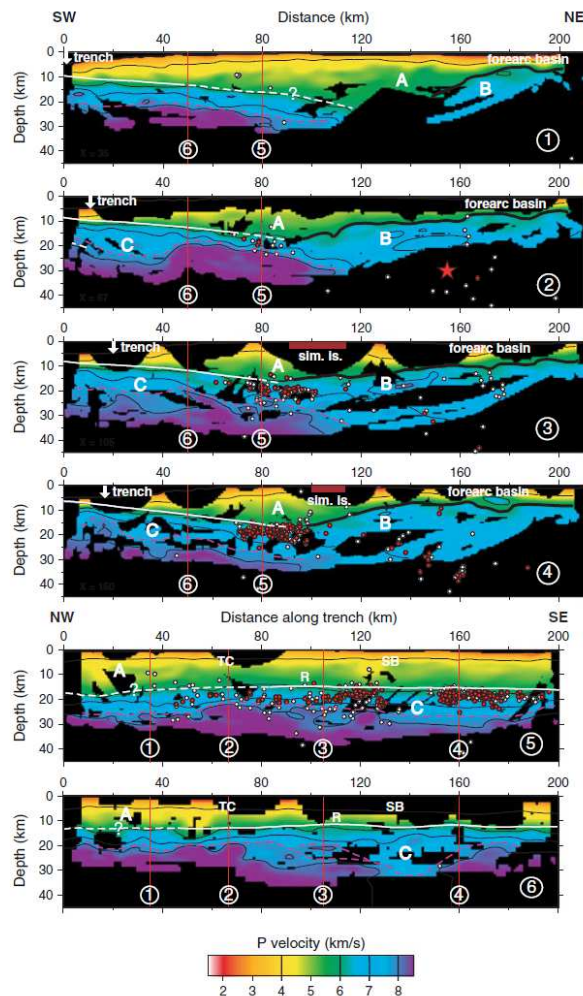
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■スマトラ島沖②

- Tang et al.(2013)は、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生領域と2005年の地震の発生領域の境界部の地下構造について、P波速度構造による分析から、当該範囲には厚い海洋性地殻が存在し、これが破壊伝播のバリアとして作用する可能性があるとしている。



測線位置
(Tang et al.(2013))

Figure 3. Velocity cross-sections extracted from the velocity model inverted from the first-arrival travel-time tomography (contoured at 4, 6, 7, and 8 km/s). Relocated earthquake locations are plotted within ± 10 km of Line 1–4 and ± 5 km of Line 5–6. Thick black lines: top of the backstop; Solid white lines: the TOC constrained by the MCS data; Dashed white lines: unconstrained TOC; Dashed purple lines: possible oceanic Moho interface approximated by the 7.6 km/s velocity contours; Thin red lines: intersection location of velocity cross-sections; ‘sim. is.’ = Simeulue Island, SB = segment boundary. Other symbols and labels same as in Figure 2.

P波速度構造 (Tang et al.(2013))

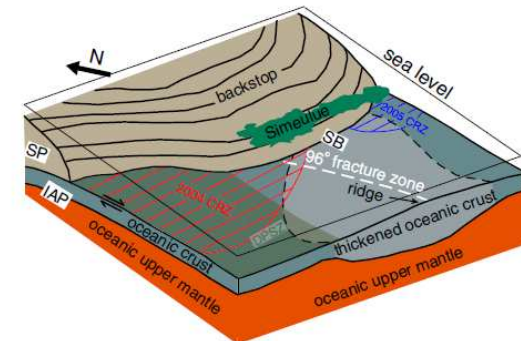


Figure 4. Cartoon illustrating the segmentation of the 2004–2005 megathrust rupture in the Sumatra subduction zone around Simeulue Island. The accretionary complex removed for simplicity. CRZ: coseismic rupture zone; SP: Sunda plate. Other labels same as in Figures 2 and 3.

2004年と2005年の地震の境界部における
地下構造の模式図
(Tang et al.(2013))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■アラスカ・アリューシャン:島弧会合部のテクトニクス的背景

- アラスカ南部では、太平洋プレートが北米プレートに北～北西方向に沈み込んでおり(～51mm/年)、会合部ではYakutatマイクロプレートが形成されている(Finzel et al.(2011)他)。
- Finzel et al.(2011)は、深さ50km以上のスラブ内地震の分布から、沈み込んだYakutatマイクロプレートの範囲を推定するとともに、その地震分布から、プレートの沈み込み形状が東から西へフラットに遷移する特徴があるとしている。

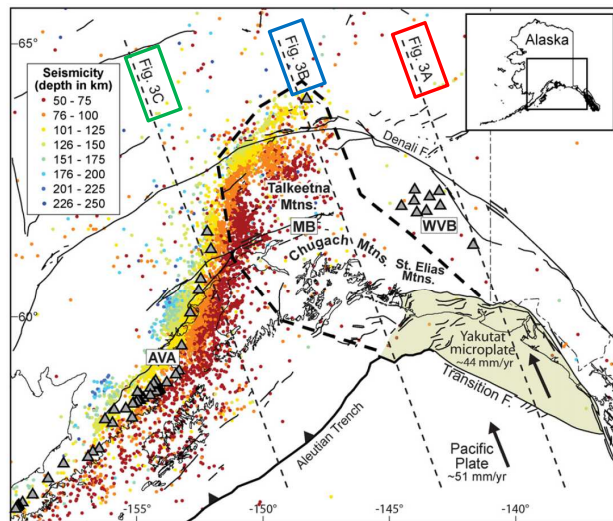


Fig. 2. Map of southern Alaska illustrating slab seismicity (>50 km depth; Alaska Earthquake Information Center catalog) and locations of transects shown in Fig. 3. Additional symbols are the same as in Fig. 1. Note the northeastward increase in the gap between slab seismicity and the trench as well as the paucity of seismicity deeper than 50 km along the northeastern edge of the slab.

アラスカ南部における深さ50km以上のスラブ地震の平面分布
(Finzel et al.(2011)に一部加筆)

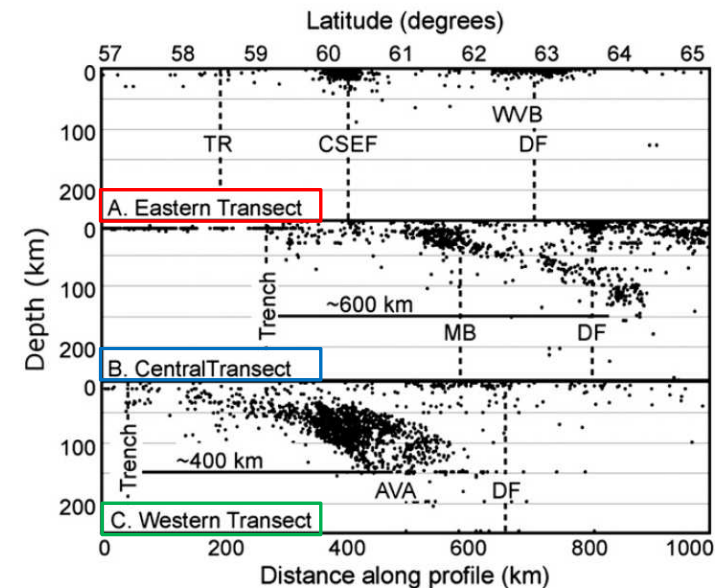


Fig. 3. Cross-sections showing changes in seismicity (within ~50 km of each transect) between eastern, central, and western transects across southern Alaska (Alaska Earthquake Information Center catalog). Locations of transects shown on Fig. 2. Note that seismicity from all depths is shown and transects are aligned parallel with present-day plate motions. DF—Denali fault; TR—Transition fault; see Fig. 1 for additional abbreviations. Default depths of 10 km and 33 km are assigned for events with poorly constrained depths in oceanic and continental areas, respectively.

アラスカ南部における深さ50km以上のスラブ地震の断面分布
(Finzel et al.(2011)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■ アラスカ・アリューシャン: 島弧会合部と1964年アラスカ地震の破壊領域(北東端)の関係

- Wech (2016) は、アラスカ南部のテクトニクス背景、火山の配列、微小地震分布等から島弧会合部の地下構造を推定し、同会合部が1964年アラスカ地震の破壊領域の端部(北東端)になっていることを示している。

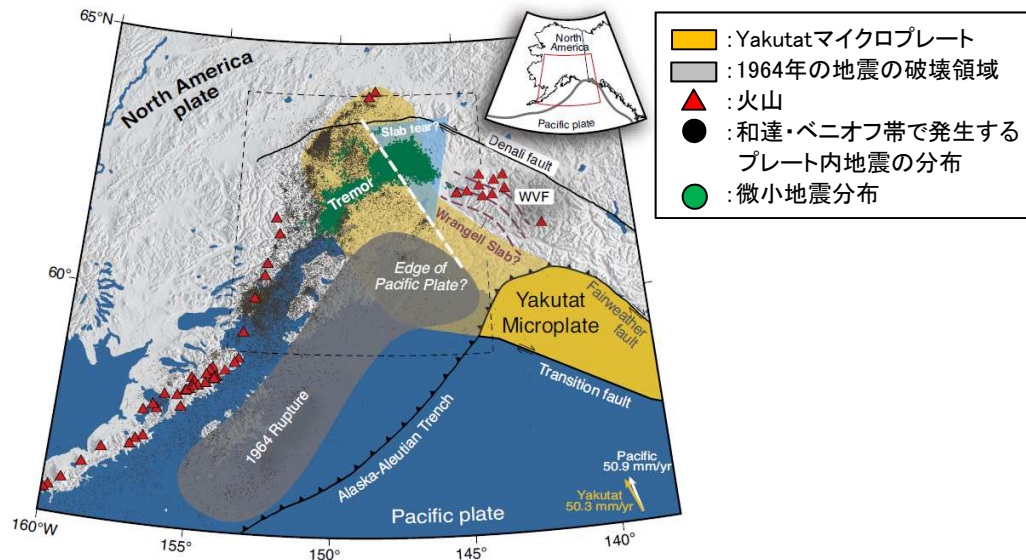


Figure 1. Tectonic setting in south-central Alaska (USA) with volcanoes (red triangles), Wadati-Benioff zone seismicity >30 km depth (black dots), A.D. 1964 rupture patch (Plafker et al., 1994a), subducted Yakutat terrane (Eberhart-Phillips et al., 2006), Wrangell volcanic field (WVF), and observed tectonic tremor activity (green circles). Dashed box refers to map in Figure 2. Velocity vectors are taken from Elliott et al. (2010). Previously proposed slab tear (Fuis et al., 2008) and Wrangell slab (Stephens et al., 1984) are drawn as a light blue triangle and dashed purple lines, respectively.

アラスカ南部のテクトニクス背景と
1964年アラスカ地震の破壊領域等の関係
(Wech (2016))

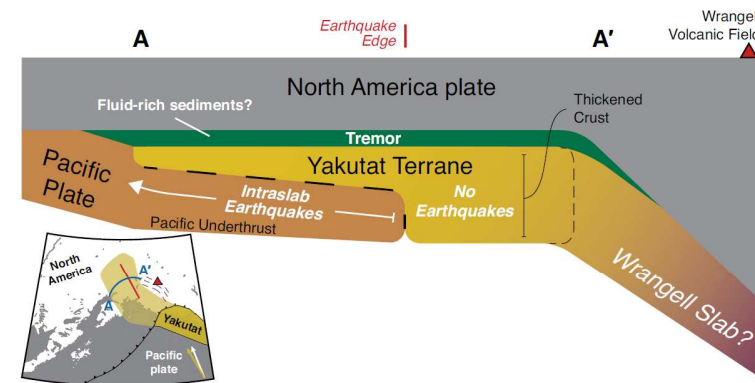


Figure 4. Schematic along-strike cross section of potential configuration of Pacific plate, Yakutat terrane, North America plate, and Wrangell slab. Intraslab seismicity is limited to Pacific plate. Tremor occurs at the Yakutat–North America interface. Wrangell slab is an obliquely subducting extension of the Yakutat microplate causing Wrangell volcanism.

太平洋プレート、Yakutat terrane、北米プレート等の模式図
(Wech (2016))

⇒ ほぼ海洋性のマイクロプレートであるYakutat terrane(テレイン; 周囲と地質形成の過程が異なる地殻の層)は部分的に太平洋プレートと結合し、アラスカ・アリューシャン沈み込み帯の端部で太平洋プレートに乗り上げている(Wech (2016))。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■アラスカ・アリューシャン:断層帯と1964年アラスカ地震の破壊領域(南西端)の関係

- Von Huene et al.(2012)は、1964年アラスカ地震の破壊領域の南端部と、Patton-Murray ridge, Aja Fracture Zoneの沈み込み部が一致することから、これらプレート境界面の特徴が破壊のバリアとして作用する可能性があるとしている。

- なお、Patton-Murray ridge, Aja Fracture Zoneの沈み込み部は、既往地震(A.D.1440-1620, A.D.1788*)の端部とも一致している(Shennan et al.(2014))。

※:A.D.1788の地震は1938年の地震の震源域とする知見もあるが(Briggs et al.(2014)), どちらにしても、Patton-Murray ridge, Aja Fracture Zoneは破壊領域の端部と一致している。

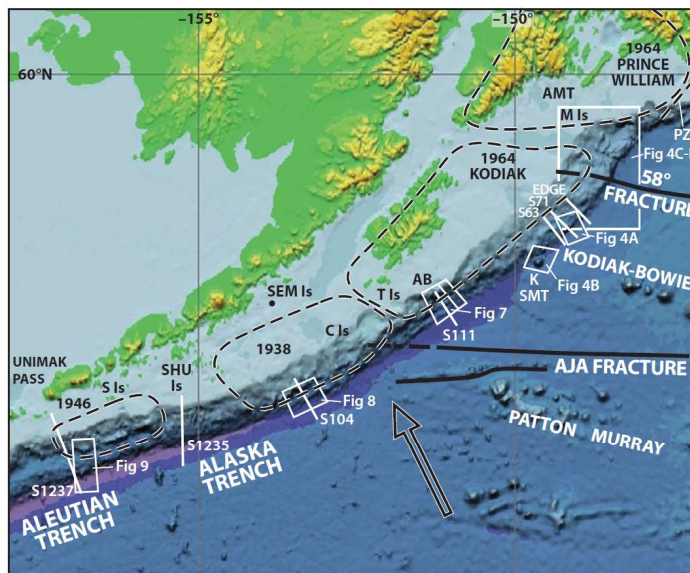


Figure 1. Map of the western Gulf of Alaska ocean basin and the Alaska convergent margin. Dashed lines enclose aftershock areas of the 1938, 1946, and 1964 great earthquakes. The Prince William and Kodiak ruptures are separated to emphasize the two main asperities of the 1964 event. The width of the Kodiak margin from the trench to the volcanic arc narrows southwest from the Kenai Peninsula to one-third this width at Sanak Island. The wider subducted plate is ~10 m.y. old beneath the northeastern volcanoes, whereas in the southwest it is only ~3.5 m.y. old. Large arrow indicates convergence vector at 64 mm/yr. S prefix is given to seismic lines and original cruise line numbers. Seismic data of lines 1237 and 1235 were acquired by RV Ewing; seismic data of lines 111, 71, and 63 were acquired by RV Lee. Field data for both is archived at the US Geological Survey in Menlo Park, California, USA. M Is—Middleton Island; K SMT—Kodiak Seamount; C Is—Chirikof Island; T Is—Trinity Islands; SEM Is—Semidi Island; SHU Is—Shumagin Islands; S Is—Sanak Island; AMT—Amatuli Trough; AB—Albatross Bank; PZ—general area of the Pamplona zone.

アラスカのテクトニクス的背景と既往地震の破壊領域の関係
(Von Huene et al.(2012))

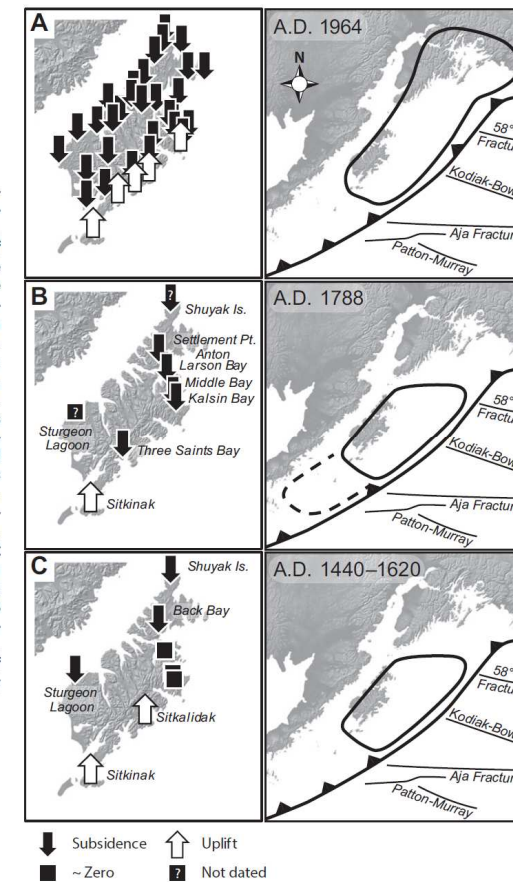


Figure 3. Summary of co-seismic land motion, inferred segment ruptures, and selected features of subducting lower-plate relief that may influence earthquake rupture on Kodiak Island, Alaska (von Huene et al., 2012). A: A.D. 1964 (observations from Plafker, 1969). B: A.D. 1788. C: A.D. 1440-1620. Relative ground motions are inferred from sediment stratigraphy and microfossil analyses where present (see Fig. 2B) and from Sitkinak Island (Briggs et al., 2014). Extent of Kodiak segment (solid outline) is from von Huene et al. (2012); dashed line for the 1788 rupture indicates alternative interpretation (e.g., Briggs et al., 2014) of historical documentary evidence.

1964年アラスカ地震の震源域における既往地震の発生領域
(Shennan et al.(2014))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■まとめ

- 日本海溝沿い、南米チリ沖、スマトラ島沖及びアラスカ・アリューシャンで発生している巨大地震の破壊領域(破壊の伝播範囲)に関する知見から、同一のプレート境界面でも、地下構造に不連続性が認められる場合、それが破壊のバリアとして作用すると考えられる。
- 上記知見を参考に、千島海溝沿いにおけるテクトニクスの背景、並びに地震の発生機構の類似性から、千島海溝沿いの構造的特徴に関する検討を行う。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討: 千島海溝沿いのテクトニクス背景

- 日本列島は、主に陸のプレートである北米プレートとユーラシアプレートに位置し(長谷川ほか(2010)), 太平洋プレートは東南東の方向から年間約8 cmの速さで千島海溝, 日本海溝及び伊豆・小笠原海溝から沈み込んでいる。
- 太平洋プレートは、千島海溝の南半分(Bussol海峡~北海道中央部)で斜めに沈み込んでおり、それに伴い千島前弧スリバーが形成されている(木村(2002), Demets(1992)他)。

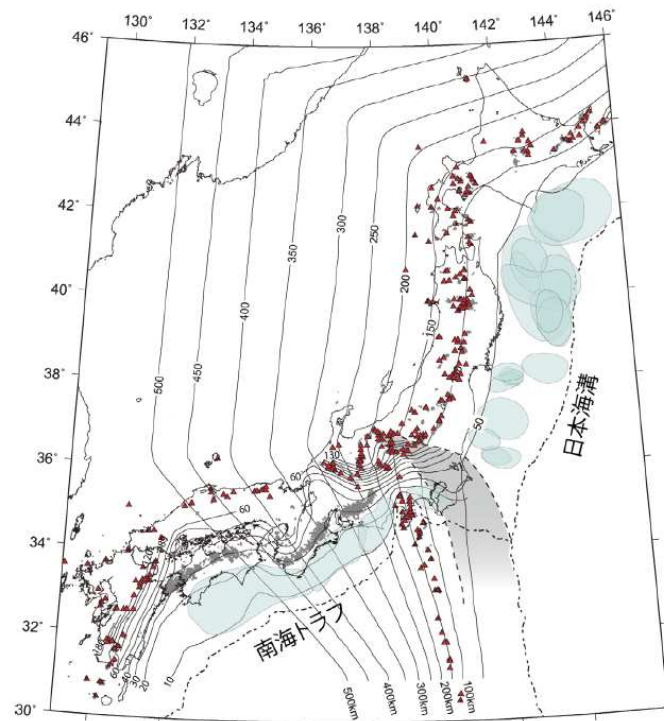


図1 日本列島下に沈み込む太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの形状 (Nakajima and Hasegawa, 2007; Hirose *et al.*, 2008; Nakajima *et al.*, 2009a; Kita *et al.* 2010). 太平洋プレートおよびフィリピン海プレート上面の深さをコンターで示す。二本の破線で囲った灰色の領域は太平洋プレートとフィリピン海プレートの接触域。プレート境界大地震の想定震源域あるいは余震域(文科省, <http://www.jishin.go.jp/main/index.html> [Cited 2009/09/09]; Wald and Somerville, 1995; Umino *et al.*, 1990) を水色の楕円で示す。赤三角は第四紀火山、黒点は深部低周波地震。

日本列島下に沈み込む太平洋プレート及びフィリピン海プレートの形状
(長谷川ほか(2010))

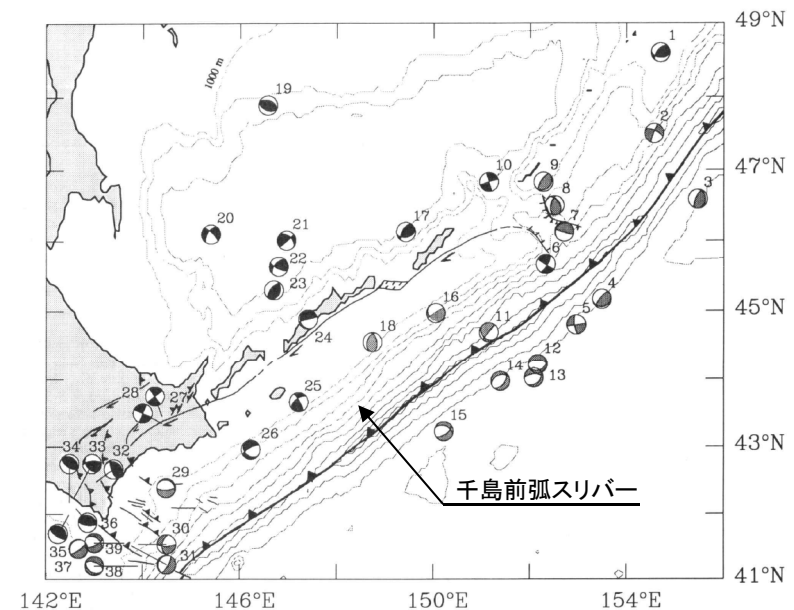


Fig. 6. Bathymetry and nonsubduction earthquakes in the vicinity of the southern Kuril forearc sliver. Epicentral parameters are given in Table 2. All published focal mechanisms for shallow nonthrust earthquakes are shown. Focal mechanisms with solid quadrants are believed to have occurred within the upper plate. Focal mechanisms with graytone quadrants record deformation with a less certain origin. Bathymetric contour intervals are 1000 m. All fault locations are taken from Le Pichon *et al.* [1984] and Kimura [1986].

千島前弧スリバー
(Demets(1992)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討: 千島海溝沿いのテクトニクス背景

- 千島海溝南西端は、日本海溝との島弧会合部に位置し、その会合部(衝突帯)では、日高山脈が形成されている(日高造山運動)(木村(2002))。
- 日高山脈の地下深部において、千島弧は、下部地殻内で上下に裂けて分離(デラミネーション)し、上部地殻を含めた上半分は日高主衝上断層によって西側に衝上し、上部マントルを含めた下半分は下降している。また、東北日本弧は、その分離(デラミネーション)した千島弧の中へウェッジ状に突入している(伊藤(2000))。

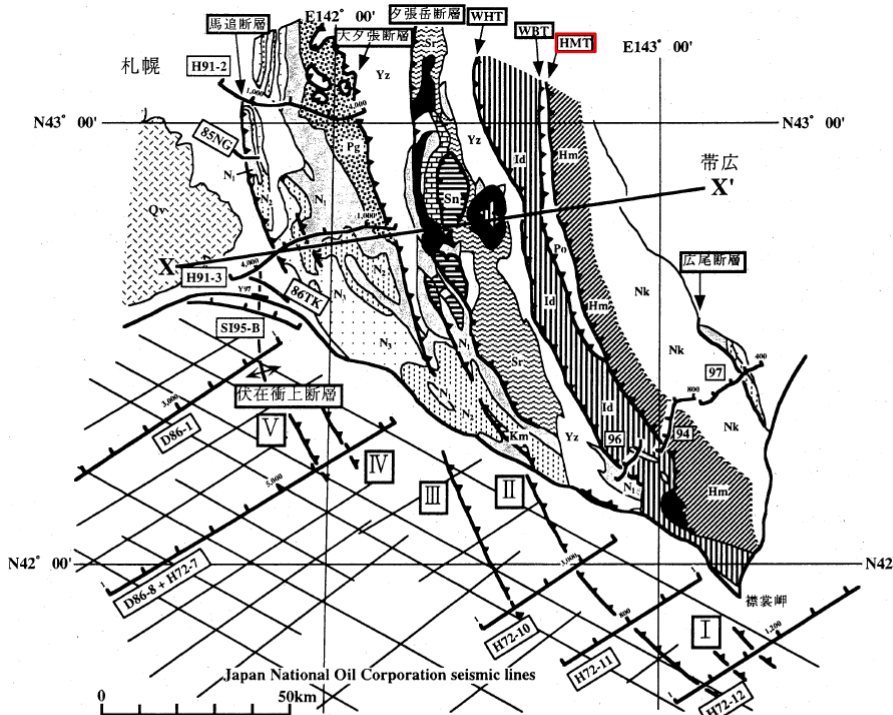


図1 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地質概略と主な反射法地震探査測線図。X-X'は図2の断面位置を示す。伊藤ら(1999)を改変。

【地質】主として、地質調査所(1982, 1996)による。Nk: 中の川層群, Hm: 日高変成岩類(主帯), Po: ポロシリ・オフィオライト(西帯), Id: イドンナップ帯, Yz: 蝦夷層群, Sr: 空知層群, Km: 神威古潭変成岩類, Sn: 沙流川層一セウ層, Pg: 古第三系, N1~N3: 地質調査所(1982)と同じ。Qv: 第四紀火山岩類。HMT: 日高主衝上断層, WBT: 西縁衝上断層, WHT: 日高西部断層群
【測線】94・96・97: 日高深部構造反射法探査, 85NG・86TK: 浅野ら(1990), Y97: 佐藤ら(1998), その他の測線は石油公団(1973, 1987, 1993, 1996)。

(伊藤(2000)に一部加筆)

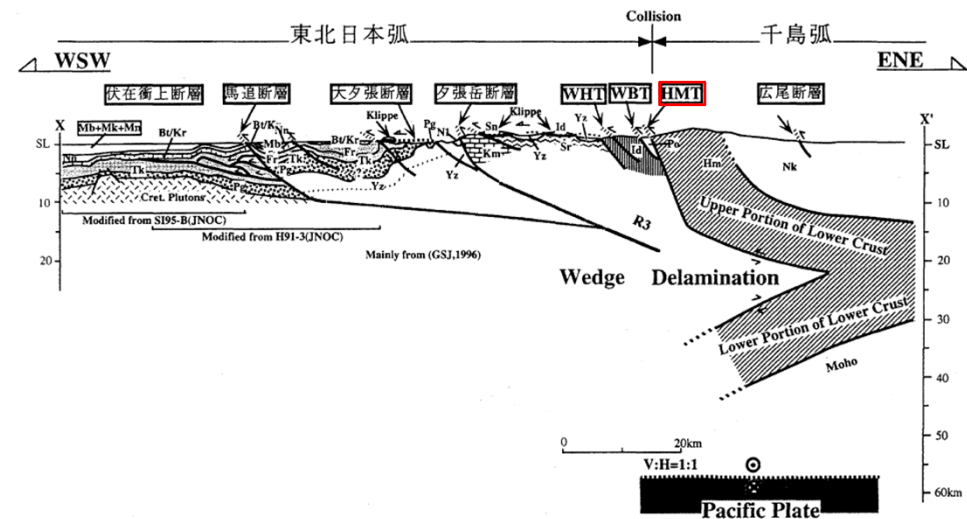


図2 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。断面線の位置は図1のX-X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図1と同じ。Ito et al. (1998) および伊藤ら(1999)を改変。

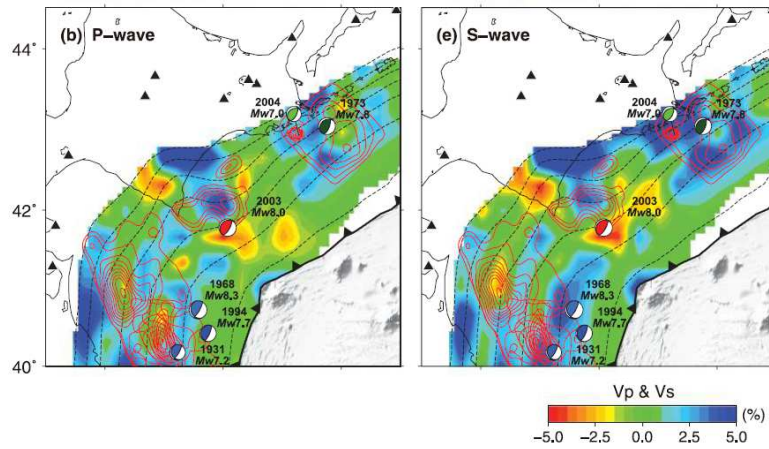
(伊藤(2000)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

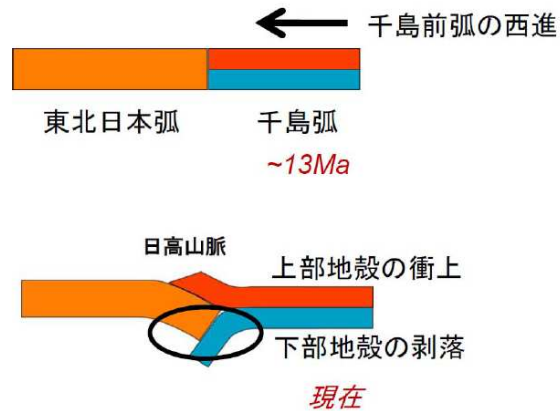
2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討: 日本海溝・千島海溝島弧会合部

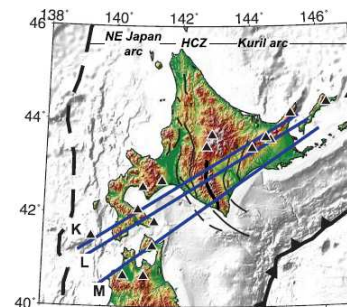
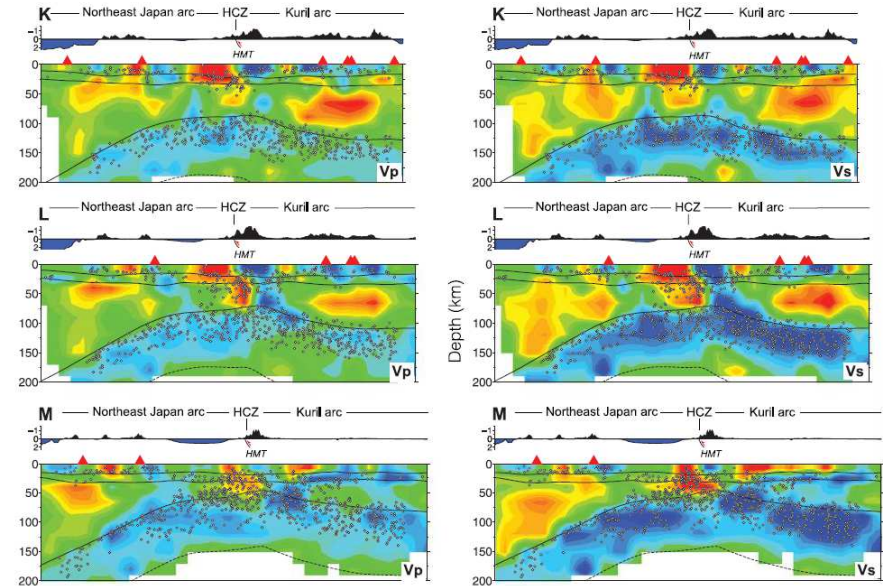
- Liu et al.(2013), 文部科学省(2008)は, 地震波トモグラフィによる日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近の3次元地殻不均質構造と既往地震発生領域の関係から, 日高衝突帯における下部地殻の剥落に相当する低速度領域が, 破壊のバリアになる可能性を示唆している。



地震波トモグラフィと既往地震発生領域との関係
(Liu et al.(2013))



千島前弧の西進と東北日本弧との衝突による
日高山脈形成過程の模式図(文部科学省(2008))



日高衝突帯における地震波トモグラフィ(鉛直分布)
(Liu et al.(2013))

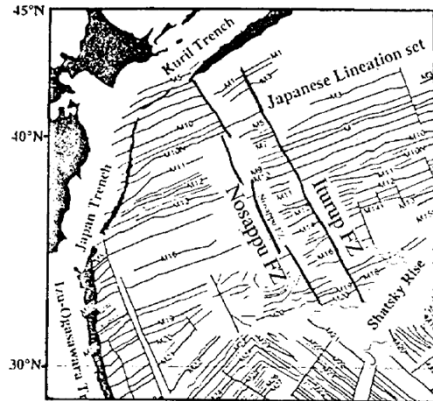
国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から, 日本海溝・千島海溝の島弧会合部は, 巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

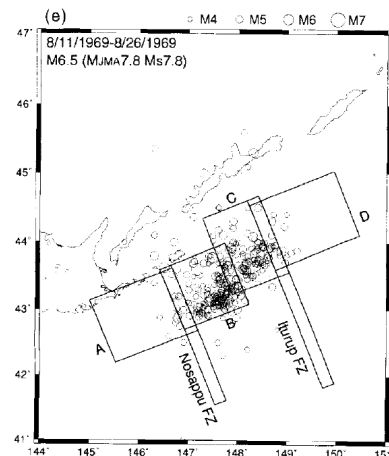
2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討: 納沙布断裂帯

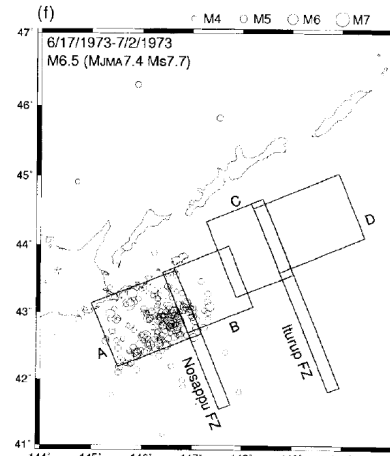
- Kasahara et al.(1997)は、南千島沖の領域では、納沙布断裂帯 (Nosappu FZ) 及び択捉断裂帯 (Iturup FZ) と呼ばれる構造線が存在し、これらを境界として、地磁気線状配列や正断層系が異なる特徴が確認されるとしている。また、納沙布断裂帯では、その両側で堆積厚さが異なるとともに、地下構造の不連続性が見られることから、この古い海洋プレートの構造が現在の地震活動ブロック構造 (Barrier) を支配する要因の1つと考えられるとしている。



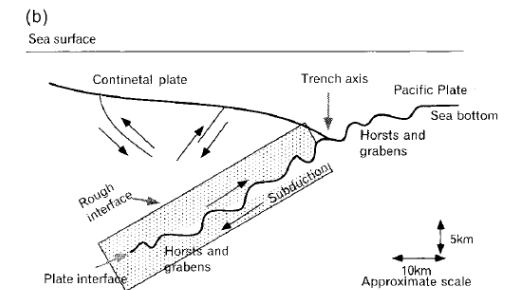
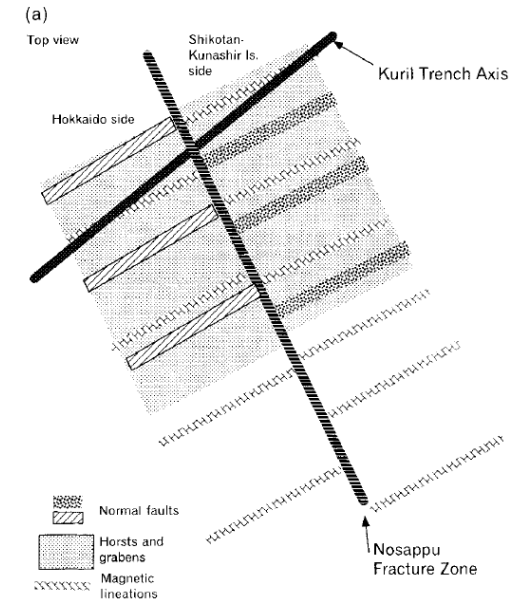
地磁気異常マップ
(Kasahara et al.(1997))



1969年色丹島沖地震の余震分布
(Kasahara et al.(1997))



1973年色丹島沖地震の余震分布
(Kasahara et al.(1997))



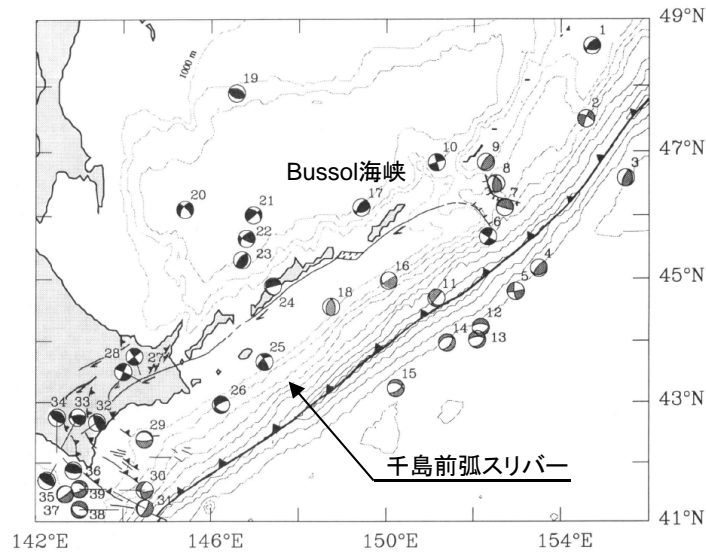
納沙布断裂帯の模式図 (Barrier model)
(Kasahara et al.(1997))

国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から、納沙布断裂帯は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。

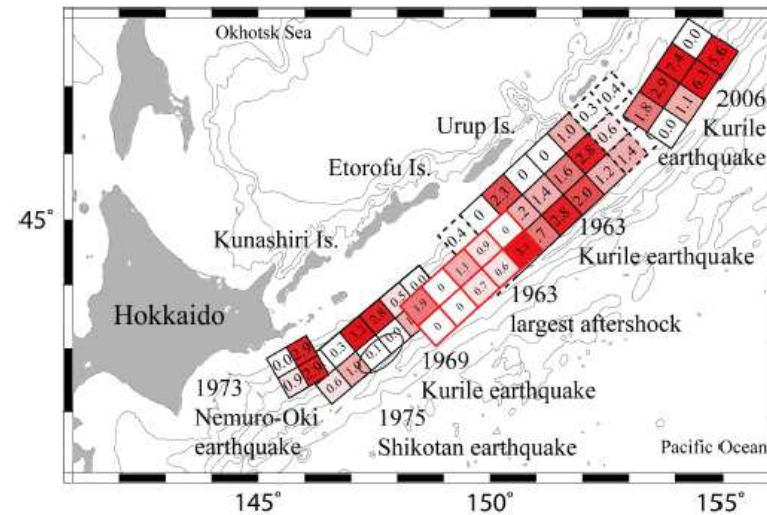
2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討: 千島前弧スリバー

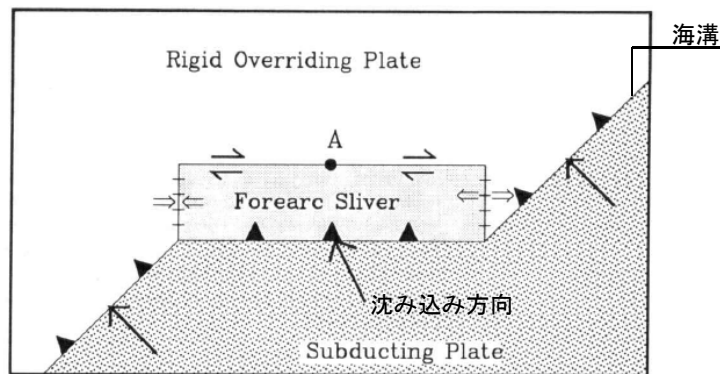
- 太平洋プレートは、千島海溝に斜めに沈み込んでおり、それに伴いBussol海峡～十勝沖の範囲において千島前弧スリバーが形成され、背弧側とは別の剛体運動をしている (Demets(1992)他)。
- 千島前弧スリバーの北端位置は、1963年の地震と2006年の地震の境界に一致する (文部科学省(2012))。



千島前弧スリバー (Demets(1992)に一部加筆)



津波波形インバージョンにより推定した根室半島沖～中千島沖で発生した地震のすべり分布 (文部科学省(2012))



斜め沈み込み帯におけるプレート運動 (概要図) (Demets(1992)に一部加筆)

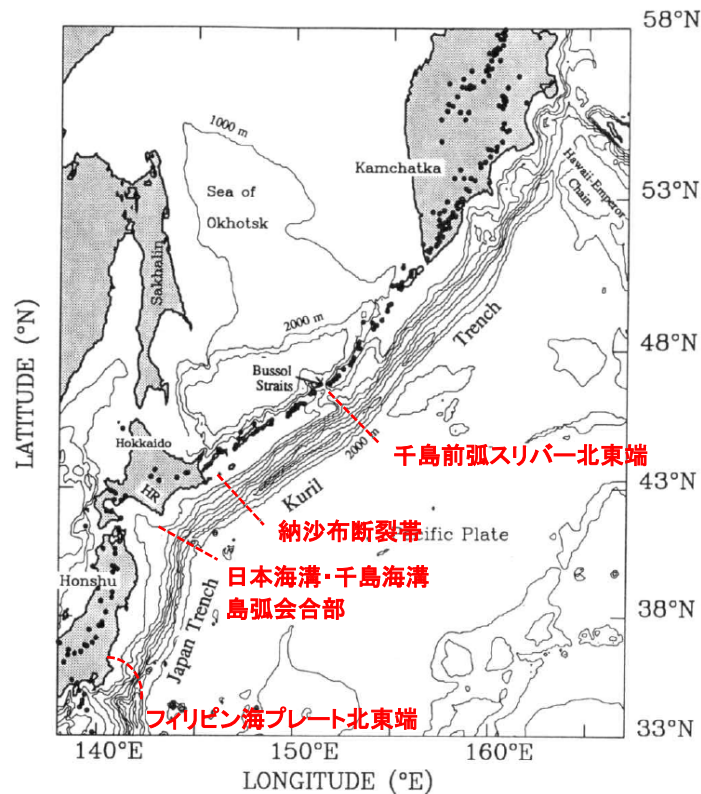
国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から、千島前弧スリバー北東端は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

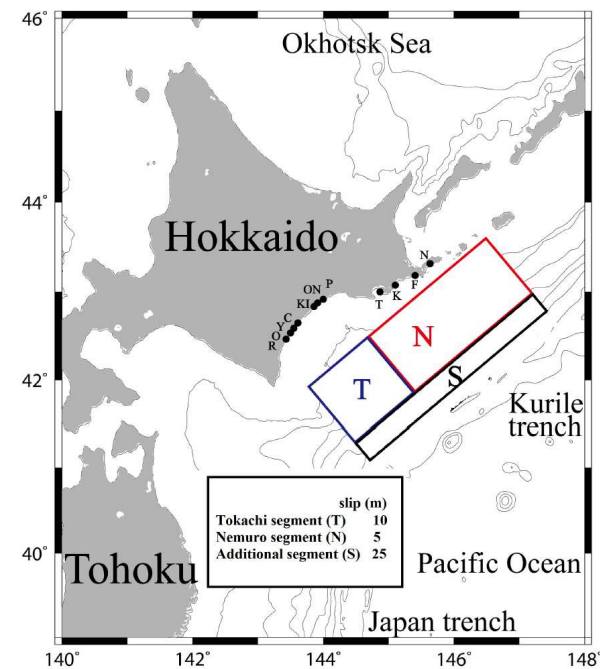
2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.1 構造的特徴に関する検討:まとめ

