

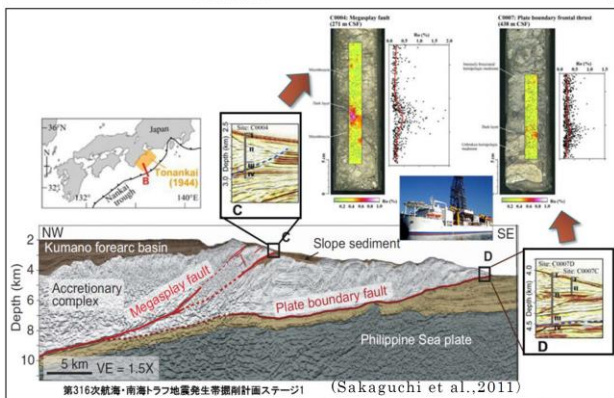
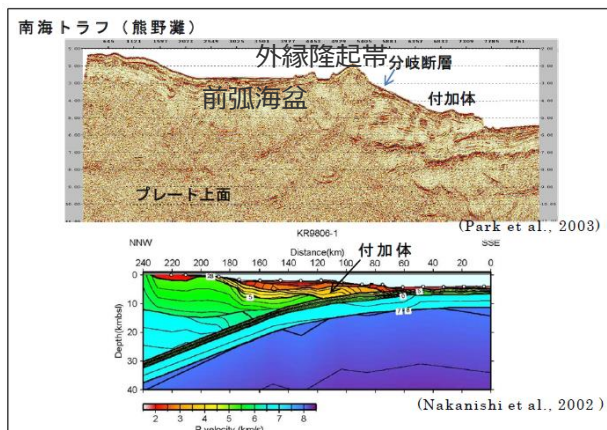
6 検討波源モデルの津波評価の詳細

6-4 浅部の破壊形態

検討概要

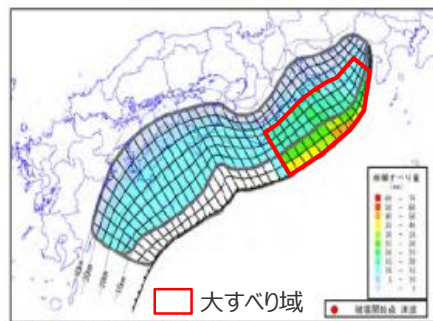
(内閣府(2012)による浅部の破壊形態)

- 内閣府(2012)は、浅部の破壊形態について、南海トラフの地下構造調査等に基づき、断層破壊がプレート境界面浅部へ伝播するケース(ケース①等)と、その派生ケースとして、断層破壊がプレート境界面浅部・分岐断層へ伝播するケース(ケース⑥等)を設定している。
- 浅部断層はその分岐する場所(深さ10km)のところが大すべり域となった場合のみ活動するとし、断層破壊は、プレート境界面浅部もしくは分岐断層のいずれかに伝播するとしている。その際のすべり量は、プレート境界面浅部では超大すべり域のすべり量、分岐断層では大すべり域のすべり量としている。



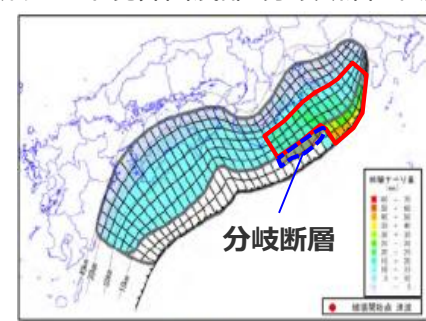
(内閣府(2012)を基に作成)
南海トラフにおけるプレート境界面浅部の分岐断層

断層破壊がプレート境界面浅部に伝播するモデル

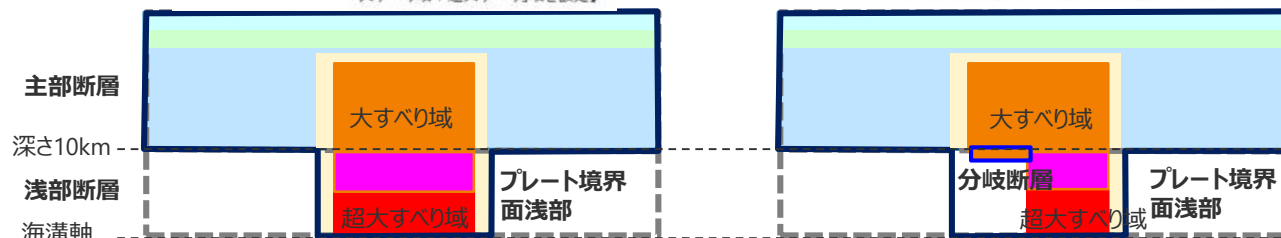


【ケース①「駿河湾～紀伊半島沖」に「大すべり域+超大すべり域」を設定】

断層破壊がプレート境界面浅部・分岐断層に伝播するモデル



【ケース⑥「駿河湾～紀伊半島沖」に「大すべり域+超大すべり域、分岐断層」を設定】 (内閣府(2012)を基に作成)



検討波源モデルの設定のすべり量分布概念図

内閣府(2012)

- Sakaguchi et al.(2011)によると、トラフ軸付近の探査結果とそれに伴い実施されたボーリング調査で分岐断層の位置、プレート境界の先端部において、断層すべりによると考えられる高温履歴を検出し、分岐断層が地震時に動いている可能性があることが分かった。
- 南海トラフは、日本海溝とは異なり、付加体が発達し、分岐断層が明瞭に確認されている。津波地震を発生させる可能性のある断層として、南海トラフでは、深さ10kmからトラフ軸までのプレート境界面の断層のみではなく、深さ10km付近から海底に向けてプレート境界面の傾きよりも急角度で延びる分岐断層がある。

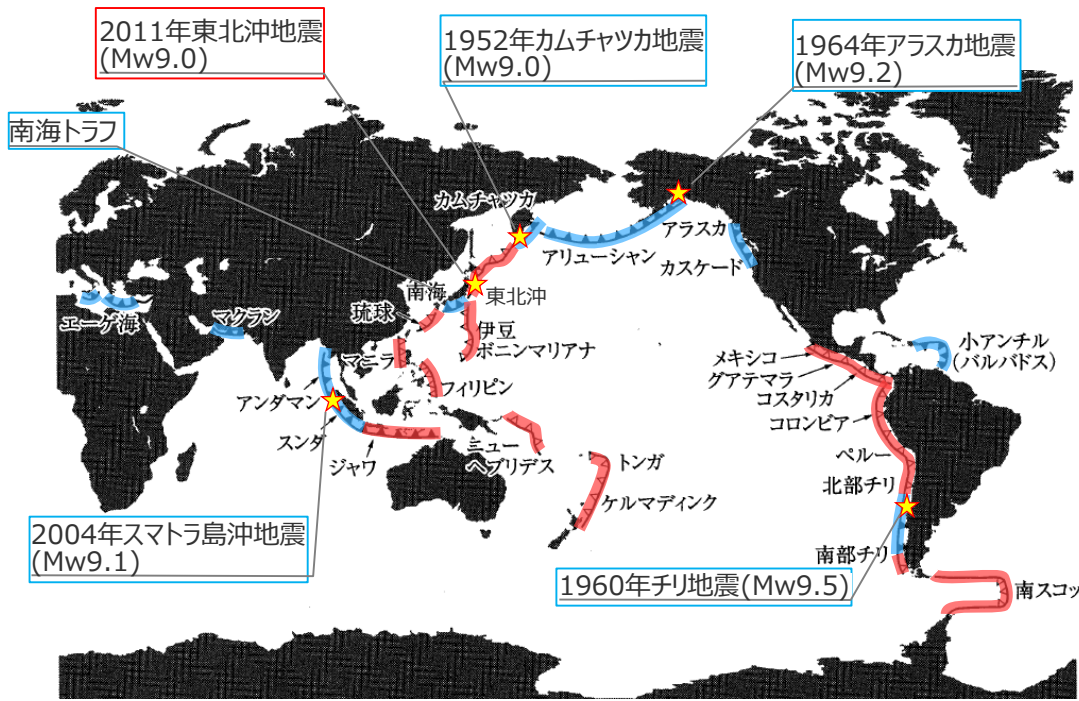


- 検討波源モデルは、内閣府(2012)および浅部の破壊形態に関する調査結果を踏まえて、保守的に浅部の破壊形態を考慮して設定した。
- ここでは、浅部の破壊形態に関する調査、および浅部の破壊形態を考慮した波源設定の考え方について整理して説明する。

6-4 浅部の破壊形態 浅部の破壊形態に関する調査

(調査概要：国内外の沈み込み帯の海溝軸付近の構造の特徴)

- 国内外の沈み込み帯は、その海溝軸付近の構造の特徴により、(A)付加作用が卓越する沈み込み帯と、(B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯とに分類される。(木村・木下(2009)、Bilek(2010)等)
- (A) 付加作用が卓越する沈み込み帯と(B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯とでは付加体の発達度合いが異なり、その違いはプレートの衝突速度、上盤プレートの形状等、沈み込み帯の構造運動の状況の違いと関係しているとされる。(Clift and Vannucchi(2004))
- 南海トラフは付加作用が卓越する沈み込み帯に、東北沖は造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯に分類されている。

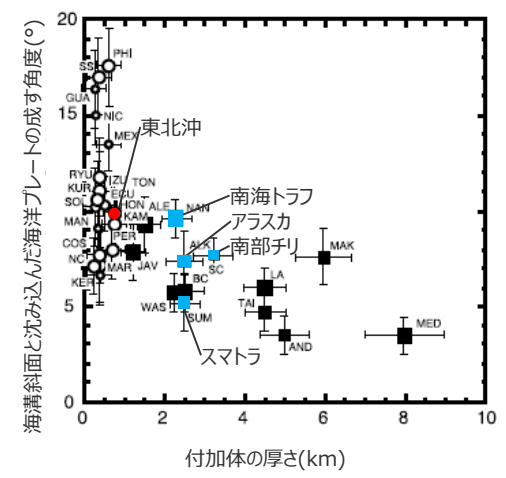
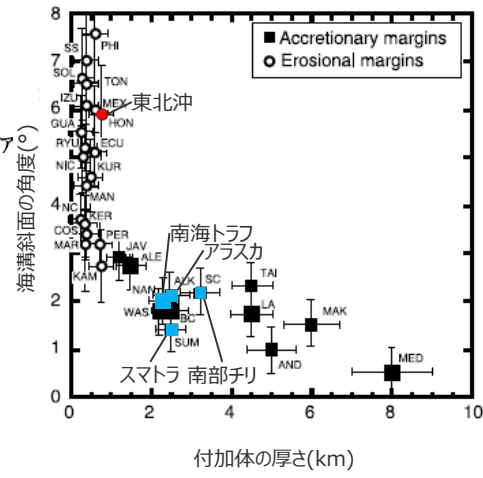
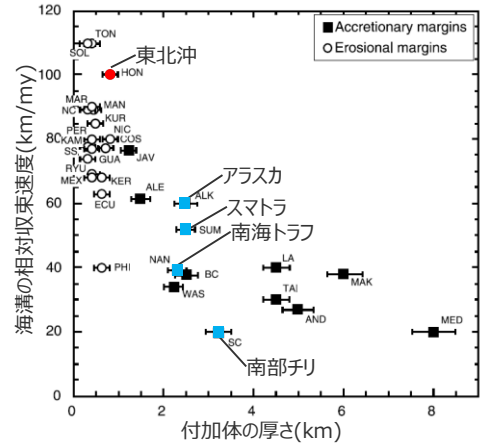


■ (A)付加作用の卓越する沈み込み帯
■ (B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯
★ : Mw9クラスの巨大地震

巨大地震の震源と規模は1900年以降、Mw9以上
USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>)

(木村・木下(2009)、Bilek (2010)を基に作成)

国内外の沈み込み帯の分類と巨大地震



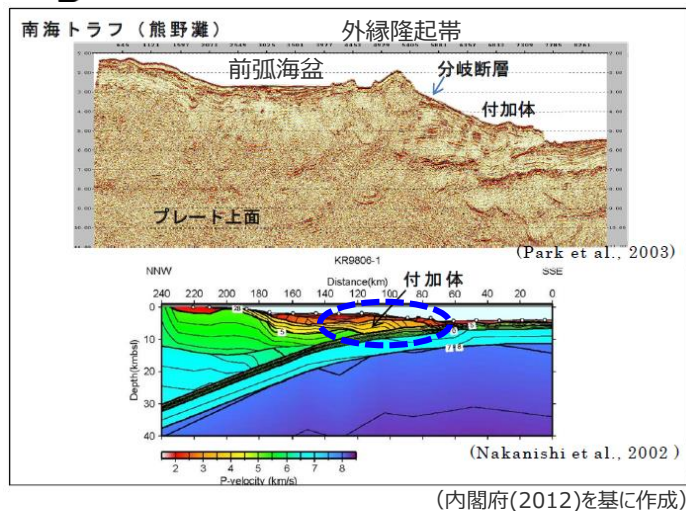
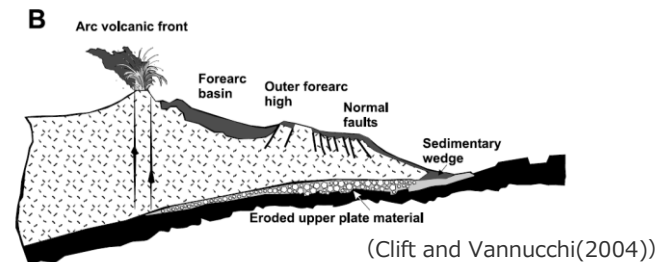
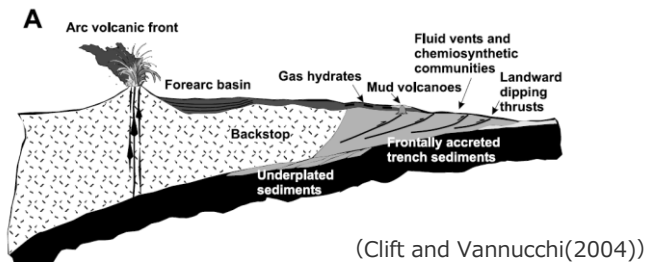
(Clift and Vannucchi(2004)を基に作成)

付加体の厚さ、プレートの衝突速度、浅部の形状等の関係

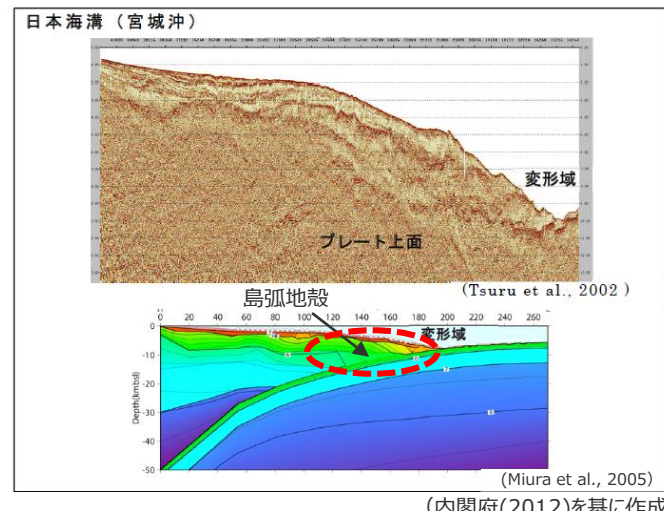
浅部の破壊形態に関する調査

(調査概要：国内外の沈み込み帯の海溝軸付近の構造の特徴)

- (A)付加作用が卓越する沈み込み帯では、海洋プレート上の堆積物がはぎ取られながら沈み込み、海溝軸付近において付加体が形成されている。付加作用が卓越する南海トラフの構造断面からは、P波速度3~4.5km/sの低速度の付加体が海溝軸付近に幅広く発達し分岐断層の存在が確認されている。
 - 一方、(B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯では、陸側プレートが沈み込む海洋プレートにより侵食されるため、海溝軸付近において付加体は未発達。造構性侵食作用が卓越する東北沖の構造断面からは、P波速度5~6km/sの比較的高速度の島弧地殻が海溝軸付近まで分布することが確認される。
- (Clift and Vannucchi(2004)、内閣府(2012)等)



(A)南海トラフ：付加作用の卓越する沈み込み帯



(B)東北沖：造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯

国内外の沈み込み帯の分類と浅部の構造



- (A)付加作用が卓越する沈み込み帯と、(B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯とは、海溝軸付近の構造が異なり、沈み込み帯の構造等の違いは浅部の破壊形態に影響を与える可能性がある。
- そこで、海溝軸付近の構造等が詳細に調査されている南海トラフと東北沖を中心として、浅部の構造等に関する知見を収集し、浅部の破壊形態について検討した。

浅部の破壊形態に関する調査

- 沈み込み帯の構造等が詳細に調査されている南海トラフと東北沖を中心として、浅部の構造等に関する知見を収集し、以下の項目に整理した。
- その結果、(A)付加作用が卓越する沈み込み帯と、(B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯とでは、地震時における浅部のすべり挙動が異なると考えられることを確認した。
- 以降では、各知見について示したのち、それらを踏まえた浅部の破壊形態の検討結果を示す。

(1)海溝軸付近の構造

(2)海溝軸付近の固着状況

(3)海溝軸付近の断層すべり

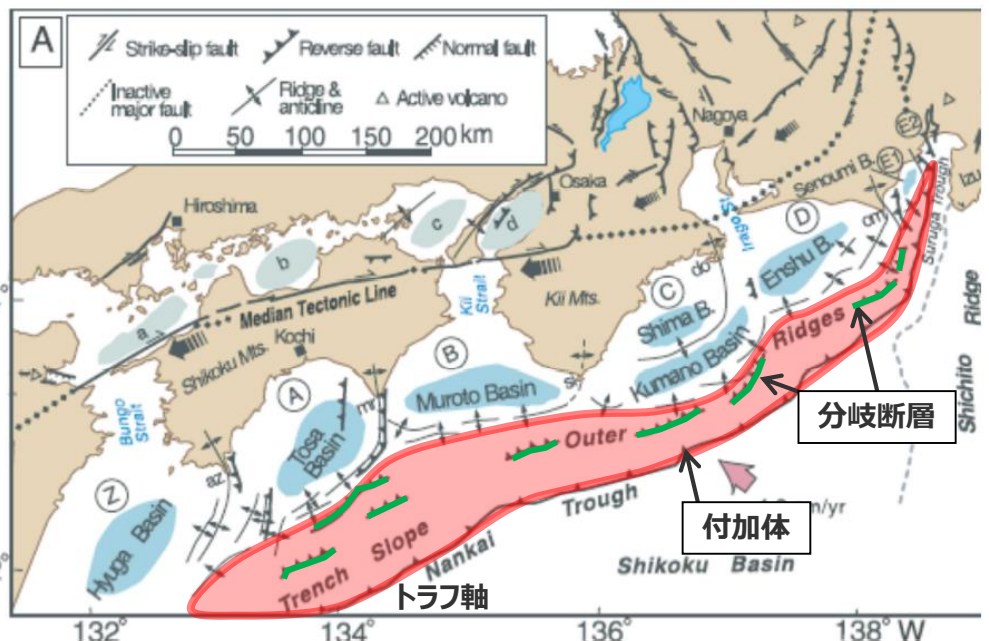
(4)動力学解析による海溝軸付近のすべり挙動

(5)海溝軸付近の断層間物質

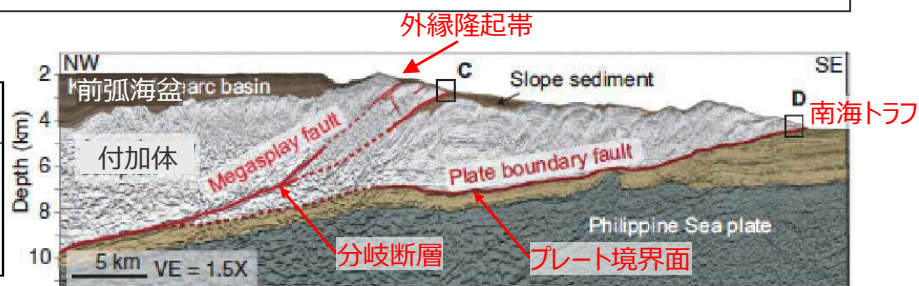
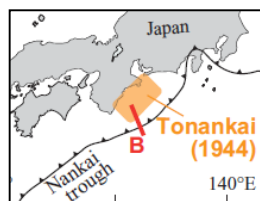
浅部の破壊形態に関する調査

(1)海溝軸付近の構造(A：南海トラフ)

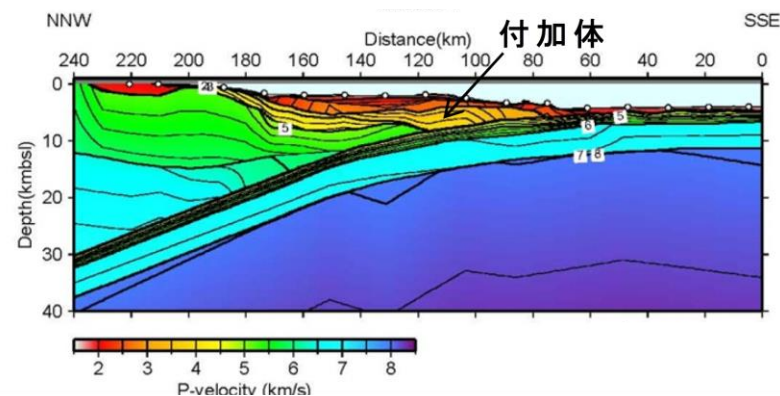
- 南海トラフ陸側における特徴的な地形は、前弧海盆と付加体であり、南海トラフの陸側には複数の前弧海盆が発達する。これらの前弧海盆は、足摺岬、室戸岬、潮岬、大王崎等の海岸線の南への張り出しによって分断されている。
- 前弧海盆は、海側の下部大陸斜面の付加体と外縁隆起帯によって境されている。付加体内にはトラフ軸に平行な多数の活断層が発達しており、これらの活断層は、分岐断層としてプレート境界でのすべりに伴う副次的な活動が海底面に出現しているものと考えられている。(地震調査委員会(2013))
- 内閣府(2012)では「南海トラフは、日本海溝とは異なり、付加体が発達し、分岐断層が明瞭に確認されている。津波地震を発生させる可能性のある断層として、南海トラフでは、深さ10kmからトラフ軸までのプレート境界面の断層のみではなく、深さ10km付近から海底に向けてプレート境界面の傾きよりも急角度で延びる分岐断層がある。」としている。



南海トラフ沿いの地質構造



南海トラフの反射断面 (左図B断面)



南海トラフのP波速度構造 (左図B断面)

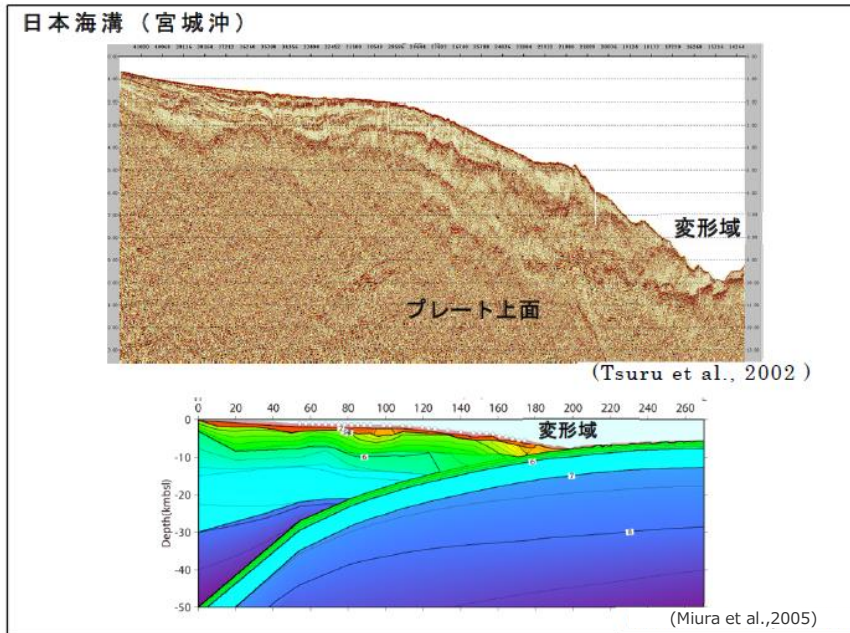
- プレート間地震の浅部の破壊形態として、断層破壊が、プレート境界面浅部へ伝播する形態と、分岐断層へ伝播する形態が挙げられる。
- 付加作用が卓越する南海トラフでは、これらの破壊形態は、いずれも低速度の付加体が分布する深さ10km以浅の領域の破壊形態である。

6-4 浅部の破壊形態

浅部の破壊形態に関する調査

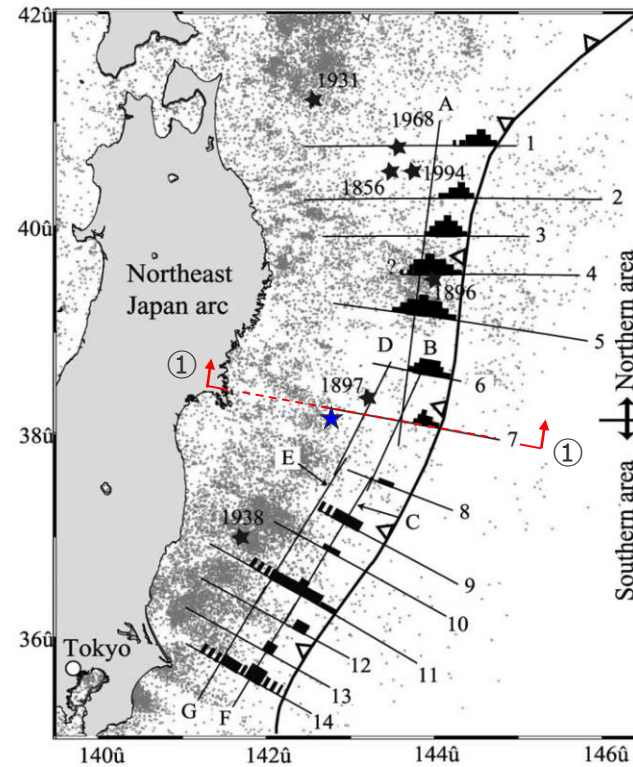
(1)海溝軸付近の構造 (B : 東北沖)

- 造構性侵食作用の卓越する東北沖の構造は、海溝軸付近まで島弧地殻が分布し、付加体の幅は狭いとされる。また、付加体の幅は海溝軸に沿って変化し、東北沖地震で大きなすべりが生じた地域で最も狭くなっているとされる。(長谷川(2015)、Tsuru et al.(2002))
- 構造探査からは、南海トラフで確認されるような付加体内に枝分かれして海底面へ延びる分岐断層の存在は確認されていない。



(内閣府(2012)を基に作成)

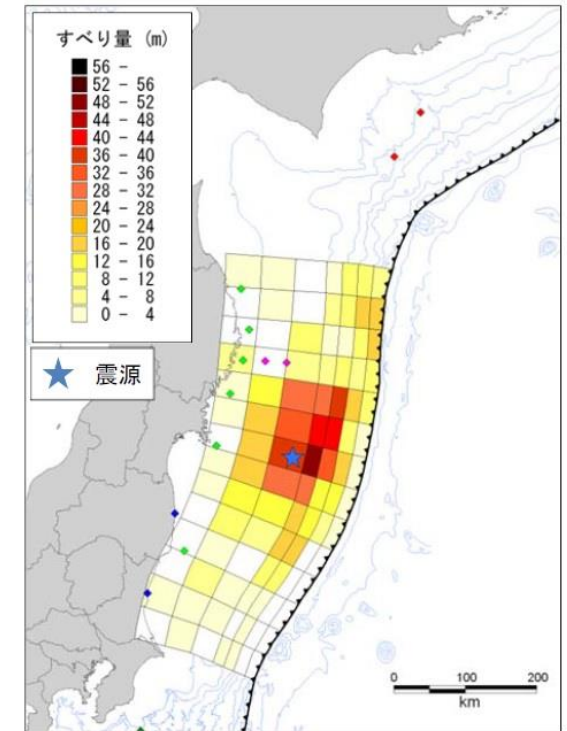
日本海溝の反射断面及びP波速度構造 (右図①断面)



(Tsuru et al.(2002)に加筆)



日本海溝の付加体厚さ分布



(内閣府(2012b))

2011年東北沖地震のインバージョン
結果に基づく波源モデル

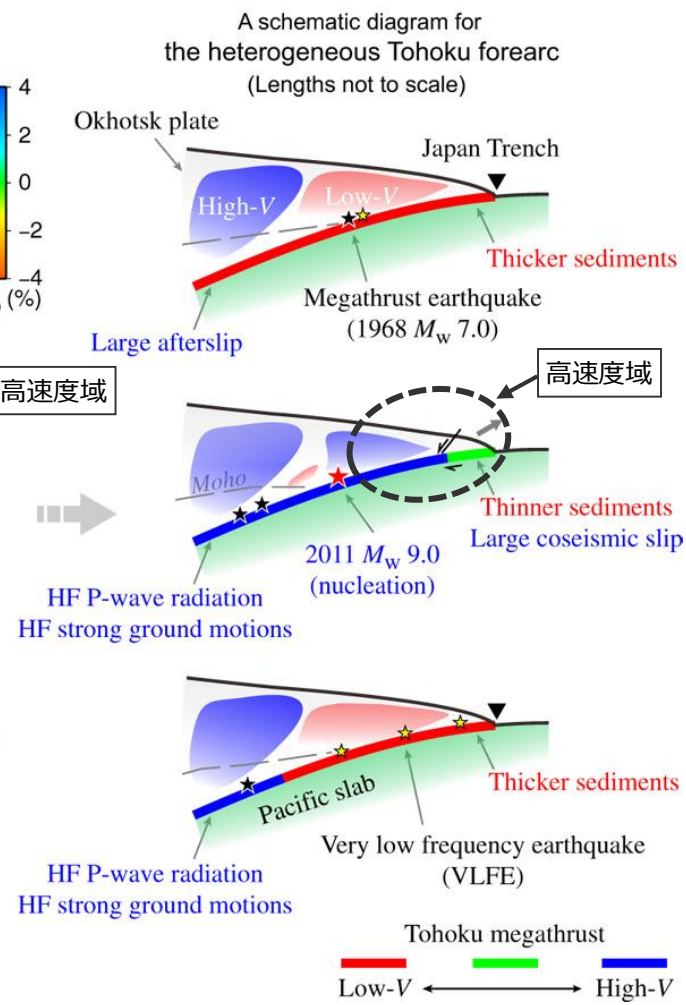
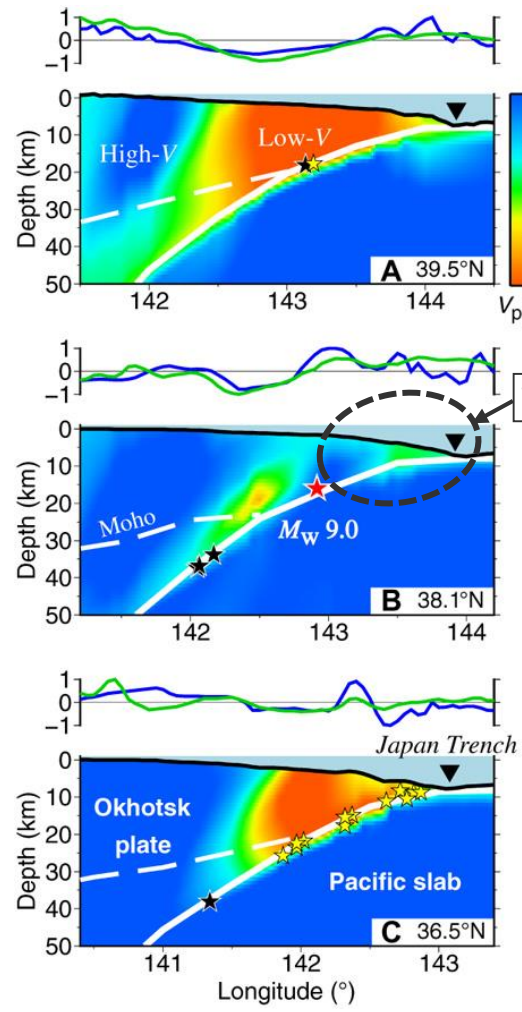
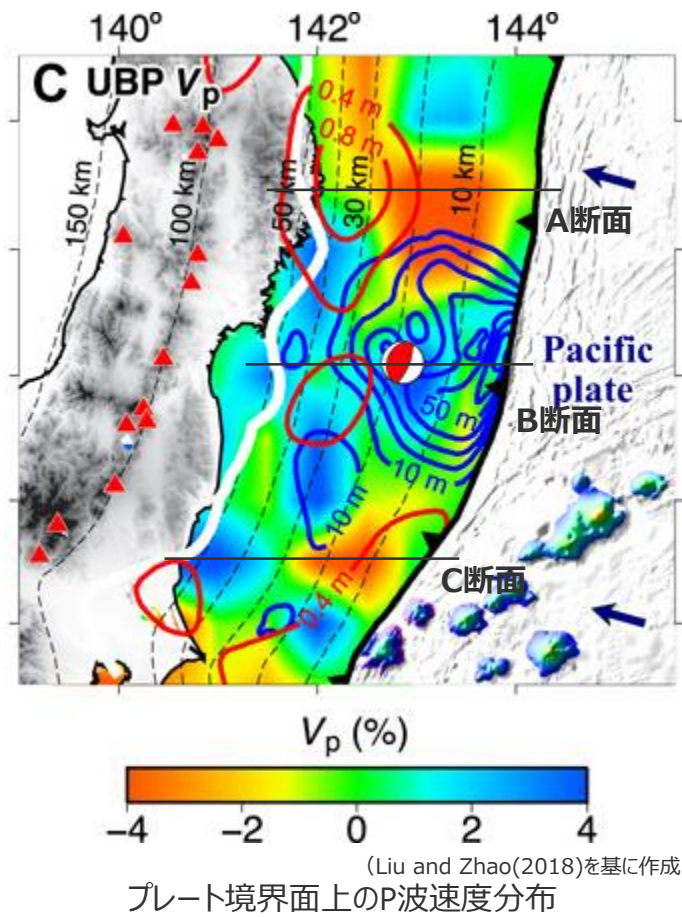
長谷川(2015)

- ・海溝軸から陸側に25 km程度までは上盤プレートはP波速度3 km/s未満の付加プリズムであり、上盤プレートがP波速度5.5 km/s以上になるのは海溝軸からおよそ32 kmである。この付加プリズムの幅は、海溝軸に沿って変化し、この地域で最も狭くなっている (Tsuru et al.(2002))。

浅部の破壊形態に関する調査

(1)海溝軸付近の構造 (B : 東北沖)

■ Liu and Zhao(2018)では、東北沖の地震波トモグラフィの結果、東北沖地震において大きなすべりが発生した宮城県沖に顕著な高速度域があることを確認し、プレートの高速度で固い構造と東北沖地震の大きなすべりの発生には関連があるとしている。



2011年東北沖地震の速度分布とそのイメージ (Liu and Zhao(2018)を基に作成)

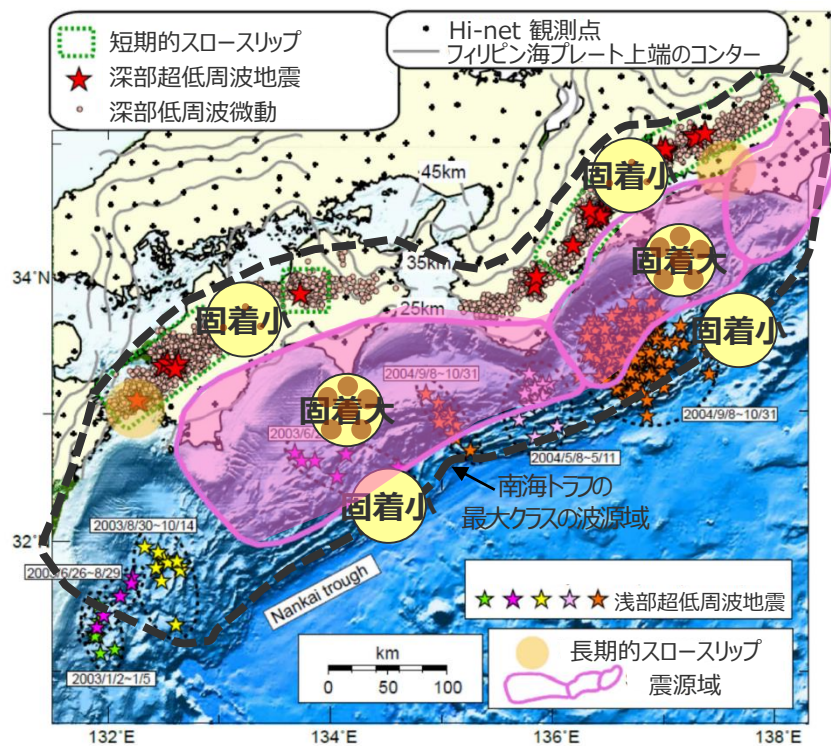
■ 東北沖では、海溝軸付近に比較的高速度の島弧地殻が分布し、このことが東北沖地震時のプレート境界面浅部での大きなすべりに関連していると考えられる。

浅部の破壊形態に関する調査

(2)海溝軸付近の固着状況 (A: 南海トラフ)

■ 南海トラフの固着状況について、既往地震の波源域と対応するとされる固着域（深さ約10～約30km）より浅部及び深部の領域では、低周波振動現象が繰り返していることが観測されており、低周波振動現象により固着が小さくなっていることが確認されている。（地震調査委員会(2013)、小原(2009)、Araki et al.(2017)等）

領域		深さ	固着係数	発生イベント
プレート境界	浅部	約10km以浅	小	低周波振動現象（超低周波地震、低周波微動、スローリップ）
	中部	約10～30km	大	既往地震の震源域
	深部	約30km以深	小	低周波振動現象（超低周波地震、低周波微動、スローリップ）



(地震調査委員会(2013)を基に作成)

深部低周波振動現象の発生分布と固着状況



(小原研究室Websiteを基に作成)

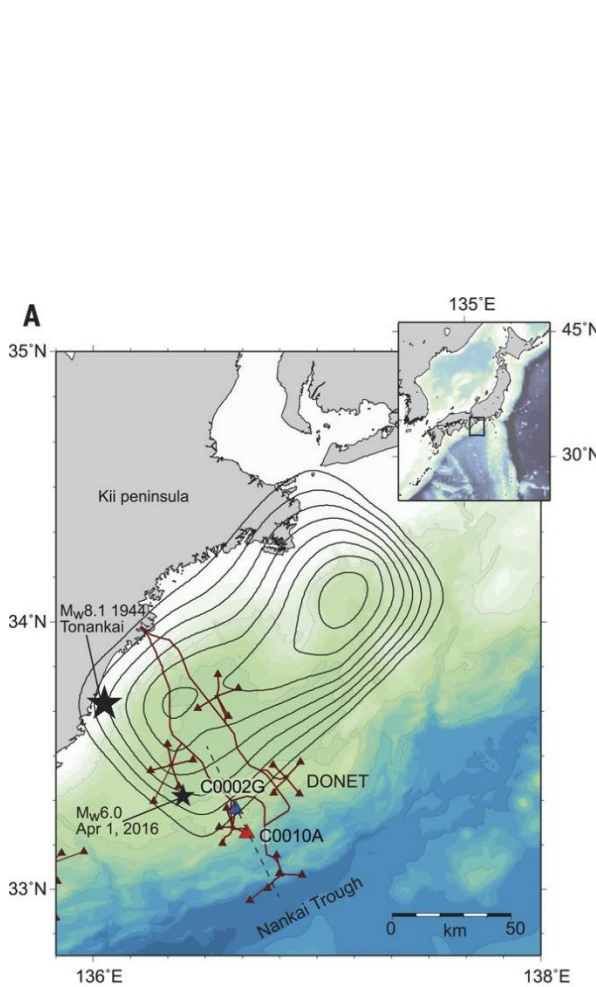
西南日本における低周波振動現象と固着域の関係の模式図

6-4 浅部の破壊形態

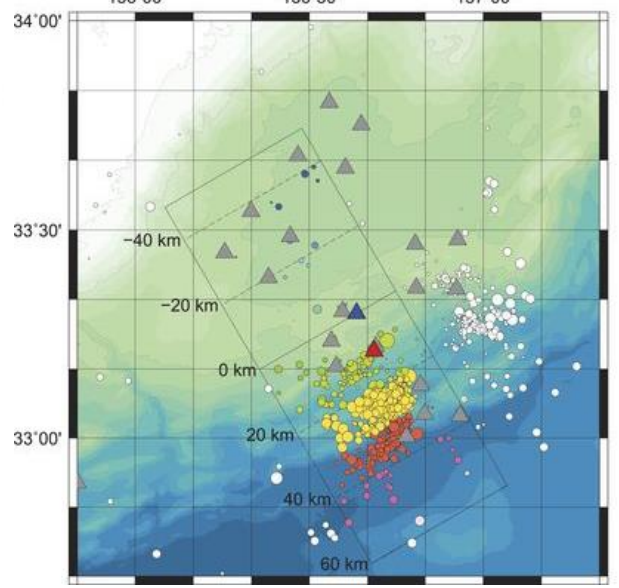
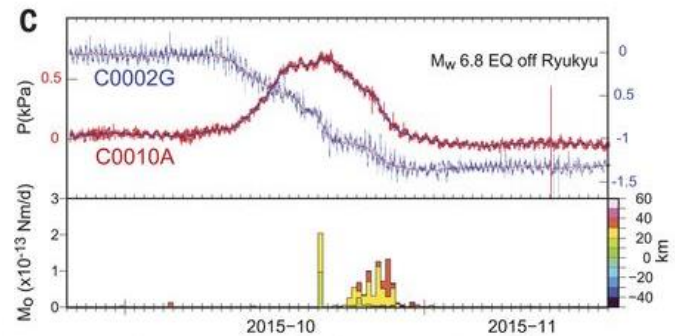
浅部の破壊形態に関する調査

(2)海溝軸付近の固着状況 (A: 南海トラフ)

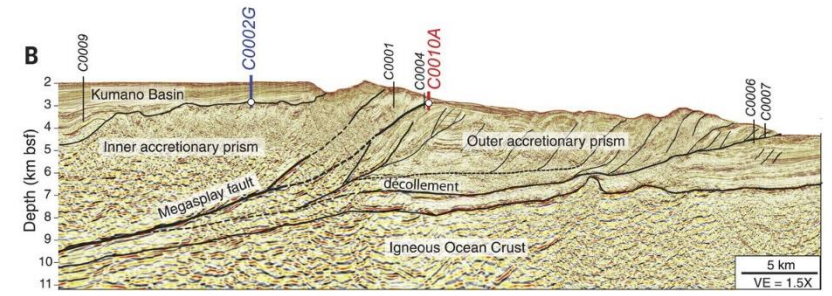
■ Araki et al.(2017)では、南海トラフの掘削孔内およびDONET（地震・津波観測監視システム）の連続観測データに基づいた解析によって、海溝軸近くの領域では、繰り返し発生しているスロースリップイベントによって頻りに蓄積されたひずみが解放されているとしている。



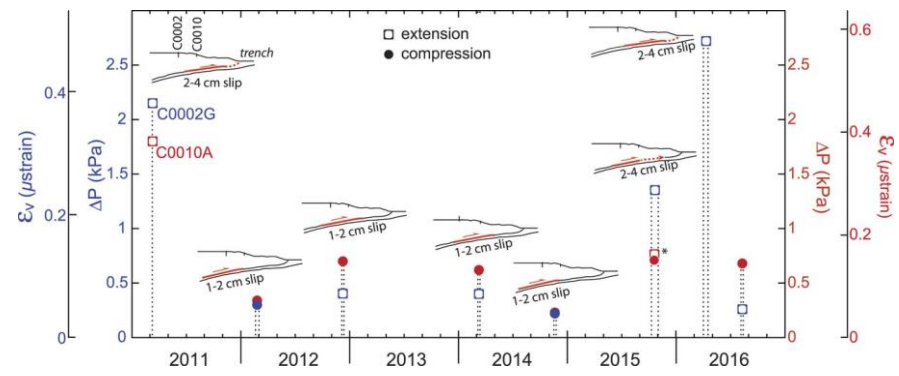
DONETおよびIODP掘削地点の位置



2015年10月スロースリップイベントにおける掘削地点での間隙水圧と低周波微動記録



IODP掘削地点の断面図



IODP掘削地点で観測されたスロースリップイベントと応力・ひずみ解放履歴

※IODP: 国際深海科学掘削計画

(Araki et al.(2017))

- Ito and Obara(2006b)では、紀伊半島沖の南海トラフの浅部に分布する付加体内部で発生した超低周波地震を対象に応力降下量を求めている。
- この解析結果によると、超低周波地震の応力降下量は0.1～10kPaであり、通常の地震の0.1～1%であるとしている。また、超低周波地震の極端に小さい応力降下量は、付加体内部の断層強度が、衝上断層系内に存在する流体が原因で弱まっている可能性があることを示唆するとしている。

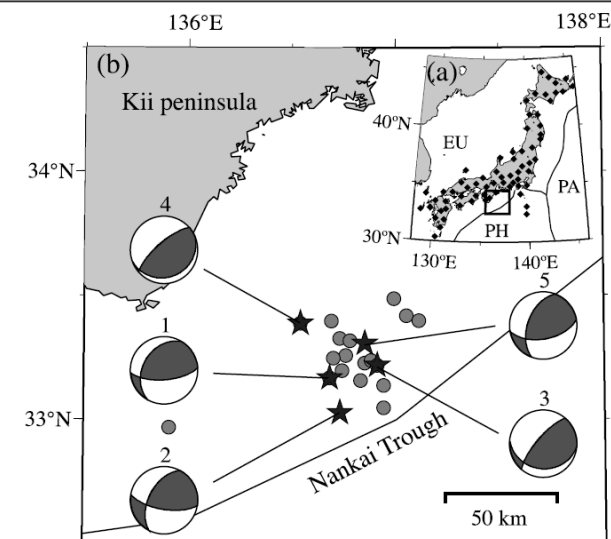


Table 1. Source Parameters of the VLF Earthquakes Observed for a Slightly Distinct *P* Wave

ID	Centroid Time, UT	Lat, °N	Lon, °E	Depth, km	Mw	Moment, Nm	f_c , Hz	Stress Drop, kPa
1	2004/09/12 16:44:17	33.17	136.68	2	3.8	5.517×10^{14}	0.11	0.1–0.8
2	2004/09/16 15:35:21	33.03	136.73	3	3.9	1.029×10^{15}	0.08	0.07–0.6
3	2004/09/18 04:17:59	33.22	136.91	4	3.9	8.406×10^{14}	0.18	0.6–5
4	2004/09/20 05:18:38	33.39	136.54	3	4.1	1.569×10^{15}	0.10	0.2–2
5	2004/09/20 05:59:27	33.31	136.85	2	3.7	3.841×10^{14}	0.24	0.7–6

紀伊半島沖で発生した浅部超低周波地震の応力降下量

(Ito and Obara(2006b))



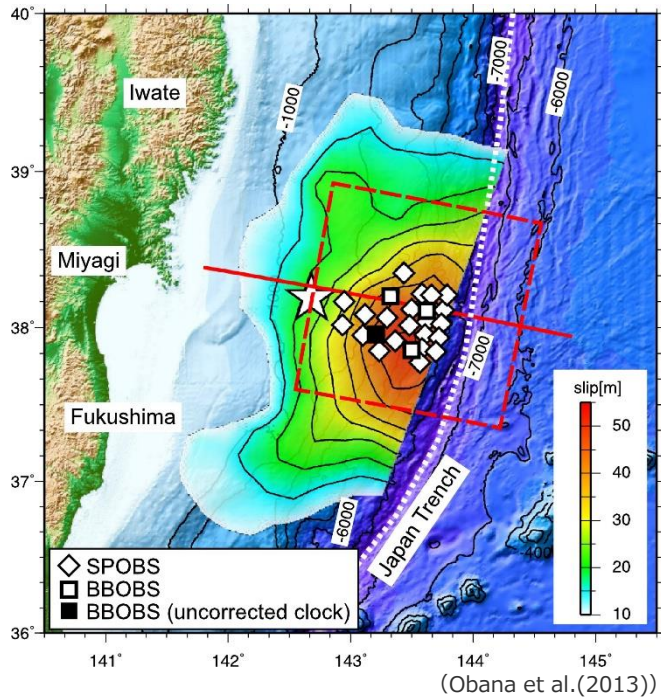
- 南海トラフの海溝軸付近は、付加体が分布する領域であり、応力を蓄積しにくい領域と考えられる。

6-4 浅部の破壊形態

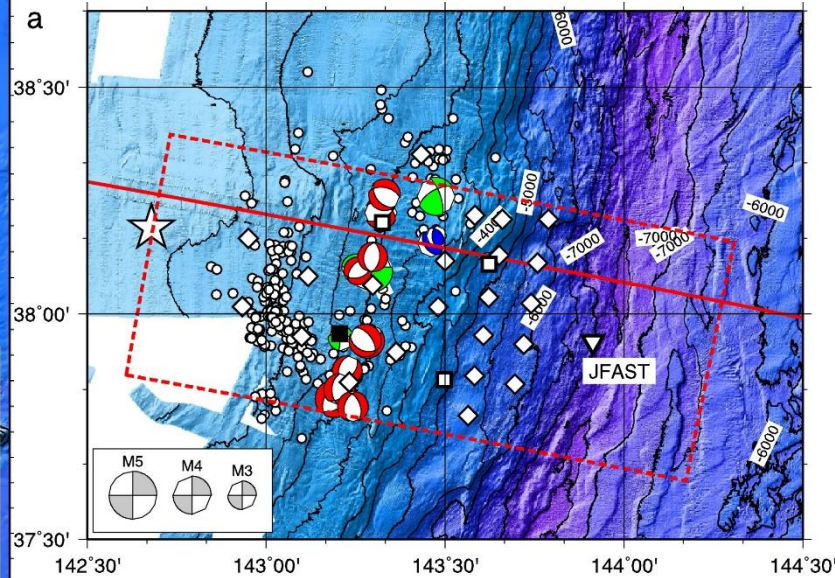
浅部の破壊形態に関する調査

(2)海溝軸付近の固着状況 (B: 東北沖)

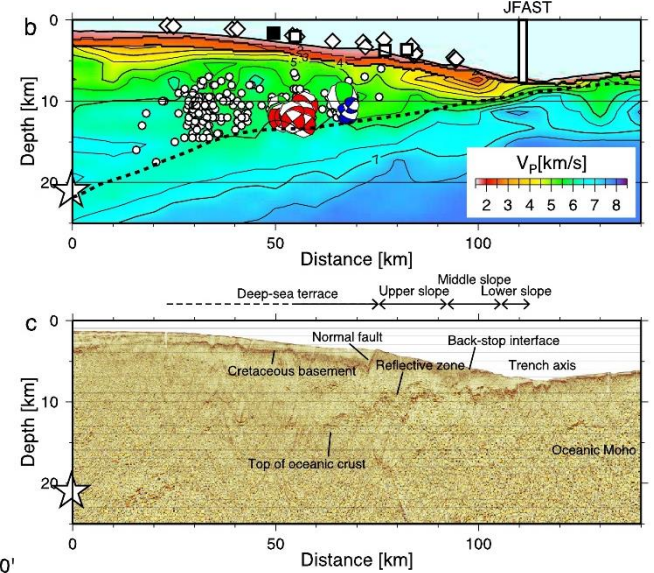
■ 東北沖の海溝軸付近の固着状況について、東北沖地震後に密に設置した海底地震計で求めた精密な余震分布によると、東北沖の海溝軸付近では、南海トラフと異なり、比較的海溝軸付近においても通常地震が発生している。(長谷川(2015)、Obana et al.(2013))



海底地震計の位置と10m以上のすべり量分布



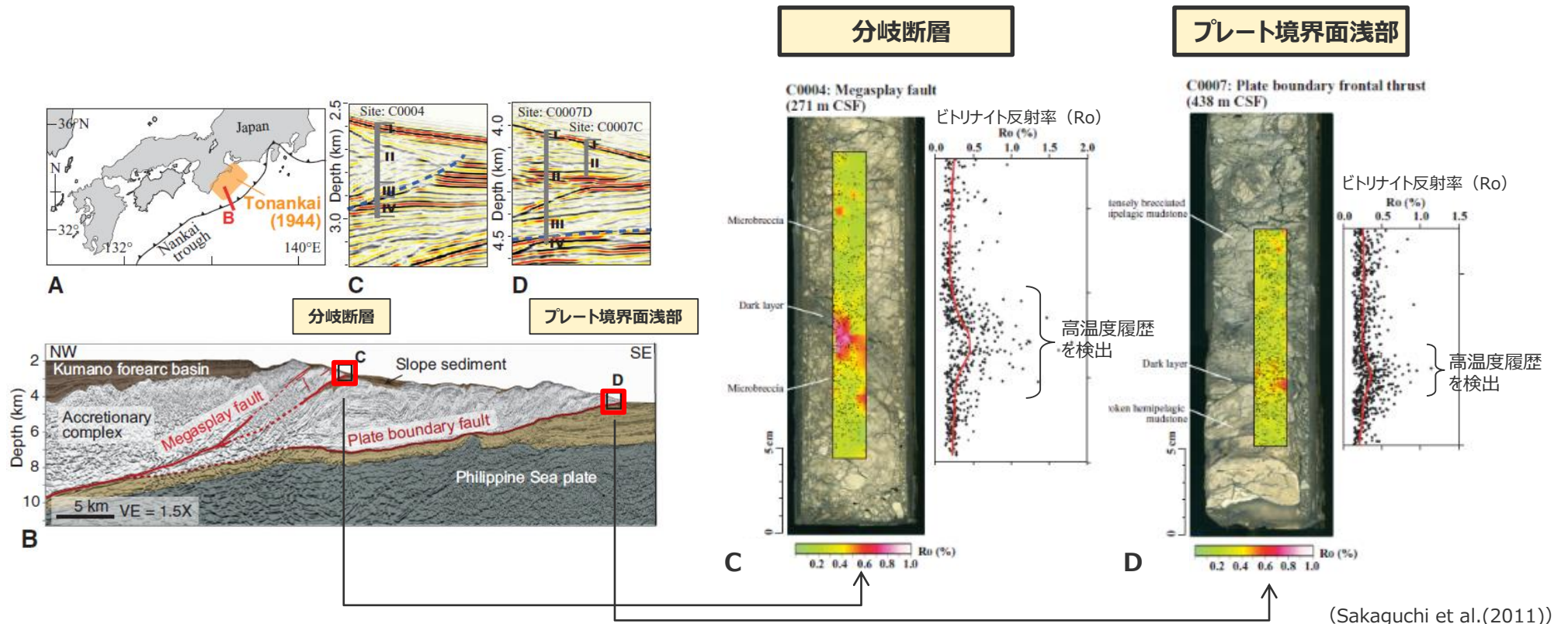
2011年東北沖地震の震源と島弧地殻の震源メカニズム解



(Obana et al.(2013))

■ 東北沖の海溝軸付近は、島弧地殻が分布する領域であり、応力を蓄積しやすい領域と考えられる。

- Sakaguchi et al.(2011)は、南海トラフの分岐断層の位置およびプレート境界面浅部で採取されたボーリング試料の熱変質物質（ビトリナイト）の分析を実施している。
- その結果、どちらの試料からも断層すべりによると考えられる高温履歴を検出し、分岐断層およびプレート境界面浅部が地震時に活動している可能性があるとしている。



(Sakaguchi et al.(2011))

○ビトリナイト反射率

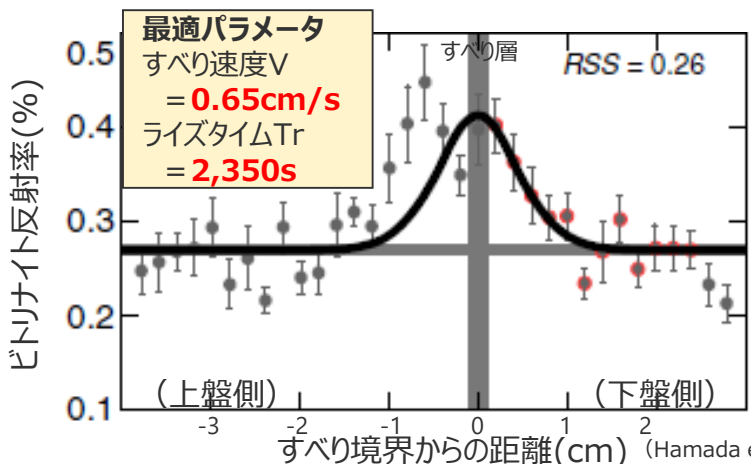
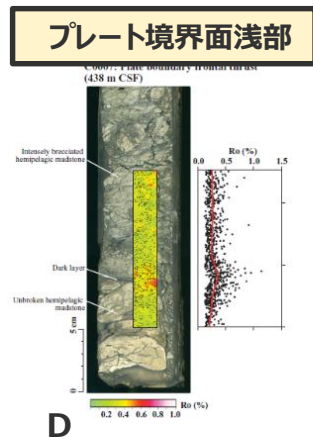
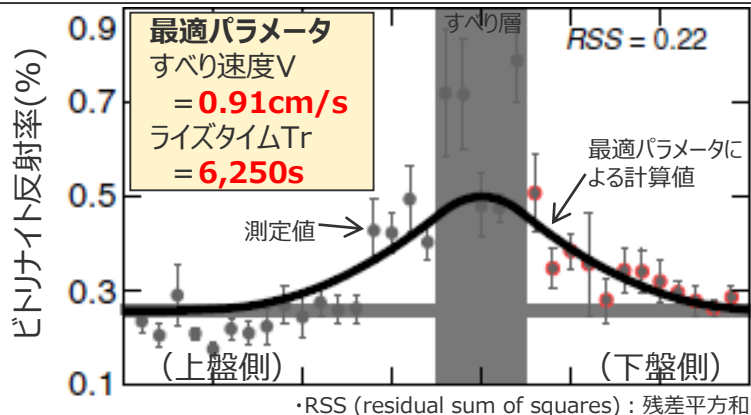
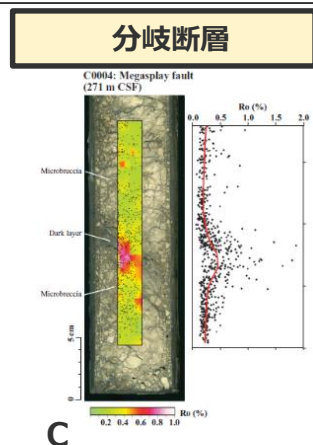
- ・石炭を構成する有機質の一種であるビトリナイトの反射光線下における反射率。反射率が大きいほど、その地点のビトリナイトがより高温にさらされたことを意味する。
- ・ビトリナイトは最大の温度上昇イベントを記録する性質があり、最大の温度上昇イベントはその他の繰り返しの低い温度上昇イベントの大部分を上書きするとされる。

(Sakaguchi et al.(2011),Hamada et al.(2015))

ボーリング試料のビトリナイト反射率 (Ro) 分布

(3)海溝軸付近の断層すべり (A: 南海トラフ)

