

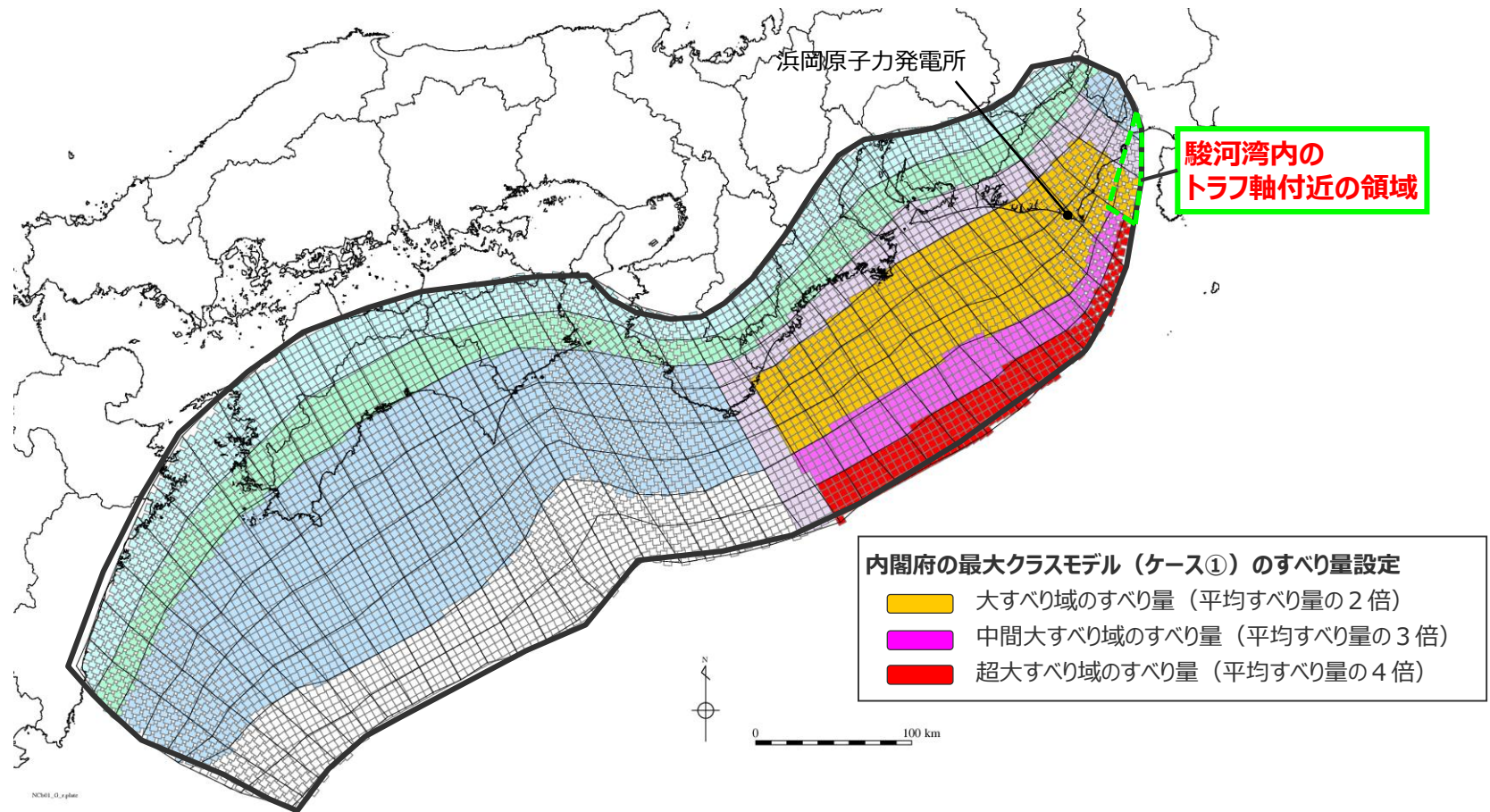
6 検討波源モデルの津波評価の詳細

6-2 超大すべり域の位置に関する検討

6-2 超大すべり域の位置に関する検討

内閣府の最大クラスモデルの駿河湾内のすべり量設定の確認

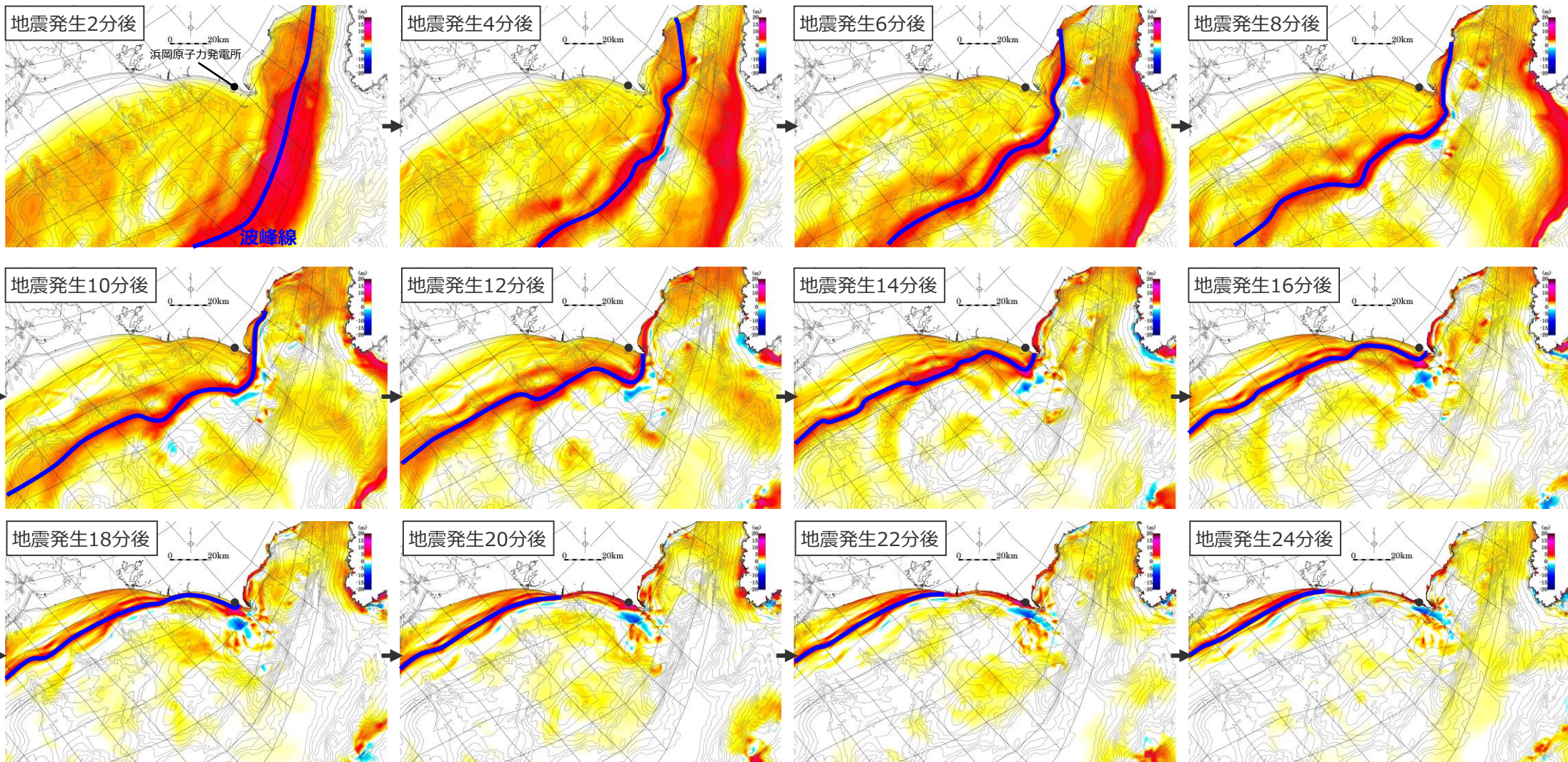
- 内閣府(2012)によると、「駿河湾内については、他の領域に比べ、プレート境界面の深さ10kmの位置がトラフ軸に近くなり、また、トラフ軸沿いの津波断層モデルの面積も狭くなることから、この領域は分岐断層的な運動をする領域とみなすこととする。したがって、この領域が超大すべり域となる場合のすべり量は、分岐断層と同じく、大すべり域のすべり量（平均すべり量の2倍のすべり量）と同じとする。」としている。
- ここでは、内閣府の駿河湾内の超大すべり域の設定が敷地の津波評価に与える影響について分析した。