- 国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見, 並びに千島海溝沿いのテクトニクス背景, 地震の発生機構の類似性から考えられる構造的特徴(破壊のバリア)に関する検討結果を左下図に示す。
- なお, 千島海溝沿いの構造的特徴のうち, 日本海溝・千島海溝島弧会合部～納沙布断裂帯の領域は, 地震調査研究推進本部(2004, 2017a), 内閣府中央防災会議(2006), 文部科学省(2013a)が評価している超巨大地震(17世紀型)の波源域(十勝沖～根室沖)(右下図)と整合的である。



日本海溝から千島海溝沿いにおける構造的特徴(破壊のバリア)に関する検討結果
(Demets(1992)に一部加筆)



超巨大地震(17世紀型)の断層モデル(Mw8.8)
(文部科学省(2013a))

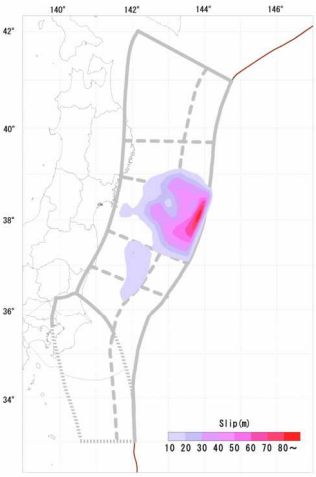
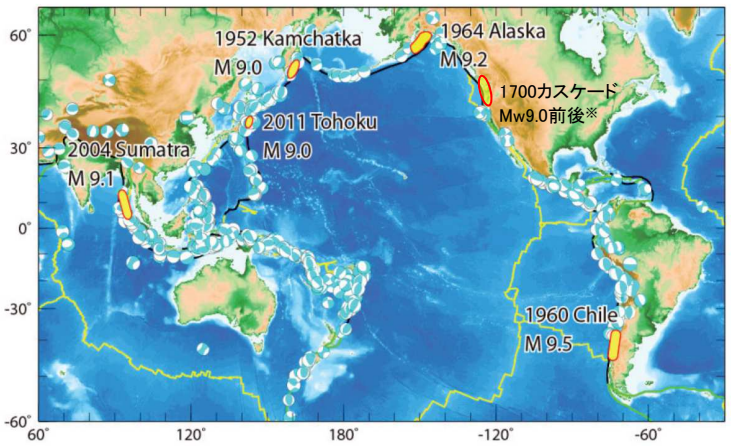
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討:M9クラスの巨大地震を発生させる固着域に関する分析

■地震学的, 地質学的見地からの検討

- 地震発生履歴, 津波堆積物調査等の知見収集の結果, 世界のプレート境界面では複数の領域を震源域とするM9クラスの巨大地震が, 百年～千年間隔で繰り返し発生している。

沈み込み帯	日本海溝	チリ	カムチャッカ	スマトラ	カスケード	アラスカ・アリューシャン
地震学的・地質学的見地	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=超巨大地震(東北地方太平洋沖型))。 宮城県沖南部～茨城県沖の領域を震源として, 約600年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1960年)。 約300年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1952年)。 約100～400年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=2004年)。 約400～500年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1700年)。 約500年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1964年)。 約600年～1000年間隔で繰り返し発生している。
震源域	 <p>(地震調査研究推進本部(2019))</p>	 <p>(佐竹(2013)に一部加筆)</p> <p>※: 1700年カスケードの地震規模については, Satake et al.(2003), Witter et al.(2012)を参考に記載。</p>				

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

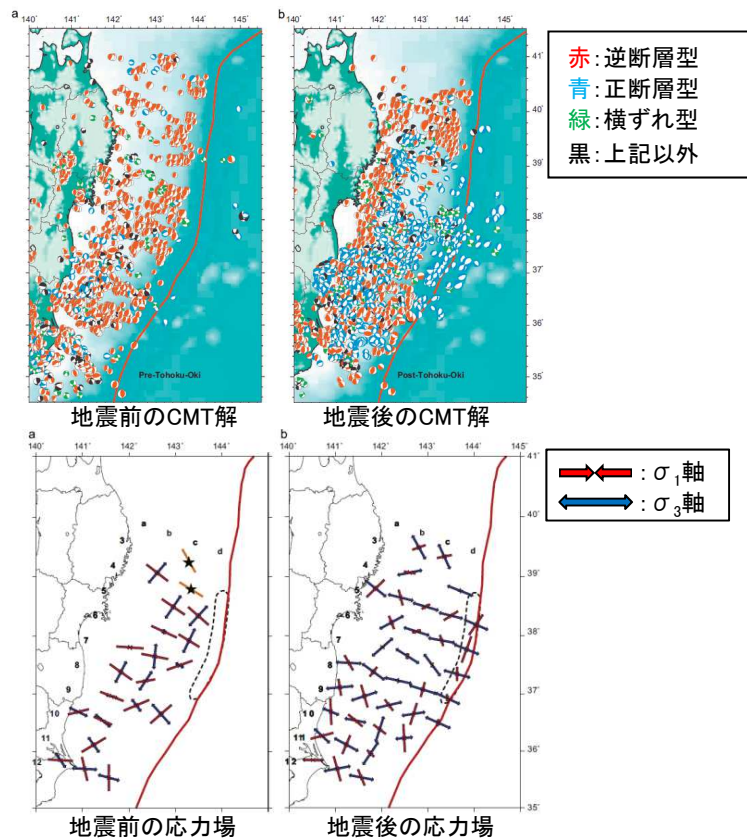
2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■日本海溝沿い: 3.11地震(宮城県沖)①

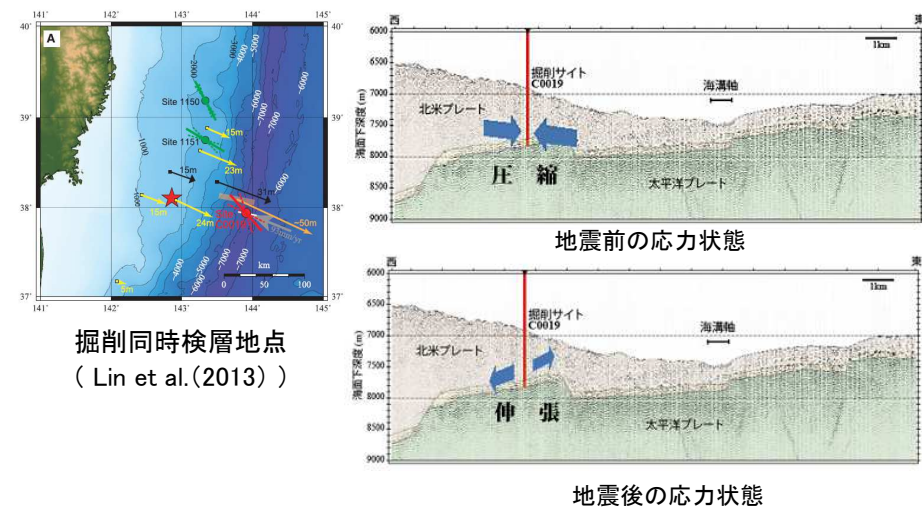
(1) 3.11地震後の応力状態

- 地震学的・地球物理学的見地から, 3.11地震の発生により, それを引き起こした歪みはほぼ解放されたと考えられ (Hasegawa et al. (2012), JAMSTEC (2013) 他), 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)は, その繰り返し間隔から, 地震発生の都度歪みを解放する(すべり量に上限をもった)地震と捉えることが可能と考えられる。

【地震学的見地】



【地球物理学的見地】



3.11地震震源域の応力状態の変化 (JAMSTEC (2013))

応力テンソルインバージョンから得られた陸のプレートの応力場の変化 (Hasegawa et al. (2012))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

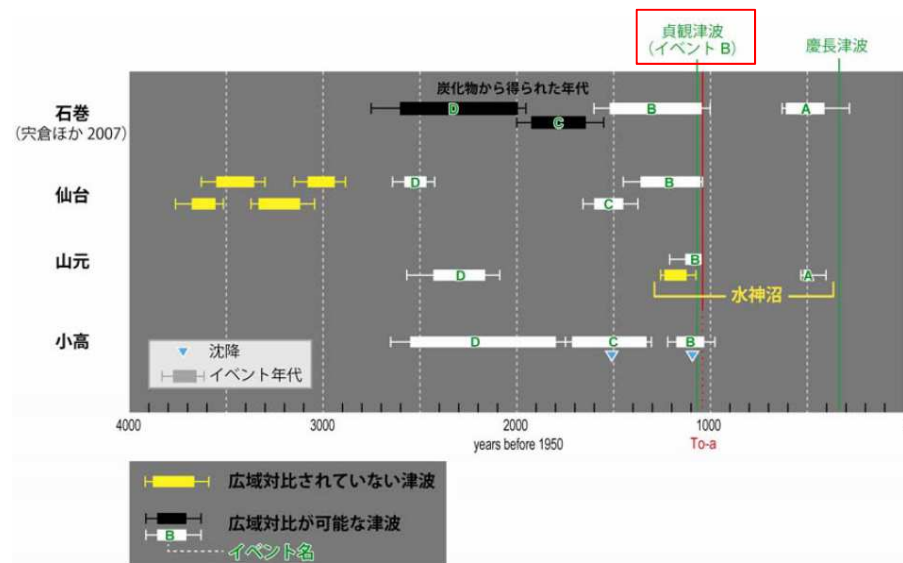
2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■ 日本海溝沿い: 3.11地震(宮城県沖)②

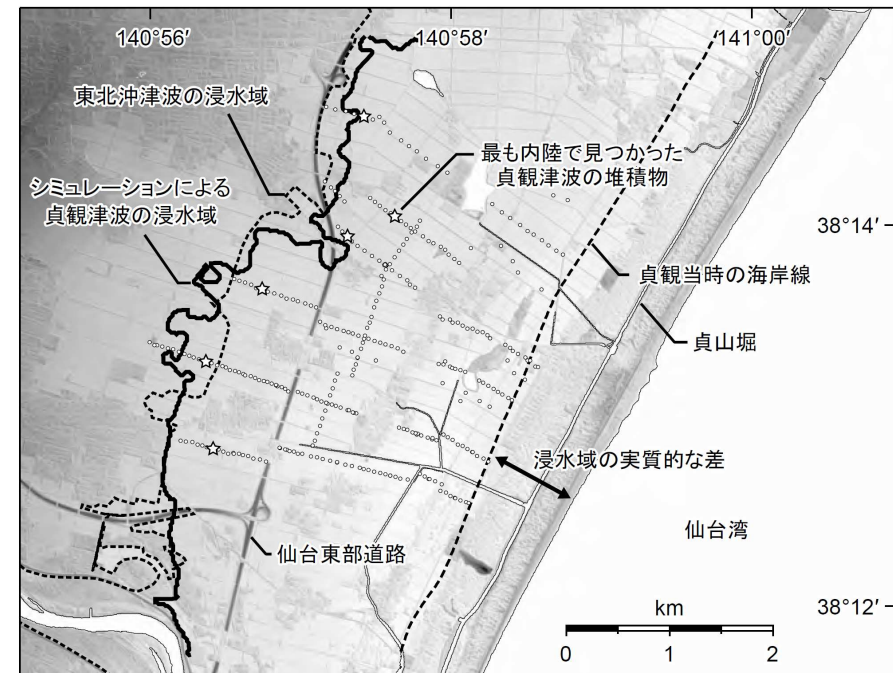
(2) 過去の巨大地震の規模の比較

- 菅原ほか(2011,2013)は、「超巨大地震(東北地方太平洋沖型)」のうち869年の津波と3.11地震津波の仙台平野における浸水域の比較を行い、両者がほとんど重なることを示した。
- 石巻平野においても、869年の津波と3.11地震に伴う津波による津波堆積物の到達限界は、ほぼ同規模であり(澤井ほか(2007, 2008), 行谷ほか(2010), 宍倉ほか(2007, 2012)), 869年の津波堆積物は、3.11地震に伴う津波と同様、広範囲で確認されている(文部科学省 研究開発局ほか(2010))。
- 以上より、869年の地震発生後も3.11地震と同様に、宮城県沖の固着域に蓄積されていた歪みの大きな解放があったものと推定され、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)がその都度歪みを解放し、すべり量に上限をもった地震と捉えることと整合する。



- (A) 西暦1500年頃のイベント, (B) 869年の津波
(C) 西暦430年頃のイベント, (D) 紀元前390年頃のイベント

石巻市, 仙台市, 山元町, 相馬市で見られた津波堆積物の地域間対比
(文部科学省 研究開発局ほか(2010)に一部加筆)



仙台平野における869年の津波と3.11地震に伴う津波の浸水域の比較
(菅原ほか(2013))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

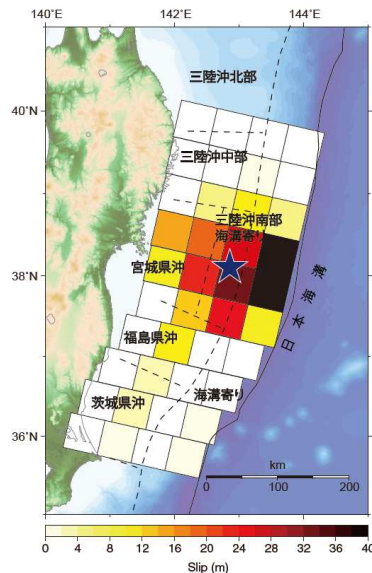
2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■ 日本海溝沿い: 3.11地震(宮城県沖)③

(3) スーパーサイクル

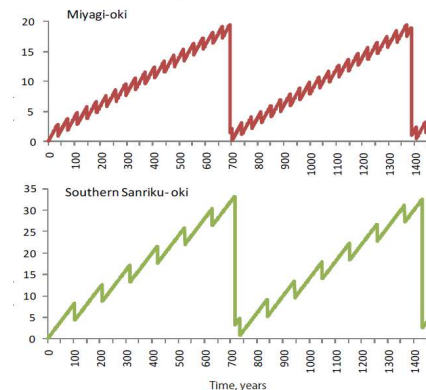
- 佐竹(2011a, 2011b)は, 3.11地震のすべり量分布と, 地震調査研究推進本部(2002)が想定していた固有地震(宮城県沖, 三陸沖南部海溝寄り)の平均発生間隔及びすべり量から, 固有地震のすべり残しがプレート間の固着として蓄積され, より長い間隔で超巨大地震として解放されると考えると, 宮城県沖や三陸沖では従来の地震サイクルの上に, より長い周期のサイクル(スーパーサイクル)があるとしている。



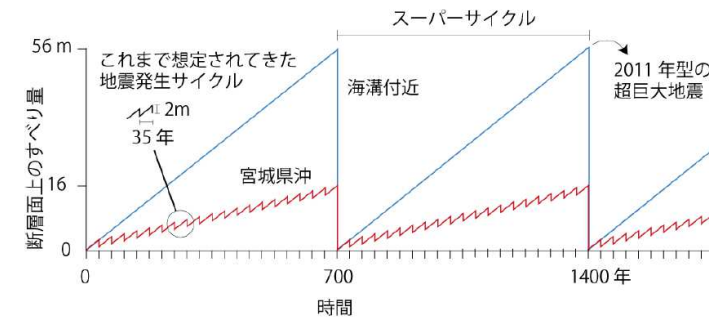
津波波形のインバージョンによる
3.11地震のすべり量分布
(佐竹(2011a))

日本海溝沿いの各領域における固有地震と3.11地震のすべり量と発生間隔

地震調査委員会の領域 Regions	固有地震の発生 間隔 Characteristic interval, R (year)	固有地震のすべり 量 Characteristic coseismic slip, d (m)	すべり残し 速度 Slip Deficit, S=8-d/R (cm/yr)	2011年の すべり量 2011 slip, D(m)	2011年型の 発生間隔 Supercycle interval, D/S (year)
宮城県沖 Miyagi-oki	37	2	2.6	17	660
三陸沖南部海溝寄り Southern Sanriku	105	4	4.2	30	720
津波地震 Tsunami earthquakes	530	6	6.9	45	660



宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り
における地震発生サイクルのモデル
(佐竹(2011a))



宮城県沖と海溝軸周辺における地震のサイクルと
すべり量モデル(佐竹(2011b))

以上から, 日本海溝沿いにおいて約600年間隔で繰り返しM9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量には限度があり, 3.11地震に伴う大きなすべり量は最大規模と評価される。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

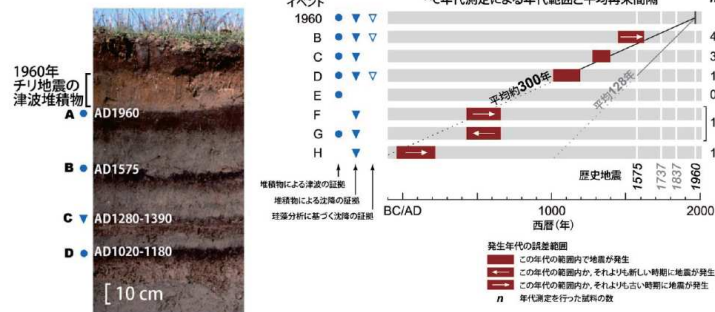
■世界①

(1) 地震学的・地質学的・測地学的見地からの検討

- プレート境界毎にM9クラスの巨大地震の平均発生間隔(A)・既往地震のすべり量(B)の関係と各プレートの沈み込み速度・カップリング係数から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)を比較した結果, 両者には調和的な関係があり, M9クラスの巨大地震を発生させるすべり(歪み)の蓄積量には限度があると考えられる。

【チリにおける分析結果】

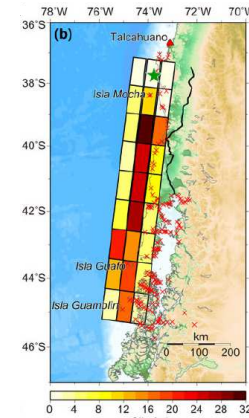
✓ 平均発生間隔 (A)



第2図 Maullinにおいて観察される津波堆積物とその履歴。Cisternas et al. (2005)³⁾に基づく。
Figure 2. Tsunami deposit observed in Maullin and its history. Based on Cisternas et al. (2005).

(宍倉 (2013))

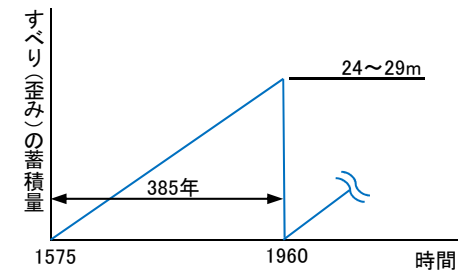
✓ 1960年のすべり量分布 (B)



(Fujii and Satake (2012))

✓ すべり(歪み)の蓄積量 (C)

- ①プレートの沈み込み速度: 6.3-7.5cm/年 (McCaffrey(2008))
- ②カップリング係数: 0.82~1.0 (地震学的)
0.96 (測地学的) (Scholz and Campos(2012))
- ③すべり(歪み)の蓄積量: ①(6.3-7.5cm/年) × 385年 (1960-1575)
× ②(=1.0とする) = 24~29m



	チリ	カムチャッカ	スマトラ	カスケード	アラスカ・アリューシャン	備考
平均発生間隔 (A)	約300年	約100~400年	約400~500年	約500年	約600~1000年	地震学的・地質学的知見から得られる平均発生間隔
既往地震の最大すべり量 (B)	既往地震: 1960年 すべり量: 25~30m	既往地震: 1952年 すべり量: 11.4m	既往地震: 2004年 すべり量: 23m	既往地震: 1700年 すべり量: 19m	既往地震: 1964年 すべり量: 22m	地震学的・地質学的知見から得られる最大すべり量
	⇕	⇕	⇕	⇕	⇕	調和的な関係がある。
すべり(歪み)の蓄積量 (C)	385年間で 24~29m	400年間で 14~17m	500年間で 4~22m	500年間で 16~19m	1000年間で 13~31m	プレートテクトニクス, 地震学的・測地学的知見から得られるすべり(歪み)の蓄積量

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■世界②

(2) 巨大地震発生領域の時空間分布

- 世界のM9クラスの巨大地震発生領域は互いに重複せず, 各プレート境界面の限定的な領域において数百年間隔で繰り返し発生している。

【環太平洋全域】

- 環太平洋全域におけるプレート境界面で1906年から2012年に発生したM8.5以上の巨大地震の発生領域は互いに重複していない。

Sl. no.	Region	Year	Magnitude
1	Ecuador	1906	8.5
2	Kamchatka	1923	8.5
3	Banda Sea	1938	8.5
4	Unimak Island	1946	8.5
5	Kamchatka	1952	9.0
6	Andreanof Islands	1957	8.6
7	Chile	1960	9.5
8	Kuril Islands	1963	8.5
9	Alaska	1964	9.4
10	Rat Islands	1965	8.7
11	Sumatra	2004	9.2
12	Sumatra	2005	8.7
13	Samoa-Tonga	2009	8.0
14	Chile	2010	8.8
15	Japan	2011	9.0

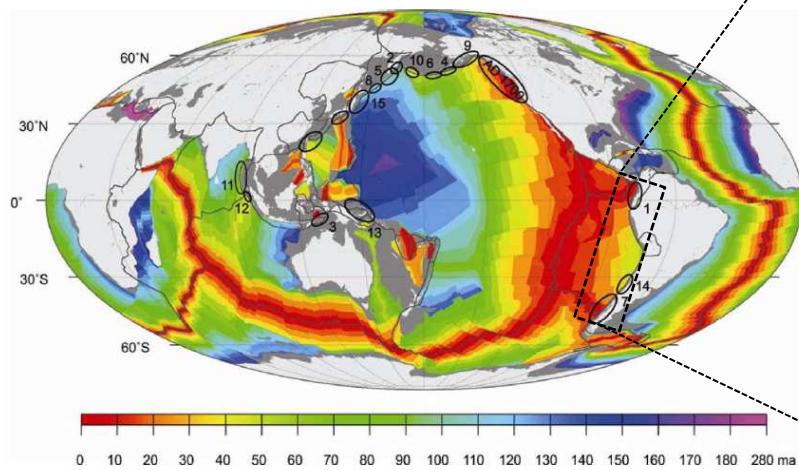


Figure 1. World map centred along the 180th meridian, marking the ruptures of interplate earthquakes ($M \geq 8.5$) from 1906 to 2012, numbered chronologically and listed in Table 1 (data source for earthquake ruptures: NEIC, IRIS; ocean floor age data modified from Muller *et al.*⁵).

1906年から2012年に発生したM8.5以上の地震の発生領域
(Rajendran(2013))に一部加筆)

【チリ～ペルー沖】

- セグメント毎に数十年以上の間隔で繰り返し地震が発生しており, 1940年以降発生したM8～9クラスの地震の発生領域は互いに重複していない。また, M9クラスの巨大地震は, 限定的な領域において約300年間隔で繰り返し発生している(1575年, 1960年)。

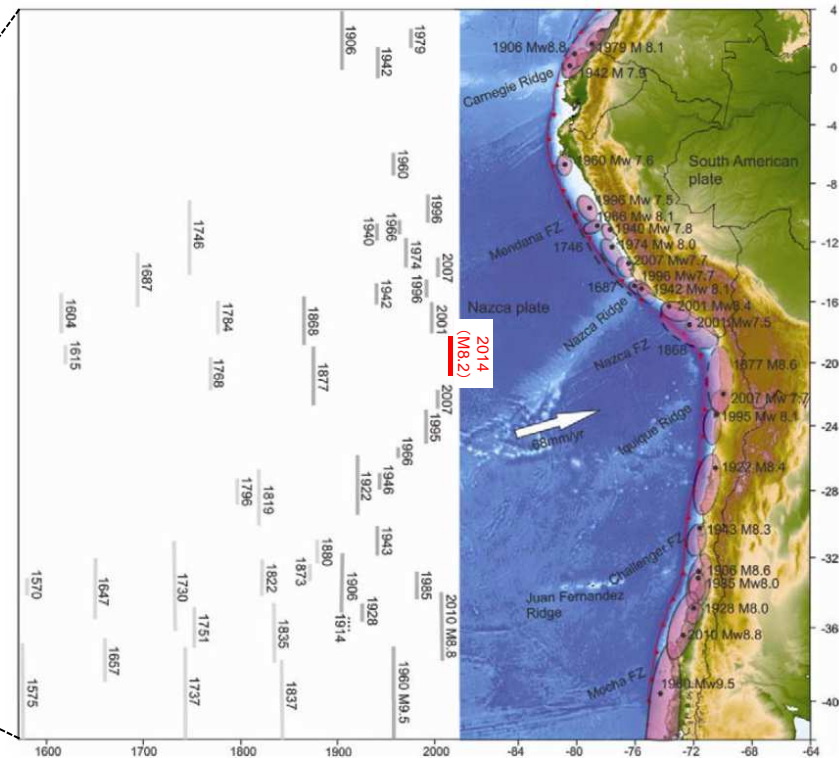


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

チリ～ペルー沖における地震発生履歴
(Rajendran(2013))に一部加筆)

以上から, 世界のM9クラスの巨大地震はそれぞれ限定的な領域で発生しており, 各固着域で蓄積する歪みの量は, 宮城県沖と同様に限度があると考えられる。

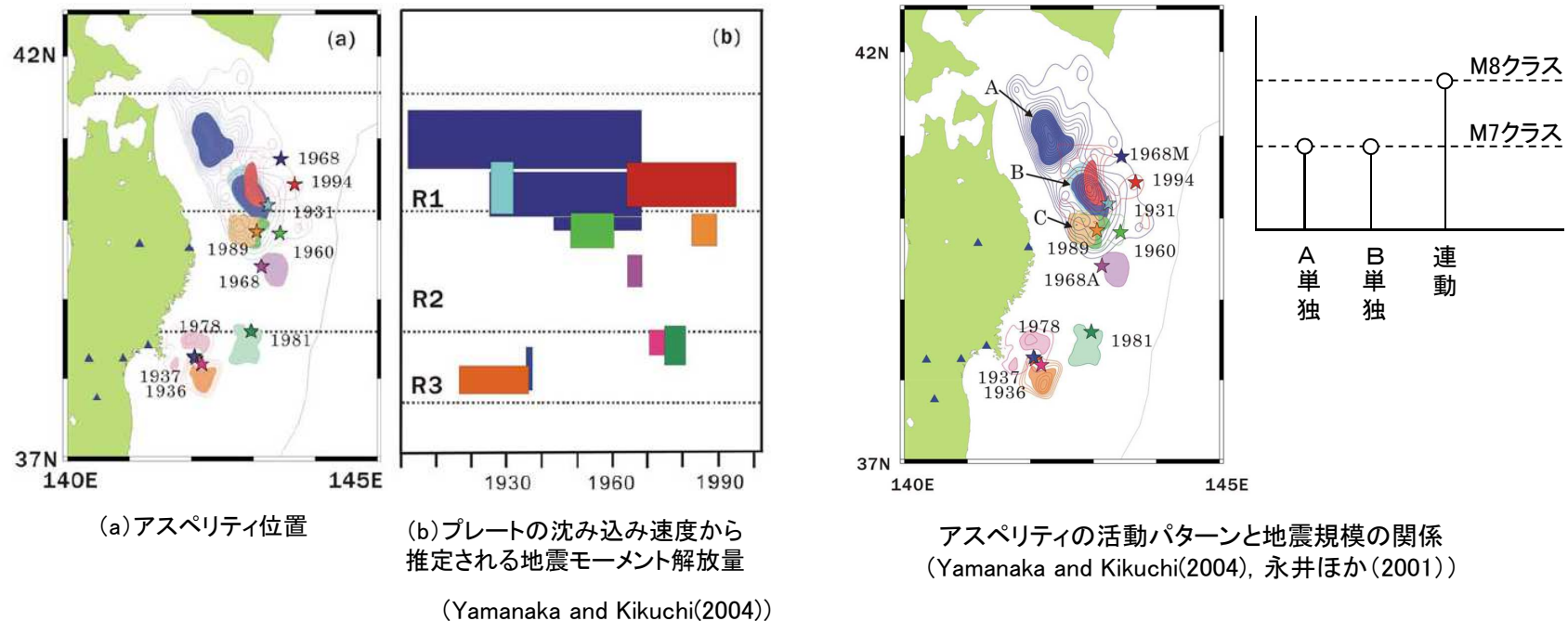
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 青森県東方沖及び岩手県沖北部

■ 固着度に関する検討

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部では、平均発生間隔約97.0年で繰り返しM8クラスの地震が発生している(1677年, 1763年, 1856年, 1968年)(地震調査研究推進本部(2019))。
- Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001)は、アスペリティ分布の解析から、青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ(右図:AとB)のうち、1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ(右図:B)のカップリング率はほぼ100%であるとしている。また、個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震(=1994年)を、連動するとM8クラスの地震(=1968年)を引き起こすとしている。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、上記知見を引用し、3.11地震が青森県東方沖及び岩手県沖北部の手前で破壊が止まったのは、この領域では過去の大地震で歪みをほとんど解放してしまったためと考えれば説明可能としている。



以上から、M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着度と比較して、青森県東方沖及び岩手県沖北部の固着度は小さいと考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 青森県東方沖及び岩手県沖北部

■すべり量に関する検討: 地震学的・測地学的見地

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部で繰り返し発生するM8クラスの地震の平均発生間隔(A)・既往地震のすべり量(B)の関係と、プレートの沈み込み速度・カップリング係数から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)を比較した結果、両者には調和的な関係がある。

【平均発生間隔(A)】

- 約97.0年

青森県東方沖及び岩手県沖北部の繰り返し発生するプレート間地震の発生間隔等(地震調査研究推進本部(2019))

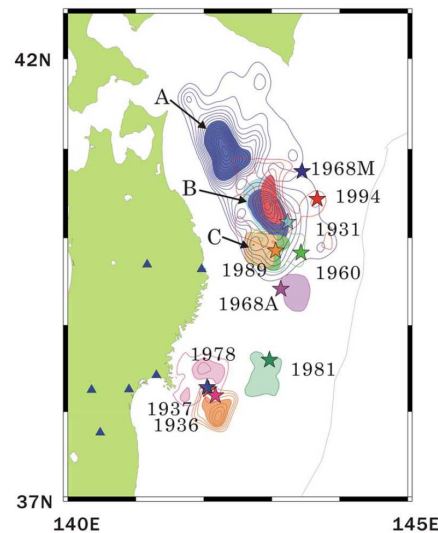
表3-2 青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	震源域は、1968年十勝沖地震についてのアスペリティモデル(永井・他, 2001)、過去のほかの震源モデル、余震分布等を参照して、総合的に判断した。
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは、約60km以浅。	
(4)震源断層面上における平均的なすべりの向き	約N112° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するすべりの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5)発生間隔等	平均発生間隔 97.0年 (BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.11) 最新発生時期(1968年5月16日)から2019年1月1日現在までの経過時間 約50.6年	1677年・1763年・1856年・1968年に当該領域において発生した、津波被害を伴った地震について、平均発生間隔を算術平均で求めた。

【1968年十勝沖地震のすべり量(B)】

各アスペリティのすべり量(永井ほか(2001))

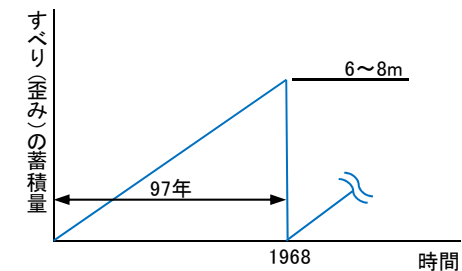
- アスペリティA: 9.3m
- アスペリティB: 6.5m※



アスペリティ位置
(Yamanaka and Kikuchi(2004))

【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

- プレートの沈み込み速度: 6.2-8.1cm/年 (McCaffrey(2008))
- カップリング係数: 1.0(地震学的) (Yamanaka and Kikuchi(2004))
- すべり(歪み)の蓄積量: ①(6.2-8.1cm/年) × 97年 × ②(=1) = 6~8m



※:アスペリティBは、1968年十勝沖地震以外の地震でもすべりを生じることからアスペリティAと比較して、すべり量が小さい。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

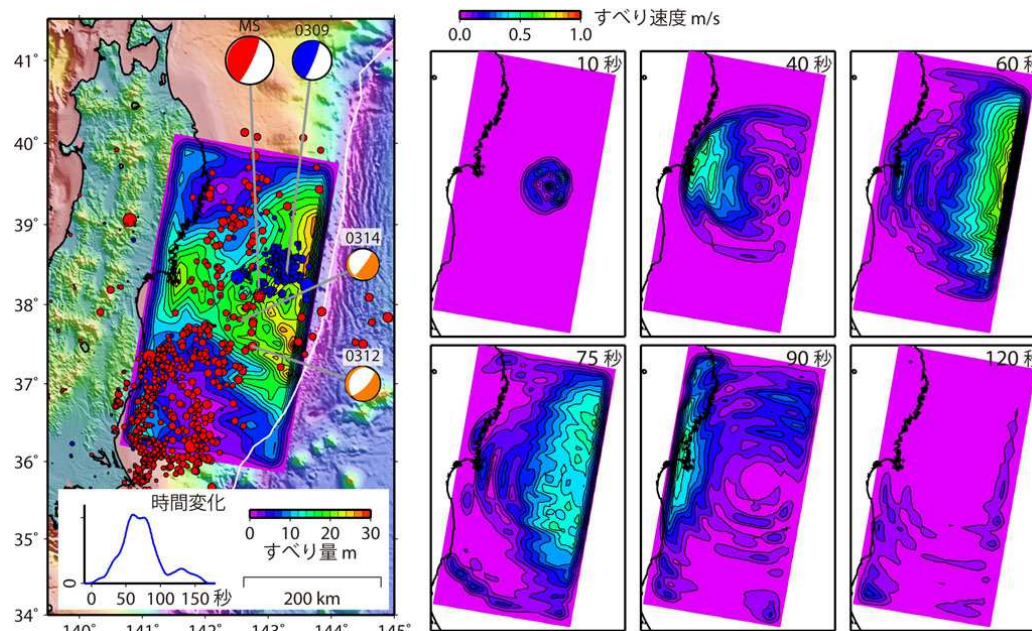
2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 青森県東方沖及び岩手県沖北部

- 1968年十勝沖地震に伴うすべり量を上回るすべりが生じる可能性について, 3.11地震時に見られた宮城県沖のすべり様式に関する知見のうちダイナミックオーバーシュート(動的過剰すべり) (Ide et al.(2011) 他)の観点から検証した。

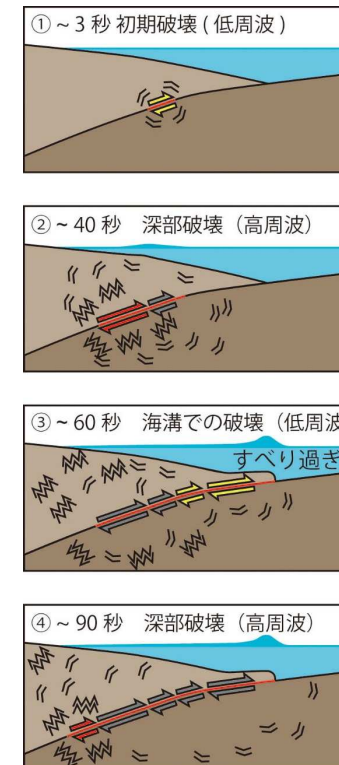
【ダイナミックオーバーシュート(動的過剰すべり)】

- Ide et al.(2011)は, 3.11地震の地震波の解析に基づき, 以下の見解を示している。
 - ✓ 3.11地震は, ①浅部の比較的静かなすべり, ②深部における高周波を放射する破壊の2つの破壊モードからなる。
 - ✓ このうち, ①のすべりは地震以前に蓄えられていたひずみを解放するだけではなく, さらにすべり過ぎたことが, 地震直後に陸側プレート内で正断層地震が発生したことから推定される。これがダイナミックオーバーシュート(動的過剰すべり)と呼ばれる現象である。
 - ✓ 浅部のダイナミックオーバーシュートは, それに先立つ深部のエネルギー的な破壊により励起された。深部側の破壊が存在しなければ, 巨大な津波は発生しなかった。



(左図)コンター: 総すべり量の分布, 0309: 前震(Mw7.3)のメカニズム, MS: 本震のメカニズム, 0312及び0314: 余震(それぞれMw6.5, Mw6.1)のメカニズム, 青点: 前震の震央, 赤点: 余震の震央, グラフ: 地震モーメントの放出速度の推移
(右図)すべり速度分布のスナップショット

(Ide et al.(2011))



時間毎の破壊過程の模式図(井出(2011))

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 青森県東方沖及び岩手県沖北部

■ すべり量に関する検討結果の検証: ダイナミックオーバーシュート

- 3.11地震で大きなすべりを生じた要因について、長谷川(2015)は、「①プレート境界最浅部は剛性率が小さい付加体であり、この付加体の幅は宮城県沖が最も狭いととも(Tsuru et al.(2002)), ②海底地震計による余震分布(Obana et al.(2013), 下図)等から、海溝軸から陸側に少なくとも30~35km程度までは固着は強くないと考えられる。したがって、宮城県沖の大きなすべりは、本震による断層面での食い違いに伴う弾性的な静的応答のみでなく、その他の非弾性的な応答や動的応答も含まれたものであることを示唆する。」としている。
- また、文部科学省(2014)は、「3.11地震の際に大きく滑った海溝軸近傍のプレート境界で、本震の前後ともに小地震の活動が見られないことは、そこで自発的な震源核形成が起こらないことを示唆する。」としている。

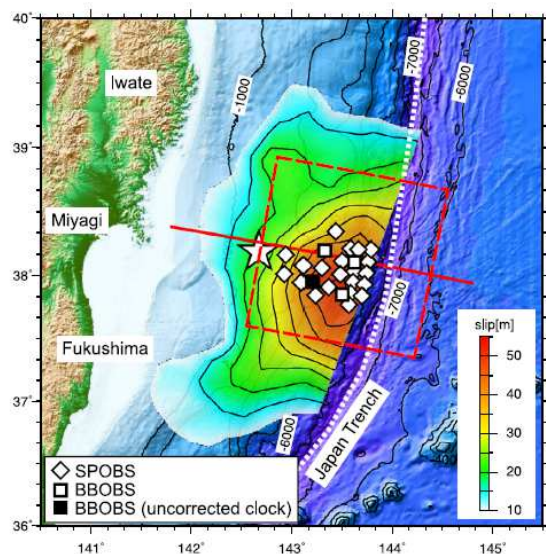


Fig. 1. Bathymetric map showing the locations of ocean bottom seismographs (OBS) used in this study and total slip distribution larger than 10 m of the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Yagi and Fukahata, 2011). The star is the initial rupture location of the Tohoku-Oki earthquake (Chu et al., 2011). The open diamonds and the open squares are the location of short-period OBS (SPOBS) and broad-band OBS (BBOBS), respectively, used in this work. The BBOBS with uncorrected clock is indicated by the solid square. The red dashed rectangle indicates the grid-search area for the hypocenter locations. The red solid line is the survey line for the crustal structure (Ito et al., 2005; Kodaira et al., 2012) and the differential topography (Fujiwara et al., 2011). The dotted line indicates the axis of the Japan Trench.

海底地震計の設置位置と3.11地震のすべり分布
(Obana et al.(2013))

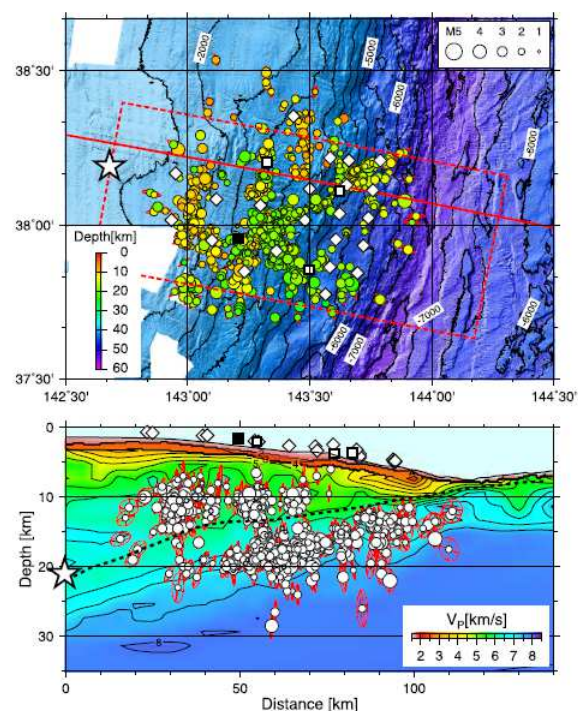


Fig. 2. Hypocenters and error ellipsoids of the earthquakes. Earthquakes within the red dotted rectangle on the map were projected onto the P-wave velocity model used for locating earthquakes (Ito et al., 2005). The top of the oceanic crust is indicated by the dotted line on the cross section. Symbols are the same as Fig. 1.

3.11地震の余震分布とP波速度構造の関係
(Obana et al.(2013))

以上から、3.11地震の大きなすべりは、①付加体の幅、②プレート境界深部の固着の程度と関係していると考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 青森県東方沖及び岩手県沖北部

■すべり量に関する検討結果の検証: ①付加体の幅とすべり量の関係

- Kozdon and Dunham(2013)は, 3.11地震ではプレート境界浅部でもすべりが発生したことに着目し, 地震探査で得られた宮城県沖の地震波速度構造を模した沈み込みプレート境界モデルを用いた2次元動的破壊シミュレーションを実施した。付加体の幅の違いがプレート境界浅部のすべり量に与える影響を検討しており, 付加体の幅が小さいほどプレート境界浅部のすべり量が増大する傾向があるとしている。
- Tsuru et al.(2002)は日本海溝の沈み込み帯におけるマルチチャンネル反射法地震探査結果から, 青森県東方沖及び岩手県沖北部の付加体(P波速度: 3~4km/s以下の領域)の幅は宮城県沖よりも広いとしている。
- 以上より, 青森県東方沖及び岩手県沖北部においてダイナミックオーバーシュートが発生したとしても, そのすべり量は3.11地震のすべり量よりも小さいと考えられる。

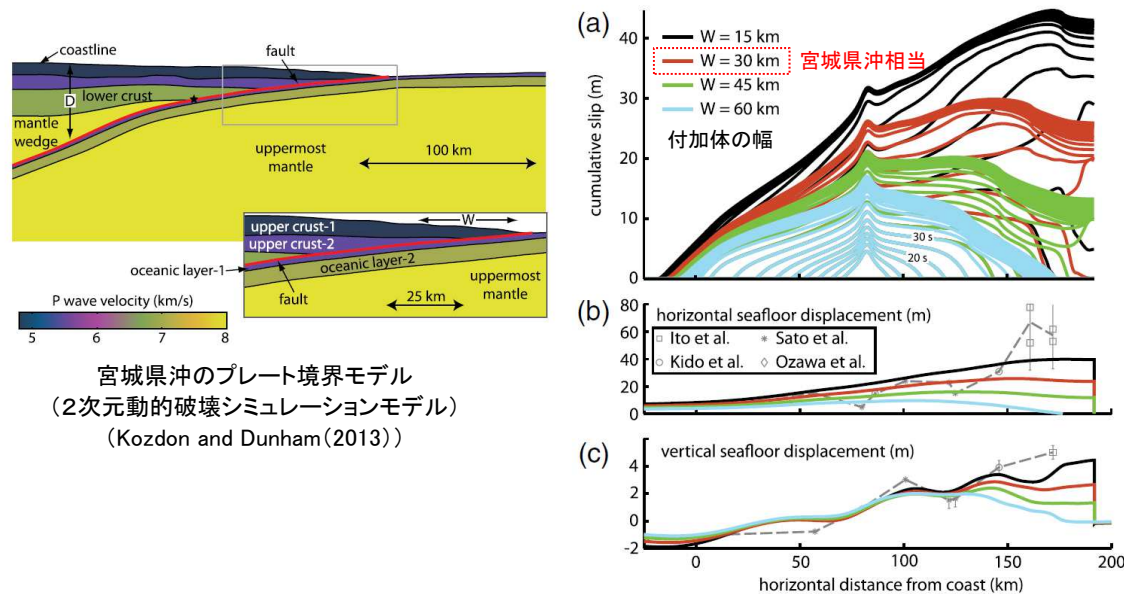


Figure 11. (a) Influence of horizontal extent W of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress $\bar{\sigma}_{max} = 40$ MPa and seismogenic depth $D = 45$ km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared with various observations (dashed line). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

動的破壊シミュレーションによる付加体の幅と断層すべり量, 水平・上下変位の関係
(Kozdon and Dunham(2013))に一部加筆

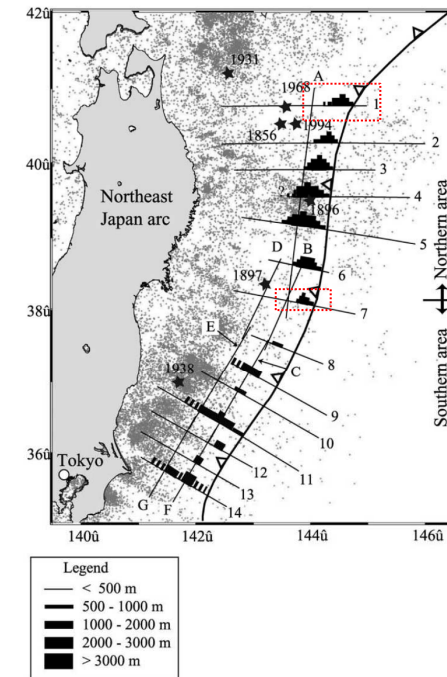


Figure 17. Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog.