- Hamada et al.(2015)は、前述のSakaguchi et al.(2011)により得られたビトリナイト分布の定量的解析を実施し、過去の断層すべりのすべり速度、ライズタイム等を推定している。
- Hamada et al.(2015)によると、「ビトリナイトは、最大の温度上昇イベントを記録する性質がある」とされ、「解析の結果は、どちらの断層においても、数mm/s～数cm/sオーダーのすべり速度と、1,000sオーダーのライズタイム、数十mのすべり量を持つすべり挙動をもつことを示している。この南海トラフの分岐断層及びプレート境界面浅部の断層すべりの特徴は、沈み込み帯の通常の大地震と比べて、非常にゆっくりとしたすべり速度、長いライズタイム、大きなすべり量であることを示唆している。」としている。



Hamada et al.(2015)

- ・南海トラフの分岐断層及びプレート境界面浅部で得られたボーリングコアに含まれる熱変質物質 (ビトリナイト) 分布の定量的解析を行い、過去の断層すべりのすべり速度、ライズタイム等を推定。
- ・解析の結果は、どちらの断層においても、数mm/s～数cm/sオーダーのすべり速度と、1,000sオーダーのライズタイム、数十mのすべり量を持つすべり挙動をもつことを示している。
- ・この南海トラフの分岐断層及びプレート境界面浅部の断層すべりの特徴は、沈み込み帯の通常の大地震と比べて、非常にゆっくりとしたすべり速度、長いライズタイム、大きなすべり量であることを示唆している。
- ・この南海トラフのトラフ軸付近の断層すべりの特徴は、通常地震性すべりと比べてゆっくりで長く、速めの余効変動と調和的であるとしている。

○ビトリナイト反射率

- ・石炭を構成する有機質の一種であるビトリナイトの反射光線下における反射率。反射率が大きいほど、その地点のビトリナイトがより高温にさらされたことを意味する。
- ・ビトリナイトは最大の温度上昇イベントを記録する性質があり、最大の温度上昇イベントはその他の繰り返しの低い温度上昇イベントの大部分を上書きするとされる。

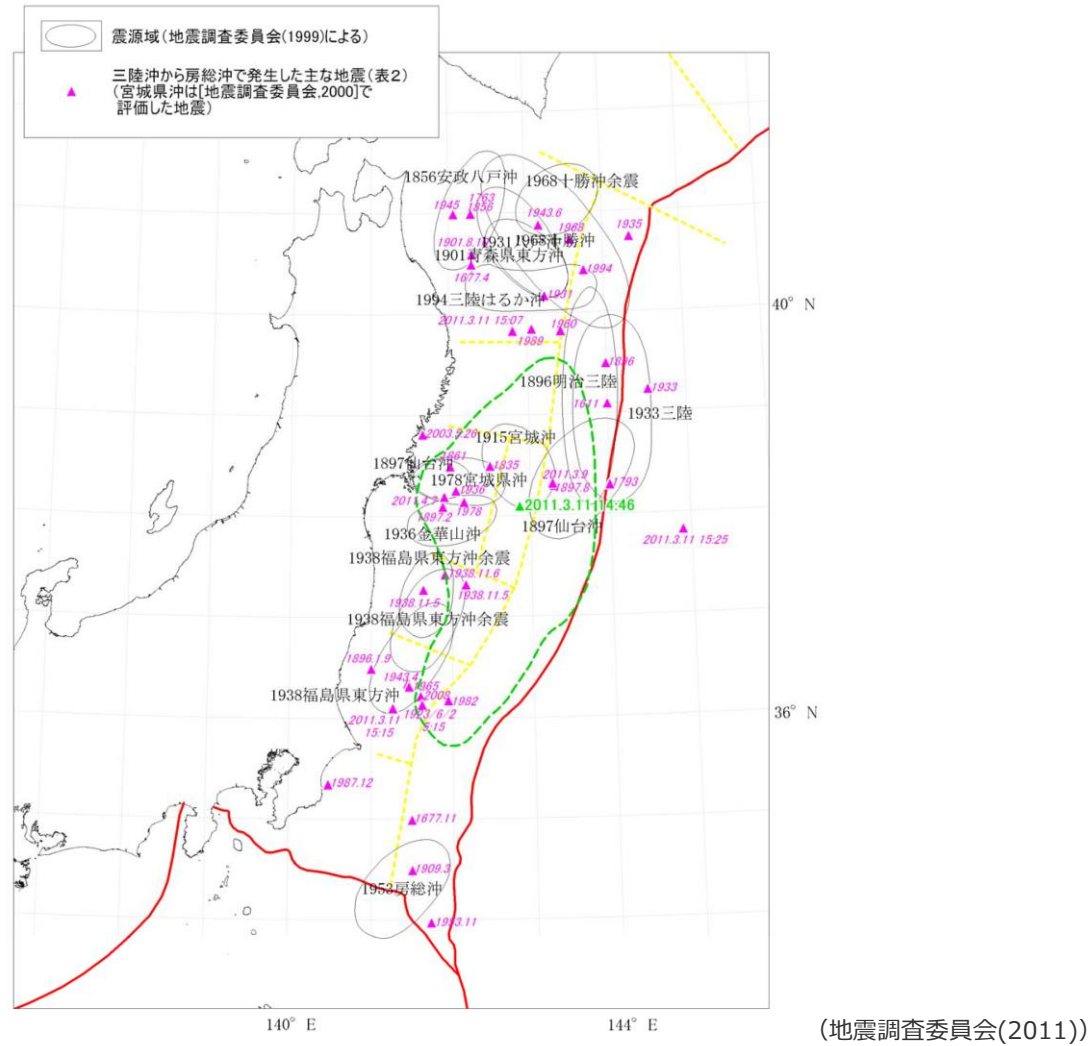
(Sakaguchi et al.(2011),Hamada et al.(2015))

・文献の詳細については6-2を参照

ビトリナイト反射率 (Ro) 分布の測定値とライズタイム等の算定

- 南海トラフのプレート境界面浅部および分岐断層では、過去に大きな津波発生の要因となる断層すべりは発生していないことを示す知見と考えられる。

■ 東北沖では、南海トラフと異なり、海溝軸付近のプレート境界面浅部で大きな断層すべりの発生が確認されている。

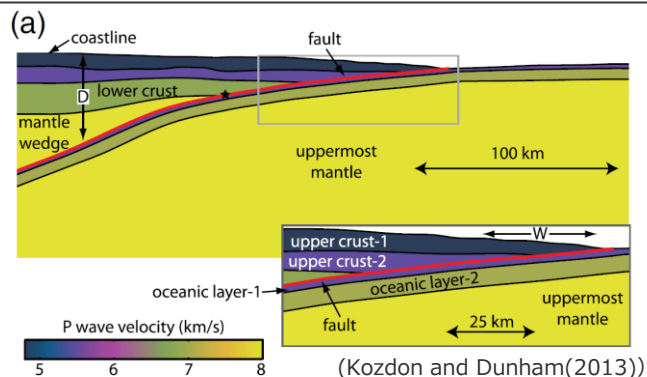


三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域

浅部の破壊形態に関する調査

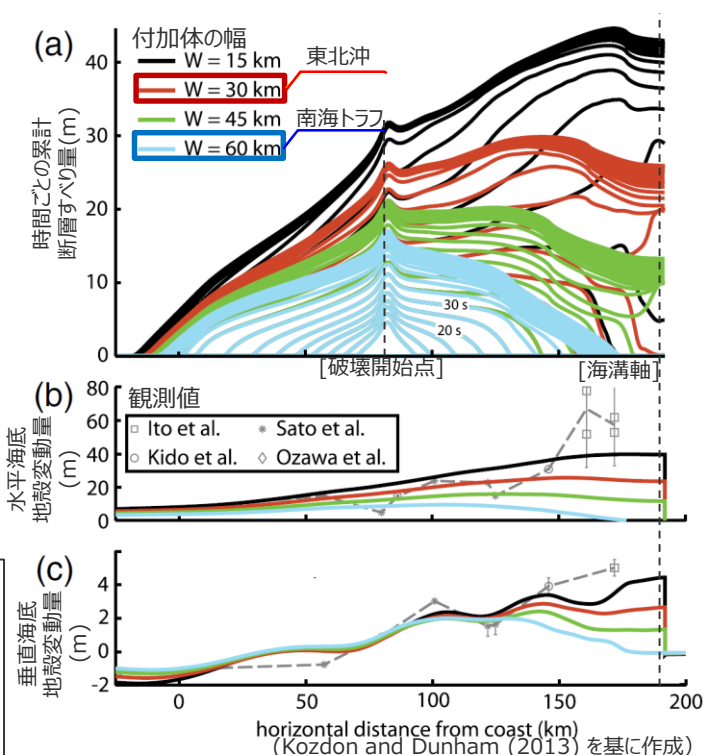
(4) 動力学解析による海溝軸付近のすべり挙動(A : 南海トラフ、B : 東北沖)

- 動力学解析からは、付加体の幅の違いがすべり挙動に影響を与えることが示されている。
- Kozdon and Dunham(2013)は、プレート境界モデルの付加体の幅を変えて二次元動的破壊シミュレーションを実施。その結果から、付加体の幅が広い場合にはプレート境界面浅部のすべりは抑制され、付加体の幅が狭い場合にはプレート境界面浅部のすべりは促進されるとしている。
- また、奥村・後藤(2013)では、プレート境界モデルおよび分岐断層モデルによる二次元動的破壊シミュレーションを実施。その結果、分岐断層へ破壊が伝播する形態では、プレート境界面浅部へ破壊が伝播する形態とは破壊に伴う応力変化が異なり、プレート境界面浅部へ破壊が伝播する形態と比べて海溝軸付近のすべりが抑制されることを確認している。



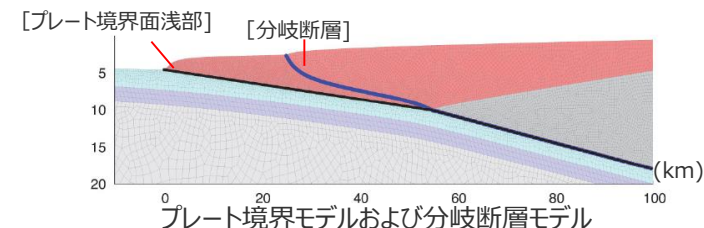
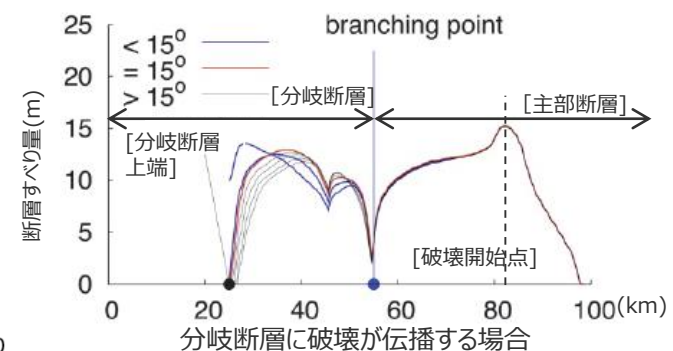
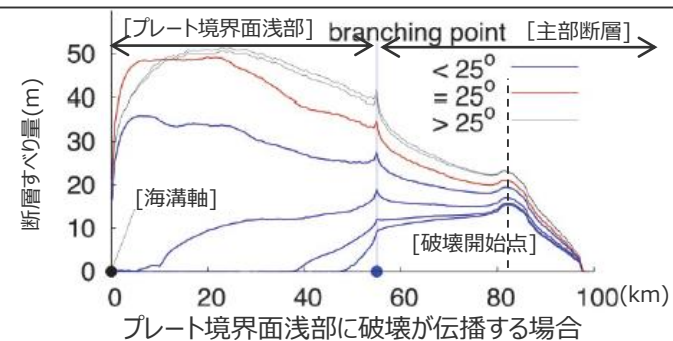
宮城県沖のプレート境界モデル
(二次元動的破壊シミュレーションモデル)

- Kozdon and Dunham(2013)
宮城県沖の地震波速度構造を模したプレート境界モデルを用いて二次元動的破壊シミュレーションを実施し、付加体の幅が広い場合は、プレート境界面浅部のすべりは主部断層よりも抑制される。一方、付加体の幅が狭い場合には、プレート境界面浅部のすべりは主部断層よりも促進されるとしている。
- 奥村・後藤(2013)
南海トラフの熊野灘沖を模したプレート境界モデルおよび分岐断層モデルを用いて二次元動的破壊シミュレーションを実施し、主部断層の破壊が分岐断層へ伝播する形態では、主部断層の破壊がプレート境界面浅部へ伝播する形態よりも、海溝軸付近のすべりが小さくなることを確認。これは、プレート境界面浅部は引っ張り側のクラック、分岐断層は圧縮側のクラックに分類され、すべりの発達に伴いプレート境界面浅部の場合は法線応力が低下する傾向、分岐断層の場合は法線応力が増加する傾向となることが要因と分析している。



付加体の幅W
東北沖：約30km
南海トラフ：約60km
(速度構造断面から読み取り)

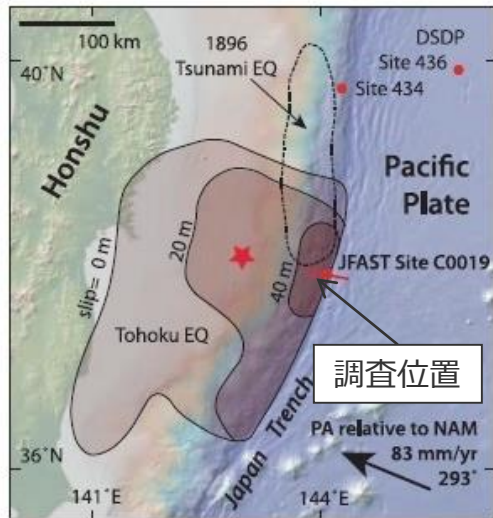
動的破壊シミュレーションによる付加体の幅と断層すべり量、水平・上下変位の関係



プレート境界モデルおよび分岐断層モデル
(奥村・後藤(2013)を基に作成)
動的破壊シミュレーションによるすべり量の比較

(5)海溝軸付近の断層間物質(A: 南海トラフ、B: 東北沖)

- Ujiie et al.(2013)では、南海トラフ及び東北沖の海溝軸付近のボーリング試料の材料分析及び高速摩擦実験結果の比較を実施した。
- その結果、東北沖の海溝軸付近の断層間物質は透水性が低いスメクタイトが主体であること、東北沖の断層間物質の動摩擦係数が南海トラフのものに比べて小さいことを確認し、東北沖は南海トラフに比べてプレート境界面浅部で大きなすべりを起こしやすいとしている。

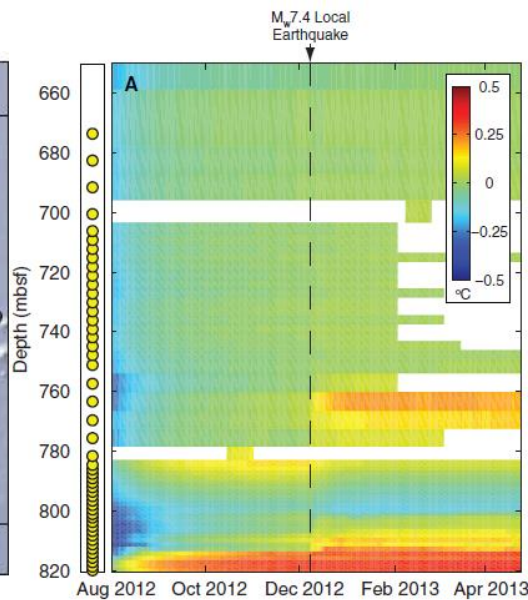


(Chester et al.(2013)を基に作成)

※コンターは地震時のすべり量

JFASTによる海底掘削調査位置

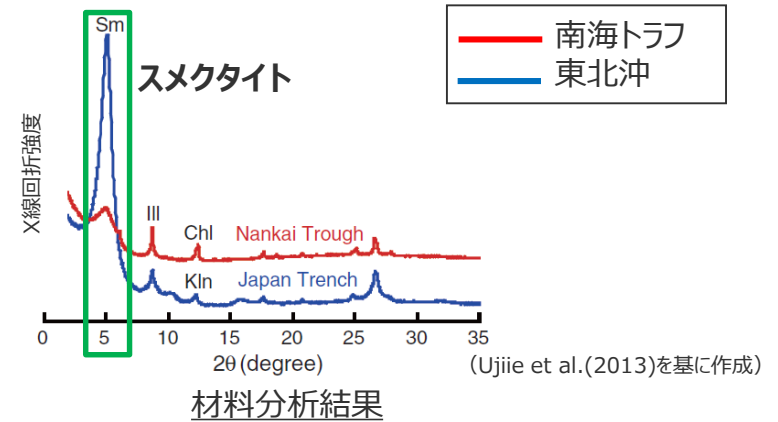
(JFAST: 東北地方太平洋沖地震調査掘削)



(Fulton et al.(2013)を基に作成)

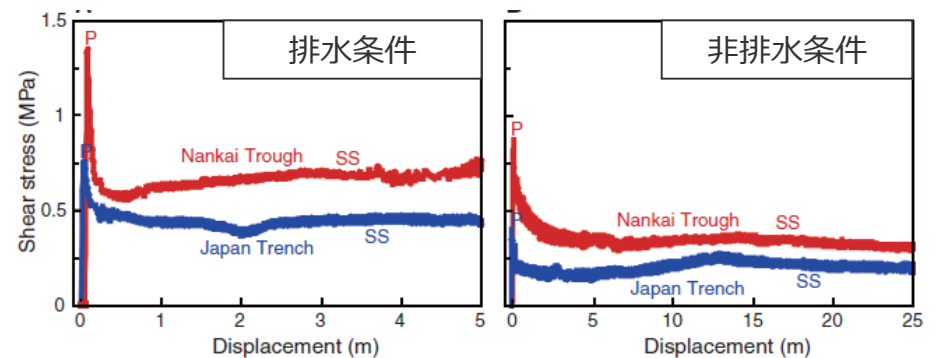
※黄色の点は温度測定地点

東北沖における温度観測結果



材料分析結果

(Ujiie et al.(2013)を基に作成)



高速摩擦実験結果

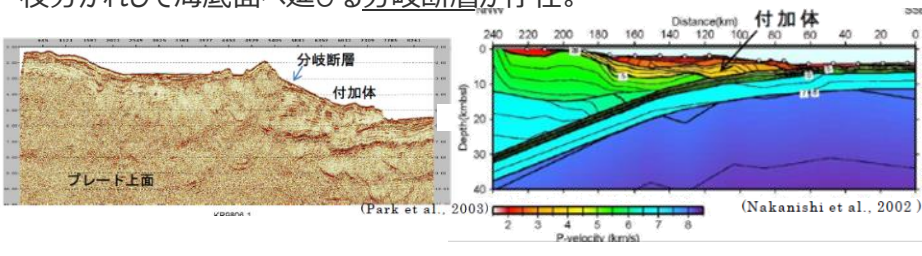
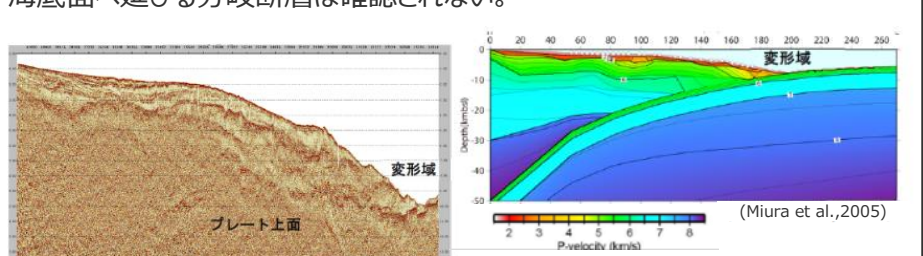
南海トラフと東北沖のプレート境界試料の実験結果の比較

- Fulton et al.(2013)は、温度計アレーを掘削孔内に設置してプレート境界面浅部の温度測定を実施。
- 残留摩擦熱の解析結果から、地震時のプレート境界面浅部における摩擦係数を、0.08程度と通常の岩石よりもはるかに小さな値であったと見積もり、断層が極めて滑りやすい状態であったとしている。

- Ujiie et al.(2013)は、プレート境界面浅部の試料を用いて材料分析及び高速摩擦実験を実施し、南海トラフの海底掘削試料での結果と比較。
- 東北沖のプレート境界面浅部の試料は、水を通しにくいスメクタイトを多く含むこと、地震時の摩擦係数が南海トラフのものに比べて小さいことを確認。
- この結果から、東北沖は、南海トラフに比べて海溝軸付近で大きなすべりを起こしやすいとしている。

6-4 浅部の破壊形態 浅部の破壊形態に関する調査結果

- 沈み込み帯の浅部の構造等に関する知見を収集し、浅部の破壊形態について検討を行った。
- その結果、(A)付加作用が卓越する沈み込み帯と、(B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯とは、地震時における浅部のすべり挙動が異なると考えられる。
- 各項目の整理結果およびそれを踏まえた浅部の破壊形態の検討結果について以下に示す。

項目	A : 南海トラフ (付加作用の卓越する沈み込み帯)	B: 東北沖 (造構性侵食作用の卓越する沈み込み帯)
(1) 海溝軸付近の構造	<ul style="list-style-type: none"> ・低速度の付加体が発達。 ・海溝軸へ抜けるプレート境界面浅部と、プレート境界面から付加体内に枝分かれして海底面へ延びる分岐断層が存在。 	<ul style="list-style-type: none"> ・比較的高速度の島弧地殻が分布し、付加体は未発達。 ・海溝軸へ抜けるプレート境界面浅部が存在。一方、付加体内に枝分かれして海底面へ延びる分岐断層は確認されない。 
(2) 海溝軸付近の固着状況	・付加体が分布する領域であり、応力を蓄積しにくい領域と考えられる。	・島弧地殻が分布する領域であり、応力を蓄積しやすい領域と考えられる。
(3) 海溝軸付近の断層すべり	・プレート境界面浅部および分岐断層のボーリング試料の分析から、過去に大きな津波発生の要因となる断層すべりは発生していないことを示す痕跡が確認されている。	・地震履歴から、プレート境界面浅部で大きな断層すべりの発生が確認されている。
(4) 動力学解析による海溝軸付近のすべり挙動	・付加体の幅が広いことが要因となり、プレート境界面浅部のすべりは主部断層よりも抑制される傾向にある。また、分岐断層のすべり量は主部断層よりも更に抑制される傾向にある。	・付加体の幅が狭いことが要因となり、プレート境界面浅部のすべりは、主部断層よりも促進される。
(5) 海溝軸付近の断層間物質	・南海トラフと東北沖のボーリング試料の材料分析及び高速摩擦実験の結果、東北沖は南海トラフに比べてプレート境界面浅部で大きなすべりを起こしやすいとされる。	

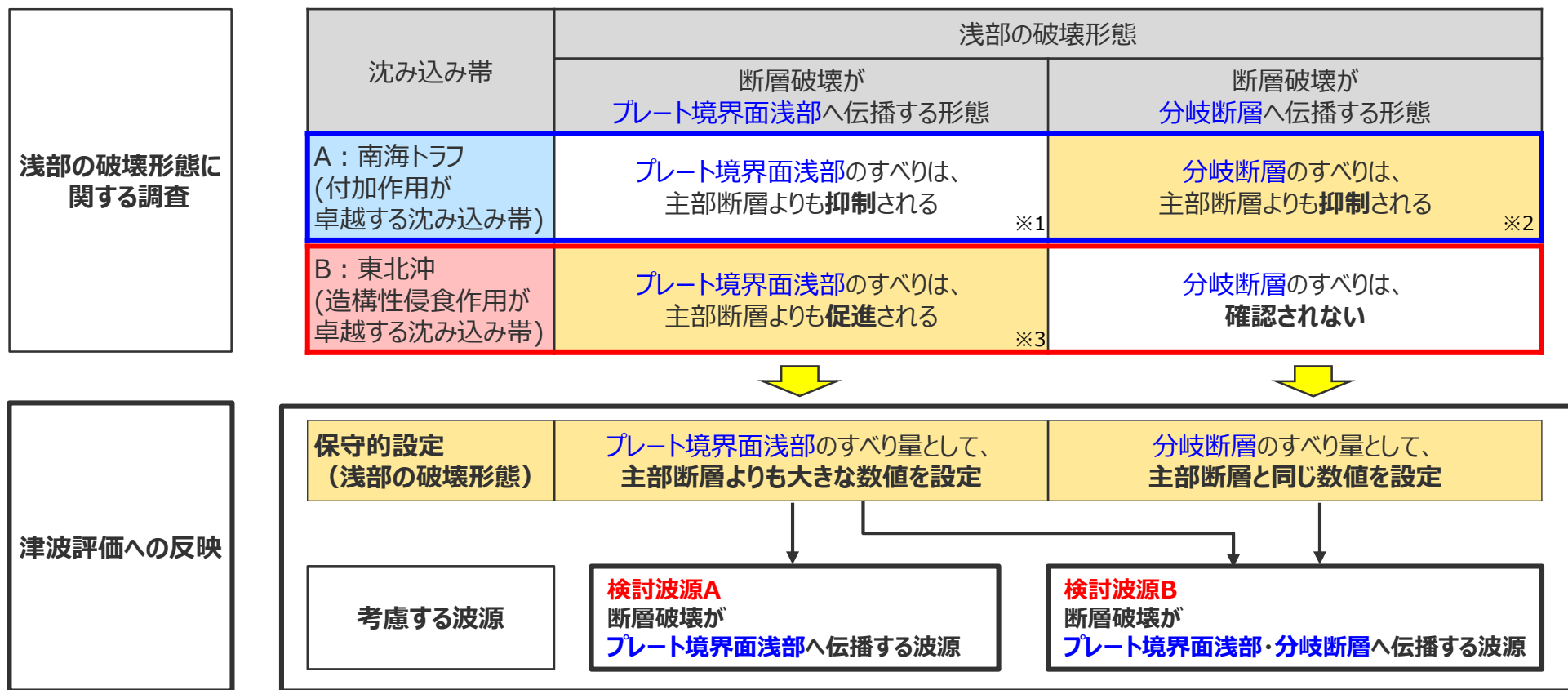


浅部の破壊形態に関する検討結果	<ul style="list-style-type: none"> ・付加作用が卓越する南海トラフでは、海溝軸付近において付加体が分布し、浅部の破壊形態に応じて以下のすべり挙動が考えられる。 		<ul style="list-style-type: none"> ・造構性侵食作用が卓越する東北沖では、海溝軸付近において島弧地殻が分布し、浅部の破壊形態に応じて以下のすべり挙動が考えられる。 	
	断層破壊が プレート境界面浅部 へ伝播する形態 プレート境界面浅部のすべりは、 主部断層よりも 抑制 される	断層破壊が 分岐断層 へ伝播する形態 分岐断層のすべりは、 主部断層よりも 抑制 される	断層破壊が プレート境界面浅部 へ伝播する形態 プレート境界面浅部のすべりは、 主部断層よりも 促進 される	断層破壊が 分岐断層 へ伝播する形態 分岐断層のすべりは、 確認されない

浅部の破壊形態の津波評価への反映

- 浅部の破壊形態に関する調査結果および内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」の検討を踏まえて、保守的に浅部の破壊形態を考慮した波源を設定した。
- 具体的には、調査結果からは、(A)付加作用が卓越する沈み込み帯と、(B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯とでは、地震時における浅部のすべり挙動が異なると考えられるが、津波評価への反映にあたっては、保守的設定として(A) (B) の沈み込み帯の浅部のすべり挙動を同時に考慮してすべり量分布を設定することとし、考慮する波源を設定した。

地震時における浅部のすべり挙動（検討結果）



○津波評価への反映方法の変更点

- 浅部の破壊形態について、これまで(A)付加作用が卓越する沈み込み帯（南海トラフ）の特徴を踏まえた波源、(B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯（東北沖）の特徴を踏まえた波源をそれぞれ設定していたが、浅部の破壊形態に関する調査結果および内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」の検討を踏まえて、(A) (B)の浅部のすべり挙動の特徴を同時に考慮した波源を設定することに変更した。 ※1,2,3はそれぞれ、第509回審査会合の検討波源モデルA~Cで考慮したすべり挙動に対応。

6 検討波源モデルの津波評価の詳細

6-5 ライズタイムの設定

6-5 ライズタイムの設定 検討概要

■ライズタイムに関する検討概要は以下のとおり。

ライズタイムの設定

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

■津波評価におけるライズタイムに関する知見について整理した。

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

⇒近年のMw9クラスの巨大地震の津波インバージョンから推定されるライズタイムはすべり量が大きい小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは150～300sであることを確認した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

⇒東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定して津波のタイムウィンドウインバージョンを実施した結果、東北沖地震のライズタイムとしては150～200s程度が最も適切であるとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波インバージョンでは津波観測波形を再現できないことを確認した。

⇒東北沖地震の再現モデルについて、すべり量を変更せずにライズタイムを60sと極端に短く設定すると、東北沖地震の津波の周期・波長等の物理特性は失われるとともに、東北沖地震の観測記録の津波高を大幅に上回ることを確認。Mw9クラスの地震に対して内閣府のライズタイムの設定は過大な設定となっていることを確認した。

③Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討

⇒検討波源モデルのライズタイムは、Mw 8～9クラスの地震の津波インバージョン事例を踏まえても概ね保守的な設定となっているが、検討波源モデルのライズタイムを120sとすることにより、これらの地震の初期水位を上回る設定となることを確認した。

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

⇒津波評価に影響の大きい初期水位に着目した検討により、内閣府モデルは、国内外の巨大地震のスケールリングに基づく平均応力降下量、平均すべり量等のパラメータの保守的な設定を、更に上回る設定となっていることを確認した。

「(B)代表パラメータの検討による方法」により検討された内閣府の最大クラスモデルは、すべり量とライズタイムの組合せを非常に大きく設定することにより、その他のパラメータの津波影響を代表していることを確認した。
(補足説明資料5-5,5-6章)

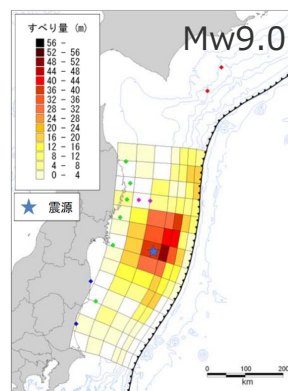
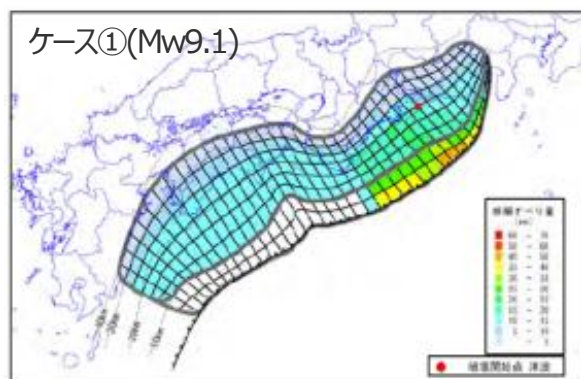
まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

■国内外のMw9クラスの巨大地震・津波の推定事例のほか、Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討及び内閣府のパラメータの設定を踏まえて、ライズタイムを設定した。

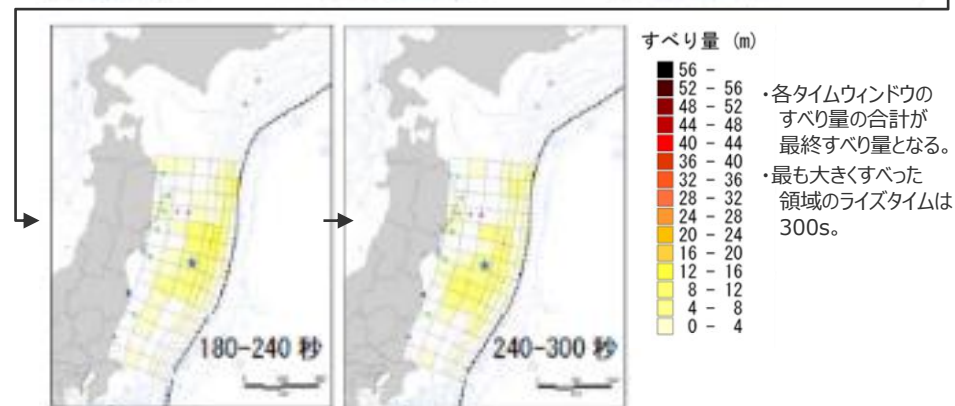
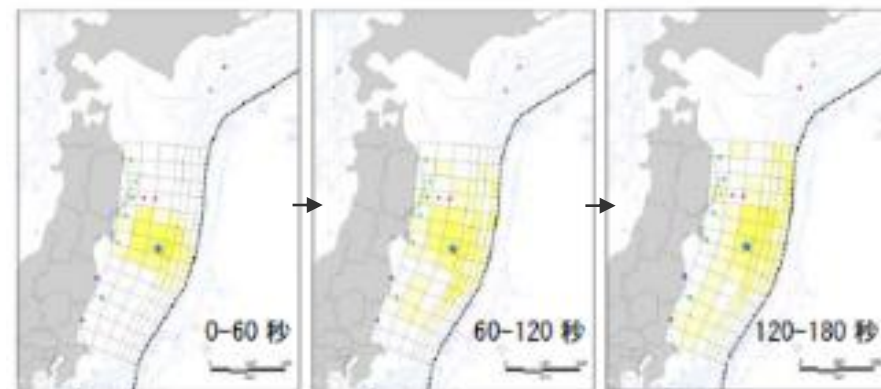
6-5 ライズタイムの設定

内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」のライズタイムに関する記載

- 内閣府(2012)は、南海トラフの最大クラスモデルのライズタイムについて、平均的に利用されている値を参考に、東北沖地震の解析結果も踏まえて、60s と設定している。
- 一方で、内閣府(2012b)の東北沖地震の解析結果によると東北沖地震のライズタイムは300sと推定されており、最大クラスモデルのライズタイムを60sとする明確な根拠は示されていない。



最終すべり量



各タイムウィンドウのすべり量

(内閣府(2012b)を基に作成)

○破壊伝播速度及びライズタイム：

破壊伝播速度及びライズタイムについては、平均的に利用されている値を参考に、東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、次のとおりに設定する。なお、東北地方太平洋沖地震では、海溝沿いの破壊伝播速度は、それよりも深い場所に比べ遅いとの解析結果もあるが、トラフ沿いの領域の幅が狭く、5秒程度の差しか見込めないことから、今回の解析では、破壊速度は全域で同じとする。

破壊速度 : 2.5km/s
ライズタイム : 1分

(内閣府(2012)を基に作成)

内閣府(2012)の最大クラスモデルのライズタイム

内閣府(2012b)による東北沖地震の解析結果
(津波インバージョン結果)



- 津波評価におけるライズタイムに関する知見および国内外の地震・津波の事例について調査を実施し、ライズタイムの設定について検討した。

6-5 ライズタイムの設定

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

ライズタイムの設定

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

- 津波評価におけるライズタイムに関する知見について整理した。

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

⇒ 近年のMw9クラスの巨大地震の津波インバージョンから推定されるライズタイムはすべり量が大きい小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは150～300sであることを確認した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

⇒ 東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定して津波のタイムウィンドウインバージョンを実施した結果、東北沖地震のライズタイムとしては150s～200s程度が最も適切であるとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波インバージョンでは津波観測波形を再現できないことを確認した。

⇒ 東北沖地震の再現モデルについて、すべり量を変更せずにライズタイムを60sと極端に短く設定すると、東北沖地震の津波の周期・波長等の物理特性は失われるとともに、東北沖地震の観測記録の津波高を大幅に上回ることを確認。Mw9クラスの地震に対して内閣府のライズタイムの設定は過大な設定となっていることを確認した。

③Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討

⇒ 検討波源モデルのライズタイムは、Mw 8～9クラスの地震の津波インバージョン事例を踏まえても概ね保守的な設定となっているが、検討波源モデルのライズタイムを120sとすることにより、これらの地震の初期水位を上回る設定となることを確認した。

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

⇒ 津波評価に影響の大きい初期水位に着目した検討により、内閣府モデルは、国内外の巨大地震のスケールリングに基づく平均応力降下量、平均すべり量等のパラメータの保守的な設定を、更に上回る設定となっていることを確認した。

「(B)代表パラメータの検討による方法」により検討された内閣府の最大クラスモデルは、すべり量とライズタイムの組合せを非常に大きく設定することにより、その他のパラメータの津波影響を代表していることを確認した。

(補足説明資料5-5,5-6章)

まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

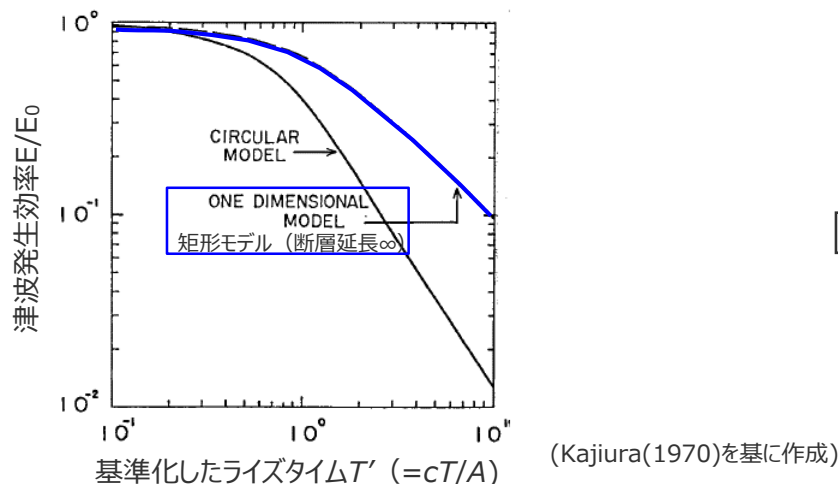
- 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波の推定事例のほか、Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討及び内閣府のパラメータの設定を踏まえて、ライズタイムを設定した。

6-5 ライズタイムの設定

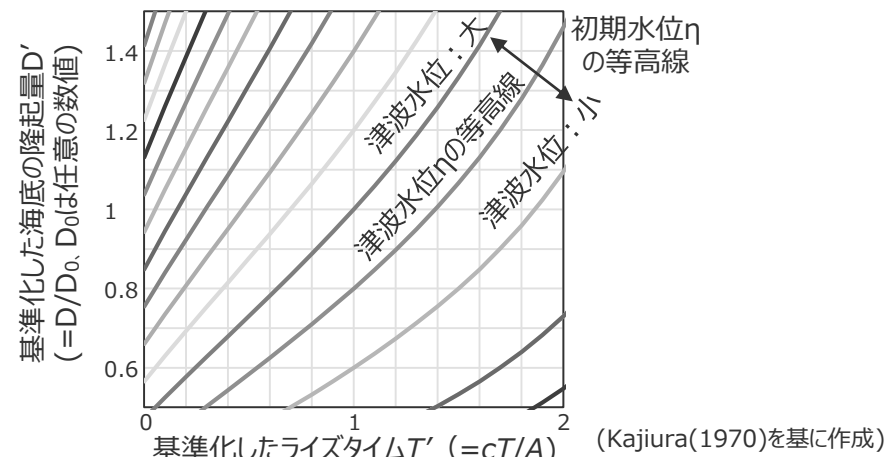
①津波評価におけるライズタイムに関する知見

(ライズタイムが津波発生へ与える影響に関する知見)

- 長波理論に基づくと、海面の津波水位は、海底の隆起量に関わる断層のすべり量と海底の隆起時間に関わるライズタイムの組合せに依存する。
- Kajiura(1970)は、長波理論の基礎方程式を展開し、海面の津波水位が海底の隆起量と隆起時間に依存する関係の理論解を導出している。



津波発生効率E/E₀とライズタイムTの関係 (①)



津波水位ηが等価となる海底の隆起量DとライズタイムTの組合せ (②)
(矩形モデル (断層延長∞) の場合)

- 津波水位比ηとライズタイムTの関係式 (Kajiura(1970)に基づく)
長波理論に基づくと、矩形モデル (断層延長∞) の場合、
ライズタイムTを考慮した津波エネルギーEと瞬時破壊での津波エネルギーE₀の比は、

$$\frac{E}{E_0} = \left\{ \begin{array}{l} 1 - T'/3 \quad (\text{for } T' \leq 1) \\ \frac{1}{T'^2} \cdot (T' - 1/3) \quad (\text{for } T' > 1) \end{array} \right\} \dots \textcircled{1}$$

ここで、E：津波エネルギー、E₀：瞬時破壊での津波エネルギー
T'：基準化したライズタイム(=cT/A)
c：波速、T：ライズタイム、A：海底の隆起幅

断層破壊終了後の津波エネルギーの分布幅をWとすると、
ライズタイム0の場合の分布幅W₀との比は、

$$\frac{W}{W_0} = \frac{A + 2cT}{A} = 1 + 2T' \dots \textcircled{a}$$

また、津波エネルギーE₀と津波水位η、海底の隆起量Dの関係は、

$$E \propto \eta^2 W, \quad E_0 \propto \eta_0^2 W_0 (= D^2 W_0) \dots \textcircled{b}$$

①、(a)、(b)より、ある任意の津波水位ηとなる海底の隆起量DとライズタイムT'の組合せは、以下により求まる。

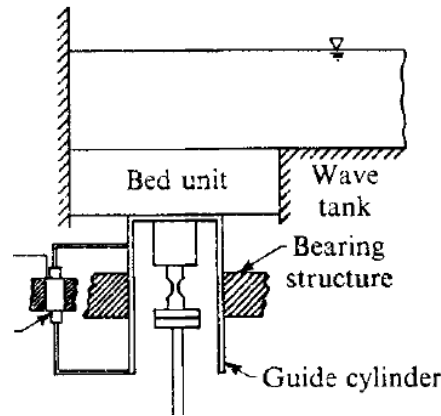
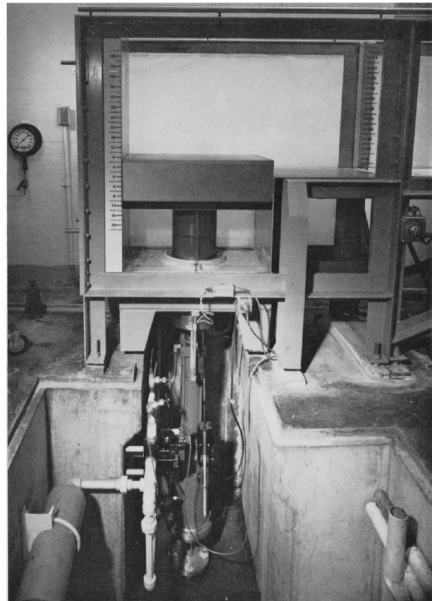
$$\eta(\text{一定値}) = D \times \sqrt{\frac{E/E_0}{W/W_0}} = \left\{ \begin{array}{l} D \times \sqrt{\frac{1 - T'/3}{1 + 2T'}} \quad (\text{for } T' \leq 1) \\ D \times \sqrt{\frac{T' - 1/3}{T'^2(1 + 2T')}} \quad (\text{for } T' > 1) \end{array} \right\} \dots \textcircled{2}$$

・敷地と南海トラフとの位置関係から、敷地に対する南海トラフの延長 (約700km) は無限大とみなせるため、Kajiura(1970)に基づく関係は矩形モデル (断層延長∞) の場合で検討した。
また、Kajiura(1970)に基づく関係については、実験的に検証されているほか、ライズタイムの違いによる敷地前面～沖合の津波水位の比較からもその妥当性を確認している。

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

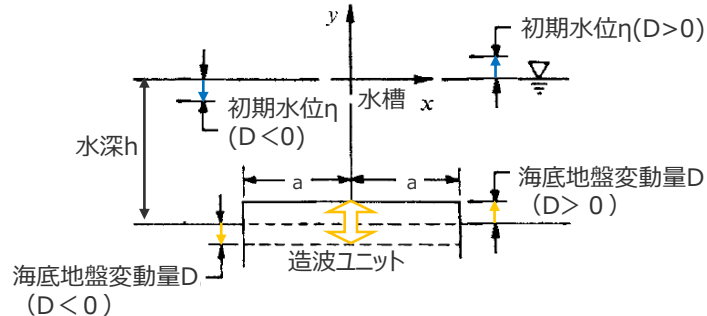
(参考：長波理論に基づく津波発生効率とライズタイムとの関係の検証事例)

- Kajiura(1970)に基づく海面の初期水位 η 、海底の地殻変動量 D 、ライズタイム T の関係は、津波の数値シミュレーションに一般的に用いられる長波理論の基礎方程式を展開したものであり、長波理論を用いた津波の数値シミュレーションで再現可能なものである。
- また、Hammack(1973)は、Kajiura(1970)と同様の方法で導出した海面の初期水位 η 、海底の地殻変動量 D 、ライズタイム T の長波理論および表面波理論に基づく関係について、地盤変動の幅・方向、水深を変えた複数のケースで実験的に検証し、理論解と実験結果とが整合的であることを確認している。



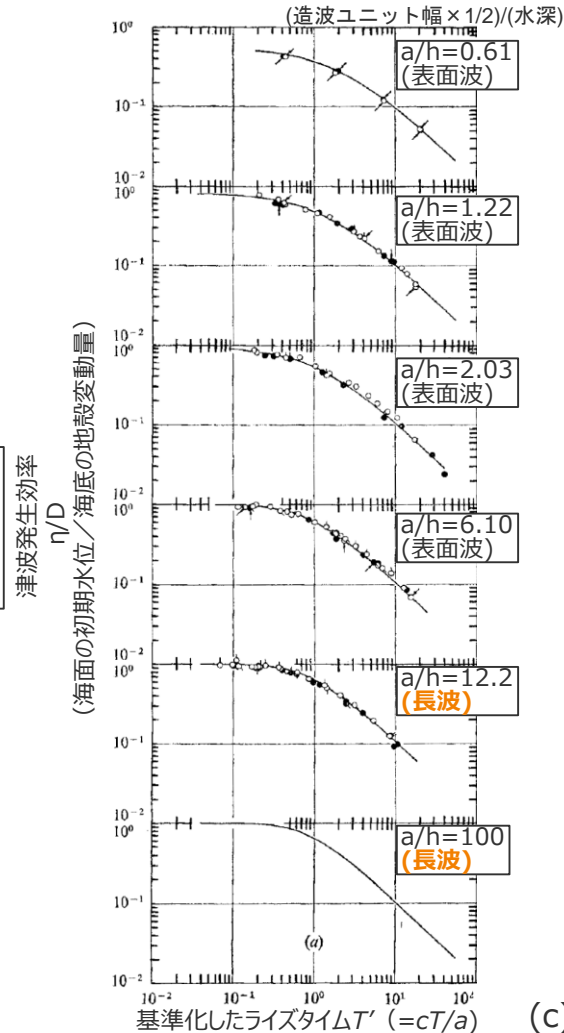
実験水槽：長さ31.6m×深さ61cm×幅39cm
(103.8ft×2ft×15.5in)
造波ユニット：長さ61cmもしくは122cm
水深：5cm～50cm

(a)実験装置



(b)造波ユニットの空間変形

Hammack(1973)による津波発生効率とライズタイムとの関係の実験的検証



長波理論・表面波理論に基づく理論解 ——

実験結果

- [隆起ケース ($D > 0$)] : ○
- [沈降ケース ($D < 0$)] : ●

[$|D/h|$ (地盤変動量と水深の比)] :

○ ●	○ ●	○ ●	○ ●	○ ●
< 0.2	0.2	0.3	0.4	0.5
♀ ●	♂ ●	○ ●	○ ●	○ ●
0.6	0.8	0.9	1.0	

[造波ユニット長さ61cmのケース : (矢印あり)
造波ユニット長さ122cmのケース : (矢印なし)]

・c: 波速

(c)理論解と実験結果との比較

6-5 ライズタイムの設定

①津波評価におけるライズタイムに関する知見 (ライズタイムが津波発生へ与える影響に関する知見)

- 河田ほか(2006)では、ライズタイムが津波へ与える影響について数値シミュレーションを用いて検討されている。
- その結果、ライズタイムは、津波の高さとともに、津波の周期にも影響するパラメータであるとされている。

項目	計算条件	
数値解析	線形長波理論による次元解析	
海面変位	断層モデルを用いてMansinha and Smylie(1971)の方法で計算される鉛直変位を海面上に与える	
断層モデル	断層幅100km、上縁深さ10km、傾斜角25°、すべり量6m	
破壊の方向	断層面の深部から浅部へ破壊を伝える	
ライズタイムの変動範囲	0、1、2、5、10、20min	⇒基準ケース：{ライズタイム0min、破壊伝播速度∞}
破壊伝播速度の変動範囲	1、2、3、∞km/s	

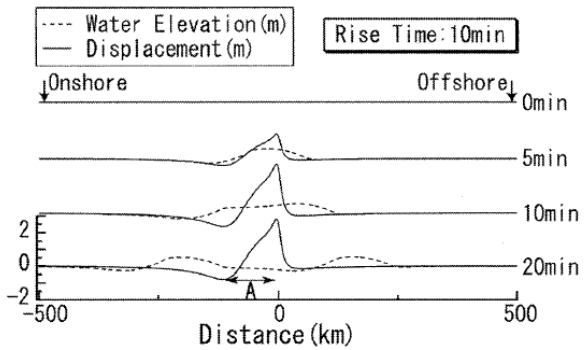
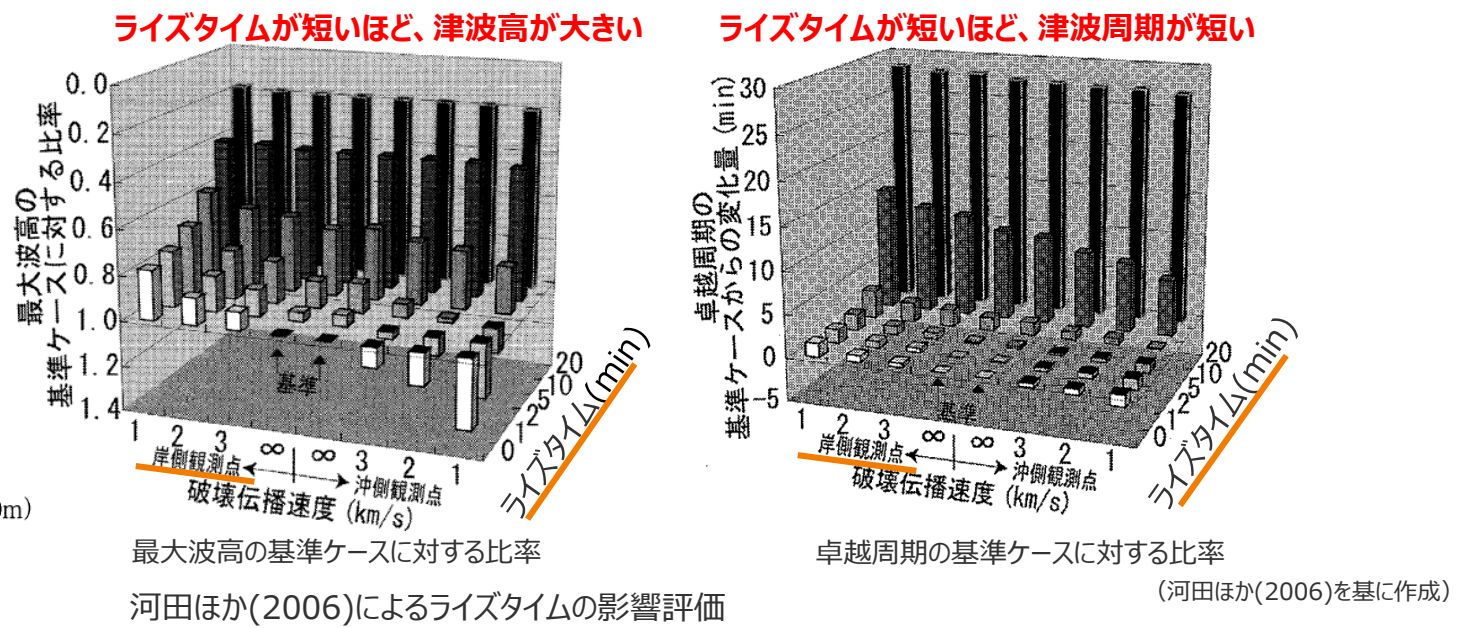


図-1 地殻変動と海面変動のスナップショット
(ライズタイム 10min, 断層の幅 100km, 水深 4,000m)



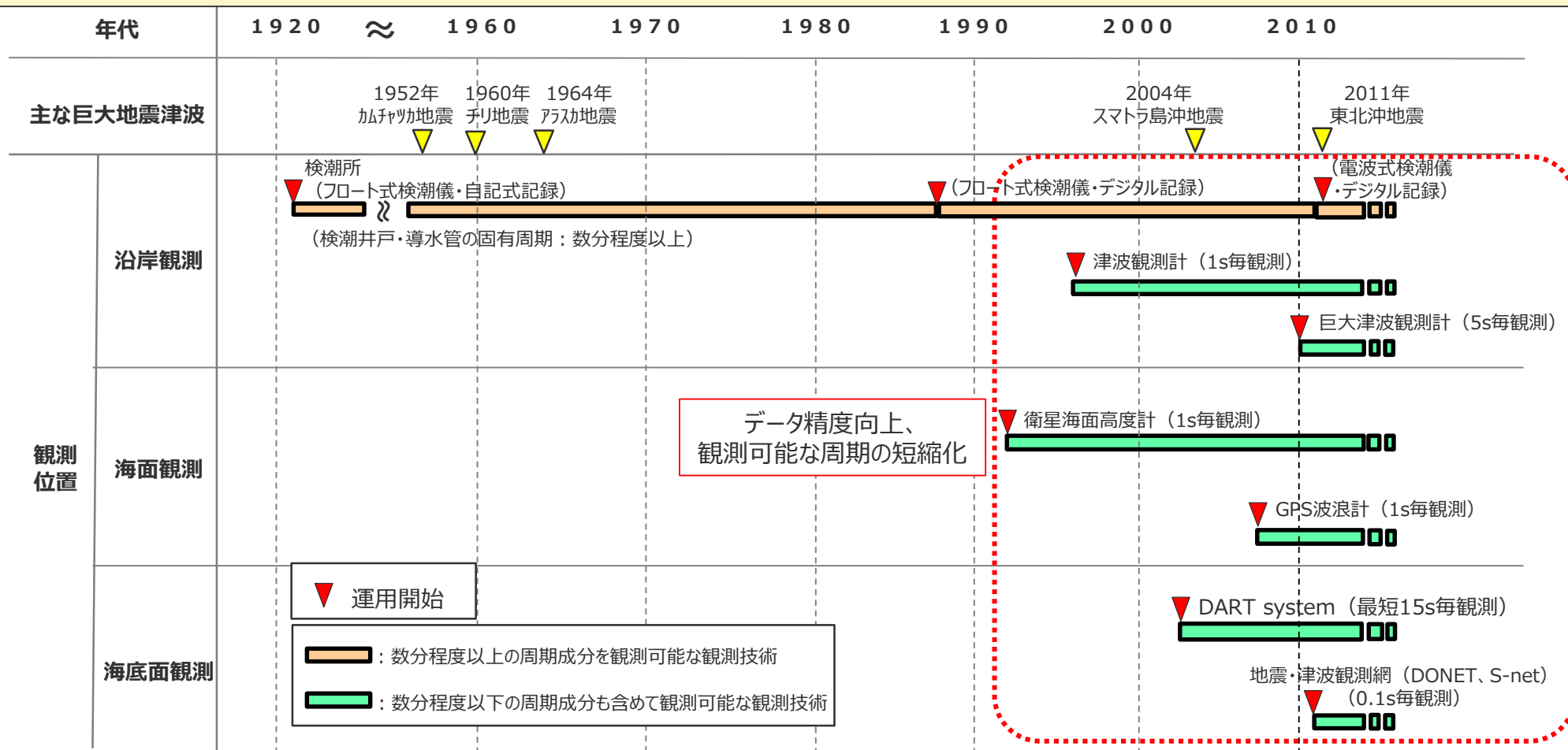
- ライズタイムは津波の高さと周期に影響するパラメータであると考えられる。一方、すべり量も、ライズタイムと同様、津波の高さに影響するパラメータであり、津波記録からすべり量とライズタイムの両方を推定するためには、巨大地震のライズタイム程度の周期である数分程度以下の精度をもつ近年の津波の時刻歴波形から検討することが重要と考えられる。

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

(参考：津波の時刻歴波形の観測技術)

- 潮位・津波の時刻歴波形の観測技術は、1920年代の検潮所による潮位観測から始まっている。検潮所による潮位観測では、検潮井戸・導水管の波浪成分を除去し潮汐を捉える特性から、巨大地震・津波のライズタイム程度の周期である数分程度以下の周期成分を観測できず、また1980年代後半までは自記式記録の記録精度にも課題があった。その後、1990年代になり、データ伝送システム、保存システムの技術進歩と合わせて、巨大津波の観測も視野に入れて、数分程度以下の周期成分も観測可能な観測技術（津波観測計、GPS波浪計、衛星海面高度計等）が導入された。
- これらの最新の津波観測技術により2004年スマトラ島沖地震や2011年東北沖地震の津波の波形が詳細に観測されている。

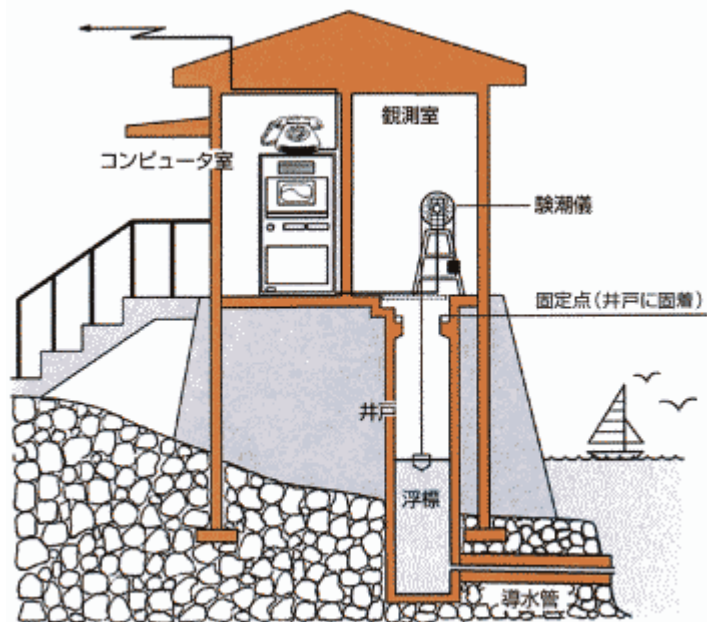
■ 巨大地震・津波のライズタイム程度の周期である数分程度以下の周期成分を含めた津波波形の観測データが得られているのは、概ね1990年代以降と考えられる。