内閣府の最大クラスモデル（ケース①）

6-2 超大すべり域の位置に関する検討 敷地への津波の到来方向の確認

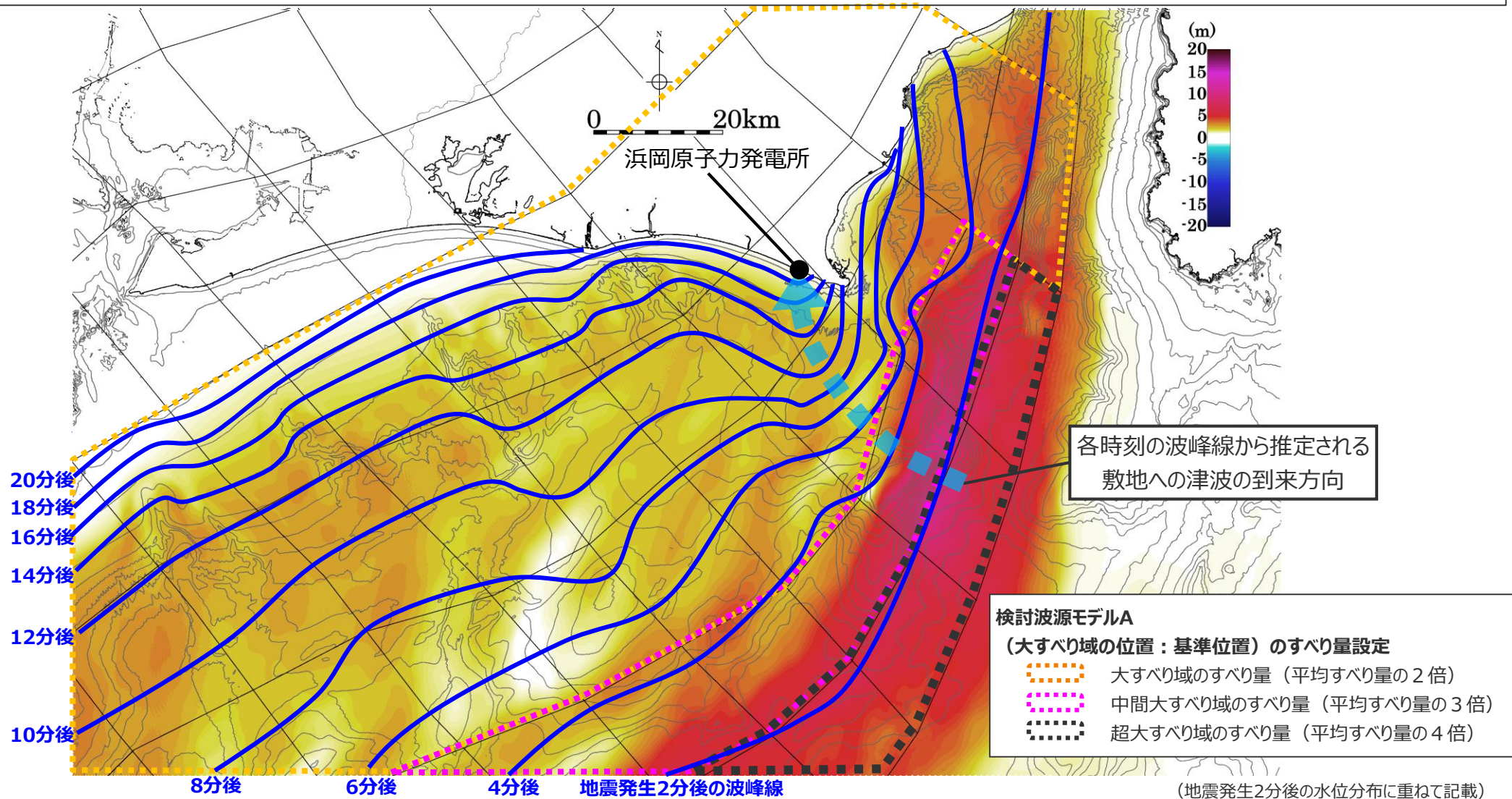
- まず、超大すべり域の位置と敷地への影響の大きい領域との関係について、敷地への津波の到来方向を確認するため、内閣府の最大クラスモデルケース①による敷地周辺の津波伝播状況をスナップショットおよび波峰線で確認した。
- 南海トラフのトラフ軸付近で発生した短波長の津波が水深変化に伴って屈折して遠州灘沿岸域へ到来していることが確認できる。



内閣府の最大クラスモデルケース①による各時刻の水位分布およびトラフ軸付近で発生した津波の波峰線

6-2 超大すべり域の位置に関する検討 敷地への津波の到来方向の確認 (超大すべり域の位置との関係)

- 各時刻の波峰線を重ね描き、その垂線から推定される敷地への津波の到来方向を示す。
- 内閣府の最大クラスモデルケース①による各時刻の津波の波峰線からは、敷地南東のトラフ軸付近の領域で発生した津波が水深変化に伴って屈折して敷地へ到来していることが確認できる。また、敷地南東のトラフ軸付近の領域は検討波源モデルにおいて超大すべり域のすべり量が設定されている領域であることを確認した。

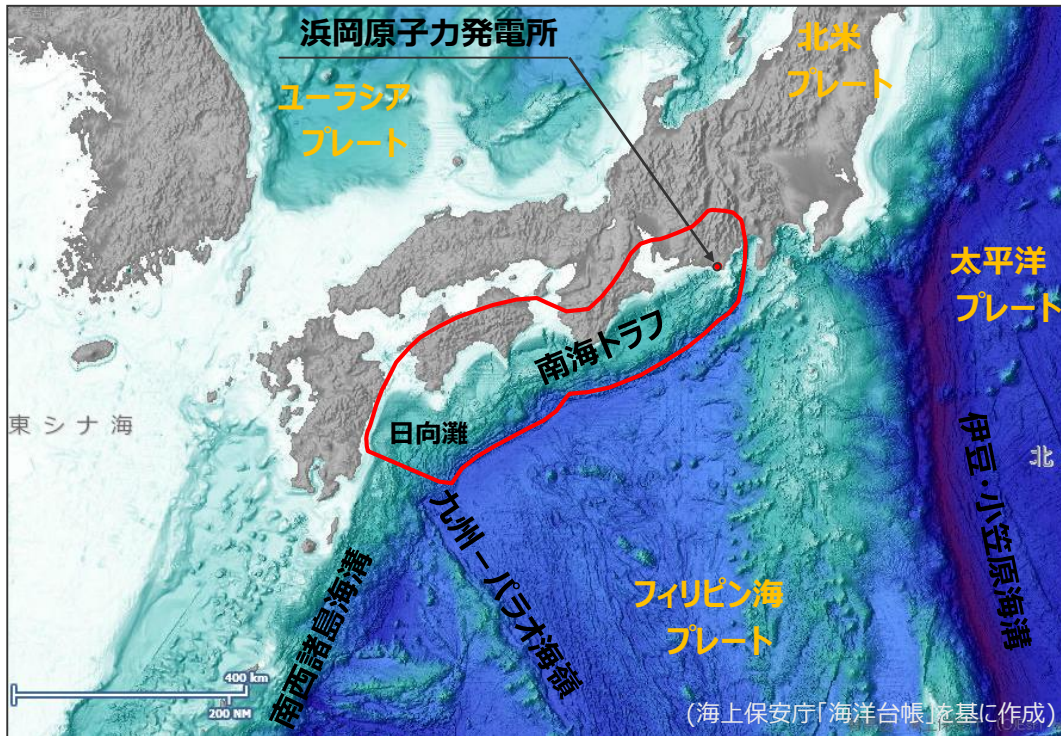


各時刻の波峰線と、その垂線から推定される敷地への津波の到来方向

6-2 超大すべり域の位置に関する検討

敷地を波源とした津波の伝播特性に関する検討

- 敷地前面の海域から広く到来する津波の指向性の傾向を把握し、基準津波の波源との関係を確認するため、発電所敷地前面に波源を仮定した場合の津波数値シミュレーションを実施。