日本海溝沿いにおける付加体(低速度堆積物)の分布
(Tsuru et al.(2002))に一部加筆

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 青森県東方沖及び岩手県沖北部

■すべり量に関する検討結果の検証: ②プレート境界深部の固着の程度

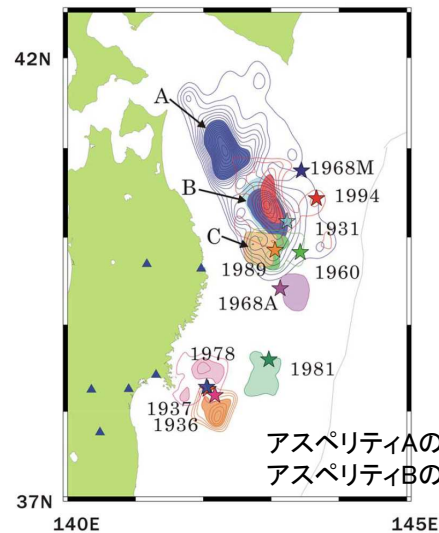
- 地震学的見地から、青森県東方沖及び岩手県沖北部の固着の程度は宮城県沖と比較して小さく、3.11地震と同規模のすべりを発生させる固着域ではないと考えられるが、定量的に確認するため、スーパーサイクルの概念から算定される歪みの蓄積年数と国内外で発生している巨大地震の平均発生間隔を比較した。
- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の各アスペリティ(左下図:A, B)について、プレートの沈み込み速度、すべり量及び平均発生間隔から算定されるすべり欠損を用いて、3.11地震のすべり量30~50mを生じるために必要な歪みの蓄積年数を算定すると、アスペリティAについてはすべり欠損がほぼ無く、アスペリティBについては約2100~3500年と非常に長いことから、約97.0年間隔で繰り返し発生する青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震でほぼ歪みを解放する領域と考えられる。
- 以上から、3.11地震と同規模のすべりを生じる可能性は低いと考えられる。

【3.11地震と同規模のすべりを生じるための歪みの蓄積年数の算定】

アスペリティ	すべり欠損※1 S(cm/年)	3.11地震の すべり量(m)	すべりに必要な 歪みの蓄積年数 D/S(年)
A	0	30~50m	—
B	1.4		2140~3570

【国内外で発生している巨大地震の平均発生間隔】

	既往地震	平均発生間隔
日本海溝	3.11地震	約600年
チリ	1960年	約300年
カムチャッカ	1952年	約100~400年
スマトラ	2004年	約400~500年
カスケード	1700年	約500年
アラスカ・アリューシャン	1964年	約600~1000年



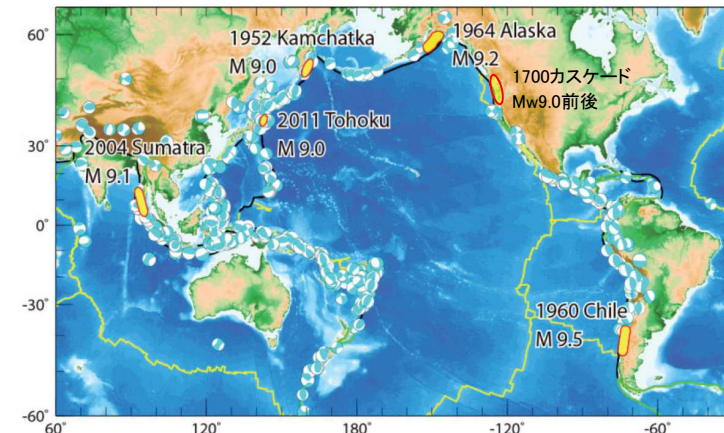
アスペリティ位置
(Yamanaka and Kikuchi(2004))

※1: すべり欠損の算定

すべり欠損(S) = プレートの沈み込み速度
- (すべり量/平均発生間隔)

- ✓ プレートの沈み込み速度: 8.1 (cm/年) (McCaffrey(2008))
- ✓ すべり量(永井ほか(2001)):
アスペリティA: 930cm
アスペリティB: 650cm
- ✓ 平均発生間隔: 97(年)(地震調査研究推進本部(2019))

※2: アスペリティBは、1968年十勝沖地震以外の地震でもすべりを生じることから、アスペリティAと比較して、すべり量が小さい。



(佐竹(2013)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 青森県東方沖及び岩手県沖北部

■すべり量に関する検討結果の検証:まとめ

- 1968年十勝沖地震に伴うすべり量を上回るすべりが生じる可能性について, 3.11地震時に見られた宮城県沖のすべり様式に関する知見のうちダイナミックオーバーシュートの観点から検証した。
- 検討の結果, 1968年十勝沖地震に伴うすべり量を上回るすべりが生じる可能性は低く, 同地震に伴うすべり量を最大規模と評価することが妥当であることを確認した。

検討結果の概要

3.11地震の大きなすべりの要因	青森県東方沖及び岩手県沖北部
付加体の幅	宮城県沖と比較して付加体の幅が広く, 仮に深部のすべりを起因とするダイナミックオーバーシュートが発生したとしても, そのすべり量は3.11地震のすべり量よりも小さいと考えられる。
プレート境界深部の固着の程度	国内外で発生した巨大地震の平均発生間隔から, 3.11地震と同規模のすべり(30m~50m)を生じるための歪みは蓄積できない(青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震でほぼ歪みは解放する)。

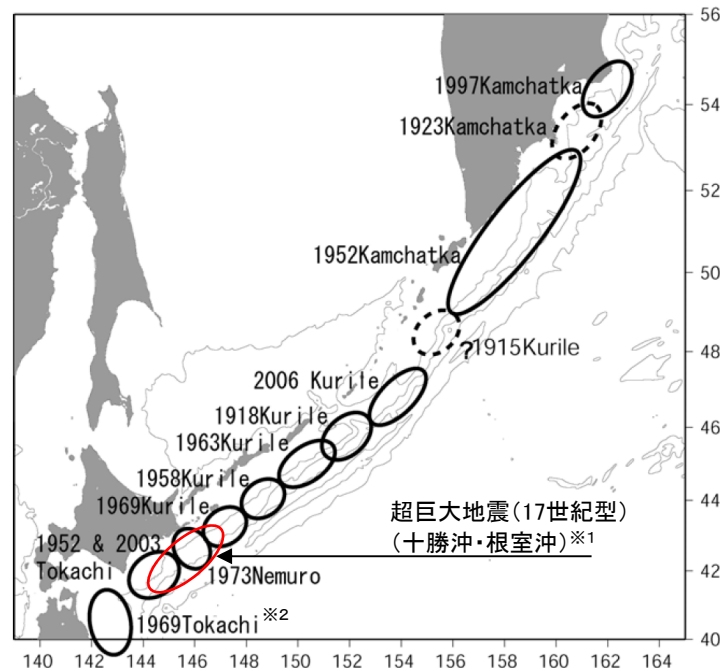
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

■ 既往地震の震源域(1)

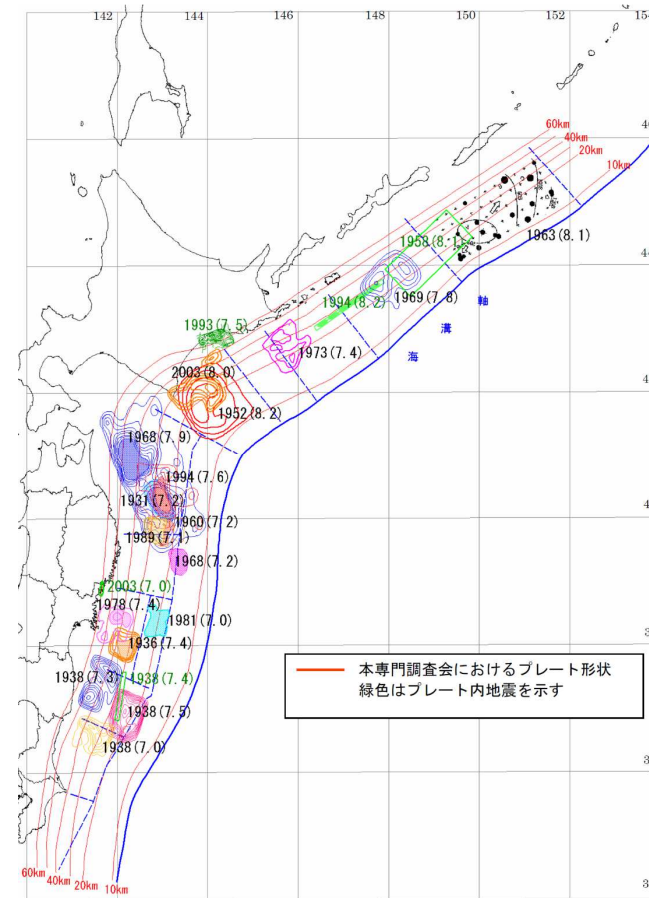
- 千島海溝沿いでは、ほぼ空白域無くM8クラス以上の地震が発生している(文部科学省(2007))。
- 日本海溝・千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)のアスペリティ分布を右下図に示す(内閣府中央防災会議(2006))。



千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域
(文部科学省(2007)に一部加筆)

※1: 地震調査研究推進本部(2017a)で示されている17世紀の地震の震源域を基に記載。

※2: 1968年Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。



日本海溝・千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)のアスペリティ分布
(内閣府中央防災会議(2006))

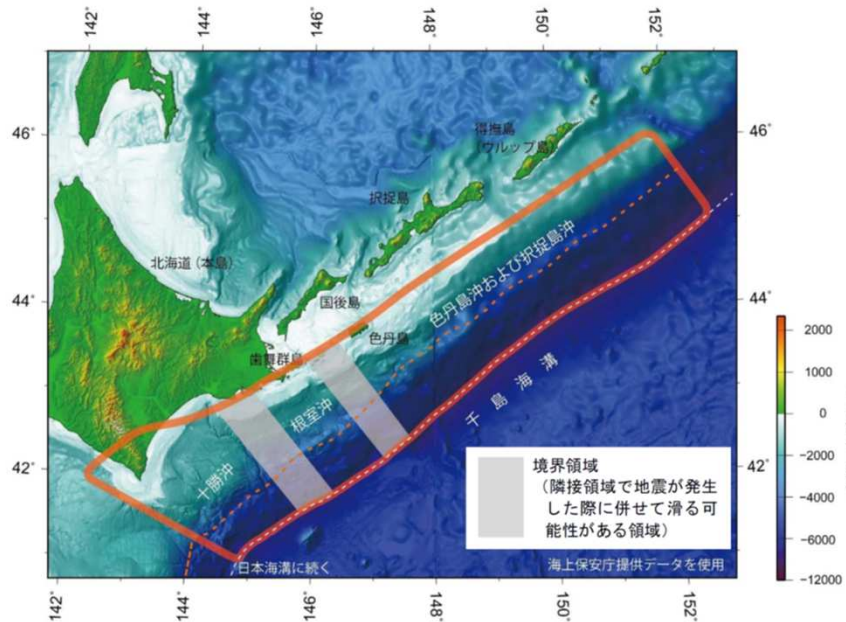
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

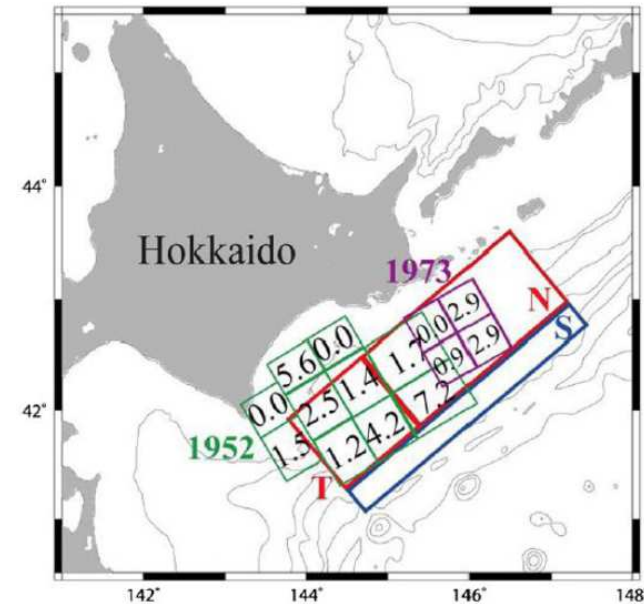
2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

■ 既往地震の震源域(2)

- 地震調査研究推進本部(2017a)では, 千島海溝沿いのうち十勝沖・根室沖・色丹島沖・択捉島沖の地震について, 歴史資料, 観測記録, 津波堆積物調査結果を踏まえ, 各領域でM8程度のプレート間地震が繰り返し発生し, それらの平均発生間隔を下表のとおり整理している。



千島海溝沿いの評価対象領域(地震調査研究推進本部(2017a))



超巨大地震(17世紀型)の震源域(Ioki and Tanioka(2016))

千島海溝沿いの地震の平均発生間隔

地震の発生領域及び様式	平均発生間隔
十勝沖	80.3年
根室沖	65.1年
色丹島沖及び択捉島沖	35.5年
超巨大地震(17世紀型)※	約340~380年

※: 超巨大地震(17世紀型)の発生領域について, 地震調査研究推進本部(2017a)では, 「根室沖を含む領域で発生した可能性がある」とし, 具体的な発生領域については明記されていないが, Ioki and Tanioka(2016)では, 十勝沖~根室沖を超巨大地震(17世紀型)の震源域と推定している。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

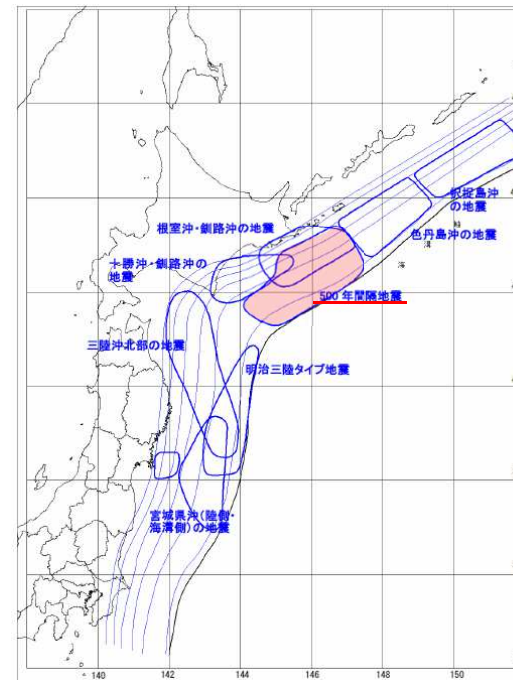
2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

■固着度に関する検討: 地震学的・地質学的見地

- 千島海溝沿いのうち十勝沖から根室沖の領域については、津波堆積物調査から巨大津波が発生していることが確認されており、最新の事例としては17世紀に発生している。これ以外にも、過去6500年の間に10数回の発生が確認されている。
- 文部科学省(2013a)では、最新の津波堆積物調査結果(調査地点: 浦幌, キナシベツ, 音別, 厚岸, 根室, 根室海峡沿岸の別海)を踏まえた17世紀に発生した巨大地震の断層モデルの再検討を行い、波源域を十勝沖～根室沖、地震規模をMw8.8と評価している。

十勝地域の津波			根室地域の津波		
	発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔 (年)		発生時期 (cal.B.P.)	
津波1	17世紀初頭		津波1		
津波2	12～13世紀	400～500	津波2		
津波3	9世紀	300～400	津波3		
津波4	1630-(4世紀?)	500	津波4	1430+	
津波5	AD/BC?	(300+)	津波5	?	
津波6	2590-	(500+)	津波6	1930+	
津波7	2870～2920	300+	津波7, 8	?	
津波8	3220～3460	400+	津波9	2440+	
津波9	3690～3720	400	津波10		
津波10	4200+	500+	津波11		
津波11	4580	300～350	津波12		
津波12	4860+	300	津波13		
津波13	5000-	100	津波14		
津波14	5640+	>600	津波15		
津波15	6370-	600	津波16		
			津波17		
			津波18		

北海道太平洋岸の津波堆積物
に基づく巨大津波の履歴



津波を発生させる断層領域の
模式図

内閣府中央防災会議(2006)の評価
(内閣府中央防災会議(2006)に一部加筆)

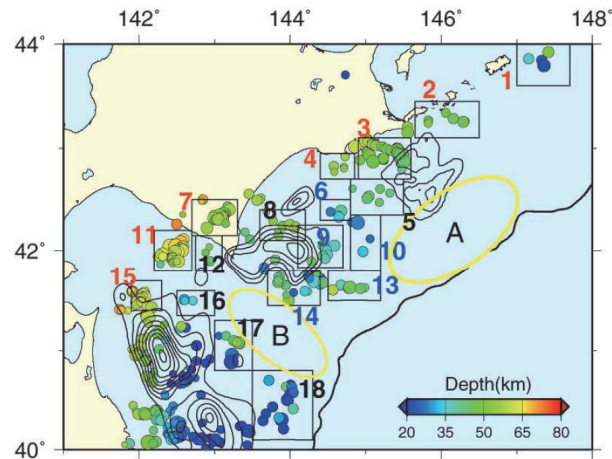
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

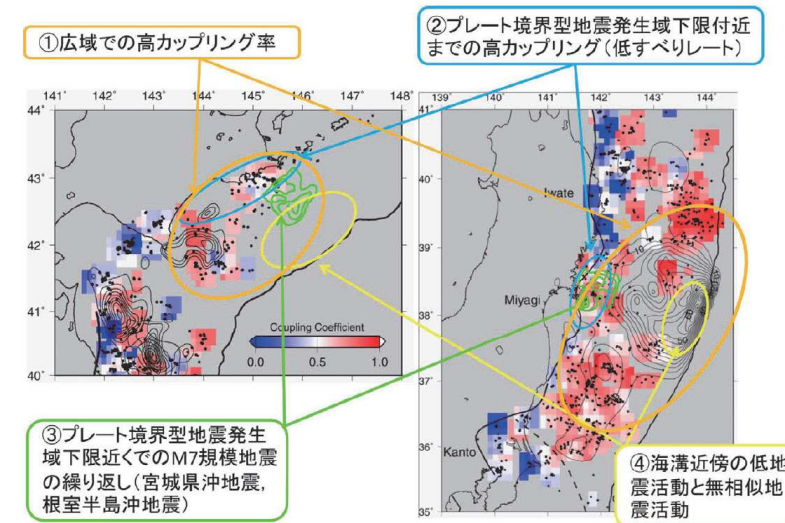
■固着度に関する検討: 地震学的見地

- 東北大学(2012)は、小繰り返し地震(相似地震)の活動及びそれから推定されるプレート間地震すべりについて、3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴との類似性から、十勝沖・根室沖で巨大地震が発生する可能性があるとしている。
- また、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の低地震活動(下図: 第1図空白域B)は、プレートの折れ曲がり影響している可能性も考えられるとしている。



第1図. 北海道南東沖の小繰り返し地震グループの分布(丸印). 丸の色はグループの地震の平均の深さを示す. コンターはYamanaka and Kikuchi (2004)⁹⁾によるM7以上の地震のすべり量分布. 矩形は第3図で平均の積算すべりを推定した領域を示す. 黄色楕円は繰り返し地震活動が低い場所.

東北大学(2012)



第2図. 北海道南東沖(左)および東北地方東方沖(右)の繰り返し地震分布(黒丸)およびそれにより推定したプレート間カップリング率(カラー)の比較. カップリング率は $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ のグリッドごとに、3つ以上の小繰り返し地震グループが存在する場所について推定した. 緑および黒のコンターはM7以上の地震のすべり量分布(Yamanaka and Kikuchi, 2004⁹⁾; Iinuma et al., 2012⁷⁾). 関東地方の沖の破線は、フィリピン海プレートの北東限(Uchida et al., 2009⁸⁾).

東北大学(2012)

【宮城県沖における特徴】

- 特徴①: 大すべり域を中心とする広域で高いカップリング率が推定される。
- 特徴②: プレート境界型地震の発生域下限付近まで高カップリング領域が存在。
- 特徴③: プレート境界型地震の発生下限付近でのM7クラスの地震(の繰り返し)が存在。
- 特徴④: 海溝近傍の低地震活動と低繰り返し地震活動。

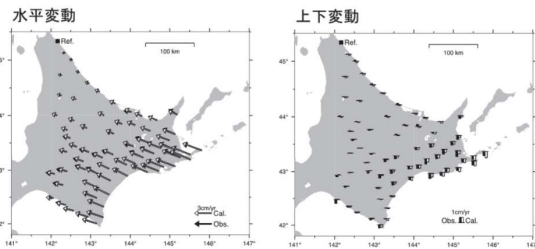
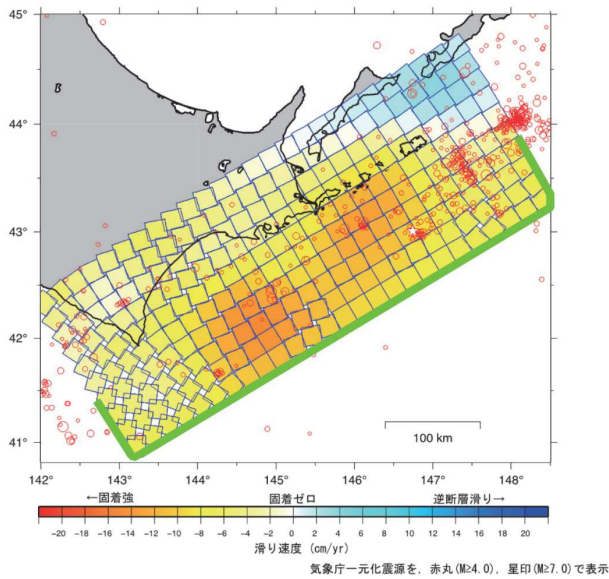
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

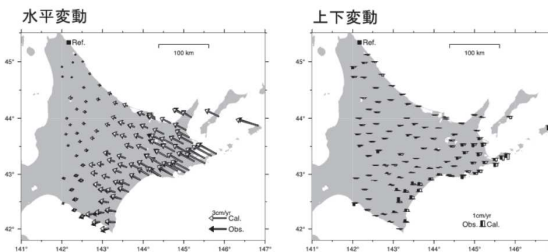
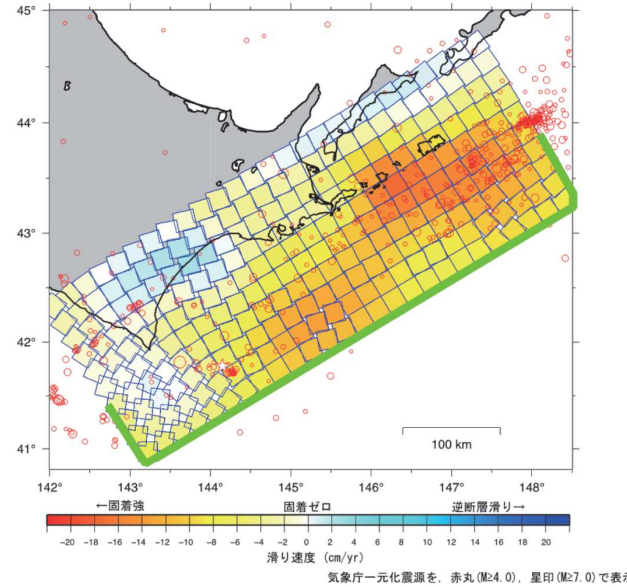
2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

■ 固着度に関する検討: 測地学的見地

- 国土地理院(2012)は、1999年9月から2003年8月までと2007年3月から2011年2月までのすべり欠損速度分布から、両期間で、釧路沖の海溝寄りと根室沖の陸寄りに強い固着領域が推定され、その広がりから巨大地震の潜在的発生可能性を有する地域とすることができるとしている。



第2図 1999年9月から2003年8月までの平均的なすべり欠損速度分布。
Fig. 2 Distribution of slip-deficit rate from September, 1999 to August, 2003.



第3図 2007年3月から2011年2月までの平均的なすべり欠損速度分布。
Fig. 3 Distribution of slip-deficit rate from March, 2007 to February, 2011.

国土地理院(2012)

以上から、十勝沖・根室沖の固着度は、M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖と同程度と考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

■すべり量に関する検討: 地震学的・測地学的見地

- 「超巨大地震(17世紀型)」の発生間隔(A)・地震のすべり量(B)の関係と, プレートの沈み込み速度・カップリング係数から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)を比較した結果, 両者には調和的な関係がある。

【発生間隔(A)】

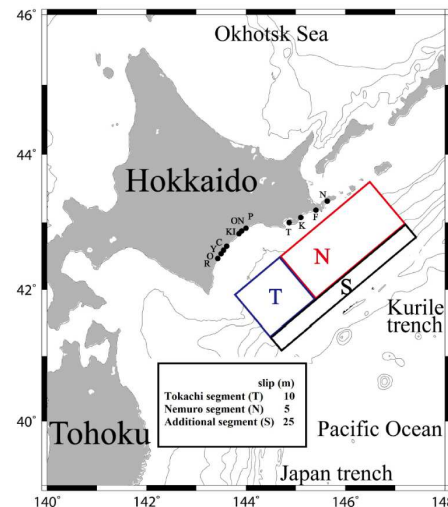
- 12～13世紀の発生から400～500年

十勝地域の津波		根室地域の津波	
発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔 (年)	発生時期 (cal.B.P.)	発生時期 (cal.B.P.)
津波1	17世紀初頭	400～500	津波1
津波2	12～13世紀	300～400	津波2
津波3	9世紀	500	津波3
津波4	1630-(4世紀?)	1430+	津波4
津波5	AD/BC?	?	津波5
津波6	2590-	500+	津波6
津波7	2870～2920	300+	津波7, 8
津波8	3220～3460	400+	津波9
津波9	3690～3720	300+	津波10
津波10	4200+	400+	津波11
津波11	4580	300～350	津波12
津波12	4860+	300	津波13
津波13	5000-	500+	津波14
津波14	5640+	300～350	津波15
津波15	6370-	4200+	津波16
		4580	津波17
		4860+	津波18
		5000-	
		5640+	
		6370-	

(内閣府中央防災会議(2006))

【17世紀初頭の地震のすべり量分布(B)】

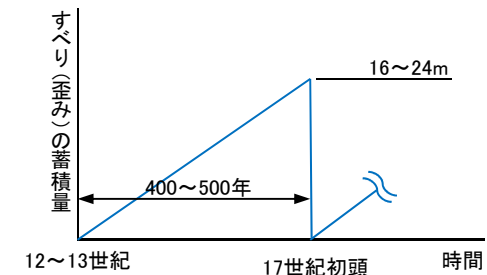
- 最大すべり量25m



(文部科学省(2013a))

【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

- ①プレートの沈み込み速度: 6.9-8.2cm/年 (McCaffrey(2008))
- ②カップリング係数: 0.59 (地震学的) (Scholz and Campos(2012))
- ③すべり(歪み)の蓄積量: ①(6.9-8.2cm/年) × 400～500年 × ②(=0.59) = 16～24m



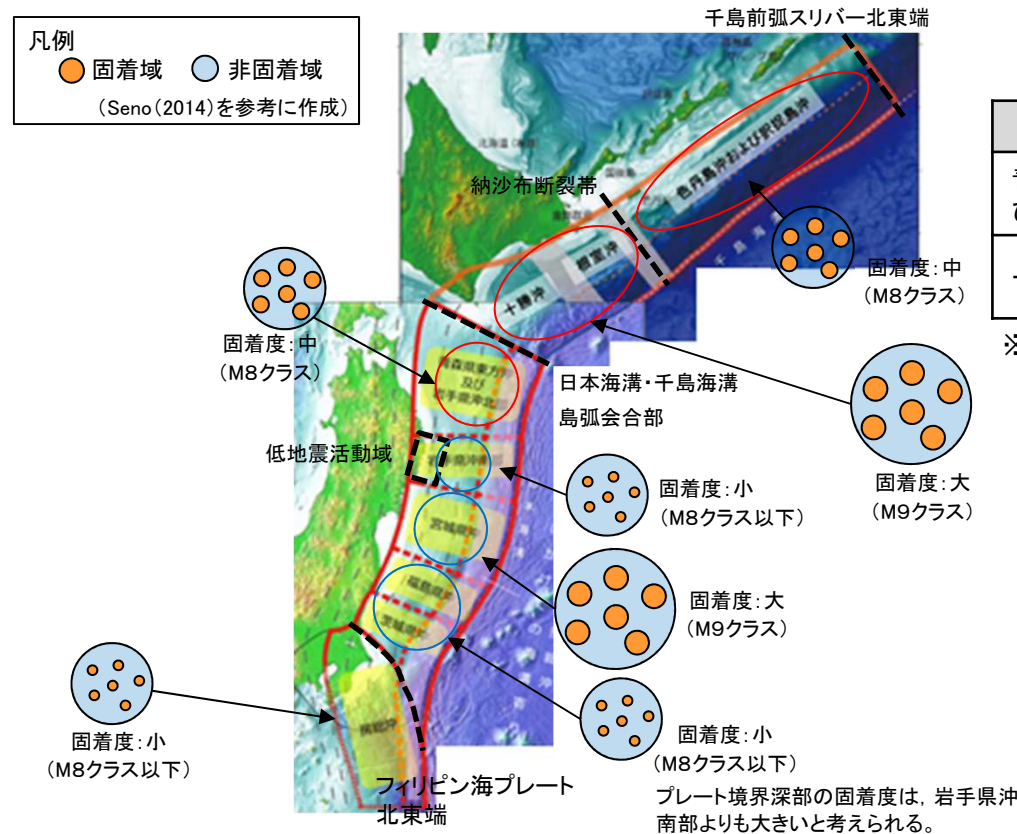
以上から, 十勝沖・根室沖の固着域で蓄積する歪みの量は, 国内外で発生しているM9クラスの巨大地震と同様に限度があると考えられ, 「超巨大地震(17世紀型)」のうち17世紀初頭の地震に伴うすべり量は最大規模と評価される。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.2 固着域, すべり量に関する検討:まとめ

- 国内外で発生しているM9クラスの巨大地震に関する地震学的・地質学的・測地学的知見を参考に検討した青森県東方沖及び岩手県沖北部, 千島海溝沿いにおける固着域, 最大すべり量に関する評価結果を以下に示す。



各領域における固着度に関する検討結果
(地震調査研究推進本部 (2017a, 2019) に一部加筆)

最大すべり量に関する検討結果

領域	最大すべり量	発生間隔
青森県東方沖及び岩手県沖北部	1968年十勝沖地震に伴うすべり量(6~10m)	約97.0年
十勝沖・根室沖	17世紀の地震に伴うすべり量(25m)	約400~500年※

※: 前回(12~13世紀)発生からの間隔

(参考)国内外で発生したM9クラスの地震のすべり量

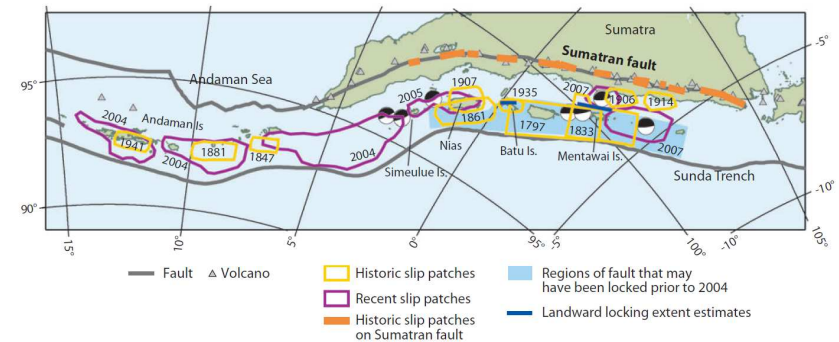
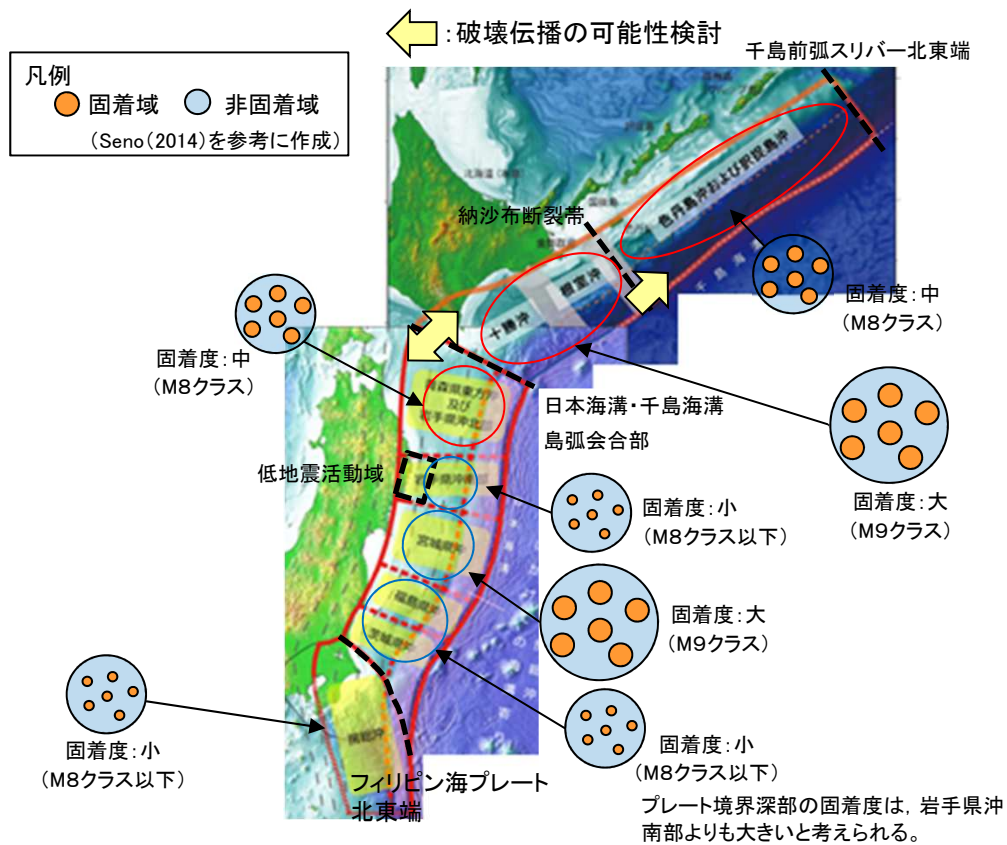
	既往地震	すべり量
日本海溝沿い	3.11地震	約50m
チリ	1960年	25~30m
カムチャッカ	1952年	11.4m
スマトラ	2004年	23m
カスケード	1700年	19m
アラスカ・アリユージャン	1964年	22m

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.3 破壊伝播に関する検討: 検討方針

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部, 十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が, 構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぎ, 隣接するセグメントまで伝播する可能性について, ①断層セグメント間の相互作用に関する検討, ②2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式*を踏まえた検討から評価する。
※:スマトラ島沖は, 千島海溝沿いと同様にほぼ空白域無く既往地震が発生している沈み込み帯であり, 2004年スマトラ～アンダマン地震は, スマトラを起点(震源)として隣接するセグメントへ破壊が伝播した巨大地震である。



スマトラ島沖における既往地震の発生領域
(McCaffrey (2009))

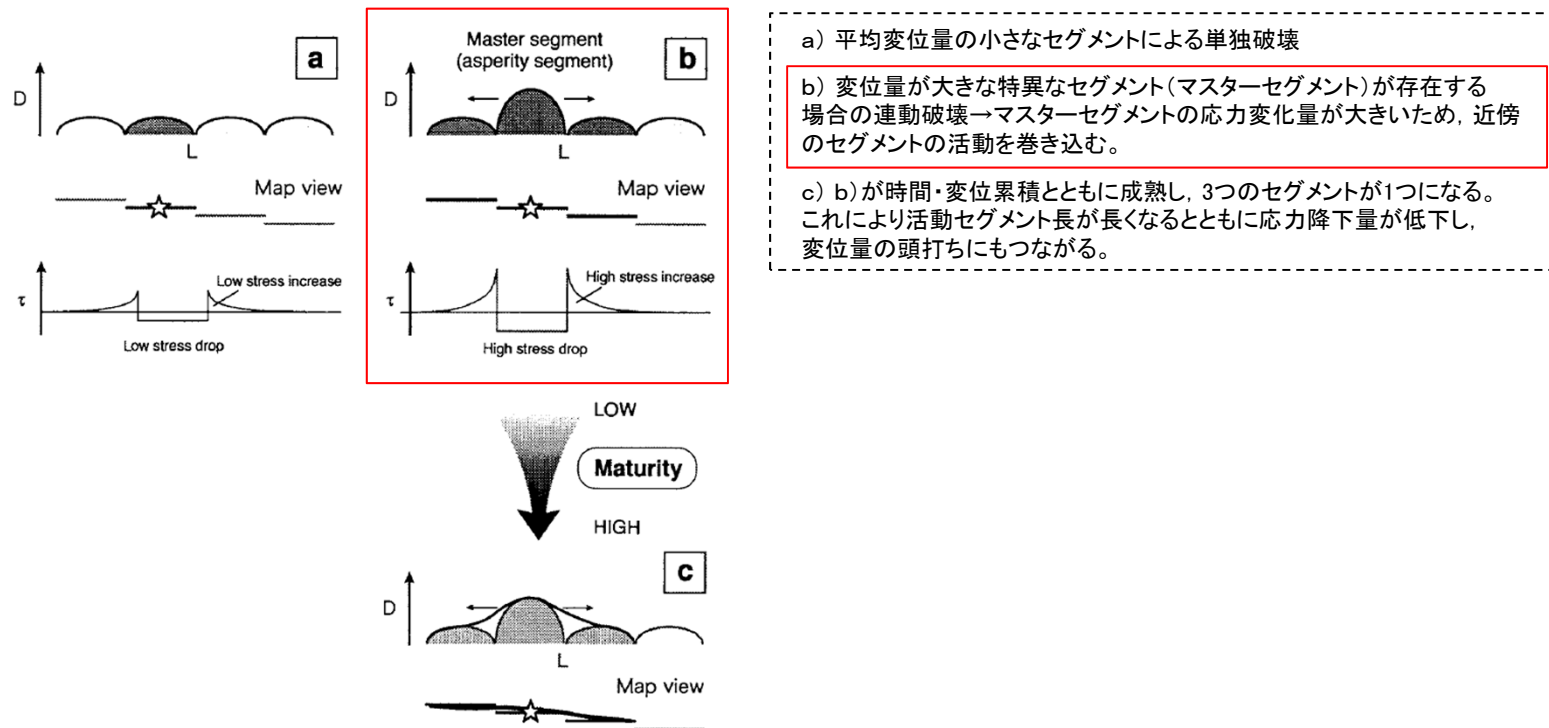
各領域における固着度に関する検討結果
(地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.3 破壊伝播に関する検討: 断層セグメント間の相互作用に関する検討

- 活断層の連動時における断層セグメント間の相互作用に関する知見(遠田(2004))を踏まえると、歪みを蓄積する量に限度がある青森県東方沖及び岩手県沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が、既往最大規模の地震よりもさらに応力を高め、構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぎ、隣接するセグメントまで伝播する(活動を巻き込む)可能性は低いと考えられる。



断層セグメント間の相互作用に関する模式図
(遠田(2004)に一部加筆)

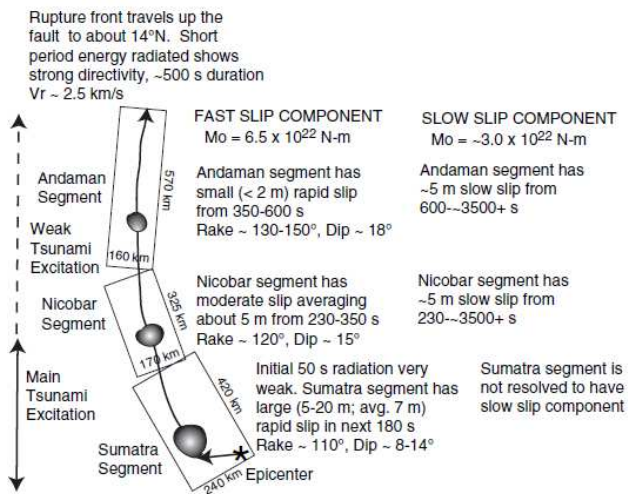
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

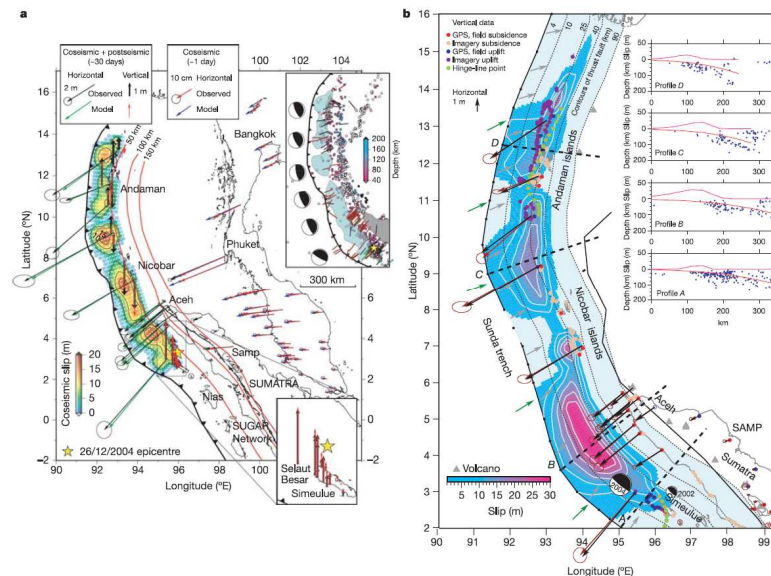
2.2.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■ 2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊現象

- 2004年スマトラ～アンダマン地震は、スマトラ島沖を震源としてアンダマン諸島沖へ約1300km破壊が伝播したMw9.1～9.3の巨大地震であり、そのメカニズム解は、低角の逆断層地震である(Lay et al.(2005))。
- なお、同地震のすべり分布は、震源となったスマトラが最も大きく、北へ行くにつれて小さくなるものの、震源域全体に亘ってすべりが生じており(Lay et al.(2005), Subarya et al.(2006)), 大きなすべりが生じた領域が限定的であった3.11地震と対照的である。



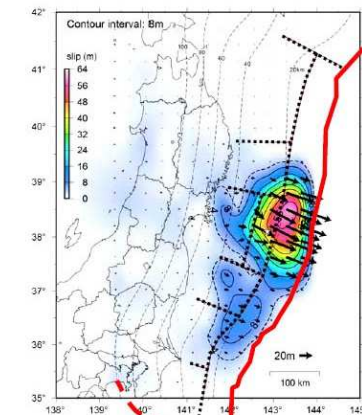
2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊過程
(Lay et al.(2005))



a. 地震すべり及び地震後1ヶ月の余効すべりによる測地データから算定されたすべり分布

b. 地震前後の地震すべりによる測地データから算定されたすべり分布

測地データから算定された2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布 (Subarya et al.(2006))



GPS+海底基準点 国土地理院・海上保安庁作成

GPSデータから算定された3.11地震のすべり分布 (地震調査研究推進本部(2012) に一部加筆)

M9クラスの巨大地震を発生させる固着域が存在する十勝沖・根室沖を起点(震源)として、千島海溝沿いに破壊伝播する可能性について(2004年スマトラ～アンダマン地震と同様の破壊現象が生じる可能性について)、①テクトニクス背景と破壊現象、②巨大地震の破壊様式の分類の観点から検討する。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■スマトラ島沖のテクトニクス背景と破壊領域の端部(南東端)の関係

- 2004年スマトラ～アンダマン地震の震源域は、約500年間隔で繰り返し巨大地震が発生しており、いずれの地震も震源域の南に位置する構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ破壊伝播は生じていない。

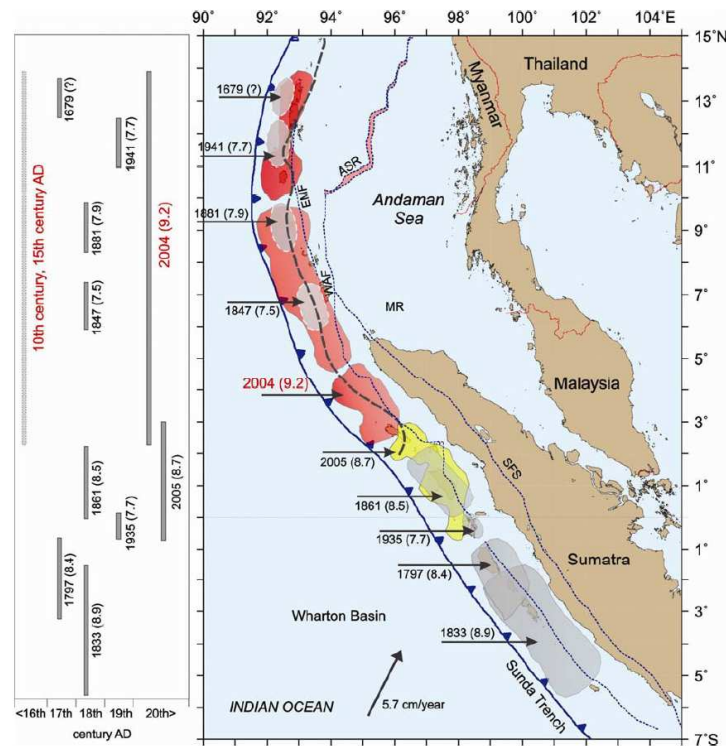


Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natawidjaja⁵³). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs 18, 53 and 55); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh *et al.*⁵⁷). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

スマトラ島～アンダマン諸島沖における過去の地震発生履歴
(Rajendran (2013))

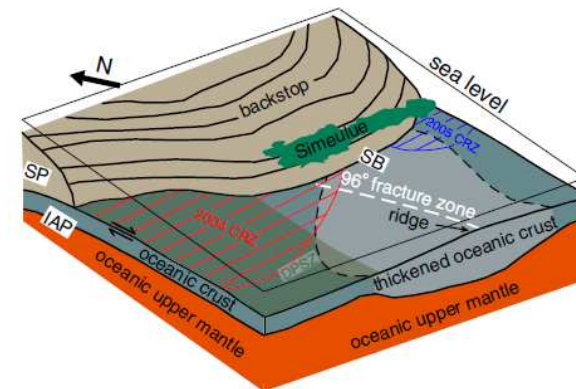


Figure 4. Cartoon illustrating the segmentation of the 2004–2005 megathrust rupture in the Sumatra subduction zone around Simeulue Island. The accretionary complex removed for simplicity. CRZ: coseismic rupture zone; SP: Sunda plate. Other labels same as in Figures 2 and 3.