①津波評価におけるライズタイムに関する知見

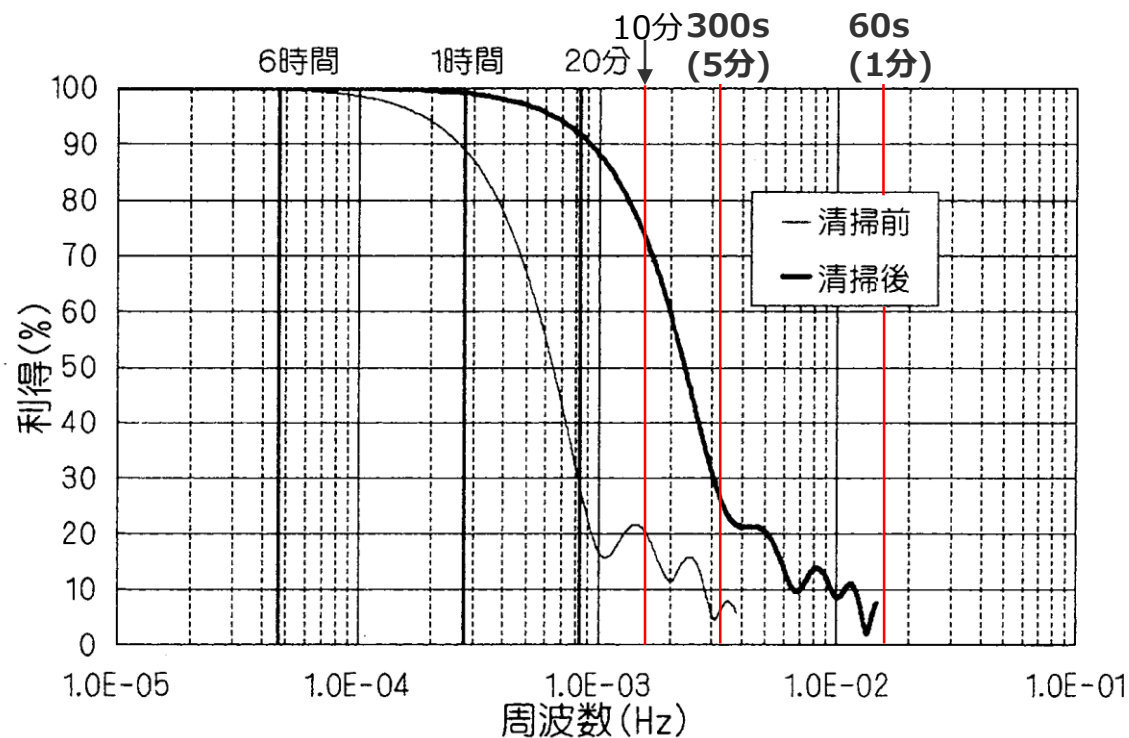
(参考：検潮井戸の観測周期)

- 検潮井戸は、波浪成分を除去し潮汐を捉えるよう、ローパスフィルターとして機能する導水管を経て外海に接続されている。
- 検潮井戸は、土砂が堆積するなどして、その性能が変化する。このため、1～2年に1度程度、検潮井戸の清掃を行い、検潮井戸の性能がチェックされる。
- 実際の検潮所の清掃前と清掃後の振幅特性の例を以下に示す。巨大地震・津波のライズタイム程度の周期である数分程度以下の周期成分については検潮井戸の観測能力が著しく低くなっている。



(国土地理院験潮の概要HP)

検潮所の構造図



(岩崎ほか(2006)を基に作成)

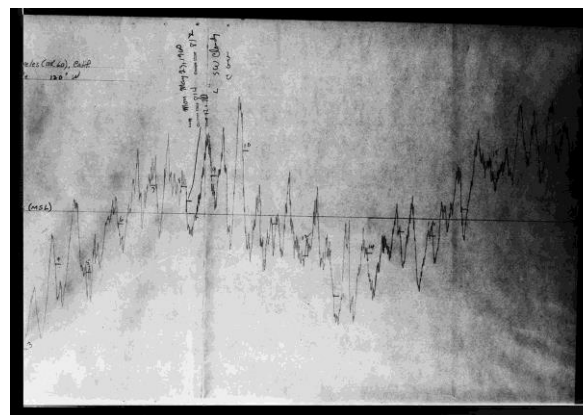
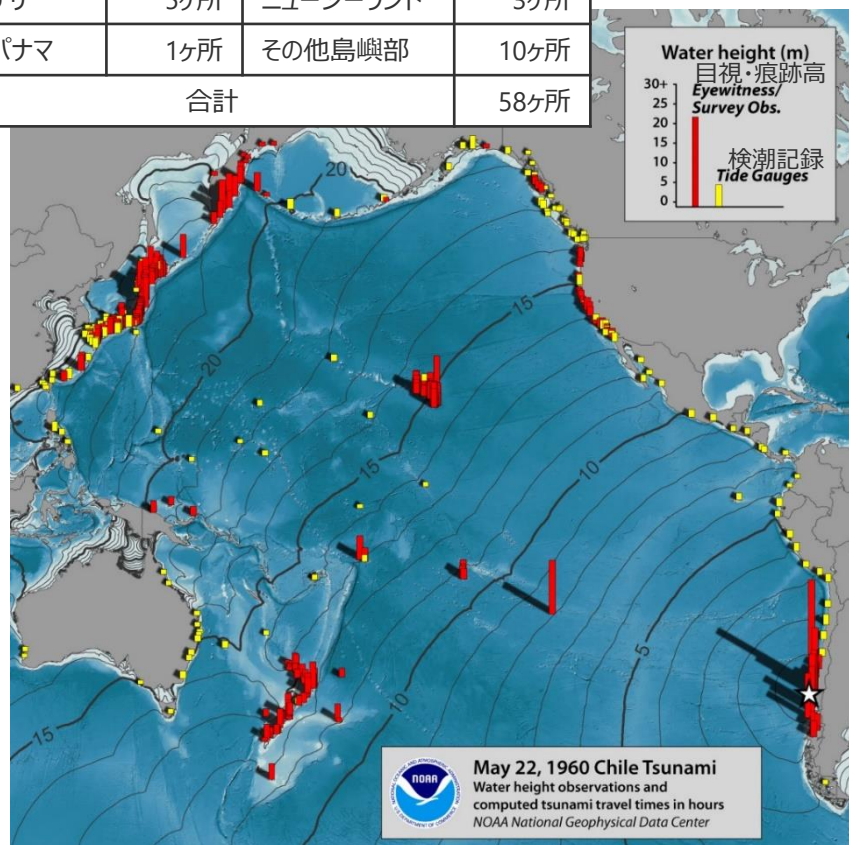
検潮井戸の清掃前後の振幅特性 (苅田湊検潮井戸の例)

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

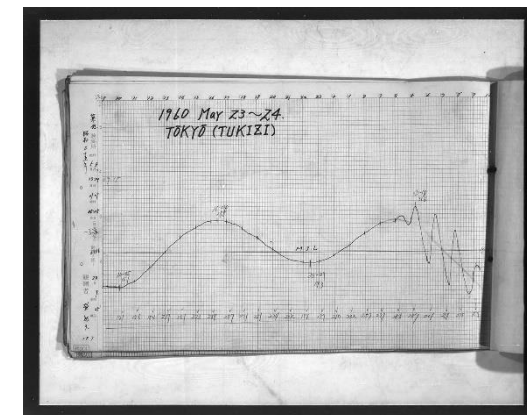
(参考：1960年チリ地震の観測記録)

- 1960年チリ地震について環太平洋内で検潮所による観測記録が残っている。
- いずれの検潮所の観測記録も自記式記録であり、首藤(1988)によると、紙送り、記録ペンの幅やにじみ、複数回の複写、デジタイズ時の図形ゆがみや手振れが原因となる相対誤差は避けられないとされる。
- ➡ 上記および当時の時刻の精確性や前述の検潮所の周波数特性を考えると、数分程度以下の周期成分の検討はできないと考えられる。

国名	観測ヶ所	国名	観測ヶ所
アメリカ	34ヶ所	日本	5ヶ所
チリ	5ヶ所	ニューージーランド	3ヶ所
パナマ	1ヶ所	その他島嶼部	10ヶ所
合計		58ヶ所	



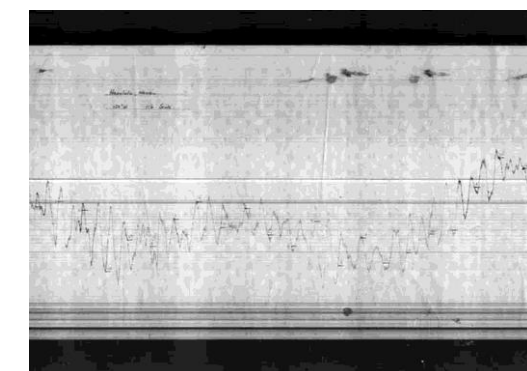
アメリカ L.A.の記録



東京の記録



チリ アリカの記録



ハワイ ホノルルの記録

(NOAA Natural Hazards Websiteに基づき作成)

1960年チリ地震の観測津波高

1960年チリ地震の観測記録

6-5 ライズタイムの設定

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

(ライズタイムの地震規模、深さ依存性に関する知見)

- Kanamori and Anderson(1975)やLay and Wallace(1995)によると、ライズタイムや地震継続時間は地震規模に依存するスケーリングパラメータである。
- Bilek and Lay (2002)では、環太平洋のプレート間地震の震源メカニズム解 (525個、Mw5.0~7.5) に基づき破壊継続時間を分析している。その結果、深さ0~15kmの津波地震の領域 (Lay et al.(2012)による領域A) で発生した多くのプレート間地震の継続時間は、深さ15km以深の領域で発生したプレート間地震の継続時間よりも長いとし、ライズタイムが震源域の深さに依存することを示唆している。

ライズタイムのスケーリング関係 (Kanamori and Anderson(1975)による)

・応力降下量を一定と仮定すると、食い違い理論に基づき以下の関係が成り立つ。

$$W \propto L \quad D \propto L \quad v\tau \propto L$$

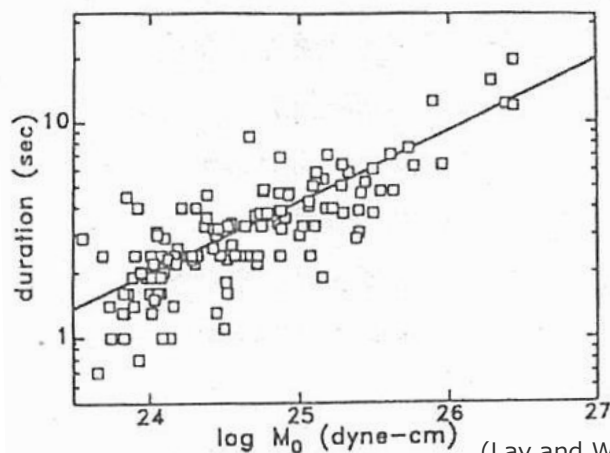


・破壊伝播速度vを一定とすると、ライズタイムτと地震モーメントM₀および平均すべり量Dの間には、以下の関係が成り立つ。

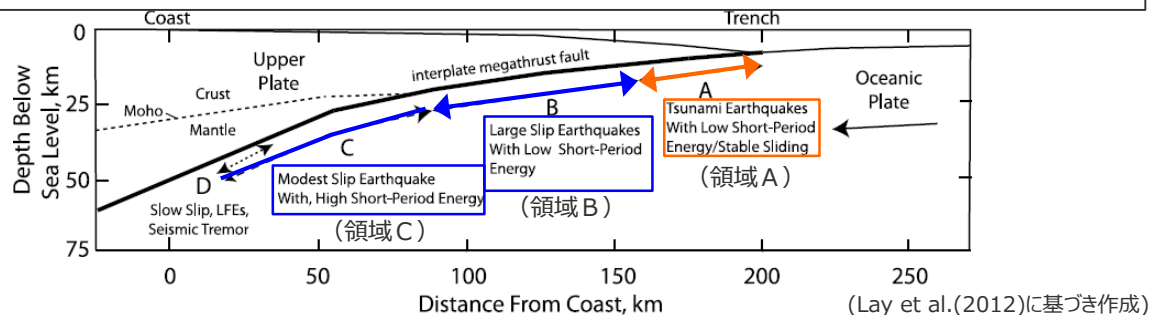
$$M_0 \propto \tau^3$$

$$D \propto \tau$$

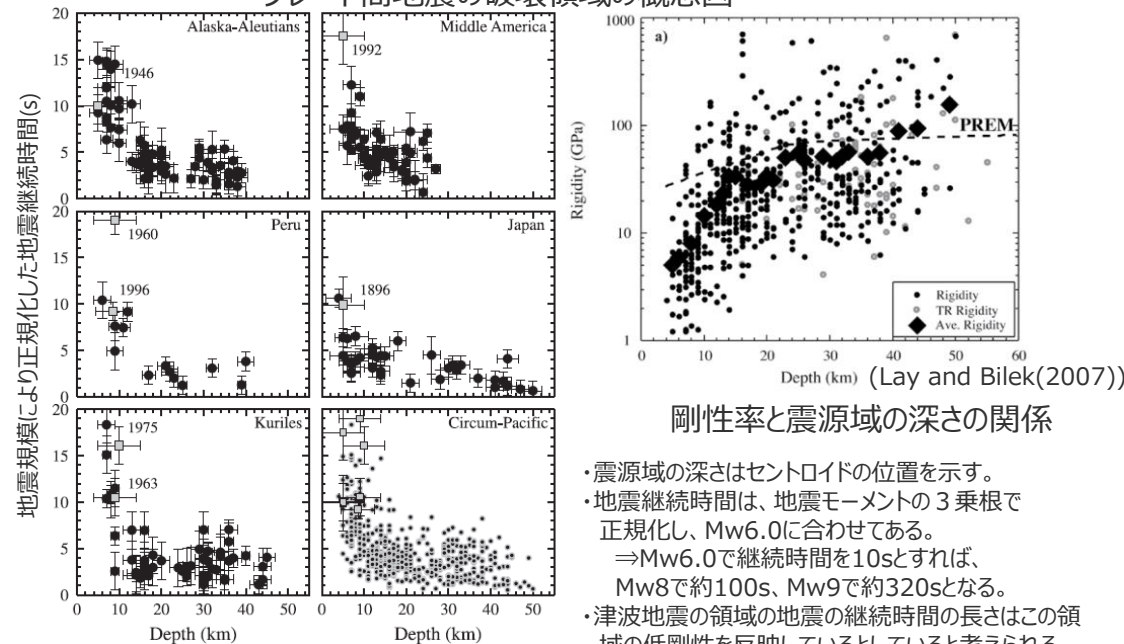
ここで、M₀ : 地震モーメント (∝LWD)、W : 断層幅、L : 断層長さ、
D : 平均すべり量、v : 破壊伝播速度、τ : ライズタイム



観測記録に基づく地震継続時間と地震モーメントの関係 (Lay and Wallace(1995))



プレート間地震の破壊領域の概念図 (Lay et al.(2012)に基づき作成)



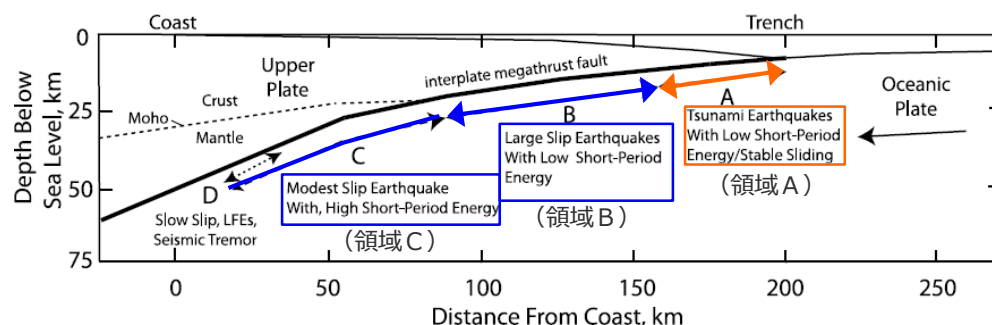
剛性率と震源域の深さの関係 (Lay and Bilek(2007))

- ・震源域の深さはセントロイドの位置を示す。
- ・地震継続時間は、地震モーメントの3乗根で正規化し、Mw6.0に合わせてある。
⇒Mw6.0で継続時間を10sとすれば、Mw8で約100s、Mw9で約320sとなる。
- ・津波地震の領域の地震の継続時間の長さはこの領域の低剛性を反映していると考えられる。(Bilek and Lay (2002))

- ライズタイムは、地震の規模と深さに依存するパラメータであり、地震の規模が大きいほど、また、震源域が浅いほど、ライズタイムは長いと考えられる。

①津波評価におけるライズタイムに関する知見 (ライズタイムの地震規模、深さ依存性に関する知見)

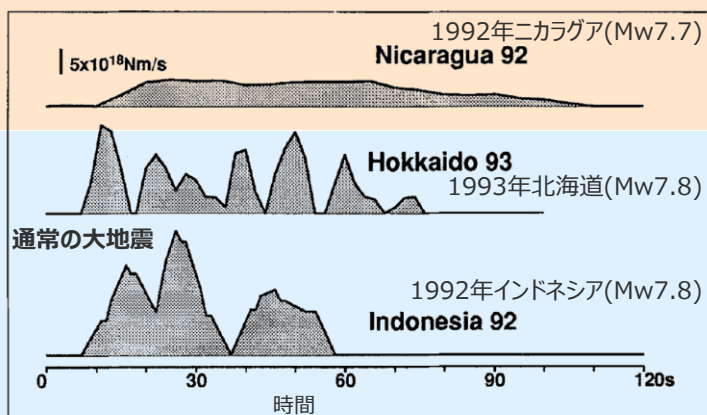
■ Kikuchi and Kanamori(1995)やSatake et al.(2013b)等では、津波地震 (Lay et al.(2012)による領域Aで発生した大地震) の震源特性について分析し、津波地震はそれより深い位置で発生する通常の大地震と比べて長い継続時間とゆっくりとしたすべり速度を持つとしている。



(Lay et al.(2012)に基づき作成)

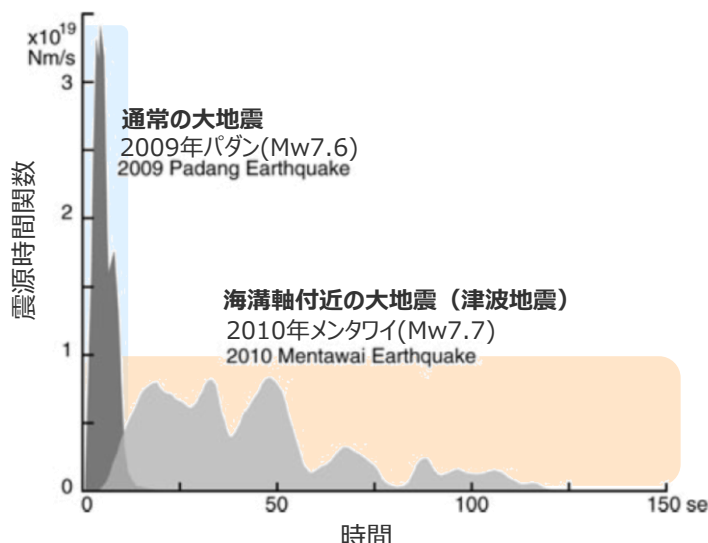
プレート間地震の破壊領域の概念図

海溝軸付近の大地震 (津波地震)

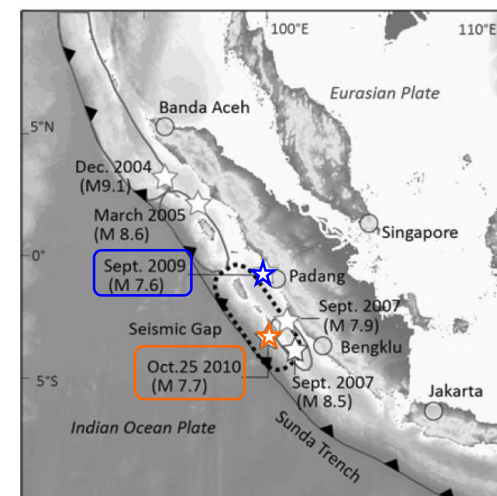


(Kikuchi and Kanamori(1995)に基づき作成)

1992年ニカラグア地震と通常の大地震の震源時間関数



2010年メンタワイ地震とそれより深い位置で発生した通常の大地震の震源時間関数



(Satake et al.(2013b)に基づき作成)

Kikuchi and Kanamori(1995)

- ・1992年ニカラグア地震の特徴は以下のとおり。
- 1) 1~1.5km/sの遅い破壊伝播速度
- 2) サブイベントのないスムーズな破壊様式
- 3) 0.1m/s程度のゆっくりとしたすべり速度

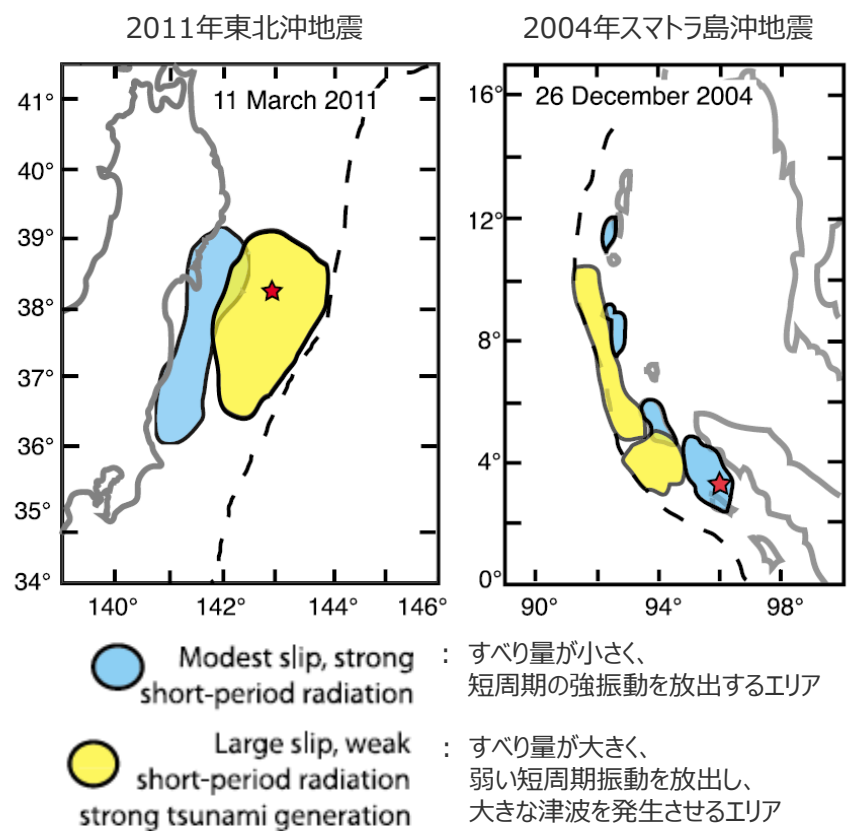
Satake et al.(2013b)、Lay et al.(2011)

- ・2010年メンタワイ地震(Mw7.7)の継続時間は100~120sであり、同規模の他の地震 (2009年パダンの地震(Mw7.6)等) と比べて非常に長い。
- ・破壊伝播速度は1~1.5km/sと推定される。

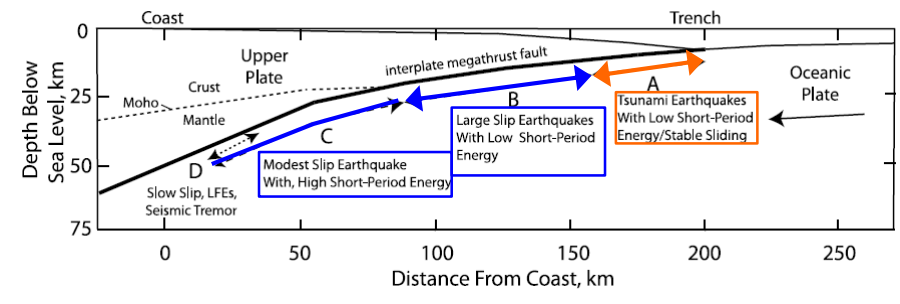
6-5 ライズタイムの設定

①津波評価におけるライズタイムに関する知見 (Mw9クラスの巨大地震のライズタイムの特徴に関する知見)

- Mw9クラスの巨大地震は、津波地震の領域（領域A）から通常の地震の領域（領域B、C）までの断層幅全体を破壊する地震であり、多くの津波波形の器械観測がなされている近年のプレート間地震のうち、断層幅全体を破壊したMw9クラスの巨大地震は2004年スマトラ島沖地震と2011年東北沖地震である。
- Lay et al.(2012)では、Mw9クラスの巨大地震においても、津波地震の領域（領域A）は通常の地震の領域（領域B、C）よりも相対的に大きくゆっくりする傾向があることが示されている。



プレート境界でのすべり量分布 (Lay et al.(2012))



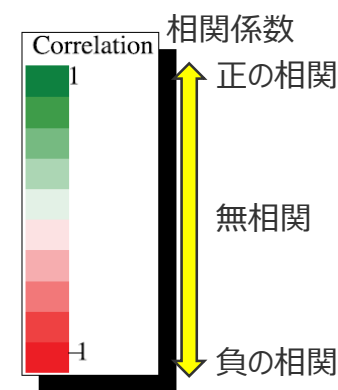
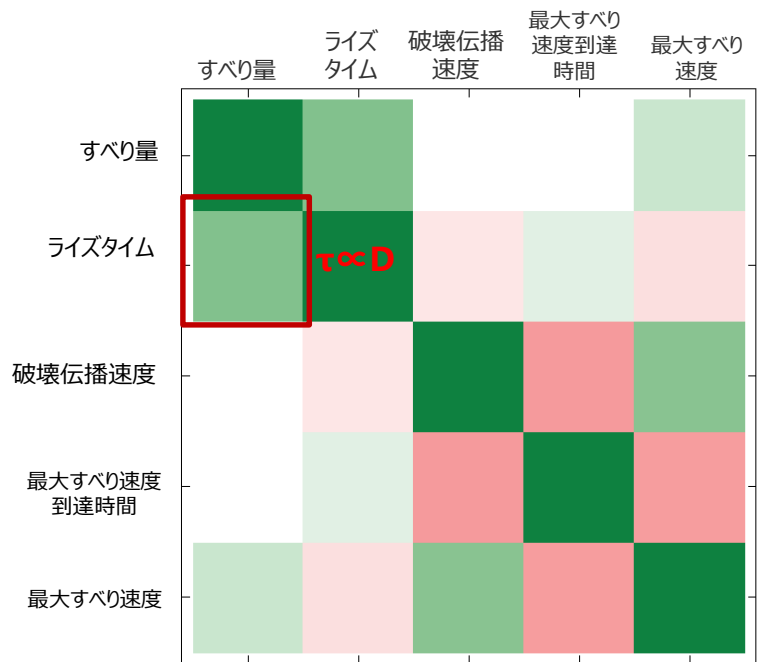
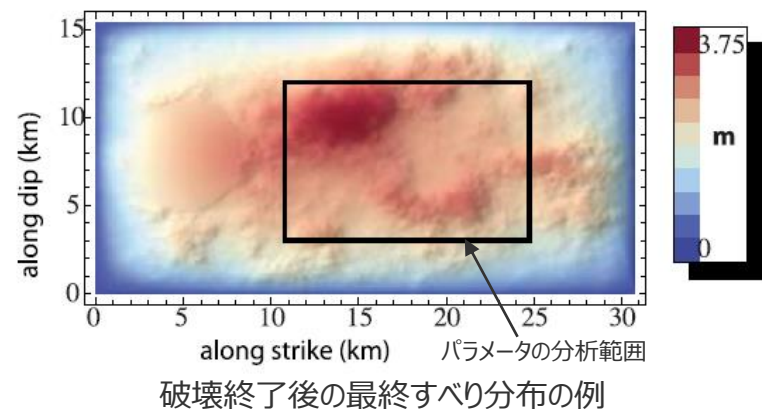
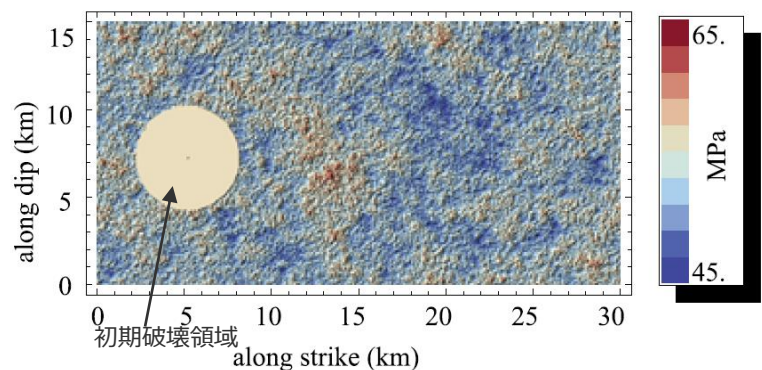
Event	M _w	Domains	
11 March 2011 Tohoku	9.0	ABC	➔2011年東北沖地震
25 October 2010 Mentawai	7.8	A	
6 April 2010 Sumatra	7.8	B	
27 February 2010 Chile	8.8	BC	
20 February 2008 Sumatra	7.3	B	
12 September 2007b Sumatra	7.9	C	
12 September 2007b(1) Sumatra	7.6	C	
12 September 2007a Sumatra	8.4	B(C)	
15 August 2007 Peru	8.0	BC	
1 April 2007 Solomon Islands	8.1	(A)B	
15 November 2006 Kuril Islands	8.3	(A)B	
17 July 2006 Java	7.8	A	
16 August 2005 Miyagi-oki	7.2	C	
28 March 2005 Sumatra	8.6	BC	
26 December 2004 Sumatra	9.2	ABC	➔2004年スマトラ島沖地震
25 September 2003 Tokachi-oki	8.3	B	
2 November 2002 Sumatra	7.2	B	
23 June 2001 Peru	8.4	B	
2 June 1994 Java	7.7	A	
2 September 1992 Nicaragua	7.6	A	

(Lay et al.(2012)に基づき作成)

器械観測がなされている近年のプレート間大地震の破壊領域

①津波評価におけるライズタイムに関する知見 (Mw9クラスの巨大地震のライズタイムの特徴に関する知見)

- 文部科学省・防災科学技術研究所(2013)では、各小断層における震源パラメータ同士の相関について、Schmedes et al.(2010)が実施した315ケースの動的破壊シミュレーションの結果を詳細に分析している。
- その結果、各小断層のすべり量とライズタイムとの間に正の相関がある（すべり速度が一定である）ことを確認し、このことは東北沖地震でみられたすべりの大きな領域と短周期の強震動が生成された領域とが異なるという特徴がある程度説明できるとしている。



動的破壊シミュレーションにおける各パラメータの相関係数

(Schmedes et al.(2010)に基づき作成)

- 断層幅全体を破壊するMw9クラスの巨大地震において、海溝軸付近の津波地震の領域は、通常地震の領域と比べて相対的に大きなすべり量とライズタイムを持つ領域であると考えられる。

- 以上の知見を踏まえて、近年のMw9クラスの巨大地震である2004年スマトラ島沖地震と2011年東北沖地震を対象とし、津波波形を用いた津波インバージョンによりすべり量とライズタイムがそれぞれ推定された事例を収集し、巨大地震・津波のライズタイムを分析する。

6-5 ライズタイムの設定

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

ライズタイムの設定

① 津波評価におけるライズタイムに関する知見

- 津波評価におけるライズタイムに関する知見について整理した。



②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

⇒ 近年のMw9クラスの巨大地震の津波インバージョンから推定されるライズタイムはすべり量が大きい小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは150～300sであることを確認した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

⇒ 東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定して津波のタイムウィンドウインバージョンを実施した結果、東北沖地震のライズタイムとしては150～200s程度が最も適切であるとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波インバージョンでは津波観測波形を再現できないことを確認した。

⇒ 東北沖地震の再現モデルについて、すべり量を変更せずにライズタイムを60sと極端に短く設定すると、東北沖地震の津波の周期・波長等の物理特性は失われるとともに、東北沖地震の観測記録の津波高を大幅に上回ることを確認。Mw9クラスの地震に対して内閣府のライズタイムの設定は過大な設定となっていることを確認した。

③ Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討

⇒ 検討波源モデルのライズタイムは、Mw 8～9クラスの地震の津波インバージョン事例を踏まえても概ね保守的な設定となっているが、検討波源モデルのライズタイムを120sとすることにより、これらの地震の初期水位を上回る設定となることを確認した。

④ 内閣府の設定したライズタイムに関する検討

⇒ 津波評価に影響の大きい初期水位に着目した検討により、内閣府モデルは、国内外の巨大地震のスケールリングに基づく平均応力降下量、平均すべり量等のパラメータの保守的な設定を、更に上回る設定となっていることを確認した。

「(B)代表パラメータの検討による方法」により検討された内閣府の最大クラスモデルは、すべり量とライズタイムの組合せを非常に大きく設定することにより、その他のパラメータの津波影響を代表していることを確認した。
(補足説明資料5-5,5-6章)



まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波の推定事例のほか、Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討及び内閣府のパラメータの設定を踏まえて、ライズタイムを設定した。

6-5 ライズタイムの設定

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例 (東北沖地震の津波インバージョンから推定されたライズタイム)

- 東北沖地震・津波について、津波波形を用いた津波インバージョンによりすべり量とライズタイムがそれぞれ推定された事例は以下のとおり。
- 東北沖地震では、得られた多くの津波痕跡、津波波形記録、地殻変動記録等のデータを用いて、マルチタイムウィンドウの津波波形インバージョン解析が実施されている。
- 推定された波源モデルは、使用したデータや手法によりそれぞれ異なっているが、共通の特徴として、数分を超える長いライズタイムとゆっくりとしたすべり速度が推定されている。

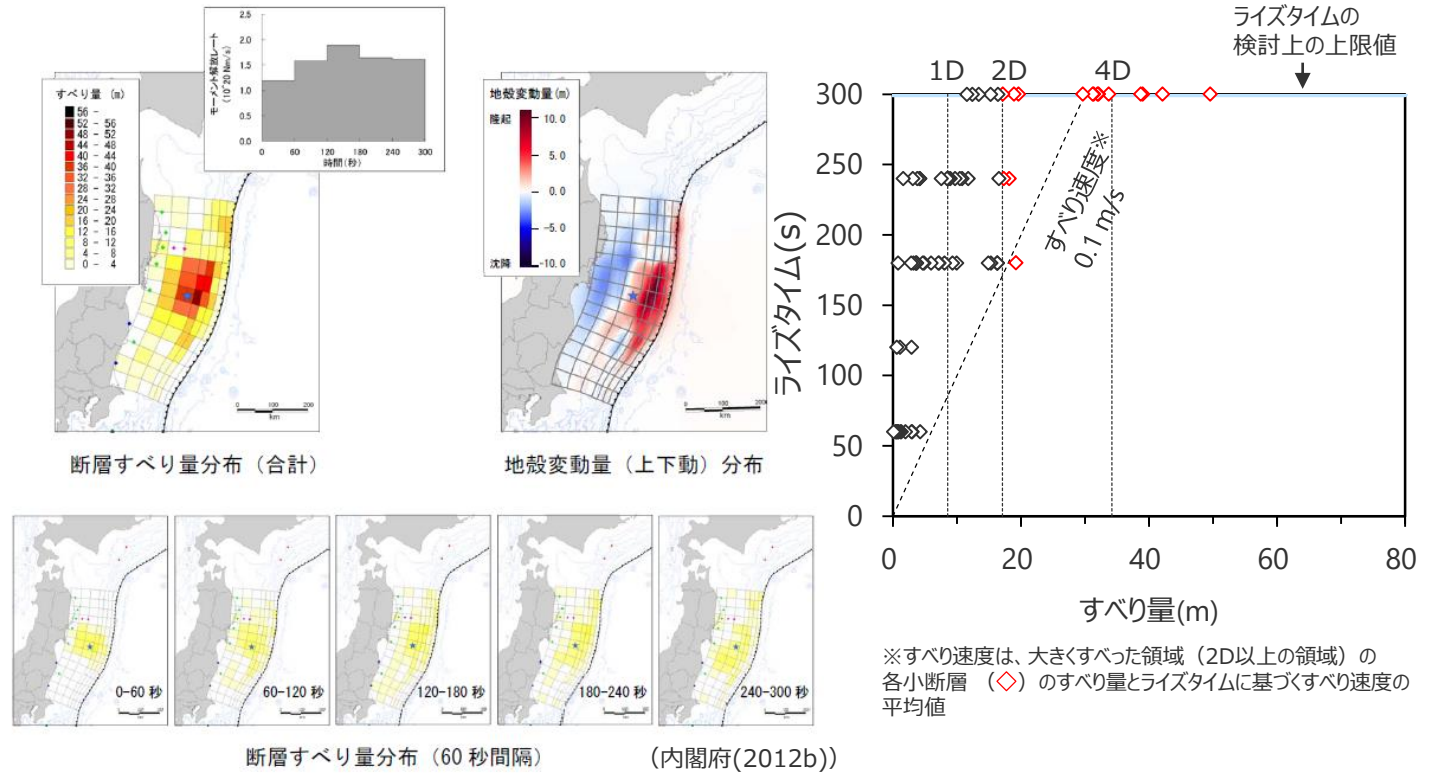
再現モデル名	内閣府(2012b)	杉野ほか(2013)	Satake et al.(2013)
再現モデル図	<p>最終すべり量</p>	<p>最終すべり量</p>	<p>最終すべり量</p>
	<p>各時間のすべり量</p>	<p>各時間のすべり量</p>	<p>各時間のすべり量</p>
推定されたライズタイム(すべり速度)	300s (約0.1 m/s)	300s (約0.2 m/s)	150s (約0.3 m/s)

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例 (東北沖地震の津波インバージョン結果：内閣府(2012b))

- 内閣府(2012b)は、東北沖地震の津波観測波形、GPS記録、および津波痕跡を使用して、マルチタイムウィンドウ津波波形インバージョン解析を実施している。
- 推定されたライズタイムは、すべり量が大きい小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは約300sとなっている。

参考表1 解析に使用したターゲットデータ

データ名	観測機関	使用地点数	サンプリング間隔	1地点のデータ数
Nowphas GPS 波浪計	国土交通省港湾局	6	10 秒	540
釧路沖海底水圧計 (KPG1、KPG2)	独立行政法人海洋研究開発機構 (JAMSTEC)	2	10 秒	540
釜石沖海底水圧計 (TM1、TM2)	東京大学地震研究所	2	10 秒	169
房総沖海底水圧計	気象庁	2	10 秒	540
原子力発電所サイト波形	東京電力(株)、 日本原子力発電(株)	2	10 秒	107 540
DART	NOAA(米国海洋大気庁)、 FERHRI (ロシア極東地域水文気象研究所)	4	1 分	91
陸域地殻変動	国土地理院	1328	—	3 成分
海底地殻変動	海上保安庁	5	—	3 成分
津波痕跡高(統一データセット)	東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ	1027	—	1



再現モデル	面積	地震モーメント ¹⁾	Mw ¹⁾	平均すべり量	ライズタイム	すべり速度
内閣府(2012b)	119,974km ²	4.2×10 ²² Nm	9.0	8.6m	300s	0.1 m/s

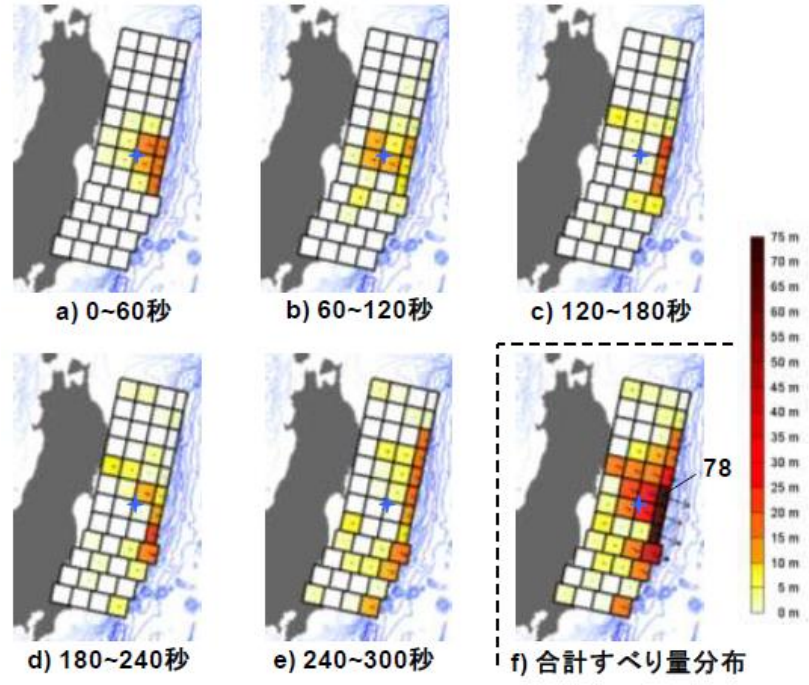
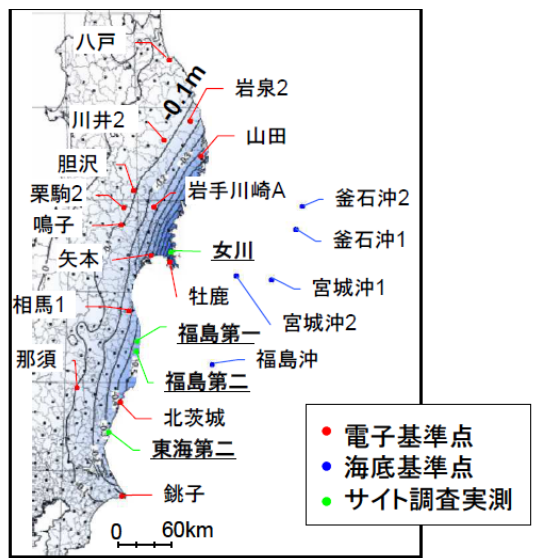
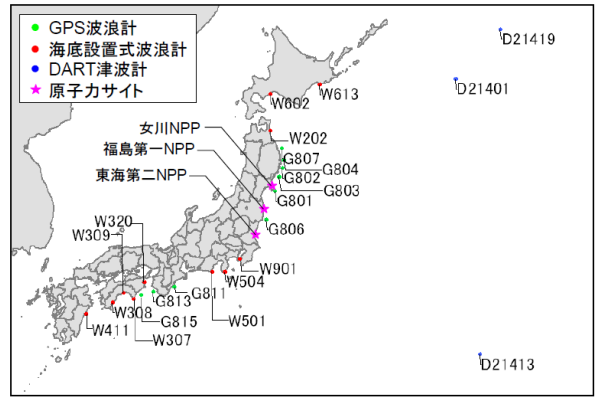
1) 剛性率を南海トラフと同じ4.1×10¹⁰ N/m²と仮定

内閣府(2012b)による東北沖地震の津波インバージョン (使用データ及びインバージョン結果)

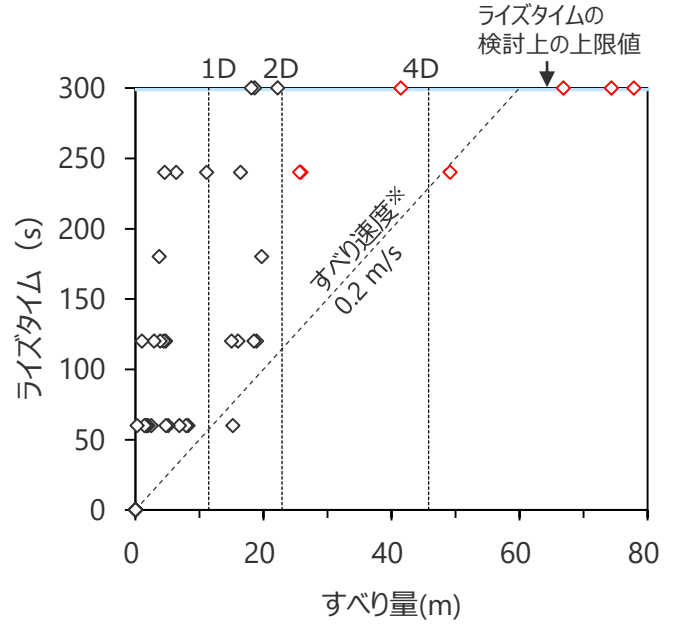
6-5 ライズタイムの設定

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例 (東北沖地震の津波インバージョン結果：杉野ほか(2013))

■ 杉野ほか(2013)は、東北沖地震の津波観測波形、津波痕跡高を使用して、マルチタイムウィンドウ津波波形インバージョン解析を実施している。
 ■ 推定されたライズタイムは、すべり量が大きい小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは約300sとなっている。



断層すべり量分布 (杉野ほか(2013))



※すべり速度は、大きくすべった領域（2D以上の領域）の各小断層（◇）のすべり量とライズタイムに基づくすべり速度の平均値

再現モデル	面積	地震モーメント ¹⁾	Mw ¹⁾	平均すべり量	ライズタイム	すべり速度
杉野ほか(2013)	112,000km ²	5.9×10 ²² Nm	9.1	11.4 m	300 s	0.2 m/s

1)剛性率を杉野ほか(2013)に基づき4.6×10¹⁰ N/m²と仮定

ジョイントインバージョン解析のターゲット観測地点
 (上:津波波形の観測地点
 下:地殻変動量の観測地点)

杉野ほか(2013)による東北沖地震の津波インバージョン (使用データ及びインバージョン結果)

6-5 ライズタイムの設定

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例 (東北沖地震の津波インバージョン結果 : Satake et al.(2013))

- Satake et al.(2013)は、東北沖地震の津波観測波形およびGPS記録を用いて、マルチタイムウィンドウインバージョン解析を実施している。
- 推定されたライズタイムは、すべり量が多い小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは約150sとなっている。
- なお、Satake et al.(2013)では、全体の3割の小断層でライズタイムが検討上の上限値150sに達しており、ライズタイムが小さく算定されている可能性がある。

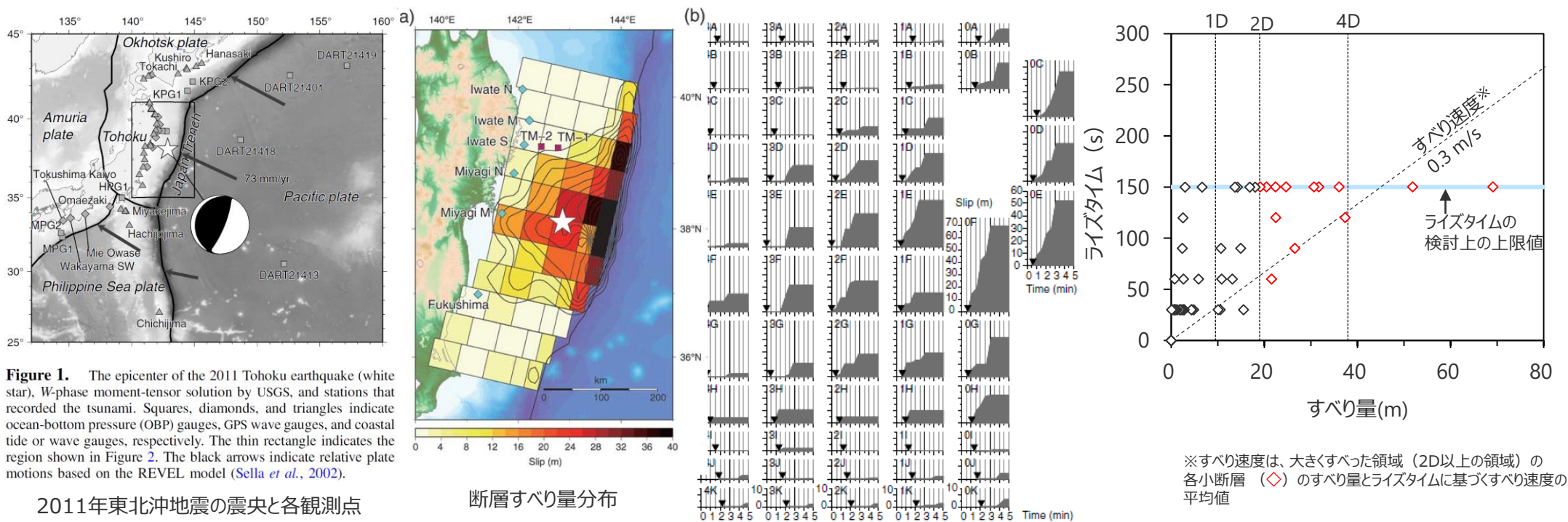


Figure 1. The epicenter of the 2011 Tohoku earthquake (white star), W-phase moment-tensor solution by USGS, and stations that recorded the tsunami. Squares, diamonds, and triangles indicate ocean-bottom pressure (OBP) gauges, GPS wave gauges, and coastal tide or wave gauges, respectively. The thin rectangle indicates the region shown in Figure 2. The black arrows indicate relative plate motions based on the REVEL model (Sella et al., 2002).

2011年東北沖地震の震央と各観測点

断層すべり量分布

各小断層のすべりの時空間分布 (Satake et al.(2013))

※すべり速度は、大きくすべった領域（2D以上の領域）の各小断層（◇）のすべり量とライズタイムに基づくすべり速度の平均値

再現モデル	面積	地震モーメント ¹⁾	Mw ¹⁾	平均すべり量	ライズタイム	すべり速度
Satake et al.(2013)	110,000km ²	4.2×10 ²² Nm	9.0	9.5m	150s [※]	0.3 m/s [※]

¹⁾剛性率をSatake et al.(2013)に基づき4.0×10¹⁰ N/m²と仮定 ※ ライズタイムが小さく算定されている可能性がある。

Satake et al.(2013)による東北沖地震の津波インバージョン（使用データ及びインバージョン結果）

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例 (スマトラ島沖地震の津波インバージョンから推定されたライズタイム)

- スマトラ島沖地震・津波について、津波波形を用いた津波インバージョンによりすべり量とライズタイムがそれぞれ推定された事例は以下のとおり。
- スマトラ島沖地震では、津波観測波形および衛星観測による海面高度測量データを用いた津波インバージョン解析が実施され、波源モデルが推定されている。ライズタイムは、波源域の全域で一定値としてパラメータスタディにより推定されている。
- 推定された波源モデルは、使用したデータや手法によりそれぞれ異なっているが、共通の特徴として、数分を超える長いライズタイムが推定されている。

再現モデル名	Hirata et al.(2006)	Fujii and Satake(2007)
再現モデル図		
推定されたライズタイム (すべり速度)	150s (0.2m/s)	180s (0.1m/s)

6-5 ライズタイムの設定

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例 (スマトラ島沖地震の津波インバージョン結果 : Hirata et al.(2006))

- Hirata et al.(2006)は、2004年スマトラ島沖地震の衛星観測による海面高度測量データを使用して、津波インバージョン解析を実施。ライズタイムはパラメータスタディにより推定されている。
- その結果、ライズタイムを150s、破壊伝播速度を0.7km/sとした場合に、最も観測結果と解析結果が一致するとされている。

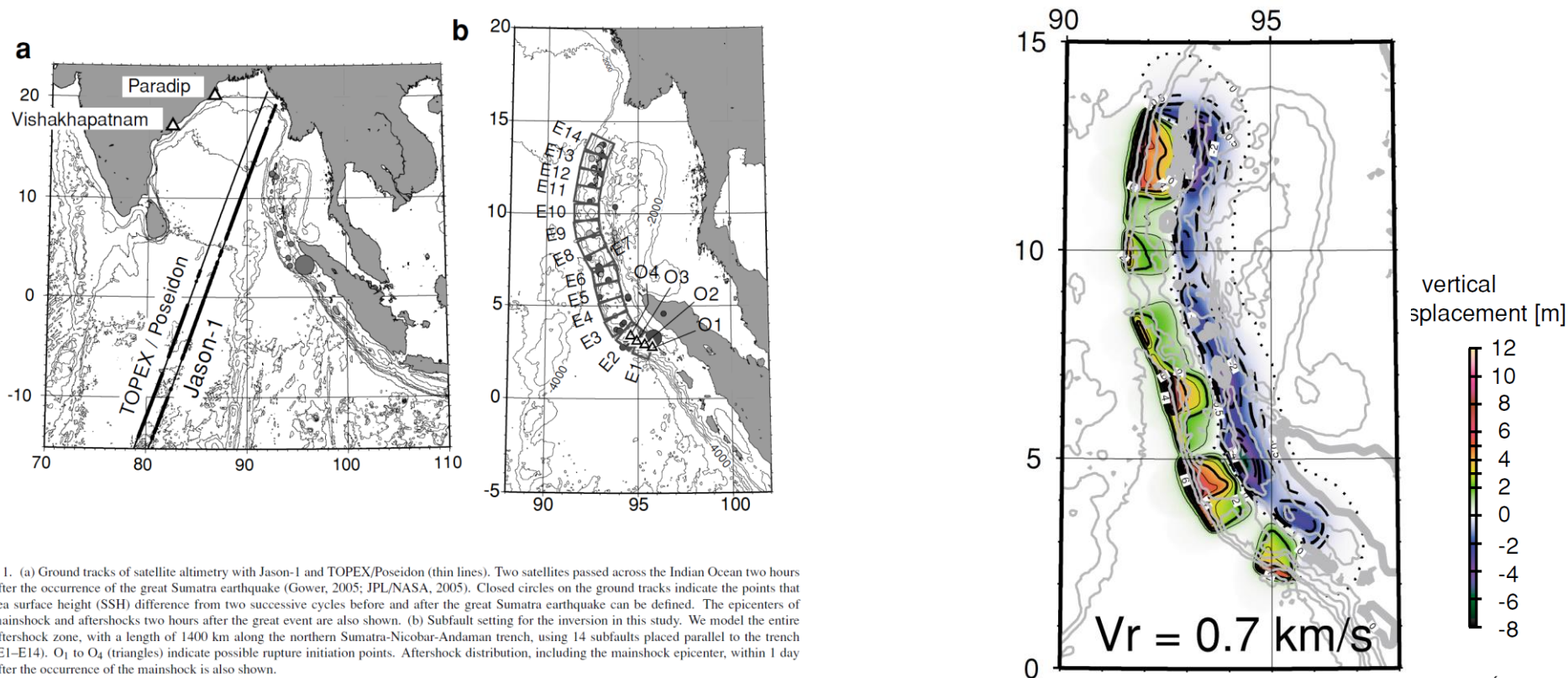


Fig. 1. (a) Ground tracks of satellite altimetry with Jason-1 and TOPEX/Poseidon (thin lines). Two satellites passed across the Indian Ocean two hours after the occurrence of the great Sumatra earthquake (Gower, 2005; JPL/NASA, 2005). Closed circles on the ground tracks indicate the points that sea surface height (SSH) difference from two successive cycles before and after the great Sumatra earthquake can be defined. The epicenters of mainshock and aftershocks two hours after the great event are also shown. (b) Subfault setting for the inversion in this study. We model the entire aftershock zone, with a length of 1400 km along the northern Sumatra-Nicobar-Andaman trench, using 14 subfaults placed parallel to the trench (E1-E14). O₁ to O₄ (triangles) indicate possible rupture initiation points. Aftershock distribution, including the mainshock epicenter, within 1 day after the occurrence of the mainshock is also shown.

(Hirata et al.(2006))

再現モデル	面積	地震モーメント ¹⁾	Mw ¹⁾	平均すべり量	ライズタイム	すべり速度
Hirata et al.(2006)	210,000km ²	$9.9 \times 10^{22} \text{ Nm}$	9.3	13.4m	150s	0.2 m/s ※

※すべり速度は、大きくすべった領域 (2D以上の領域) の各小断層のすべり量とライズタイムに基づくすべり速度の平均値

1)剛性率をHirata et al.(2006)に基づき $3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ と仮定

Hirata et al.(2006)による2004年スマトラ島沖地震の津波インバージョン (使用データ及びインバージョン結果)

6-5 ライズタイムの設定

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例 (スマトラ島沖地震の津波インバージョン結果 : Fujii and Satake (2007))

- Fujii and Satake(2007)は、2004年スマトラ島沖地震の津波観測波形および衛星観測による海面高度測量データを使用して、津波インバージョン解析を実施。ライズタイムはパラメータスタディにより推定されている。
- その結果、ライズタイムを3min(=180s)、破壊伝播速度を1.0km/sとした場合に、最も観測結果と解析結果が一致するとされている。

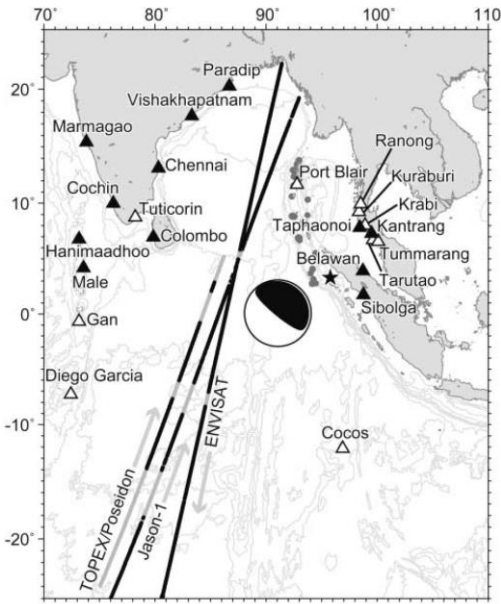


Figure 1. Epicenter of the 2004 mainshock (black star), Epicenters of aftershocks occurring one day after the mainshock (solid circles) located by the U.S. Geological Survey (USGS). Triangles indicate the location of available tide gauge stations; we used only the stations in black. The Harvard CMT solution is also shown (lower hemisphere equal-area projection). Track lines of three satellites (thick lines) are also shown.