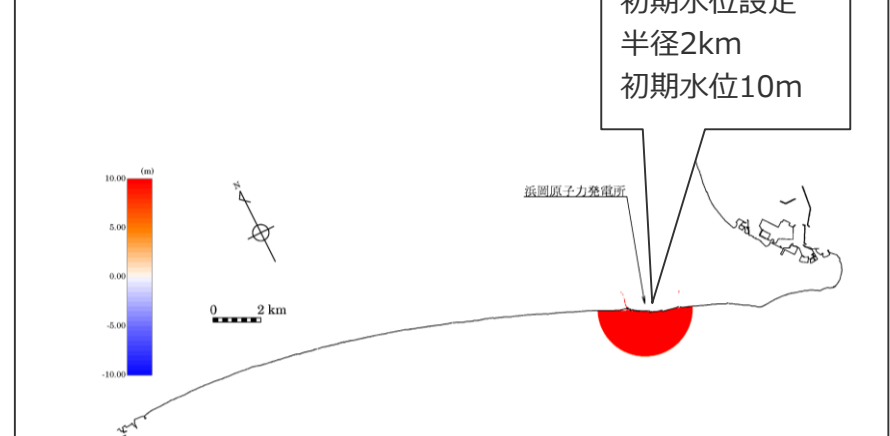
※地震調査委員会(2013)における南海トラフの最大クラスの地震の震源域を赤線で図示