2004年と2005年の地震の境界部における地下構造の模式図
(Tang *et al.*(2013))

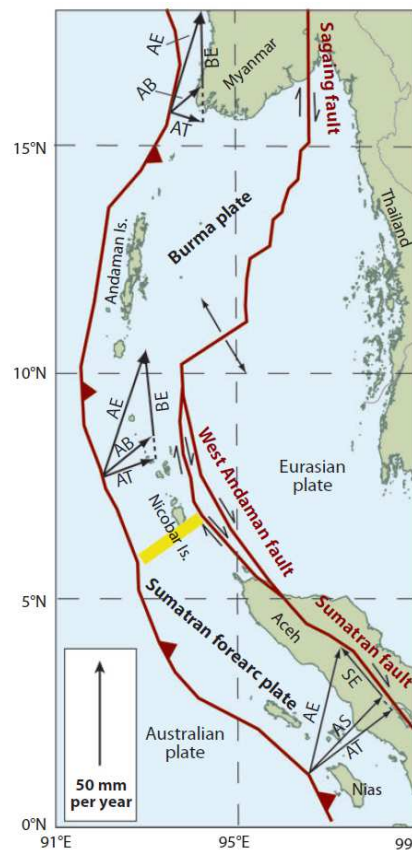
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

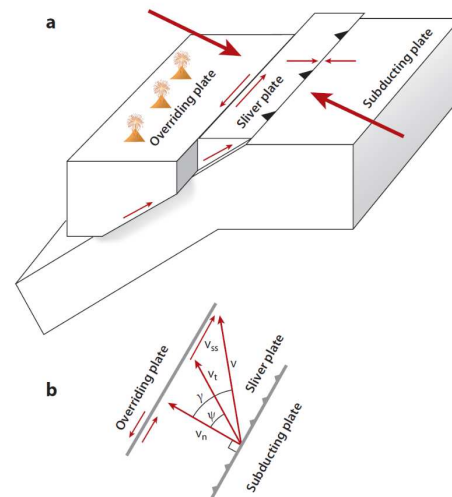
2.2.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■スマトラ島沖のテクトニクス背景と破壊伝播方向の関係

- スマトラ島～アンダマン諸島沖は、インド・オーストラリアプレートがユーラシアプレートに斜めに沈み込むことにより、スマトラマイクロプレート、ビルママイクロプレートが形成されており、2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊の伝播方向は、前弧スリバーの運動方向と一致している (McCaffrey (2009), Lay et al.(2005))。

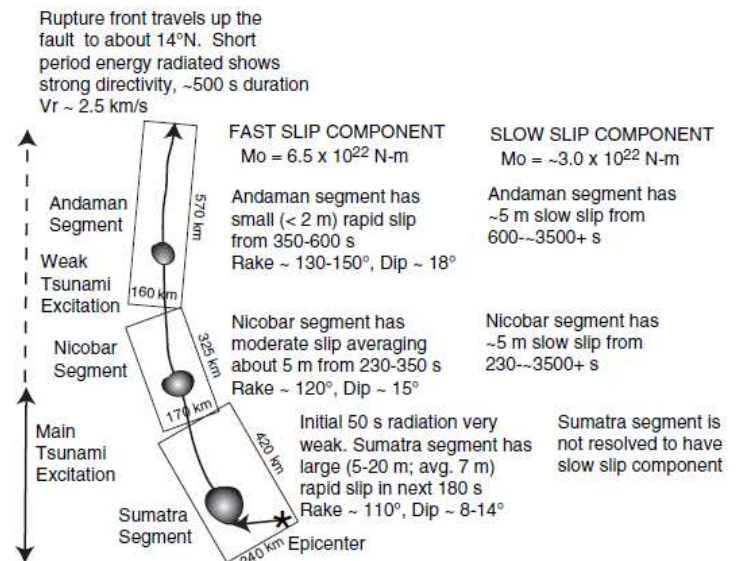


スマトラマイクロプレートとビルママイクロプレートの運動方向
(McCaffrey (2009))



前弧スリバーの形状と斜め沈み込みによる
プレート運動(概要図)
(McCaffrey (2009))

Abbreviations
 AB: Australian-Burma motion
 AE: Australian-Eurasian motion
 AS: Australian-Sumatran forearc motion
 AT: Australian-Trench motion (component of convergence across subduction zone)
 BE: Burma-Eurasian motion
 SE: Sumatran forearc-Eurasian motion



2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊過程
(Lay et al.(2005))

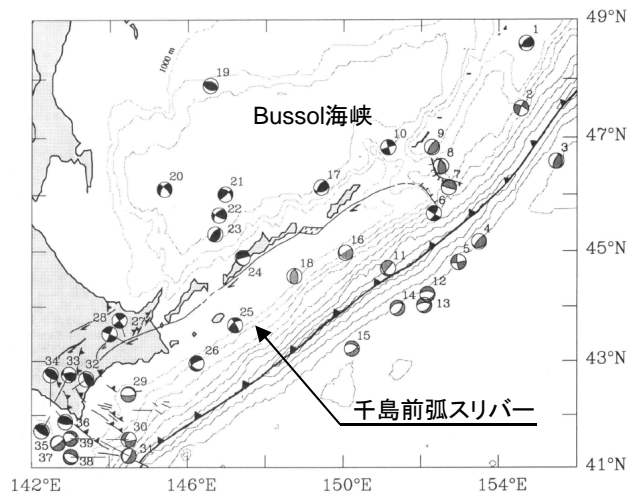
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

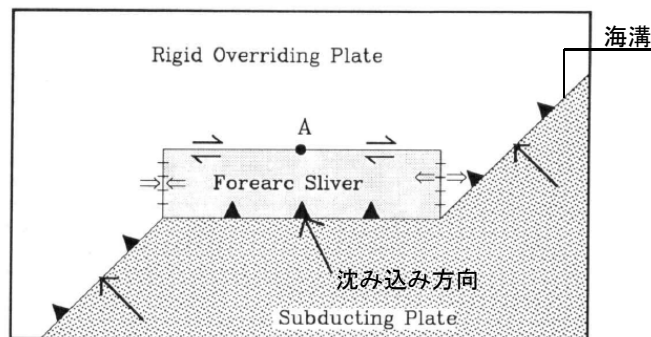
2.2.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■ 千島海溝沿いのテクトニクス背景からの検討

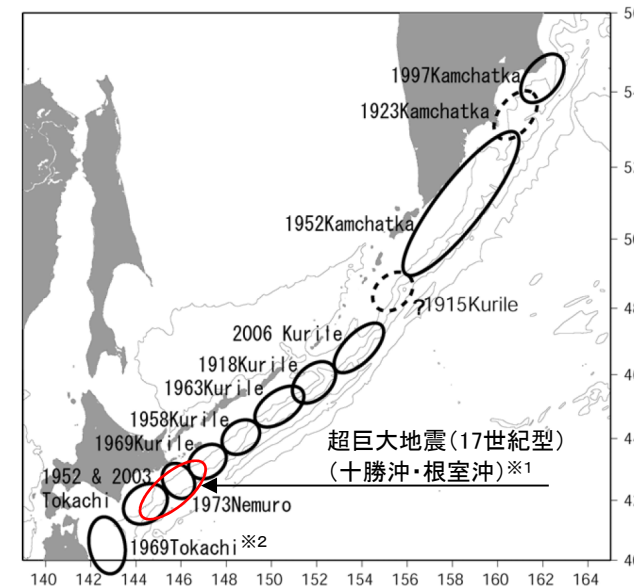
- 日本海溝・千島海溝の島弧会合部は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴を有する。
- また、十勝沖・根室沖の固着域(超巨大地震(17世紀型)の発生領域)は、千島前弧スリバーの運動方向の末端に位置し、前弧スリバーの運動方向への破壊伝播の可能性は低いと考えられる。



千島前弧スリバー(Demets(1992)に一部加筆)



斜め沈み込み帯におけるプレート運動(概要図)
(Demets(1992)に一部加筆)



千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域
(文部科学省(2007)に一部加筆)

※1: 地震調査研究推進本部(2017a)で示されている17世紀の地震の震源域を基に記載。

※2: 1968年Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。

2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊様式と日本海溝・千島海溝のテクトニクス背景の比較から、十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊が、構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■ 巨大地震の破壊様式の分類からの検討①

- Koyama et al.(2012), 小山ほか(2012)は, 3.11地震のほか, 世界でM9クラスの巨大地震が発生している各海域の地震活動(セグメンテーション), メカニズム解, 破壊パターン, テクトニクス背景等から, 以下に示すとおり各巨大地震の破壊様式を分類している。

【地震活動(セグメンテーション)】

① along-dip double segmentation (ダブルセグメント)

- 島弧沿いに並んだ活発な地震活動と海溝沿いの不活発な地震活動帯が海溝軸に並行に二重に存在し, 主要な破壊(大きなすべり)は海溝軸直交方向に進行する地震活動を示す。
- 海溝から島弧まで幅が広く, 震源域を取り囲むような領域で, 大きな地震前に地震活動が活発化する。
- 3.11地震, 1964年アラスカ・アリューシャン地震, 1952年カムチャッカ地震がこのタイプに分類される(詳細は, 次頁に示す)。

② along-strike single segmentation (シングルセグメント)

- プレート境界の浅部が強く固着し, 海溝に沿って破壊が広がる地震活動を示す。
- 地震活動域の幅が狭く, 巨大地震が発生する前に震源域全体が鎮静化する seismic gap (地震空白域) が顕著に現れる。
- 2004年スマトラ～アンダマン地震, 1960年チリ地震, 2010年チリ地震がこのタイプに分類される(詳細は, 次頁に示す)。

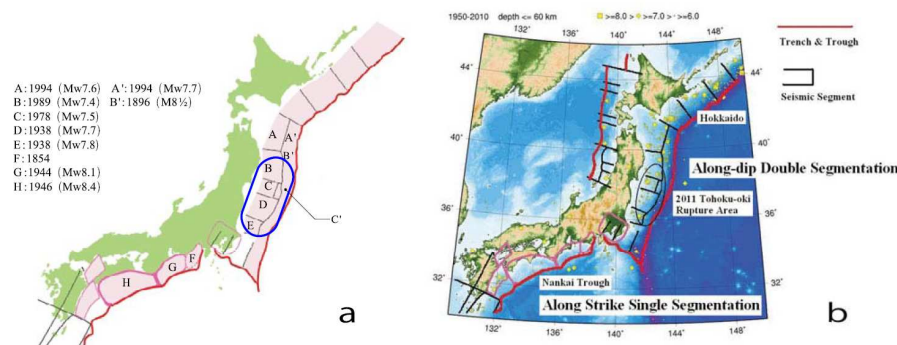


Fig. 1. Seismic activity in Japan and its vicinity. a: Seismic segmentation used in the official earthquake forecasting⁴ of the Evaluation of Major Subduction Zone Earthquakes by the Headquarters for Earthquake Research Promotion. The historically largest earthquake in each segment is indicated. b: Epicenters of earthquakes (yellow symbols classified by magnitude) from 1950 to 2010 with magnitudes given by Japan Meteorological Agency equal to, or larger than, 6.0 and focal depths equal to, or shallower than, 60 km. Trenches and troughs near Japan are illustrated by red curves. The 2011 Tohoku-oki megathrust earthquake ruptured the area circled by the solid ellipse, where along-dip double segmentation (ADDS) is obvious. Along-strike single segmentation (ASSS) can be found in the Nankai Trough, where little recent seismic activity has been observed. Such regions are often called seismic gaps. ⁴<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/?lang=en> (2010).

日本周辺の地震活動 (Koyama et al.(2012))

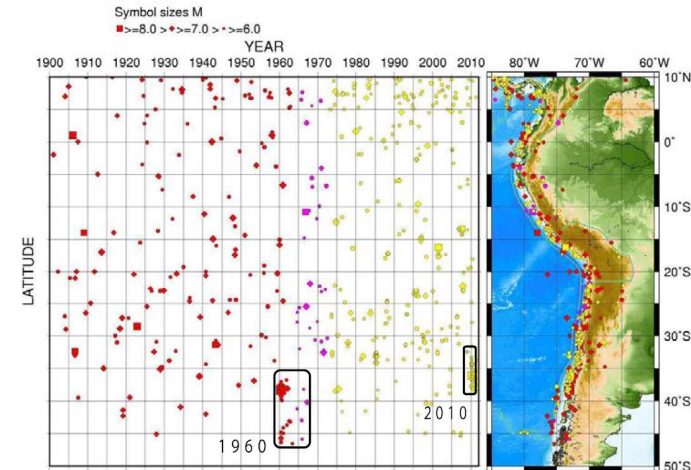


Fig. 2. Seismic activity along the Chilean subduction zone. We notice sparse seismicity prior to the 1960 and 2010 great earthquakes (seismic gap) and a narrow seismically active area along the subduction zone. These are typical characteristics of ASSS. Epicenters relocated by Engdahl *et al.* (1998) are used from 1900 to 1972. From 1973 to July 2011, the USGS NEIC database⁵ has been analyzed. ⁵http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/cqarchives/epic/epic_global.php.

チリの沈み込み帯における地震活動 (Koyama et al.(2012))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■ 巨大地震の破壊様式の分類からの検討②

- ✓ Koyama et al.(2012)は、国内外の巨大地震を、①プレートの沈み込みの角度 (Subduction)、②陸側プレートの特徴 (Collision)、③地震活動 (Segmentation) の3つの指標を用いて分類している。

- ①Subduction: 斜め衝突か正面衝突か
- ②Collision: 上盤プレートが大陸か島弧・大陸の縁海か
- ③Segmentation: シングルセグメントかダブルセグメントか (詳細は前頁参照)

- ✓ 3つの指標から、世界の巨大地震を(1)1960年チリ型、(2)1964年アラスカ型、(3)2004年スマトラ型、(4)2011年東北沖型に分類している。
- ✓ 発生が懸念されている千島海溝沿いの地震は(右図Hokkaido)、2004年スマトラ型と同じく縁海を有する島弧 (Margin) に対して斜め沈み込み帯 (Oblique) であるという特徴を有するが、破壊現象に大きな影響を及ぼす地震活動 (Segmentation) は異なるとしている。

世界で発生した巨大地震の比較 (Koyama et al.(2012)に一部加筆)

Table 1. Variability of megathrust earthquakes in the world.

Event	Overriding Plate	Segmentation	Remarks
2004 Sumatra*	Continental Margin	Single	Oblique
1957 Andeanof	Continental Margin	Single	Oblique
1960 Rat Island	Continental Margin	Single	Oblique
1060 Chile	Continent	Single	Cordilleran Orogeny ⁷
2010 Chile	Continent	Single	Cordilleran Orogeny
1964 Alaska	Continent	Double	Cordilleran Orogeny
1952 Kamchatka	Continental Margin	Double	Cordilleran Orogeny
2011 Tohoku-oki	Continental Margin	Double	Pacific-type Orogeny ⁸

*Boldface indicates a typical end-member characterized by the category of single/double segmentation, orthogonal/oblique subduction and type of overriding plate/orogeny. ⁷: Uyeda (1982); ⁸: Maruyama (1997).

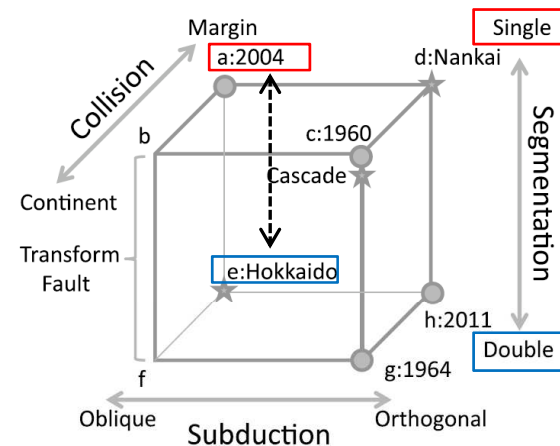


Fig. 7. Variability of megathrust earthquakes in terms of seismic segmentation (along-strike single segmentation, ASSS or along-dip double segmentation, ADDS), subduction zone geometry (orthogonal or oblique) and collision with continental plate or continental margin. Typical end-members of great earthquakes are plotted by solid circles with their year of occurrences. Possible future large earthquakes in Hokkaido and Nankai Trough (Fig. 1(b)) and the Cascade subduction zone are indicated by stars.

巨大地震の破壊様式の分類 (Koyama et al.(2012) に一部加筆)

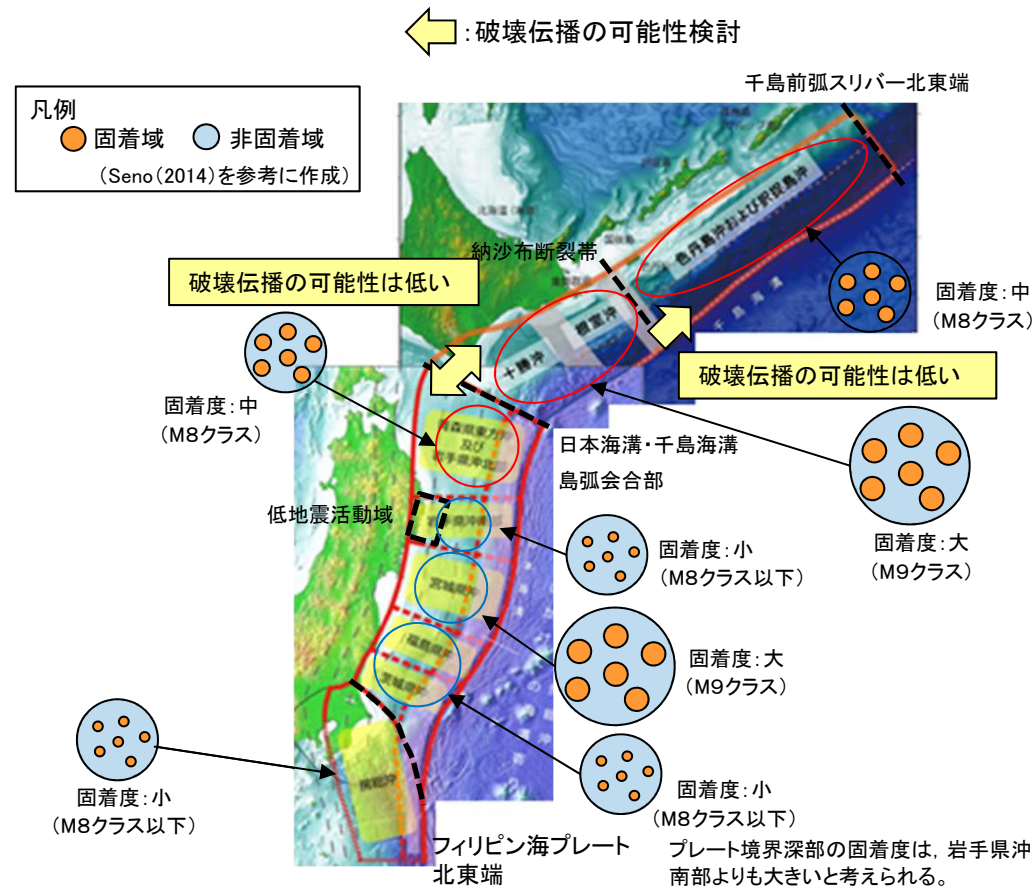
以上から、十勝沖・根室沖の固着域を起点 (震源) とする破壊 (地震) は、スマトラを起点として隣接するセグメントへ破壊が伝播した2004年スマトラ～アンダマン地震とは破壊様式が異なると思われる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.3 破壊伝播に関する検討:まとめ

- ①断層セグメント間の相互作用に関する検討, ②2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討から, 青森県東方沖及び岩手県沖北部, 十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が, 構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぎ, 隣接するセグメントまで伝播する可能性は低いと評価する。



破壊伝播に関する検討結果
(地震調査研究推進本部(2017a, 2019)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価
2.2 波源域及びすべり量に関する検討

2.2.4 まとめ

— : 構造境界 (破壊のバリア)
— : (参考) 低地震活動域

・ 各検討結果 (整理表) を以下に示す。

		構造的特徴に関する検討		固着域, すべり量に関する検討		破壊伝播に関する検討	
	地震本部の領域区分	テクトニクスの背景	構造的特徴	固着度*	すべり量	破壊伝播範囲	内容
千島海溝		陸側のプレートの下に、太平洋プレートが沈み込む。	①	—	—		
	択捉島沖	千島前弧スリバーが形成されている。	② 納沙布断裂帯 ・ 納沙布断裂帯の両側で堆積厚さが異なり、地下構造の不連続性を有する。これが地震活動ブロック構造 (Barrier) を支配する要因の1つと考えられる (Kasahara et al. (1997))。	中	—		
	色丹島沖			中	—		
	根室沖			大	地震学的・地質学的・測地学的見地から、17世紀の地震のすべり量は最大規模と評価。	↑ 超巨大地震 (17世紀型) の波源域	・ 蓄積する歪みの量には限度があり、既往地震よりもさらに応力を高めることはできない。 ・ スマトラ島沖で発生している巨大地震の破壊様式との類似性はない。
	十勝沖			③	③ 日本海溝・千島海溝島弧会合部 (Liu et al. (2013), 文部科学省 (2008))。		
日本海溝	青森県東方沖及び岩手県沖北部	日本海溝・千島海溝島弧会合部 (下部地殻の剥落)	⑤	小	—		プレート境界深部の低地震活動域が、隣接する領域からの破壊伝播を防ぐ。
	岩手県沖南部	陸側のプレートの下に、太平洋プレートが沈み込む。	④ フィリピン海プレート北東端 ・ テクトニクスの背景 (地下構造の不連続性) が破壊のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性がある (Shinohara et al. (2011))。	大	—	↑ 超巨大地震 (東北地方太平洋沖型) の波源域	蓄積する歪みの量には限度があり、3.11地震よりもさらに応力を高めることはできない。
	宮城県沖			小	—		
	福島県沖～茨城県沖			④	(参考) ⑤ 低地震活動域 ・ 非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動域が存在する (Ye et al. (2012))。	小	—
	房総沖	陸側のプレートの下に、フィリピン海プレートが沈み込み、さらに下方に、太平洋プレートが沈み込む。					

※: M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着の強さに対する度合い (大小)。

2.3 地震発生履歴に関する検討

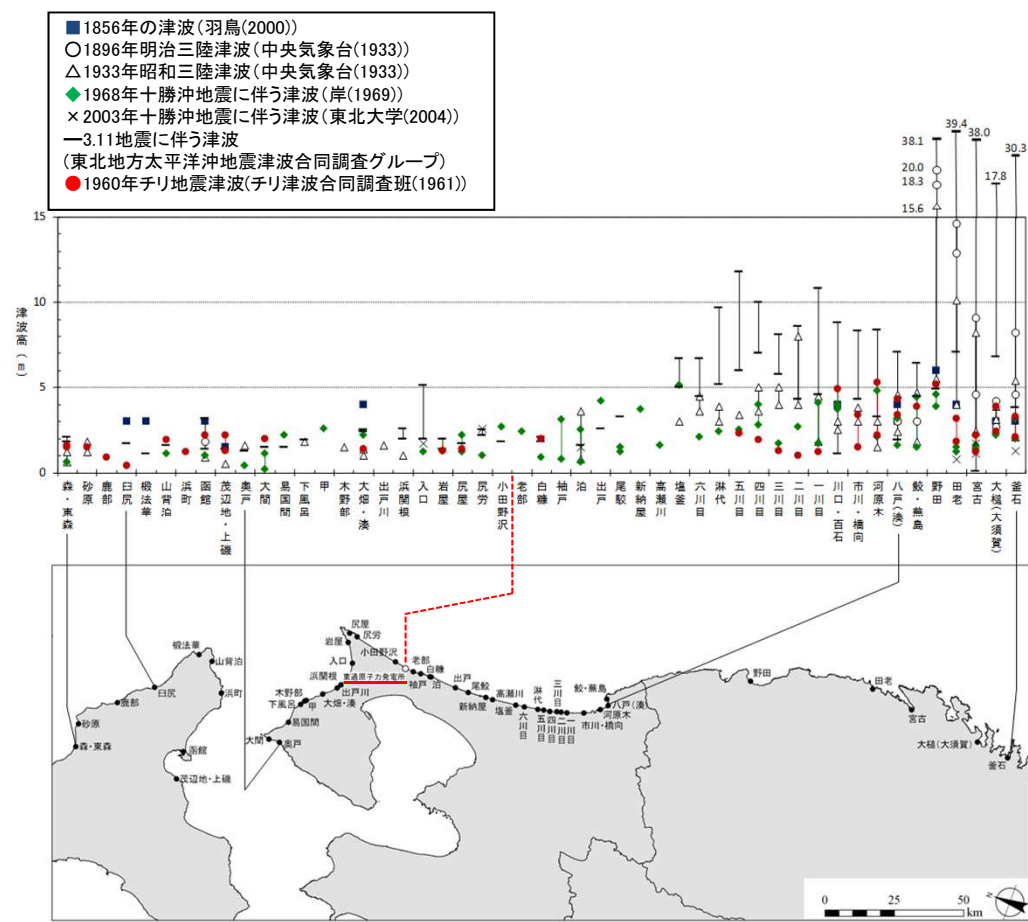
- 2.3.1 文献調査
- 2.3.2 津波堆積物調査
- 2.3.3 イベント堆積物の層厚に関する考察
- 2.3.4 まとめ

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

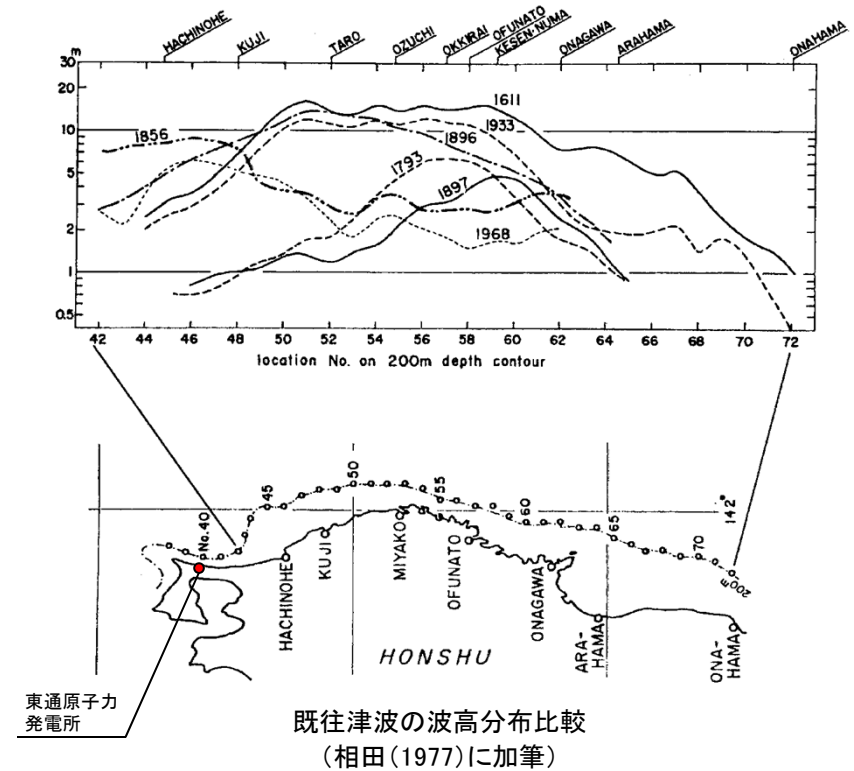
2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.1 文献調査: 近地津波(日本海溝沿い)

- 既往津波高, 相田(1977)による数値シミュレーションによる200m等深線上の波高の比較から, 敷地周辺に最も影響を及ぼしたと考えられる津波は, 1856年の津波と評価される。



主な既往津波高とその位置



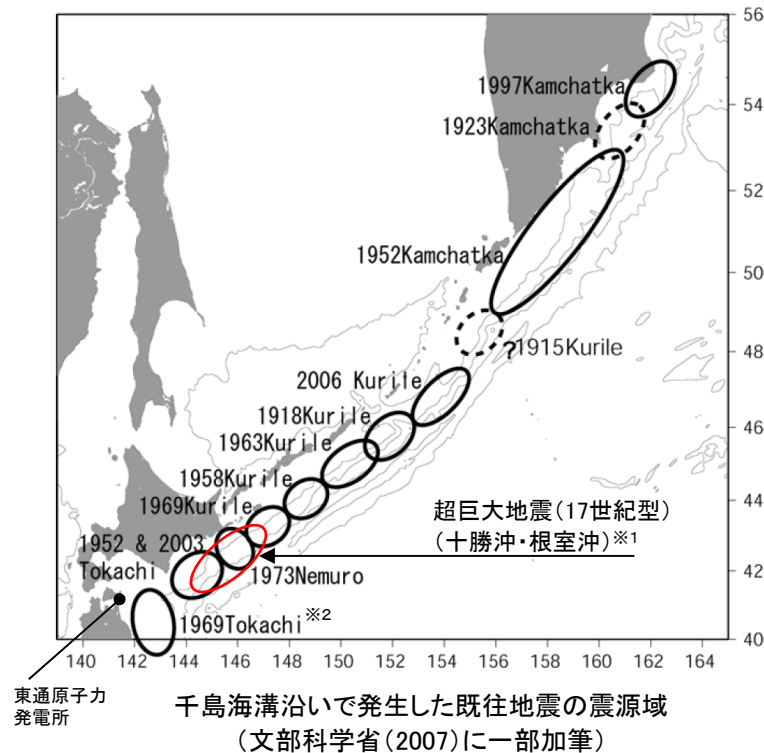
既往津波の波高分布比較
(相田(1977)に加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.1 文献調査: 近地津波(千島海溝沿い)

- 千島海溝沿いで発生したM8クラス以上の既往津波による敷地周辺の津波高さは全て4m以下である。



※1: 文部科学省(2012)で示されている超巨大地震(17世紀型)の地震の断層モデルを基に記載。

※2: 1968年Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。

千島海溝沿いで発生した既往津波の津波高さ

既往地震			津波高さ	備考
発生場所	発生年	地震規模		
青森県東方沖	1968年	M7.9	泊(六ヶ所村): 2.5m	宇佐美ほか(2013)
十勝沖	1952年	M8.2	八戸: 2m	宇佐美ほか(2013)
根室沖	1973年	M7.4	花咲(根室市): 2.8m	宇佐美ほか(2013)
十勝沖・根室沖	17世紀	Mw8.6~8.8	東通村: 4m以下	地震規模: 中央防災会議(2005), 文部科学省(2012) 津波高さ: 中央防災会議(2005)
北海道東方沖	1969年	M7.8	八戸: 109cm	宇佐美ほか(2013)
択捉島沖	1958年	M8.1	花咲(根室市): 81cm	宇佐美ほか(2013)
択捉島沖	1963年	M8.1	八戸: 130cm	宇佐美ほか(2013)
ウルップ島沖	1918年	M8.2	函館: 50cm	渡辺(1998)
シムシル島沖	2006年	M8.1	八戸: 17cm	地震規模: 文部科学省(2007) 津波高さ: 気象庁(2007)
カムチャッカ半島南東沖	1952年	Mw9.0	函館: 0.5~1.5m	地震規模: 宇佐美ほか(2013) 津波高さ: 渡辺(1998)

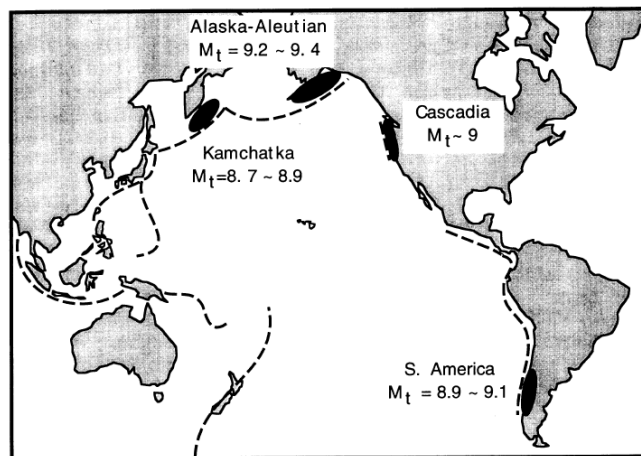
以上から、日本海溝沿いで発生する津波と比較して、千島海溝沿いで発生する津波が発電所の津波高さに与える影響は小さい。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

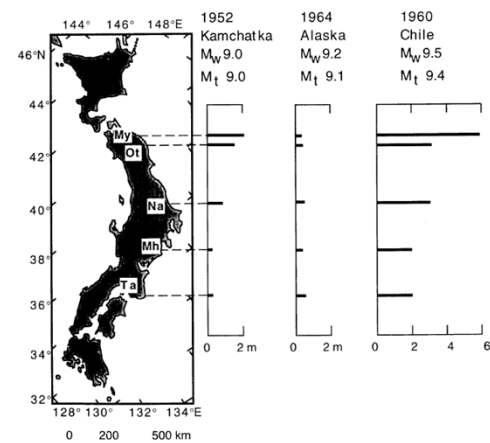
2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.1 文献調査:遠地津波

- 過去に世界で発生したM9クラスの巨大地震のうち三陸沿岸に最も影響を及ぼした遠地津波は、1960年チリ地震に伴う津波であり、敷地周辺における津波高さは、白糠(東通村)で、T.P.+2mが記録されている(渡辺(1998))。
- 以上より、遠地津波で最大と考えられる1960年チリ地震に伴う津波における敷地への影響は、既往最大の近地津波である1856年の津波の津波高さを上回るものではないと評価される。

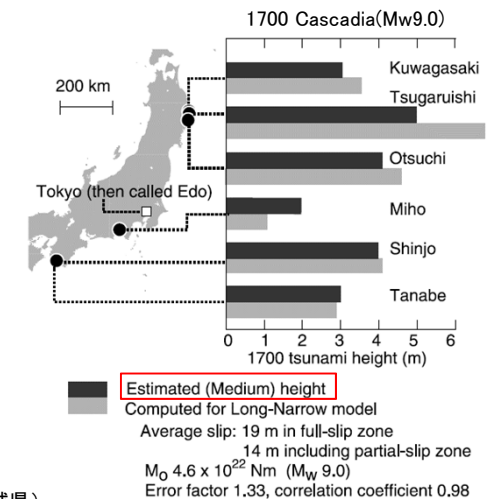


M9クラスの巨大地震発生位置
(都司ほか(1998))



My: 宮古(岩手県), Ot: 大槌(岩手県), Na: 那珂湊(茨城県)
Mh: 三保(静岡県), Ta: 田辺(和歌山県)

都司ほか(1998)



Satake et al.(2003)に一部加筆

三陸沿岸に影響を及ぼしたM9クラスの巨大地震に伴う津波高さの比較



以上から、日本海溝沿いで発生する津波と比較して、遠地津波が発電所の津波高さに与える影響は小さい。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

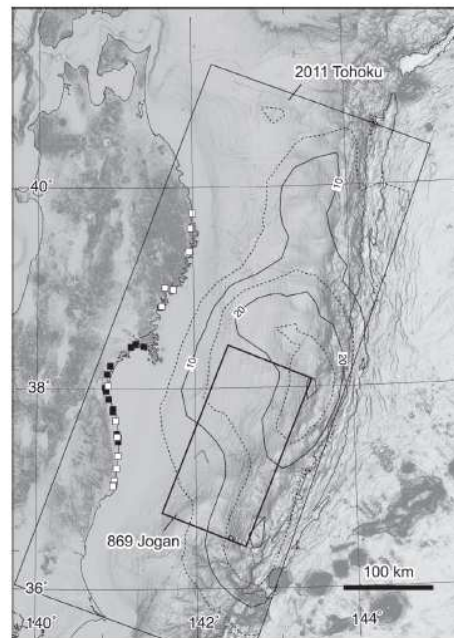
2.3.2 津波堆積物調査: 検討方針

- 津波堆積物から、過去の津波の規模(波源域, すべり量), 発生時期, 発生間隔等の情報を得ることができ, 日本海溝沿いでは869年の地震, 千島海溝沿いでは超巨大地震(17世紀型)等が推定されている。
- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため, 津波堆積物調査に関する文献調査を実施するとともに, 文献調査結果を踏まえた津波堆積物調査を追加実施した。

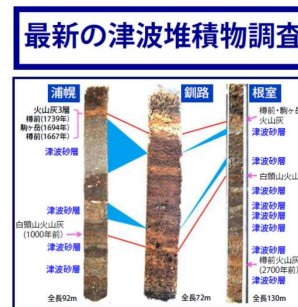
【津波堆積物から得られる情報】

津波堆積物	得られる情報
沿岸方向の広がり	波源域(断層面)の長さの推定
陸域方向の距離, 層厚	すべり量, 津波の周期の推定
層序	平均発生間隔の推定

【津波堆積物から推定された日本海溝・千島海溝沿いで発生した巨大地震】

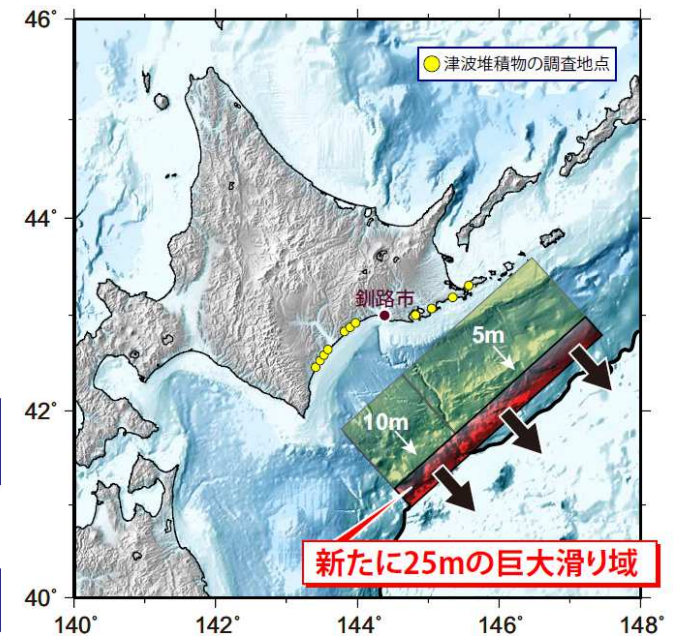


■ : 869年の津波堆積物の存在が特定された場所
□ : 上記津波堆積物が特定されなかった場所



プレート境界浅部に
25mにも及ぶ巨大滑り

Mw8.5 ⇒ Mw8.8



岩手・宮城・福島3県の沿岸部で行われた古津波堆積物研究の調査地域の分布及び3.11地震と869年の地震の断層面の比較(菅原(2014))

最新の津波堆積物調査から明らかにされた17世紀の地震の断層モデル(文部科学省測地学分科会(2013b))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

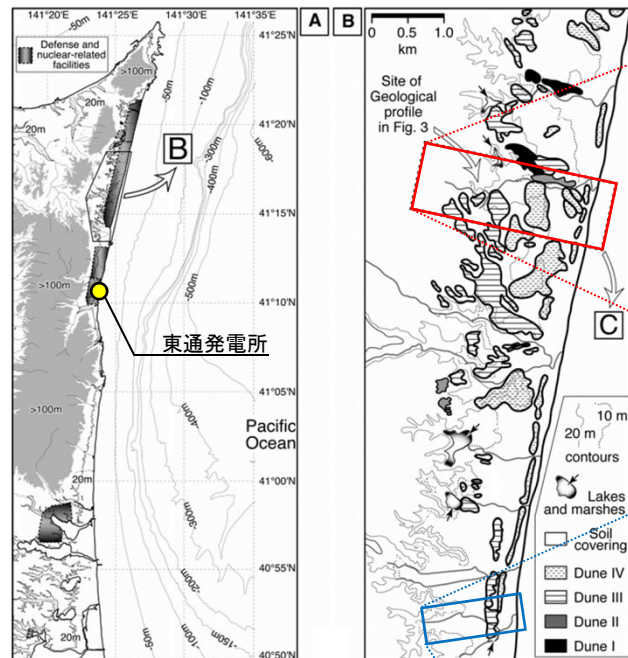
2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:文献調査

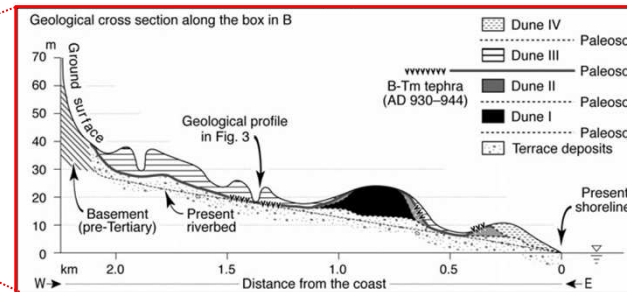
■M9クラスの巨大地震の発生可能性を指摘する知見①

- Minoura et al.(2013), Tanigawa et al.(2014)は、東通村周辺で津波堆積物調査を実施し、認められた津波堆積物の堆積年代、標高、沿岸からの距離等から、1611年の津波、超巨大地震(17世紀型)、もしくはこれまで確認されていない巨大地震の発生可能性を指摘している。