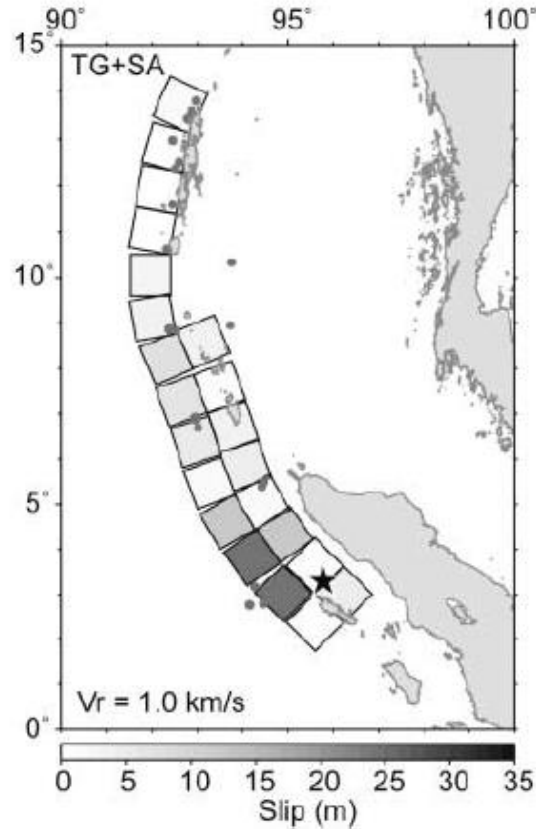


Table 4
Variance Reductions (%) for Three Different Inversions with Different Rupture Velocities and Rise Times

V_r (km/sec)	Tide Gauge Data			Satellite Altimeter Data			TG+SA Data		
	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min
0.5	23.1	20.8	18.8	27.8	29.5	31.0	22.0	20.1	18.3
1.0	32.8	33.4	34.2	33.8	36.4	38.2	29.8	31.0	32.1
1.5	29.3	29.5	29.8	31.1	33.8	35.5	26.8	27.3	27.8
2.0	30.2	29.9	29.7	29.7	32.3	34.2	27.2	27.3	27.4
2.5	28.4	28.2	28.3	28.4	30.6	32.9	25.0	25.2	25.6
3.0	28.5	28.4	28.5	27.4	29.7	31.9	24.9	25.2	25.6

ライズタイム 3 min (=180s)、破壊伝播速度1km/s
とした場合に最も観測結果と一致。

(Fujii and Satake(2007)を基に作成)

再現モデル	面積	地震モーメント ¹⁾	Mw ¹⁾	平均すべり量	ライズタイム	すべり速度
Fujii and Satake(2007)	220,000km ²	6.0×10 ²² Nm	9.1	5.5m	180s	0.1 m/s ※

※すべり速度は、大きくすべった領域(2D以上の領域)の各小断層のすべり量とライズタイムに基づくすべり速度の平均値

1)剛性率をFujii and Satake (2007)に基づき5.0×10¹⁰ N/m²と仮定

Fujii and Satake(2007)による2004年スマトラ島沖地震の津波インバージョン (使用データ及びインバージョン結果)

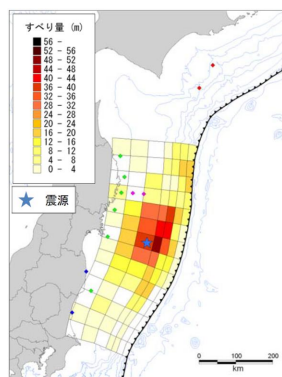
②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例 (まとめ)

- 近年の国内外の巨大地震の発生事例に基づき、国内外の巨大地震（Mw9クラスの地震）の津波インバージョンから推定されているライズタイムを分析した。
- その結果、国内外のMw9クラスの巨大地震の津波インバージョンから推定されるライズタイムはすべり量が大きい小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは150～300sであることを確認した。
- なお、内閣府の最大クラスモデルのライズタイムは国内外の巨大地震（Mw9クラスの地震）の津波インバージョンにより推定されたライズタイムに比べて非常に短い値であることを確認した。

巨大地震（Mw9クラスの地震）の津波インバージョンにより推定されたライズタイム

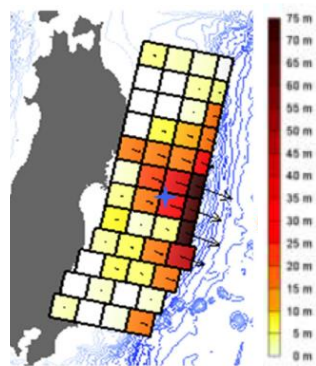
地震名	文献名	ライズタイム（すべり速度）
2011年東北沖地震（Mw9.0）	内閣府(2012b)	300s（0.1m/s）
	杉野ほか(2013)	300s（0.2m/s）
	Satake et al.(2013)	150s（0.3m/s）
2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）	Hirata et al.(2006)	150s（0.2m/s）
	Fujii and Satake(2007)	180s（0.1m/s）
内閣府の最大クラスモデル(Mw9.1)	内閣府(2012)	60s（0.6m/s※）

※超大すべり域のすべり量をライズタイムで割ることで算出



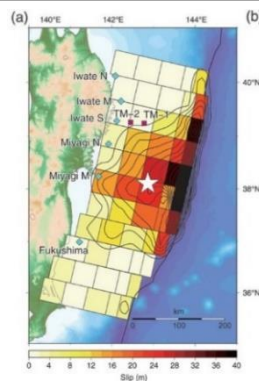
ライズタイム：300s
(すべり速度：0.1m/s)

内閣府(2012b)



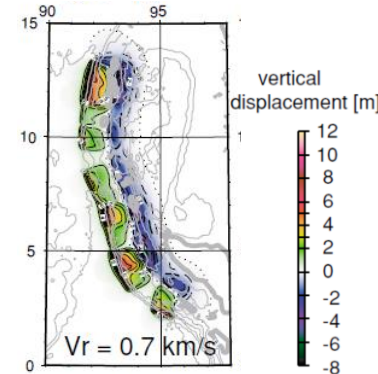
ライズタイム：300s
(すべり速度：0.2m/s)

杉野ほか(2013)
2011年東北沖地震



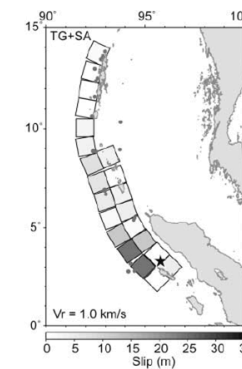
ライズタイム：150s
(すべり速度：0.3m/s)

Satake et al.(2013)



ライズタイム：150s
(すべり速度：0.2m/s)

Hirata et al.(2006)



ライズタイム：180s
(すべり速度：0.1m/s)

Fujii and Satake(2007)
2004年スマトラ島沖地震

6-5 ライズタイムの設定

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

(参考：破壊伝播速度とライズタイムに関するスケーリング則)

- Kanamori and Anderson(1975)のスケーリング則に基づく、ライズタイムTは、D/v (D：平均すべり量、v：破壊伝播速度) に比例する関係となるが、破壊伝播速度vは規模依存するパラメータではないことから、ライズタイムTは平均すべり量Dに比例する関係が得られる。
- なお、南海トラフの掘削調査試料の分析から、南海トラフの分岐断層およびプレート境界面浅部のライズタイムが非常に大きいとされる結果が得られていることを考えると、南海トラフの分岐断層およびプレート境界面浅部において、内閣府が想定する非常に短いライズタイムを持つ巨大地震が発生する可能性は低いと考えられる。

破壊伝播速度とライズタイムに関するスケーリング則

・応力降下量 σ 、剛性率 μ 、 v/β を、地震によらず一定とすると、食い違い理論に基づき以下の関係が成り立つ。

$$W \propto L \quad D \propto L \quad T \propto L/v \quad \dots(1)$$

(Kanamori and Anderson(1975)による)

・すなわち、

$$T \propto D/v \quad \dots(2)$$

・また、スケーリング則としては、vは規模依存するパラメータではないことから、以下となる。

$$T \propto D \quad \dots(3)$$

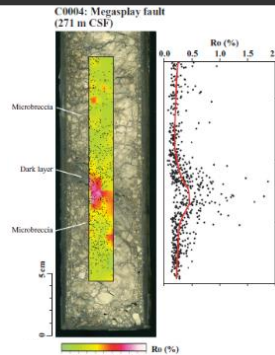
ここで、 σ ：応力降下量、 μ ：剛性率(= $\rho\beta^2$)、v：破壊伝播速度、 β ：S波速度
W：断層幅、L：断層長さ、D：平均すべり量、T：ライズタイム

・なお、 $T \propto D/v$ の関係について、平均すべり量が同じ検討波源モデルとパラメータスタディモデルとで比較した結果は以下のとおり。

検討波源モデルとパラメータスタディモデルの破壊伝播速度とライズタイム

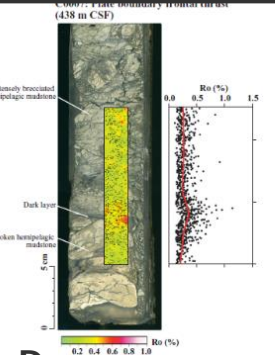
項目	検討波源モデル (a)	パラメータスタディモデル(b)	(a)/(b)
破壊伝播速度 v(km/s)	2.0	2.5	4/5
ライズタイム T(s)	150	120	5/4
v×T(km)	300	300	1

分岐断層

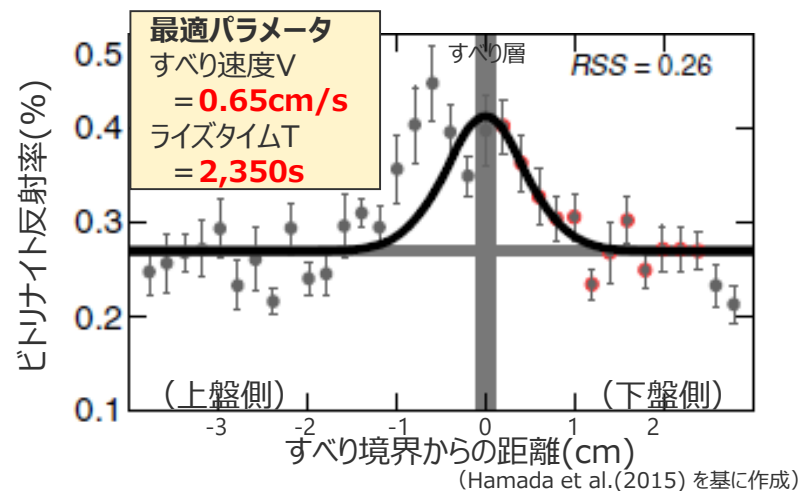
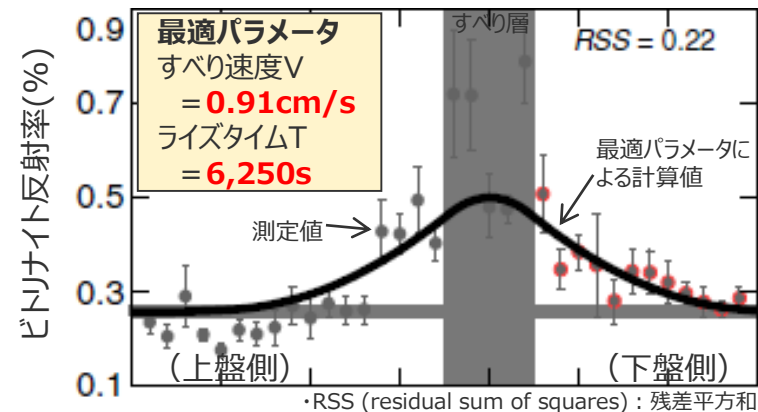


C

プレート境界面浅部



D



南海トラフの掘削調査試料の分析に基づくライズタイムの算定結果

6-5 ライズタイムの設定

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

ライズタイムの設定

① 津波評価におけるライズタイムに関する知見

- 津波評価におけるライズタイムに関する知見について整理した。



②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

⇒ 近年のMw9クラスの巨大地震の津波インバージョンから推定されるライズタイムはすべり量が多い小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは150～300sであることを確認した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

⇒ 東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定して津波のタイムウィンドウインバージョンを実施した結果、東北沖地震のライズタイムとしては150～200s程度が最も適切であるとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波インバージョンでは津波観測波形を再現できないことを確認した。

⇒ 東北沖地震の再現モデルについて、すべり量を変更せずにライズタイムを60sと極端に短く設定すると、東北沖地震の津波の周期・波長等の物理特性は失われるとともに、東北沖地震の観測記録の津波高を大幅に上回ることを確認。Mw9クラスの地震に対して内閣府のライズタイムの設定は過大な設定となっていることを確認した。

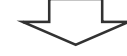
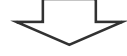
③ Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討

⇒ 検討波源モデルのライズタイムは、Mw 8～9クラスの地震の津波インバージョン事例を踏まえても概ね保守的な設定となっているが、検討波源モデルのライズタイムを120sとすることにより、これらの地震の初期水位を上回る設定となることを確認した。

④ 内閣府の設定したライズタイムに関する検討

⇒ 津波評価に影響の大きい初期水位に着目した検討により、内閣府モデルは、国内外の巨大地震のスケールに基づく平均応力降下量、平均すべり量等のパラメータの保守的な設定を、更に上回る設定となっていることを確認した。

「(B)代表パラメータの検討による方法」により検討された内閣府の最大クラスモデルは、すべり量とライズタイムの組合せを非常に大きく設定することにより、その他のパラメータの津波影響を代表していることを確認した。
(補足説明資料5-5,5-6章)



まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波の推定事例のほか、Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討及び内閣府のパラメータの設定を踏まえて、ライズタイムを設定した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析 (東北沖地震の津波インバージョン：検討方針)

- 東北沖地震・津波では、津波のタイムウィンドウバージョンによりすべり量とライズタイムをそれぞれ推定した事例が複数報告されており、これらの津波インバージョン事例に基づく、東北沖地震のライズタイムは150～300sとされる。
- 一方、これらの津波インバージョンでは、タイムウィンドウの幅は30s～60s、個数は5個と設定されており、ライズタイムの推定値(150～300s)に対して比較的粗い。また、ライズタイムを最大60sまでとしたタイムウィンドウバージョンは行われていないことから、ライズタイムを60sとした場合の観測波形の再現性は確認されていない。



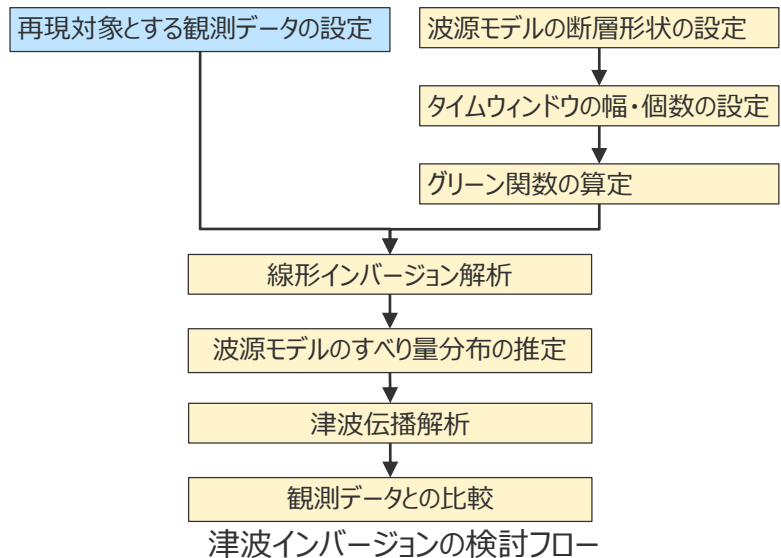
- 東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定してライズタイムに着目した津波インバージョンを実施し、東北沖地震のライズタイムに関して詳細に検討するとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波観測波形の再現性について検討した。

再現モデル名	内閣府(2012b)	杉野ほか(2013)	Satake et al.(2013)
再現モデル図	 	 	
タイムウィンドウの幅・個数	60s×5個	60s×5個	30s×5個

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(東北沖地震の津波インバージョン：津波インバージョンの方法)

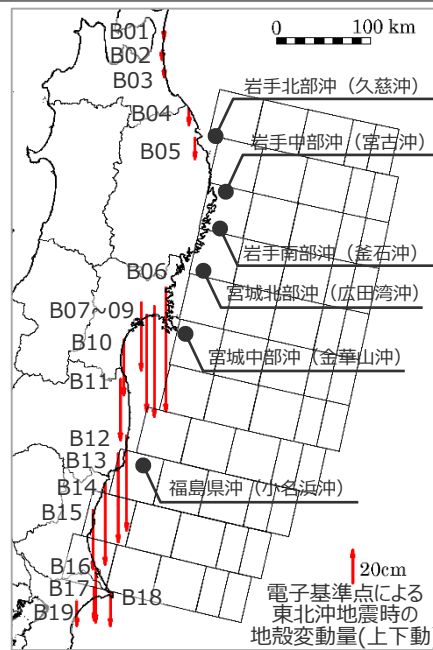
- 津波インバージョンは、観測津波波形に加えて観測地殻変動量も再現対象に加えたジョイントインバージョンとし、Satake et al.(2013)の方法を参照して実施した。
- 津波インバージョンの検討フローと検討ケースは以下のとおり。
検討ケースについては、ライズタイムとして60s~300sを考慮できるよう、タイムウィンドウの幅を10sとしその個数を6個~30個の間で変化させた9ケースを検討した。
- 再現対象とする東北沖地震の観測データには、GPS波浪計による津波観測波形および電子基準点による陸域地殻変動を用いた。



検討ケース (タイムウィンドウの設定)

ケース名	タイムウィンドウ			断層モデルの 小断層の数	推定する すべり量の数
	幅	個数	計 ¹⁾		
T60	10s	6	60s	55	330
T90	10s	9	90s	55	495
T120	10s	12	120s	55	660
T150	10s	15	150s	55	825
T180	10s	18	180s	55	990
T210	10s	21	210s	55	1,155
T240	10s	24	240s	55	1,320
T270	10s	27	270s	55	1,485
T300	10s	30	300s	55	1,650

1) タイムウィンドウの幅×個数。検討上考慮することのできるライズタイムの最大値となる。

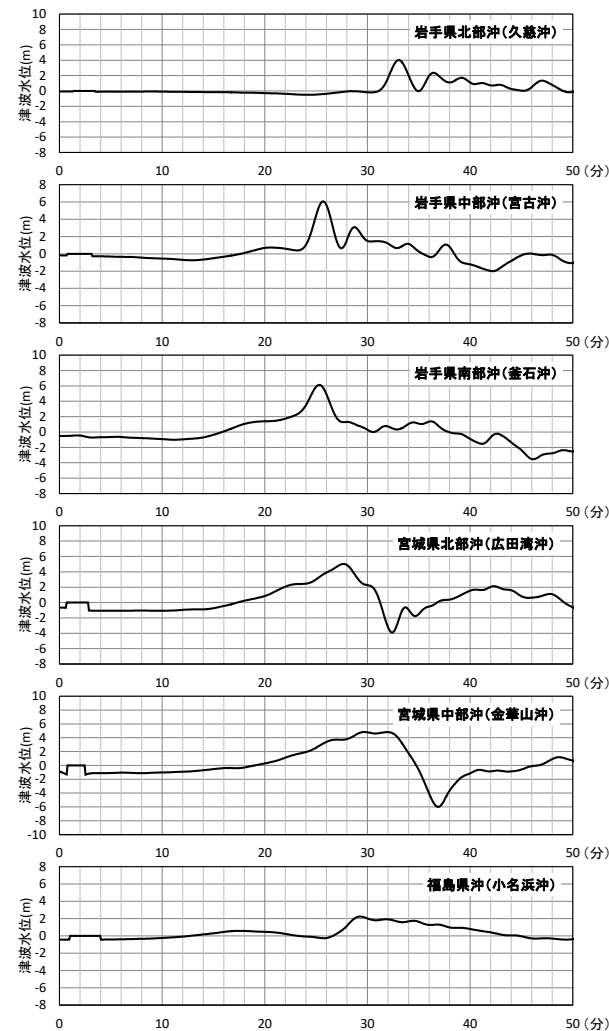


再現対象とした観測地点と波源モデルの断層形状

再現対象とする観測データ

データ名	使用 地点数	サンプリング 間隔	対象 時間	1地点 の データ数
GPS波浪計による 津波観測波形	6	5s	0~ 50min	601
電子基準点による 陸域地殻変動	19 ²⁾	-	-	1

2) 東北地方沿岸部において解析領域内となる海岸付近の電子基準点を対象とした。

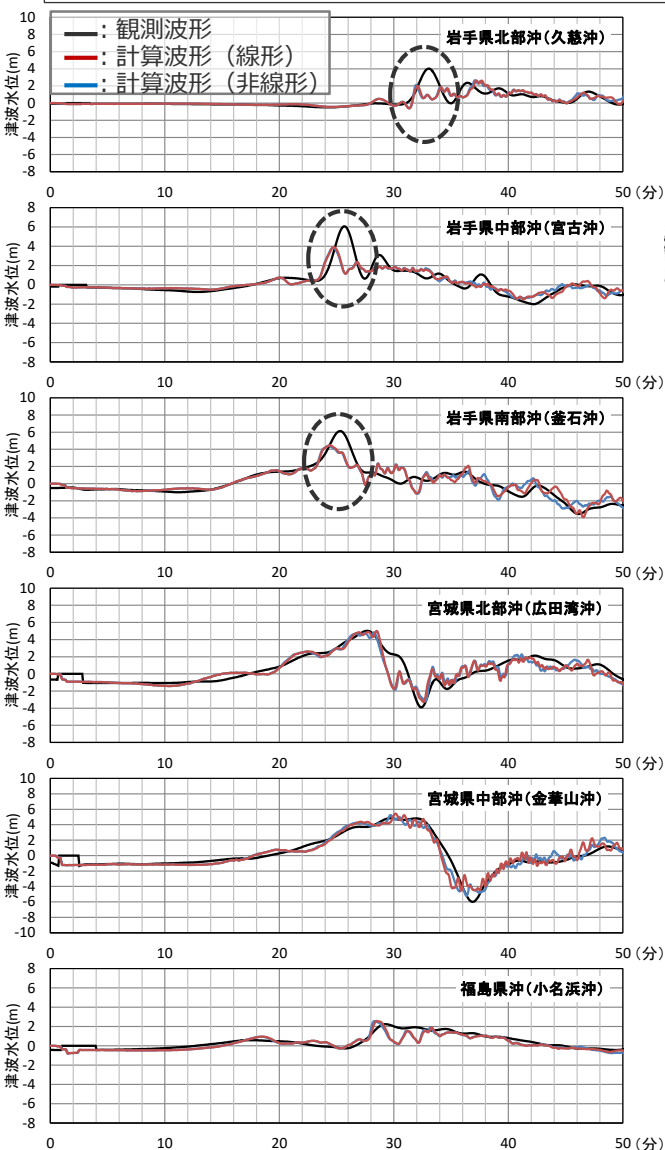


再現対象とするGPS波浪計地点における
東北沖地震時の津波観測波形

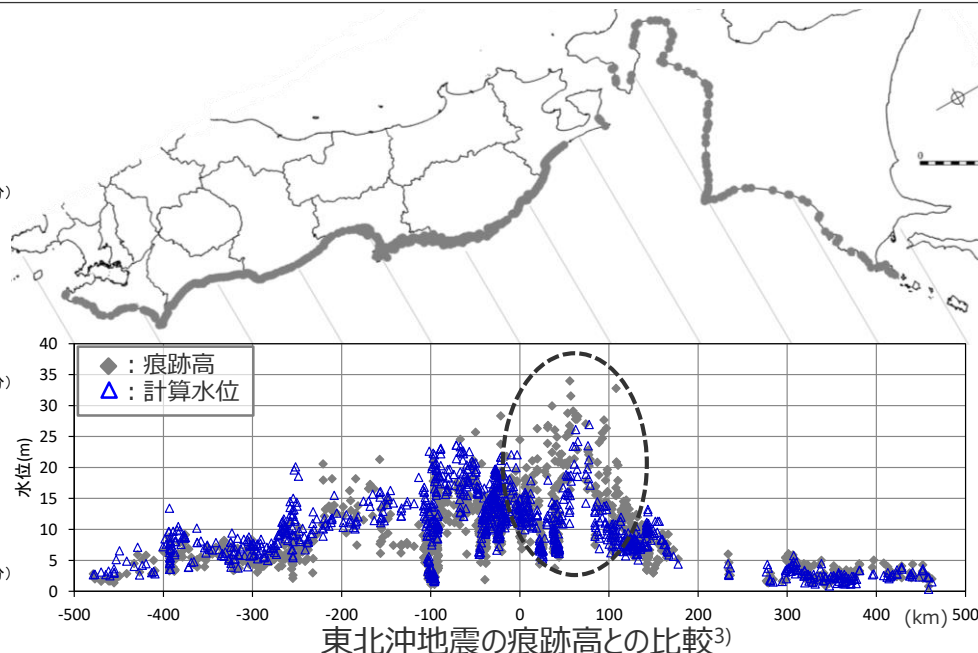
②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(津波インバージョン結果:タイムウィンドウ60sのケース)

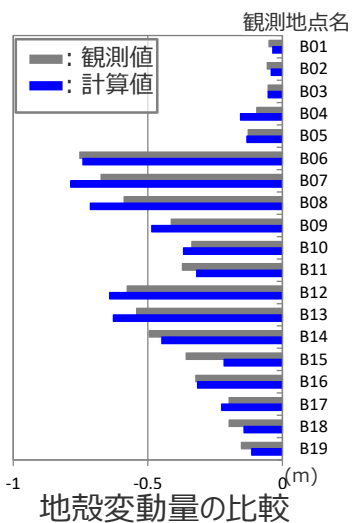
- GPS波浪計地点における観測波形との比較について、タイムウィンドウ60sのケースでは短周期波が目立つとともに、岩手県の観測波のピーク水位が再現できていない。
- また、東北沖地震の痕跡高との比較について、タイムウィンドウ60sのケースでは岩手県沿岸域の痕跡高を再現できていない。



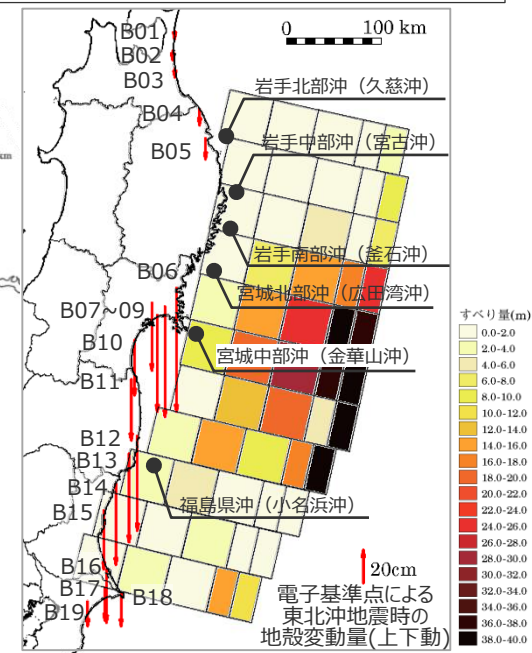
GPS波浪計地点における津波波形の比較



東北沖地震の痕跡高との比較³⁾



地殻変動量の比較



推定された波源モデル
と再現対象とした観測地点の位置

津波インバージョン結果

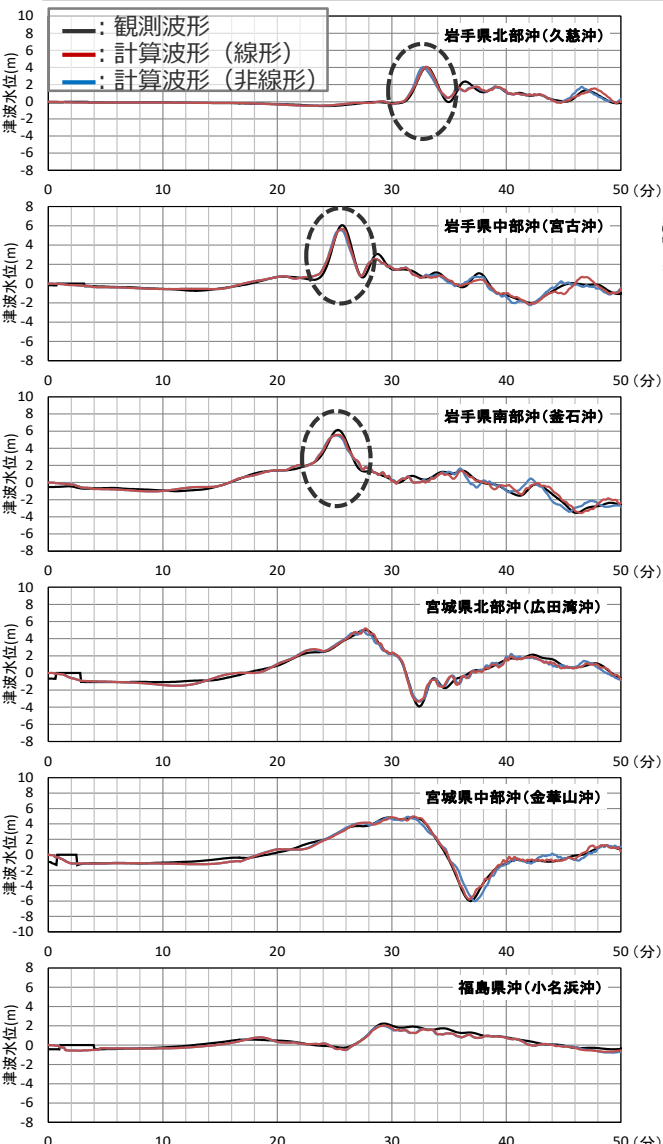
ケース名	推定された波源モデル					観測結果との比較	
	Mw	最大すべり量 (m)	超大すべり域のすべり量 (m) ¹⁾	平均すべり量 (m)	ライズタイム (s) ²⁾	GPS波浪計地点観測波形との残差平方和(m ²)	痕跡高との比較 ³⁾ K κ
T60	9.00	54.0	29.7	9.0	60	1,582	0.955 1.511

1) すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量
 2) 小断層がすべているタイムウィンドウの個数を積算して算出
 3) 痕跡高は津波痕跡データベースの痕跡Aランクのみ採用、沿岸から200m以内の痕跡のみ採用。200m以内の隣接地点の痕跡は平均化。計算結果は沿岸格子から抽出

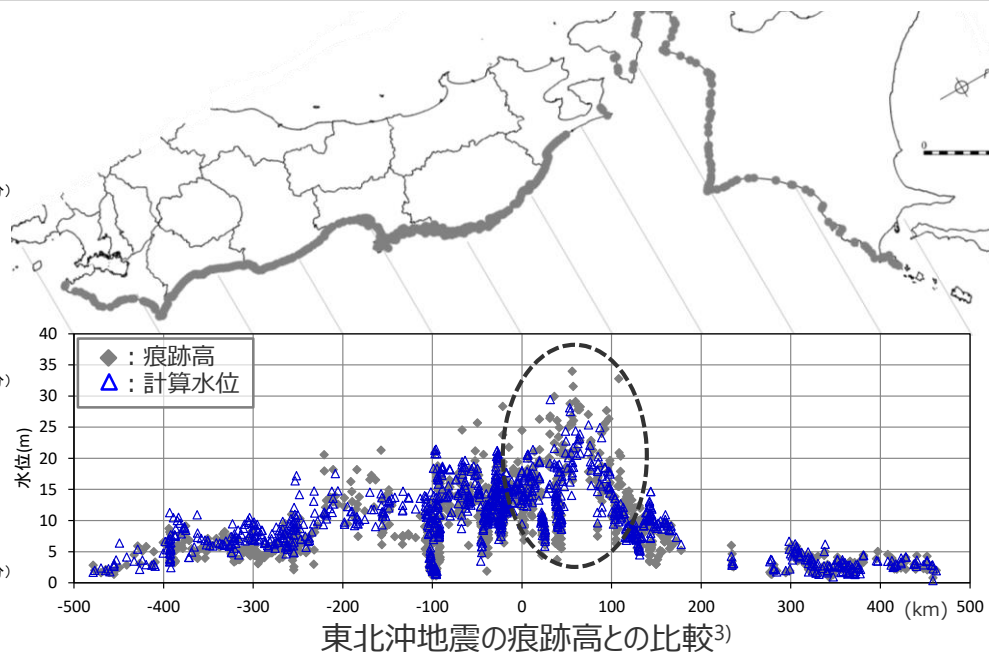
②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(津波インバージョン結果:タイムウィンドウ180sのケース)

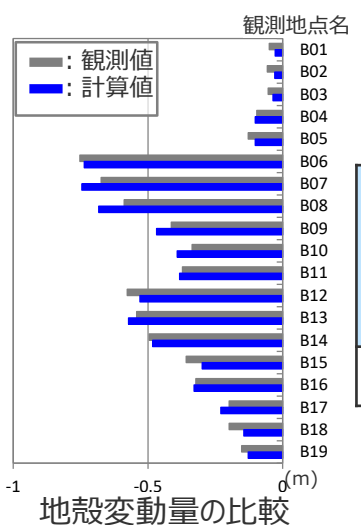
- GPS波浪計地点における観測波形との比較について、タイムウィンドウ180sのケースでの再現性は良好であり、岩手県の観測波のピーク水位も再現できている。
- また、東北沖地震の痕跡高との比較についても、タイムウィンドウ180sのケースでは岩手県沿岸域の痕跡高の再現性が向上している。



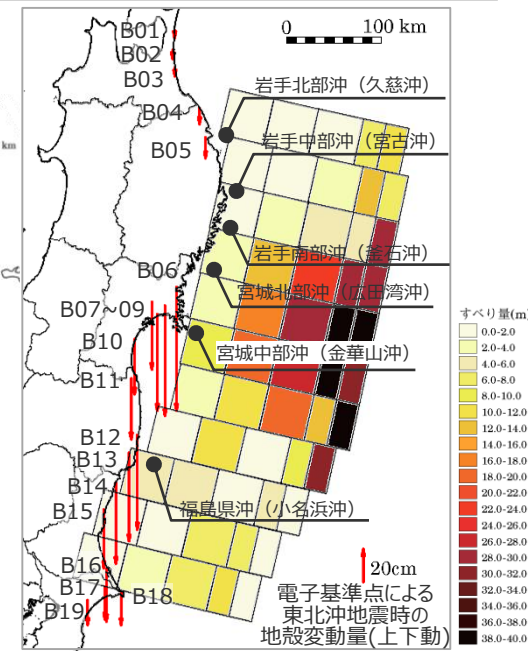
GPS波浪計地点における津波波形の比較



東北沖地震の痕跡高との比較³⁾



地殻変動量の比較



推定された波源モデル
と再現対象とした観測地点の位置

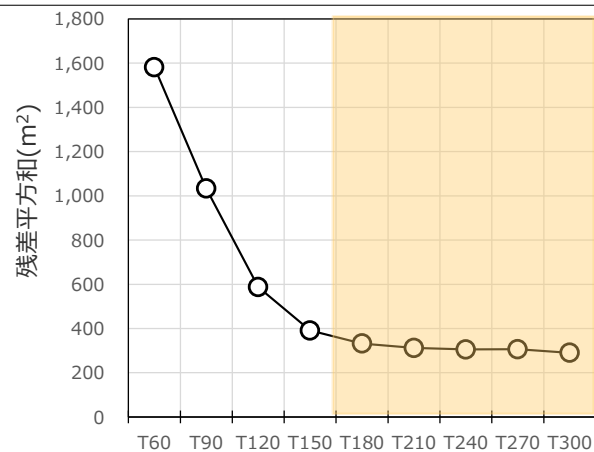
津波インバージョン結果

ケース名	推定された波源モデル					観測結果との比較			
	Mw	最大すべり量 (m)	超大すべり域のすべり量 (m) ¹⁾	平均すべり量 (m)	ライズタイム (s) ²⁾	GPS波浪計地点観測波形との残差平方和(m ²)		痕跡高との比較 ³⁾	
						K	κ		
T180	9.04	69.2	32.1	10.3	170	332	0.944	1.413	

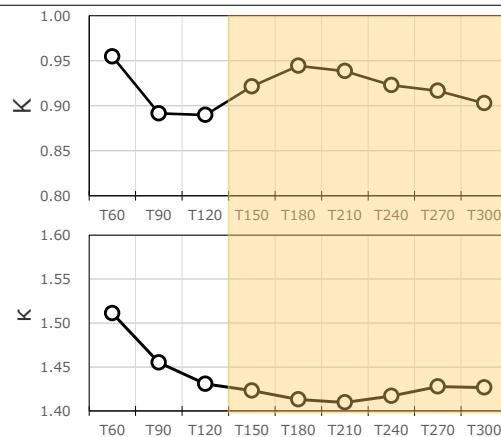
1)すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量
2)小断層がすべているタイムウィンドウの個数を積算して算出
3)痕跡高は津波痕跡データベースの痕跡Aランクのみ採用、沿岸から200m以内の痕跡のみ採用。200m以内の隣接地点の痕跡は平均化。計算結果は沿岸格子から抽出

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析 (津波インバージョン結果:各ケースの再現性の関係)

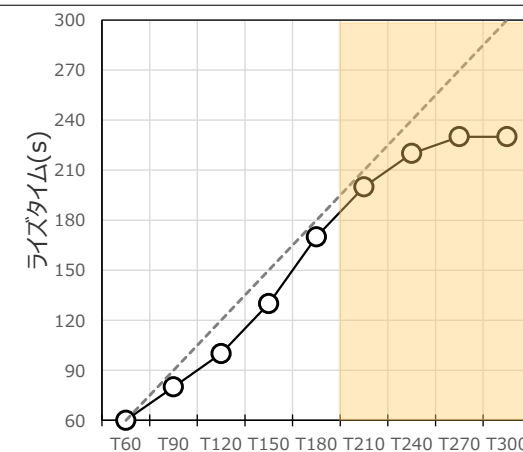
■ タイムウィンドウの個数を変化させた複数ケースの津波インバージョンを実施した結果、GPS波浪計地点の観測波形と計算波形との残差平方和および東北地方の痕跡高の再現性（相田の $K \cdot \kappa$ ）は、タイムウィンドウが60sのケースから150sのケースになるにつれて低くなり、タイムウィンドウが180s～300sのケースで一定値に漸近することを確認した。また、タイムウィンドウの個数を増やしたケースでも、ライズタイムは200s程度で頭打ちすることを確認した。



各ケースのGPS波浪計の残差平方和



各ケースの痕跡高との比較 ($K \cdot \kappa$)
津波インバージョン結果一覧



各ケースのライズタイム

ケース名	タイムウィンドウ			推定された波源モデル					観測結果との比較		
	幅	個数	計	Mw	最大すべり量 (m)	超大すべり域のすべり量 ¹⁾ (m)	平均すべり量 (m)	ライズタイム (s) ²⁾	GPS波浪計による津波観測波形との残差平方和(m ²)	痕跡高との比較 ³⁾	
										K	κ
T60	10s	6	60s	9.00	54.0	29.7	9.0	60	1,582	0.955	1.511
T90	10s	9	90s	9.02	57.3	34.1	9.7	80	1,033	0.891	1.455
T120	10s	12	120s	9.03	55.1	32.0	10.0	100	587	0.890	1.431
T150	10s	15	150s	9.03	60.8	29.8	10.2	130	391	0.921	1.423
T180	10s	18	180s	9.04	69.2	32.1	10.3	170	332	0.944	1.413
T210	10s	21	210s	9.05	70.0	38.1	10.6	200	312	0.938	1.410
T240	10s	24	240s	9.05	67.1	35.0	10.7	220	305	0.923	1.417
T270	10s	27	270s	9.05	62.7	34.9	10.7	230	306	0.917	1.428
T300	10s	30	300s	9.05	66.6	38.1	10.9	230	290	0.903	1.427

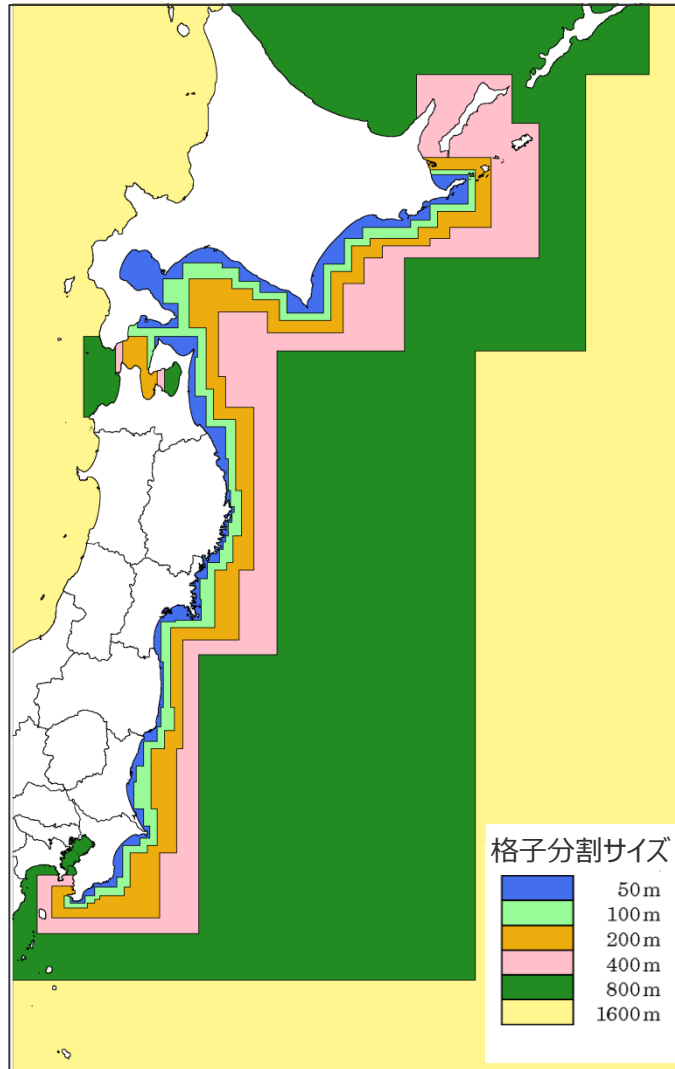
1)すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量
2)小断層がすべっているタイムウィンドウの個数を積算して算出
3)痕跡高は津波痕跡データベースの痕跡Aランクのみ採用、沿岸から200m以内の痕跡のみ採用。200m以内の隣接地点の痕跡は平均化。計算結果は沿岸格子から抽出

■ 東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定して津波のタイムウィンドウインバージョンを実施した結果、東北沖地震のライズタイムとしては150s～200s程度が最も適切であるとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波インバージョンでは津波観測波形を再現できないことを確認した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(参考：津波インバージョンの計算条件(グリーン関数の計算・津波伝播解析))

- 津波インバージョンは、Satake et al.(2013)を参照し、Lawson and Hanson(1974)に基づくタイムウィンドウを用いた線形ジョイントインバージョン手法とした。
- 津波インバージョンにおけるグリーン関数の計算・津波伝播解析の計算条件は以下のとおり。



解析領域・格子分割

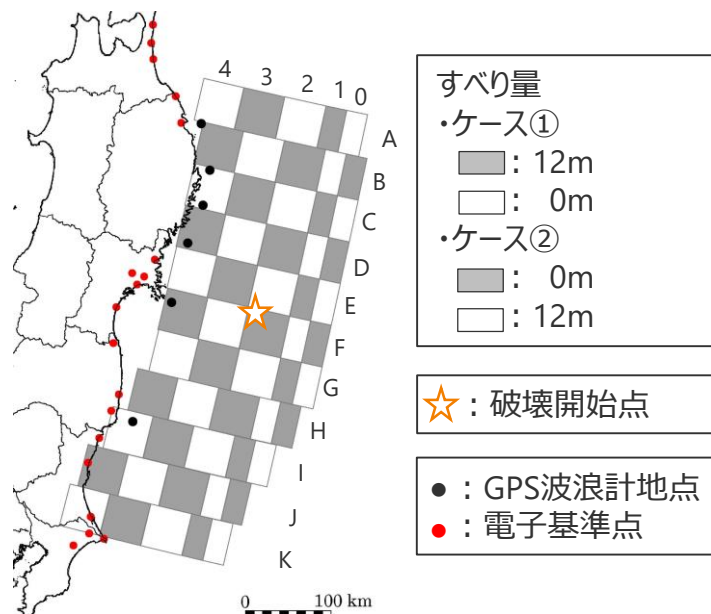
項目		計算条件	
共通項目	計算領域	・北海道根室～房総半島の領域	
	格子分割サイズ	・沖合1,600m→800m→400m→200m→100m→50m	
	境界条件	沖側	・吸収境界 (Cerjan et al.(1985))
		陸側	・完全反射
	潮位条件	・T.P.± 0.0m	
	計算時間間隔	・0.2s	
計算時間	・3時間		
グリーン関数の計算	基礎方程式	・線形長波理論の連続式及び運動方程式	
	海底の地盤変動量	・Mansinha and Smylie(1971)の方法 (水平変位による鉛直寄与分を考慮) ・グリーン関数の計算に用いる各小断層の海底地盤変動量は、タイムウィンドウ幅(=10s)のすべり量を1mとして計算時間間隔(=0.2s)ごとに徐々に与える	
津波伝播解析	基礎方程式	・非線形長波理論 (浅水理論) の連続式及び運動方程式	
	海底の地盤変動量	・Mansinha and Smylie(1971)の方法 (水平変位による鉛直寄与分を考慮) ・海底地盤変動量は、タイムウィンドウごとに推定されたすべり量に基づき、5sごとに徐々に与える	
	海底摩擦損失係数	・マニングの粗度係数 $0.025\text{m}^{-1/3}\text{s}$	
	水平渦動粘性係数	・ $10\text{m}^2/\text{s}$	

6-5 ライズタイムの設定

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(参考：津波インバージョン手法の解像度の確認)

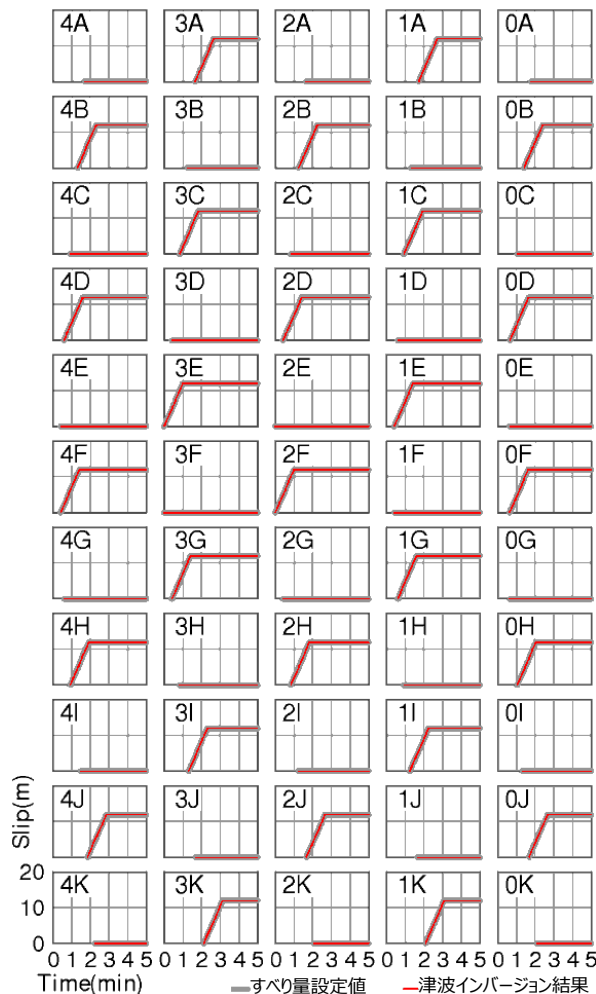
- ライズタイムに着目した津波インバージョン手法の解像度を確認するために、合成データを用いた解像度テストを実施した。
- 解像度テストは、Satake et al.(2013)を参照して実施することとし、チェッカーボード型のすべり量分布を仮定して作成した観測記録の合成データを用いて、タイムウィンドウ60sのケースと同じ条件で津波インバージョンを実施した。
- その結果、津波インバージョン結果のすべり量分布は仮定したすべり量分布をほぼ再現することを確認し、津波インバージョン手法の解像度が十分あることを確認した。



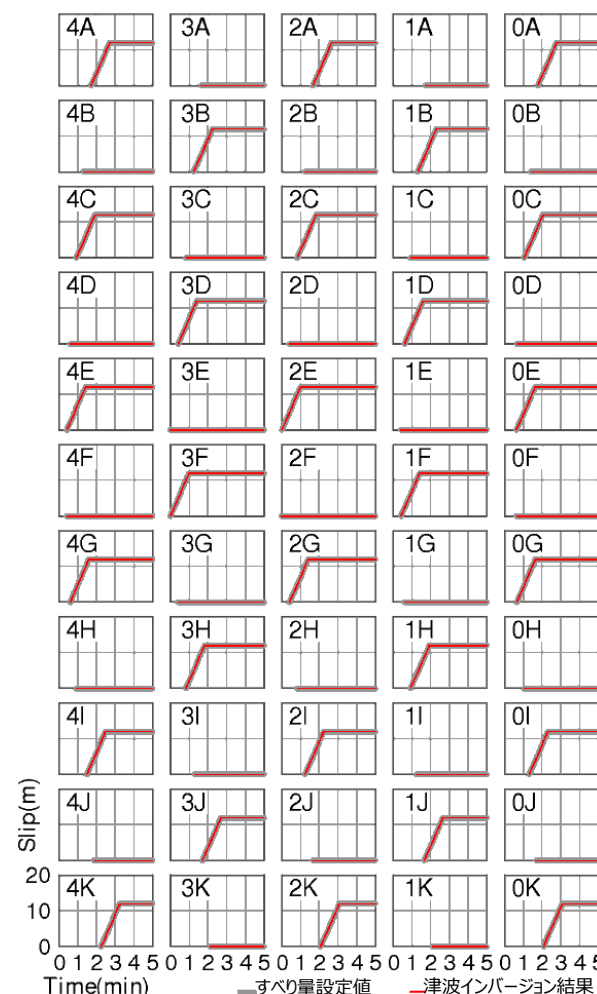
仮定したすべり量分布および合成データを作成した観測地点

解像度テストの検討条件

- ・仮定するすべり量分布：
チェッカーボード型のすべり量分布（相補的な2ケース）とし、60s間のすべり量を12m（=タイムウィンドウ幅とする10s間のすべり量2m×タイムウィンドウの個数6個）と設定した。
- ・合成データを作成する観測地点：
ライズタイムに着目した津波インバージョンと同じ地点とした。
- ・その他の計算条件：
ライズタイムに着目した津波インバージョンと同じ条件とした。



(a)ケース①



(b)ケース②

解像度テストの結果（小断層のすべり量分布の時間変化）

・添字は左図における各小断層の位置を表す。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(東北沖地震の再現モデルのライズタイムの影響検討：検討概要)

- 近年の国内外の巨大地震・津波のライズタイムに関する推定事例および東北沖地震のライズタイムに着目した津波インバージョンから、Mw9クラスの巨大地震のライズタイムは150～300s程度であることを確認した。
一方、内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」では、最大クラスの津波の波源モデルのライズタイムを60sと設定している。
- そこで、Mw9クラスの巨大地震・津波のうち津波観測記録が豊富に存在する東北沖地震・津波の再現モデルを用いて、Mw9クラスの巨大地震・津波の事例の範囲を超えてライズタイムを60sと短く設定した場合に、ライズタイムが津波の発生・伝播に与える影響について分析した。
- 分析の手順は以下のとおり。

【検討対象とする東北沖地震津波の再現モデル】

内閣府(2012b)、杉野ほか(2013)、Satake et al.(2013)

再現ケースの検討

- 上記3つの再現モデルに対し、東北沖地震津波の観測データを再現するライズタイムを適用したケースを「**再現ケース**」として設定し、津波伝播解析を実施。

ライズタイム60sケースの設定

- 上記3つの再現モデルに対し、ライズタイム60sを適用したケースを「**ライズタイム60sケース**」として設定し、津波伝播解析を実施。
(各モデルのすべり量は変更しない)

ライズタイムが津波の発生・伝播に与える影響の分析

- 「**再現ケース**」と「**ライズタイム60sケース**」の解析結果について、以下項目の分析を実施。

初期水位分布

東北沖の最大上昇水位分布

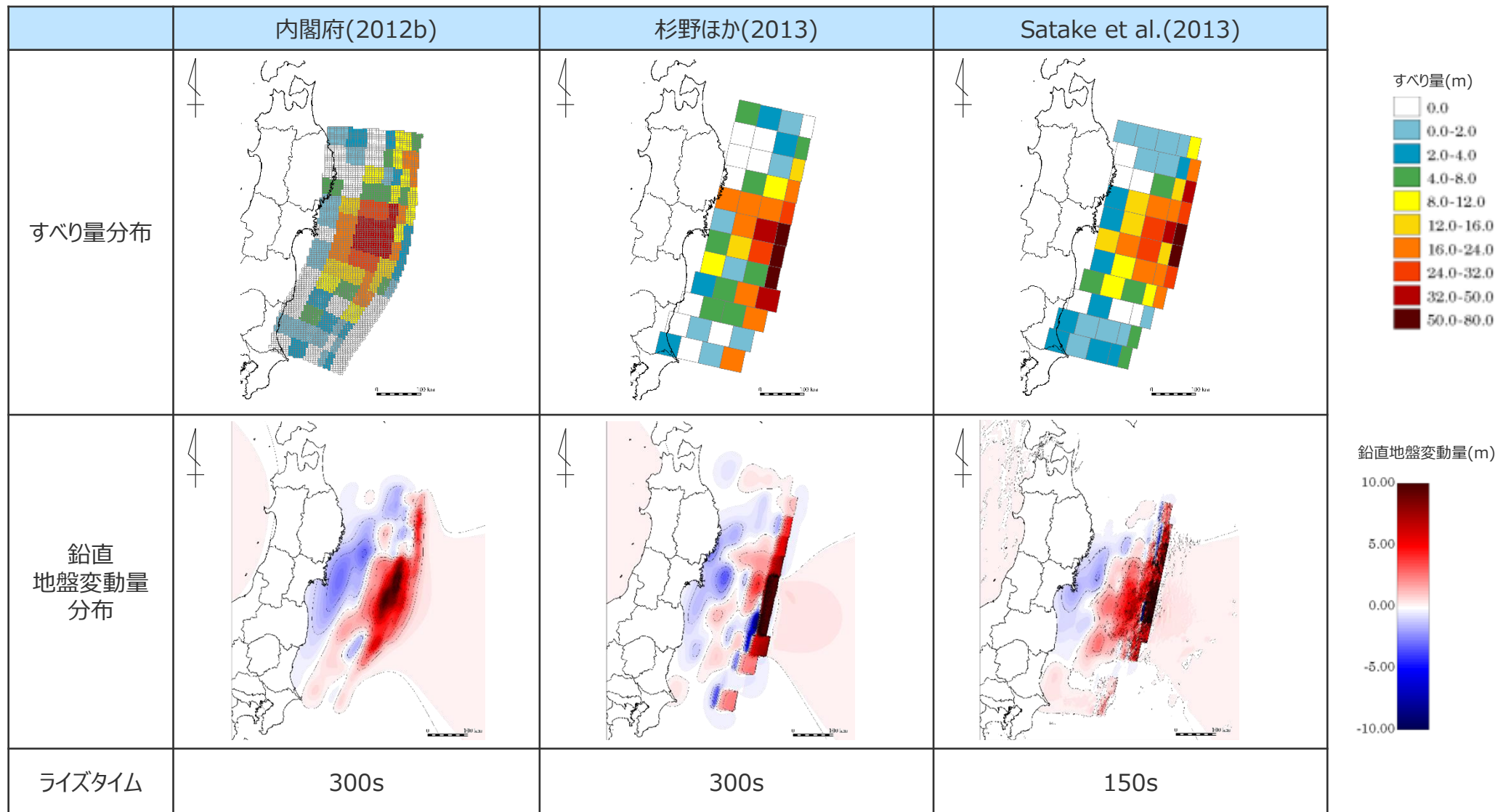
波源～沖合の縦断面水位分布

GPS波浪計地点の沖合水位の時刻歴波形

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(検討対象とする東北沖地震津波の再現モデル)

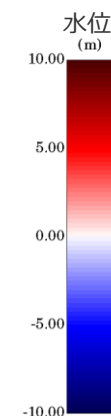
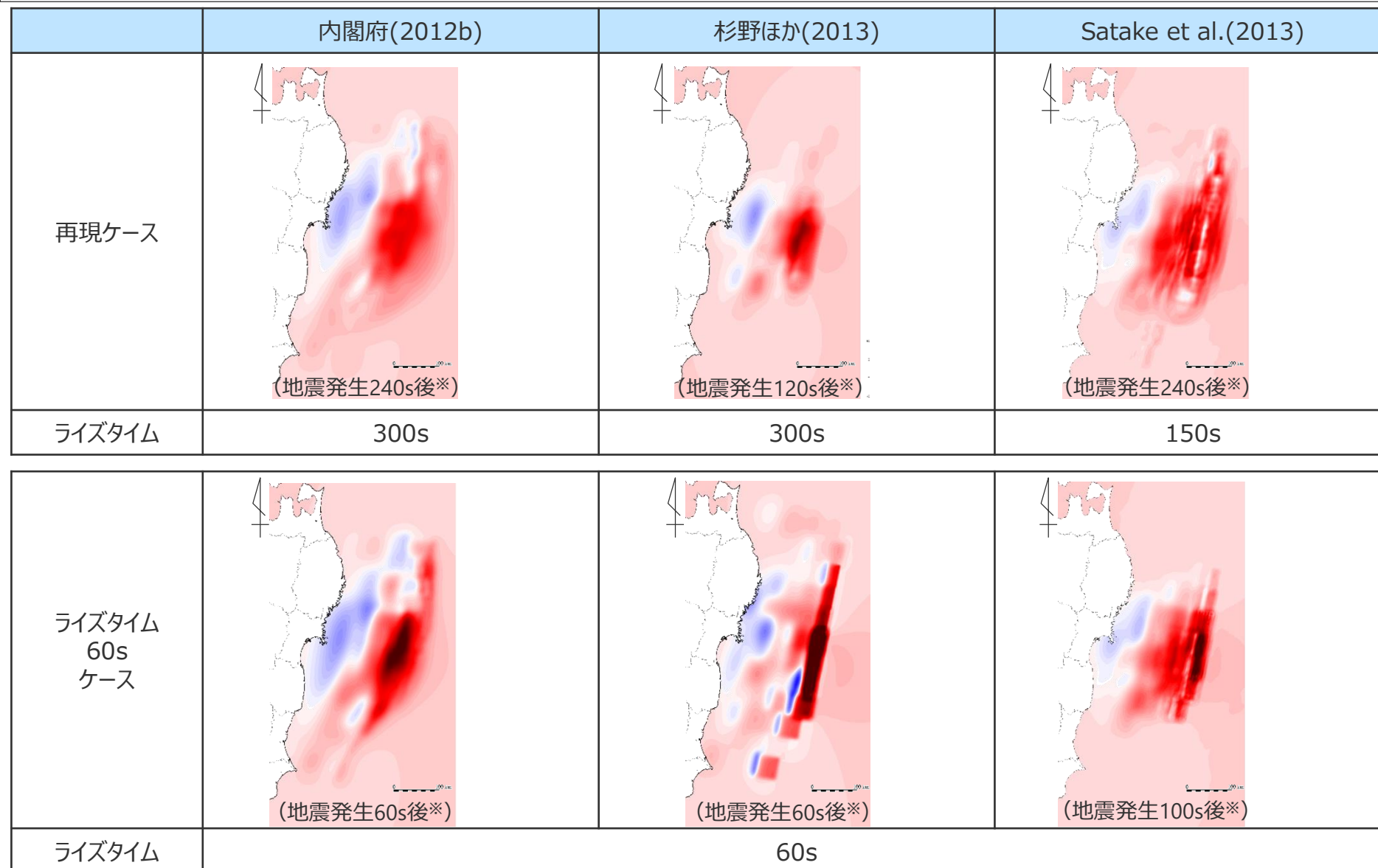
- 東北沖地震津波をインバージョン解析により再現した、内閣府(2012b)、杉野ほか(2013)、Satake et al.(2013)による3つの再現モデルを検討対象とした。
- 3つの再現モデルのライズタイムは、150~300sの間で推定されており、再現ケースのライズタイムにはこれらの数値をそのまま設定した。また、「ライズタイム60sケース」では、ライズタイムを60sと設定した。



②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(ライズタイムが津波の発生・伝播に与える影響の分析：初期水位分布への影響)

- 3つの再現モデルについて、再現ケースとライズタイム60sケースとの初期水位分布を比較した。
- その結果、ライズタイム60sケースでは顕著に初期水位が大きくなっていることを確認した。