日本列島周辺の海底地形

【解析の方法】

- 発電所敷地前面に波源（半径2km 初期水位10m）を仮定し、敷地前面海域における最大上昇水位を数値シミュレーションで確認する。

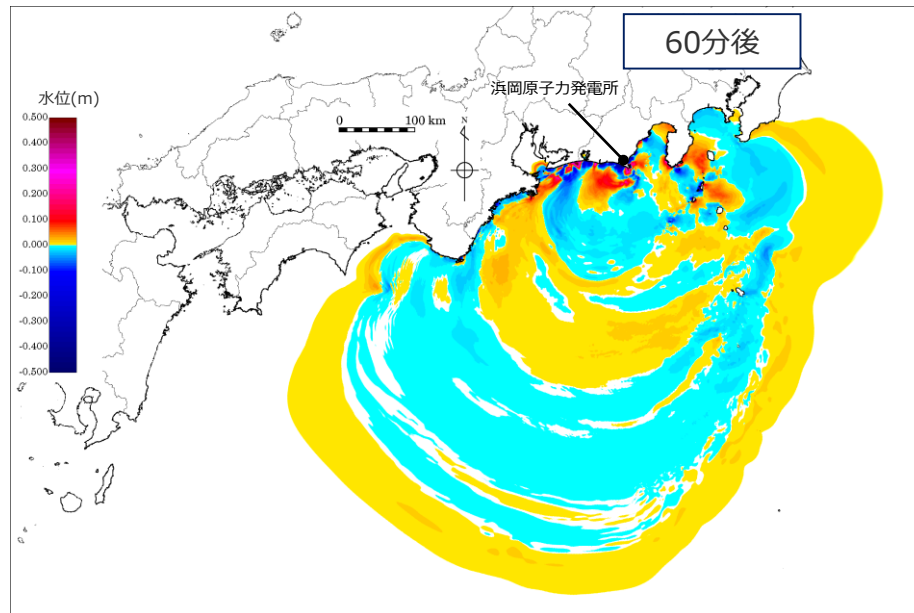
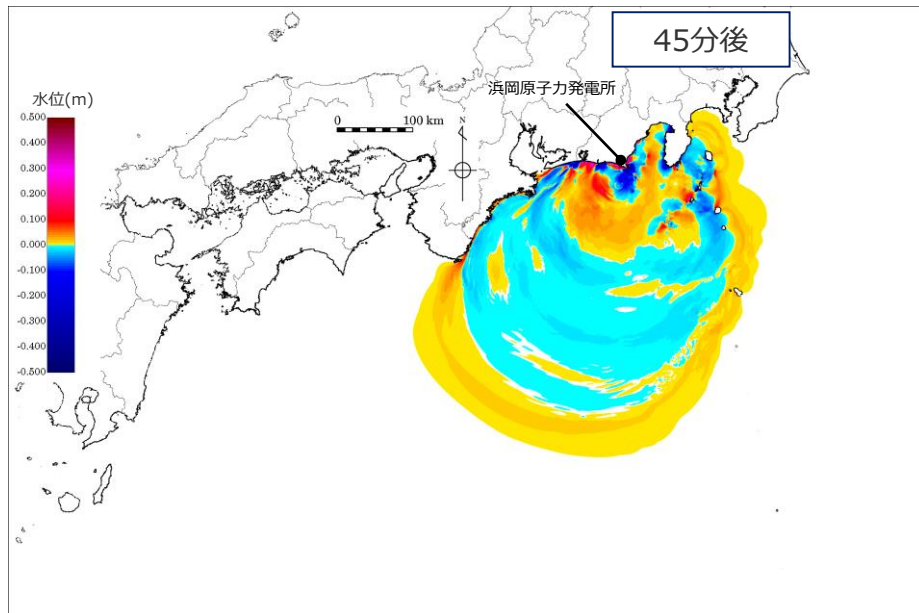
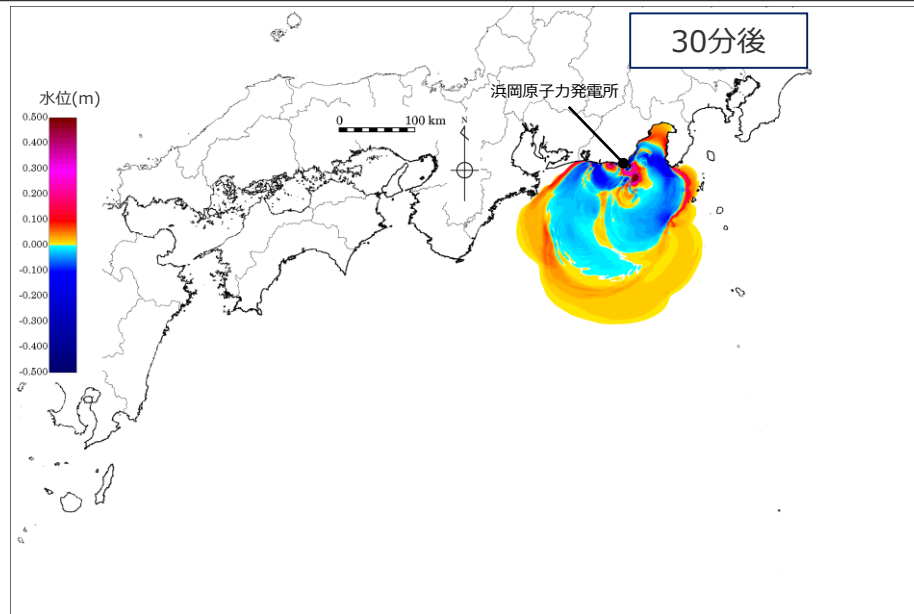
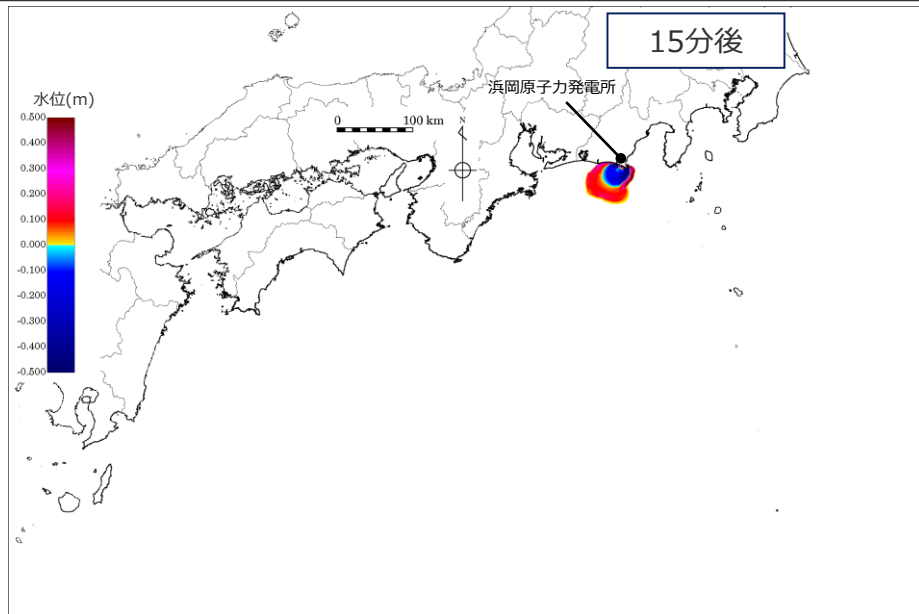
【設定した波源】