【青森県東通村で実施された津波堆積物調査位置 (Minoura et al.(2013)に一部加筆)】



■東通村猿ヶ森 (Minoura et al.(2013))



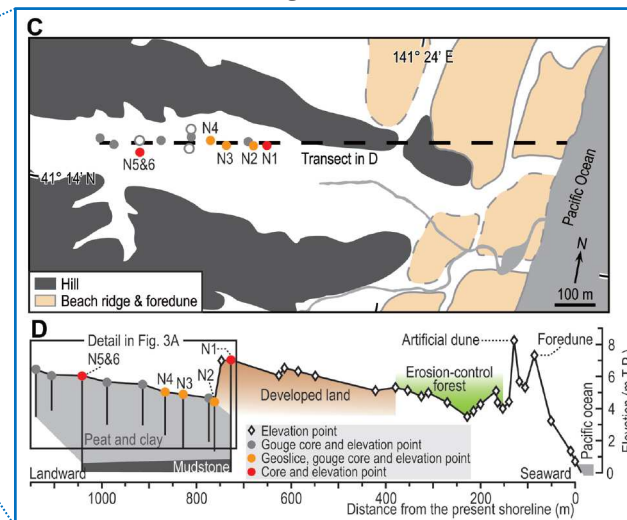
【調査結果の概要】

- ✓ 猿ヶ森砂丘(形成時期:14-17世紀)の下に、珪藻化石分析、堆積構造等から、津波堆積物と考えられる2枚の砂層を確認。

【津波堆積物の概要】

- ✓ 海岸線(現在)からの距離:約1.4km
- ✓ 標高:約20m
- ✓ 砂層厚
塊状砂層:60cm~110cm
平行葉理砂層:40cm~90cm
- ✓ 堆積年代:AD1269-1460

■東通村小田野沢 (Tanigawa et al.(2014))



【調査結果の概要】

- ✓ ボーリング調査により5枚の砂層を確認。その内、珪藻化石分析、堆積構造及び内陸への連続性等から津波堆積物と考えられる3枚の砂層を確認。

【津波堆積物(最上位)の概要】

- ✓ 海岸線(現在)からの距離:約1km
- ✓ 標高:約5~6m
- ✓ 最大砂層厚:約10cm
- ✓ 堆積年代:AD1480-1770

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:文献調査

■M9クラスの巨大地震の発生可能性を指摘する知見②

- Minoura et al.(2013)は、東通村猿ヶ森で確認された津波堆積物の特徴から、以下の津波の可能性を指摘している。
 - ✓ 千島海溝沿いで発生している超巨大地震(17世紀型)のうち、12~13世紀に発生した津波の可能性がある。
 - ✓ 岡村・行谷(2011)は、1611年の津波は千島海溝沿いで発生していた可能性があることを踏まえると(Mw8.9)、1611年の津波による堆積物の可能性もある。
 - ✓ 内陸1.4km、標高20mの位置に存在することを踏まえれば、上記の地震規模を上回る地震(~Mw9.0)かもしれない。
- Tanigawa et al.(2014)は、東通村小田野沢で確認された津波堆積物の特徴から、Minoura et al.(2013)と同様にとっても大きな津波の可能性を指摘している。

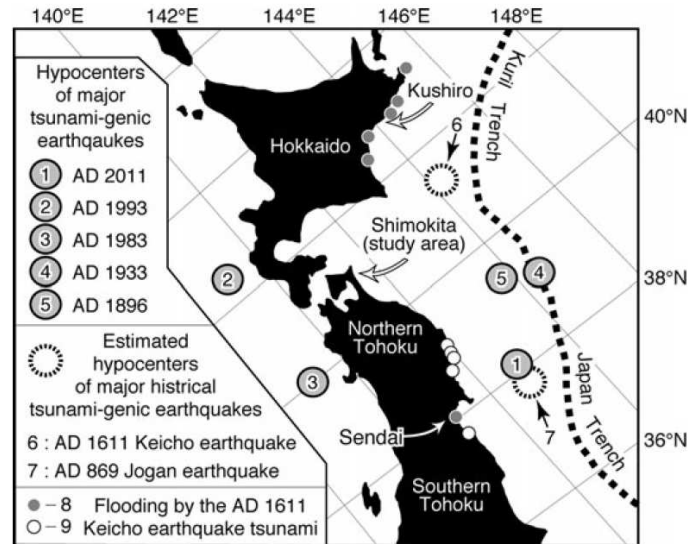


Fig. 1 Distribution of hypocenters of major tsunami-genic historical earthquakes in the forearc-backarc regions of northern Tohoku and Hokkaido. Estimated hypocenters of the AD 869 Jogan earthquake (7) and the AD 1611 Keicho earthquake (6) are referred from Watanabe (1998), Minoura et al. (2001), and Okamura and Namegaya (2011). 1 2011 Tohoku-Oki earthquake, 2 1993 Southwest-off Hokkaido earthquake, 3 1983 Japan Sea earthquake, 4 1933 Showa-Sanriku earthquake, 5 1896 Meiji-Sanriku earthquake, 6 Keicho earthquake tsunami deposits (Minoura and Nakaya 1991; Okamura and Namegaya 2011), 7 historical records of the Keicho earthquake tsunami (Okamura and Namegaya 2011)

日本海溝・千島海溝沿いで発生した主な既往津波※ (Minoura et al.(2013))

※: 1611年の津波の波源域について、Minoura et al.(2013)は、岡村・行谷(2011)を引用し千島海溝沿いに設定しているが、Tanigawa et al.(2014)は日本海溝沿いに設定している。

超巨大地震(17世紀型)地震の発生履歴(内閣府中央防災会議(2006))

十勝地域の津波		根室地域の津波	
発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔 (年)	発生時期 (cal.B.P.)	
津波1	17世紀初頭	津波1	
津波2	12~13世紀	津波2	
津波3	9世紀	津波3	
津波4	1630-(4世紀?)	1430+	津波4
津波5	AD/BC?	?	津波5
津波6	2590-	1930+	津波6
津波7	2870~2920	?	津波7, 8
津波8	3220~3460	2440+	津波9
津波9	3690~3720	300+	津波10
津波10	4200+	400+	津波11
津波11	4580	3340+	津波12
津波12	4860+	3830+	津波13
津波13	5000-	4300+	津波14
津波14	5640+	300~350	津波15
津波15	6370-	4700+	津波16
		4930+	津波17
		100	津波18
		>600	
		600	

Tanigawa et al.(2014)が推定している津波

Minoura et al.(2013)が推定している津波

2.3.2 津波堆積物調査:文献調査

■東通村猿ヶ森:Minoura et al.(2013)①

- Minoura et al.(2013)は、東通村猿ヶ森の内陸1.4kmに位置する形成時期14~17世紀の砂丘の下に、珪藻化石分析や、砂層の堆積構造等から津波堆積物と考えられる2枚の砂層を確認したとしている。
- なお、同堆積物の広域的な分布範囲に関する記載は無い。

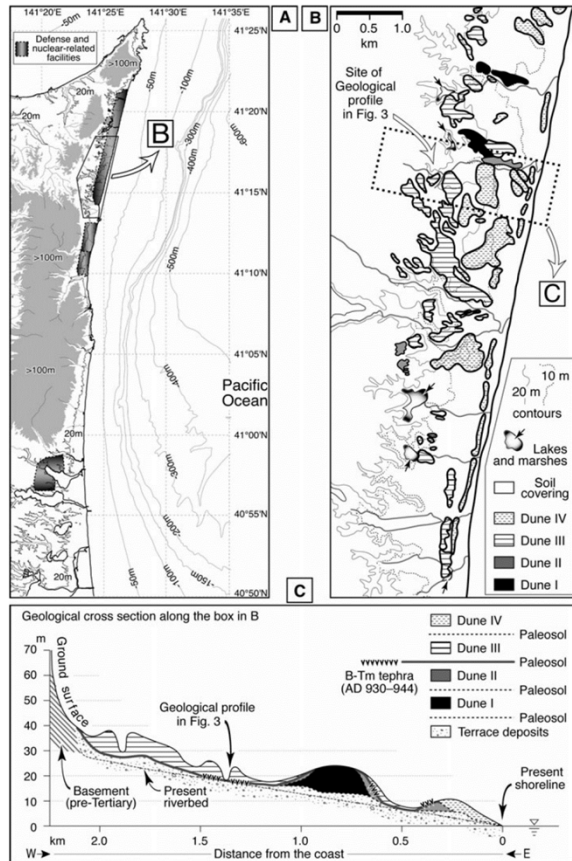


Fig. 2 a Location map of the study area. The coastal areas of Shimokita are widely occupied by defense and nuclear-related facilities. b Geological map of the Holocene in the study area exhibiting the distribution of Dune I (6-4 ka), Dune II (2-1 ka), Dune III (fourteenth-seventeenth century), and Dune IV (after nineteenth century) deposits. Dune I and II deposits are mostly found in the northern part of the study area, whereas Dune III ranges throughout. The distribution of the dune units is referred to Chigama et al. (1998) and Okamoto et al. (2000). c East-west cross-sectional view of the dunes along the square in (b). The geological profile of each paleosol is mainly based on data of Chigama et al. (1998) and Okamoto et al. (2000). Underlying Dune III, the paleosol intercalating the B-Tm tephra spreads toward the coast and the foot of the hills forming a gently undulating slope. Vertical axis altitude (m) above the mean sea level

(Minoura et al.(2013))

【津波堆積物の特徴(概要)】

- ✓ 海岸線(現在)からの距離:約1.4km
- ✓ 標高:約20m
- ✓ 堆積年代:AD1269-1460
- ✓ 津波堆積物の堆積学的特徴
 - Planar-laminated sand(以下、「平行葉理砂層」という。):津波に起因して形成された堆積物(砂層)
 - Massive sand(以下、「塊状砂層」という。):津波の引き波時に、砂丘砂が泥塊等とともに再堆積した堆積物(砂層)

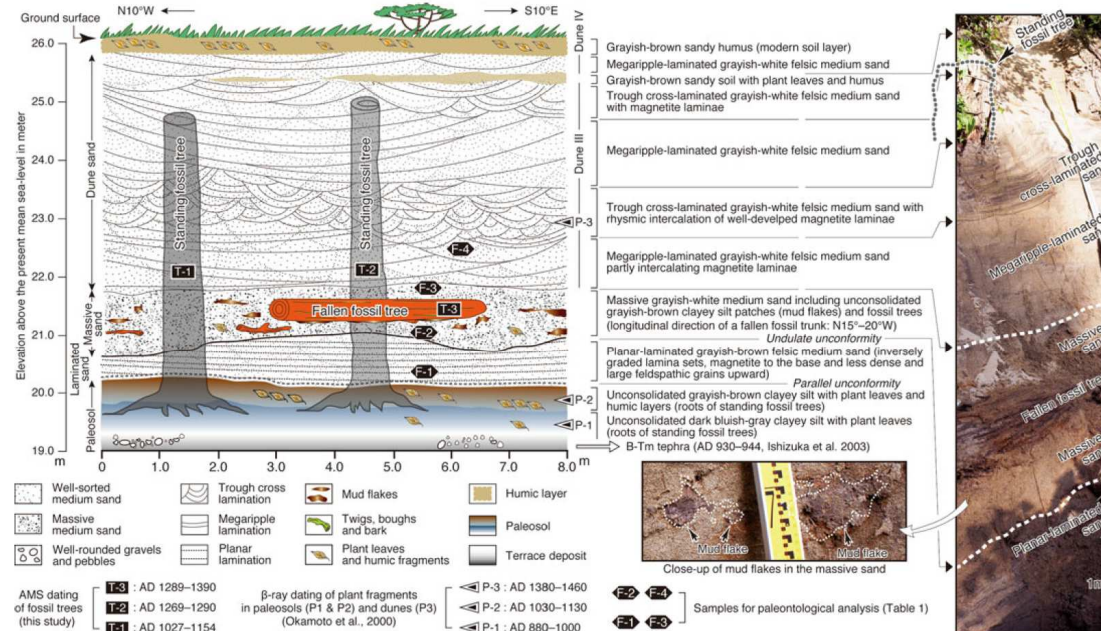
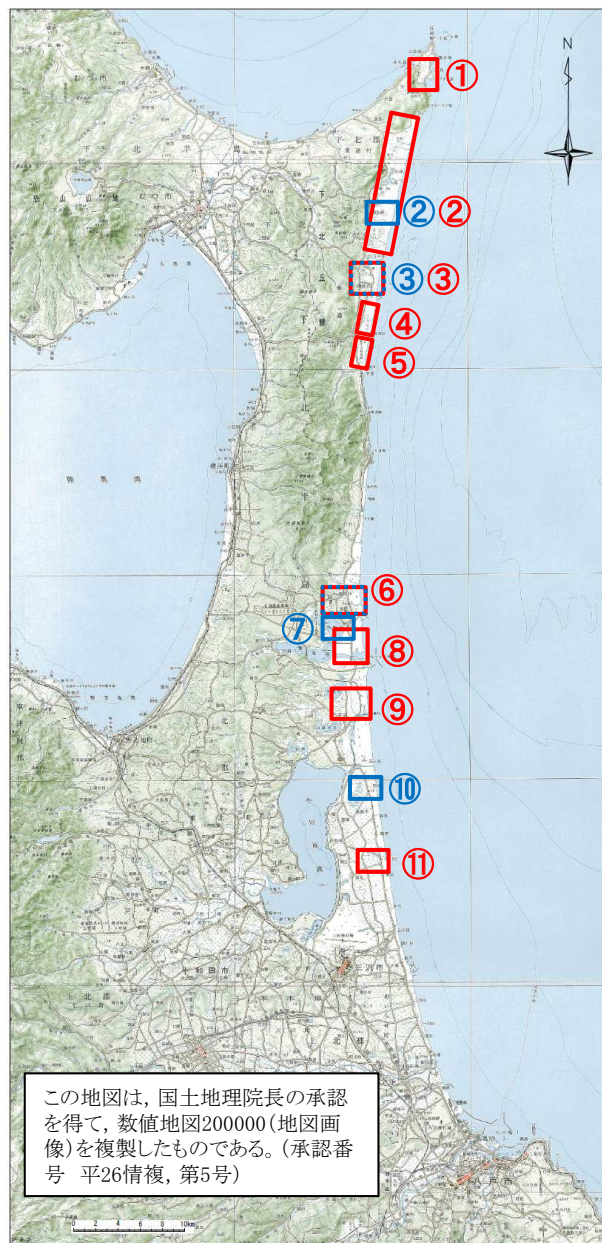


Fig. 3 Vertical sequence of paleosols, laminated and massive sand layers, and sand dunes (Dune III) at the study site (Fig. 2b, c). The massive sand overlies the laminated sand with large erosional structures, but erosive action did not escalate to the soil horizon. Small mud chips are contained in sand at the basal part of the laminated sand, showing bottom surface erosion by flows that deposited the laminated sand. A panoramic view of the outcrop is shown on the right. The longitudinal direction of an embedded fallen fossil tree trunk is N15°-20°W, which is mostly perpendicular to the general trend of the slope (Fig. 2c)

東通村猿ヶ森におけるイベント堆積物 (Minoura et al.(2013))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:文献調査



■東通村猿ヶ森:Minoura et al.(2013)②

- Minoura et al.(2013)が指摘する津波堆積物の広域的な分布, 標高, 海岸線からの距離を確認するため, 当社と東京電力との共同調査(一部を除く), 並びに産業技術総合研究所等の調査結果と比較した。
- 比較の結果, 堆積年代が近いイベント堆積物は, 東通村以南では, 鎌田ほか(2015)が指摘する六ヶ所村尾駮沼以外では確認されない(広域では認められない)。また, 東通村で確認された他のイベント堆積物よりも, 標高が高い。
- 上記を踏まえ, 東通村猿ヶ森周辺を対象に追加調査を実施し, Minoura et al.(2013)が指摘する堆積年代, 堆積学的特徴が類似するイベント堆積物を確認した。また, その標高について, Minoura et al.(2013)は20mとしているが, 水準測量の結果11mであることを確認した(詳細は後述)。

A.D.900-1000(白頭山苦小牧火山灰層(町田・新井(2003))以降に下半島太平洋沿岸で堆積したイベント堆積物

	調査場所	年代	標高	海岸からの距離	備考 (実施箇所)
①	東通村 尻屋崎	—※1	—※1	—※1	共同調査 (一部当社単独)
②	東通村 猿ヶ森	A.D.1269-1460	20m	1.4km	Minoura et al.(2013)
②	東通村 大沼	A.D.1710-1948	記載なし(湖底)	約1.2km(図読)	Minoura et al.(1994)
	東通村 猿ヶ森	A.D.1215-1410	11m	約1.4km	当社(今回実施, 詳細は後述)
③	東通村 小田野沢	A.D.1480-1770	5~6m	約1km	・Tanigawa et al.(2014) ・津波堆積物データベース
③	東通村 小田野沢	A.D.1500-1950	3~4m	約1.1km	共同調査
④	東通村 東京電力東通発電所	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑤	東通村 東北電力東通発電所	A.D.1420-1630	7.7m	約180m	共同調査 (一部当社単独)
⑥	六ヶ所村 尾駮老部川	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑥	六ヶ所村 尾駮老部川	記載なし	記載なし	記載なし	・谷川ほか(2013) ・津波堆積物データベース
⑦	六ヶ所村 尾駮沼	約400年前	記載なし	記載なし	鎌田ほか(2015)
⑧	六ヶ所村 尾駮発茶沢	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑨	六ヶ所村 平沼	—※1	—※1	—※1	共同調査
	六ヶ所村 平沼	—※1	—※1	—※1	谷川(2017)
⑩	三沢市 織笠	Modern※2	9m(図読)	約1.7km(図読)	・谷川ほか(2014) ・津波堆積物データベース
⑪	三沢市 六川目	—※1	—※1	—※1	共同調査

※1:認められない。 ※2:耕作などの人為的な擾乱により, 成因は特定できない。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:文献調査

■まとめ

- 文献調査の結果, Minoura et al.(2013), Tanigawa et al.(2014)は, 東通村周辺で津波堆積物調査を実施し, 認められた津波堆積物の堆積年代, 標高, 沿岸からの距離等から, 1611年の津波, 超巨大地震(17世紀型), もしくはこれまで確認されていない巨大地震の発生可能性を指摘している。
- Tanigawa et al.(2014)による調査結果は, 当社と東京電力との共同調査結果と整合するが, Minoura et al.(2013)が指摘する東通村猿ヶ森のイベント堆積物の特徴を有するイベント堆積物は広域で認められていない。
- 以上から, 東通村猿ヶ森周辺を対象に津波堆積物調査を実施し, Minoura et al.(2013)が指摘するイベント堆積物の広がりを把握するとともに, その調査結果を踏まえ, 過去にM9クラスの巨大地震による津波が襲来した可能性を検討した。

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 検討フロー

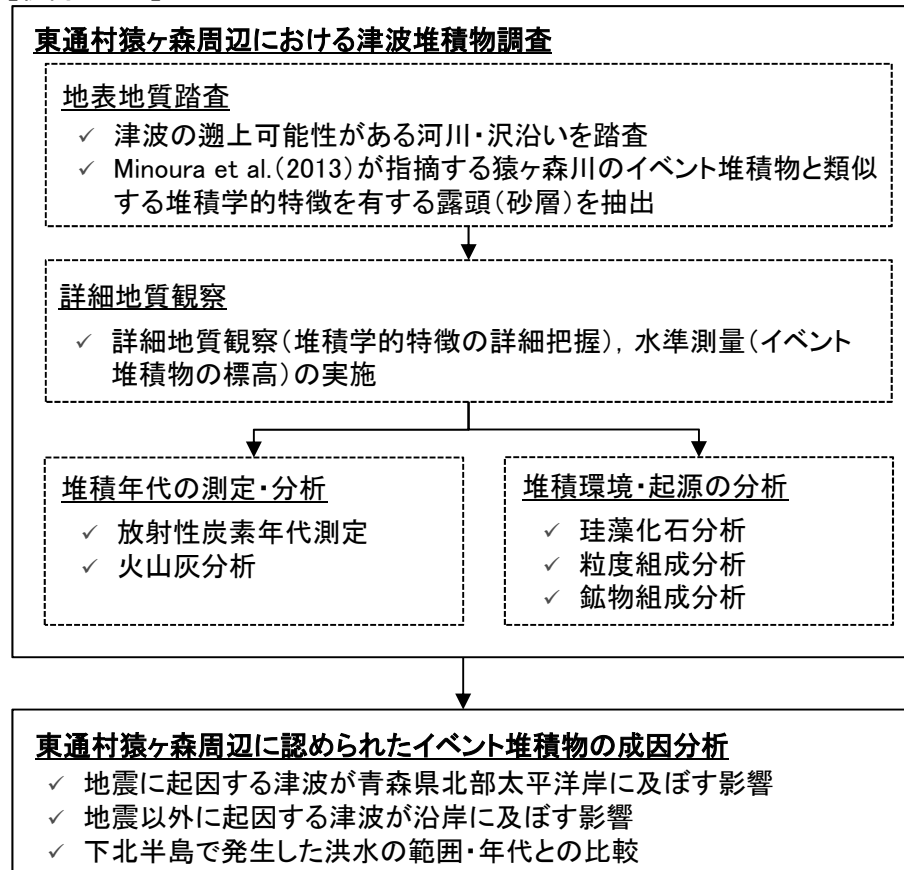
- 東通村猿ヶ森周辺において津波堆積物調査を実施し、認められたイベント堆積物※1の成因分析を実施した。
- 調査範囲、検討フローを以下に示す。

※1: ここでいうイベント堆積物は、Minoura et al.(2013)が指摘する猿ヶ森川のイベント堆積物と類似した層位、層相等を有する砂層とした。



調査範囲※2

【検討フロー】



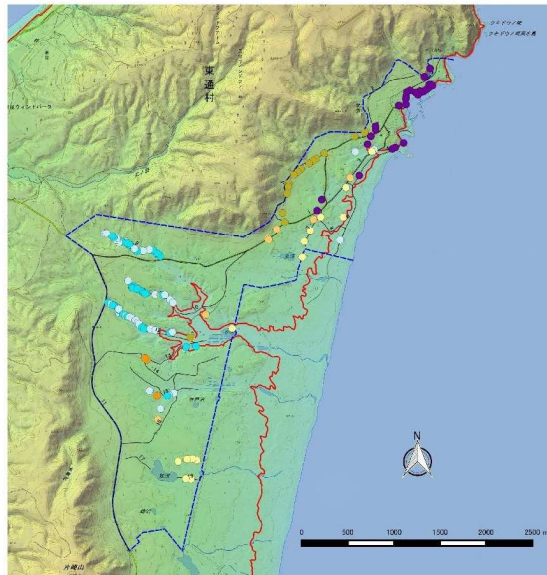
※2: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

2.3.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

■地表地質踏査結果の概要

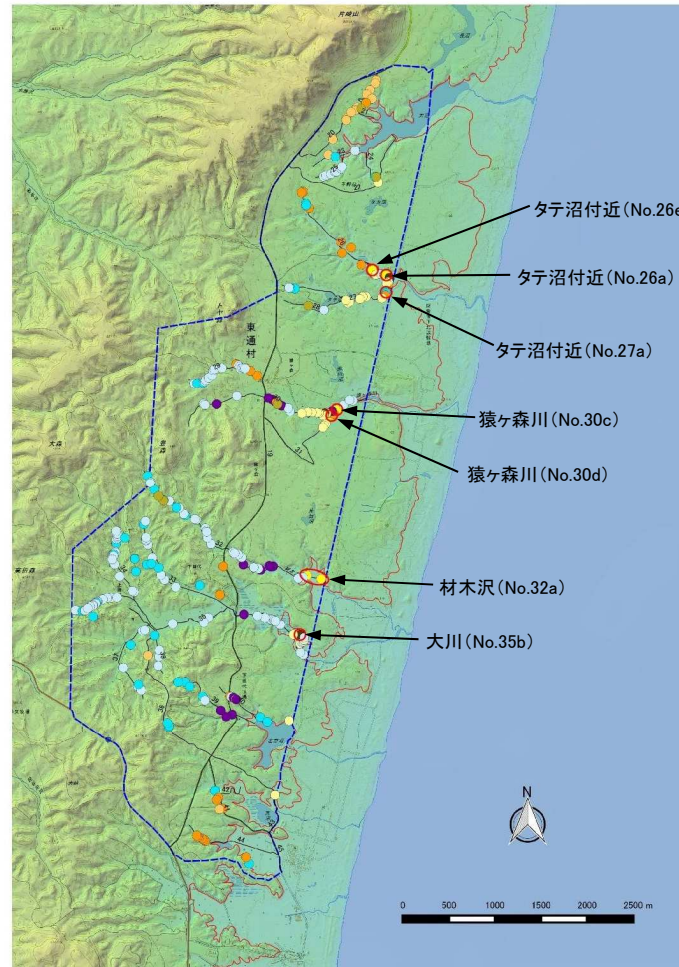
- ・ 猿ヶ森川で確認されたイベント堆積物と類似する堆積学的特徴を有する砂層^{※1}の広域的な分布状況を把握するため、津波の遡上可能性がある河川、沢沿いを対象に地表地質踏査を実施した。
- ・ 踏査の結果、タテ沼付近(露頭No.26a, 26e, 27a)、猿ヶ森川(露頭No.30c, 30d)、材木沢(露頭No.32a)、大川(露頭No.35b)で認められたものの、踏査範囲の北部では認められず、その分布範囲は限定的であることを確認した。

※1: 平行葉理砂層、または塊状砂層と類似する特徴を有し、砂丘堆積物(形成時期: 14-17世紀相当)の下に位置する砂層(完新統に挟在する砂層)。



踏査範囲(北部)※3

※3: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。



踏査範囲(南部)※3

凡例^{※2}

- - - : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壌)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※2: 各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

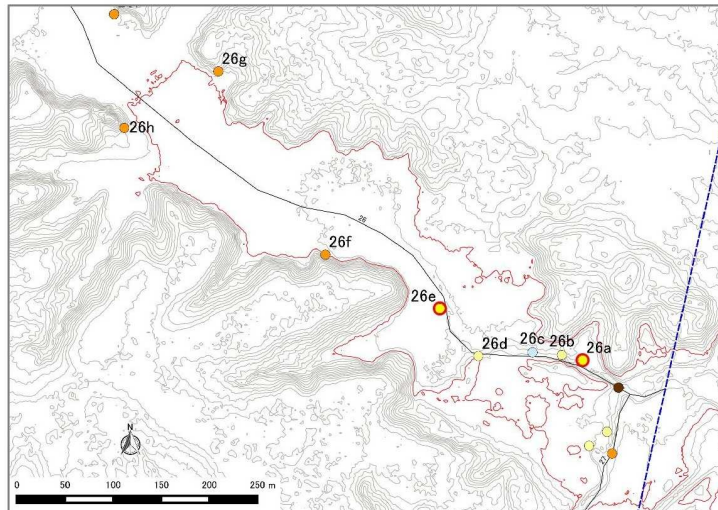
■タテ沼付近(路線No.26)①

- 露頭No.26a, 26eで、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物を確認したが、露頭No.26b, 26c及び露頭No.26dでは認められない。
- 露頭No.26eの上流側の露頭No.26f, 26g, 26hでは、段丘堆積物(更新統)の上位に、平行葉理砂層、塊状砂層及び砂丘堆積物が無いことを確認した。

凡例*

- : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壤)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※:各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。



露頭位置図



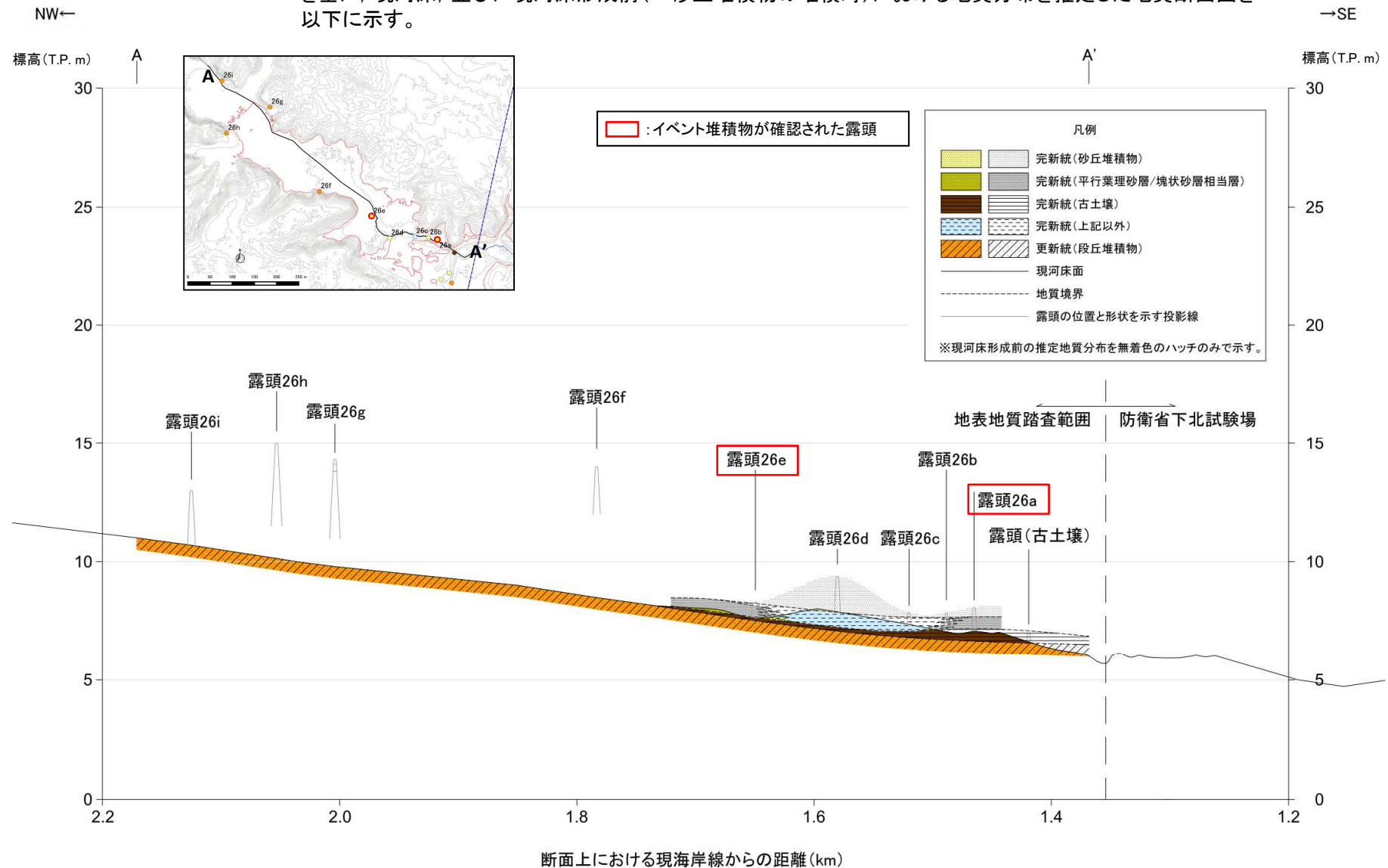
露頭状況写真

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

- タテ沼付近(路線No.26)②
- 地表地質踏査, 詳細地質観察(後述)により得られた地質区分, 地層の層位関係, 地層の厚さ(高さ)等の情報を基に, 現河床, 並びに現河床形成前(=砂丘堆積物の堆積時)における地質分布を推定した地質断面図を以下に示す。



断面上における現海岸線からの距離(km)
河川に沿うAA'断面における地質断面図

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 地表地質踏査

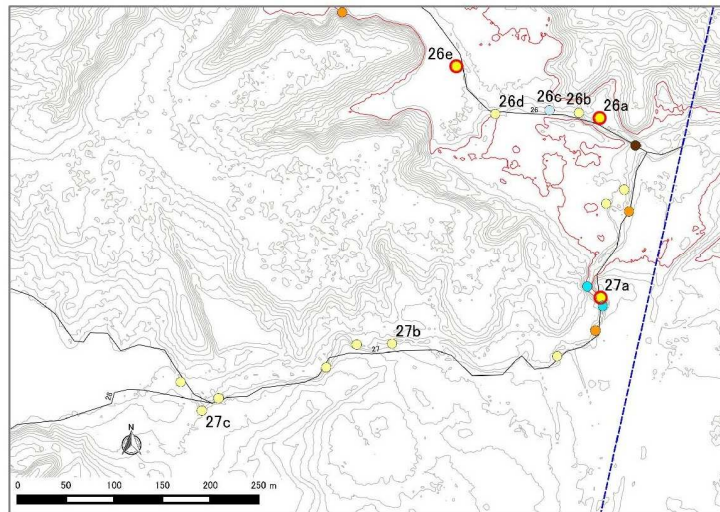
■タテ沼付近(路線No.27)①

- ・ 露頭No.27aで、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物を確認したが、上流側の露頭No.27b, 27cでは認められない。
- ・ また、露頭No.27bでは、古土壌(完新統)相当の粘土及び腐植質粘土の上位に、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物が無く、砂丘堆積物が直接被覆していることを確認した。

凡例※

- : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壌)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※: 各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。



露頭位置図



露頭状況写真

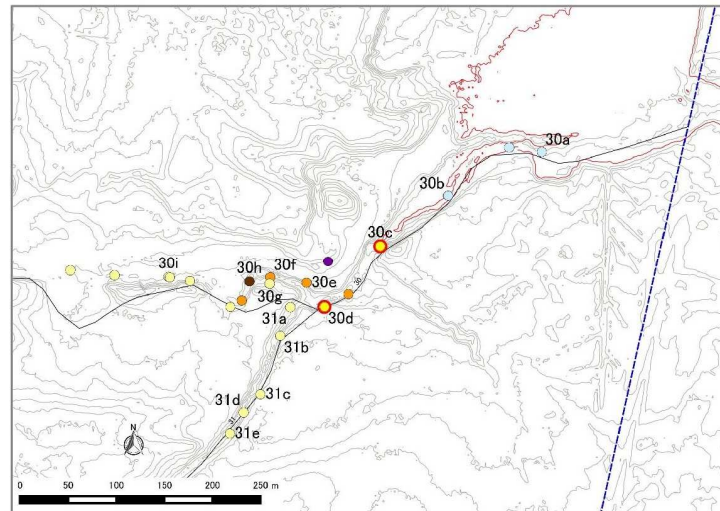
■ 猿ヶ森川(路線No.30)①

- 露頭No.30dで、Minoura et al.(2013)が指摘しているとおり、平行葉理砂層及び塊状砂層を確認するとともに、下流側の露頭No.30cにおいても、塊状砂層の層相に類似する砂層が認められた。なお、その下流側には認められない。
- 露頭No.30dの上流側の露頭No.30gでは、段丘堆積物(更新統)及び古土壌(完新統)の上位に、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物が無く、砂丘堆積物が直接被覆していることを確認した。

凡例※

- : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壌)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※: 各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。



露頭位置図



30d: Minoura et al.(2013)が指摘する露頭



露頭状況写真

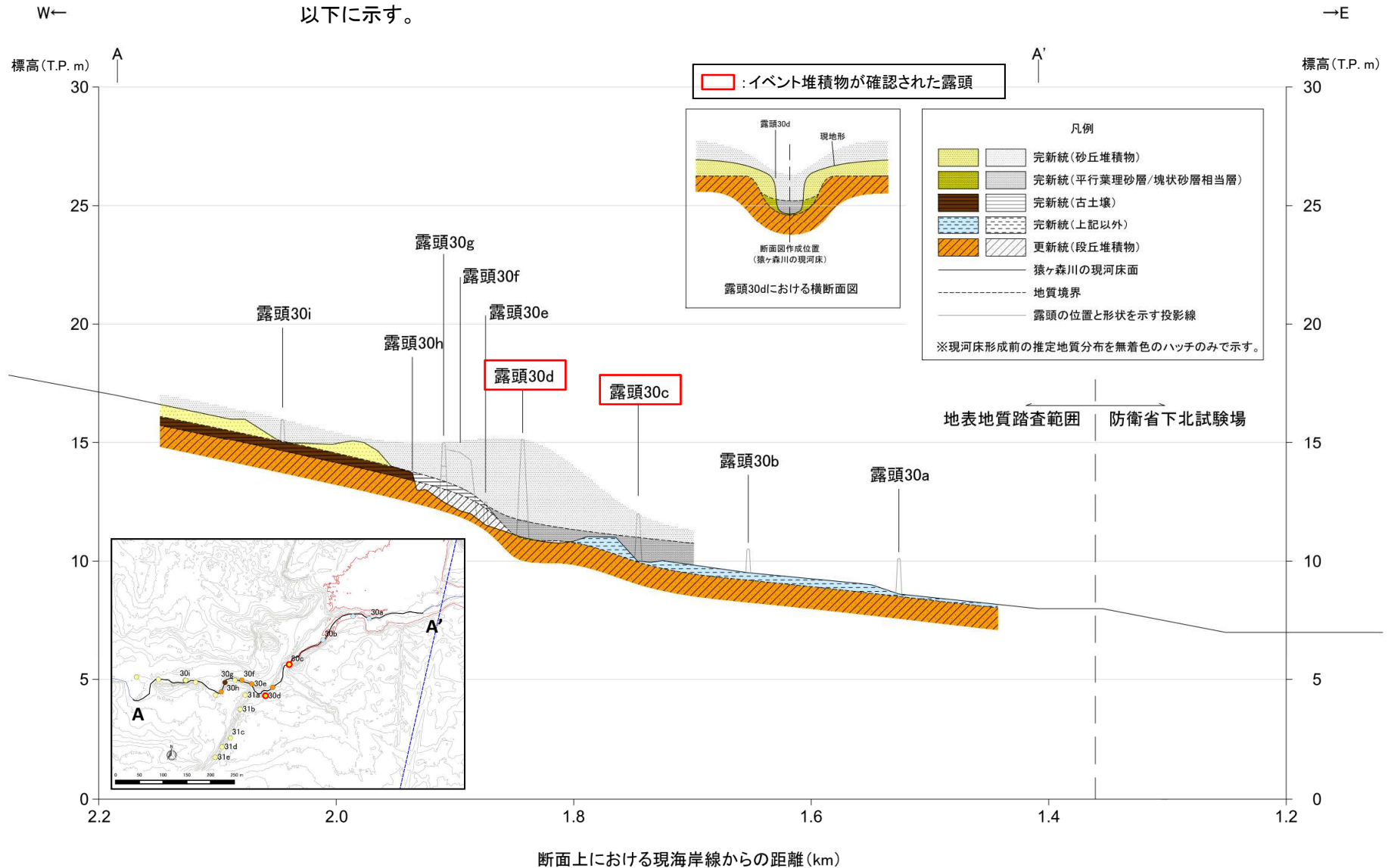
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

■猿ヶ森川(路線No.30)②

- 地表地質踏査, 詳細地質観察(後述)により得られた地質区分, 地層の層位関係, 地層の厚さ(高さ)等の情報を基に, 現河床, 並びに現河床形成前(=砂丘堆積物の堆積時)における地質分布を推定した地質断面図を以下に示す。



2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 地表地質踏査

■ 材木沢(路線No.32)①

- 露頭No.32aで、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物を確認した。
- 上記砂層は、約120m下流側まで連続し、上流側では層厚を減じて、No.32bでは挟在しないことを確認した。

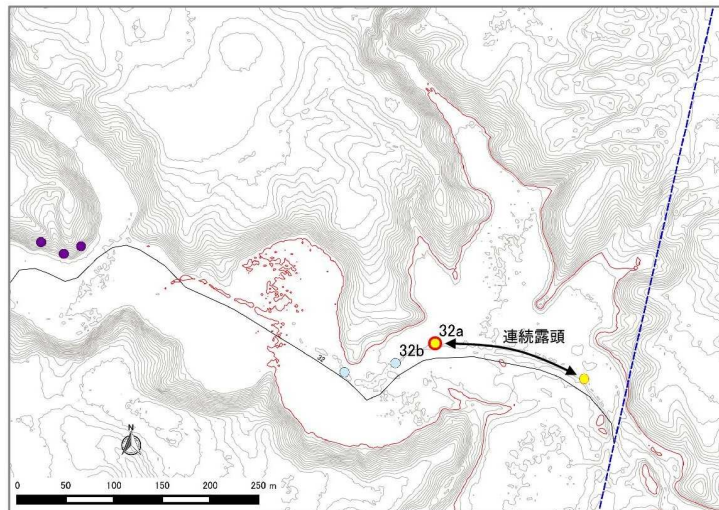
凡例*

- : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壌)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※: 各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。



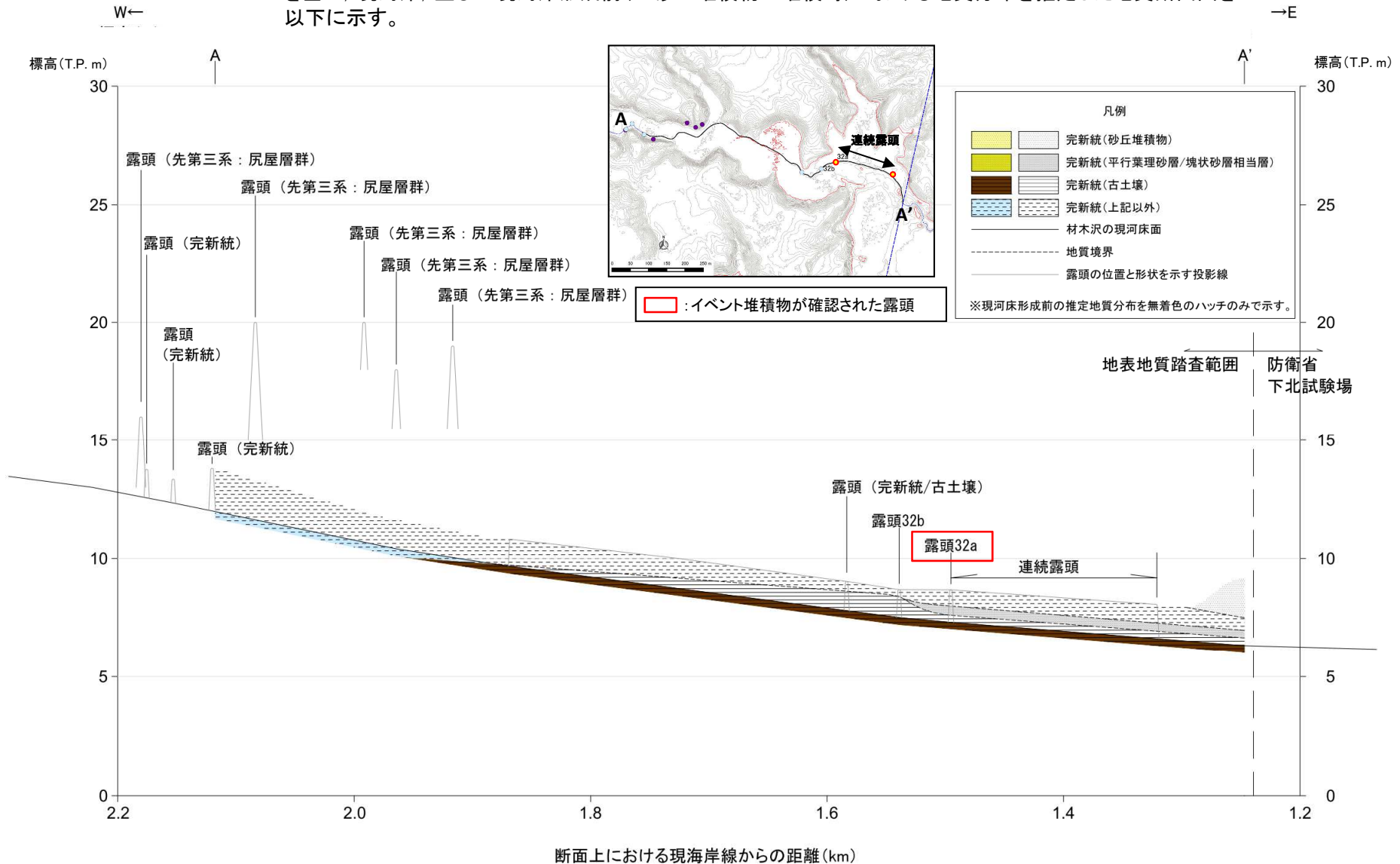
露頭状況写真



露頭位置図

2.3.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

- 材木沢(路線No.32)②
 - 地表地質踏査, 詳細地質観察(後述)により得られた地質区分, 地層の層位関係, 地層の厚さ(高さ)等の情報を基に, 現河床, 並びに現河床形成前(=砂丘堆積物の堆積時)における地質分布を推定した地質断面図を以下に示す。