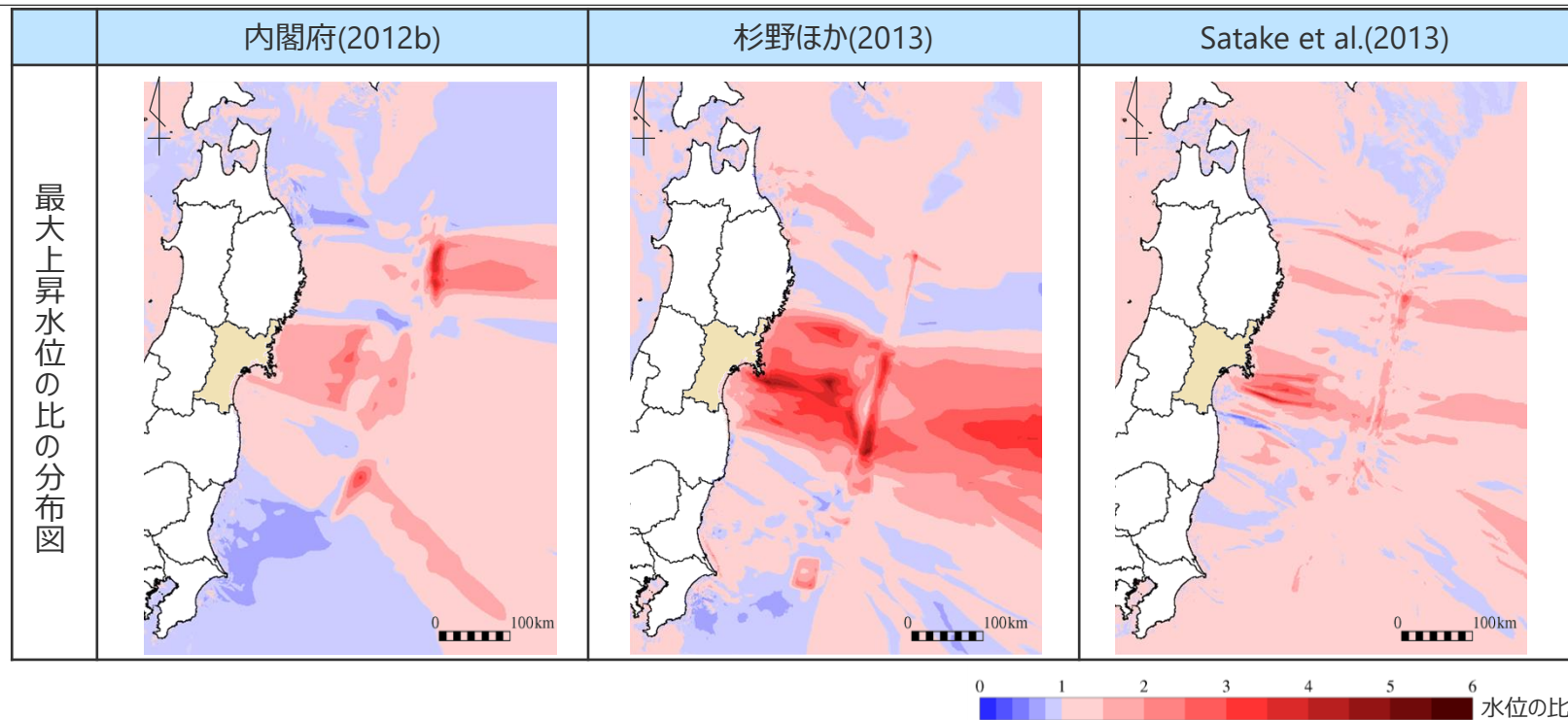


※ 各ケースとも最も初期水位が大きい時間を抽出

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(ライズタイムが津波の発生・伝播に与える影響の分析：最大上昇水位分布への影響)

- 3つの再現モデルについて、再現ケースとライズタイム60sケースとの最大上昇水位の比較を行った。
- その結果、ライズタイム60sケースでは、大きくすべった領域が前面に位置する宮城県沖の津波の水位が大きくなっているとともに、その津波高は東北沖地震の津波痕跡高を大幅に上回っていることを確認した。



(ライズタイム60sケースの最大上昇水位) / (再現ケースの最大上昇水位) の分布

大すべり域前面となる宮城県沿岸の痕跡高との比較

再現モデル	地点数	再現ケース		ライズタイム60sケース	
		K	κ	K	κ
内閣府(2012b)	245	0.939	1.314	0.766	1.323
杉野ほか(2013)	245	0.948	1.315	0.600	1.398
Satake et al.(2013)	245	0.864	1.396	0.777	1.414

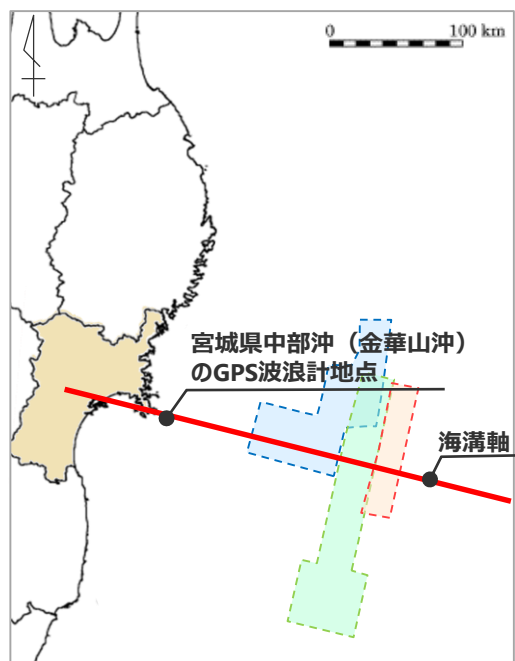
・ 痕跡高は津波痕跡データベースの痕跡Aランクのみ採用、沿岸から200m以内の痕跡のみ採用。200m以内の隣接地点の痕跡は平均化。計算結果は沿岸格子から抽出

・ 相田の指標K（幾何平均）とκ（幾何標準偏差）
 ・ 土木学会(2016)による再現性の目安：
 $0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa < 1.45$

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(ライズタイムが津波の発生・伝播に与える影響の分析：縦断面水位分布への影響)

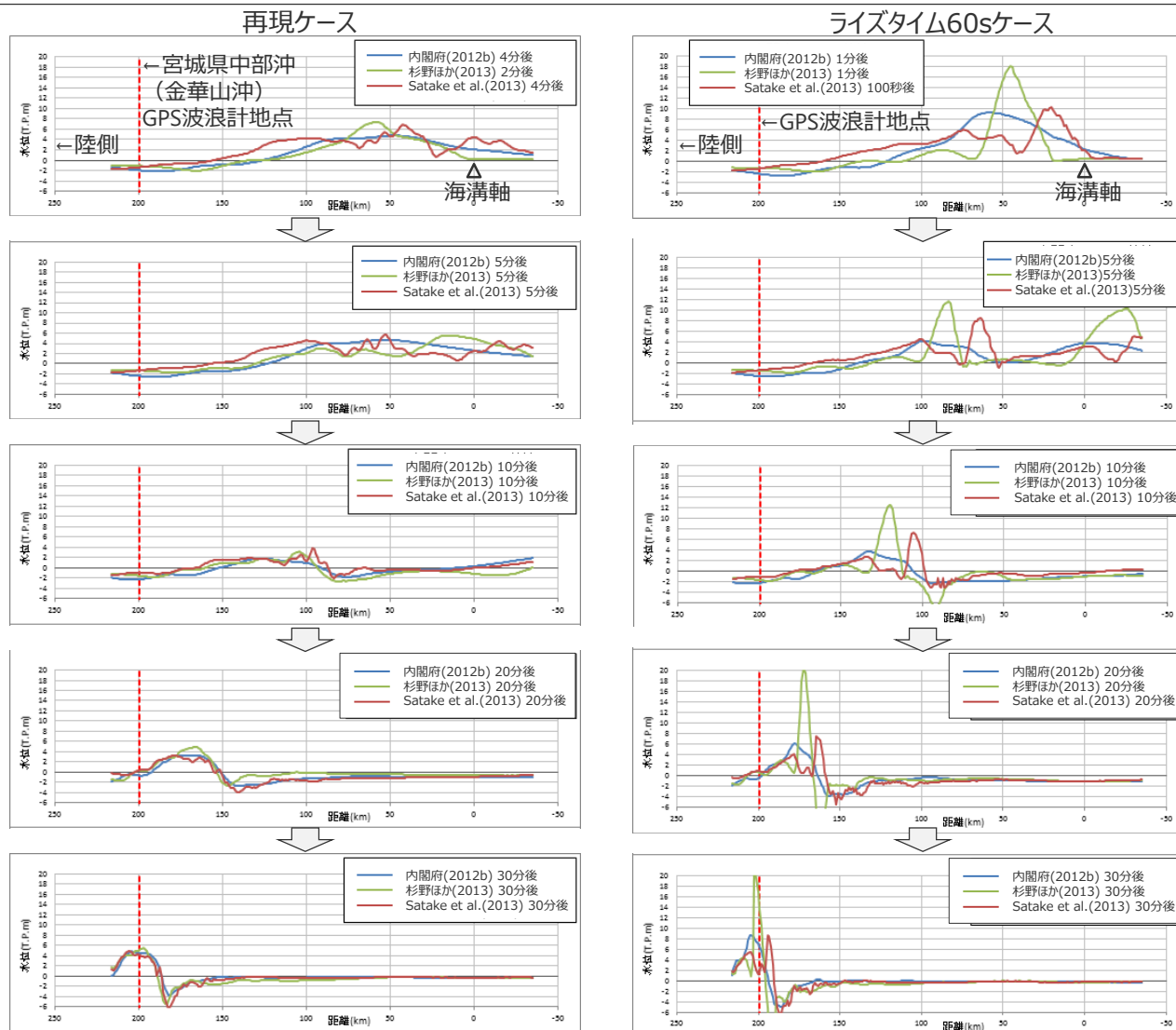
- 大きくすべった領域が前面に位置する「宮城県中部沖」のGPS波浪計地点を対象に、再現ケースとライズタイム60sケースの波源付近からGPS波浪計地点付近までの縦断面水位分布のスナップショットによる比較を行った。
- その結果、ライズタイム60sケースでは、波源付近で再現ケースと比べて短波長の津波が発生し、それが沿岸域に近づくにつれ著しく増幅していることを確認した。



波源付近から宮城中部沖のGPS波浪計地点付近までの縦断面 (—)

東北沖地震で大きくすべった領域 (平均すべり量の4倍以上の領域) の概略位置

- 内閣府(2012b)
- 杉野ほか(2013)
- Satake et al.(2013)

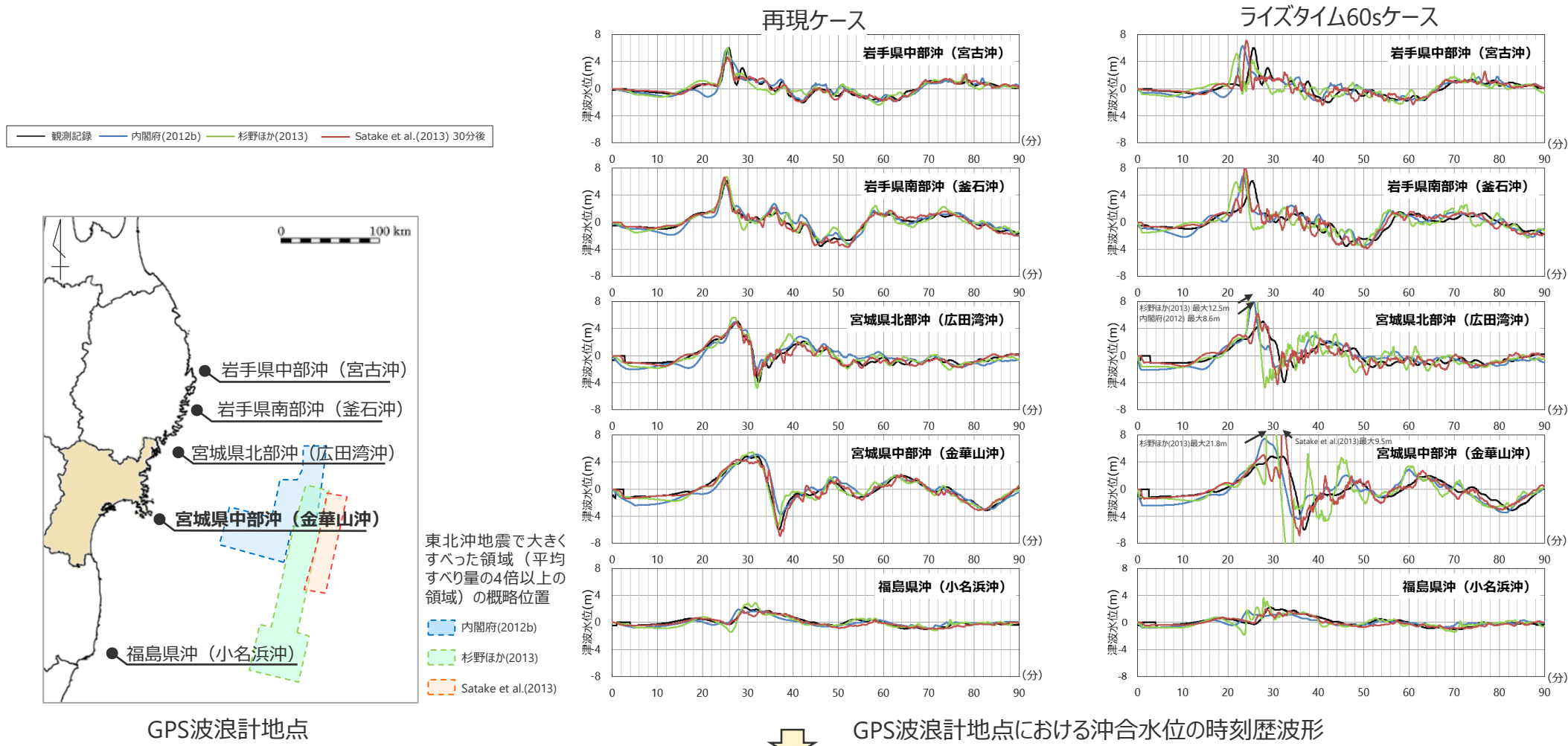


波源付近からGPS波浪計地点までの縦断面水位分布のスナップショット

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(ライズタイムが津波の発生・伝播に与える影響の分析：GPS波浪計地点の沖合水位の時刻歴波形)

- 再現ケースおよびライズタイム60sケースによるGPS波浪計地点の水位の時刻歴波形について、観測記録と比較した。
- その結果、再現ケースでは津波の水位および周期が観測記録と良く一致しており、実現象を再現していることを確認した。
- 一方、ライズタイム60sケースでは、観測記録と比べて短周期の波が顕著になっているとともに、大きくすべった領域が前面に位置する宮城県沖において最大水位が観測波形の約1.5倍～3倍となっていることを確認した。



- 東北沖地震の再現モデルについて、すべり量を変更せずにライズタイムを60sと極端に短く設定すると、東北沖地震の津波の周期・波長等の物理特性は失われるとともに、東北沖地震の観測記録の津波高を大幅に上回ることを確認。Mw9クラスの地震に対して内閣府のライズタイムの設定は過大な設定となっていることを確認した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(参考：東北沖地震津波の再現モデルの断層パラメータ)

■ 内閣府(2012b)、杉野ほか(2013)、Satake et al.(2013)の3つの再現モデルの断層パラメータを示す。

項目	内閣府(2012b)	杉野ほか(2013)	Satake et al.(2013)
モーメントマグニチュードM _w	9.0	9.1	9.0
断層面積S (km ²)	119,974	112,000	110,000
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	2.47	3.86	2.79
剛性率 μ (N/m ²)	4.1×10^{10}	4.6×10^{10}	4.0×10^{10}
平均すべり量 (m)	8.6	11.4	9.5
最大すべり量 (m)	49.6	77.9	69.1
地震モーメントM ₀ (Nm)	4.2×10^{22}	5.9×10^{22}	4.2×10^{22}
すべり角 λ (°)	太平洋プレートの運動 方向に基づいて設定	81	81
ライズタイムT (s) ^{※1}	300	300	150
破壊伝播速度 (km/s)	2.0 ^{※2}	1.5	2.0 ^{※3}

※1 東北沖地震で大きくすべった領域のライズタイム。

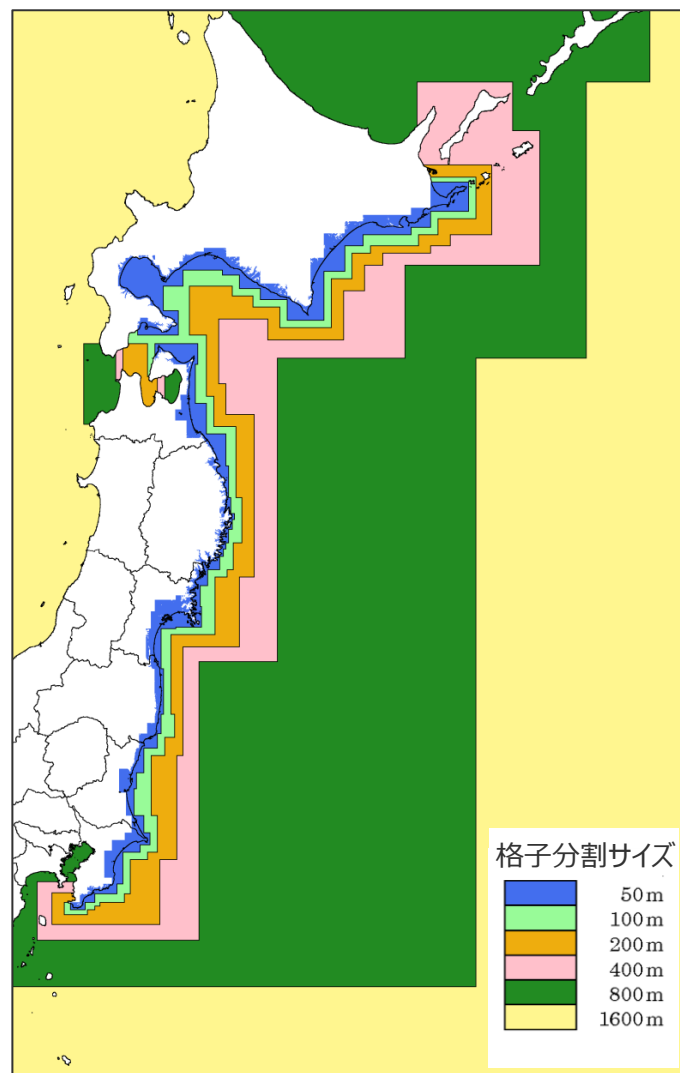
※2 杉野ほか(2014)による推定値。

※3 Satake et al.(2013)は、破壊伝播速度1.5、2.0、2.5km/sについて検討し、2.0km/sと設定。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

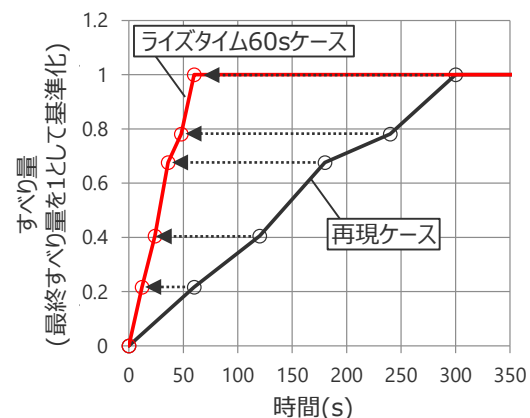
(参考：計算条件)

■ 解析領域・格子分割および計算条件を示す。



解析領域・格子分割

項目		計算条件 (津波の数値シミュレーション)
基礎方程式		・非線形長波理論 (浅水理論) の連続式及び運動方程式
計算領域		・北海道根室～房総半島の領域
格子分割サイズ		・沖合1,600m→800m→400m→200m→100m→沿岸域と陸域50m 注) Satake et al.(2013)モデルでは陸域は計算領域に含めず
境界条件	沖側	・吸収境界 (Cerjan et al.(1985))
	陸側	・内閣府(2012b)モデルおよび杉野ほか(2013)モデル：遡上計算 Satake et al.(2013)モデル：完全反射
潮位条件		・T.P.± 0.0m
海底の地盤変動量		・Mansinha and Smylie(1971)の方法 注) Satake et al.(2013)モデルでは水平変位による鉛直寄与分を考慮 ・海底地盤変動量は、タイムウィンドウごとに推定されたすべり量に基づき、一定の時間間隔 (5s以下) ごとに徐々に与える。
海底摩擦損失係数		・マンニングの粗度係数 $0.025\text{m}^{-1/3}\text{s}$
水平渦動粘性係数		・ $10\text{m}^2/\text{s}$
計算時間間隔		・0.2s
計算時間		・3時間

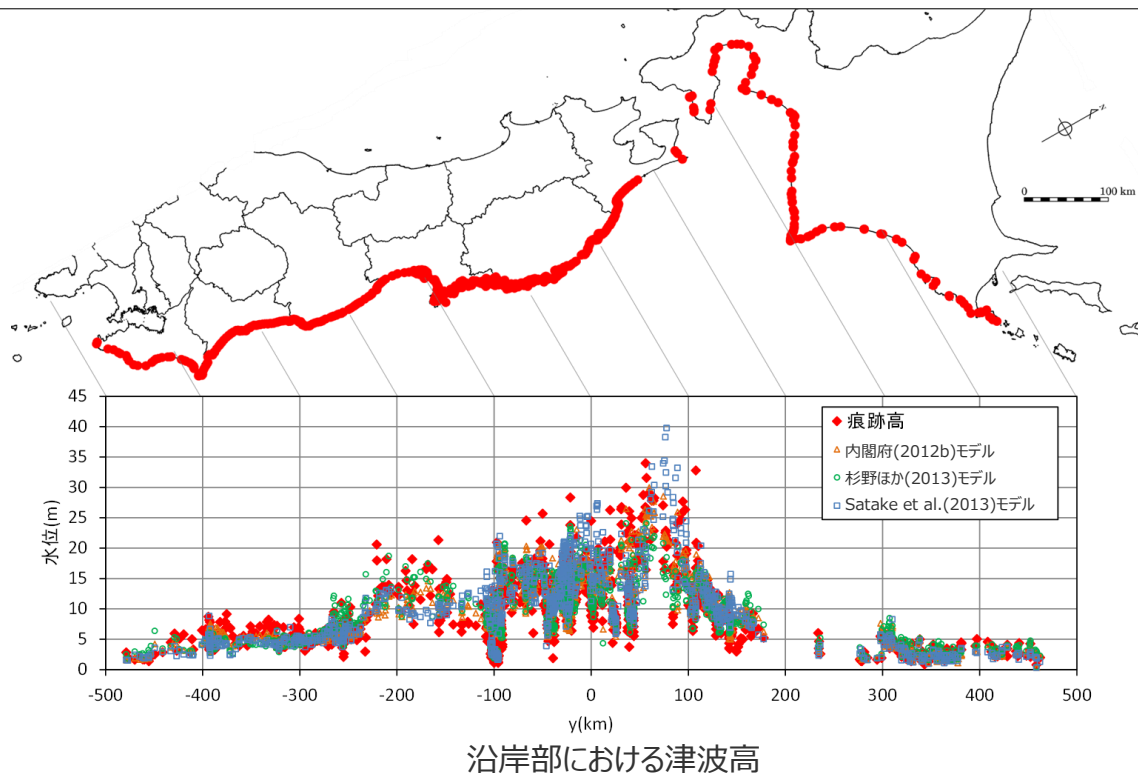


再現ケースおよびライズタイム60sケースの断層すべりの時刻歴の例

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(参考：再現ケースによる東北沖地震の再現性確認)

- 内閣府(2012b)、杉野ほか(2013)、Satake et al.(2013)のそれぞれの再現ケースについて、津波伝播解析結果の津波高と東北沖地震の津波痕跡を比較し、東北沖地震津波の再現性を確認している。



モデル	地点数	K	κ	陸側境界条件
内閣府(2012b)	1099	0.985	1.319	遡上計算
杉野ほか(2013)	1099	0.974	1.350	遡上計算
Satake et al.(2013)	1099	0.948	1.430	完全反射

- ・ 痕跡高は津波痕跡データベースの痕跡Aランクのみ採用、沿岸から200m以内の痕跡のみ採用。200m以内の隣接地点の痕跡は平均化。計算結果は沿岸格子から抽出
- ・ 陸側境界条件は各文献に基づき設定
- ・ 相田の指標K（幾何平均）と κ （幾何標準偏差）
- ・ 土木学会(2016)による再現性の目安：
 $0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa < 1.45$

6-5 ライズタイムの設定

③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討

ライズタイムの設定

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

- 津波評価におけるライズタイムに関する知見について整理した。

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

⇒ 近年のMw9クラスの巨大地震の津波インバージョンから推定されるライズタイムはすべり量が大きい小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは150~300sであることを確認した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

⇒ 東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定して津波のタイムウィンドウインバージョンを実施した結果、東北沖地震のライズタイムとしては150~200s程度が最も適切であるとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波インバージョンでは津波観測波形を再現できないことを確認した。

⇒ 東北沖地震の再現モデルについて、すべり量を変更せずにライズタイムを60sと極端に短く設定すると、東北沖地震の津波の周期・波長等の物理特性は失われるとともに、東北沖地震の観測記録の津波高を大幅に上回ることを確認。Mw9クラスの地震に対して内閣府のライズタイムの設定は過大な設定となっていることを確認した。

③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討

⇒ 検討波源モデルのライズタイムは、Mw 8 ~ 9クラスの地震の津波インバージョン事例を踏まえても概ね保守的な設定となっているが、検討波源モデルのライズタイムを120sとすることにより、これらの地震の初期水位を上回る設定となることを確認した。

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

⇒ 津波評価に影響の大きい初期水位に着目した検討により、内閣府モデルは、国内外の巨大地震のスケールに基づく平均応力降下量、平均すべり量等のパラメータの保守的な設定を、更に上回る設定となっていることを確認した。

「(B)代表パラメータの検討による方法」により検討された内閣府の最大クラスモデルは、すべり量とライズタイムの組合せを非常に大きく設定することにより、その他のパラメータの津波影響を代表していることを確認した。
(補足説明資料5-5,5-6章)

まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波の推定事例のほか、Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討及び内閣府のパラメータの設定を踏まえて、ライズタイムを設定した。

6-5 ライズタイムの設定

③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (検討概要)

- 近年のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムに関する推定事例および東北沖地震のライズタイムに関する分析から、Mw9クラスの巨大地震のライズタイムは150~300s程度であることを確認した。
- ここでは、近年のMw9クラスの巨大地震・津波の事例が少ないことを踏まえて、1960年チリ地震等Mw8~9クラスの地震の津波インバージョン事例を収集し、ライズタイムについて検討する。
- 検討フローは以下のとおり。

Mw8~9クラスの地震の津波インバージョン事例の収集

・2004年スマトラ島沖地震、2011年東北沖地震以外の津波インバージョン事例として、以下のプレート間地震を対象として津波インバージョン事例を収集した。

○収集対象とするプレート間地震

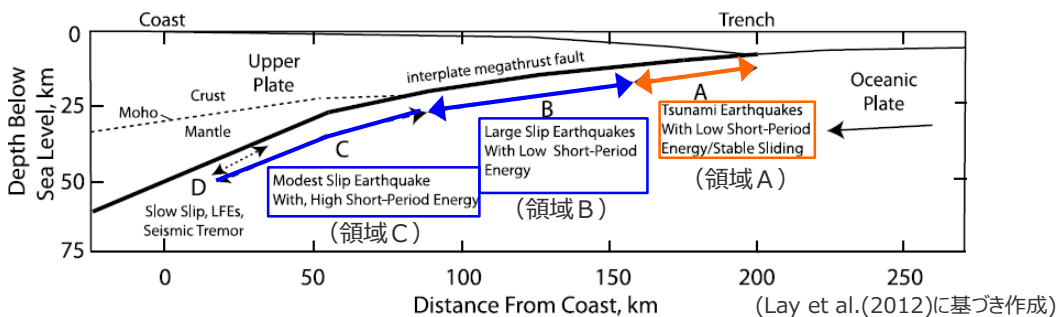
- ・Mw9クラスの巨大地震
- ・近年のMw8クラスの巨大地震(1990年以降)
- ・南海トラフの地震

※国内外の主な科学技術系論文データベース等を対象。

(JDREAM Ⅲ、ScienceDirect、SpringerLink、AGU Publications、BSSA online)

初期水位に対するすべり量とライズタイムの関係を踏まえた検討

・収集した津波インバージョン事例について、スケーリング則に基づき検討波源モデルの地震規模(Mw9.1)に基準化した上で、Kajiura(1970)による初期水位に対するすべり量とライズタイムの関係を踏まえて分析し、Mw9クラスの巨大地震のライズタイムを検討した。



プレート間地震の破壊領域の概念図

近年のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムに関する推定事例

イベント名		Mw	破壊領域
Mw9クラスの巨大地震	2004年スマトラ島沖地震	9.1	ABC
	2011年東北沖地震	9.1	ABC

津波インバージョンの収集対象とするMw8~9クラスのプレート間地震

イベント名		Mw	破壊領域
Mw9クラスの巨大地震	1952年カムチャツカ地震	9.0	ABC
	1960年チリ地震	9.5	ABC
	1964年アラスカ地震	9.2	ABC
近年のMw8クラスの巨大地震	2001年ペルー地震	8.4	B
	2003年十勝沖地震	8.3	B
	2005年スマトラ島沖地震	8.6	BC
	2006年千島列島沖地震	8.3	(A)B
	2007年ソロモン諸島沖地震	8.1	(A)B
	2007年ペルー地震	8.0	BC
	2007年スマトラ島沖地震	8.4	B(C)
	2010年チリ地震	8.8	BC
	2013年ソロモン諸島沖地震	8.0	(A)B
	2014年チリ地震	8.2	B
2015年チリ地震	8.3	AB	
南海トラフの地震	1944年東南海地震	8.1	(A)B
	1946年南海地震	8.3	(A)B

・Mwは、USGSウェブサイトに基づく。

・破壊領域は、Lay et al.(2012)に基づく。破壊の有無が不明確な場合は()で示されている。Lay et al.(2012)に記載のない地震については、津波インバージョンモデルからLay et al.(2012)の方法に基づき判断した。

③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (Mw8~9クラスの地震の津波インバージョン事例：Mw9クラスの地震)

■ Mw9クラスの巨大地震について、2004年スマトラ島沖地震、2011年東北沖地震以外のイベントの津波インバージョン事例の収集結果は以下のとおり。

その他のMw9クラスの地震の津波インバージョン事例

地震名	Mw ¹⁾	破壊領域 ²⁾	津波インバージョンの文献名	使用している津波観測データ	津波インバージョン結果					備考 ⁴⁾
					断層面積 A(km ²)	最大すべり量 D _{max} (m)	平均すべり量 D _{av} (m)	超大すべり域相当の領域のすべり量 D _{sa} (m) ³⁾	ライズタイム T(s)	
1952年カムチャツカ地震	9.0	ABC	Johnson and Satake (1999)	検潮記録	120,000	11.4	3.2	11.4	0・II	
1960年チリ地震	9.5	ABC	Fujii and Satake (2012)	検潮記録、地殻変動	135,000	30.1	11	27.4	60・II	
			Sanchez(2006)	検潮記録	200,000	26.4	16.0	26.4	0・II	
1964年アラスカ地震	9.2	ABC	Johnson and Satake(1996)	検潮記録、地殻変動	184,000	22.1	8.6	22.1	0・II	
			Ichinose et al.(2007)	検潮記録、地殻変動	225,000	17.4	4.0	11.9	24・II	

・各津波インバージョン結果の波源モデルを6-5の後段に示す。

1) USGSウェブサイトに基づく。

2) 破壊領域は、Lay et al.(2012)に基づく。破壊の有無が不明確な場合は()で示されている。Lay et al.(2012)に記載のない地震については、津波インバージョンモデルからLay et al.(2012)の方法に基づき判断した。

3) すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量。(内閣府(2012)の超大すべり域の分析に準じて算定。)

4) 備考の番号については、以下のとおり。

種別	内容	
I-(1)	すべり量とライズタイムの両方を推定するために重要となる数分程度以下の周期成分を観測可能な津波観測データが用いられている。	かつ ライズタイムを変数としたインバージョンもしくはタイムウィンドインバージョン等により、すべり量とライズタイムが直接推定されている。パラメータスタディにより、適切なライズタイムが検討されている。
I-(2)		
I-(3)		
II	すべり量とライズタイムの両方を推定するために重要となる数分程度以下の周期成分を観測可能な津波観測データが用いられていない。	

(参考) 国内外の巨大地震の津波インバージョンによるライズタイムの推定事例

地震名	Mw ¹⁾	破壊領域 ²⁾	津波インバージョンの文献名	使用している津波観測データ	津波インバージョン結果					備考 ⁴⁾
					断層面積 A(km ²)	最大すべり量 D _{max} (m)	平均すべり量 D _{av} (m)	超大すべり域相当の領域のすべり量 D _{sa} (m) ³⁾	ライズタイム T(s)	
2004年スマトラ島沖地震	9.1	ABC	Hirata et al.(2006)	衛星海面高度計	210,000	29.1	13.4	29.1	150	I-(2)
			Fujii and Satake (2007)	衛星海面高度計、検潮記録	220,000	24.6	5.5	24.6	180	I-(2)
2011年東北沖地震	9.1	ABC	内閣府(2012b)	痕跡高、検潮記録、地殻変動、 海底圧力計、GPS波浪計、海底波浪計	119,974	49.6	8.6	33.8	300	I-(1)
			杉野ほか(2013)	痕跡高、地殻変動 海底圧力計、GPS波浪計、海底波浪計	112,000	77.9	11.4	49.2	300	I-(1)
			Satake et al. (2013)	検潮記録、海底圧力計 GPS波浪計、海底波浪計	110,000	69.1	9.5	31.7	150	I-(1)

6-5 ライズタイムの設定

③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (Mw8~9クラスの地震の津波インバージョン事例一覧：Mw8クラスの地震（1990年以降）)

■ 近年のMw8クラスのプレート間地震の津波インバージョン事例の収集結果は以下のとおり。

地震名	Mw ¹⁾	破壊領域 ²⁾	津波インバージョンの文献名	使用している津波観測データ	津波インバージョン結果				備考 ⁴⁾
					断層面積 A(km ²)	最大すべり量 D _{max} (m)	平均すべり量 D _{av} (m)	超大すべり域相当の領域のすべり量 D _{sa} (m) ³⁾	
2001年ペルー地震	8.4	B	Adriano et al.(2016)	検潮記録	30,000	10.9	2.7	10.9	0・II
2003年十勝沖地震	8.3	B	Tanioka et al.(2004)	検潮記録、海底圧力計	22,400	4.3	0.7	4.3	30・I-(3)
			谷岡ほか(2004)	検潮記録、海底圧力計	19,200	3.3	0.9	3.1	0・I-(3)
			Romano et al.(2010)	検潮記録、地殻変動、海底圧力計	31,500	5.5	1.1	5.5	0・I-(3)
2005年スマトラ島沖地震	8.6	BC	Yatimantoro(2013)	検潮記録、地殻変動	45,000	12.4	4.4	12.4	0・II
2006年千島列島沖地震	8.3	(A)B	Fujii and Satake(2008a)	検潮記録、海底圧力計	20,000	7.4	3.1	7.4	60・I-(3)
			Baba et al.(2009)	海底圧力計	56,000	11.8	2.7	8.0	30・I-(1)
2007年ペルー地震	8.0	BC	Hebert et al.(2009)	海底圧力計	30,000	5.5	1.0	5.5	0・I-(3)
			Jimenez et al.(2014)	検潮記録、海底圧力計	16,200	7.0	3.1	7.0	0・I-(3)
2007年スマトラ島沖地震	8.4	B(C)	Fujii and Satake(2008b)	検潮記録、海底圧力計	25,000	9.3	2.7	9.3	60・I-(3)
			Lorito et al.(2008)	検潮記録、海底圧力計	70,000	12.0	1.1	10.0	0・I-(3)
			Gusman et al.(2010)	検潮記録、地殻変動、海底圧力計	100,000	5.4	1.2	4.4	0・I-(3)
2010年チリ地震	8.8	BC	Fujii and Satake(2012)	検潮記録、地殻変動、海底圧力計	90,000	22.2	3.8	13.4	30・I-(3)
			Yue et al.(2014)	検潮記録、地殻変動、海底圧力計	144,000	17.2	4.1	12.7	30・I-(3)
			Yoshimoto et al.(2016)	検潮記録、地殻変動、海底圧力計	96,250	16.1	4.7	14.0	0・I-(3)
2013年ソロモン諸島沖地震	8.0	(A)B	Romano et al.(2015)	検潮記録、海底圧力計	18,000	10.5	2.2	7.5	0・I-(3)
2014年チリ地震	8.2	B	Gusman et al.(2015)	検潮記録、地殻変動、海底圧力計	28,000	7.0	1.1	6.0	30・I-(1)
2015年チリ地震	8.3	AB	Melgar et al.(2016)	検潮記録、地殻変動	64,000	10.0	2.2	8.0	20・II
			Romano et al.(2016)	検討記録、地殻変動、海底圧力計	64,000	10.9	1.6	7.0	0・I-(3)
			Fuentes et al.(2016)	痕跡高	39,480	5.4	3.0	5.4	0・II

・2007年ソロモン諸島沖地震(Mw8.1)、津波インバージョンの事例なし。・各津波インバージョン結果の波源モデルを6-5の後段に示す。

1) USGSウェブサイトに基づく。

2) 破壊領域は、Lay et al.(2012)に基づく。破壊の有無が不明確な場合は()で示されている。Lay et al.(2012)に記載のない地震については、津波インバージョンモデルからLay et al.(2012)の方法に基づき判断した。

3) すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量。(内閣府(2012)の超大すべり域の分析に準じて算定。)

4) 備考の番号については、以下のとおり。

種別	内容	
I-(1)	すべり量とライズタイムの両方を推定するために重要となる数分程度以下の周期成分を観測可能な津波観測データが用いられている。	ライズタイムを変数としたインバージョンもしくはタイムウィンドウインバージョン等により、すべり量とライズタイムが直接推定されている。
I-(2)		パラメータスタディにより、適切なライズタイムが検討されている。
I-(3)		ライズタイムを0もしくは一定値と仮定して津波インバージョンが実施されている。 (ライズタイムに関する記載がないものは、ライズタイムを0と仮定していると判断した。)
II	すべり量とライズタイムの両方を推定するために重要となる数分程度以下の周期成分を観測可能な津波観測データが用いられていない。	

③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (Mw8~9クラスの地震の津波インバージョン事例一覧：南海トラフの地震)

■ 南海トラフの地震の津波インバージョン結果は以下のとおり。

地震名	Mw ¹⁾	破壊領域 ²⁾	津波インバージョンの文献名	使用している津波観測データ	津波インバージョン結果				備考 ⁴⁾
					断層面積 A(km ²)	最大すべり量 D _{max} (m)	平均すべり量 D _{av} (m)	超大すべり域相当の領域のすべり量 D _{sa} (m) ³⁾	
1944年東南海地震	8.1	(A)B	Tanioka and Satake (2001a)	検潮記録	46,575	3.3	0.9	2.7	0・II
			Baba et al. (2006)	検潮記録	44,100	4.6	1.0	3.2	60・II
			Satake (1993)	検潮記録、地殻変動	48,600	1.6	0.8	1.6	0・II
			Kato and Ando (1997)	検潮記録、地殻変動	43,200	4.5	1.1	4.5	110・II
1946年南海地震	8.3	(A)B	Tanioka and Satake (2001b)	検潮記録	58,725	6.2	1.9	5.9	180・II
			Baba et al. (2002)	検潮記録、地殻変動	58,725	6.1	1.7	5.6	60・II
			Satake (1993)	検潮記録、地殻変動	59,400	2.4	1.3	2.4	0・II
			Kato and Ando (1997)	検潮記録、地殻変動	64,800	3.3	1.1	3.3	150・II

・各津波インバージョン結果の波源モデルを6-5の後段に示す。

1) USGSウェブサイトに基づく。

2) 破壊領域は、Lay et al.(2012)に基づく。破壊の有無が不明確な場合は()で示されている。Lay et al.(2012)に記載のない地震については、津波インバージョンモデルからLay et al.(2012)の方法に基づき判断した。

3) すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量。(内閣府(2012)の超大すべり域の分析に準じて算定。)

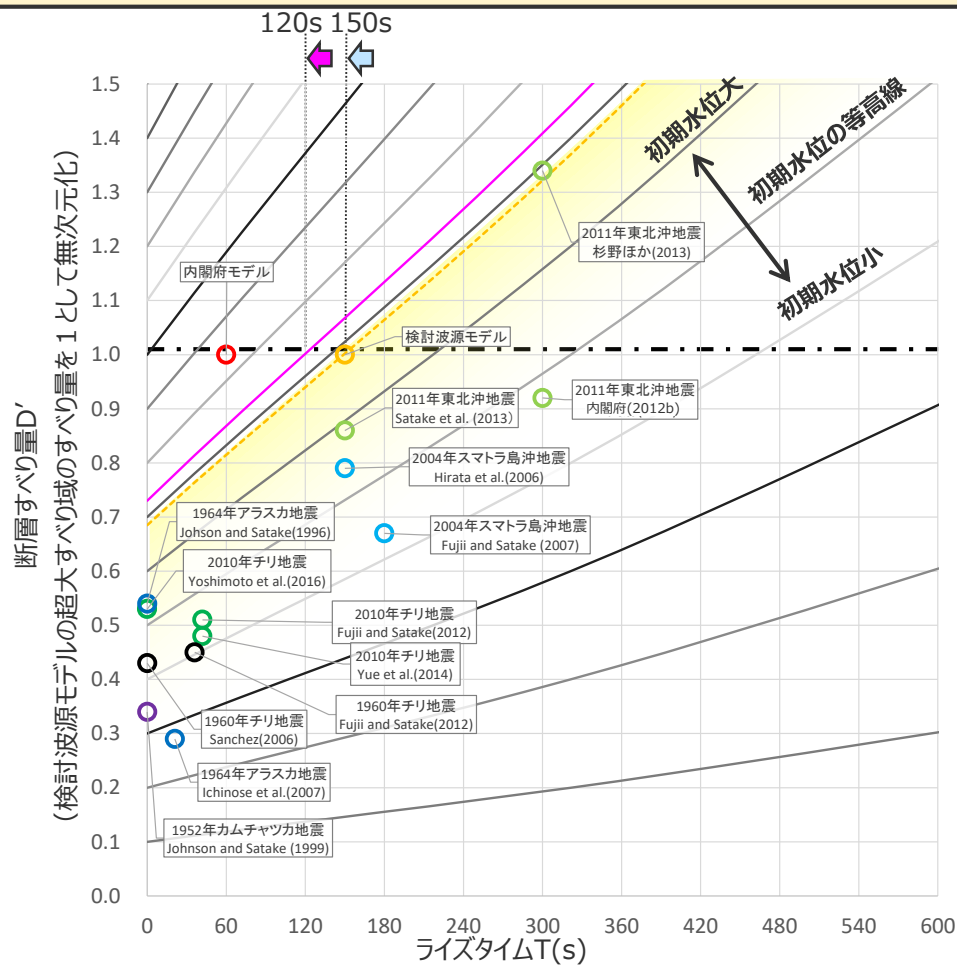
4) 備考の番号については、以下のとおり。

種別	内容	
I-(1)	すべり量とライズタイムの両方を推定するために重要となる数分程度以下の周期成分を観測可能な津波観測データが用いられている。	ライズタイムを変数としたインバージョンもしくはタイムウィンドウインバージョン等により、すべり量とライズタイムが直接推定されている。
I-(2)		パラメータスタディにより、適切なライズタイムが検討されている。
I-(3)		ライズタイムを0もしくは一定値と仮定して津波インバージョンが実施されている。 (ライズタイムに関する記載がないものは、ライズタイムを0と仮定していると判断した。)
II	すべり量とライズタイムの両方を推定するために重要となる数分程度以下の周期成分を観測可能な津波観測データが用いられていない。	

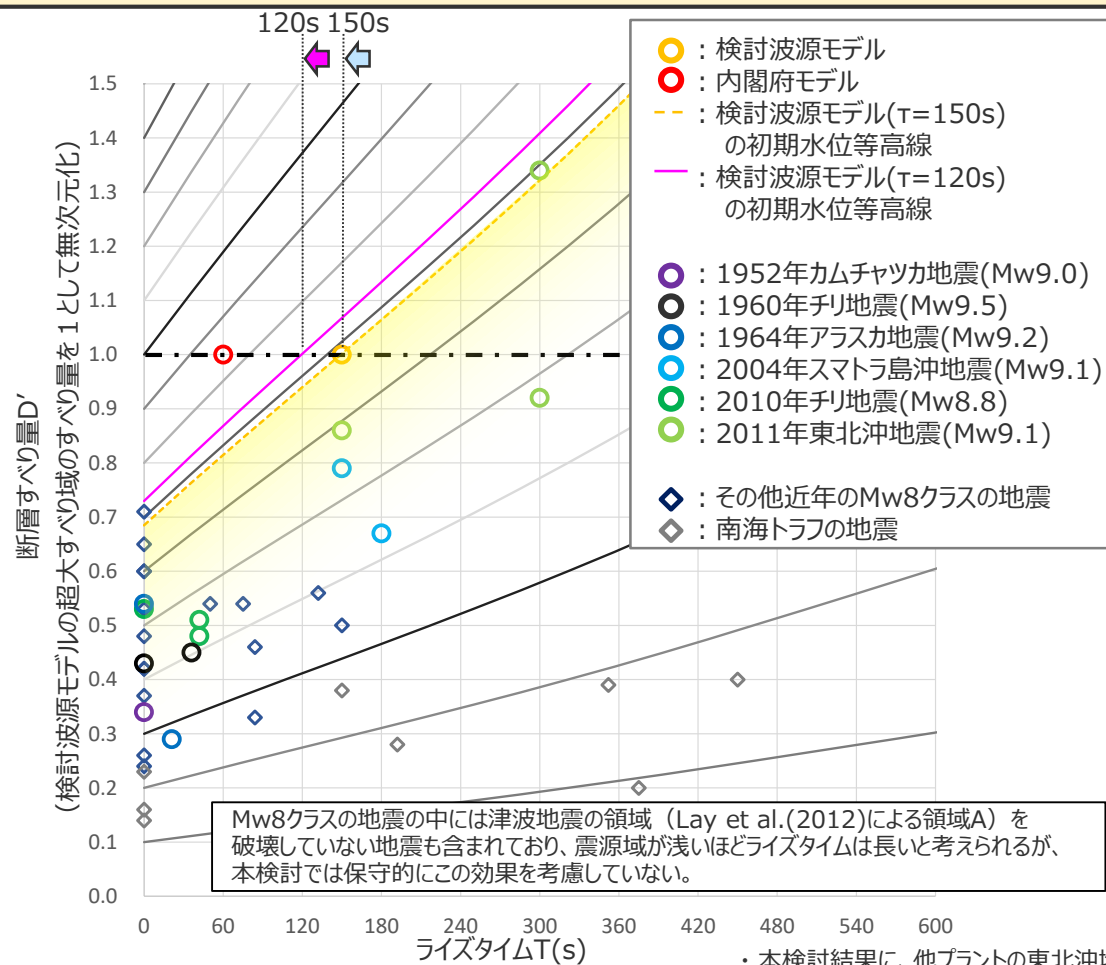
③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (初期水位に対するすべり量とライズタイムの関係を踏まえた検討)

■ 収集したMw8~9クラスの地震の津波インバージョン結果の超大すべり域相当の領域におけるすべり量とライズタイムについて、スケーリング則に基づき検討波源モデルの地震規模(Mw9.1)で基準化した上で、Kajiura(1970)による初期水位に対するすべり量とライズタイムの関係を踏まえて検討した。

■ ライズタイムが0もしくは小さい波源モデルでは断層すべり量も小さく、ライズタイムが長い波源モデルでは断層すべり量も大きくなっている。
 ■ 検討波源モデルのライズタイムは、Mw8~9クラスの地震の津波インバージョン事例を踏まえても概ね保守的な設定となっているが、検討波源モデルのライズタイムを120sとすることにより、これらの地震の初期水位を上回る設定となることを確認した。



(a) Mw8.8以上の地震



(b) 収集した全地震

Mw8~9クラスの地震を含む津波インバージョンに基づくライズタイムの検討結果 (加藤ほか(2020)に基づき作成)

・ 本検討結果に、他プラントの東北沖地震型の基準断層モデルを図示した結果を6-5の後段に示す。

③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (参考：すべり量、ライズタイムのスケーリング則に基づく基準化 (Mw9クラスの地震))

■ Mw9クラスの地震の津波インバージョン結果のすべり量、ライズタイムについて、スケーリング則に基づき検討波源モデルの地震規模(Mw9.1)に基準化した結果は、以下のとおり。

地震名	Mw ¹⁾	破壊領域 ²⁾	津波インバージョンの文献名	津波インバージョン結果 すべり量とライズタイム		検討波源モデル (Mw9.1)との モーメント比	すべり量と ライズタイムの 補正係数a ⁴⁾	検討波源モデル(Mw9.1)で基準化した すべり量とライズタイム			備考
				すべり量 D _{sa} (m) ³⁾	ライズタイム T(s)			すべり量 aD _{sa} (m) ⁵⁾	無次元化すべり量 D' _{sa} (m) ⁶⁾	ライズタイム aT (s) ⁵⁾	
1952年カムチャツカ地震	9.0	ABC	Johnson and Satake (1999)	11.4	0	1.4	1.1	12.5	0.34	0	
1960年チリ地震	9.5	ABC	Fujii and Satake (2012)	27.4	60	0.3	0.6	16.4	0.45	36	
			Sanchez(2006)	26.4	0			15.8	0.43	0	
1964年アラスカ地震	9.2	ABC	Johnson and Satake(1996)	22.1	0	0.7	0.9	19.9	0.54	0	
			Ichinose et al.(2007)	11.9	24			10.7	0.29	21	
2004年スマトラ島沖地震	9.1	ABC	Hirata et al.(2006)	29.1	150	1.0	1.0	29.1	0.79	150	
			Fujii and Satake (2007)	24.6	180			24.6	0.67	180	
2011年東北沖地震	9.1	ABC	内閣府(2012b)	33.8	300	1.0	1.0	33.8	0.92	300	
			杉野ほか(2013)	49.2	300			49.2	1.34	300	
			Satake et al. (2013)	31.7	150			31.7	0.86	150	
(参考) 検討波源モデル	9.1	ABC	—	36.8	150	—	—	36.8	1.00	150	
(参考) 内閣府モデル	9.1	ABC	—	36.8	60	—	—	36.8	1.00	60	

1) USGSウェブサイトに基づく。

2) 破壊領域は、Lay et al.(2012)に基づく。破壊の有無が不明確な場合は()で示されている。Lay et al.(2012)に記載のない地震については、津波インバージョンモデルからLay et al.(2012)の方法に基づき判断した。

3) 超大すべり域相当の領域のすべり量。(すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量。内閣府(2012)の超大すべり域の分析に準じて算定。)

4) スケーリング則 $D, T \propto M_0^{1/3}$ (Kanamori and Anderson(1975)) に基づき算出。

5) 津波インバージョン結果の数値に補正係数aをかけて算出。

6) 検討波源モデルのすべり量(36.8m)で無次元化。

6-5 ライズタイムの設定

③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討

(参考：すべり量、ライズタイムのスケーリング則に基づく基準化(近年のMw8クラスの地震))

■ 近年のMw8クラスの地震の津波インバージョン結果のすべり量、ライズタイムについて、スケーリング則に基づき検討波源モデルの地震規模(Mw9.1)に基準化した結果は、以下のとおり。

地震名	Mw ¹⁾	破壊領域 ²⁾	津波インバージョンの文献名	津波インバージョン結果 すべり量とライズタイム		検討波源モデル (Mw9.1)との モーメント比	すべり量と ライズタイムの 補正係数a ⁴⁾	検討波源モデル(Mw9.1)で基準化した すべり量とライズタイム			備考
				すべり量 D _{sa} (m) ³⁾	ライズタイム T(s)			すべり量 aD _{sa} (m) ⁵⁾	無次元化すべり量 D' _{sa} (m) ⁶⁾	ライズタイム aT(s) ⁵⁾	
2001年ペルー地震	8.4	B	Adriano et al.(2016)	10.9	0	11.2	2.2	24.1	0.65	0	
2003年十勝沖地震	8.3	B	Tanioka et al.(2004)	4.3	30	22.4	2.8	12.0	0.33	84	
			谷岡ほか(2004)	3.1	0			8.7	0.24	0	
			Romano et al.(2010)	5.5	0			15.4	0.42	0	
2005年スマトラ島沖地震	8.6	BC	Yatimantoro(2013)	12.4	0	5.6	1.8	22.2	0.60	0	
2006年千島列島沖地震	8.3	(A)B	Fujii and Satake(2008a)	7.4	60	15.8	2.5	18.5	0.50	150	
			Baba et al.(2009)	8.0	30			20.0	0.54	75	
2007年ペルー地震	8.0	BC	Hebert et al.(2009)	5.5	0	22.4	2.8	15.4	0.42	0	
			Jimenez et al.(2014)	7.0	0			19.6	0.53	0	
2007年スマトラ島沖地震	8.4	B(C)	Fujii and Satake(2008b)	9.3	60	11.2	2.2	20.5	0.56	132	
			Lorito et al.(2008)	10.0	0			22.0	0.60	0	
			Gusman et al.(2010)	4.4	0			9.7	0.26	0	
2010年チリ地震	8.8	BC	Fujii and Satake(2012)	13.4	30	2.8	1.4	18.8	0.51	42	
			Yue et al.(2014)	12.7	30			17.8	0.48	42	
			Yoshimoto et al.(2016)	14.0	0			19.6	0.53	0	
2013年ソロモン諸島沖地震	8.0	(A)B	Romano et al.(2015)	7.5	0	44.7	3.5	26.3	0.71	0	
2014年チリ地震	8.2	B	Gusman et al.(2015)	6.0	30	22.4	2.8	16.8	0.46	84	
2015年チリ地震	8.3	AB	Melgar et al.(2016)	8.0	20	15.8	2.5	20.0	0.54	50	
			Romano et al.(2016)	7.0	0			17.5	0.48	0	
			Fuentes et al.(2016)	5.4	0			13.5	0.37	0	
(参考) 検討波源モデル	9.1	ABC	-	36.8	150	-	-	36.8	1.00	150	
(参考) 内閣府モデル	9.1	ABC	-	36.8	60	-	-	36.8	1.00	60	

1) ~6)は前頁と同じ。

③Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (参考：すべり量、ライズタイムのスケーリング則に基づく基準化(南海トラフの地震))

■ 南海トラフの地震の津波インバージョン結果のすべり量、ライズタイムについて、スケーリング則に基づき検討波源モデルの地震規模(Mw9.1)に基準化した結果は、以下のとおり。

地震名	Mw ¹⁾	破壊領域 ²⁾	津波インバージョンの文献名	津波インバージョン結果 すべり量とライズタイム		検討波源モデル (Mw9.1)との モーメント比	すべり量と ライズタイムの 補正係数a ⁴⁾	検討波源モデル(Mw9.1)で基準化した すべり量とライズタイム			備考
				すべり量 D _{sa} (m) ³⁾	ライズタイム T(s)			すべり量 aD _{sa} (m) ⁵⁾	無次元化すべり量 D' _{sa} (m) ⁶⁾	ライズタイム aT(s) ⁵⁾	
1944年東南海地震	8.1	(A)B	Tanioka and Satake (2001a)	2.7	0	31.6	3.2	8.6	0.23	0	
			Baba et al.(2006)	3.2	60			10.2	0.28	192	
			Satake (1993)	1.6	0			5.1	0.14	0	
			Kato and Ando (1997)	4.5	110			14.4	0.39	352	
1946年南海地震	8.3	(A)B	Tanioka and Satake (2001b)	5.9	180	15.8	2.5	14.8	0.40	450	
			Baba et al.(2002)	5.6	60			14.0	0.38	150	
			Satake (1993)	2.4	0			6.0	0.16	0	
			Kato and Ando (1997)	3.0	150			7.5	0.20	375	
(参考) 検討波源モデル	9.1	ABC	—	36.8	150	—	—	36.8	1.00	150	
(参考) 内閣府モデル	9.1	ABC	—	36.8	60	—	—	36.8	1.00	60	

1) USGSウェブサイトに基づく。

2) 破壊領域は、Lay et al.(2012)に基づく。破壊の有無が不明確な場合は()で示されている。Lay et al.(2012)に記載のない地震については、津波インバージョンモデルからLay et al.(2012)の方法に基づき判断した。

3) 超大すべり域相当の領域のすべり量。(すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量。内閣府(2012)の超大すべり域の分析に準じて算定。)

4) スケーリング則 $D, T \propto M_0^{1/3}$ (Kanamori and Anderson(1975)) に基づき算出。

5) 津波インバージョン結果の数値に補正係数aをかけて算出。

6) 検討波源モデルのすべり量(36.8m)で無次元化。

6-5 ライズタイムの設定

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

ライズタイムの設定

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

- 津波評価におけるライズタイムに関する知見について整理した。

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

⇒ 近年のMw9クラスの巨大地震の津波インバージョンから推定されるライズタイムはすべり量が大きい小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは150～300sであることを確認した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

⇒ 東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定して津波のタイムウィンドウインバージョンを実施した結果、東北沖地震のライズタイムとしては150～200s程度が最も適切であるとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波インバージョンでは津波観測波形を再現できないことを確認した。

⇒ 東北沖地震の再現モデルについて、すべり量を変更せずにライズタイムを60sと極端に短く設定すると、東北沖地震の津波の周期・波長等の物理特性は失われるとともに、東北沖地震の観測記録の津波高を大幅に上回ることを確認。Mw9クラスの地震に対して内閣府のライズタイムの設定は過大な設定となっていることを確認した。

③Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討

⇒ 検討波源モデルのライズタイムは、Mw 8～9クラスの地震の津波インバージョン事例を踏まえても概ね保守的な設定となっているが、検討波源モデルのライズタイムを120sとすることにより、これらの地震の初期水位を上回る設定となることを確認した。

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

⇒ 津波評価に影響の大きい初期水位に着目した検討により、内閣府モデルは、国内外の巨大地震のスケールリングに基づく平均応力降下量、平均すべり量等のパラメータの保守的な設定を、更に上回る設定となっていることを確認した。

「(B)代表パラメータの検討による方法」により検討された内閣府の最大クラスモデルは、すべり量とライズタイムの組合せを非常に大きく設定することにより、その他のパラメータの津波影響を代表していることを確認した。
(補足説明資料5-5,5-6章)

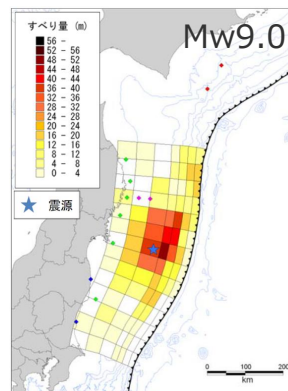
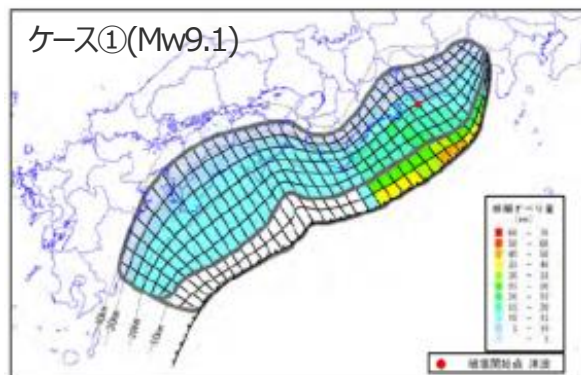
まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波の推定事例のほか、Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討及び内閣府のパラメータの設定を踏まえて、ライズタイムを設定した。