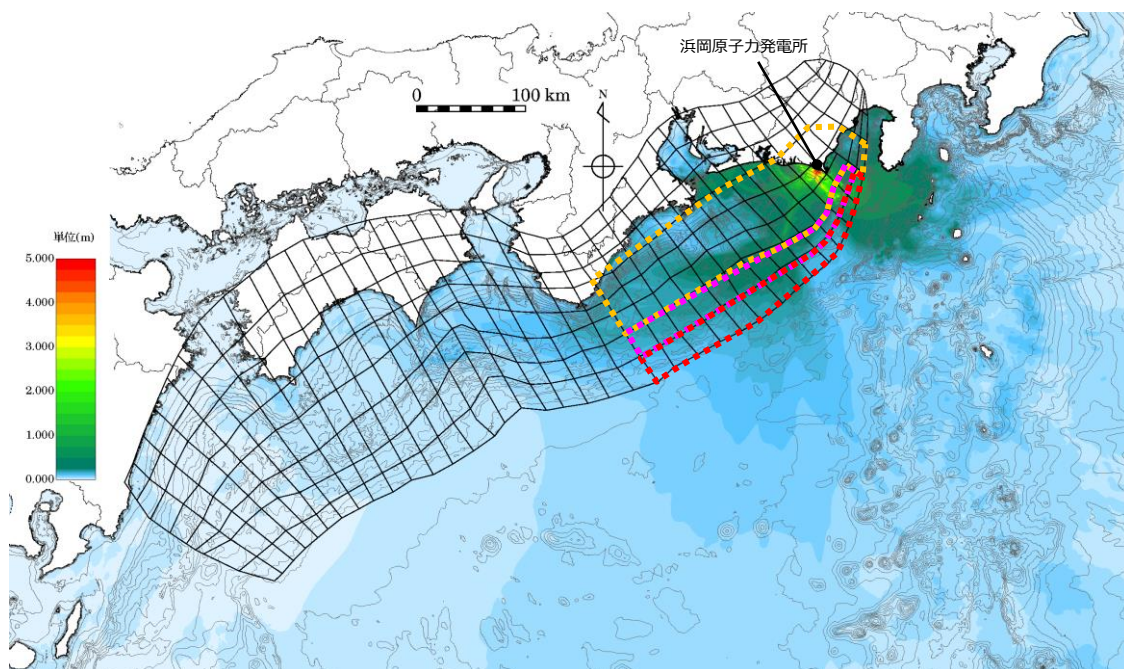
敷地を波源とした津波の伝播特性に関する検討

(津波伝播状況)

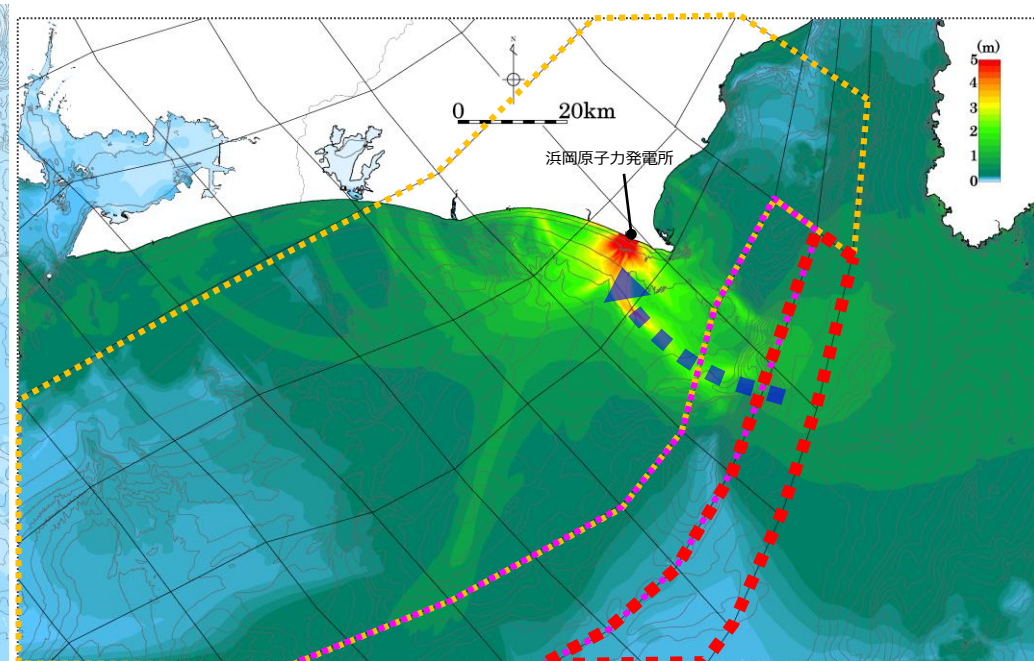
■ 解析の結果、時刻ごとの水位分布は以下のとおりとなった。



■ 発電所敷地前面に波源を仮定して津波数値シミュレーションを実施した結果、敷地前面に与えた初期水位による津波伝播の指向性が強いのは、敷地南東のトラフ軸付近の領域であることを確認した。また、敷地南東のトラフ軸付近の領域は検討波源モデルにおいて超大すべり域のすべり量が設定されている領域であることを確認した。



南海トラフ全域



敷地周辺

・グリーンの法則に基づき、水位を修正している。

検討波源モデルA (大すべり域の位置：基準位置) のすべり量設定

- ⋯ 大すべり域のすべり量 (平均すべり量の2倍)
- ⋯ 中間大すべり域のすべり量 (平均すべり量の3倍)
- ⋯ 超大すべり域のすべり量 (平均すべり量の4倍)

南海トラフ周辺の最大水位上昇量

6-2 超大すべり域の位置に関する検討 駿河湾内のトラフ軸付近の超大すべりの有無による影響検討

■ 更に、駿河湾内のトラフ軸付近の影響について定量的に検討するため、概略パラメータスタディのケースを対象として、駿河湾内のトラフ軸付近の超大すべりの有無による影響検討を行い、発電所敷地への影響を確認した。