断面上における現海岸線からの距離(km)
河川に沿うAA'断面における地質断面図

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価
 2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

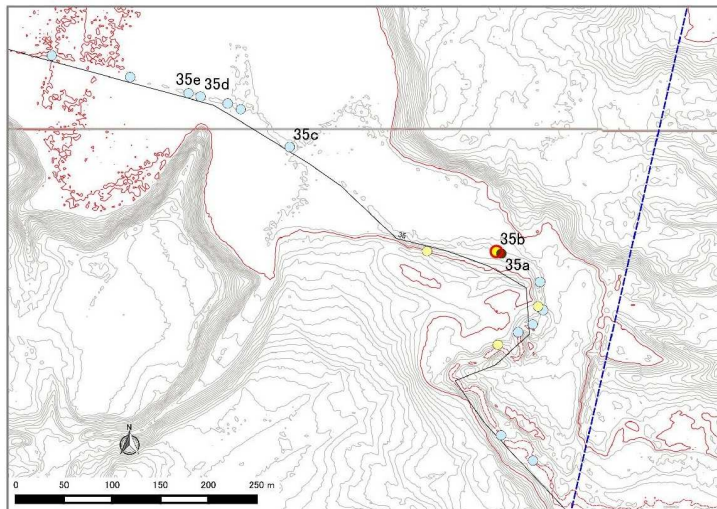
■大川(路線No.35)①

- 露頭No.35bで、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物を確認した。
- 左岸側の露頭No.35bで確認された平行葉理砂層または塊状砂層は下流側に連続するが、右岸側の露頭No.35aでは認められない。
- 露頭No.35bの上流側の露頭No.35dでは、古土壤(完新統)相当の粘土が確認されるが、その上位に、平行葉理砂層、塊状砂層及び砂丘堆積物が無いことを確認した。

凡例※

- : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壤)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※:各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。



露頭位置図



露頭状況写真

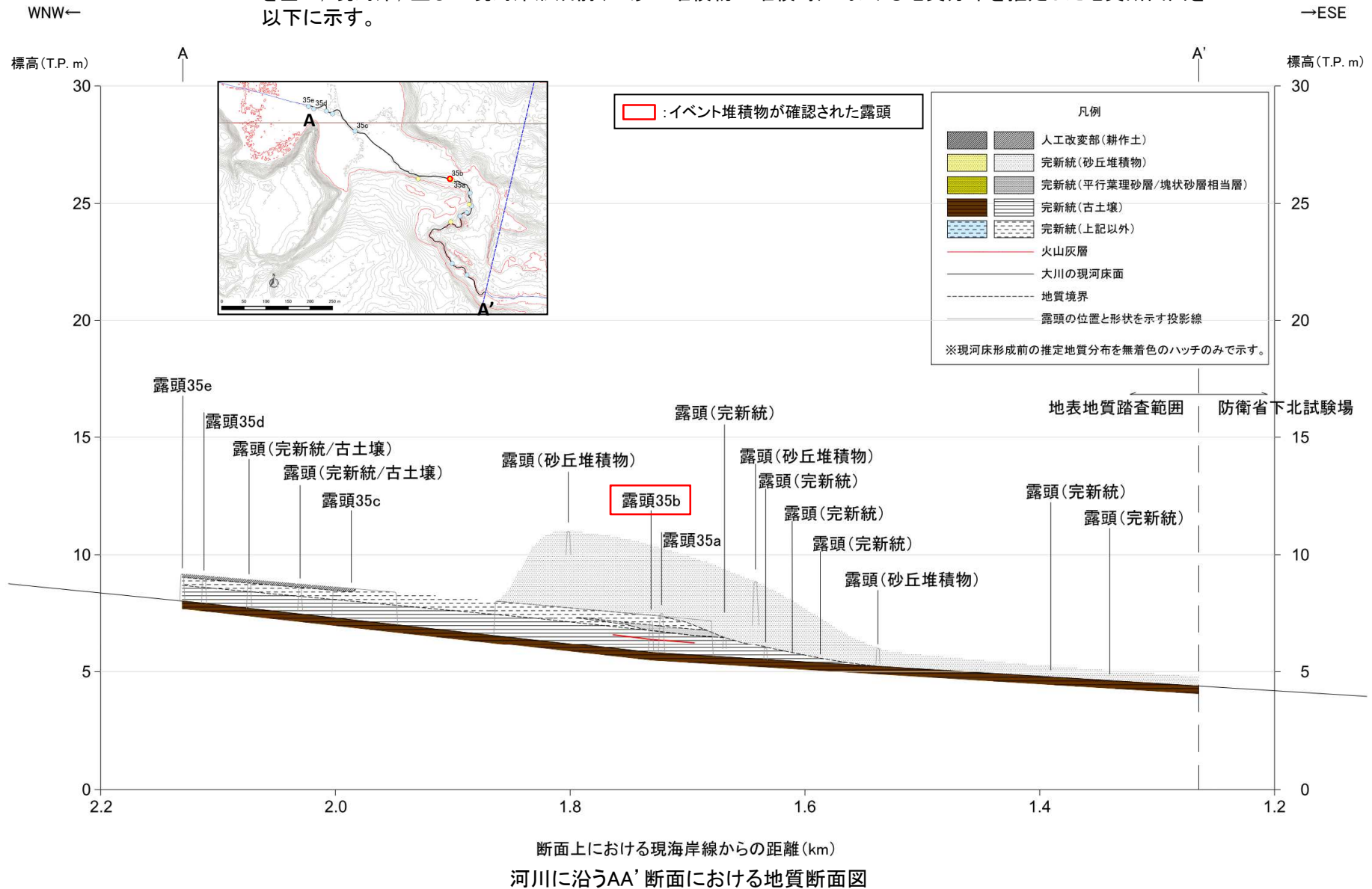
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 地表地質踏査

■ 大川(路線No.35)②

- 地表地質踏査, 詳細地質観察(後述)により得られた地質区分, 地層の層位関係, 地層の厚さ(高さ)等の情報を基に, 現河床, 並びに現河床形成前(=砂丘堆積物の堆積時)における地質分布を推定した地質断面図を以下に示す。



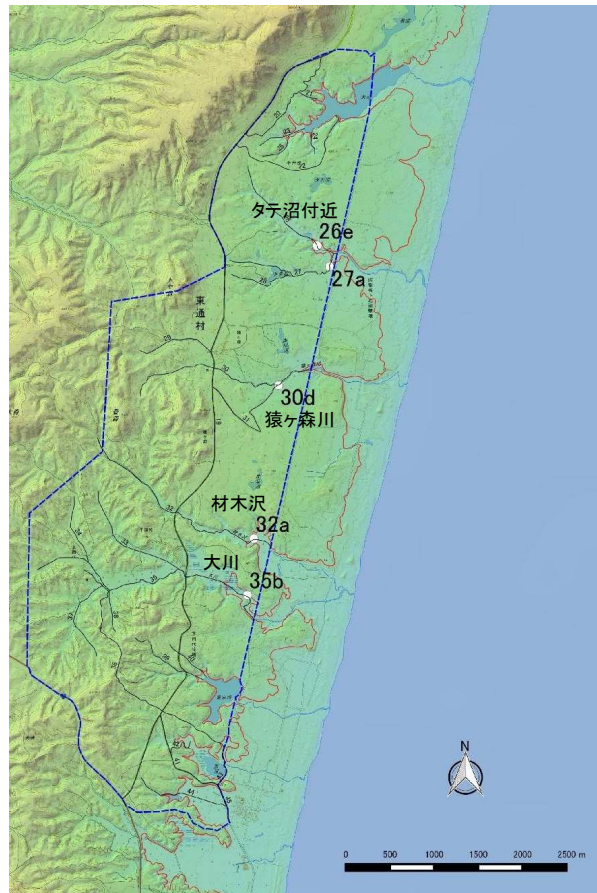
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

■ 詳細地質観察結果の概要

- 地表地質踏査の結果、平行葉理砂層及び塊状砂層を確認した猿ヶ森川(露頭No.30d)のほか、同イベント堆積物の層相を有するタテ沼付近(露頭No.26e, 27a)、材木沢(露頭No.32a)、大川(露頭No.35b)を対象に、堆積学的特徴を把握するため詳細地質観察を実施するとともに、水準測量結果(4級水準測量)から各イベント堆積物の基底標高を確認した。
- 調査の結果、各イベント堆積物は流水により形成された堆積物の特徴を有することを確認した。詳細地質観察結果の概要を下表に、各露頭の詳細を次頁以降に示す。



調査位置※1

詳細地質観察結果(概要)

位置	露頭No.	イベント堆積物の基底標高 (T.P.)	海岸からの距離	イベント堆積物の堆積学的特徴
タテ沼付近	26e	約+7.6m ^{※2}	約1.3km	斜交葉理が認められ、葉理に沿う腐植質シルトの薄層(一部レンズ状)が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
	27a	約+11.8m	約1.1km	大小の斜交葉理及び平行葉理が認められ、凝灰質シルトの薄層(一部レンズ状)が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
猿ヶ森川	30d (塊状砂層)	約+11.0m ^{※2}	約1.4km	平行葉理砂層は、低角度傾斜の斜交葉理及び平行葉理が認められ、塊状砂層は腐植質シルトの薄層が途切れて挟在し、各層とも流水により形成された堆積物の特徴を有する。
	30d (平行葉理砂層)			
材木沢	32a	約+7.6m	約1.2km	斜交葉理及び平行葉理が認められ、レンズ状を呈するシルトの薄層が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
大川	35b	約+6.8m	約1.2km	斜交葉理(一部カレントリップル)及び平行葉理が認められ、下位層の有機質粘土を取り込んだ偽礫を含み、流水により形成された堆積物の特徴を有する。

※2: イベント堆積物の基底標高を確認することは出来なかったことから、確認できた下限標高を記載。

※1: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

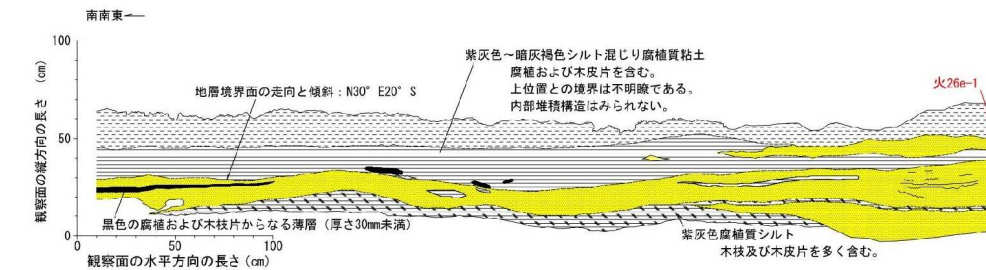
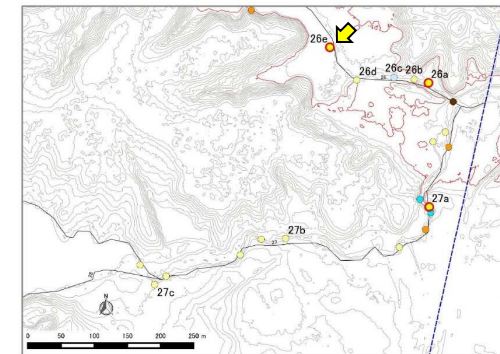
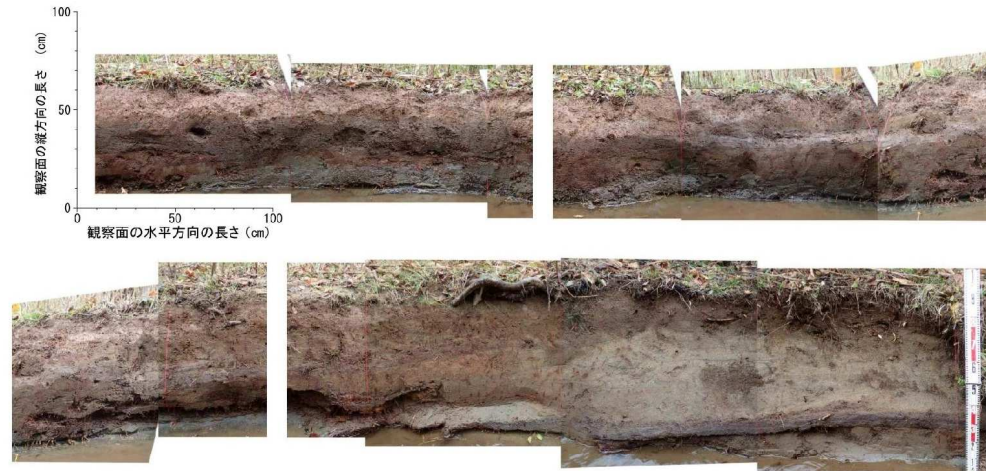
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

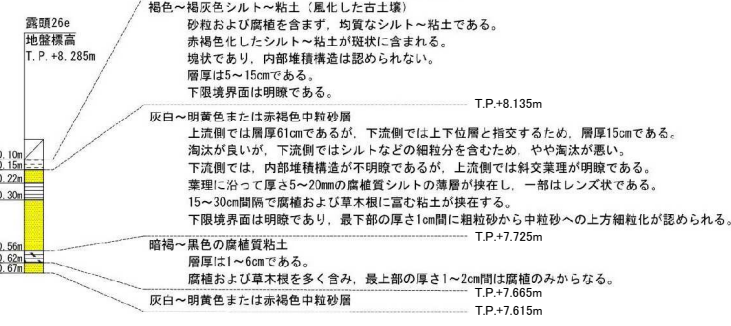
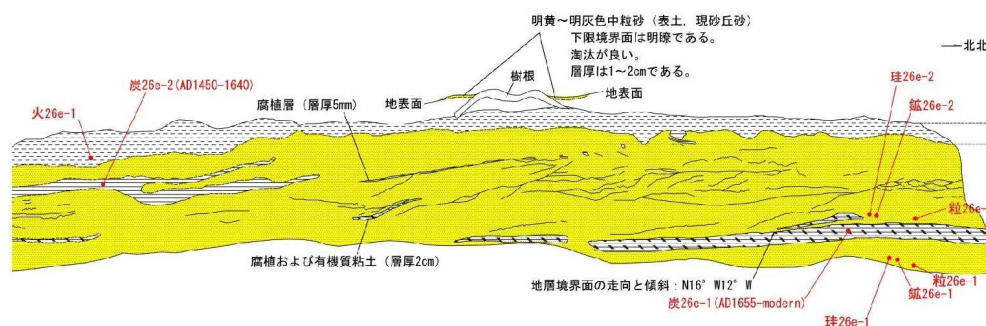
■ タテ沼付近(露頭No.26e)

- ・下位より、腐植質シルトまたは粘土層、中粒砂層、シルト混じり腐植質粘土層からなる。
- ・中粒砂層は、斜交葉理が認められ、葉理に沿う腐植質シルトの薄層(一部レンズ状)が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- ・中粒砂層の地層境界は、上位層側、下位層側ともに明瞭であり、下位層を侵食した後に堆積した可能性がある。



	イベント堆積物
基底標高(T.P.)※	約+7.6m
海岸からの距離	約1.3km

※: イベント堆積物の基底標高を確認することは出来なかったことから、確認できた下限標高を記載。



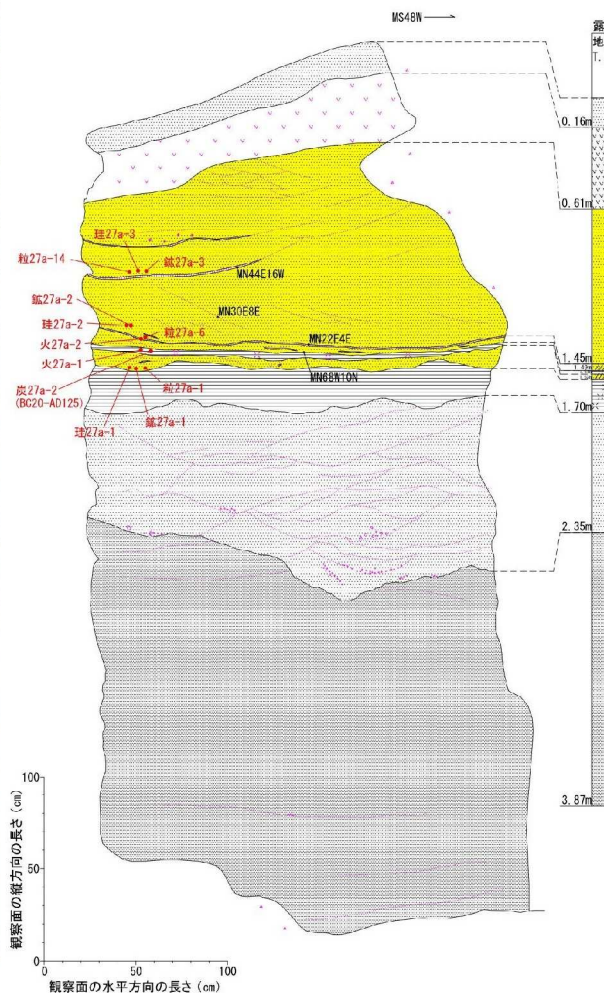
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

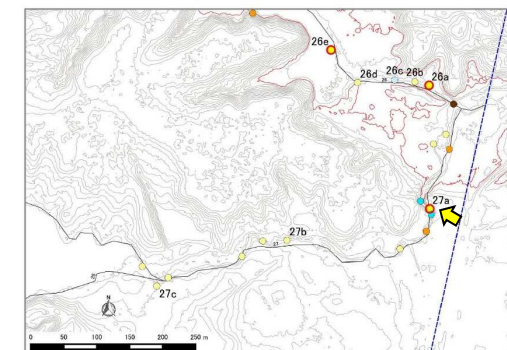
■タテ沼付近(露頭No.27a)

- 下位より、細粒砂層、細粒～中粒砂層、凝灰質シルト層、明黄色～明褐色中粒砂層、火山灰質シルト層、明灰色中粒砂層(砂丘堆積物)からなる。
- 明黄色～明褐色中粒砂層は、大小の斜交葉理及び平行葉理が認められ、凝灰質シルトの薄層(一部レンズ状)が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- 明黄色～明褐色中粒砂層の地層境界は、上位層側はやや明瞭であるが、下位層側は明瞭であり、下位層を侵食した後に堆積した可能性がある。



イベント堆積物	
基底標高 (T.P.)	約+11.8m
海岸からの距離	約1.1km

層名	厚さ	特徴	T.P.
明灰色 中粒砂層	16cm	淘汰の良い中粒砂(砂丘砂)。植物根が侵入している。	+13.419m
赤褐色 ローム層	45cm	塊状の火山灰質シルト(ローム)。植物根が侵入している。	+13.244m
明黄色 中粒砂層	84cm	淘汰の良い中粒砂。黒色鉱物によるクロスリナがみられる。(下部数mスケール、上部10数cmスケール)。植物片を含む凝灰質粘土をレンズ状に挟む。凝灰質粘土層の上位10cm間は、φ1mmの凝灰質粘土を塊状に含む。	+12.752m
明褐色 シルト混じり中粒砂層	4cm	最上部の2~5mmは凝灰質シルト。レンズ状の凝灰質シルトが平行なリナを形成する。植物片を含む。	+11.834m
灰白色 凝灰質シルト層	2~4cm	植物片を多く含む。	+11.790m
明褐色 シルト混じり中粒砂層	4cm	植物片を少量含む。レンズ状の凝灰質シルトがリナを形成する。	+11.769m
灰白色 凝灰質シルト層	18~21cm	植物片を含む。塊状。	+11.758m
明灰色～灰白色 中～細粒砂層	65~100cm	垂鉛礫を含む中粒砂～粗粒砂に上方細粒化する。クロスリナが発達する。垂内礫はφ3~5mmでクロスリナの底に集中する。凝灰質シルトを挟み、下部では10~20cm間隔、上部では1~5cm間隔で互層する。	+11.561m
明褐色 細粒砂層	150cm以上	淘汰の良い細粒砂(～中粒砂)である。10~50cm間隔の平行リナがみられる。下部50cm間は粘土化した白色粒子(φ0.5~1cm)を含む。	+10.850m



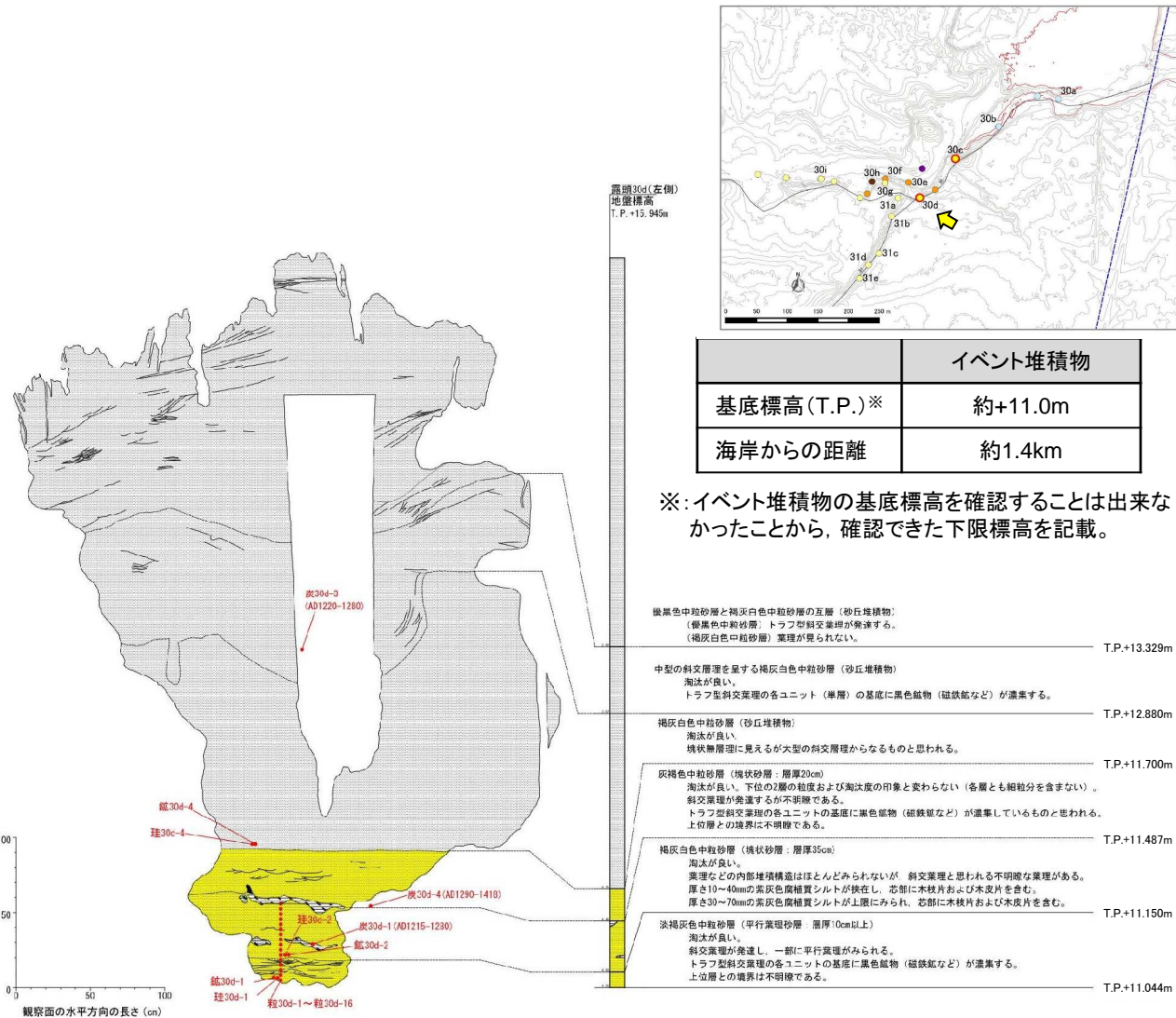
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

■猿ヶ森川(露頭No.30d)

- 下位より, 中粒砂層(平行葉理砂層), 中粒砂層(塊状砂層), 中粒砂層(砂丘堆積物)からなる。
- 平行葉理砂層では斜交葉理及び平行葉理が認められ, 塊状砂層では腐植質シルトの薄層が途切れて挟在し, 各層とも流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- 塊状砂層の地層境界は, 上位層側は不明瞭であり, 下位層側はやや明瞭である。



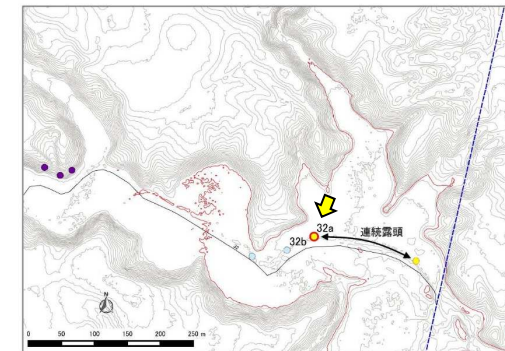
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

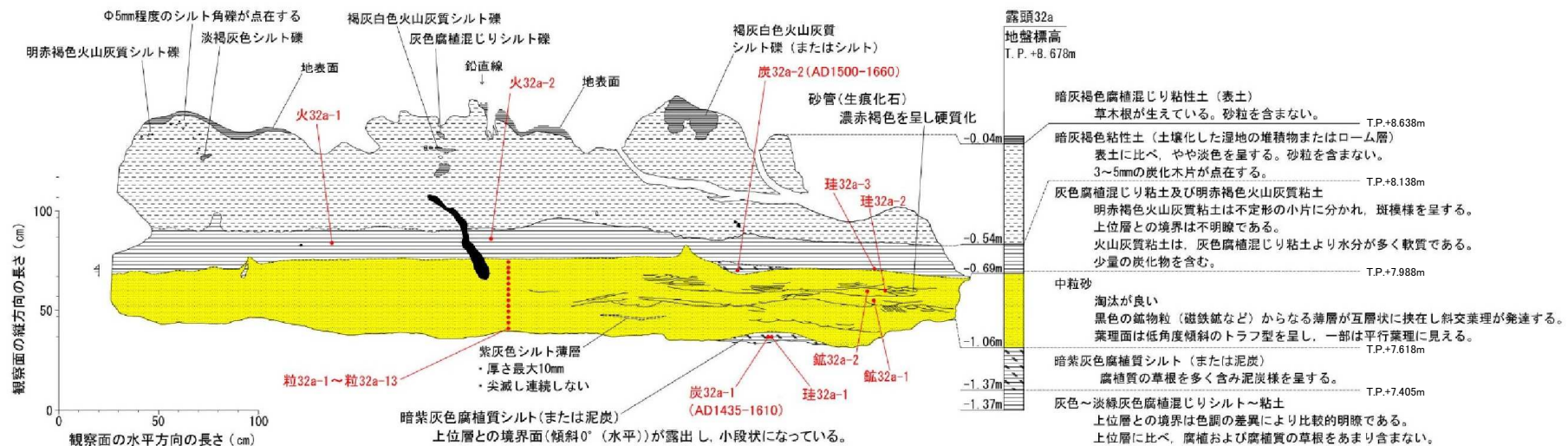
2.3.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

■ 材木沢 (露頭No.32a)

- 下位より、腐植混じりシルト～粘土層、腐植質シルト層、中粒砂層、腐植混じり粘土及び火山灰質粘土層、粘土層、腐植混じり粘土層(表土)からなる。
- 中粒砂層は、斜交葉理及び平行葉理が認められ、レンズ状を呈するシルトの薄層が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- 中粒砂層の地層境界は、上位層側、下位層側ともに明瞭であり、下位層を侵食した後に堆積した可能性がある。



イベント堆積物	
基底標高(T.P.)	約+7.6m
海岸からの距離	約1.2km



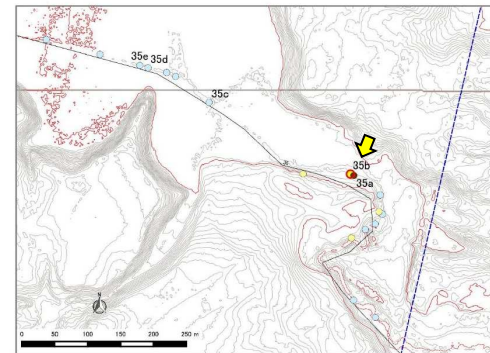
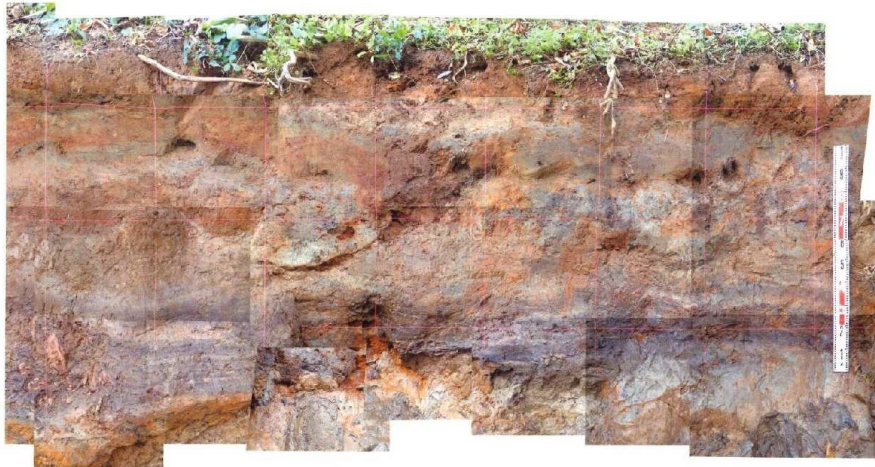
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

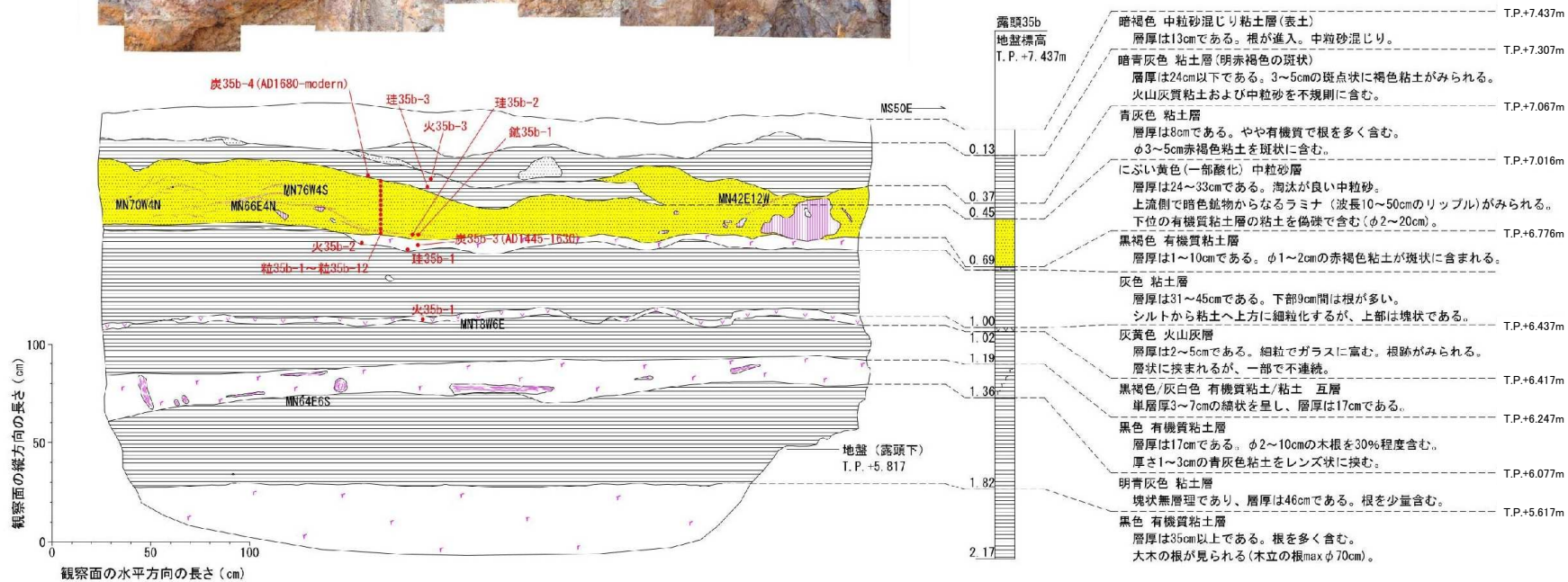
2.3.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

■大川(露頭No.35b)

- 下位より、有機質粘土層、粘土層、有機質粘土層、有機質粘土/粘土互層、火山灰層、粘土層、有機質粘土層、中粒砂層、粘土層、中粒砂混じり粘土層(表土)からなる。
- 中粒砂層は、斜交葉理(カレントリップル)及び平行葉理が認められ、下位層の有機質粘土を取り込んだ偽礫を含み、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- 中粒砂層の地層境界は、上位層側、下位層側ともに明瞭であり、下位層を侵食した後に堆積した可能性がある。



	イベント堆積物
基底標高(T.P.)	約+6.8m
海岸からの距離	約1.2km



2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 堆積年代

- ・ イベント堆積物の堆積年代を把握するために、放射性炭素年代測定を実施した。測定結果を下表に示す。
- ・ タテ沼付近(露頭No.26e)、材木沢(露頭No.32a)、大川(露頭No.35b)で認められたイベント堆積物の堆積年代は整合性が見られるが、猿ヶ森川(露頭No.30d)、並びにタテ沼付近(露頭No.27a)で認められたイベント堆積物は堆積年代が異なることを確認した。

位置	露頭No.	試料名	Post1950	AD1500	AD1000	AD500	AD ← 0 → BC	BC500
タテ沼付近	26e [※]			1655				
		炭26e-1		1655				
	炭26e-2		1640	1450				
	27a						125	20
炭27a-2								
猿ヶ森川	30d			1410	1215			
		炭30d-1			1280	1215		
		炭30d-4		1410	1290			
		炭30d-5		1385	1275			
材木沢	32a			1660	1435			
		炭32a-1		1610	1435			
		炭32a-2		1660	1500			
大川	35b			1445				
		炭35b-3		1630	1445			
		炭35b-4		1680				
					B-Tm			

凡 例

■ : イベント堆積物の堆積年代
堆積物の直上・直下から採取した試料の
暦年代と層序関係を考慮した年代幅

—|—|— : 各試料の暦年代(2σ(±1σ))

B-Tm : 火山灰(白頭山苦小牧, AD900-1000)

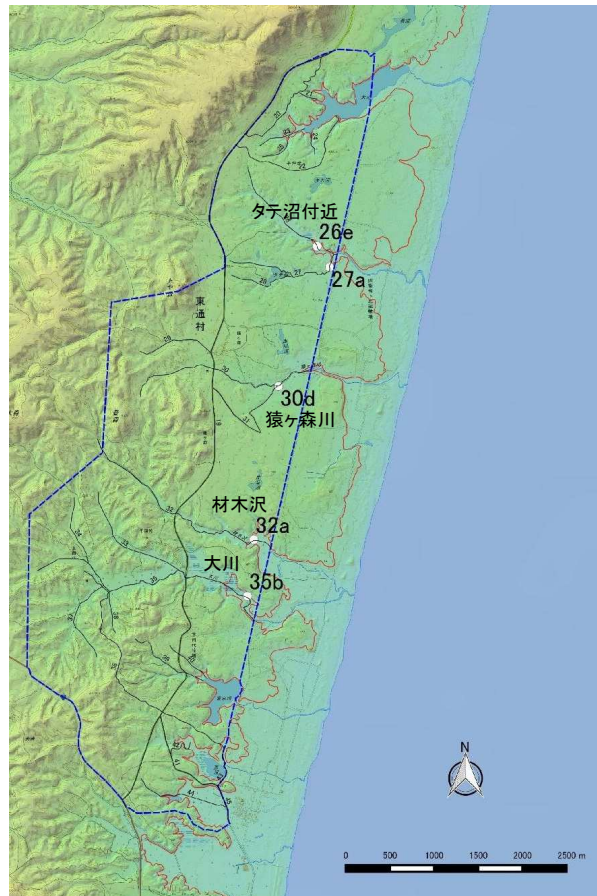
※: イベント堆積物の上位層より採取した試料(炭26e-2)が、イベント堆積物の下位層より採取した試料(炭26e-1)より古い堆積年代を示していることから、下位層より採取した試料(炭26e-1)の年代を採用した。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 堆積環境・供給源(珪藻化石分析)

- ・ イベント堆積物の堆積環境を把握するために、珪藻化石分析を実施した。分析結果(概要)を下表に示す。
- ・ 分析の結果、猿ヶ森川(露頭No.30d)、大川(露頭No.35b)のイベント堆積物は、海水の影響を受けた可能性があるものの、タテ沼付近(露頭No.26e)、材木沢(露頭No.32a)のイベント堆積物は、淡水生種のみであり、海水の影響を受けた可能性は低いことを確認した。
- ・ 各珪藻化石分析結果の詳細を次頁に示す。



調査位置※

※:本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

珪藻化石分析結果(概要)

位置	No.	珪藻化石	考察
タテ沼付近	26e	淡水生種のみ	陸域の湿地の環境下であり、海水の影響を受けた可能性は低い。
	27a	検出されず	—
猿ヶ森川	30d	海水～汽水生種、汽水生種及び淡水～汽水生種を含む	海水の影響を受けた可能性がある。
材木沢	32a	淡水生種のみ	陸域の湿地の環境下であり、海水の影響を受けた可能性は低い。
大川	35b	汽水生種及び淡水～汽水生種を含む	陸域の湿地の環境下であり、海水の影響を受けた可能性がある。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 堆積環境・供給源(珪藻化石分析)

■珪藻化石分析結果

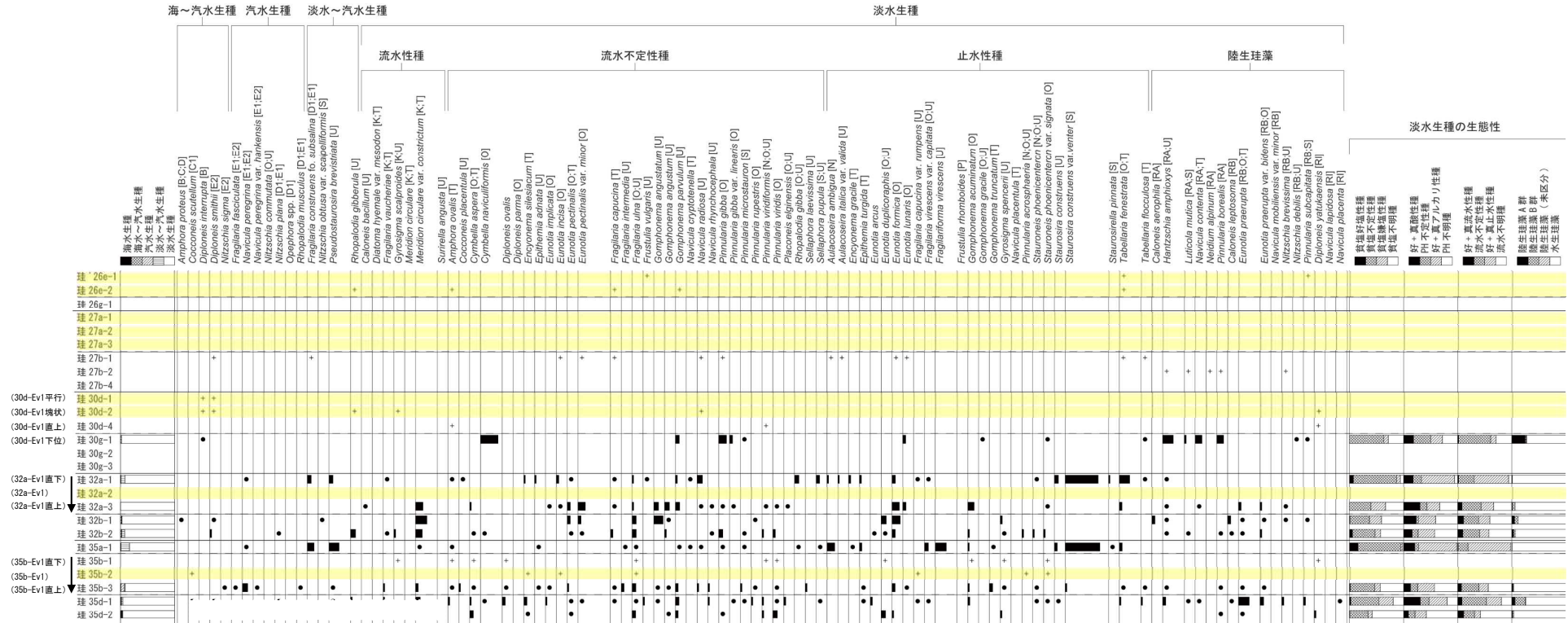


図1. 各試料における主要珪藻化石群集の産状

海水～汽水～淡水性種産出率・各種産出率・完形産出率は全体基数、淡水性種の生態性の比率は淡水性種の合計を基数として百分率で算出した。いずれも100個体以上検出された試料について示す。なお、●は1%未満、+は100個体未満の試料について検出した種類を示す。

環境指標種
 A: 外洋指標種 B: 内湾指標種 C1: 海洋藻場指標種 C2: 汽水藻場指標種 D1: 海水砂質干潟指標種 D2: 汽水砂質干潟指標種 E1: 海水泥質干潟指標種 E2: 汽水泥質干潟指標種 F: 淡水底生種群 (以上は小杉, 1988) G: 淡水浮遊性種群 H: 河口浮遊性種群 J: 上流性河川指標種 K: 中～下流性河川指標種 L: 最下流性河川指標種群 M: 湖沼浮遊性種 N: 湖沼沼沢地指標種 O: 沼沢地付着性種 P: 高層温原指標種群 Q: 隆起指標種群 (以上は安藤, 1990)
 S: 好汚濁性種 T: 好清水性種 U: 広適応性種 (以上はAsai & Watanabe, 1995) R1: 陸生珪藻 (RA-A群, RB-B群・伊藤・堀内, 1991)