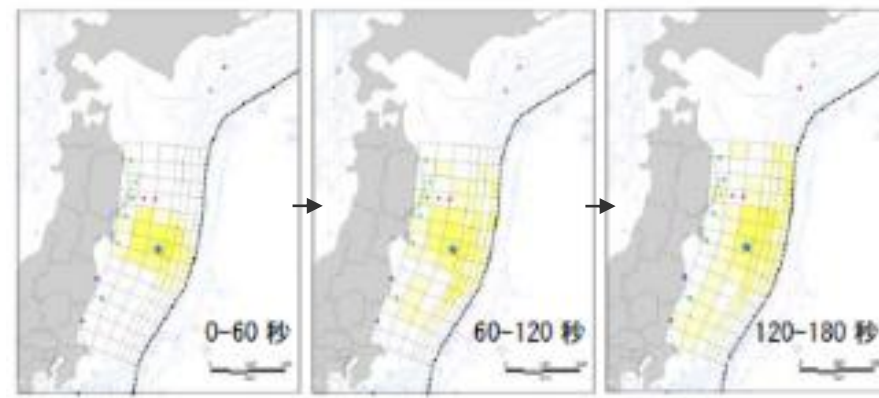
④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

(内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」のライズタイムに関する記載(再掲))

- 内閣府(2012)は、南海トラフの最大クラスモデルのライズタイムについて、平均的に利用されている値を参考に、東北沖地震の解析結果も踏まえて、60s と設定している。
- 一方で、内閣府(2012b)の東北沖地震の解析結果によると東北沖地震のライズタイムは300sと推定されており、最大クラスモデルのライズタイムを60sとする明確な根拠は示されていない。



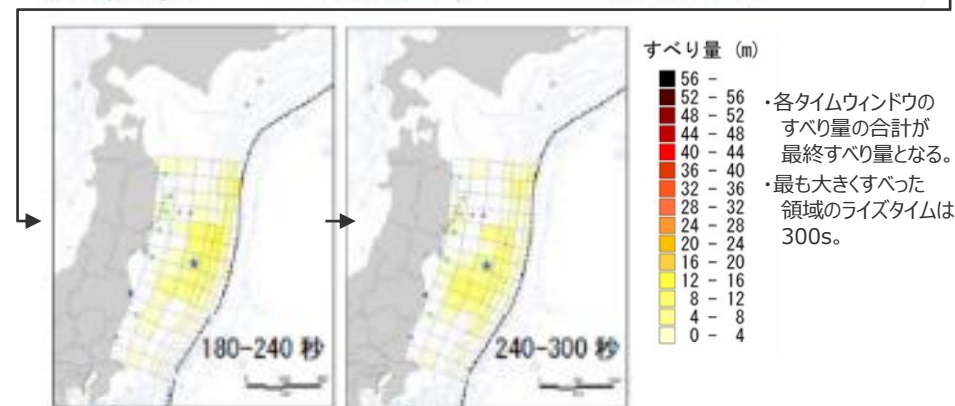
最終すべり量



○破壊伝播速度及びライズタイム：
破壊伝播速度及びライズタイムについては、平均的に利用されている値を参考に、東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、次のとおりに設定する。なお、東北地方太平洋沖地震では、海溝沿いの破壊伝播速度は、それよりも深い場所に比べ遅いとの解析結果もあるが、トラフ沿いの領域の幅が狭く、5秒程度の差しか見込めないことから、今回の解析では、破壊速度は全域で同じとする。

破壊速度 : 2.5km/s
ライズタイム : 1分

(内閣府(2012)を基に作成)



各タイムウィンドウのすべり量

(内閣府(2012b)を基に作成)

内閣府(2012)による南海トラフの最大クラスモデルのライズタイム

内閣府(2012b)による東北沖地震の解析結果
(津波インバージョン結果)

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討 (内閣府の最大クラスモデルとの比較)

- 検討波源モデルは、内閣府(2012)の検討を確認した上で、それ以降の最新の科学的知見を調査し、国内外の巨大地震の発生事例を踏まえて保守的にパラメータを設定した。
- 一方、内閣府の最大クラスモデルは、同様に国内外の巨大地震の事例を踏まえてパラメータが設定されているが、前述のとおりライズタイムについては国内外の巨大地震の事例の範囲を超えて極端に短く設定されている。

波源モデル		検討波源モデル	
		検討波源モデルA 断層破壊がプレート境界面浅部に伝播するモデル	検討波源モデルB 断層破壊がプレート境界面浅部・分岐断層に伝播するモデル
設定方針		内閣府(2012)の検討を確認した上で、それ以降の最新の科学的知見を調査し、国内外の巨大地震・津波の発生事例を踏まえて保守的にパラメータを設定したモデル	
認識論的 不確かさ	面積	約14万km ²	約14万km ²
	地震規模	Mw9.1	Mw9.1
	すべり量	約37m	約37m
	浅部の破壊形態	断層破壊がプレート境界面浅部に伝播	断層破壊がプレート境界面浅部・分岐断層に伝播 (御前崎海脚東部の断層帯/東海断層系)
	超大すべり域・大すべり域の位置	駿河湾～紀伊半島沖	駿河湾～紀伊半島沖
	ライズタイム(すべり速度)	150s (0.25m/s)	150s (0.25m/s)
	破壊伝播速度	2.0km/s	2.0km/s
偶然的 不確かさ	破壊開始点	大すべり域の下端中央	大すべり域の下端中央

内閣府の最大クラスモデル	
ケース① 断層破壊がプレート境界面浅部に伝播するモデル	ケース⑥ 断層破壊がプレート境界面浅部・分岐断層に伝播するモデル
約14万km ²	約14万km ²
Mw9.1	Mw9.1
約37m	約37m
断層破壊がプレート境界面浅部に伝播	断層破壊がプレート境界面浅部・分岐断層に伝播 (熊野灘の分岐断層)
駿河湾～紀伊半島沖	駿河湾～紀伊半島沖
60s (0.6m/s)	60s (0.6m/s)
2.5km/s	2.5km/s
大すべり域の下端中央	大すべり域の下端中央

・すべり量：超大すべり域のすべり量。超大すべり域が無いモデルについては、大すべり域のすべり量

・すべり速度：(すべり量)／(ライズタイム)

■：検討波源モデルにおいて、不確かさとして考慮したパラメータ

■：検討波源モデルに対して、概略および詳細パラメータスタディを実施するパラメータ

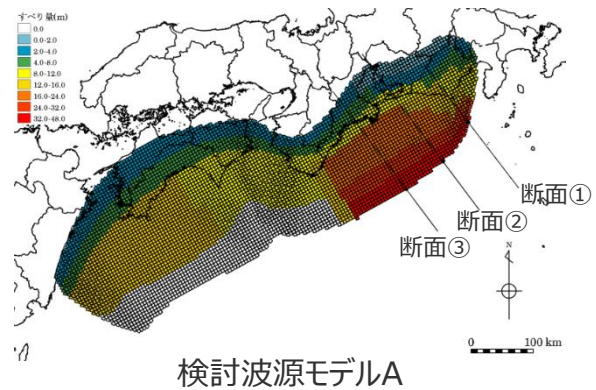
■：検討波源モデルと同様、不確かさとして考慮されていると考えられるパラメータ

■：国内外の巨大地震の事例の範囲を超えて極端に設定されているパラメータ

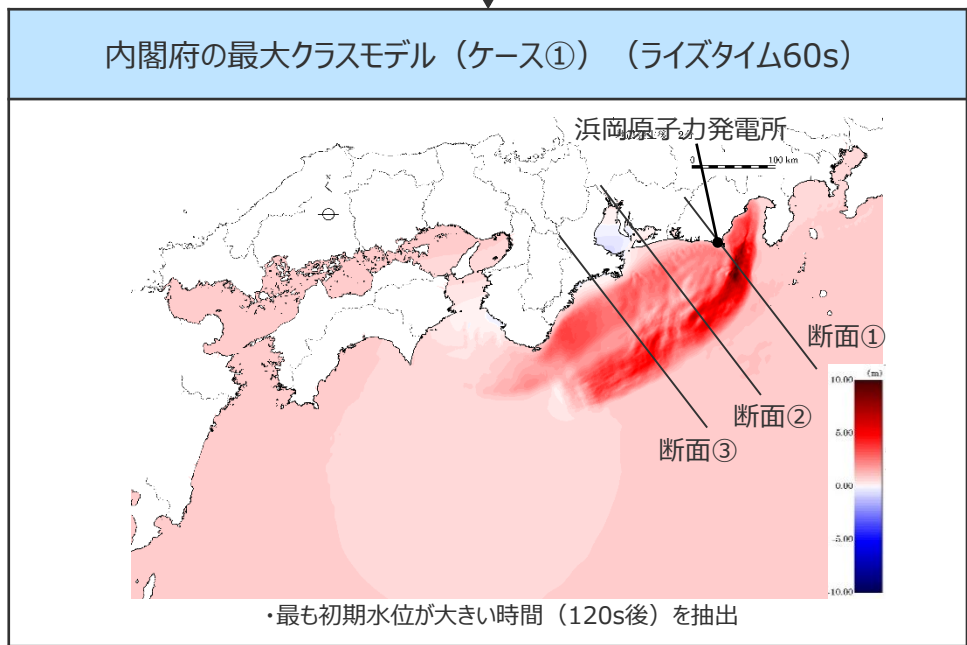
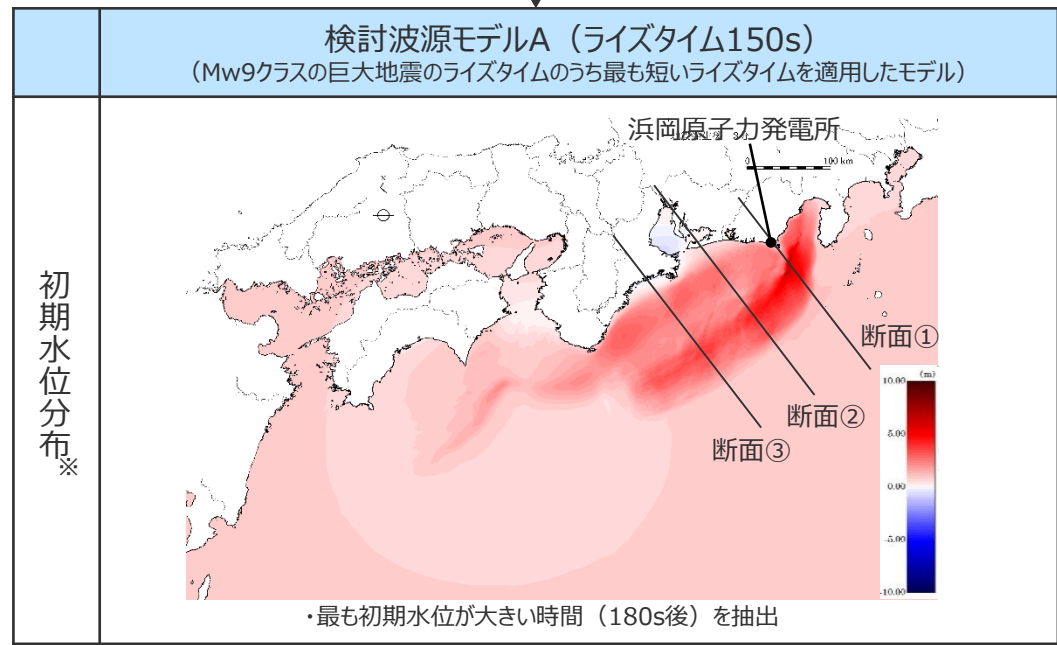
- ここでは、検討波源モデル(ライズタイム150s：Mw9クラスの巨大地震のライズタイムのうち最も短いライズタイムを適用したモデル)と内閣府の最大クラスモデル(ライズタイム60s)を比較することにより、ライズタイムを60sと極端に短くした場合の敷地への影響について検討するとともに、Mw9クラスの巨大地震のライズタイムを60sと設定することの考え方を整理し、検討波源モデルのライズタイムを設定する。

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討 (ライズタイムの違いによる津波の初期水位分布の変化)

■ライズタイムの設定の影響を確認するため、検討波源モデル（ライズタイム150s）と内閣府の最大クラスモデル（ライズタイム60s）の初期水位について、最もすべりが大きい領域を含む200km程度の範囲でそれぞれ3断面を設定し、比較を行う。



検討波源モデルA

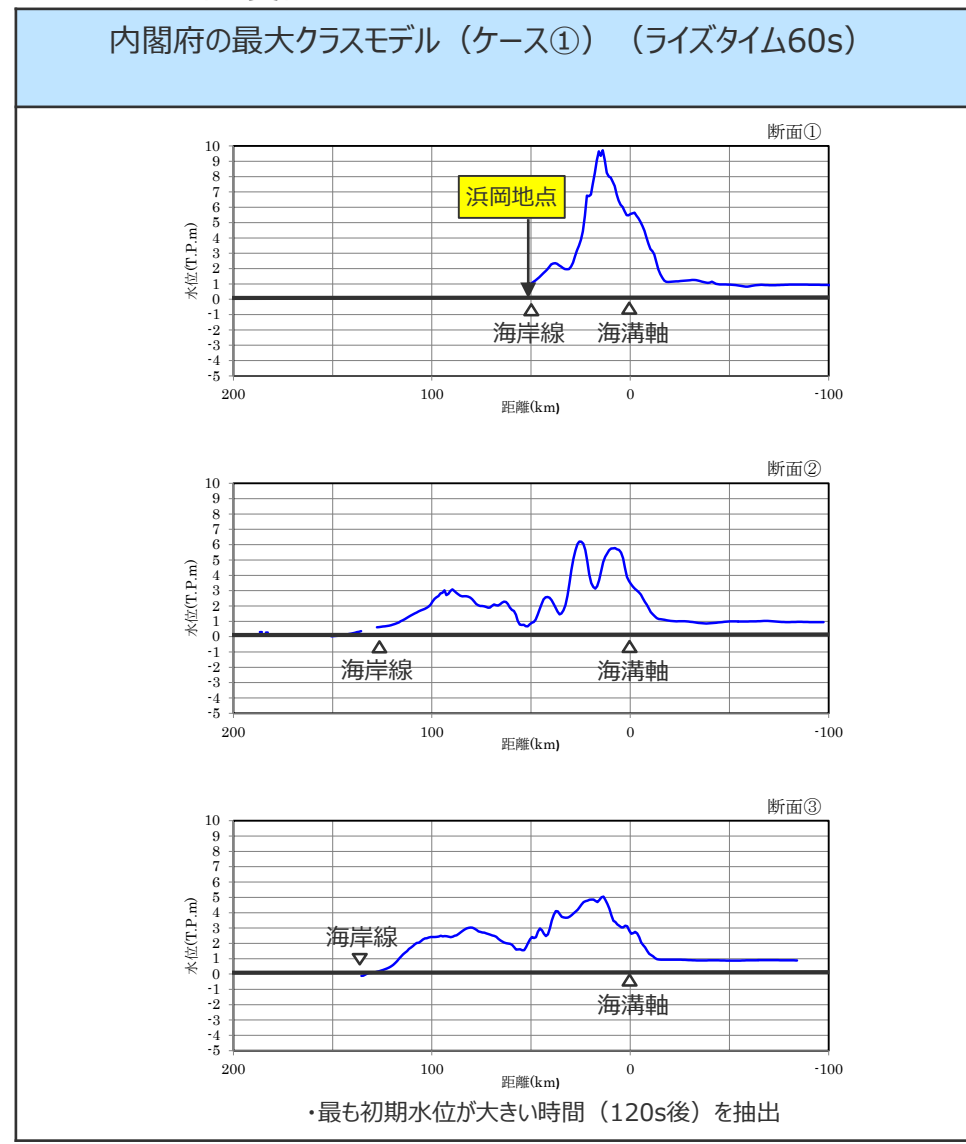
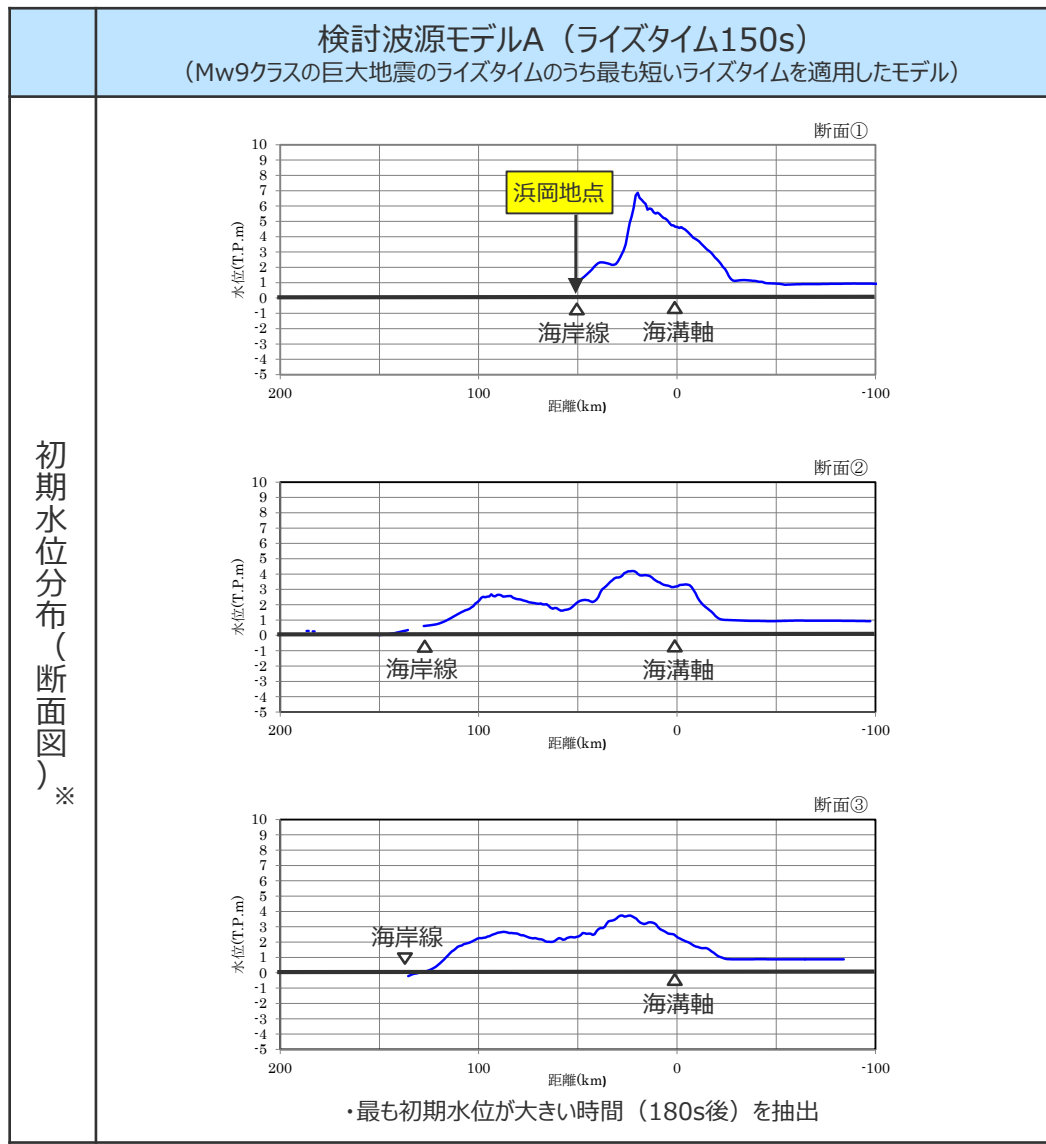


※朔望平均満潮位(T.P.+0.80m)を考慮

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討 (ライズタイムの違いによる津波の初期水位分布の変化)

■内閣府の最大クラスモデル（ライズタイム60s）は、検討波源モデル（ライズタイム150s）と比べて、初期水位が全体的に大きいことが確認できる。

ライズタイムの違いによる津波の初期水位分布の変化

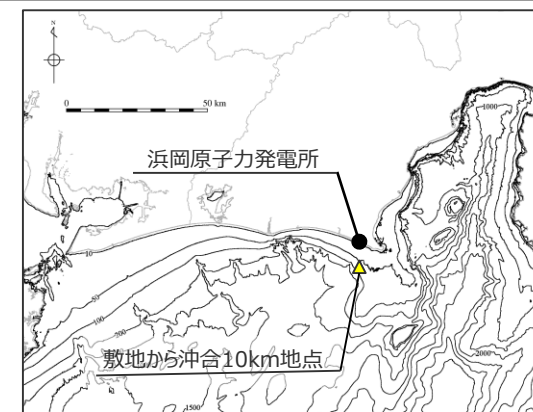
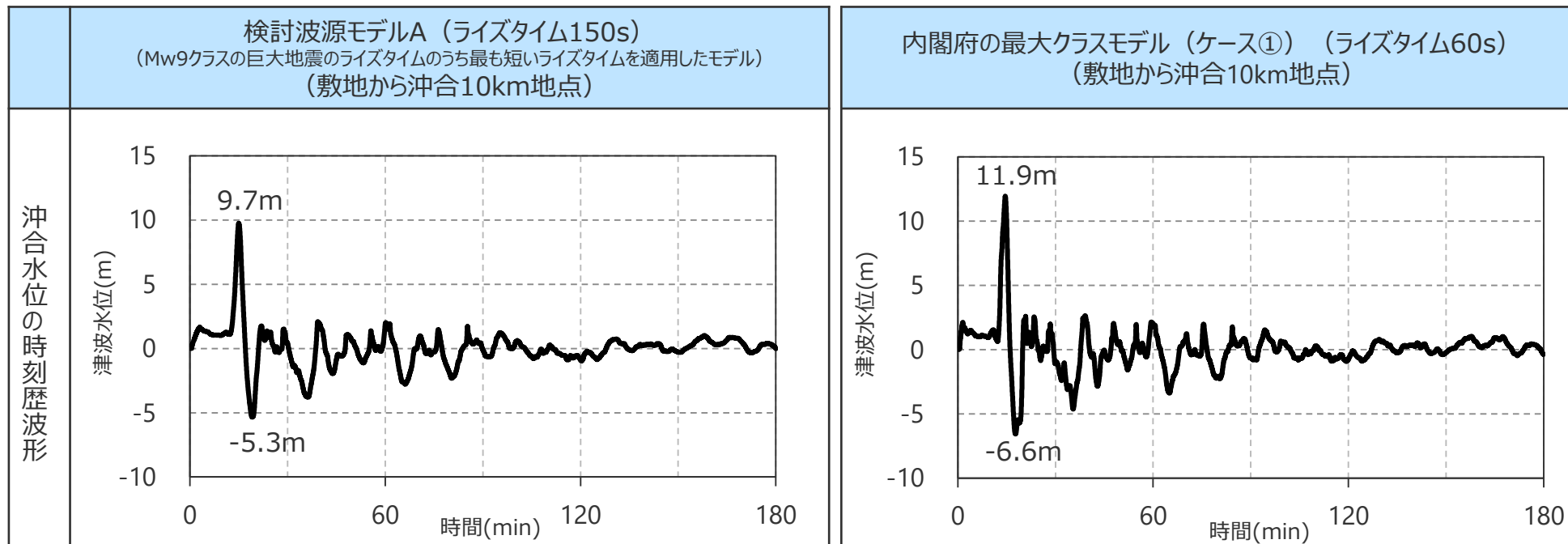


※期望平均満潮位(T.P.+0.80m)を考慮

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討 (ライズタイムの違いによる沖合津波水位の変化)

- ライズタイムを60sとしたケースは、ライズタイムを150sとしたケースと比べて、敷地から沖合10km地点の津波水位は約1.2～1.3倍となり、東北沖での検討と同様、短周期の波が顕著になることを確認した。

ライズタイムの違いによる沖合水位の変化



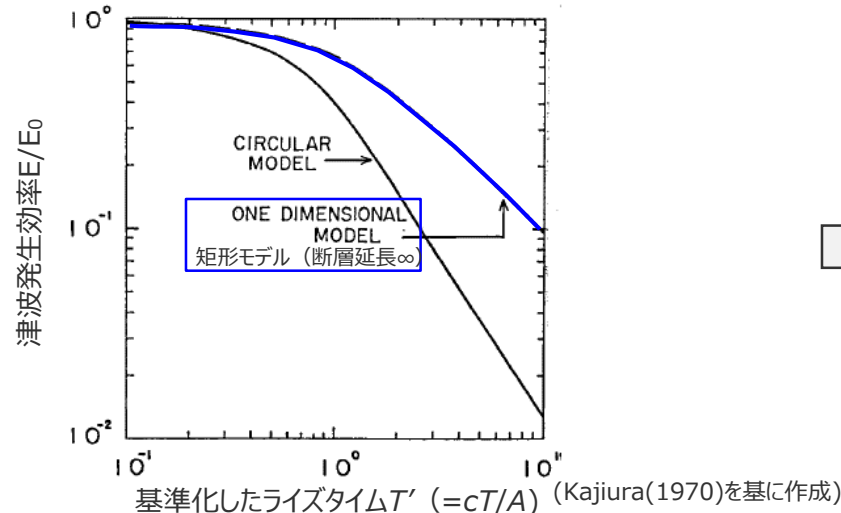
位置図 (敷地から沖合10km地点)

6-5 ライズタイムの設定

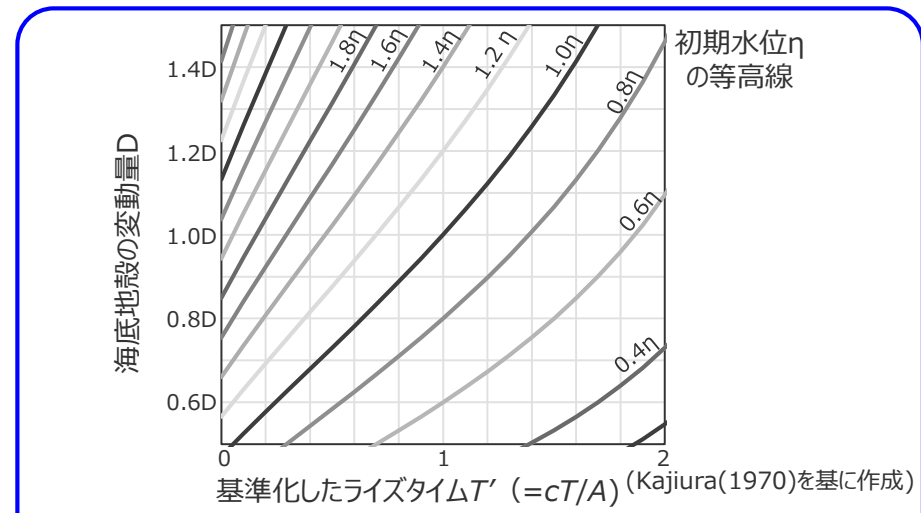
④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

(ライズタイムが津波発生へ与える影響に関する知見 (再掲))

- Kajiura(1970)では、長波理論に基づき、地殻変動によって海水に伝えられるエネルギー効率とライズタイムとの関係が検討されている。
- Kajiura(1970)に基づく、海面の初期水位 η は、海底の地殻変動量 D のほか、ライズタイム T とも関係するパラメータであるとされている。



津波発生効率 E/E_0 とライズタイム T の関係 (①)



初期水位 η と、海底地殻変動 D 及びライズタイム T の関係 (②)
(矩形モデル (断層延長 ∞) の場合)

- 初期水位比 η とライズタイム T の関係式 (Kajiura(1970)に基づく)
長波理論に基づく、矩形モデル (断層延長 ∞) の場合、
ライズタイム T を考慮した津波エネルギー E と瞬時破壊での津波エネルギー E_0 の比は、

$$\frac{E}{E_0} = \left\{ \begin{array}{ll} 1 - T'/3 & (\text{for } T' \leq 1) \\ \frac{1}{T'^2} \cdot (T' - 1/3) & (\text{for } T' > 1) \end{array} \right\} \dots \textcircled{1}$$

ここで、 E : 津波エネルギー、 E_0 : 瞬時破壊での津波エネルギー
 T' : 基準化したライズタイム($=cT/A$)
 c : 波速、 T : ライズタイム、 A : 地殻変動幅

断層破壊終了後の津波エネルギーの分布幅を W とすると、
ライズタイム0の場合の分布幅 W_0 との比は、

$$\frac{W}{W_0} = \frac{A + 2cT}{A} = 1 + 2T' \dots \textcircled{a}$$

また、津波エネルギー E_D と初期水位 η 、海底地殻変動量 D の関係は、

$$E \propto \eta^2 W, \quad E_0 \propto \eta_0^2 W_0 (= D^2 W_0) \dots \textcircled{b}$$

①、(a)、(b)より初期水位 η と、海底地殻変動 D 及びライズタイム T' の関係は、

$$\frac{D}{\eta} = \sqrt{\frac{W/W_0}{E/E_0}} = \left\{ \begin{array}{ll} \sqrt{\frac{1 + 2T'}{1 - T'/3}} & (\text{for } T' \leq 1) \\ \sqrt{\frac{T'^2(1 + 2T')}{T' - 1/3}} & (\text{for } T' > 1) \end{array} \right\} \dots \textcircled{2}$$

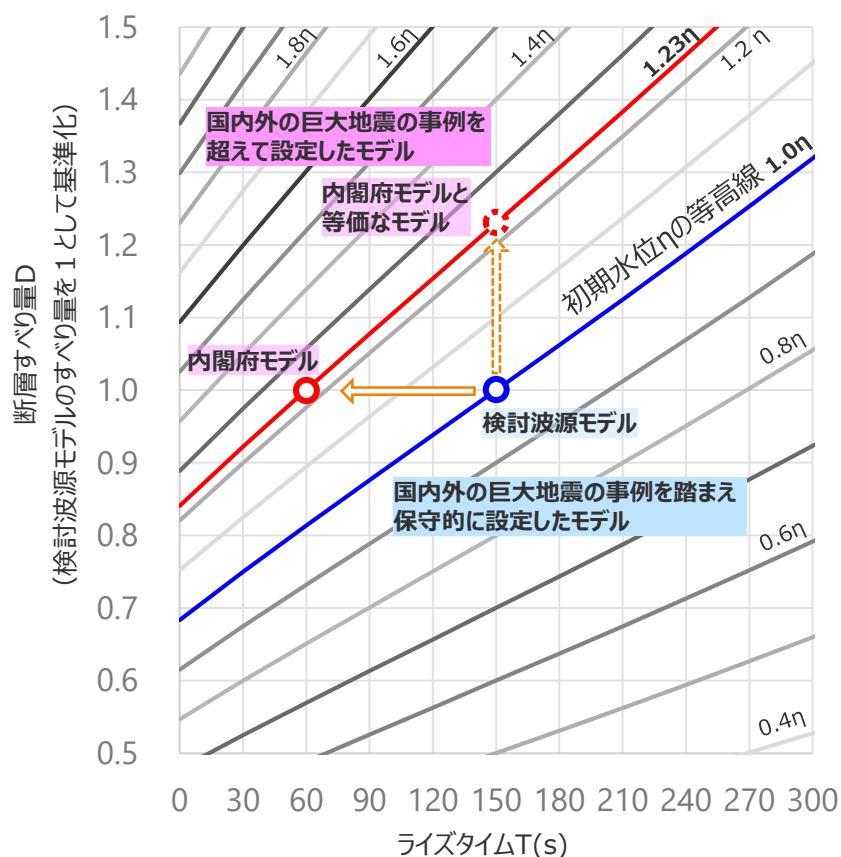
・敷地と南海トラフとの位置関係から、敷地に対する南海トラフの延長 (約700km) は無限大とみなせるため、Kajiura(1970)に基づく関係は矩形モデル (断層延長 ∞) の場合で検討した。
また、Kajiura(1970)に基づく関係については、実験的に検証されているほか、ライズタイムの違いによる敷地の沖合津波水位の変化からもその妥当性を確認している。

6-5 ライズタイムの設定

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

(検討波源モデルのライズタイムを60sと設定することの考え方)

- 前述のKajiura(1970)に基づく、ライズタイムTと、海底の地殻変動量すなわち断層すべり量Dは、ともに海面の初期水位ηに直接関係するパラメータである。
- 検討波源モデルのライズタイムを60sと設定すると、巨大地震・津波で考慮すべき津波の周期・波長等の物理特性は失われると考えられるが、津波評価に影響の大きい初期水位ηにのみ着目した場合、国内外の巨大地震の事例を踏まえ地震規模等を保守的に設定した検討波源モデルのすべり量を、更に1.2～1.3倍すること等価であると考えられる。



Kajiura(1970)に基づく初期水位と断層すべり量、ライズタイムの関係

$$\frac{D}{\eta} = \sqrt{\frac{1 + 2T'}{1 - T'/3}} \text{ for } T' \leq 1$$

ここで、η : 初期水位
 D : 海底面の地形変動量 (∝断層すべり量)
 T' : 基準化したライズタイム (=cT/A)
 T : ライズタイム、c : 波速、A : 地殻変動幅

Kajiura(1970)に基づく「内閣府モデルと等価なモデル」の断層すべり量

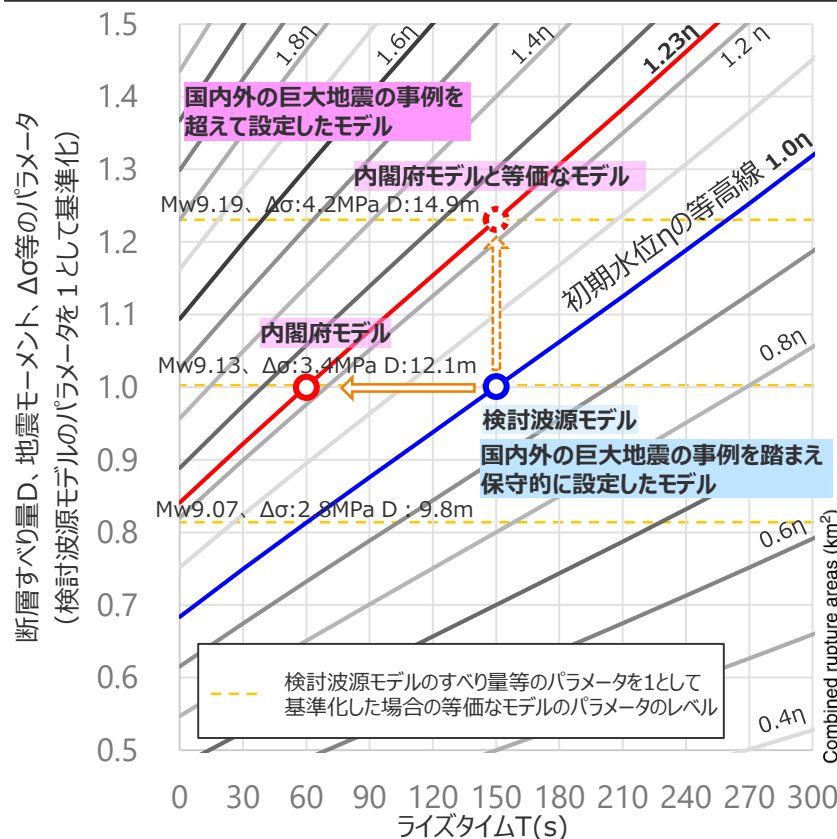
モデル	平均水深 H(m) ¹⁾	波速 c(m/s) ²⁾	断層幅 A(km) ³⁾	ライズタイム T(s)	断層すべり量 (m)	初期水位η (m)
検討波源モデル (ライズタイム150s)	2,000	140	50	150	1D	1η
内閣府モデル (ライズタイム60s)	同上	同上	同上	60	1D	1.23η
初期水位に関して等価なモデル						
内閣府モデルと等価なモデル (ライズタイム150s)	同上	同上	同上	150	1.23D	1.23η

- 1) 陸域から南海トラフ域までの平均水深として設定
- 2) $c = \sqrt{gH}$
- 3) 敷地前面の初期水位分布に基づく隆起域の断層幅

Kajiura(1970)に基づく
初期水位に対して等価となる断層すべり量とライズタイムの関係

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討 (検討波源モデルライズタイムを60sと設定することの考え方)

- Kajiura(1970)に基づき「内閣府モデル」のすべり量を係数倍した「内閣府モデルと等価なモデル」の断層パラメータを示す。
- Murotani et al.(2013)によると、巨大地震の津波断層モデルを含めたスケーリングに関する検討から、平均応力降下量の平均値は1.57MPaであり、標準偏差を考慮した値は3.0MPaである。また、巨大地震の津波断層モデルの平均すべり量は最大約10mである。
- 検討波源モデルは、国内外の巨大地震のスケーリングに基づき、平均応力降下量、平均すべり量等のパラメータを保守的に設定しているが、津波評価に影響の大きい初期水位 η に着目した検討により、内閣府モデルと等価なモデルの断層パラメータを考えると、内閣府モデルは、国内外の巨大地震のスケーリングに基づく平均応力降下量、平均すべり量等の保守的な設定を、更に大きく上回る設定となっている。

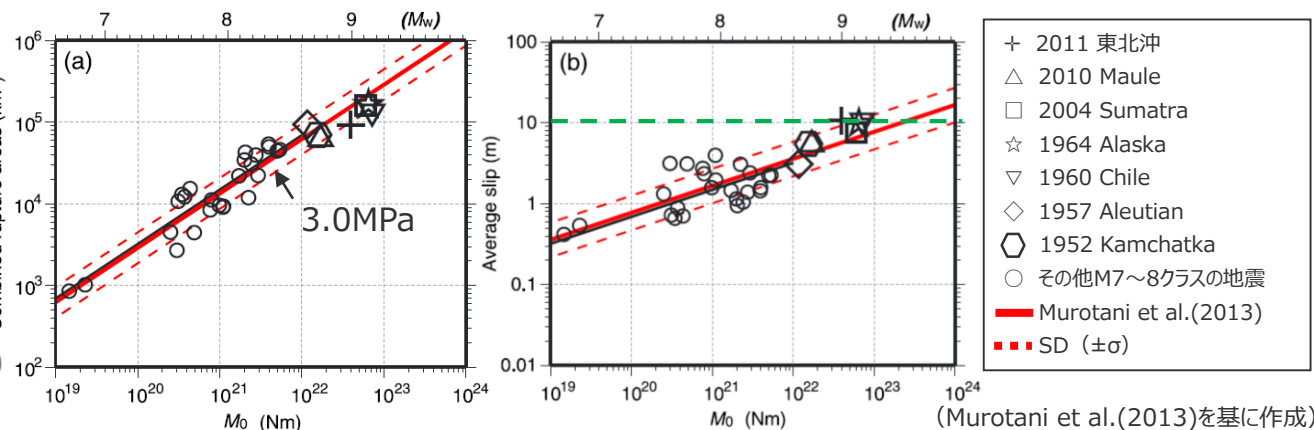


Kajiura(1970)に基づく
初期水位に対して等価となる断層すべり量とライズタイムの関係

「内閣府モデルと等価なモデル」の断層パラメータ

モデル	面積 (km ²)	M ₀ (Nm)	M _w	Δσ (MPa)	平均すべり量(m)	ライズタイム (s)
検討波源モデル (ライズタイム150s)	123,700	6.1×10 ²²	9.13	3.4	12.1	150
内閣府モデル (ライズタイム60s)	123,700	6.1×10 ²²	9.13	3.4	12.1	60
初期水位に関して等価なモデル						
内閣府モデルと等価なモデル (ライズタイム150s)	123,700	7.5×10 ²²	9.19	4.2	14.9	150

・ Murotani et al.(2013)と同じ条件で比較するため、津波断層域のうちすべり量0 (ゼロ) の領域を含めない面積に基づき検討した。



断層面積と地震モーメント
平均すべり量と地震モーメント
Murotani et al.(2013)によるスケーリング則

- 津波評価に影響の大きい初期水位 η に着目した検討により、内閣府モデルは、国内外の巨大地震のスケーリングに基づく平均応力降下量、平均すべり量等のパラメータの保守的な設定を、更に上回る設定となっていることを確認した。

6-5 ライズタイムの設定 まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

■ 津波評価におけるライズタイムに関する知見について整理した。

②-1 国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

⇒ 近年のMw9クラスの巨大地震の津波インバージョンから推定されるライズタイムはすべり量が大きい小断層ほど長く、大きくすべった領域の小断層のライズタイムは150～300sであることを確認した。

②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

⇒ 東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定して津波のタイムウィンドウインバージョンを実施した結果、東北沖地震のライズタイムとしては150～200s程度が最も適切であるとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波インバージョンでは津波観測波形を再現できないことを確認した。

⇒ 東北沖地震の再現モデルについて、すべり量を変更せずにライズタイムを60sと極端に短く設定すると、東北沖地震の津波の周期・波長等の物理特性は失われるとともに、東北沖地震の観測記録の津波高を大幅に上回ることを確認。Mw9クラスの地震に対して内閣府のライズタイムの設定は過大な設定となっていることを確認した。

Mw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例および東北沖地震のライズタイムに関する分析から推定されるライズタイムの設定

: **150～300s**

③Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討

⇒ 検討波源モデルのライズタイムは、Mw 8～9クラスの地震の津波インバージョン事例を踏まえても概ね保守的な設定となっているが、検討波源モデルのライズタイムを120sとすることにより、これらの地震の初期水位を上回る設定となることを確認した。

Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの保守的な設定

: **120s**

④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

⇒ 津波評価に影響の大きい初期水位に着目した検討により、内閣府モデルは、国内外の巨大地震のスケールリングに基づく平均応力降下量、平均すべり量等のパラメータの保守的な設定を、更に上回る設定となっていることを確認した。

「(B)代表パラメータの検討による方法」により検討された内閣府の最大クラスモデルは、すべり量とライズタイムの組合せを非常に大きく設定することにより、その他のパラメータの津波影響を代表していることを確認した。

(補足説明資料5-5,5-6章)

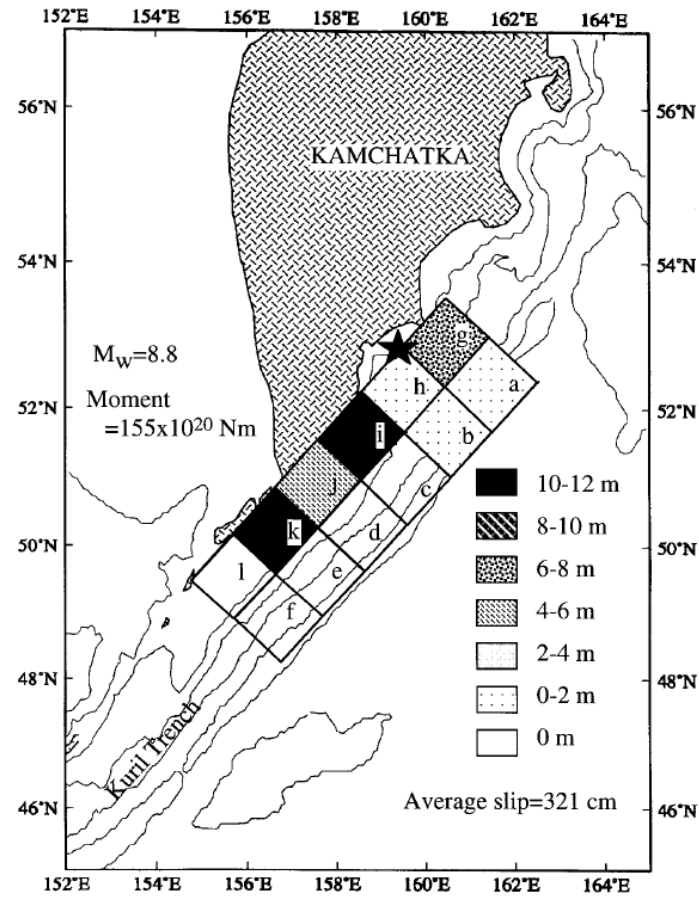
「(B)代表パラメータの検討による方法」により検討された内閣府の最大クラスモデルのライズタイムの設定

: **60s**

(津波評価におけるライズタイムの設定方針)

- 検討波源モデルのライズタイムは、国内外のMw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例および東北沖地震のライズタイムに関する分析結果に基づき設定することとし、推定されたライズタイム150～300sのうち、最も短い150sと設定する。
- 検討波源モデルの詳細パラメータスタディでは、Mw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムの推定事例に基づくライズタイム150～300sの他、Mw8～9クラスの地震の津波インバージョンの検討結果に基づき保守的にライズタイム120sを考慮する。
- 更に、国内外のMw9クラスの巨大地震・津波の発生事例に限られていることを踏まえ、国内外の巨大地震・津波の発生事例に対してより慎重に裕度を持って、敷地の津波評価に影響の大きいすべり量とライズタイムの組合せを検討することとし、「(B)代表パラメータの検討による方法」により検討された内閣府の最大クラスモデルにおいて他のパラメータの影響を代表するよう非常に大きく設定されているすべり量(37m)とライズタイム(60s)の組合せを、「(A)各種パラメータの網羅的検討による方法」により検討しているプレート間地震の津波評価のうち検討波源モデルの詳細パラメータスタディにおいて考慮することとした。

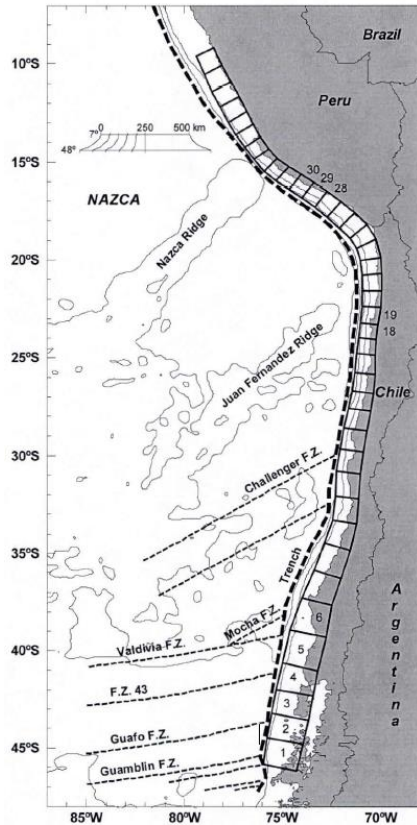
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1952年カムチャッカ地震の波源モデル)



Johnson and Satake (1999)による波源モデル

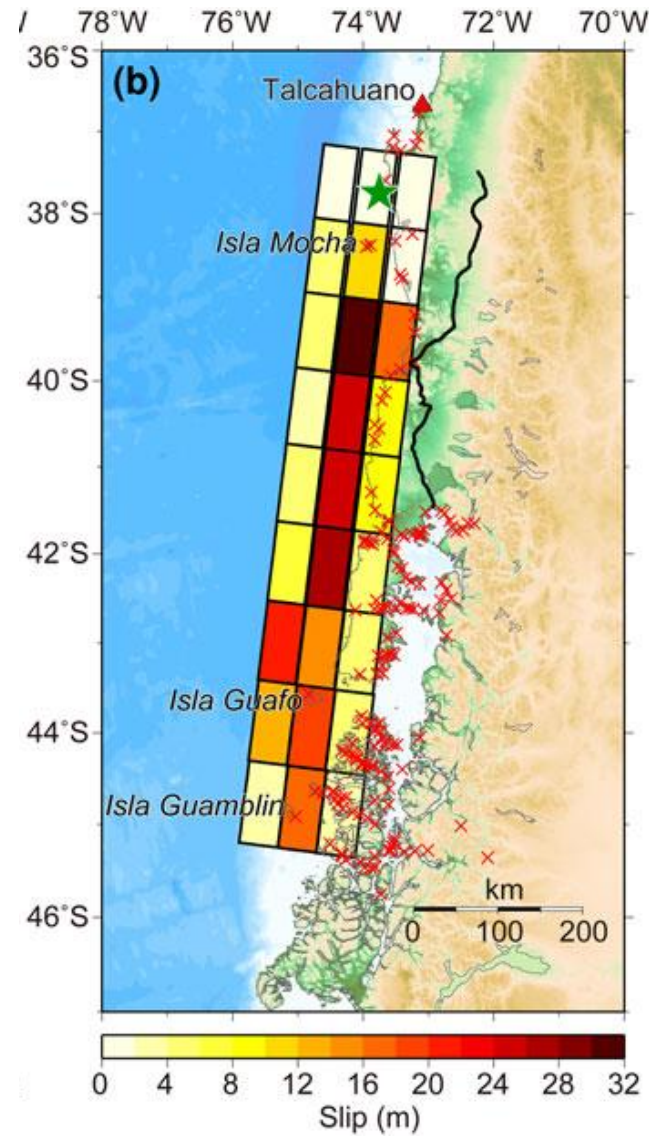
1952年カムチャッカ地震の波源モデル

6-5 ライズタイムの設定 Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1960年チリ地震の波源モデル)



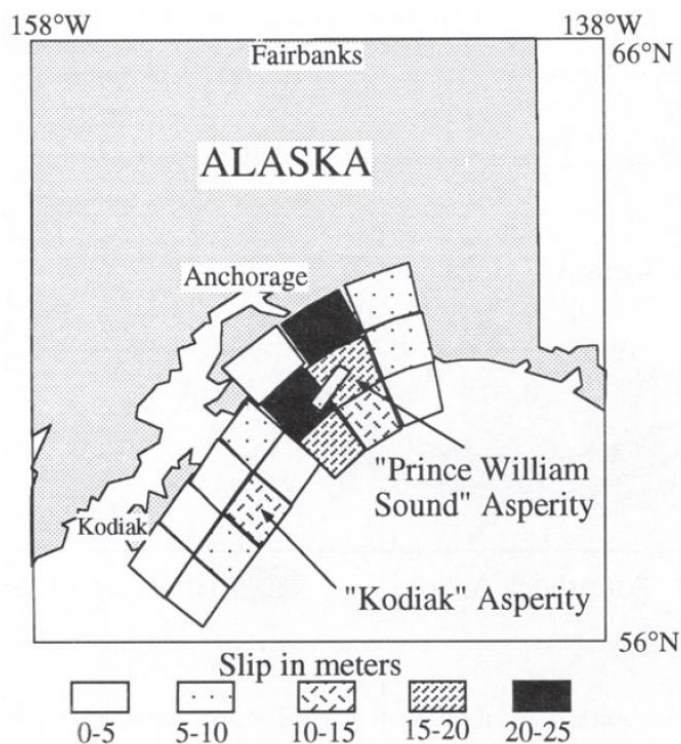
Event	1960 Valdivia-Chile		1995 Antofagasta-Chile		2001 Atico-Peru	
	Conventional	Adaptive	Conventional	Adaptive	Conventional	Adaptive
Slip Distribution	$x_1(0) = 15.48$	$x_2(2) = 2.19$	$x_{10}(0) = 3.48$	$x_{10}(4) = 2.51$	$x_{20}(0) = 0.81$	
	$x_2(0) = 13.95$	$x_3(3) = 15.79$	$x_{11}(0) = 0.37$	$x_{11}(5) = 2.85$	$x_{20}(3) = 4.84$	$x_{20}(3) = 2.65$
	$x_3(0) = 8.81$	$x_4(4) = 11.28$	$x_{17}(0) = 0.07$		$x_{20}(0) = 1.04$	$x_{20}(4) = 5.67$
	$x_4(0) = 24.71$	$x_5(4) = 26.36$				
	$x_5(0) = 29.65$	$x_1(4) = 26.15$				
R	0.823	0.832	0.666	0.904	0.515	0.657
RMSE	0.1896	0.1854	0.1231	0.0707	0.1365	0.1202
M_w - Inversion	9.14	9.15	7.93	8.03	8.11	8.17
M_w - Literature	9.35 - 9.7		8.0 - 8.1		8.2 - 8.4	

Sanchez(2006)による波源モデル

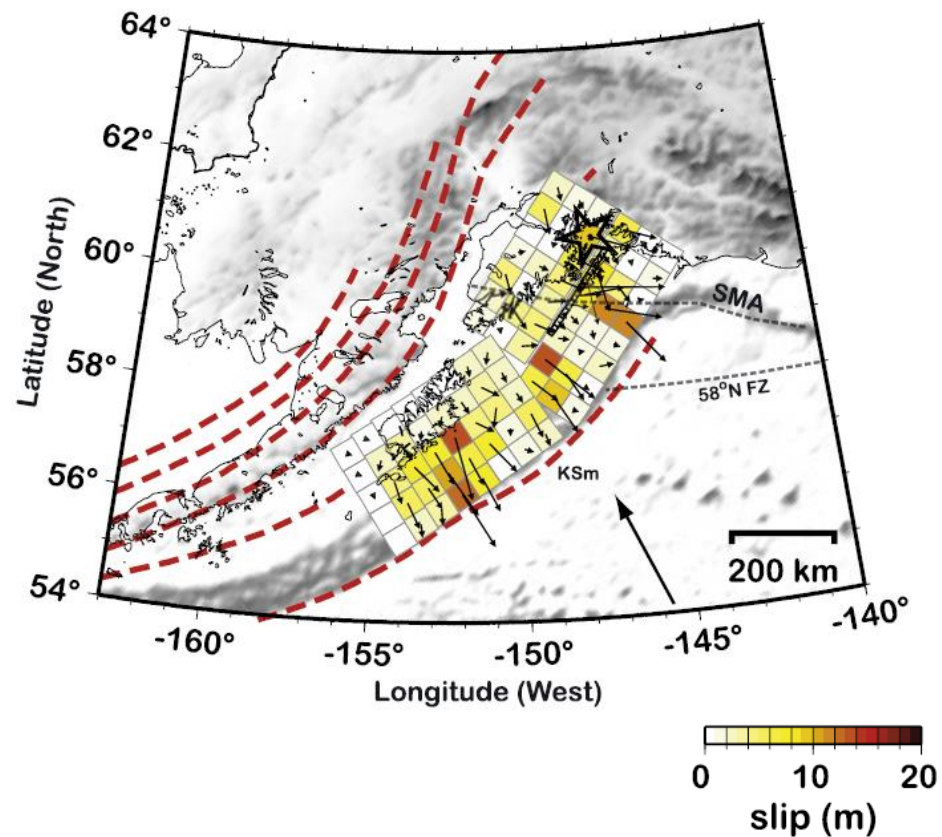


Fujii and Satake (2012)による波源モデル

1960年チリ地震の波源モデル

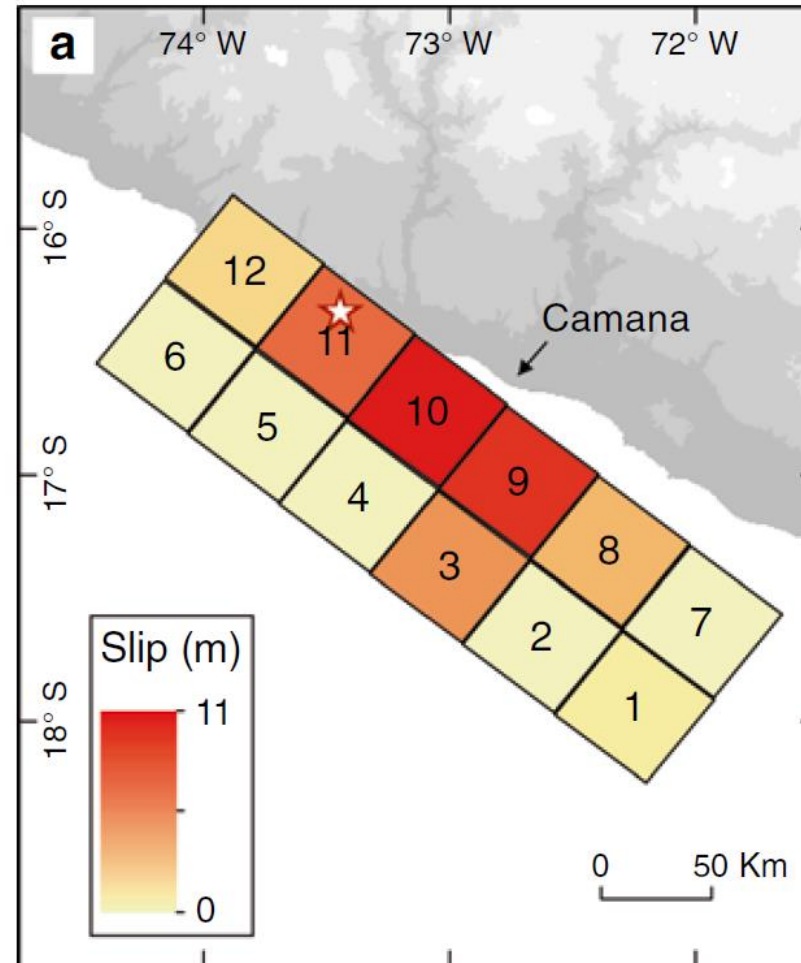


Johnson and Satake(1996)による波源モデル



Ichinose et al.(2007)による波源モデル

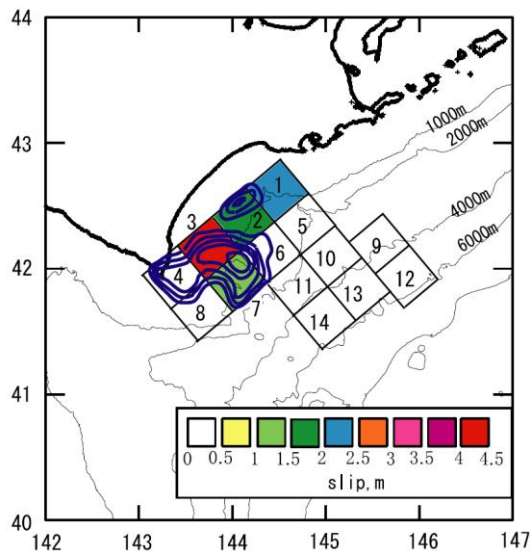
1964年アラスカ地震の波源モデル



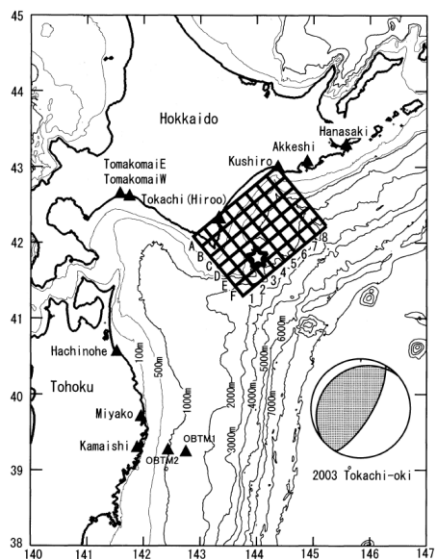
Adriano et al.(2016)による波源モデル

2001年ペルー地震の波源モデル

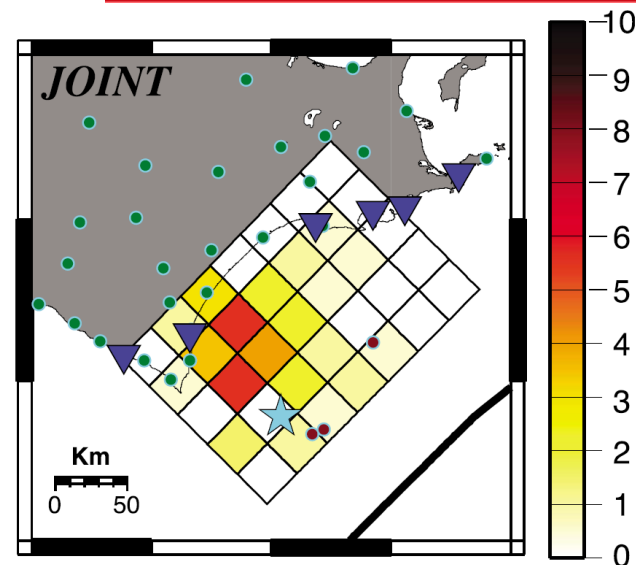
6-5 ライズタイムの設定 Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2003年十勝沖地震の波源モデル)