【検討波源モデルAの概略パラメータスタディのケース（第662回審査会合）を例示】

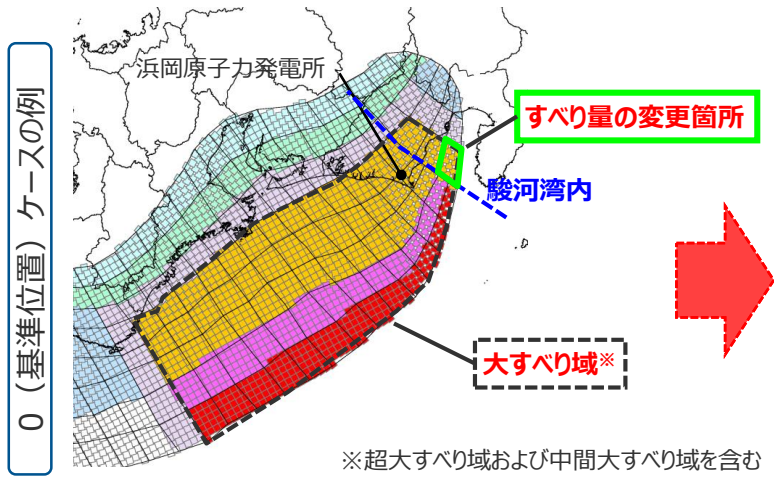
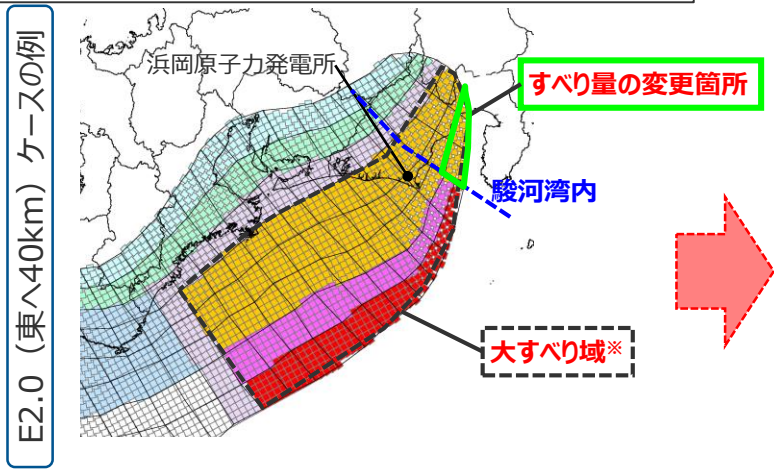
概略パラメータスタディモデルA
(大すべり域が1箇所のケース)

ケース名 (大すべり域の位置)	備考
E2.0(東へ40km)	駿河湾内に 大すべり域が あるケース
E1.5(東へ30km)	
E1.0(東へ20km)	
E0.5(東へ10km)	
0 (基準位置)	
W0.5(西へ10km)	駿河湾内に 大すべり域が ないケース
W1.0(西へ20km)	
W1.5(西へ30km)	
W2.0(西へ40km)	
W2.5(西へ50km)	
W3.0(西へ60km)	

- 大すべり域のすべり量 (平均すべり量の2倍)
- 中間大すべり域のすべり量 (平均すべり量の3倍)
- 超大すべり域のすべり量 (平均すべり量の4倍)

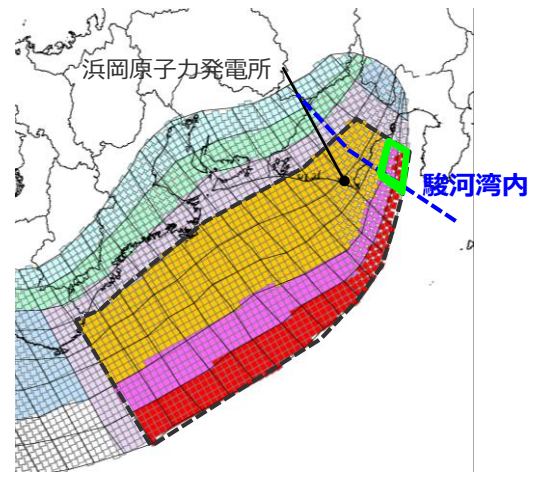
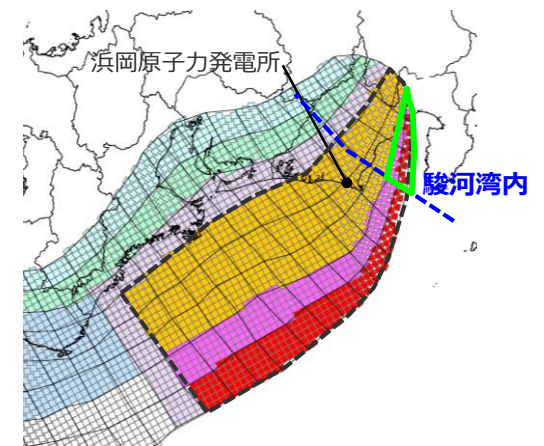
駿河湾内のトラフ軸付近の超大すべり無し
(第662回審査会合)

・駿河湾内に大すべり域がある場合、そのトラフ軸付近の浅部領域には大すべり域のすべり量を設定。
(内閣府(2012)と同様の設定)



駿河湾内のトラフ軸付近の超大すべり有り

・駿河湾内に大すべり域がある場合、そのトラフ軸付近の浅部領域には超大すべり域のすべり量を設定。



6-2 超大すべり域の位置に関する検討

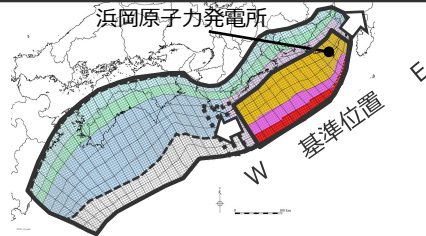
駿河湾内のトラフ軸付近の超大すべりの有無による影響検討

(検討結果)