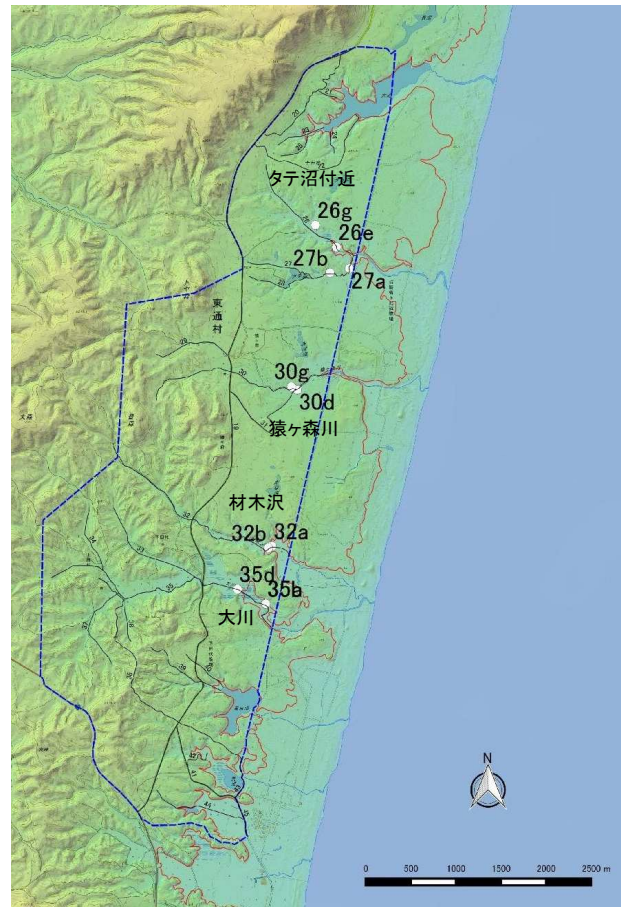
イベント堆積物

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

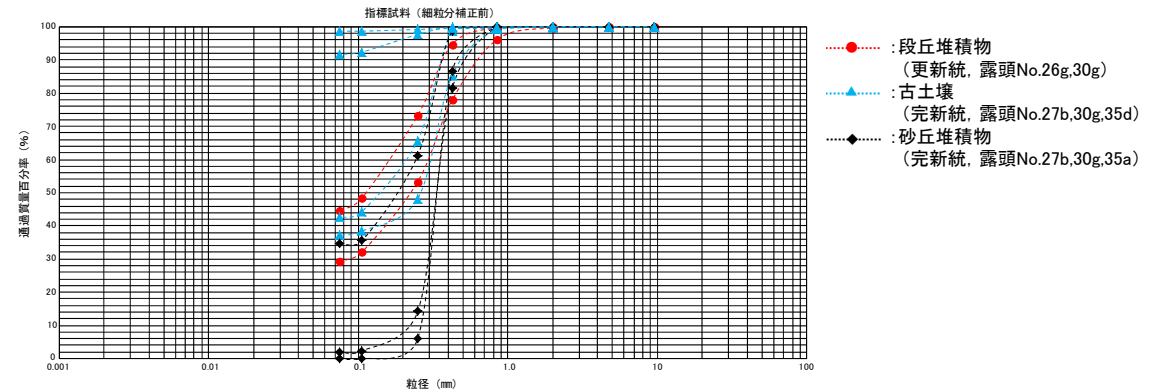
2.3.2 津波堆積物調査: 堆積環境・供給源(粒度組成分析)

- ・ イベント堆積物の供給源を把握するために、粒度組成分析を実施した。なお、指標試料は、段丘堆積物、砂丘砂、古土壤から採取した。
- ・ 分析の結果、各地点ともに砂丘堆積物の特徴に類似していることを確認した。分析結果を以下に示す。
- ・ また、猿ヶ森川(露頭No.30d)、材木沢(露頭No.32a)、大川(露頭No.35b)のイベント堆積物を対象に、地層の厚さ方向の連続サンプリングを実施し、粒度組成分析を実施した結果、級化構造(上方細粒化または上方粗粒化)を有することを確認した。分析結果の詳細を次頁に示す。

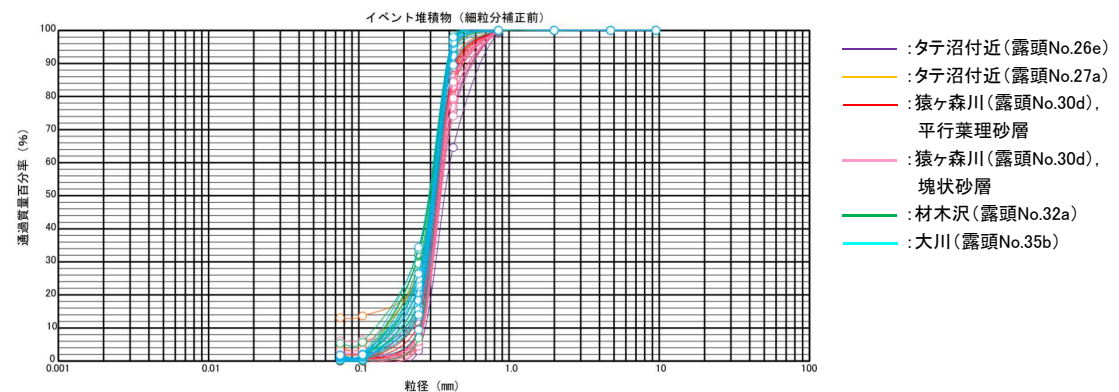


調査位置※

※: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。



指標試料の粒径加積曲線



各露頭試料の粒径加積曲線

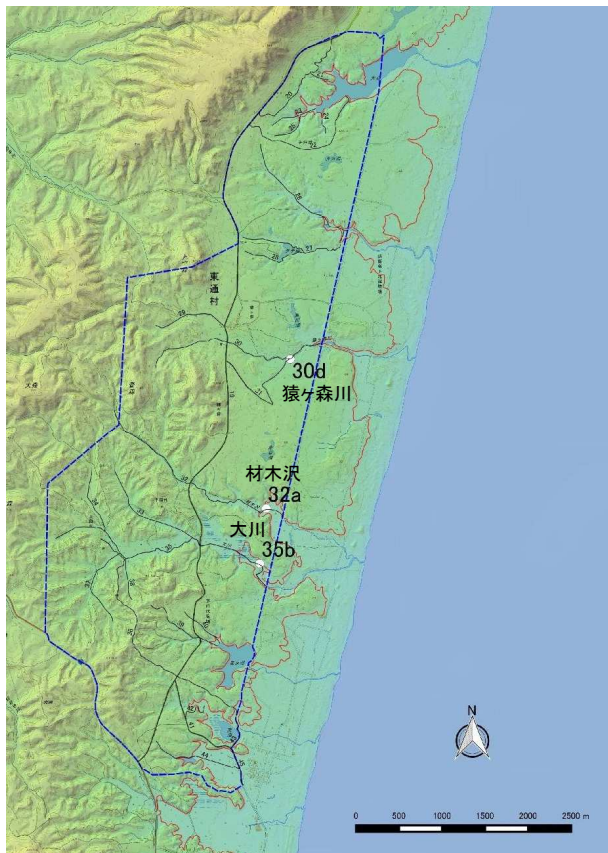
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 堆積環境・供給源(粒度組成分析)

■ 粒度組成分析: 堆積学的特徴の把握

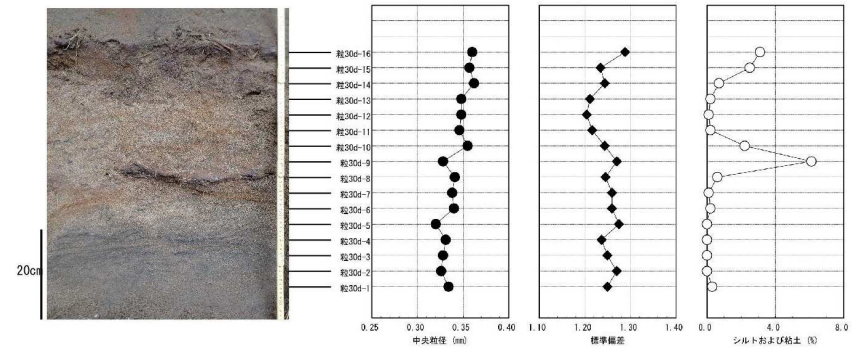
- 藤原ほか(2003)を参考に、中央粒径、標準偏差及び細粒分含有率の垂直変化の特徴を整理した。
- 猿ヶ森川(露頭No.30d)については、上方に中央粒径が大きくなる傾向があり、時間とともに流水の規模と砂の運搬能力が増大したことが示唆される。
- 一方、材木沢(露頭No.32a)、大川(露頭No.35b)については、上方に中央粒径が小さくなるとともに淘汰が悪くなる傾向があり、時間とともに流水の規模と砂の運搬能力が減衰したことが示唆される。



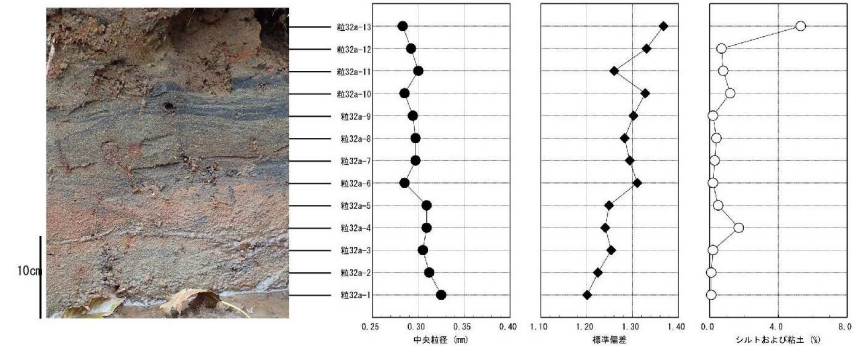
調査位置※

※: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

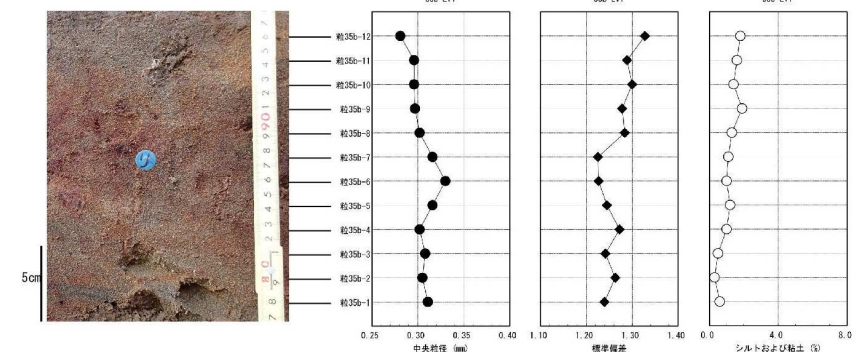
【猿ヶ森川(露頭No.30d)】



【材木沢(露頭No.32a)】



【大川(露頭No.35b)】



2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 堆積環境・供給源(鉱物組成分析)

- ・ イベント堆積物の供給源を把握するために、鉱物組成分析を実施した。なお、指標試料は、段丘堆積物、砂丘砂、古土壌から採取した。
- ・ 各地点ともに、砂丘堆積物の特徴に類似していることを確認した。分析結果を以下に示す。

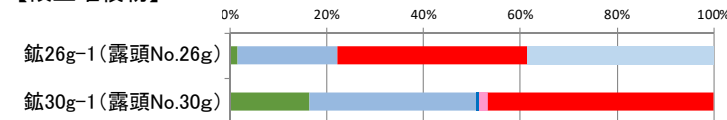


調査位置※

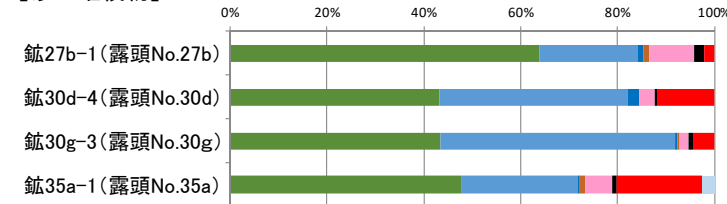


■ 指標試料

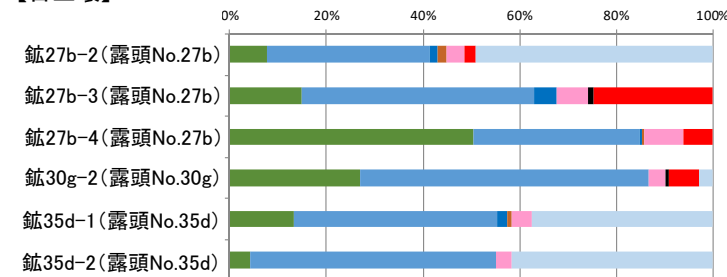
【段丘堆積物】



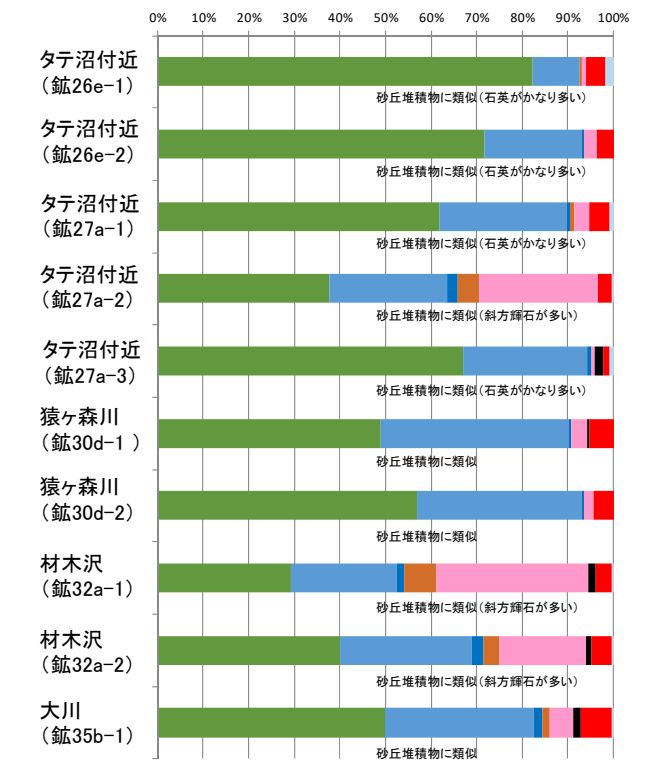
【砂丘堆積物】



【古土壌】



■ イベント堆積物



※: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:追加調査結果

- 東通村猿ヶ森周辺を対象に津波堆積物調査を実施した結果、津波起因の可能性が高い、もしくは津波起因の可能性のあるイベント堆積物が認められたものの、各イベント堆積物の堆積年代、並びに堆積環境(珪藻化石)は異なることを確認した。
- 3.11地震津波による津波堆積物は広域に亘って確認されていることを踏まえると※1、今回認められたイベント堆積物の成因は、M9クラスの巨大地震に伴う津波ではなく、M8クラスの地震に伴う津波、地震以外に起因する津波、もしくは洪水等津波以外の可能性がある。

※1:3.11地震に伴う津波による津波堆積物の分布範囲等に関する知見を整理した。整理結果の詳細は、補足説明資料「2. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波による津波堆積物」に記載。

調査地点		イベント堆積物			イベント堆積物の分析結果			イベント堆積物の評価
		イベント堆積物の基底標高※2 (T.P.)	海岸線からの距離	堆積年代 (年)	堆積学的特徴	海水生種または海水～汽水生種の珪藻化石	粒度・鉱物組成	
タテ沼付近	露頭 No.26e	約7.6m※3	約1.3km	A.D.1650年頃より後	○ 斜交葉理発達, 下面境界が明瞭	× 淡水生種のみ	△ 砂丘堆積物に類似	▲
	露頭 No.27a	約11.8m	約1.1km	A.D.50年頃	○ 斜交葉理(一部平行葉理)が存在, 下面境界が明瞭	/	△ 砂丘堆積物に類似	▲
猿ヶ森川	露頭 No.30d	約11.0m※3	約1.4km	A.D.1300年頃	○ 斜交葉理, 平行葉理が存在, 下面境界がやや明瞭	○ 海水～汽水生種	△ 砂丘堆積物に類似	●
材木沢	露頭 No.32a	約7.6m	約1.2km	A.D.1500年頃	○ 斜交葉理, 平行葉理が存在, 下面境界が明瞭	× 淡水生種のみ	△ 砂丘堆積物に類似	▲
大川	露頭 No.35b	約6.8m	約1.2km	A.D.1450年頃より後	○ 斜交葉理が存在, 偽礫を含む, 下面境界が明瞭	△ 汽水生種	△ 砂丘堆積物に類似	▲

(イベント堆積物の分析結果の凡例)

- :津波起因の可能性が高い △:津波起因の可能性がある
×:津波起因の可能性が低い /:化石産出せず

(イベント堆積物の評価の凡例)

- :津波起因の可能性が高い ▲:津波起因の可能性がある
×:津波起因の可能性が低い —:評価に適する堆積物が分布しない等評価できない

※2:イベント堆積物の分布範囲は必ずしも浸水範囲とは一致しない。

※3:イベント堆積物の基底標高を確認することは出来なかったことから、確認できた下限標高を記載。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 成因分析

■ 検討方針

- 認められたイベント堆積物の成因について、後藤ほか(2017)を参考に、計算に基づく水理学的特徴から検討した。
- 津波を成因とする可能性検討のため、地震に起因する津波として千島海溝沿いの津波及び日本海溝沿いの津波、地震以外に起因する津波として海底地すべりに起因する津波を対象に数値シミュレーションを実施した。
- 津波以外の成因に係る検討として、下北半島で発生した洪水の範囲・年代との比較を行った。

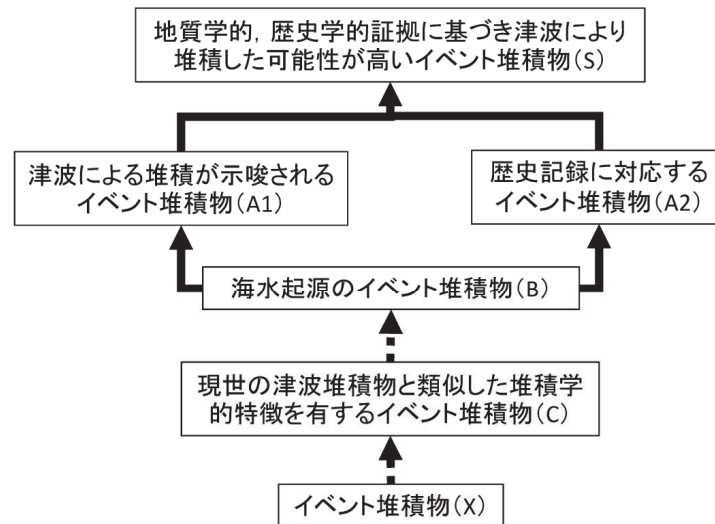


図1 津波堆積物の認定フロー。カッコ内は表1の分類グループに対応する。点線と実線は、それぞれ上位に分類されるための十分条件と必要条件。

津波堆積物の認定フロー
(後藤ほか(2017))

津波による堆積が示唆されるイベント堆積物の認定項目の一部
(後藤ほか(2017))

V	水理学的特徴 (計算に基づく)	1	イベント堆積物の当時の海岸線からの分布距離ないし範囲が高潮や洪水で説明できない。	A1 ^{*1}
		2	イベント堆積物の中の堆積構造や含有する海域に生息・生育する生物の遺骸が、その堆積場や供給源の深さから推定される波の周期や高さが津波でなければ説明が困難である(再堆積の可能性が排除できる)。	A1 ^{*1}
		3	イベント堆積物の分布標高が、津波でしか説明できない(海成段丘からの再堆積の可能性が排除できている)。	A1 ^{*1}

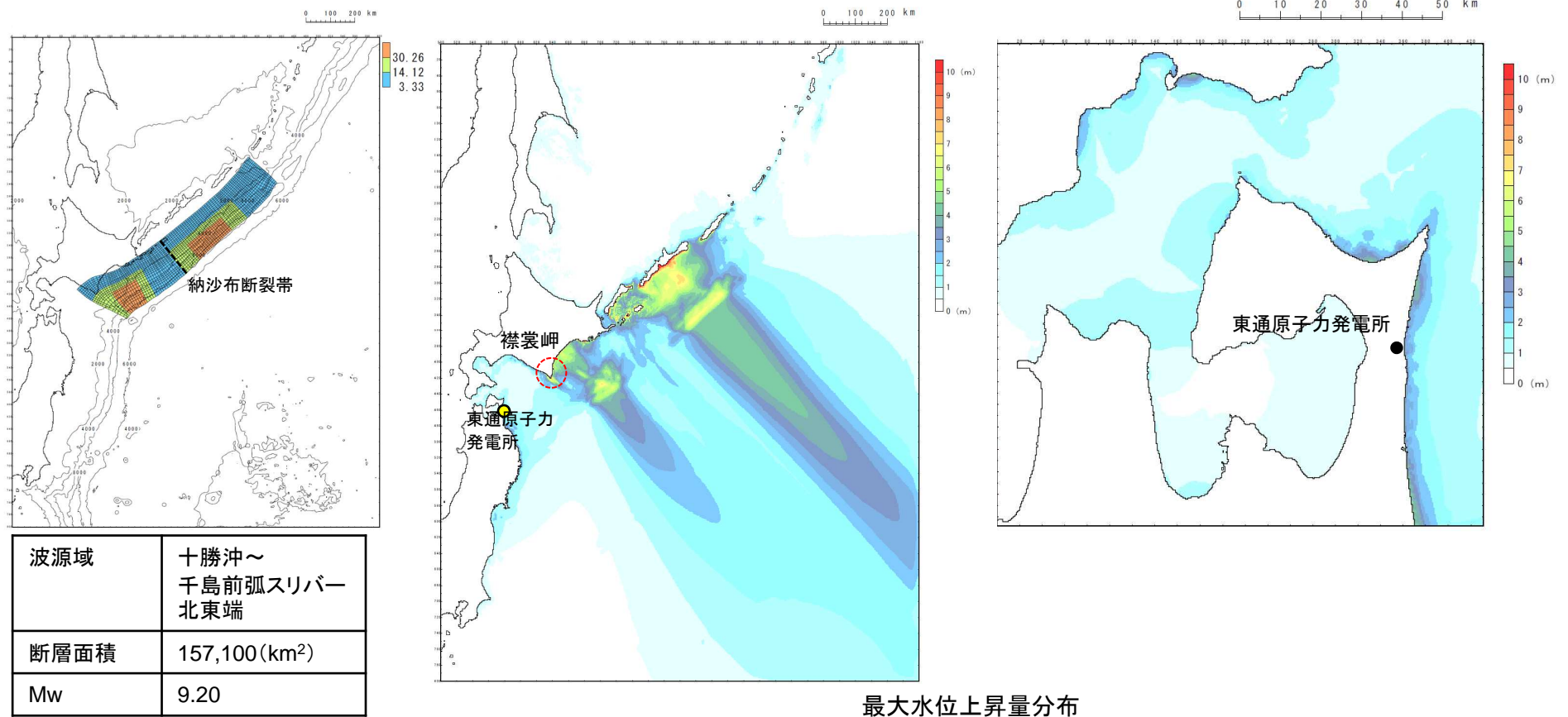
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:成因分析

■地震に起因する津波:千島海溝沿い

- 千島海溝沿いで発生する津波が青森県北部太平洋岸に及ぼす影響を把握するため、保守的設定の観点から、構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ地震を想定して数値シミュレーションを実施した。
- 千島海溝沿いで発生する津波は、その走向及び襟裳岬の影響もあり、東通村沿岸の津波高さは5m以下であることを確認した。



以上から、千島海溝沿いで発生する巨大地震に伴う津波を成因とする可能性は低いと考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

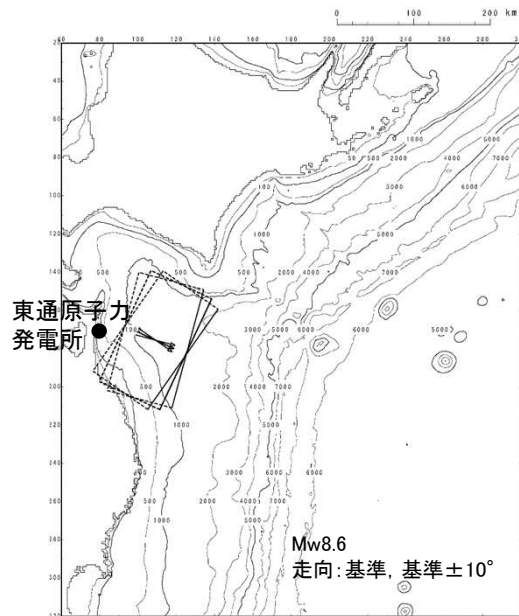
2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 成因分析

■地震に起因する津波: 日本海溝沿い①

- 既往津波のうち発電所の津波高さに与えた影響が最も大きい1856年の津波の再現モデル(Mw8.35)を基本に、地震規模の不確かさとしてMw8.6(+0.2相当)、走向の不確かさ(基準±10°)を考慮した数値シミュレーションを実施した。
- 検討対象領域の空間格子間隔は5mとした。

【検討波源】

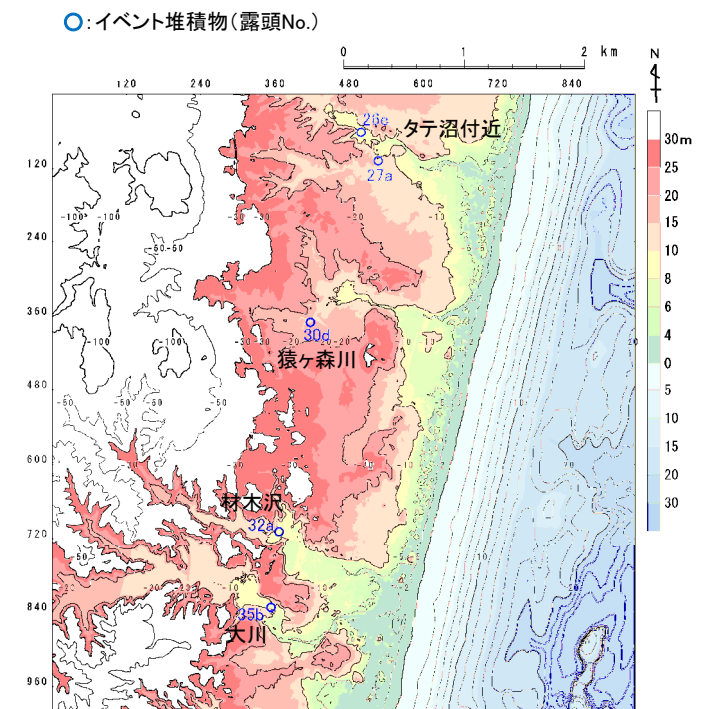


波源位置

主な断層パラメータ

断層パラメータ		1856年	検討モデル
モーメントマグニチュード*	Mw	8.35	8.6
長さ	L(km)	120	160
幅	W(km)	70	93
走向	θ (°)	205	205
断層上縁深さ	d(km)	26	26
傾斜角	δ (°)	20	20
すべり角	λ (°)	90	90
すべり量	D(m)	10.0	13.35

【検討対象領域】



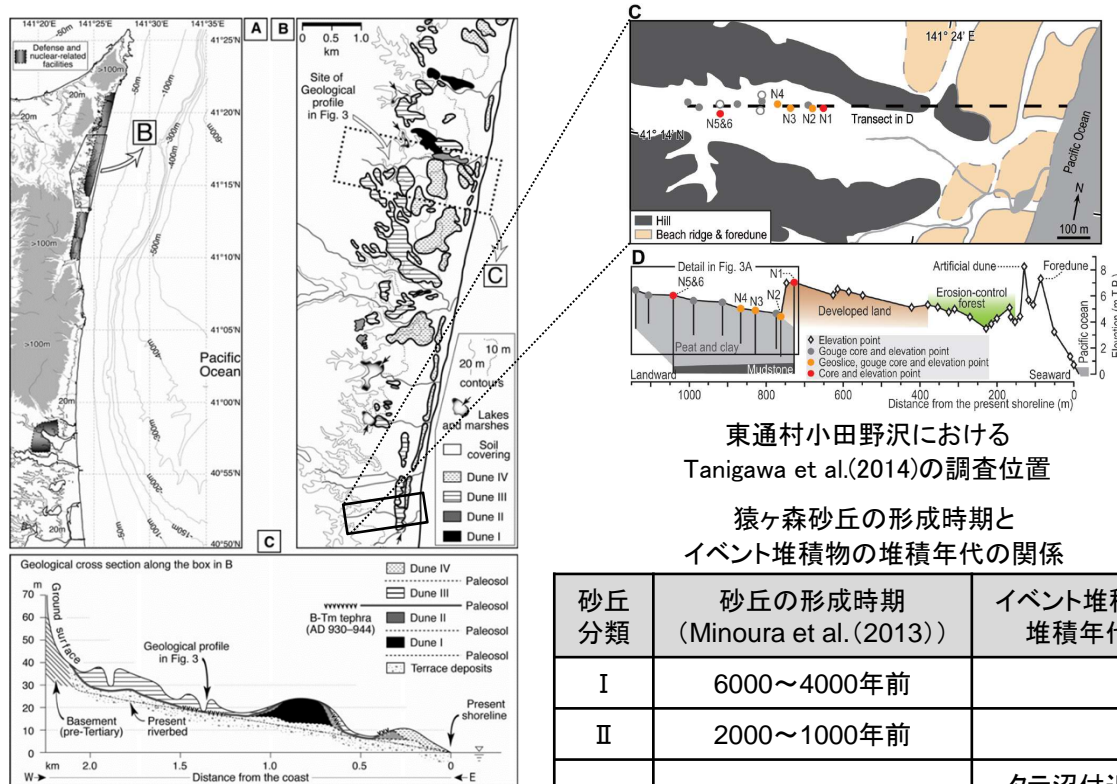
解析に用いた地形データ
(空間格子間隔: 5m)

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査: 成因分析

■地震に起因する津波: 日本海溝沿い②

- 検討対象領域には猿ヶ森砂丘が広く分布するとともに(干釜ほか(1998), Minoura et al.(2013)他), 汀線位置について, Tanigawa et al.(2014)は, 東通村小田野沢で確認したイベント堆積物の堆積年代と砂丘の形成時期の関係から, AD1480-1770の汀線位置は, 現在から200m内陸にあったとしている。また, 小池(1974)は, 発行年のもっとも古い地形図と最新の地形図の比較から, 過去70年間で50mの海岸前進が見られるとしている。 ※: 論文中には, 浜堤列と記載。
- 以上から, 今回確認したイベント堆積物が堆積した当時の地形と現在の地形は異なるものの, 本検討では現在の地形を用いて数値シミュレーションを実施した。



東通村小田野沢における
Tanigawa et al.(2014)の調査位置
猿ヶ森砂丘の形成時期と
イベント堆積物の堆積年代の関係

砂丘分類	砂丘の形成時期 (Minoura et al. (2013))	イベント堆積物 堆積年代
I	6000~4000年前	
II	2000~1000年前	
III	14世紀~15世紀	タテ沼付近, 猿ヶ森川
IV	19世紀以降	タテ沼付近, 材木沢, 大川

猿ヶ森砂丘の分布状況
(Minoura et al.(2013)に一部加筆)

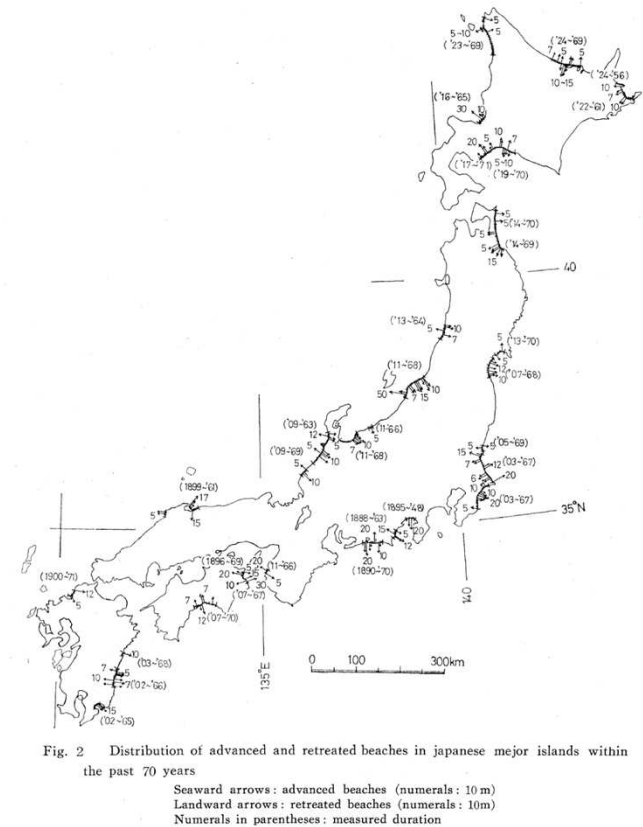


Fig. 2 Distribution of advanced and retreated beaches in Japanese major islands within the past 70 years
Seaward arrows: advanced beaches (numerals: 10 m)
Landward arrows: retreated beaches (numerals: 10 m)
Numerals in parentheses: measured duration

過去70年間における汀線変化
(小池(1974))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:成因分析

■地震に起因する津波:日本海溝沿い③

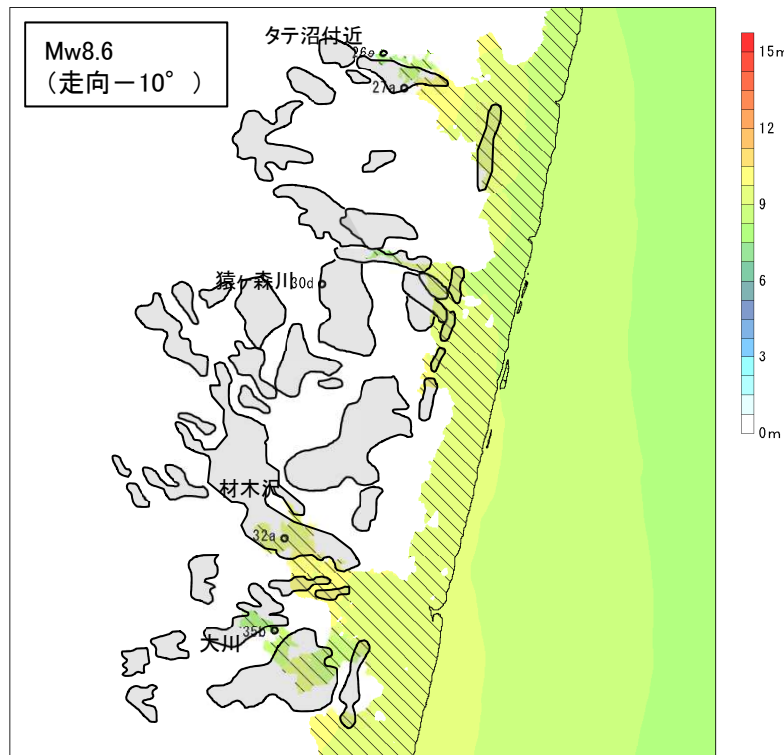
- 数値シミュレーションの結果, タテ沼付近, 材木沢及び大川で認められたイベント堆積物まで概ね遡上することを確認した*。

*: 解析に用いた地形データは現状の地形であり, 猿ヶ森川のイベント堆積物が堆積した以降に形成された砂丘も考慮していることから, 猿ヶ森川のイベント堆積物まで遡上していない。

【数値シミュレーション結果】

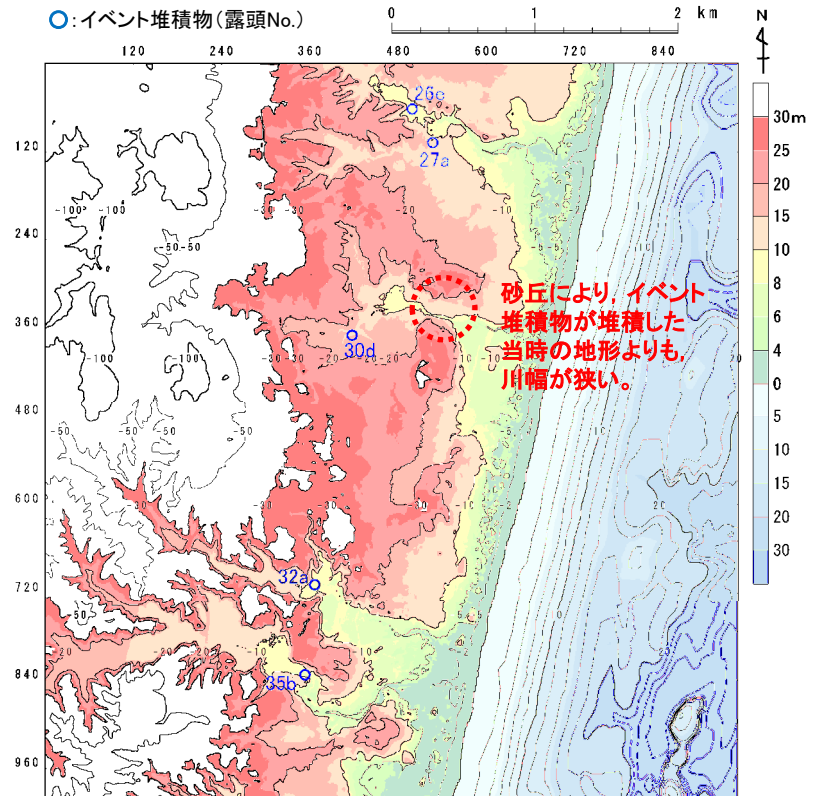
■ : 砂丘(Minouira et al.(2013))

0 1 2 km



最大水位上昇量分布

【解析に用いた地形データ】



地形データ

以上から, 青森県東方沖及び岩手県沖北部で繰り返し発生するM8クラスの津波を成因とする可能性があると考えられる。

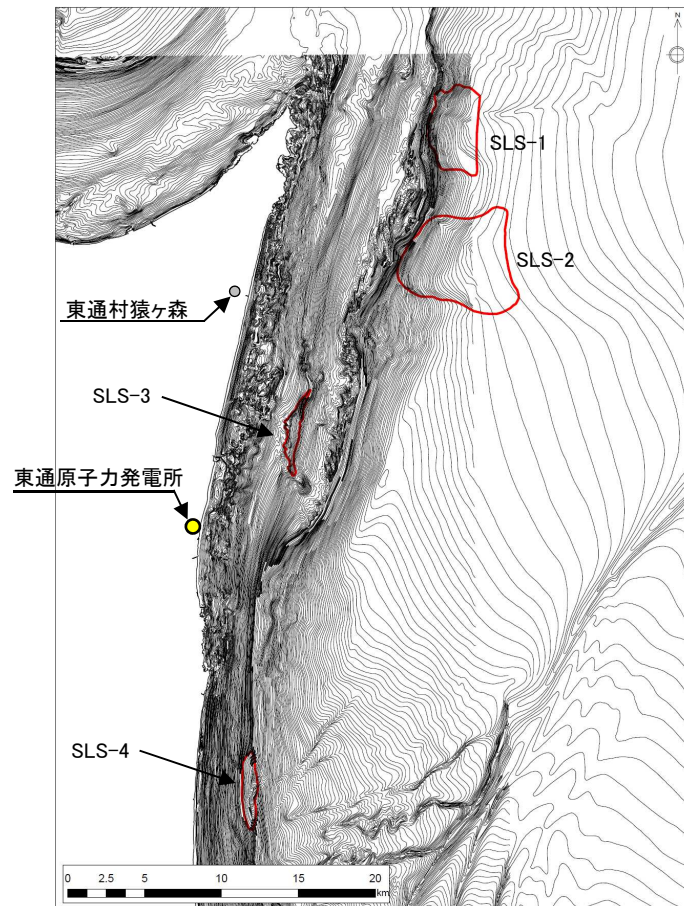
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

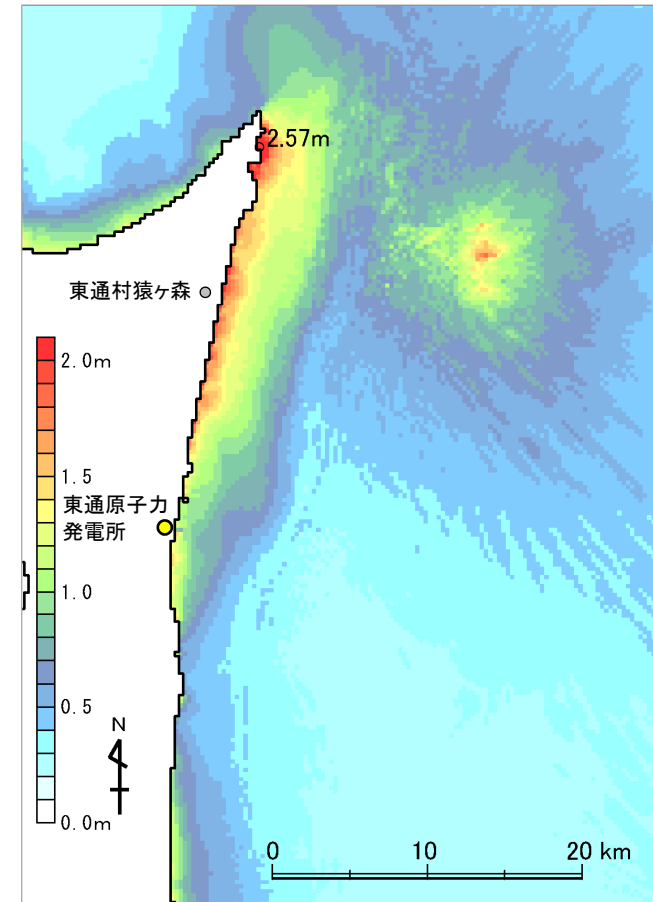
2.3.2 津波堆積物調査:成因分析

■地震以外に起因する津波:海底地すべり

- 下北半島太平洋側大陸棚が含まれる範囲で地形判読により確認された海底地すべり地形のうち、東通村猿ヶ森周辺に影響を及ぼすと考えられる海底地すべり(SLS-2)を対象に数値シミュレーションを実施した。
- 検討の結果、東通村猿ヶ森周辺における津波高さは3m未満であることを確認した。



海底地すべり地形分布図



最大水位上昇量分布
(Kinematic landslide modelによる結果)

以上から、下北半島大陸棚周辺の海底地すべりに起因する津波を成因とする可能性は低いと考えられる。

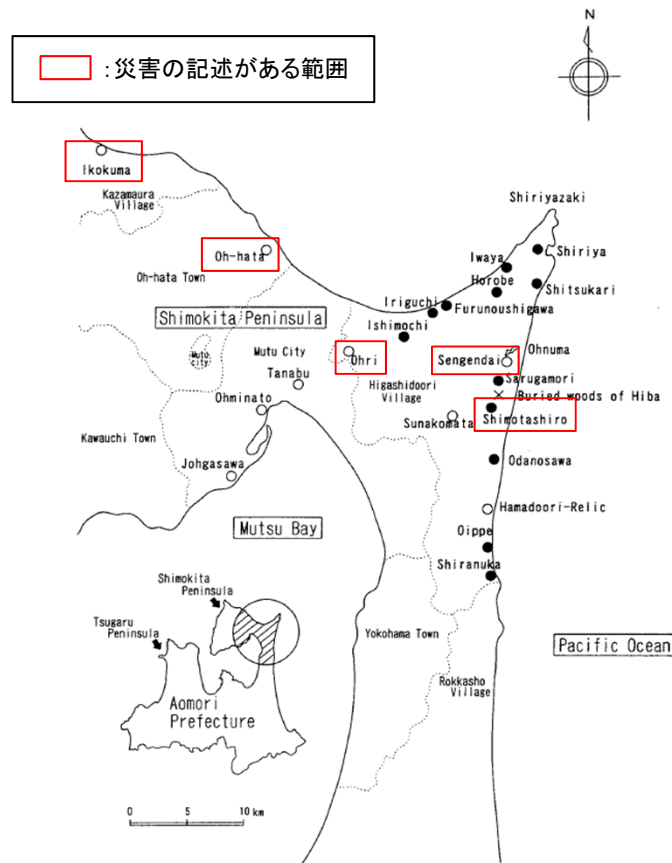
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:成因分析

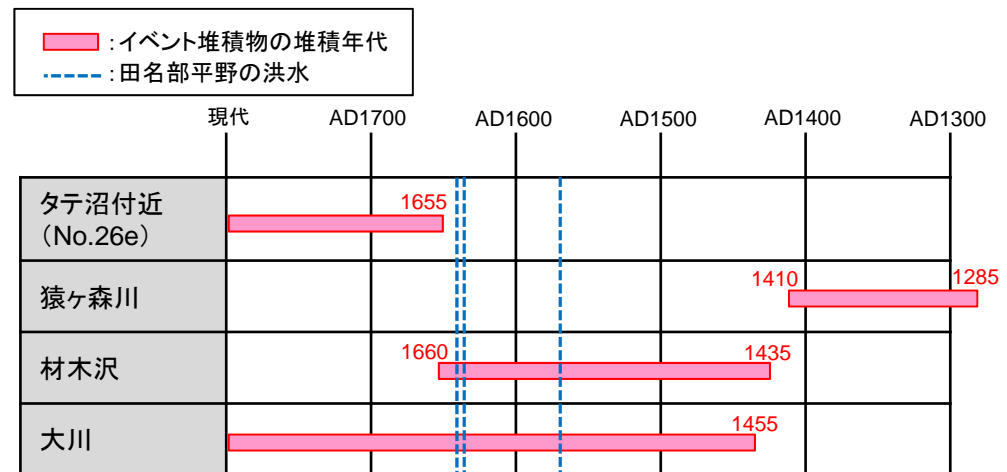
■津波以外の成因:田名部平野一帯の洪水

- 東通村には、かつて大津波があったとする下北半島特有の伝承が残されており、この地の伝承は、大津波により集落が移動した、海岸の地形が大きく変化した、あるいはヒバの森林が砂に埋もれたといった話として伝えられている(千釜ほか(1998))。
- 上記のうち1578年、1630年、1635年の津波により集落が災害を受けた伝承があるが、千釜ほか(1998)は、郷土史関連の文献を整理し、津波ではなく、田名部平野一帯の洪水ととらえるのが妥当であるとしている。
- 材木沢、大川で認められたイベント堆積物の堆積年代は、上記洪水の発生時期と整合している。



田名部平野の洪水範囲
(千釜ほか(1998)に一部加筆)

イベント堆積物の堆積年代と田名部平野の洪水時期の比較



津波と比較して洪水の発生頻度は高いことから、洪水を成因とする可能性があると考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:成因分析

■まとめ

- 認められたイベント堆積物の成因について、後藤ほか(2017)を参考に、計算に基づく水理学的特徴から検討した。
- 検討の結果、イベント堆積物の成因を断定することは困難であるが、津波の場合、青森県東方沖及び岩手県沖北部で繰り返し発生するM8クラスの地震に伴う津波の可能性がある。
- 津波以外の場合、田名部平野一帯の洪水を成因とする可能性がある。

成因分析のまとめ

要因		検討結果	評価
地震に起因する津波	千島海溝沿いの津波	東通村猿ヶ森周辺における沿岸の津波高さは5m以下。	×
	日本海溝沿い(青森県東方沖及び岩手県沖北部)の津波	確認されたイベント堆積物を概ね説明できる。	▲
地震以外に起因する津波	下北半島太平洋側大陸棚の海底地すべり	東通通村猿ヶ森周辺における津波高さは3m未満。	×
上記以外	田名部平野一帯の洪水	洪水の発生時期は、材木沢、大川で認められたイベント堆積物の堆積年代と整合する。	▲

(評価の凡例)

●:可能性は高い

▲:可能性はある

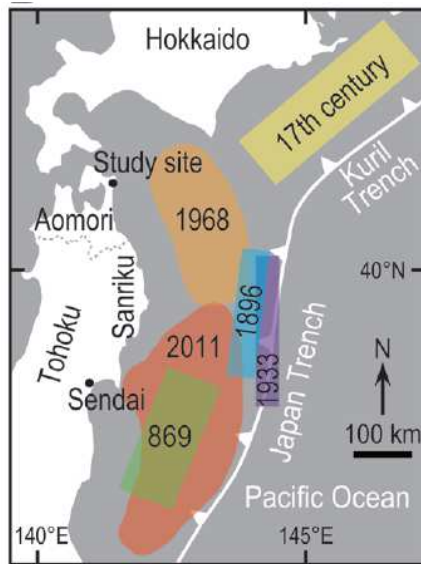
×:可能性は低い

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.2 津波堆積物調査:まとめ

- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため、津波堆積物調査に関する文献調査を実施するとともに、文献調査結果を踏まえた津波堆積物調査を追加実施した。
- 文献調査の結果、Minoura et al.(2013)、Tanigawa et al.(2014)は、東通村周辺で津波堆積物調査を実施し、認められた津波堆積物の堆積年代、標高、沿岸からの距離等から、1611年の津波、超巨大地震(17世紀型)、もしくはこれまで確認されていない巨大地震の発生可能性を指摘している。
- 追加調査の結果、Minoura et al.(2013)の指摘するイベント堆積物は分布は限定的であり、3.11地震による津波堆積物のように、広域では確認できなかった
- 上記知見を踏まえ、東通村周辺の津波堆積物で認められたイベント堆積物の成因について、計算に基づく水理学的特徴から検討した結果、成因を断定することは困難であるが、津波の場合、青森県東方沖及び岩手県沖北部で繰り返し発生しているM8クラスの地震に伴う津波の可能性が考えられ、津波以外の場合、田名部平野一帯の洪水の可能性が考えられる。



主な既往津波の波源域
(Tanigawa et al.(2014))

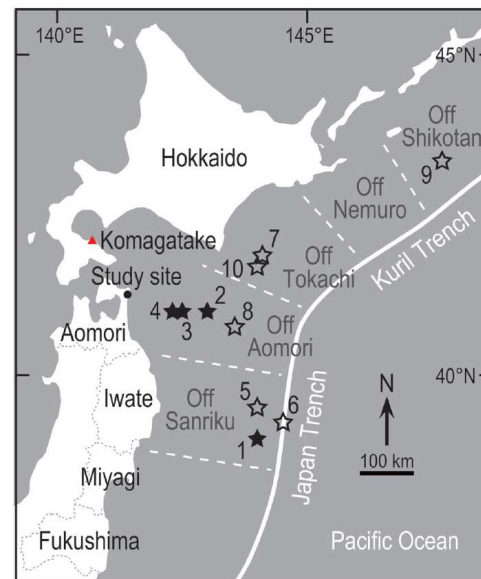


Figure 2. Estimated epicenters of historical and recent earthquakes. The numbered stars correspond to the numbers of the earthquakes listed in Table 1. The solid and open stars represent historical and recent earthquakes, respectively. The triangle (shown in red in the online graphic) represents Komagatake volcano (its eruption in AD 1640 caused a tsunami).