Tanioka et al.(2004)による波源モデル



谷岡ほか(2004)による波源モデル

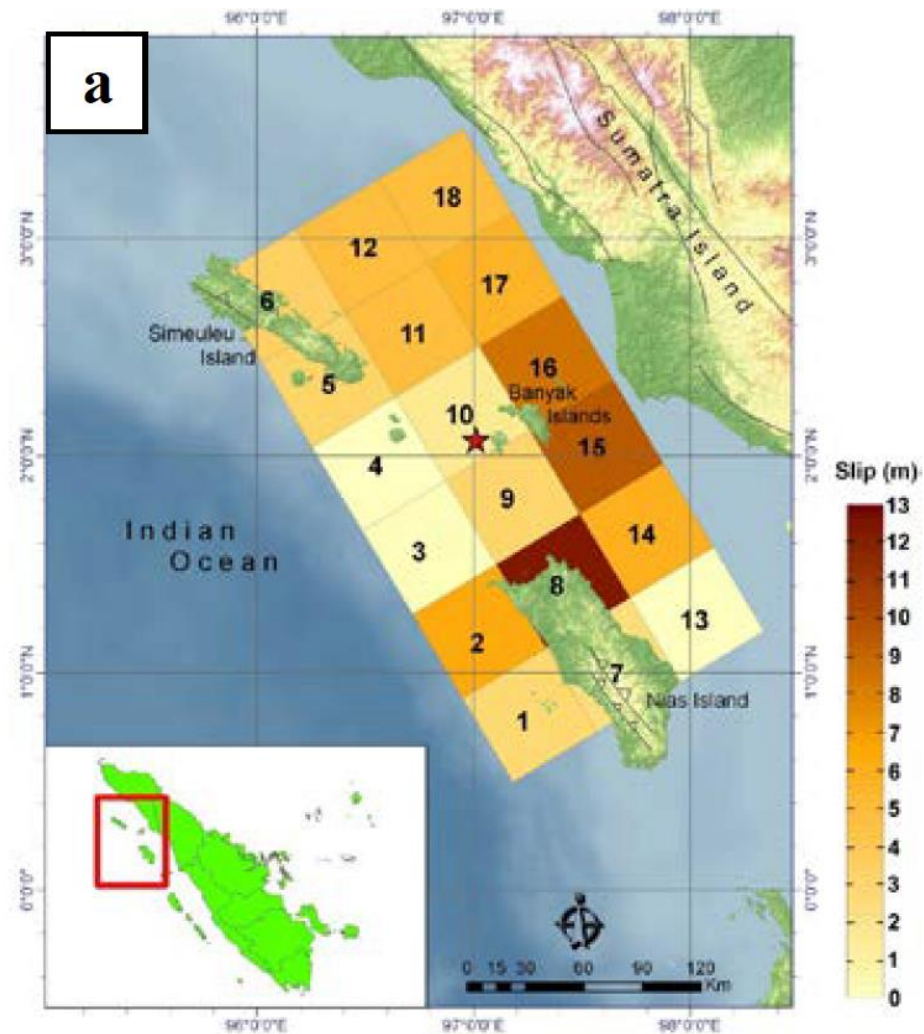


Romano et al.(2010)による波源モデル Slip (m)

小断層 番号	小断層南東端の位置			すべり量 m	誤差 m
	経度	緯度	深さ, km		
A1	143°14'	42°04'	53	0.0	0.0
A2	143°25'	42°11'	53	0.0	0.0
A3	143°36'	42°18'	53	0.4	0.6
A4	143°47'	42°25'	53	1.5	0.5
A5	143°58'	42°32'	53	1.8	0.3
A6	144°09'	42°39'	53	1.6	0.5
A7	143°20'	42°46'	53	1.4	0.4
A8	143°31'	42°53'	53	1.0	0.4
B1	143°23'	41°56'	46	0.0	0.0
B2	143°34'	42°03'	46	0.0	0.3
B3	143°45'	42°10'	46	2.0	0.3
B4	143°56'	42°17'	46	3.3	0.5
B5	144°07'	42°24'	46	2.7	0.4
B6	144°18'	42°31'	46	2.0	0.5
B7	144°29'	42°38'	46	2.0	0.4
B8	144°40'	42°45'	46	1.5	0.3
C1	143°32'	41°48'	39	0.4	0.4
C2	143°43'	41°55'	39	1.4	0.5
C3	143°54'	42°02'	39	3.1	0.3
C4	144°05'	42°09'	39	3.1	0.5
C5	144°16'	42°16'	39	1.5	0.4
C6	144°27'	42°23'	39	0.6	0.4
C7	144°38'	42°30'	39	0.8	0.6
C8	144°49'	42°37'	39	1.4	0.6

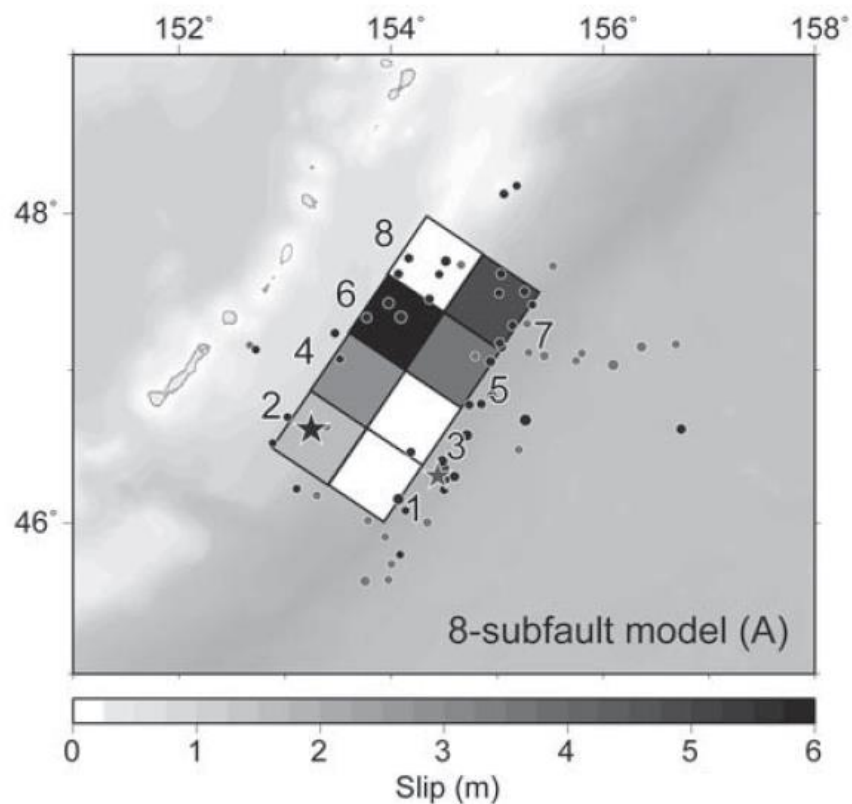
小断層 番号	小断層南東端の位置			すべり量 m	誤差 m
	経度	緯度	深さ, km		
D1	143°41'	41°40'	32	0.0	0.0
D2	143°52'	41°47'	32	0.5	0.4
D3	144°03'	41°54'	32	2.0	0.6
D4	144°14'	42°01'	32	1.7	0.5
D5	144°25'	42°08'	32	0.1	0.3
D6	144°36'	42°15'	32	0.0	0.0
D7	144°47'	42°22'	32	0.0	0.3
D8	144°58'	42°29'	32	0.9	0.8
E1	143°50'	41°32'	25	0.0	0.0
E2	144°01'	41°39'	25	0.0	0.0
E3	144°12'	41°46'	25	0.5	0.5
E4	144°23'	41°53'	25	0.5	0.5
E5	144°34'	42°00'	25	0.0	0.2
E6	144°45'	42°07'	25	0.0	0.1
E7	144°56'	42°14'	25	0.0	0.5
E8	145°07'	42°21'	25	1.0	0.7
F1	143°59'	41°24'	18	0.6	0.3
F2	144°10'	41°31'	18	0.6	0.3
F3	144°21'	41°38'	18	0.2	0.2
F4	144°32'	41°45'	18	0.0	0.2
F5	144°43'	41°52'	18	0.0	0.4
F6	144°54'	41°59'	18	0.3	0.7
F7	145°05'	42°06'	18	0.6	0.8
F8	145°16'	42°13'	18	1.1	0.7

2003年十勝沖地震の波源モデル

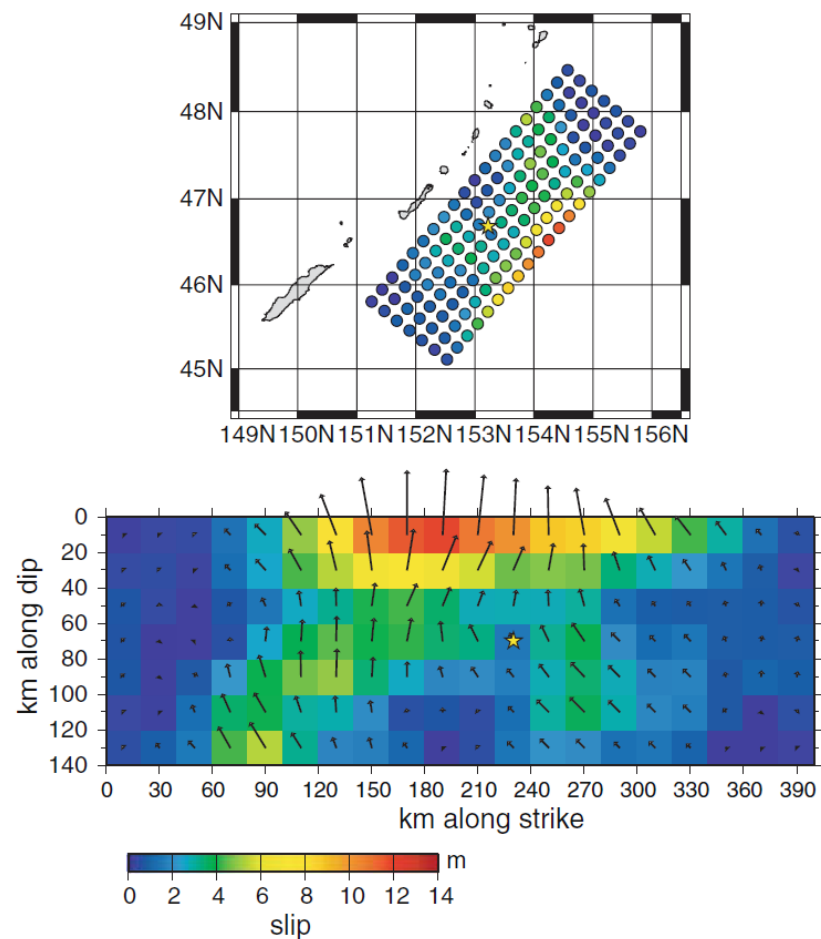


Yatimantoro(2013)による波源モデル

2005年スマトラ島沖地震の波源モデル

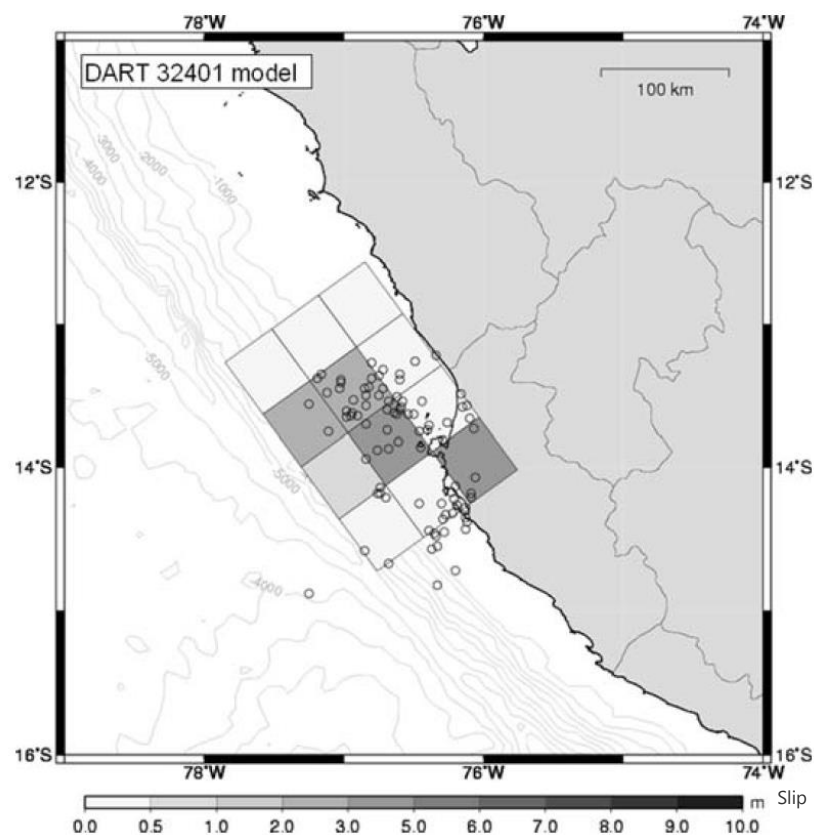


Fujii and Satake(2008a)による波源モデル

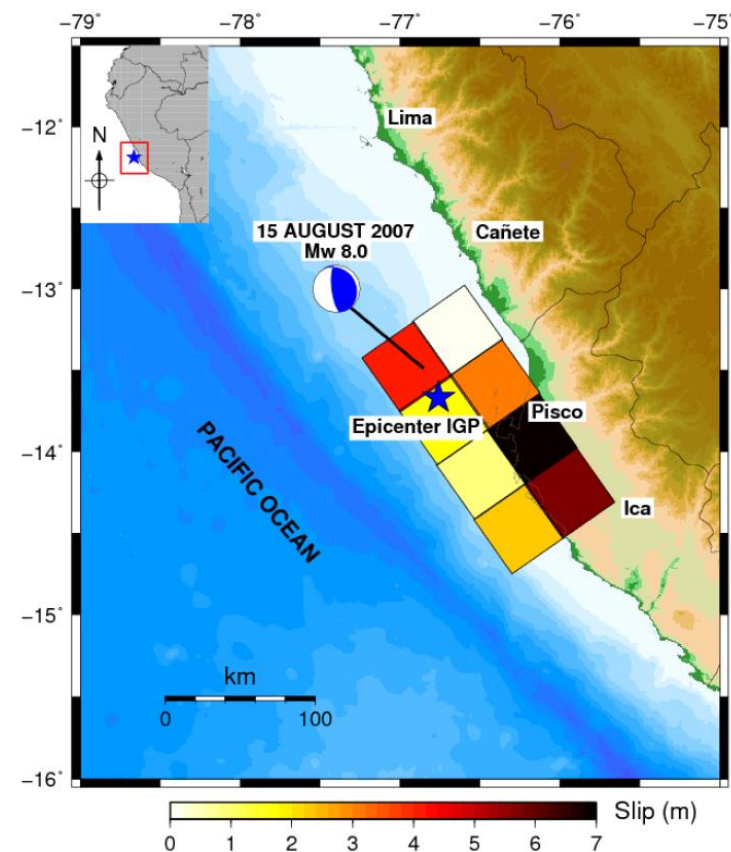


Baba et al.(2009)による波源モデル

2006年千島列島沖地震の波源モデル

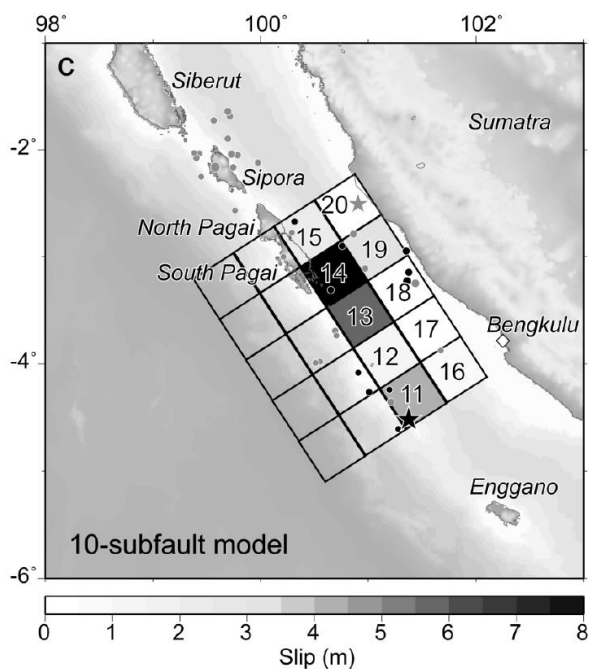


Herbert et al.(2009)による波源モデル

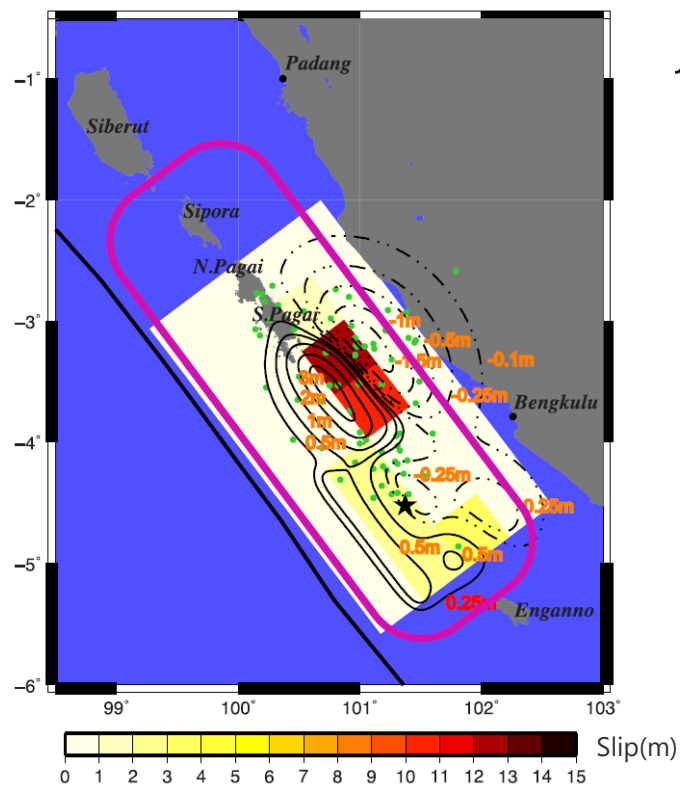


Jimenez et al.(2014)による波源モデル

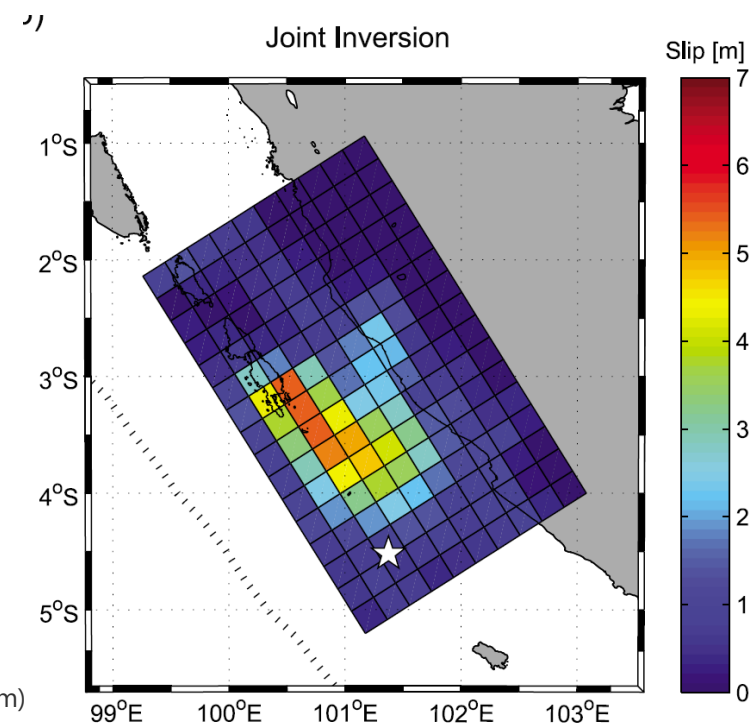
2007年ペルー地震の波源モデル



Fujii and Satake(2008b)による波源モデル



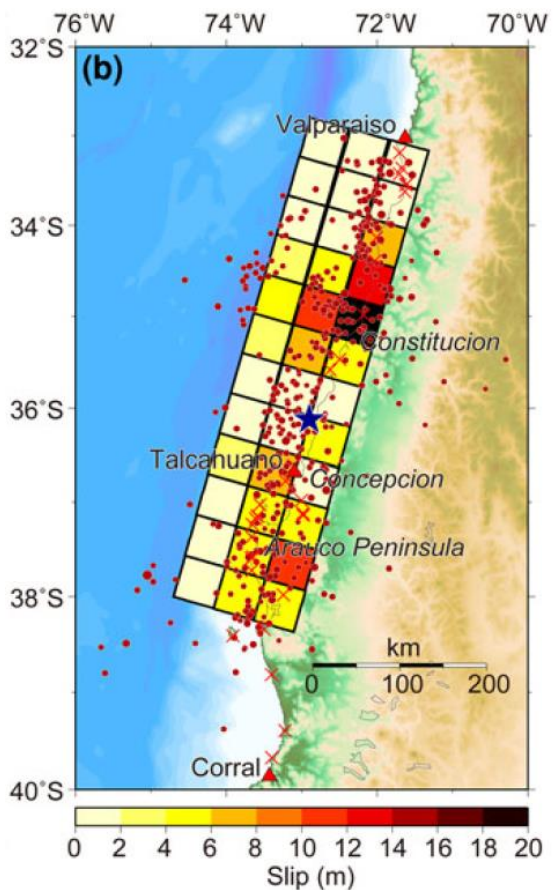
Lorito et al.(2008)による波源モデル



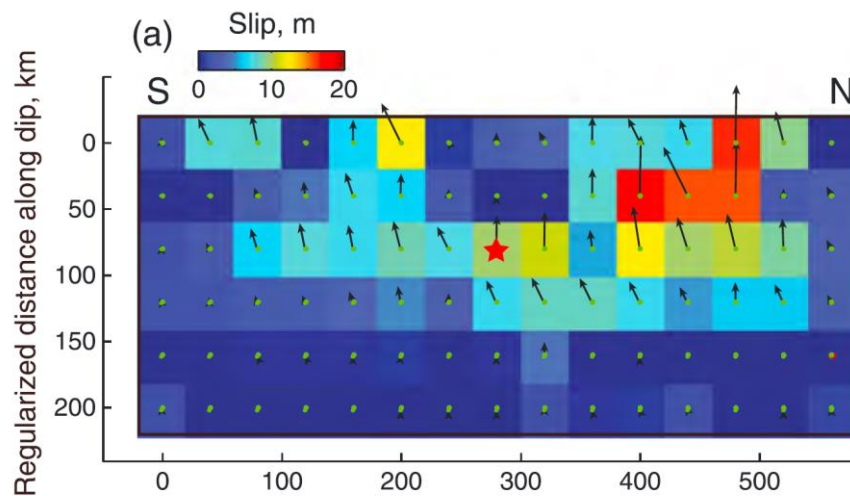
Gusman et al.(2010)による波源モデル

2007年スマトラ島沖地震の波源モデル

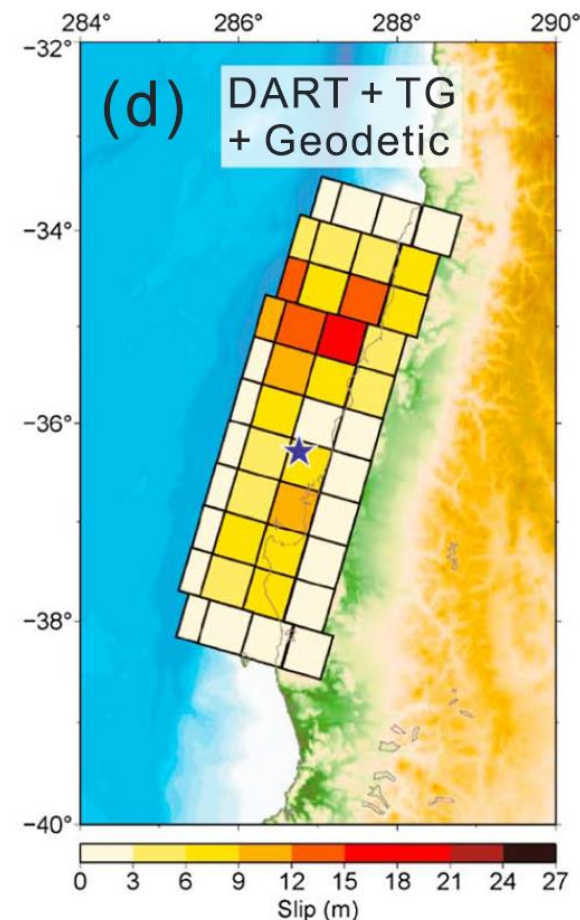
6-5 ライズタイムの設定 Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2010年チリ地震の波源モデル)



Fujii and Satake(2012)による波源モデル

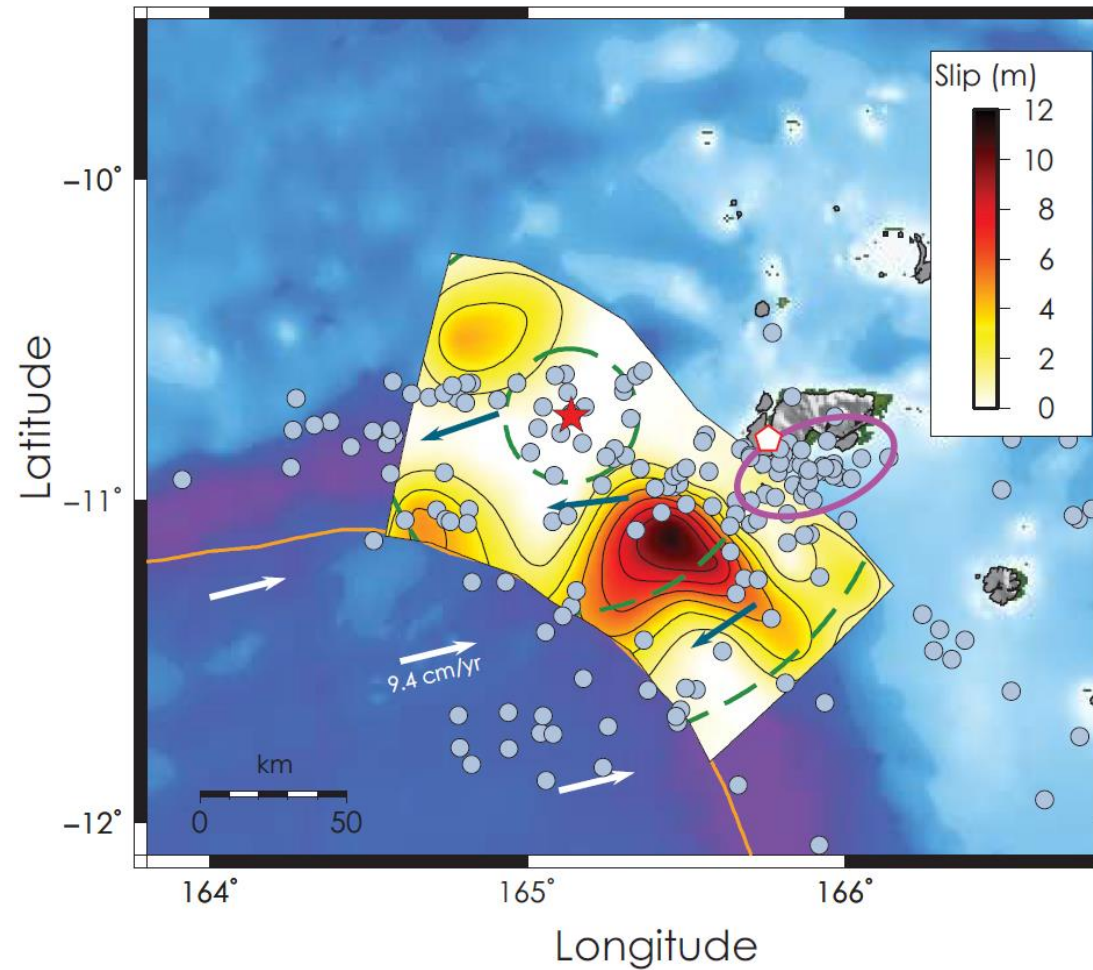


Yue et al.(2014)による波源モデル



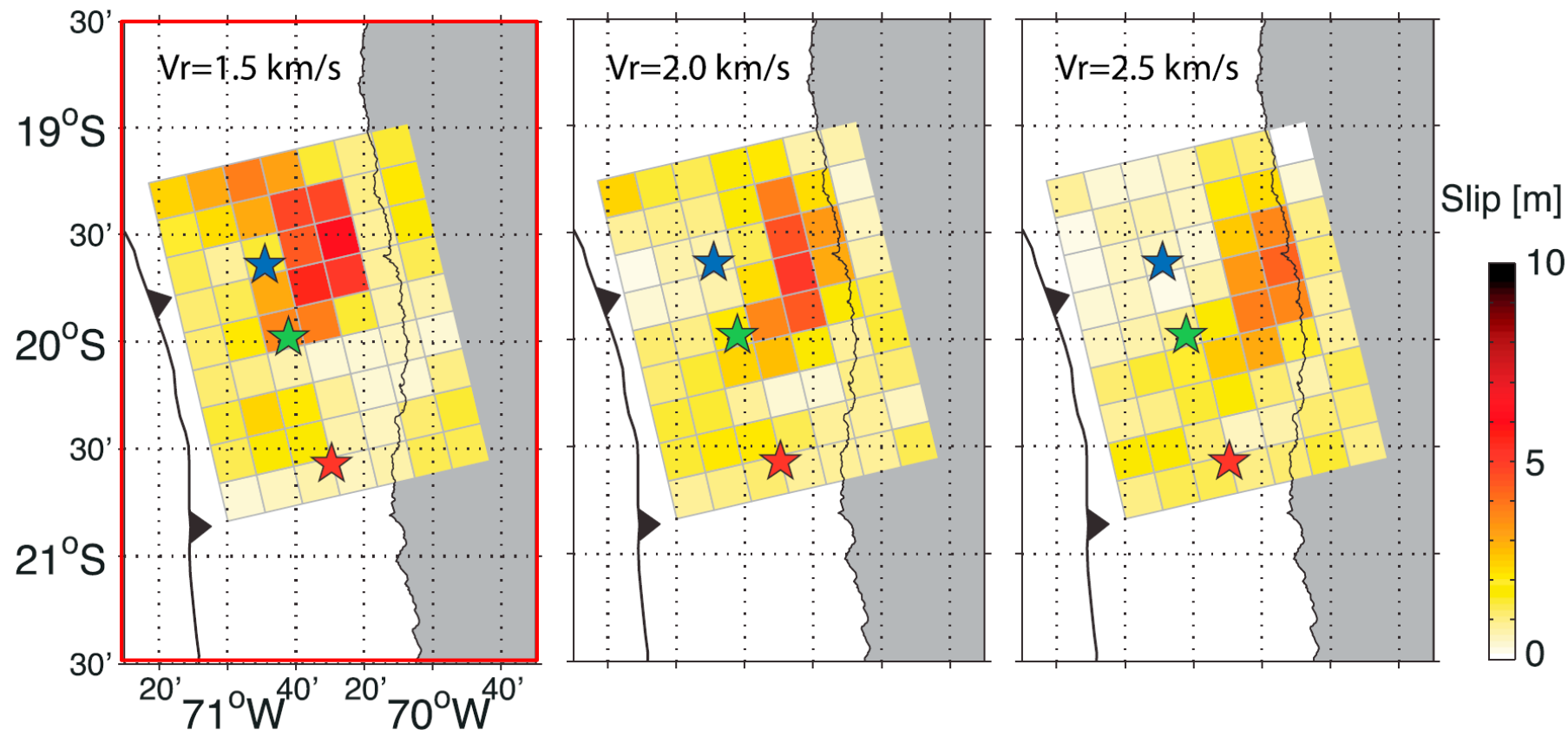
Yoshimoto et al.(2016)による波源モデル

2010年チリ地震の波源モデル



Romano et al.(2015)による波源モデル

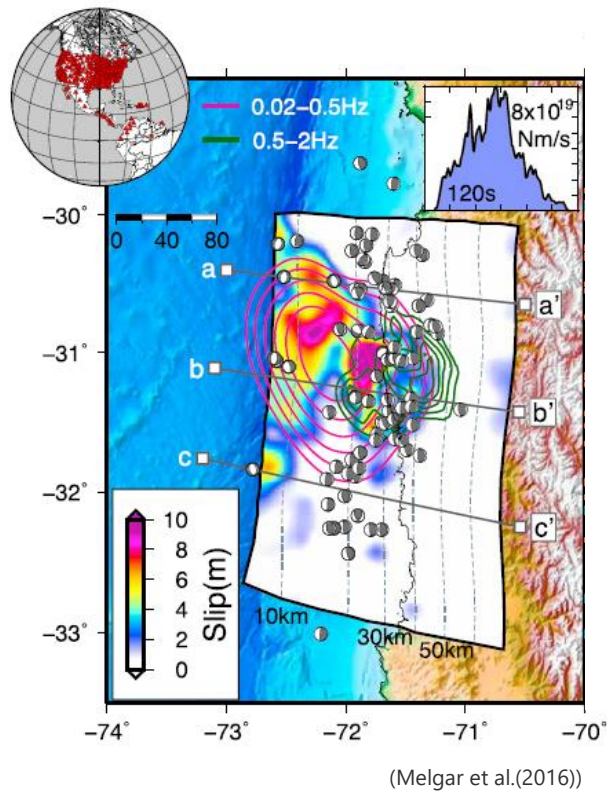
2013年ソロモン諸島沖地震の波源モデル



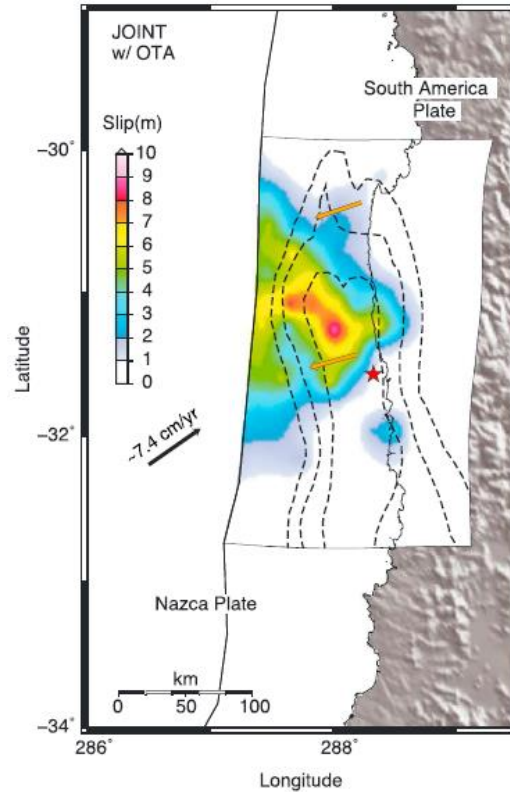
Gusman et al.(2015)による波源モデル

2014年チリ地震の波源モデル

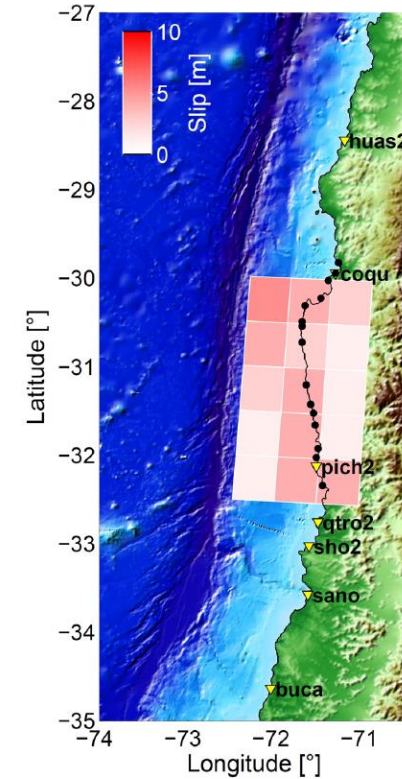
6-5 ライズタイムの設定 Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2015年チリ地震の波源モデル)



Melgar et al.(2016)による波源モデル



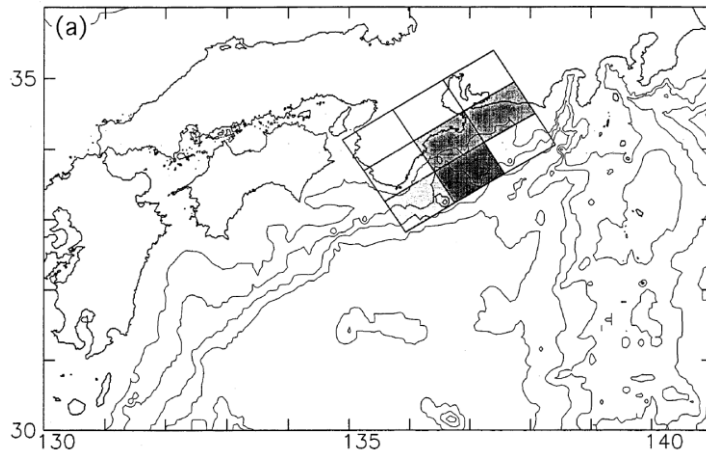
Romano et al.(2016)による波源モデル



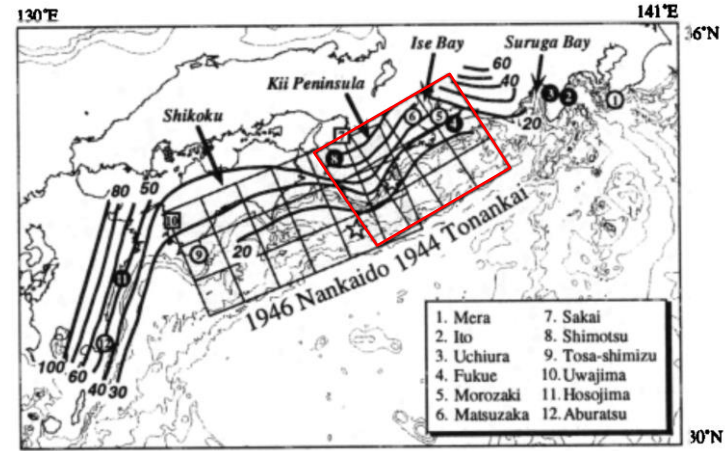
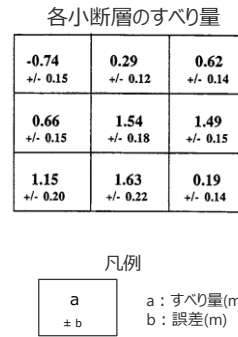
Fuentes et al.(2016)による波源モデル

2015年チリ地震の波源モデル

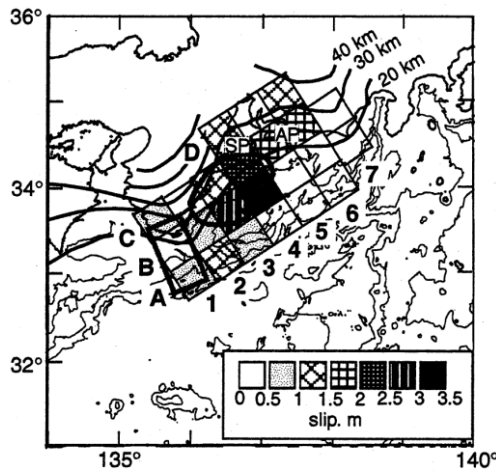
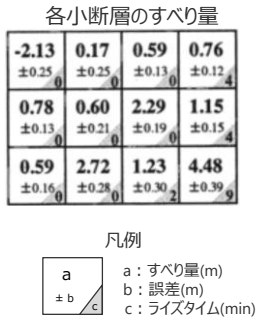
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1944年東南海地震の波源モデル)



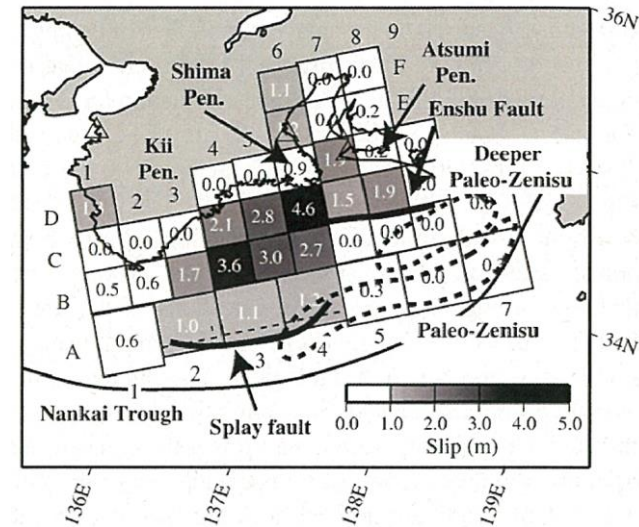
Satake(1993)による波源モデル



Kato and Ando(1997)による波源モデル



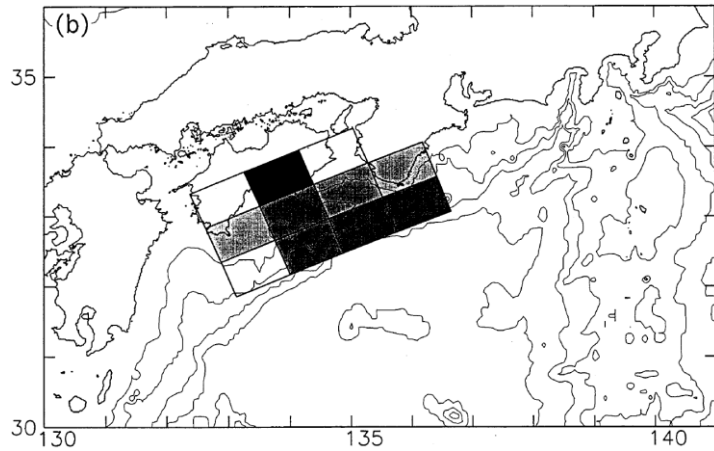
Tanioka and Satake(2001a)による波源モデル



Baba et al.(2006)による波源モデル

1944年東南海地震の波源モデル

6-5 ライズタイムの設定 Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1946年南海地震の波源モデル)

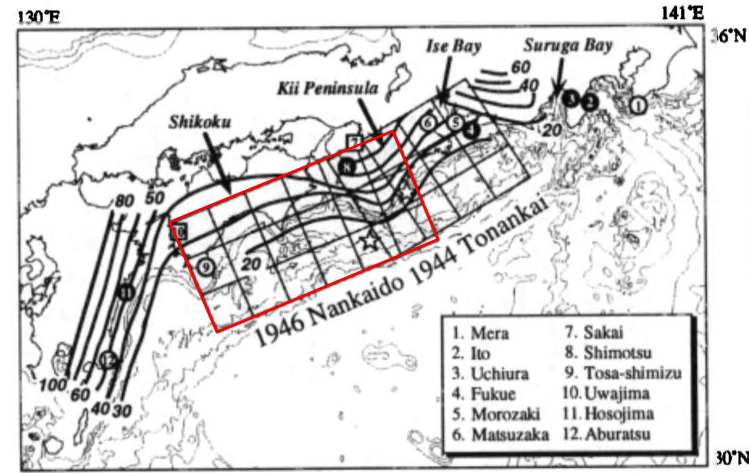


Satake(1993)による波源モデル

各小断層のすべり量

0.48 ±0.13	2.41 ±0.11	-0.46 ±0.15	
1.35 ±0.17	1.77 ±0.17	1.47 ±0.18	1.31 ±0.21
0.01 ±0.16	1.74 ±0.38	1.95 ±0.27	2.01 ±0.27

凡例
a a: すべり量(m)
± b b: 誤差(m)

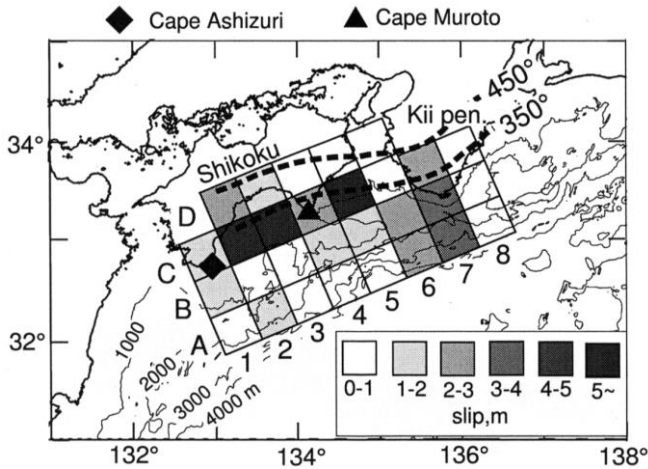


Kato and Ando(1997)による波源モデル

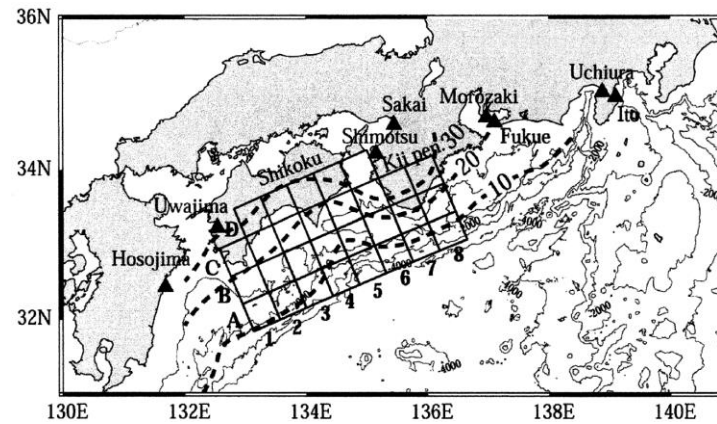
各小断層のすべり量

-0.03 ±0.09	1.63 ±0.17	2.56 ±0.12	1.40 ±0.20	0.10 ±0.23	-0.51 ±0.24
0.08 ±0.13	2.88 ±0.23	1.61 ±0.21	3.04 ±0.24	1.34 ±0.15	0.38 ±0.22
-0.44 ±0.16	-0.57 ±0.27	0.17 ±0.49	3.29 ±0.41	1.62 ±0.27	2.06 ±0.34

凡例
a a: すべり量(m)
± b b: 誤差(m)
c c: ライズタイム(min)



Tanioka and Satake(2001b)による波源モデル

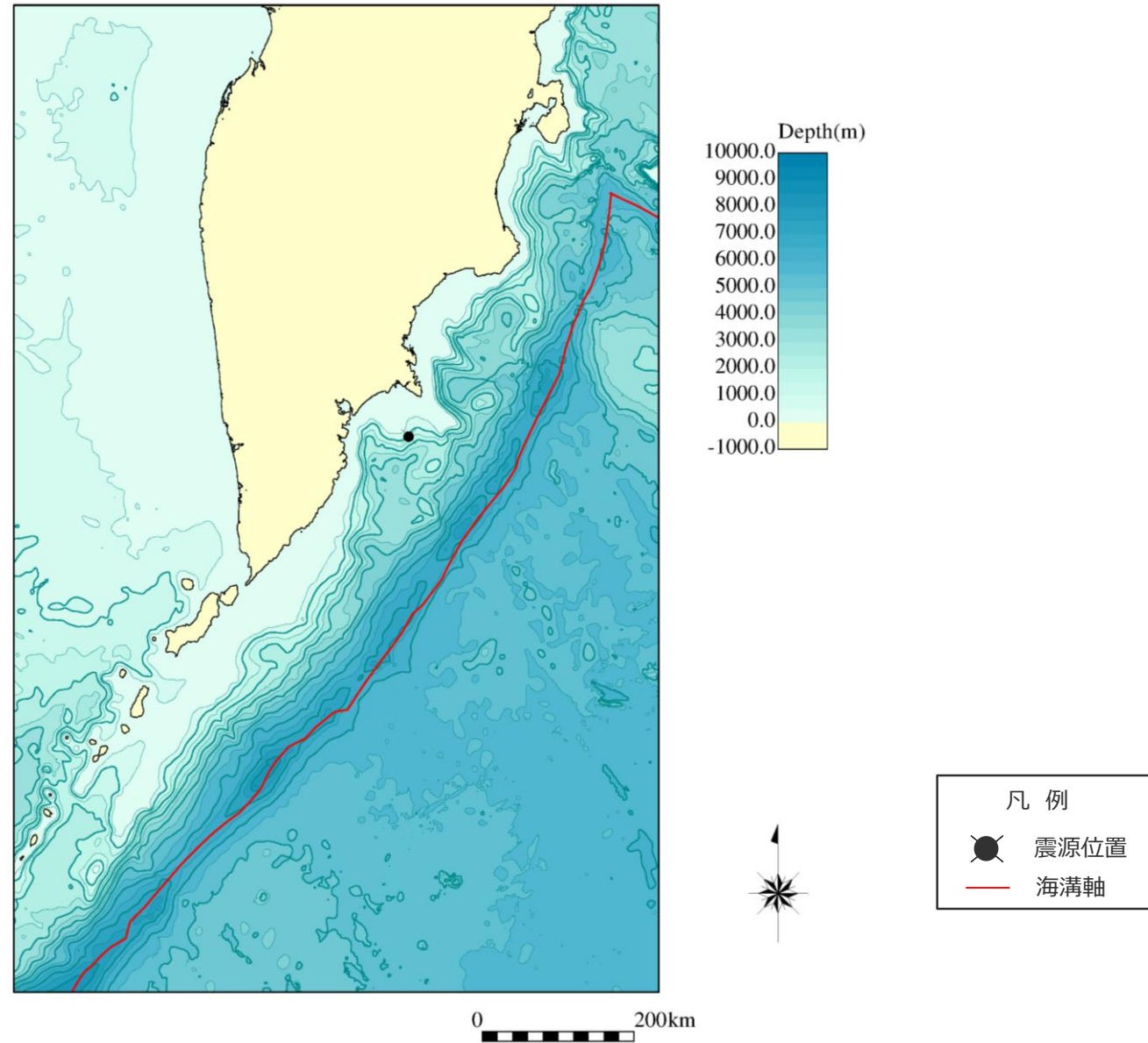


Baba et al.(2002)による波源モデル

Subfault	Depth of top edge (km)	Dip angle (°)	Slip (m)	S.E. (m)
1A	8	8	0.00	0.02
2A	7	8	1.06	0.13
3A	5	6	0.00	0.00
4A	3	4	0.04	0.24
5A	1	6	0.90	0.18
6A	1	9	3.02	0.16
7A	1	9	3.76	0.18
8A	1	9	0.00	0.01
1B	14	9	0.43	0.04
2B	13	8	0.06	0.10
3B	10	9	0.00	0.01
4B	6	9	0.52	0.14
5B	6	9	2.02	0.14
6B	8	14	2.49	0.11
7B	8	18	3.12	0.09
8B	8	19	0.54	0.05
1C	21	8	2.22	0.06
2C	19	9	4.11	0.28
3C	17	6	6.06	0.27
4C	13	9	3.52	0.13
5C	13	14	5.55	0.13
6C	19	14	0.08	0.08
7C	22	22	3.48	0.21
8C	23	22	0.00	0.05
2D	26	9	0.00	0.00
3D	22	10	4.88	0.23
4D	20	13	0.00	0.06
5D	24	14	0.17	0.04
6D	30	26	1.12	0.05

1946年南海地震の波源モデル

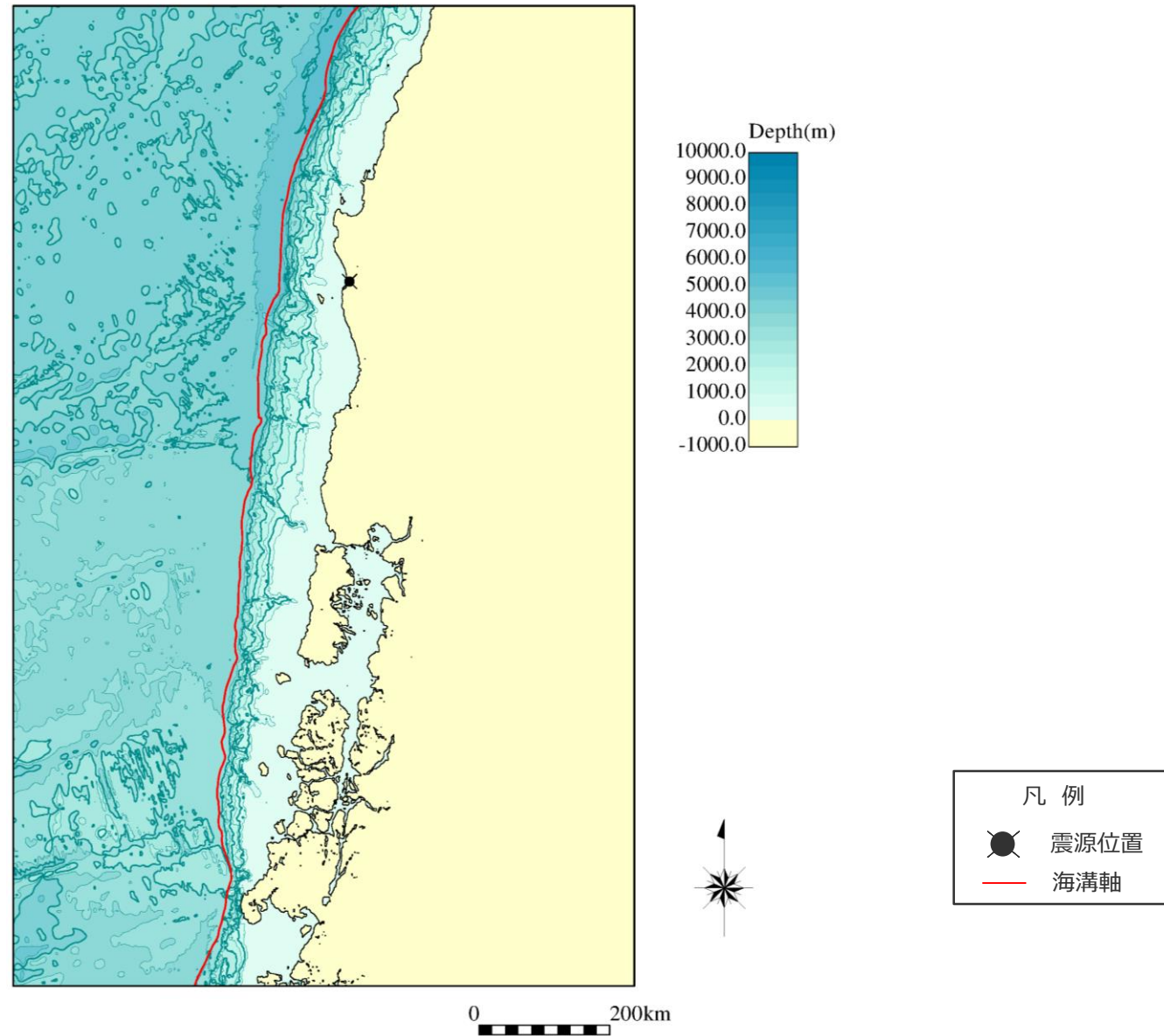
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1952年カムチャッカ地震の震源付近の水深図)



1952年カムチャッカ地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

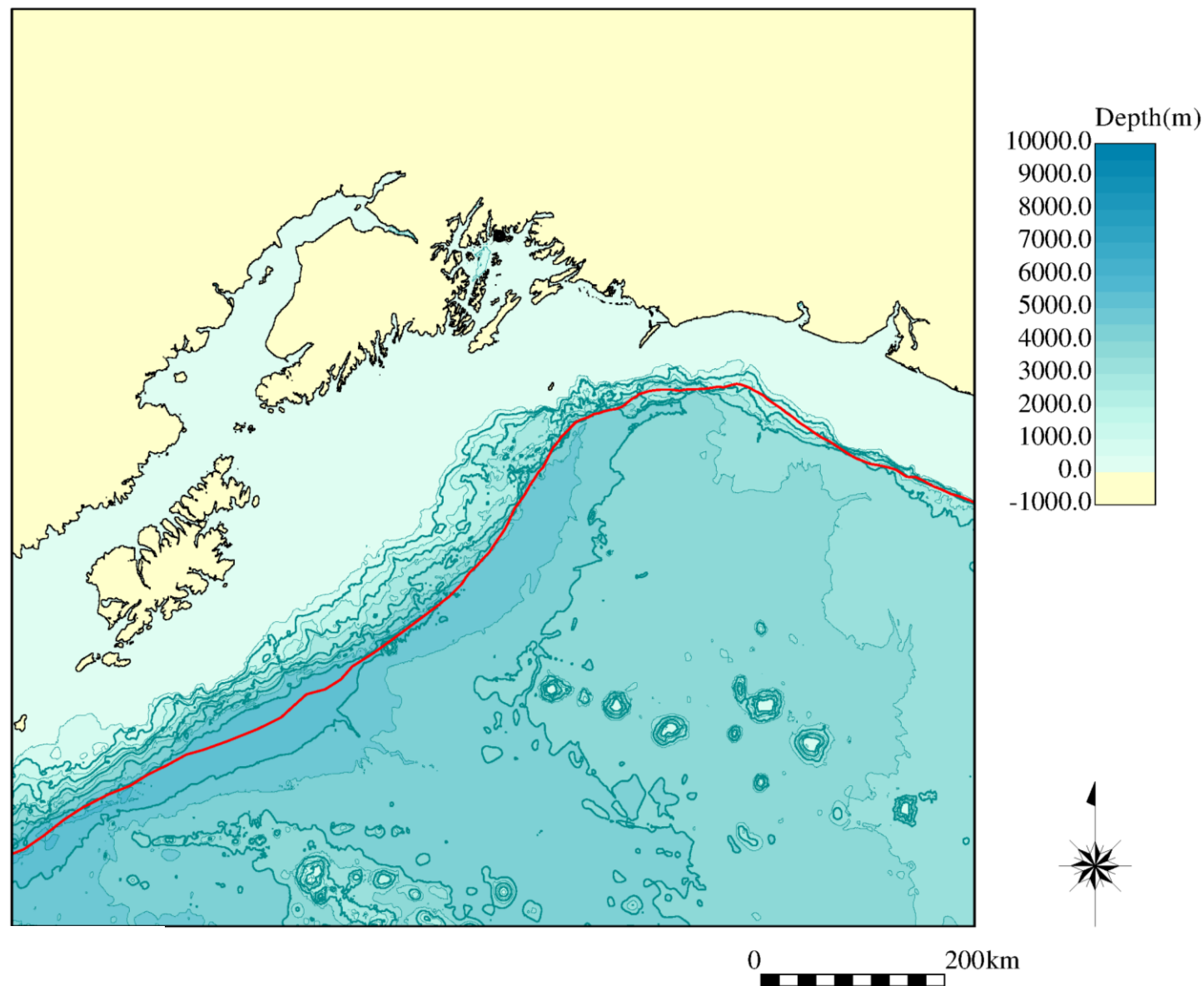
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1960年チリ地震の震源付近の水深図)