Table 1. Historical and recent tsunamis along the Pacific coast of Aomori between AD 1454 and 2003.

Ref. no. in Fig. 2	Date*	Name	Magnitude*	Epicentre* (°N, °E)	Tsunami height (m) along the Pacific coast of Aomori†	Tsunami-affected area in historical document‡
Historical earthquakes (recorded in historical documents)						
N/A	12 December 1454	Kyotoku	N.D.	N.D.	N.D.	Somewhere in Aomori, Iwate, Miyagi, Fukushima
1	2 December 1611	Keicho	8.1	39, 144	N.D.	Hokkaido, Aomori, Iwate, Miyagi, Fukushima
2	13 April 1677	Empo	7.9	41, 143	N.D.	Aomori, Iwate, Miyagi, Fukushima
3	29 January 1763	Horeki	7.7	41, 142.5	N.D.	Aomori, Iwate
4	23 August 1856	Ansei	7.7	41, 142.3	N.D.	Hokkaido, Aomori, Iwate, Miyagi
Recent earthquakes (recorded by modern seismic observation)						
5	15 June 1896	Meiji-Sanriku	8.2	39.5, 144	S: 3	N/A
6	3 March 1933	Showa-Sanriku	8.1	39.23, 144.52	N: 1-3, S: 3-5	N/A
7	4 March 1952	Tokachi-oki	8.2	41.8, 144.13	S: 2	N/A
N/A	26 May 1960	Chile	9.5	-38.17, -72.57	N: 1-2, S: 1-5	N/A
8	16 May 1968	Tokachi-oki	7.9	40.73, 143.58	N: 1-3, S: 1-5	N/A
9	4 October 1994	Shikotan-oki	8.2	43.37, 147.68	N: 1, S: 1-2	N/A
10	26 September 2003	Tokachi-oki	8.0	41.78, 144.08	N: 1-2.5	N/A

*Based on Utsu (2004). †Tsunami heights (run-up or inundation heights) are based on the committee for field investigation of the Chilean tsunami of 1960 (1961), the 1968 Tokachi-oki earthquake investigation committee (1969), Watanabe (1998) and Tanioka et al. (2004). ‡Based on Tsuji and Ueda (1995), Watanabe (1998) and Namegaya and Yata (2014). We list five historical tsunamis for which damages in Aomori was documented, and seven recent tsunamis for which run-up heights of >1 m were recorded. Abbreviations: N, northern Pacific coast of Aomori; S, southern Pacific coast of Aomori; N.D., no data; N/A, not applicable.

AD1453-2003に青森県太平洋沿岸付近で発生した既往地震の震源 (Tanigawa et al.(2014))

以上から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性は低いと評価する。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.3 イベント堆積物の層厚に関する考察

- 青森県北部太平洋沿岸で観察された分布最高標高のイベント堆積物及びその層厚を下表に示す。
- 各調査地点で確認されたイベント堆積物の層厚は概ね6cm以下であったが、猿ヶ森周辺においてのみ層厚20cmを上回るイベント堆積物が確認されたことから、その要因について考察する。



調査位置図

調査地点	イベント堆積物※1				
	有無	基底標高(T.P.)	層厚	推定年代(年)	
尻屋崎	有	約8.1m	6cm	A.D.190年頃	
猿ヶ森 周辺	タテ沼付近①	有	約7.6m※2	52cm※2, 3	A.D.1650年頃より後
	タテ沼付近②	有	約11.8m	84cm	A.D.50年頃
	猿ヶ森川	有	約11.0m※2	66cm※2	A.D.1300年頃
	材木沢	有	約7.6m	37cm	A.D.1550年頃
	大川	有	約6.8m	24cm	A.D.1450年頃より後
小田野沢	有	約4m	4cm	A.D.1700年頃	
東京電力敷地内	有	約7.4m	3cm	A.D.1400年頃	
東北電力 敷地内	A測線	有	約6.1m	5cm	B.C.500年頃
	B測線	人工改変	/	/	/
	C測線	有	約8.6m	2cm	B.C.750年頃
	D測線	有	約8.4m	3.5cm	B.C.2800年頃
尾駮老部川	有	約1.9m	9cm	B.C.2000年頃	
尾駮発茶沢	有	約6.2m	3cm	B.C.2950年頃	
平沼	有	約1.6m	1cm以下	A.D.550年頃	
六川目	有	約2.5m	2cm	B.C.4700年頃以前	

※1: 各イベント堆積物の詳細は、補足説明資料「3. 津波堆積物調査」に記載

※2: 地形条件から、イベント堆積物の基底標高が確認できなかったため、確認可能な範囲での下限標高・最大層厚を記載

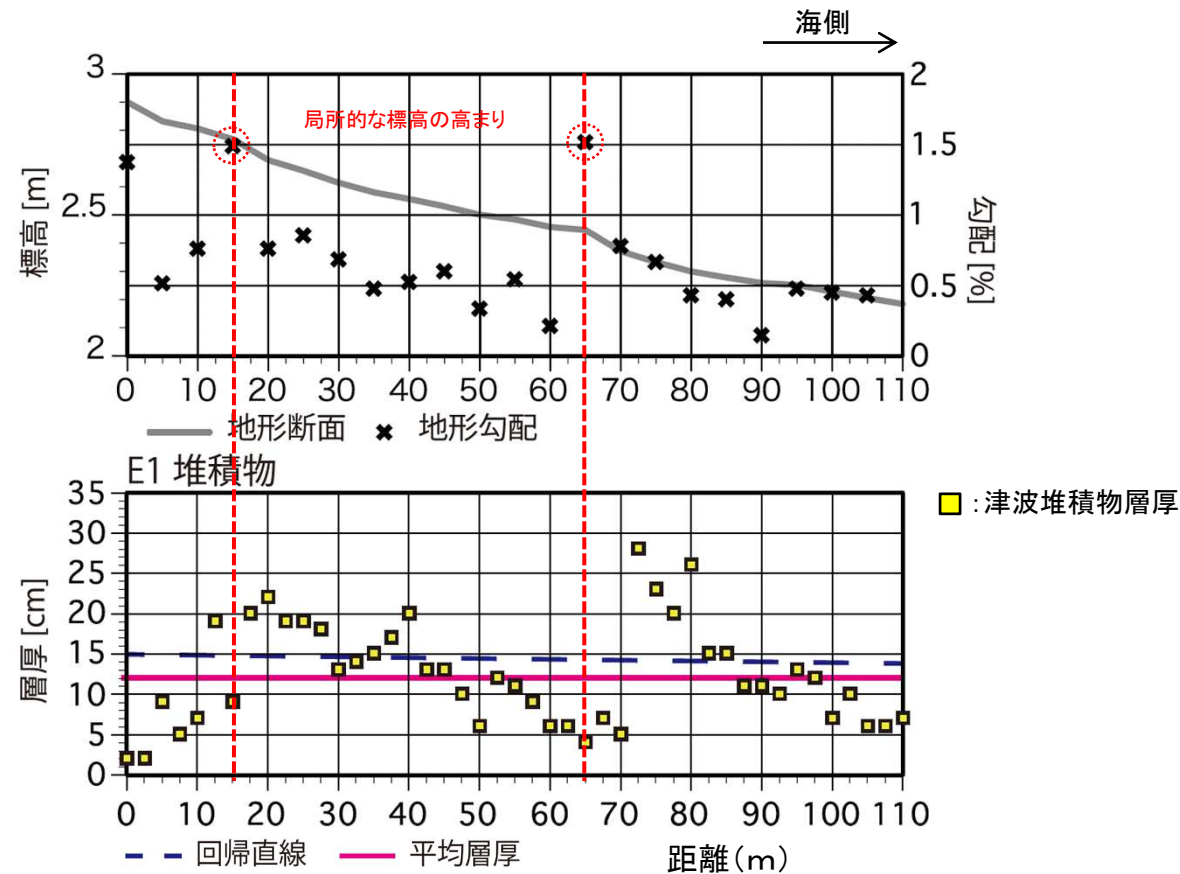
※3: イベント堆積物中に腐植質シルト層等が挟在し、複数のイベントにより形成された可能性が否定できないが、明確な区別が困難だったことから、確認可能な範囲での最大層厚を記載

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.3 イベント堆積物の層厚に関する考察: 知見の整理

- 津波堆積物の層厚は、巨視的に見ると海側から内陸に向けて薄層化する傾向にあるが、局所的な地形に着目すると凹部で厚く、凸部で薄くなる傾向がある(西村(2009))。
- 石村ほか(2015)は、3.11地震を含む、過去に複数回、津波の襲来が記録されている岩手県小谷鳥において、ハンディジオスライサーにより高密度に津波堆積物調査を実施し、局所的な標高の高まり(畔)を境に、上段側では層厚が薄く、下段側では厚くなる傾向を報告している。



津波堆積物の層厚分布と地形断面図(石村ほか(2015)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.3 イベント堆積物の層厚に関する考察: 知見の整理

- Yoshii et al.(2017)は、津波堆積物の形成プロセスの解明するため、大型水路を用いた移動床実験を行い、陸上津波堆積物の供給源のほとんどが陸上であり、海域からの供給は極めて少ないことを示している。
- また、3.11地震を対象とした堆積物調査においても、津波堆積物の主な供給源は、砂浜や砂丘で侵食された砂であったと報告されている(後藤・箕浦(2012)他)。

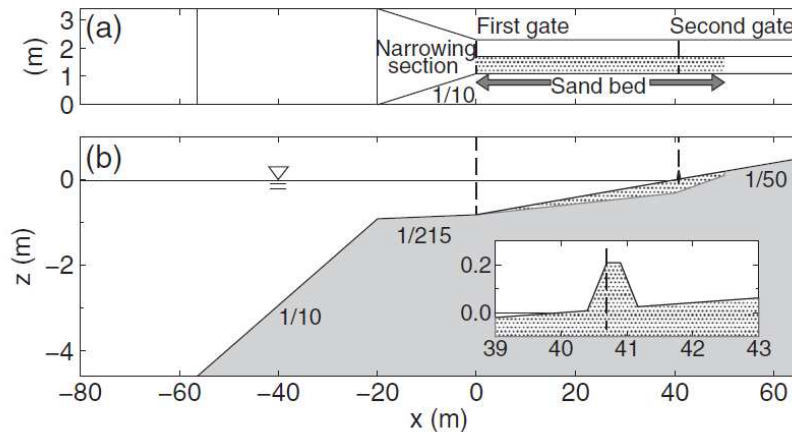


Fig. 1. (a) Plan view and (b) section view of the experimental model. The inset in (b) shows a magnified portion of the section view. The x-axis is defined in the landward direction from the entrance of the channels and the z-axis is defined in the vertical direction from the water surface. The sand bed is set in the dotted area.

(a) Onshore deposits (b) Offshore deposits

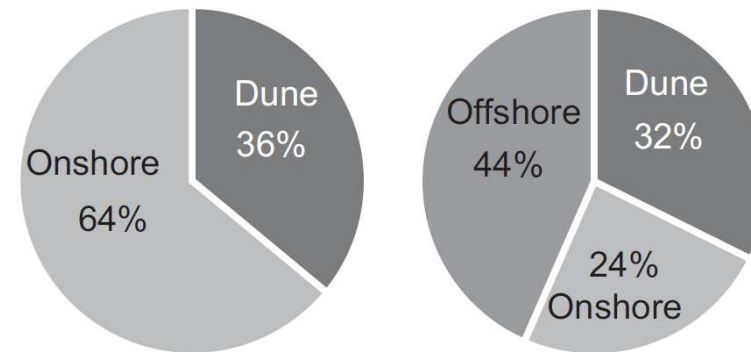


Fig. 11. Source of (a) onshore deposits and (b) offshore deposits. The offshore and nearshore regions were defined as $x = 0-38.0$ and $38.0-41.0$ m, respectively, to avoid the area affected by the water leakage.

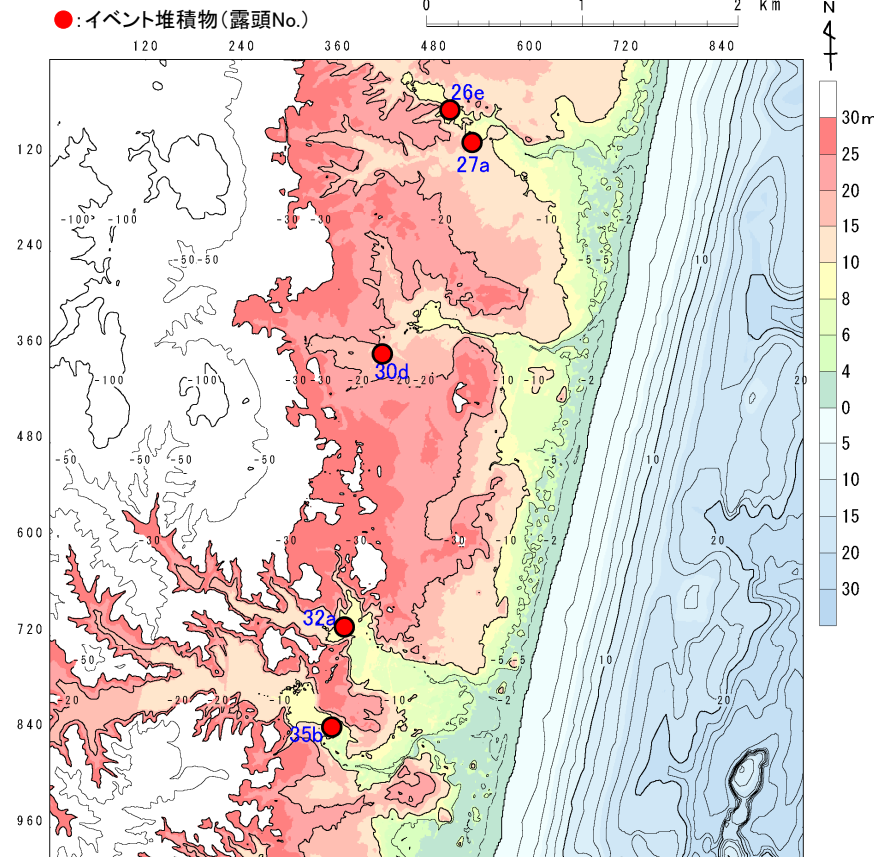
移動床実験装置(左)及び陸域・海域の津波堆積物の供給源(右)(Yoshii et al.(2017))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.3 イベント堆積物の層厚に関する考察: 調査地点の特徴

- 調査地点は、小川・沢沿いという局所的な凹部に位置している。
- 猿ヶ森周辺には、海岸線とほぼ平行に形成されている段丘地形と比高35mに及ぶ大規模な砂丘が分布しており、段丘地形は最終間氷期以降に段階的に形成されたことが報告されている(千釜ほか(1998))。



猿ヶ森周辺の調査地点

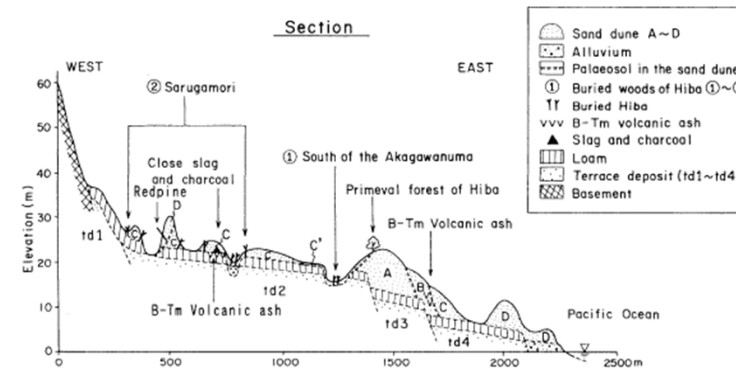


Fig. 5. Sectional profile of the topography with geological information in the area shown in Fig. 4.

Table 6. Classification of sand dune according to the characteristic and estimated age of the formation.

Sand dune classification	Characteristics of sand dune terrain (Judgement of aerial photograph)	Estimated period of sand dune formation	Basis for period		Link with buried woods
			Sea level, etc., research results	Field survey	
Sand dune A	Fixed by vegetation. Conspicuous erosion. Length: approx. 500m, relative height: approx. 20m.	6000-4000 years ago	Regression period following the Jomon transgression (approx. 6000 years ago)		
Sand dune B	Fixed by vegetation. Longitudinal dunes with fine ridges and troughs caused by erosion. Smaller in size than Sand dune A.	2000-1500 years ago	Yayoi minor regression (Approx. 2000 years ago)	Confirmed to be located on palaeosol Ho and covered by palaeosol Hy1.	East of Sakyounuma Lakeside of Sakyounuma
Sand dune C	Fixed by vegetation. No erosion. Small-scale sand dune groups of length 100-400m, relative height up to 13m. Widely distributed. Located furthest inland up to around 2 km from the coastline in places.	Approx. 1000 years ago		Confirmed to be located on palaeosol Hy1 that includes B-Tm volcanic ash (approx. 1000 years old). Remains of iron founding confirmed directly below (Charcoal age: approx. 980 years old).	Sarugamori
Sand dune C'	Same as above. (Imagined to be divided into two sand dunes, although this cannot be determined by aerial photograph)	Approx. 500 years ago	Formation of the line of beach ridges on lowland at Tanabu. (Approx. 600 years ago)		South of Akagawanuma Lakeside of Sakyounuma
Sand dune D	Unfixed. Large-scale sand dunes of length 500m and relative height 10-15m. Three to four lines of sand dunes.	From 80-150 years ago up until today	Ohya and Ichise(1958) ⁷⁾	Fits with the measured age of Redpine. (approx. 70 years old)	South of Akagawanuma Lakeside of Sakyounuma

猿ヶ森周辺での砂丘の形成過程(千釜ほか(1998))

以上より、猿ヶ森周辺のイベント堆積物が他地点と比較し厚かった原因として、①調査地点が厚層化しやすい局所的な凹部に位置していること、②堆積物の供給源が豊富な条件下にあったことが考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 地震発生履歴に関する検討

2.3.4 まとめ

■既往津波に関する文献調査

- 日本海溝沿い・千島海溝沿いで発生した既往津波，遠地津波に関する文献調査の結果，発電所に影響を及ぼした津波は，日本海溝沿いの津波であり，敷地周辺に最も影響を及ぼした津波は，1856年の津波と評価した。

■津波堆積物調査

- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため，津波堆積物調査に関する文献調査を実施するとともに，文献調査結果を踏まえ青森県東通村周辺を対象に津波堆積物調査を追加実施した。
- 追加調査で認められたイベント堆積物の成因について，計算に基づく水理学的特徴を踏まえた検討から，過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋岸に襲来した可能性は低いと評価した。
- なお，猿ヶ森周辺のイベント堆積物が他地点と比較し厚かった原因として，①調査地点が厚層化しやすい凹部に位置していること，②堆積物の供給源が豊富な条件下にあったことが考えられる。

2. 4 波源域及び地震規模の評価

- 2. 4. 1 波源域及び地震規模の評価
- 2. 4. 2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認
- 2. 4. 3 まとめ

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 波源域及び地震規模の評価

2.4.1 波源域及び地震規模の評価

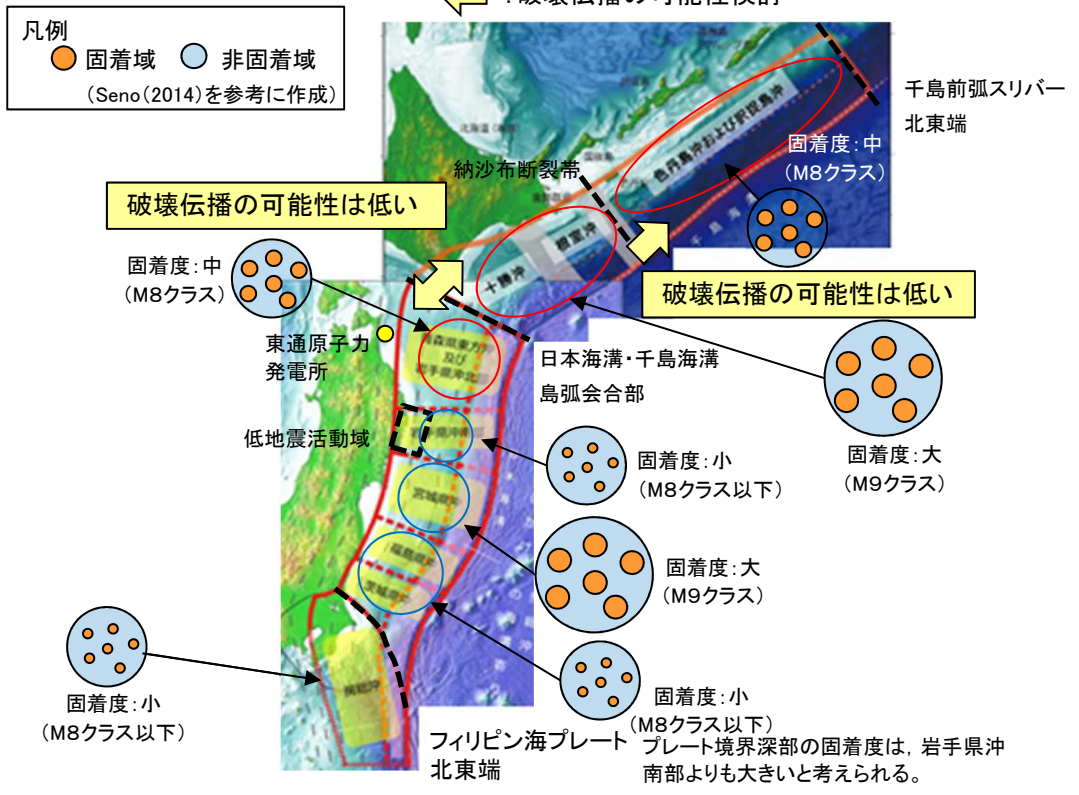
- 敷地前面海域（青森県東方沖及び岩手県沖北部）では、M9クラスの巨大地震が発生した記録が無いことを踏まえ、①3.11地震、世界のプレート境界で発生している巨大地震に係る知見を収集・整理して、地震の発生機構、テクトニクス的背景等の類似性等から波源域及びすべり量について検討するとともに、②津波堆積物調査を踏まえた地震発生履歴に関する検討を実施した。

- 各検討結果の概要を以下に示す。

【①波源域及びすべり量に関する検討結果】

- 構造的特徴、固着域、破壊伝播に関する検討から、青森県東方沖及び岩手県沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点（震源）とする破壊（地震）が、構造的特徴（破壊のバリア）を跨ぎ、隣接するセグメントまで伝播する可能性は低いと評価。

← : 破壊伝播の可能性検討



構造的特徴及び破壊伝播に関する検討結果
(地震調査研究推進本部(2017a, 2019)に一部加筆)

【②地震発生履歴に関する検討結果】

- 文献調査の結果から、敷地周辺に影響を及ぼす津波は日本海溝沿いの津波であり、津波堆積物調査及び数値解析結果から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性は低いと評価。

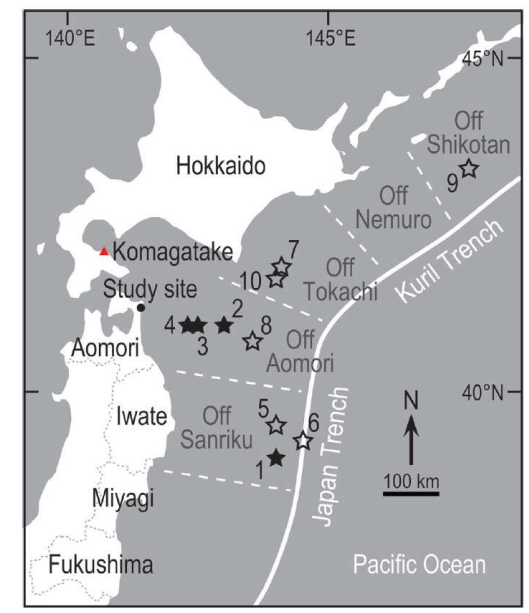


Figure 2. Estimated epicentres of historical and recent earthquakes. The numbered stars correspond to the numbers of the earthquakes listed in Table 1. The solid and open stars represent historical and recent earthquakes, respectively. The triangle (shown in red in the online graphic) represents Komagatake volcano (its eruption in AD 1640 caused a tsunami).

AD1453-2003に青森県太平洋沿岸付近で発生した既往地震の震源 (Tanigawa et al.(2014))

以上から、日本海溝沿い、千島海溝沿いにおいて、既往地震の地震規模を大きく上回る規模の地震が発生する可能性は低いと評価する。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 波源域及び地震規模の評価

2.4.2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認: 検討方針

- 最新の知見から想定される波源域及び地震規模の評価の妥当性を確認するため、既往津波で発電所の津波高さに与えた影響が最も大きい1856年の津波の再現モデル(Mw8.35)を基本に、地震規模、並びに走向の不確かさを考慮した数値シミュレーションを実施し、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物(基底標高)の再現性を確認する。



調査位置図

比較対象するイベント堆積物

調査地点	イベント堆積物※1			
	有無	基底標高(T.P.)	堆積年代(年)	
尻屋崎	有	約8.1m	A.D.190年頃	
猿ヶ森周辺	タテ沼付近①	有	約7.6m※2	A.D.1650年頃より後
	タテ沼付近②	有	約11.8m	A.D.50年頃
	猿ヶ森川	有	約11.0m※2	A.D.1300年頃
	材木沢	有	約7.6m	A.D.1550年頃
	大川	有	約6.8m	A.D.1450年頃より後
小田野沢	有	約4m	A.D.1700年頃	
東京電力敷地内	有	約7.4m	A.D.1400年頃	
東北電力敷地内	A測線	有	約6.1m	B.C.500年頃
	B測線	人工改変	/	/
	C測線	有	約8.6m	B.C.750年頃
	D測線	有	約8.4m	B.C.2800年頃
尾駮老部川	有	約1.9m	B.C.2000年頃	
尾駮発茶沢	有	約6.2m	B.C.2950年頃	
平沼	有	約1.6m	A.D.550年頃	
六川目	有	約2.5m	B.C.4700年頃以前	

※1: 各イベント堆積物の詳細は、補足説明資料「3. 津波堆積物調査」に記載。

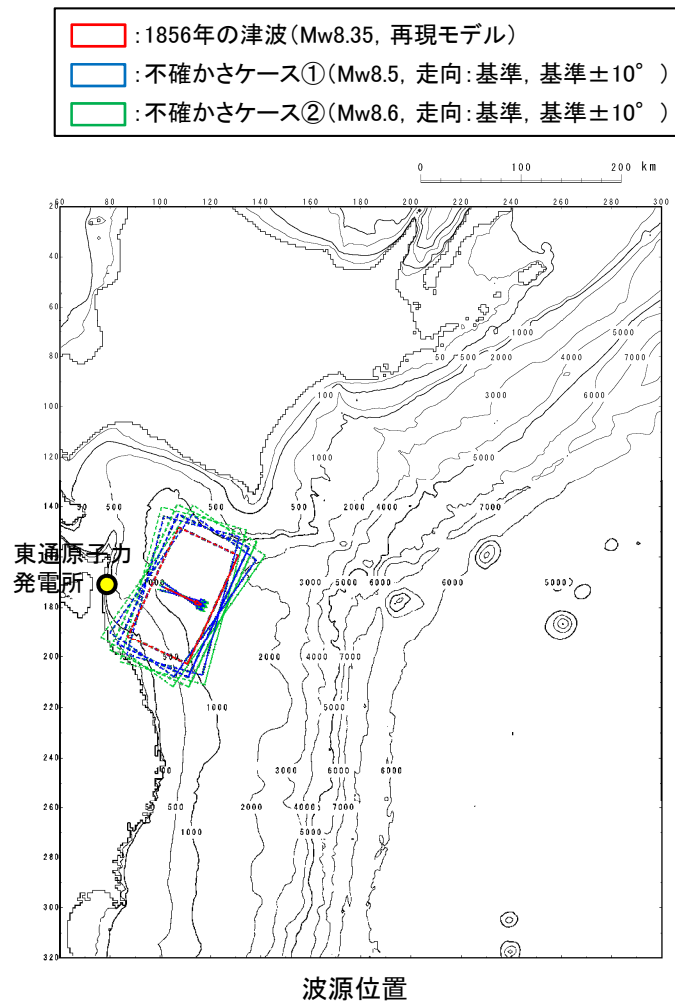
※2: イベント堆積物の基底標高を確認することは出来なかったことから、確認できた下限標高を記載。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 波源域及び地震規模の評価

2.4.2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認: 検討モデル

- 既往津波で発電所の津波高さに与えた影響が最も大きい1856年の津波の再現モデル (Mw8.35) を基本に、地震規模、並びに走向の不確かさを考慮した検討モデルを以下のとおり設定した。



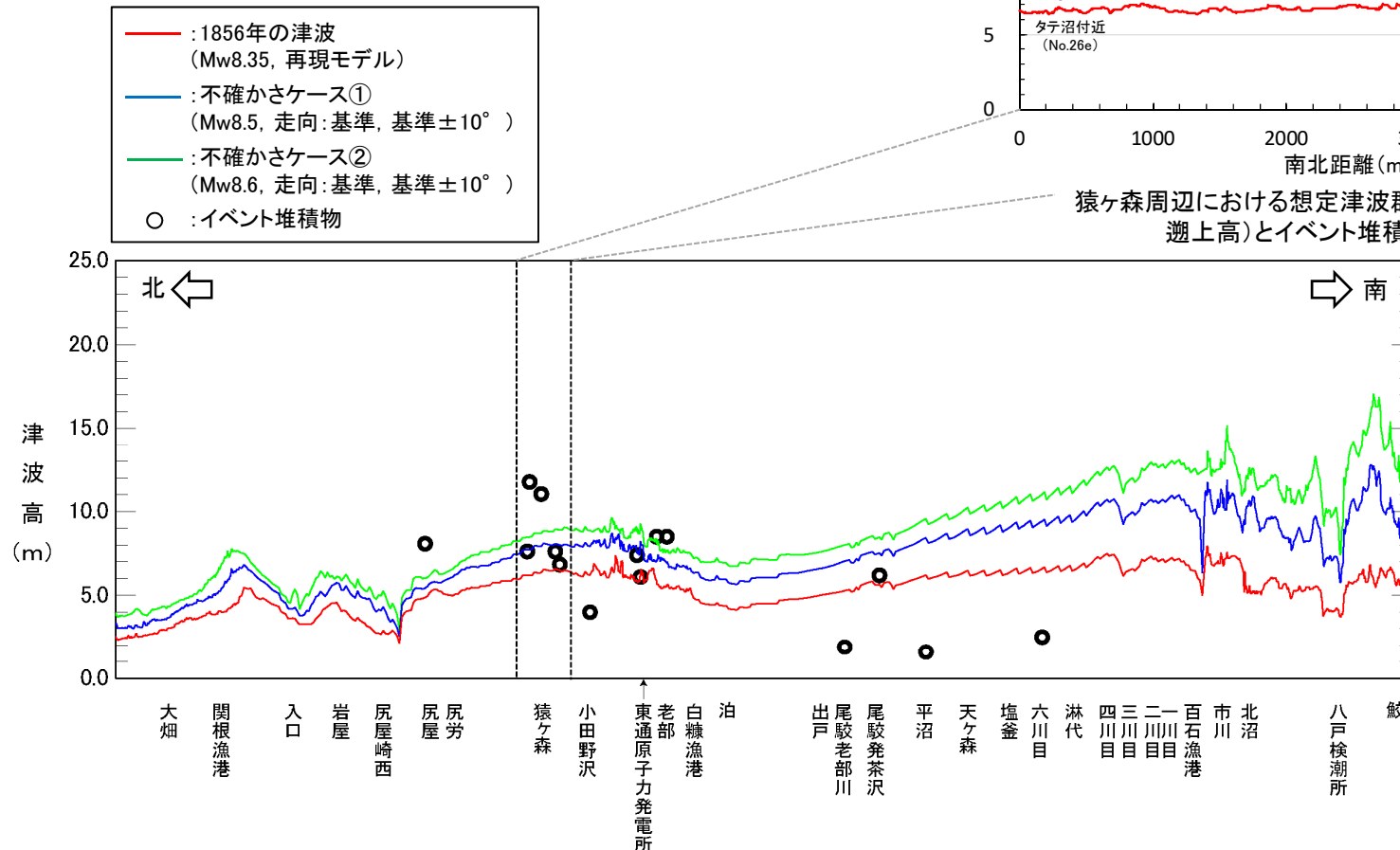
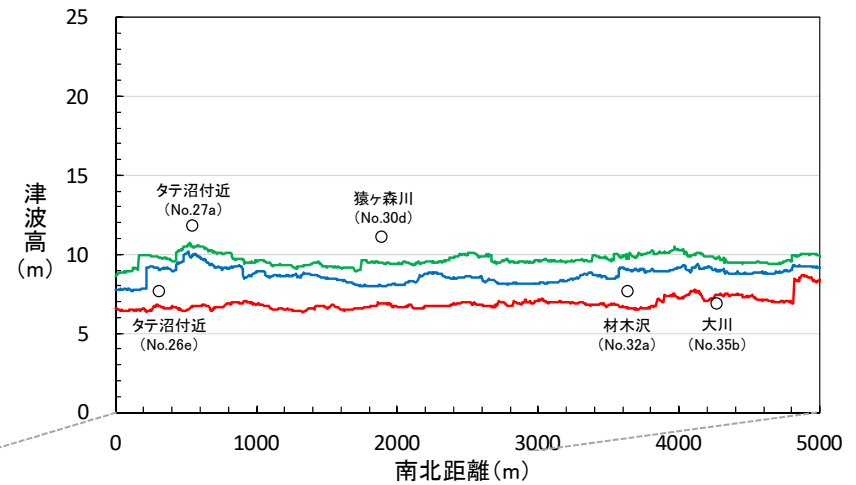
主な断層パラメータ

断層パラメータ		1856年の津波 (再現モデル)	不確かさ ケース①	不確かさ ケース②
モーメントマグニチュード	Mw	8.35	8.5	8.6
長さ	L (km)	120	143	160
幅	W (km)	70	83	93
走向	θ (°)	205	205	205
断層上縁深さ	d (km)	26	26	26
傾斜角	δ (°)	20	20	20
すべり角	λ (°)	90	90	90
すべり量	D (m)	10.0	11.90	13.35

2.4.2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認: 確認結果

- 各モデルの想定津波群^{※1}とイベント堆積物の比較結果を以下に示す。
- 検討の結果, 1856年の津波 (Mw8.35, 再現モデル) で, イベント堆積物 (基底標高) を概ね説明することができ, 地震規模, 並びに走向の不確かさを考慮すると, 大部分のイベント堆積物 (基底標高) を上回ることを確認した。
- 相田 (1977), 土木学会 (2016) を参考にイベント堆積物 (基底標高) の再現性を確認した結果を次頁に示す。

※1: 想定津波群の詳細は, 補足説明資料「4. 想定津波群の作成方法」に記載。



猿ヶ森周辺における想定津波群 (空間格子間隔5m, 遡上高) とイベント堆積物の比較^{※3}

※3: イベント堆積物が堆積した年代の汀線位置, 陸域地形を復元して数値シミュレーションを実施すれば, 遡上高は高くなる (想定津波群は高くなる) と考えられる。

汀線位置における想定津波群 (空間格子間隔278m^{※2}) とイベント堆積物の比較

※2: 発電所周辺については空間格子間隔31m (遡上高)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 波源域及び地震規模の評価

2.4.2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認:再現性の確認結果

- 相田(1977)による既往津波高と数値シミュレーションにより計算された津波高との比から求める幾何平均値K及びばらつきを表す指標 κ を用いて、イベント堆積物の基底標高の再現性を確認した。
- 土木学会(2016)では、再現性の目安を「 $0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$ 」としている。

$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i, \quad \log \kappa = \left[\frac{1}{n} \left\{ \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - n(\log K)^2 \right\} \right]^{1/2}, \quad K_i = R_i / H_i$$

ここで、

n : 地点数, R_i : i 番目の地点での観測値(痕跡高), H_i : i 番目の地点での数値シミュレーション結果

■再現性の確認結果

- ✓ イベント堆積物全ての地点(15地点, 確認範囲①), 並びに基底標高が低い尾駁老部川, 平沼, 六川目を除く地点(12地点, 確認範囲②)に対する再現性の確認結果を下表に示す。
- ✓ 本検討から、1856年の津波の再現モデル, 並びに地震規模・走向の不確かさを考慮した検討モデルで、イベント堆積物(基底標高)を再現できることを確認した。

	確認範囲①			確認範囲②		
	K	κ	n	K	κ	n
1856年の津波 (Mw8.35, 再現モデル)	0.91	1.84	15	1.20	1.32	12*
不確かさケース① (Mw8.5, 走向: 基準, 基準±10°)	0.72	1.86		0.95	1.35	
不確かさケース② (Mw8.6, 走向: 基準, 基準±10°)	0.64	1.87		0.85	1.34	

※: 尾駁老部川, 平沼, 六川目を除く12地点

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 波源域及び地震規模の評価

2.4.3 まとめ

- 以上から、最新の科学的・技術的知見から想定される日本海溝沿い、千島海溝沿い(南部)における最大規模の波源域及び地震規模を以下のとおり評価した。

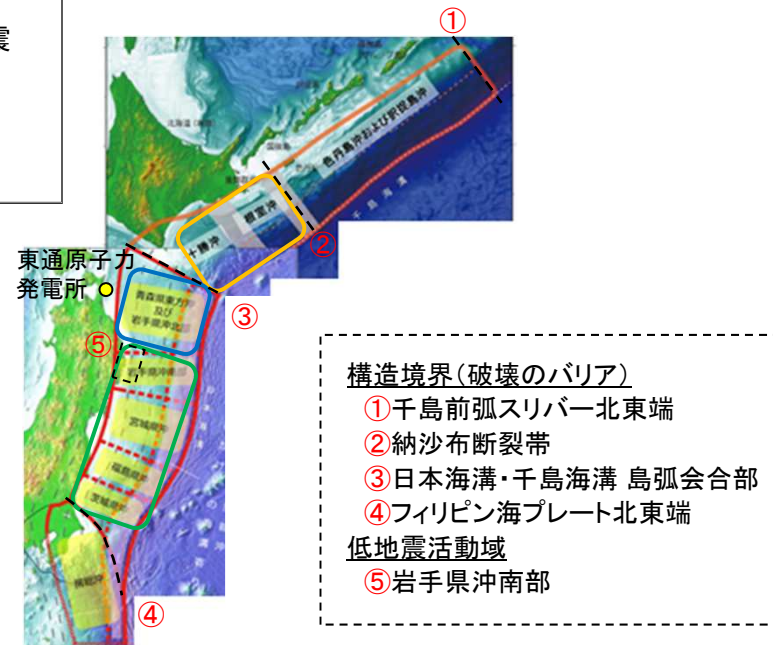
■日本海溝沿い、千島海溝沿い(南部)で発生する地震規模と波源域の評価結果

➤ 日本海溝沿い

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震
- 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)

➤ 千島海溝沿い(南部)

- 超巨大地震(17世紀型)



(地震調査研究推進本部(2017a, 2019)に一部加筆)