1960年チリ地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

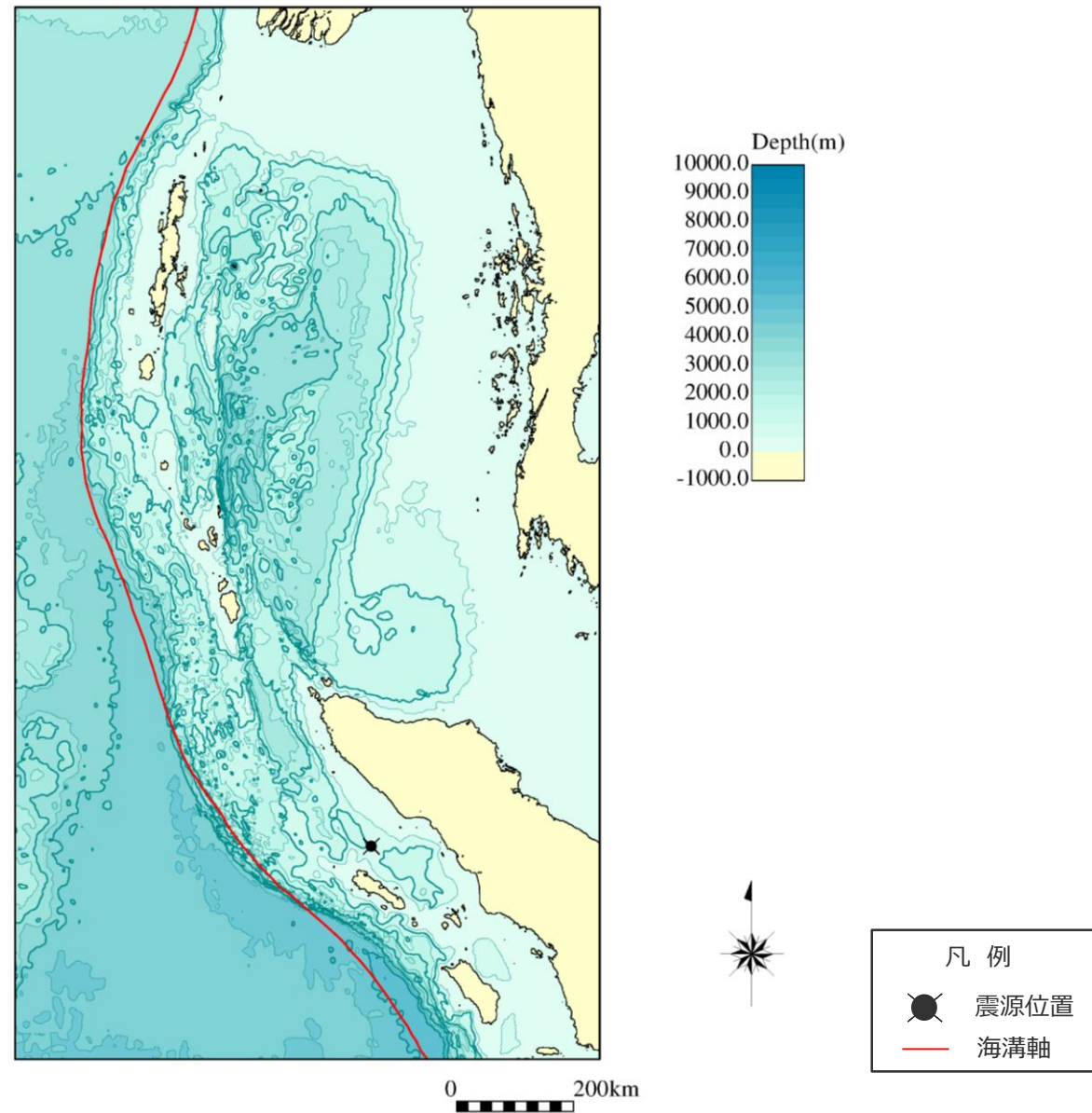
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1964年アラスカ地震の震源付近の水深図)



1964年アラスカ地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

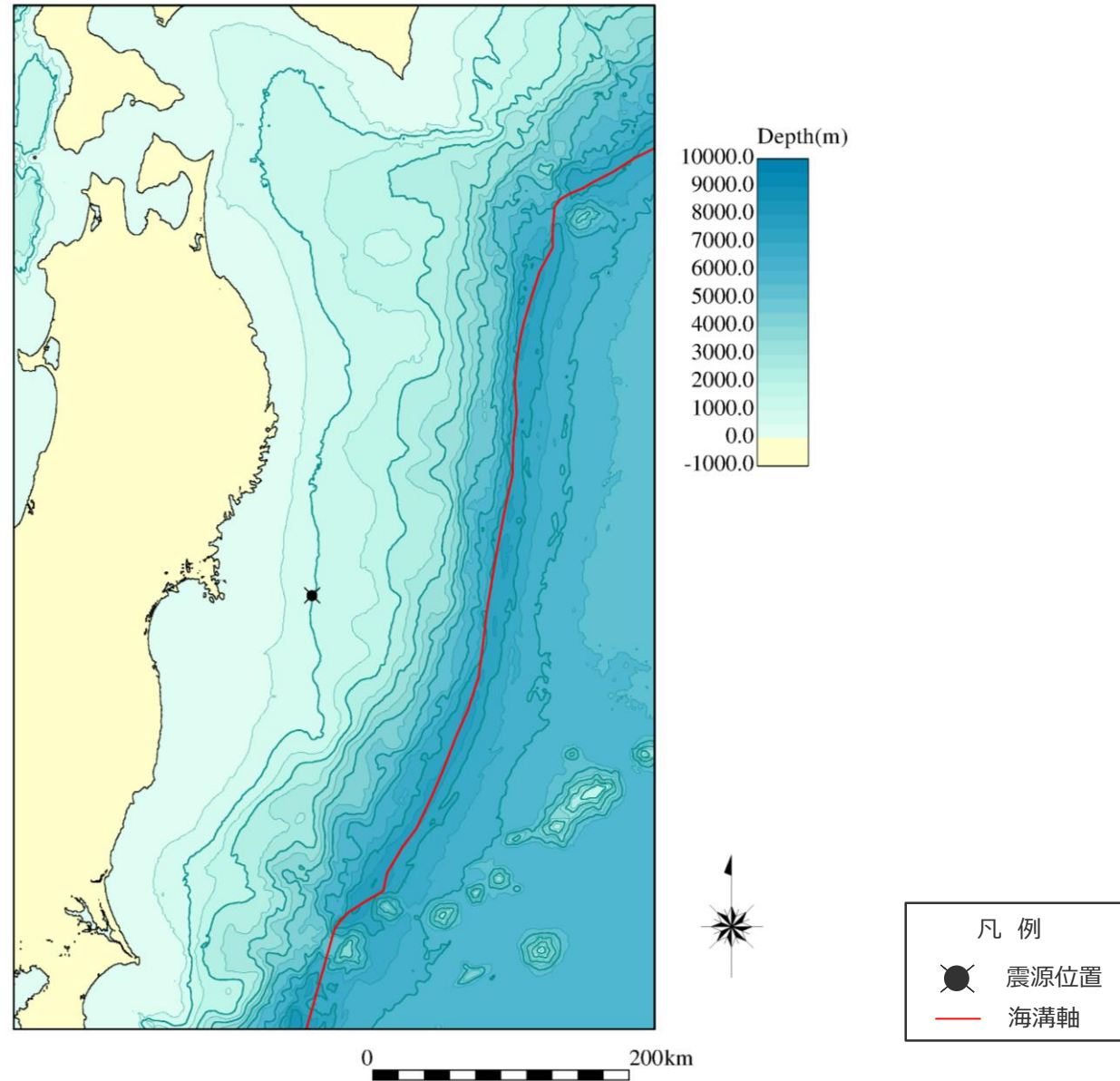
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2004年スマトラ島沖地震の震源付近の水深図)



2004年スマトラ島沖地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

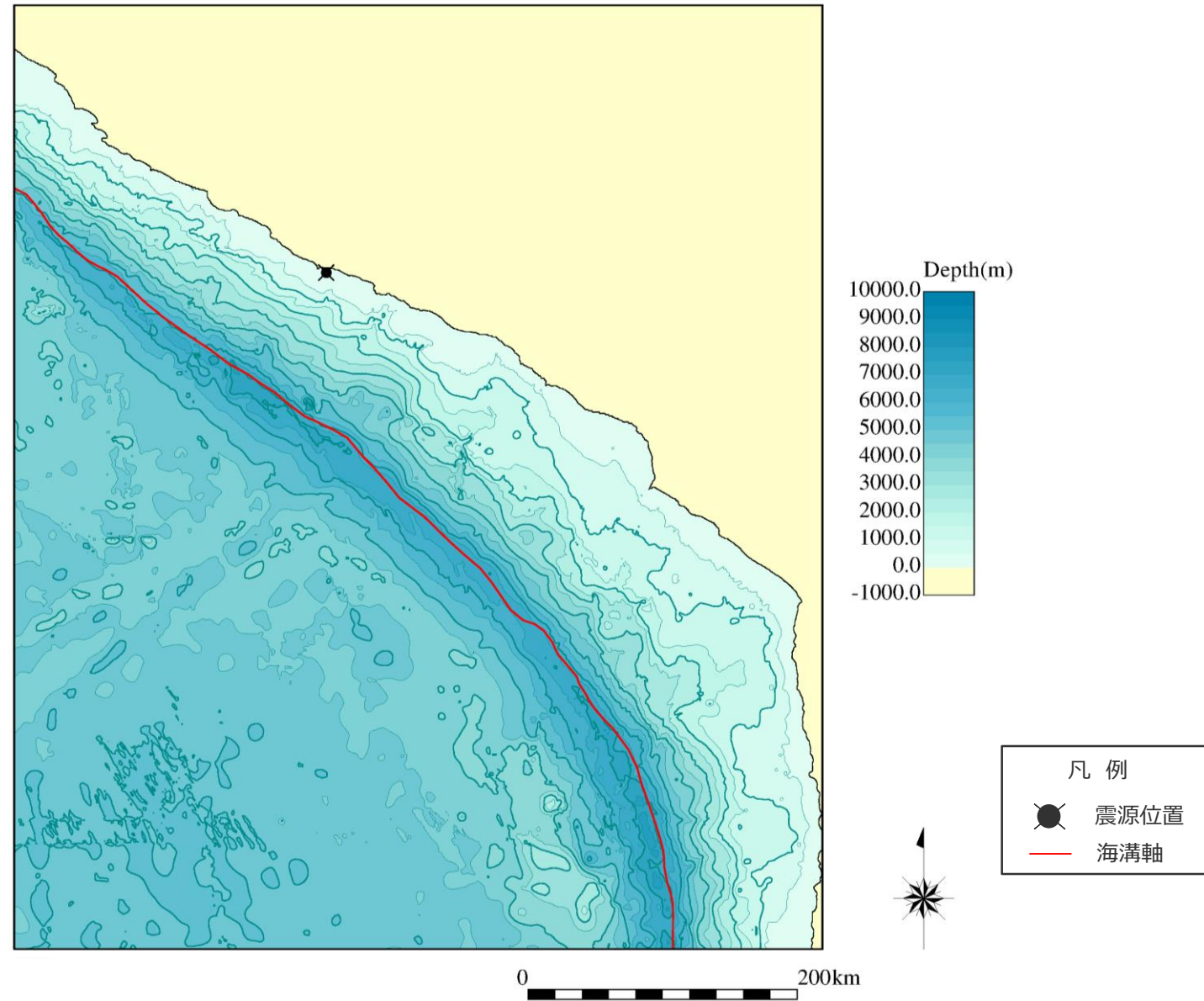
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2011年東北沖地震の震源付近の水深図)



2011年東北沖地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

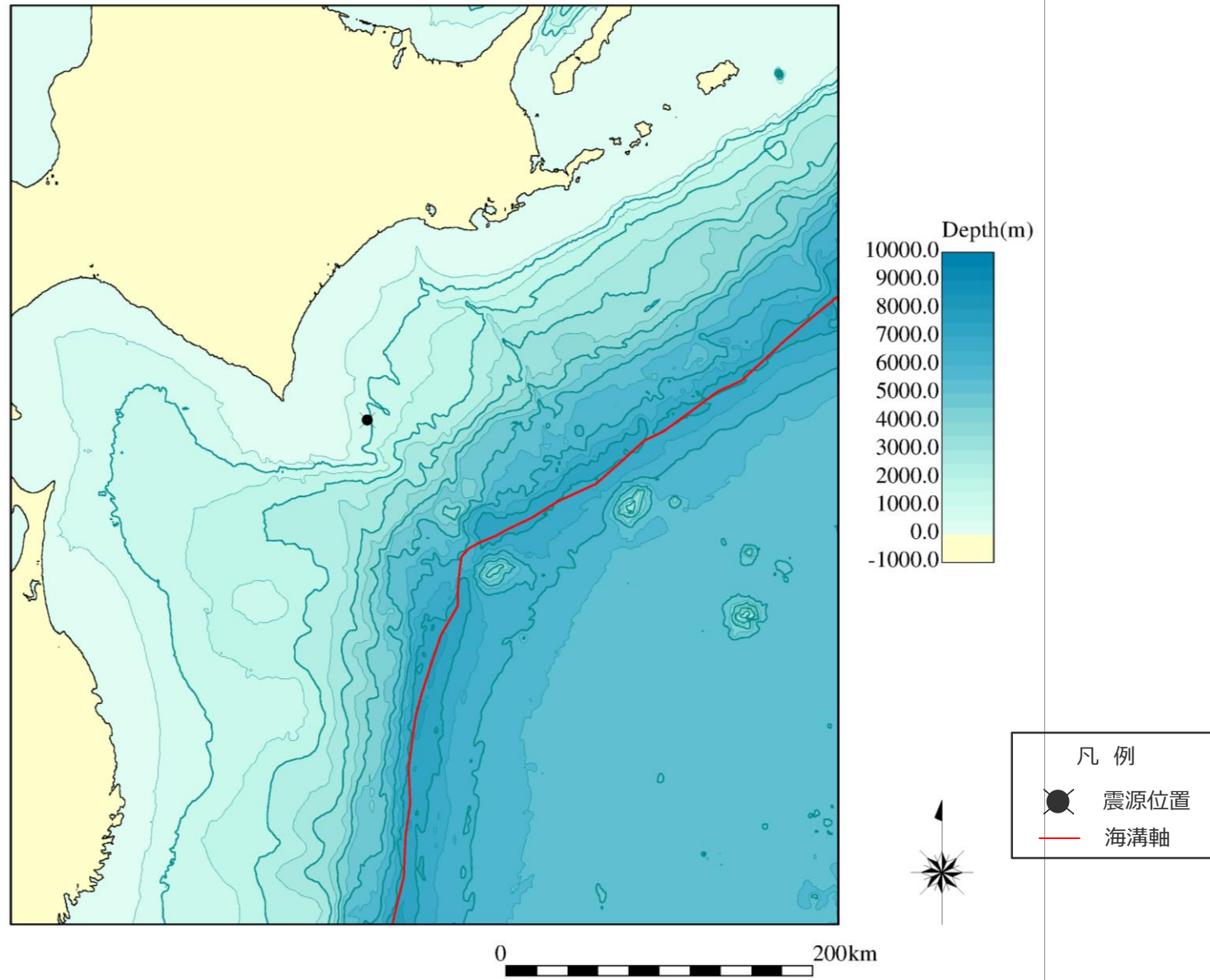
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2001年ペルー地震の震源付近の水深図)



2001年ペルー地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

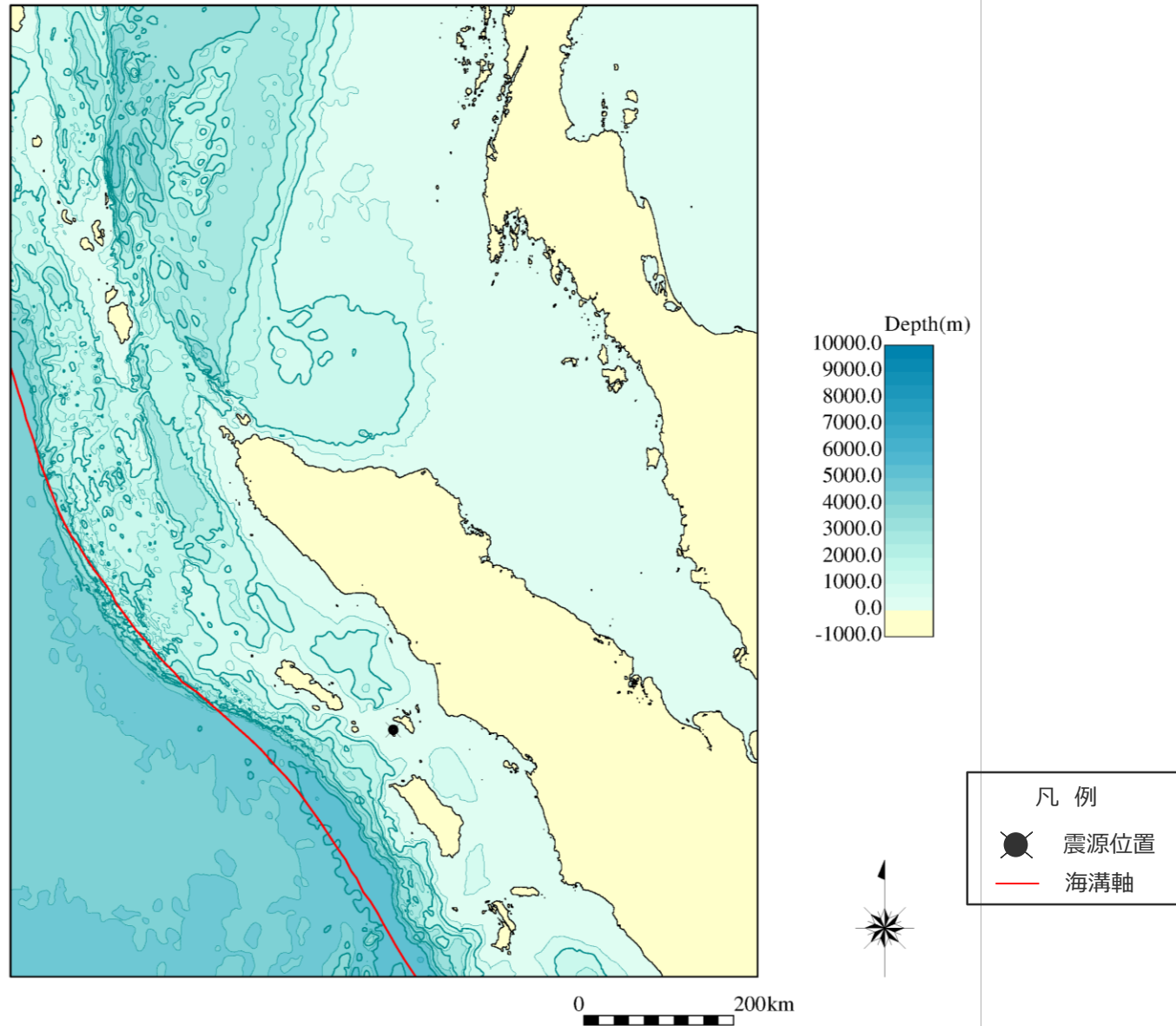
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2003年十勝沖地震の震源付近の水深図)



2003年十勝沖地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

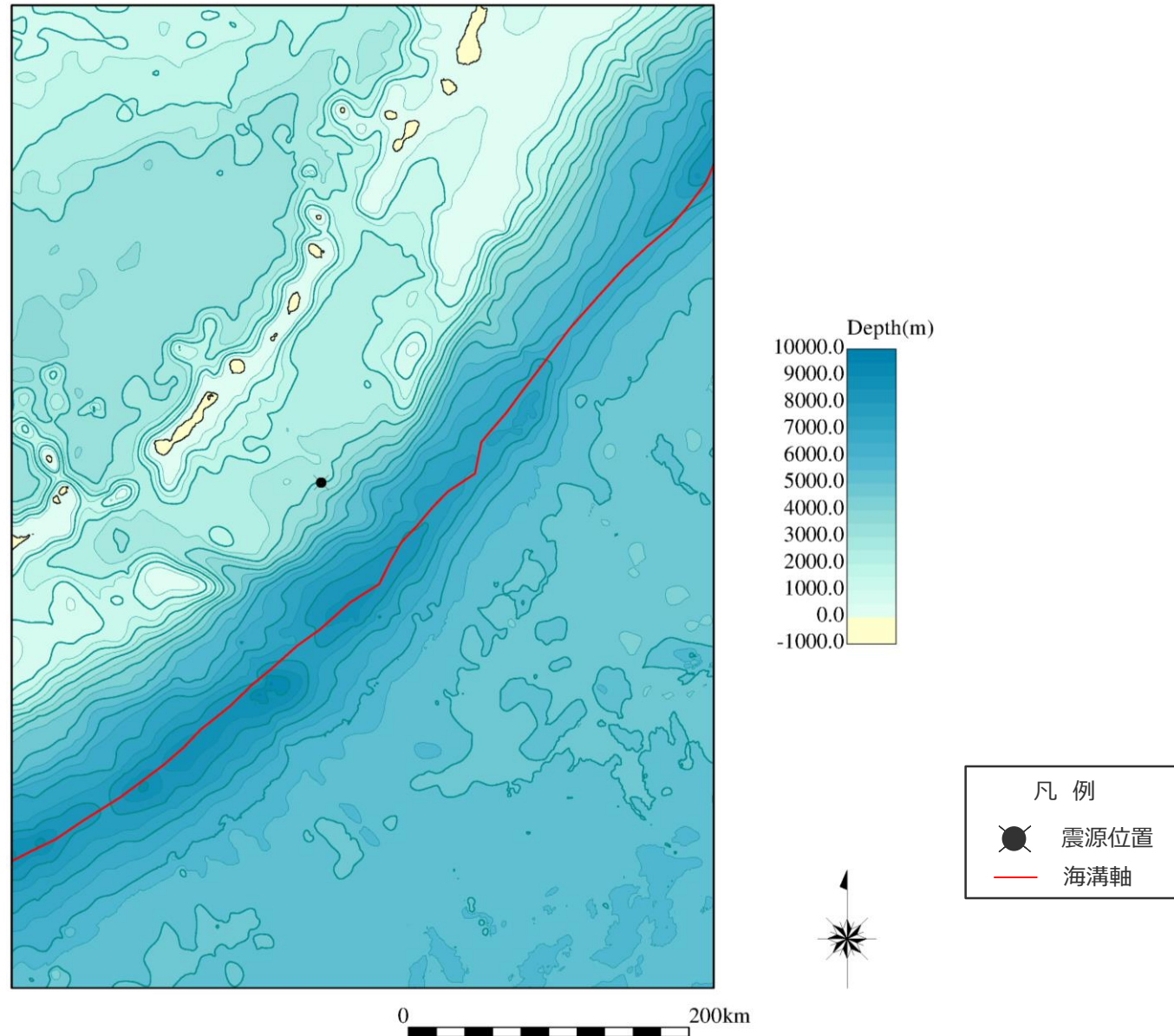
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2005年スマトラ島沖地震の震源付近の水深図)



2005年スマトラ島沖地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

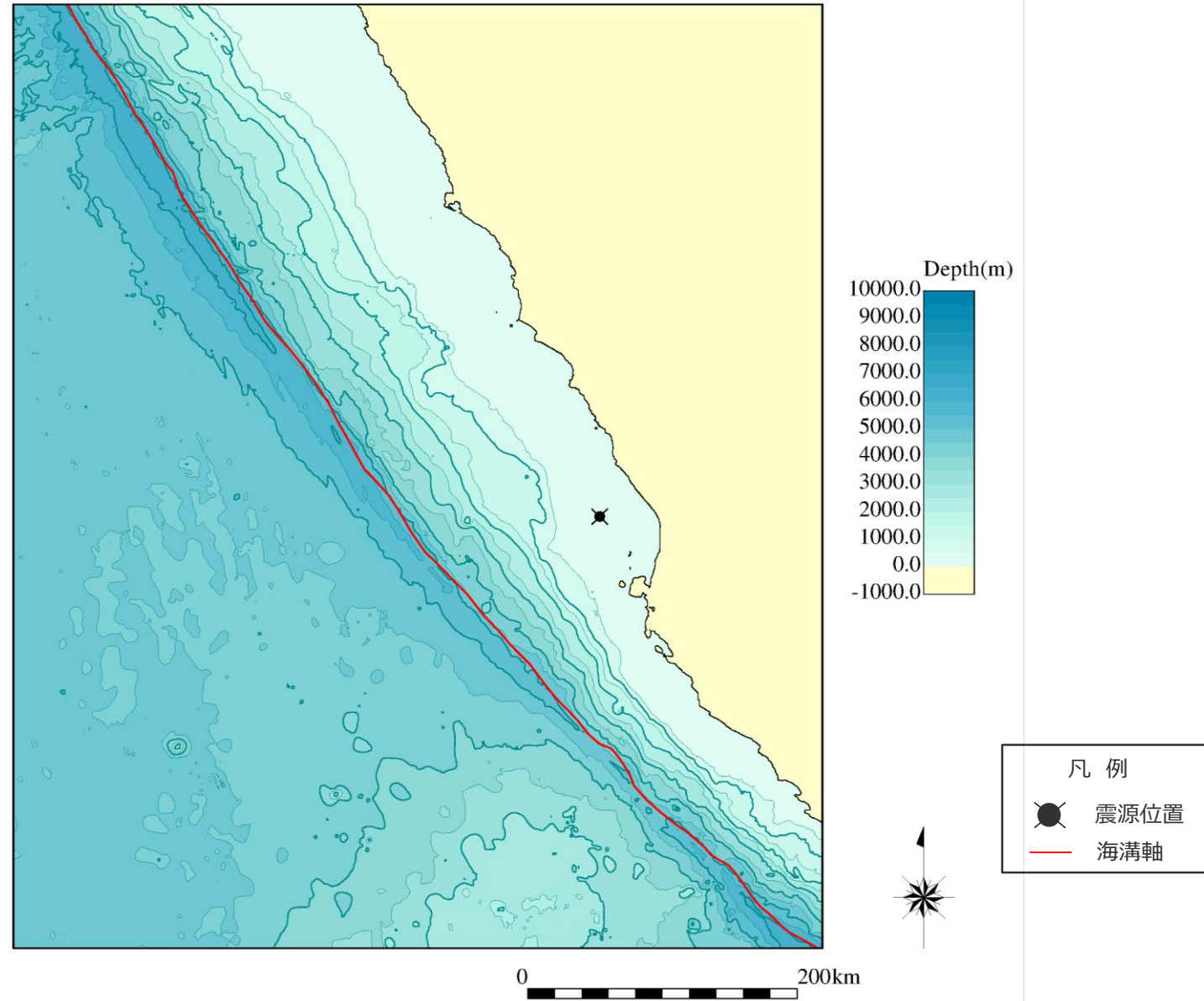
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2006年千島列島沖地震の震源付近の水深図)



2006年千島列島沖地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

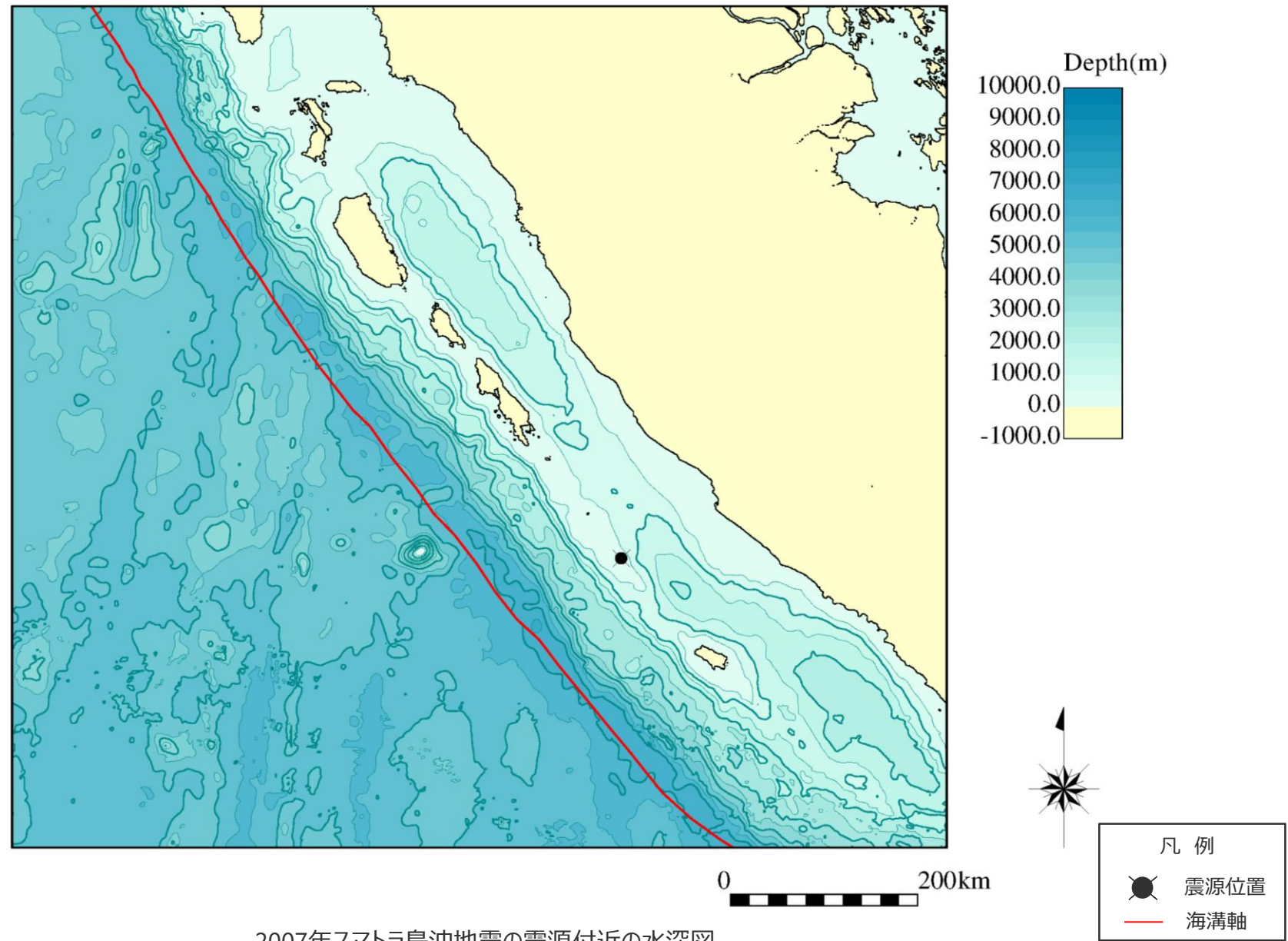
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2007年ペルー地震の震源付近の水深図)



2007年ペルー地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

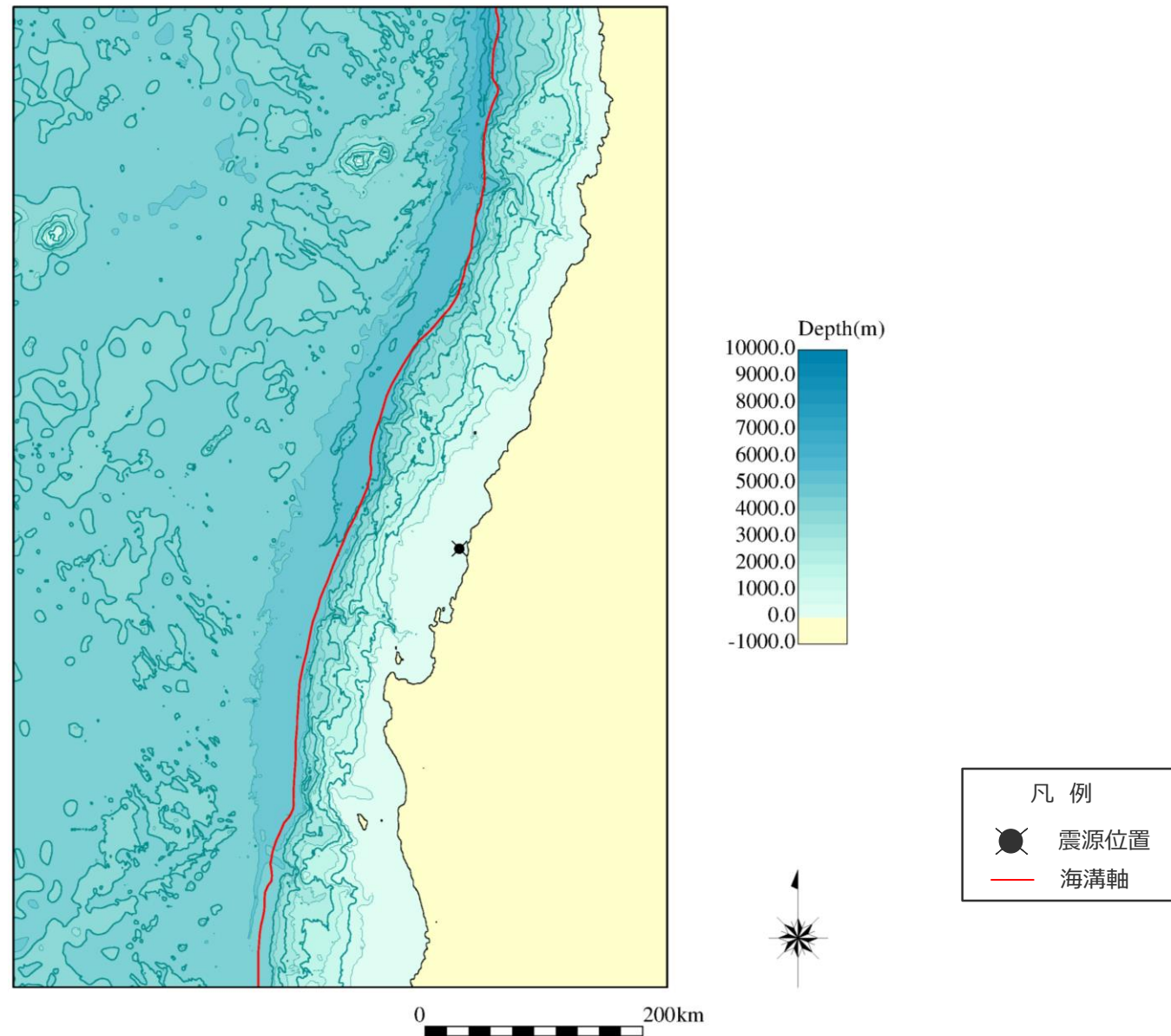
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2007年スマトラ島沖地震の震源付近の水深図)



2007年スマトラ島沖地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

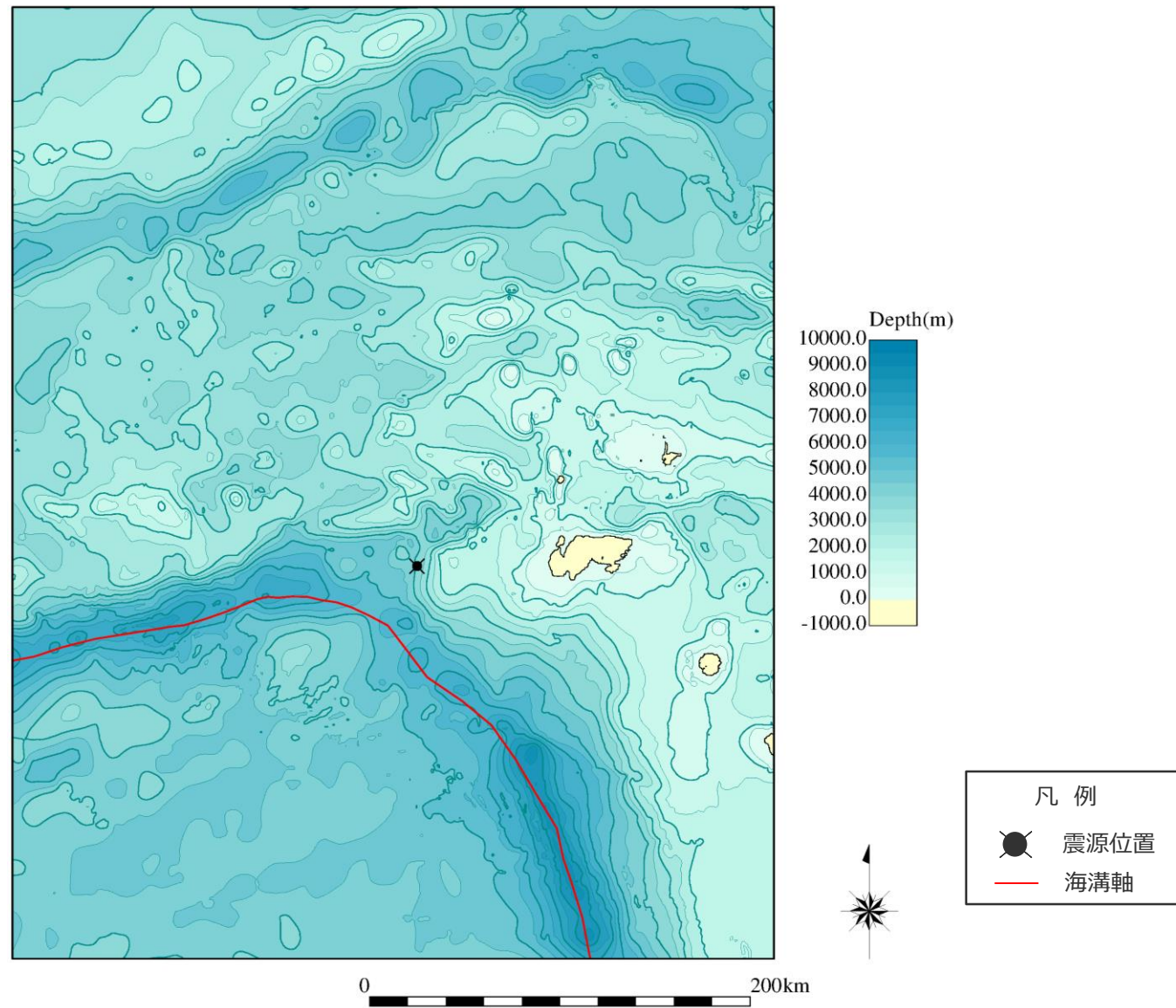
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2010年チリ地震の震源付近の水深図)



2010年チリ地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

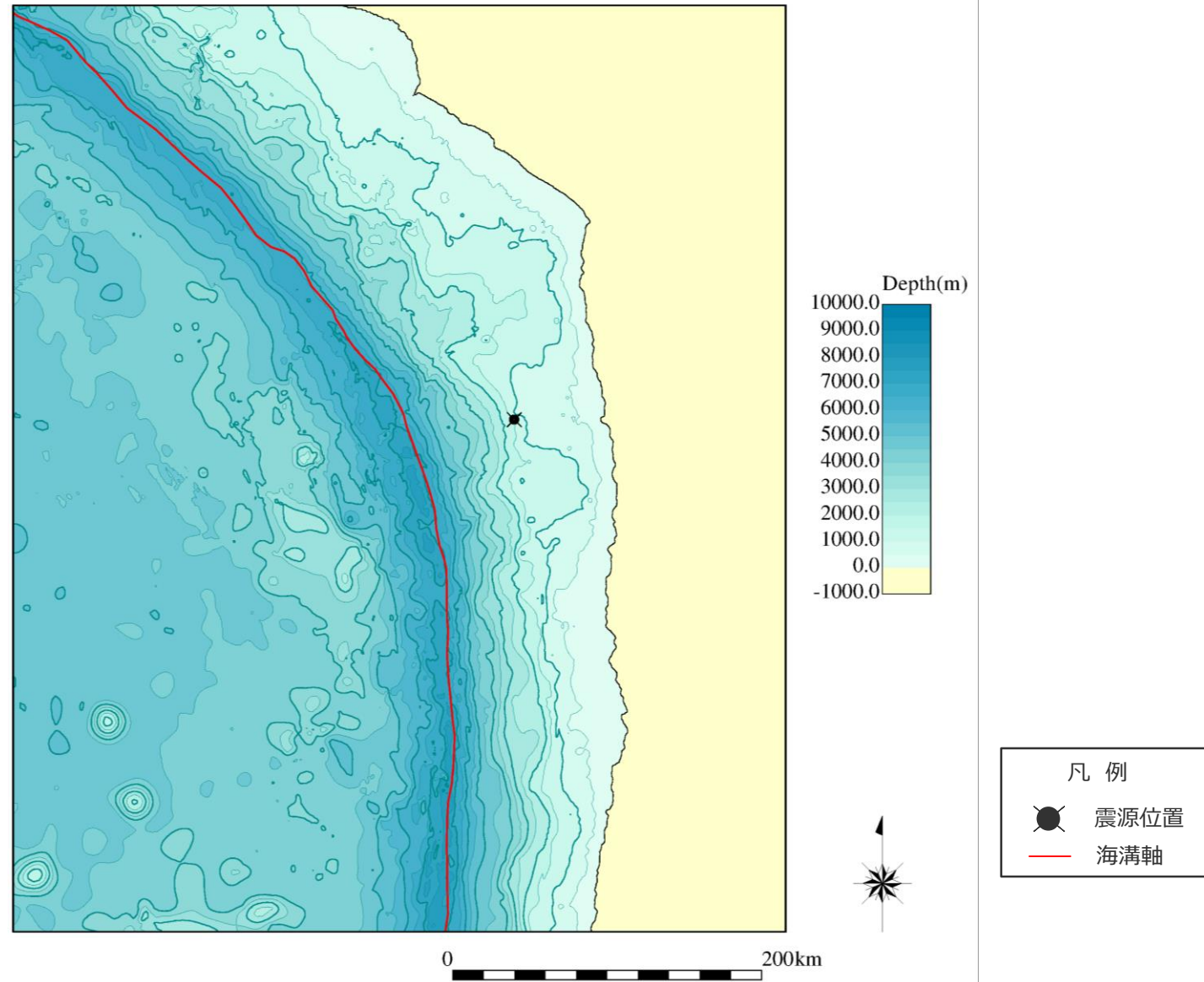
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2013年ソロモン諸島沖地震の震源付近の水深図)



2013年ソロモン諸島沖地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

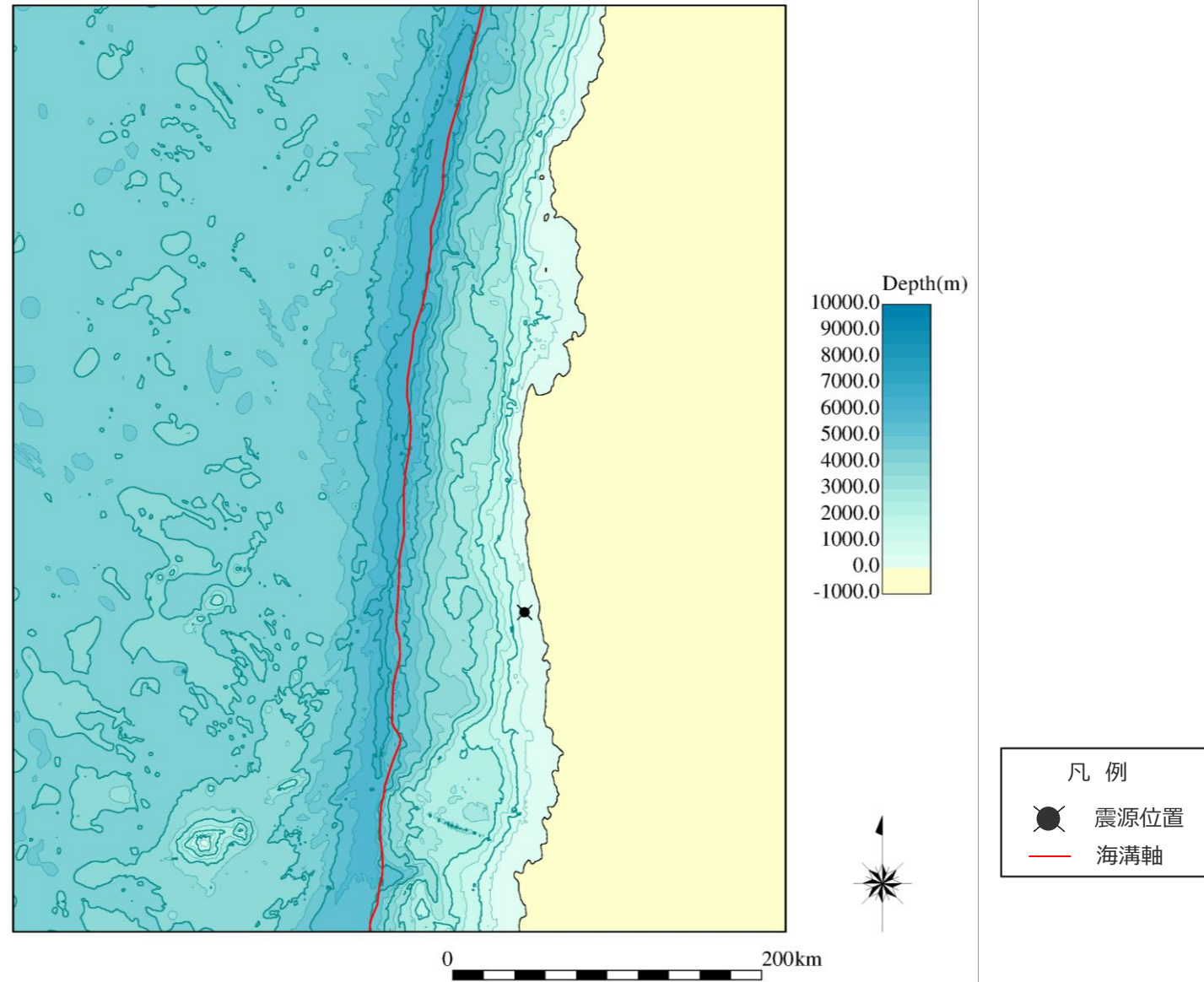
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2014年チリ地震の震源付近の水深図)



2014年チリ地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

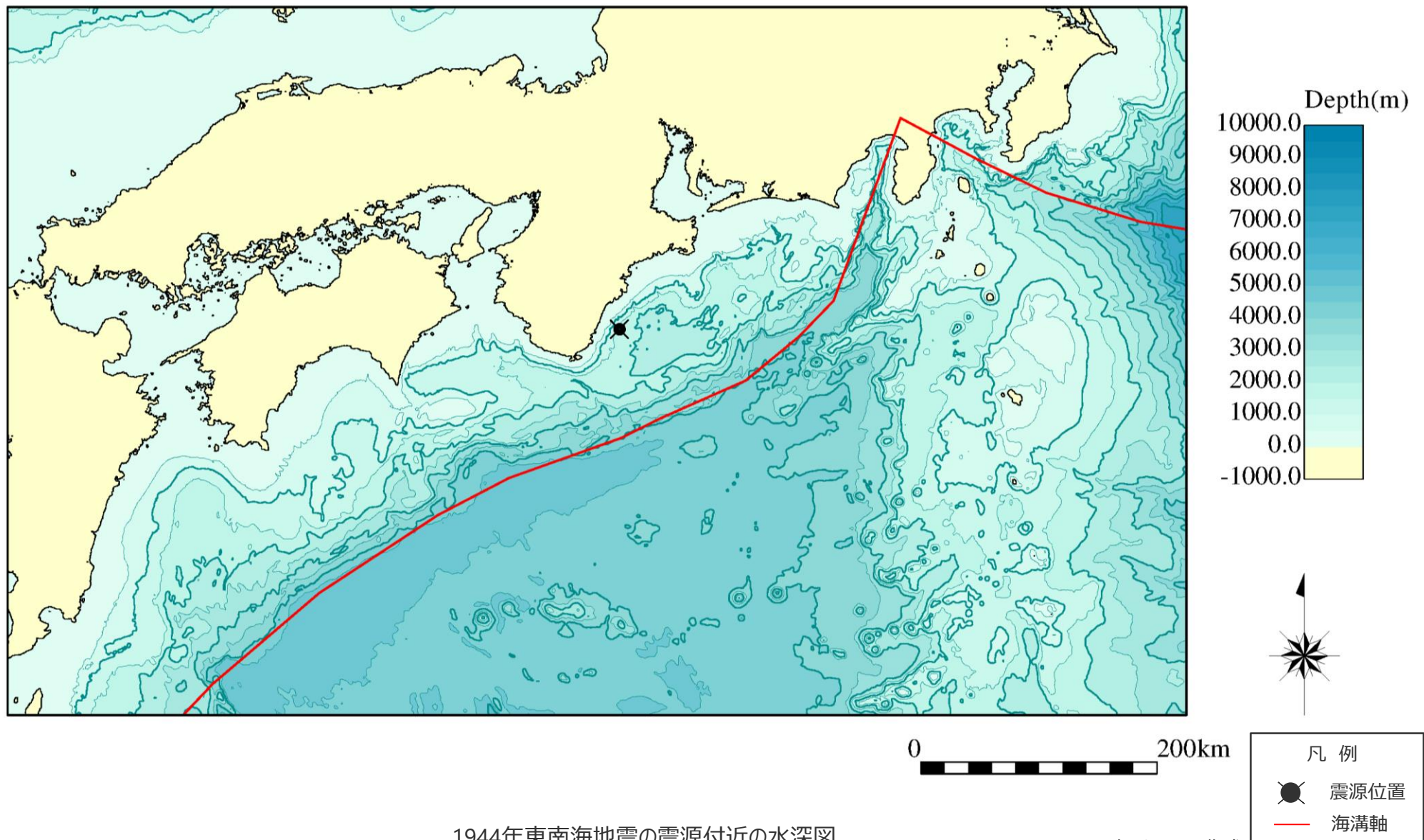
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2015年チリ地震の震源付近の水深図)



2015年チリ地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

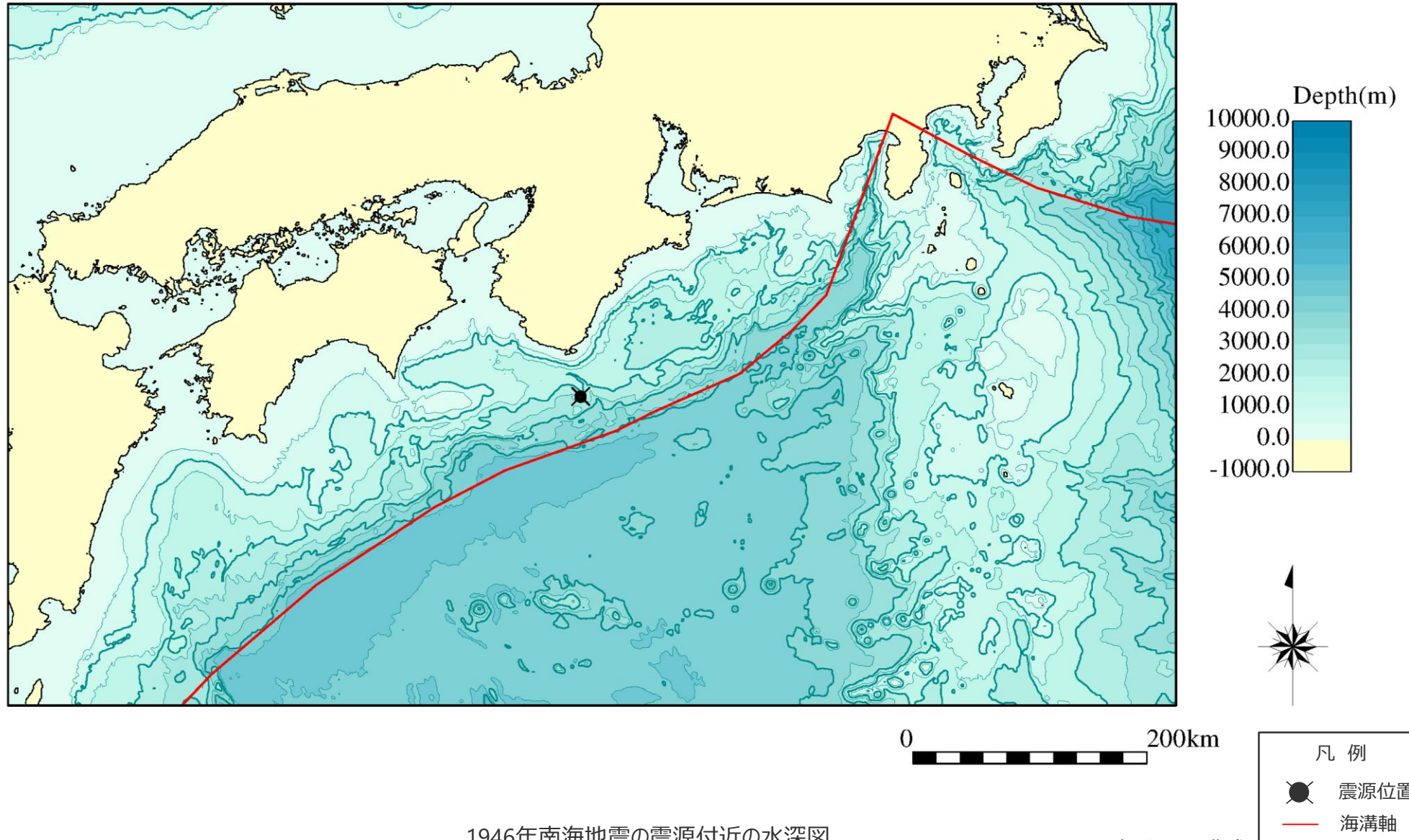
Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1944年東南海地震の震源付近の水深図)



1944年東南海地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1946年南海地震の震源付近の水深図)

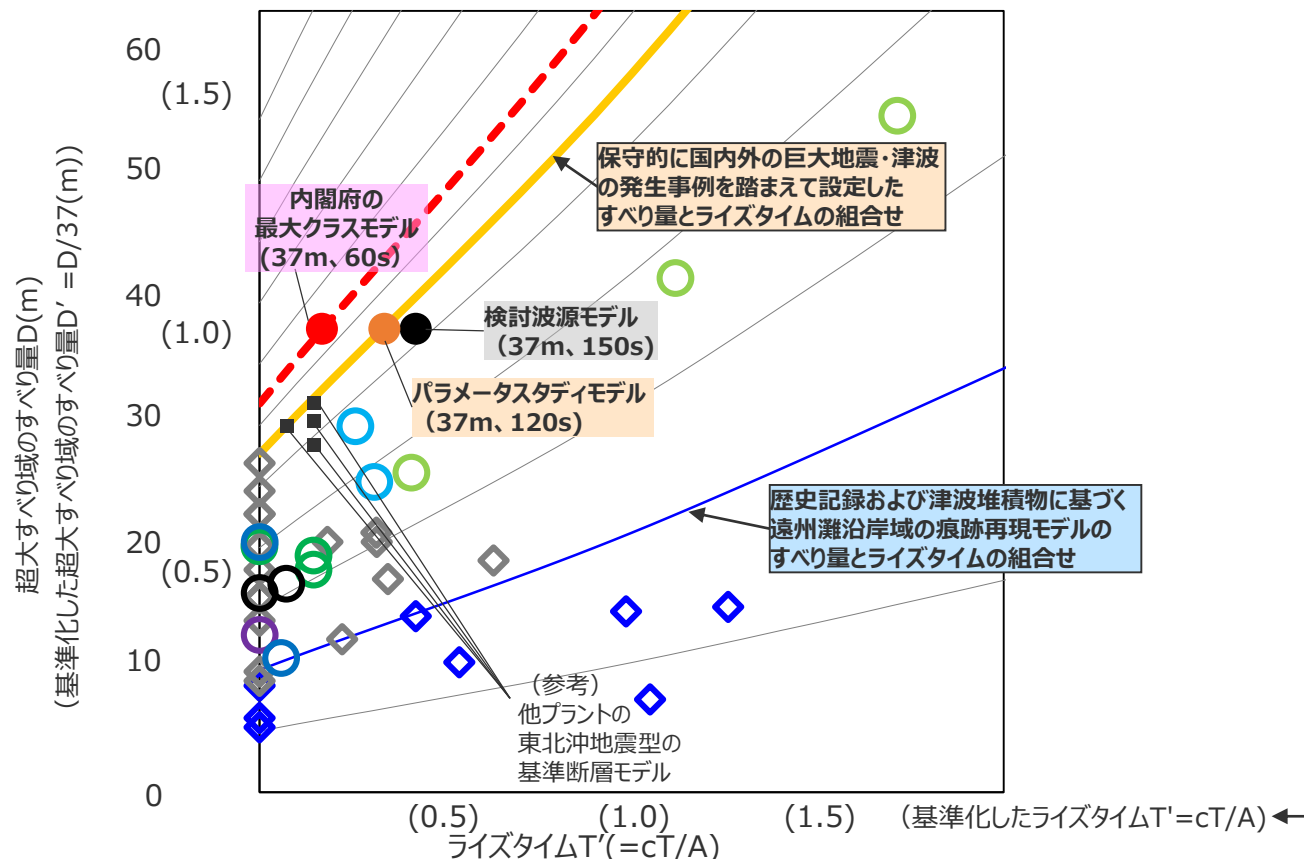


1946年南海地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (初期水位に対するすべり量とライズタイムの関係を踏まえた検討)

■ Kajiura(1970)による初期水位に対するすべり量とライズタイムの関係について、他プラントの東北沖地震型の基準断層モデルを図示した結果は以下のとおり。



- : 内閣府の最大クラスモデル
- : パラメータスタディモデル
- : 検討波源モデル
- : 1952年カムチャツカ地震(Mw9.0)
- : 1960年チリ地震(Mw9.5)
- : 1964年アラスカ地震(Mw9.2)
- : 2004年スマトラ島沖地震(Mw9.1)
- : 2010年チリ地震(Mw8.8)
- : 2011年東北沖地震(Mw9.1)
- ◇ : その他近年のMw8クラスの地震
- ◇ : 南海トラフの地震

Mw8クラスの地震の中には津波地震の領域 (Lay et al.(2012)による領域A) を破壊していない地震も含まれており、震源域が浅いほどライズタイムは長いと考えられるが、本検討では保守的にこの効果を考慮していない。

・津波水位の等高線は、加藤ほか(2020)に基づく

海域ごとのライズタイムの基準化パラメータ

項目	算定根拠
波速c	各海域の浅部断層の波速は、海溝軸の水深の1/2を浅部領域の平均水深hとし \sqrt{gh} により算定
海底隆起幅A	各海域の浅部領域の幅は、地震調査委員会の長期評価の評価対象領域等から算定

国内外の地震のすべり量とライズタイムの組合せの比較分析結果 (加藤ほか(2020)を基に作成)
(ライズタイムを海域ごとの波速と隆起幅により基準化)

Mw8~9クラスの地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (初期水位に対するすべり量とライズタイムの関係を踏まえた検討)

- 他プラントの東北沖地震型の基準断層モデルのすべり量、ライズタイムは以下のとおり。

モデル名		超大すべり域のすべり量 $D_{sa}(m)^{1)}$	基準化すべり量 $D'_{sa}{}^{2)}$	ライズタイム T (s)
他プラントの 東北沖地震型の 基準断層モデル	モデルa(Mw9.1)	27.4	0.75	60
	モデルb(Mw9.0)	30.7	0.84	60
	モデルc(Mw9.0)	29.4	0.80	60
	モデルd(Mw9.1)	28.9	0.79	30
(参考) 痕跡再現モデル(南海トラフ、Mw8.8) (遠州灘沿岸域の痕跡再現モデル) (南海トラフ広域の痕跡再現モデル)		8.7	0.24	60
(参考) 検討波源モデル(南海トラフ、Mw9.1)		36.8	1.00	150
(参考) 内閣府モデル(南海トラフ、Mw9.1)		36.8	1.00	60

1) 痕跡再現モデルは、大すべり域のすべり量。

2) 検討波源モデルのすべり量(36.8m)で基準化。

余 白