- 影響検討の結果、駿河湾内は敷地への影響が大きいと考えられる領域ではないが、駿河湾内のトラフ軸付近に超大すべり域を設定した場合の方がわずかながら影響が大きいことを確認した。

【検討波源モデルAの概略パラメータスタディのケース（第662回審査会合）を例示】

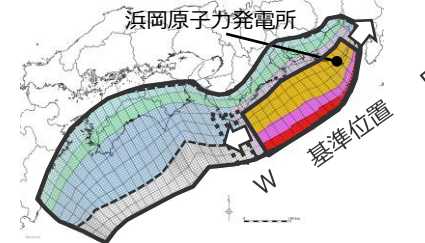
駿河湾内のトラフ軸付近の超大すべり無し (第662回審査会合)



大すべり域の位置	敷地前面 最大上昇水位 (T.P. m)	備考
E2.0(東へ40km)	17.59	駿河湾内に 大すべり域が あるケース
E1.5(東へ30km)	17.57	
E1.0(東へ20km)	17.57	
E0.5(東へ10km)	17.58	
0 (基準位置)	17.65	
W0.5(西へ10km)	17.67	
W1.0(西へ20km)	17.66	駿河湾内に 大すべり域が ないケース
W1.5(西へ30km)	16.5	
W2.0(西へ40km)	14.8	
W2.5(西へ50km)	11.9	
W3.0(西へ60km)	8.6	

・朔望平均満潮位T.P. + 0.80mを考慮

駿河湾内のトラフ軸付近の超大すべり有り



大すべり域の位置	敷地前面 最大上昇水位 (T.P. m)	備考
E2.0(東へ40km)	17.72	駿河湾内に 大すべり域が あるケース
E1.5(東へ30km)	17.69	
E1.0(東へ20km)	17.69	
E0.5(東へ10km)	17.69	
0 (基準位置)	17.76	
W0.5(西へ10km)	17.79	
W1.0(西へ20km)	17.66	駿河湾内に 大すべり域が ないケース
W1.5(西へ30km)	16.5	
W2.0(西へ40km)	14.8	
W2.5(西へ50km)	11.9	
W3.0(西へ60km)	8.6	

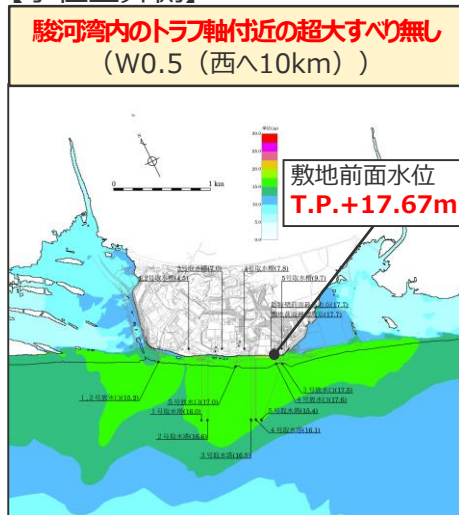
・朔望平均満潮位T.P. + 0.80mを考慮

- 内閣府(2012)によると「駿河湾内については、他の領域に比べ、プレート境界面の深さ10kmの位置がトラフ軸に近くなり、また、トラフ軸沿いの津波断層モデルの面積も狭くなることから、この領域は分岐断層的な運動をする領域とみなすこととする。したがって、この領域が超大すべり域となる場合のすべり量は、分岐断層と同じく、大すべり域のすべり量（平均すべり量の2倍）と同じとする。」としている。
- 一方で、発電所の津波評価においては、敷地影響の観点から、駿河湾内のトラフ軸付近の浅部領域が超大すべり域となる場合のすべり量は、駿河湾外の超大すべり域と同じく、平均すべり量の4倍のすべり量を設定することとした。

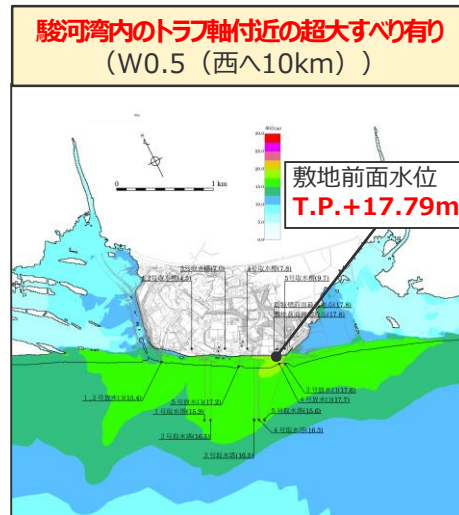
(波源モデルの変更に伴う影響)

- 駿河湾内のトラフ軸付近の超大すべり有り/無しそれぞれの場合において、概略パラメータスタディによる選定ケースの津波評価結果を示す。
- 駿河湾内のトラフ軸付近の超大すべりの有無によって選定ケースに変化はないことを確認した。
また、両者の水位分布および水位の時間変化はほぼ同じであり、駿河湾の海溝軸付近の超大すべりの有無による津波評価結果の違いは小さいことを確認した。

【水位上昇側】

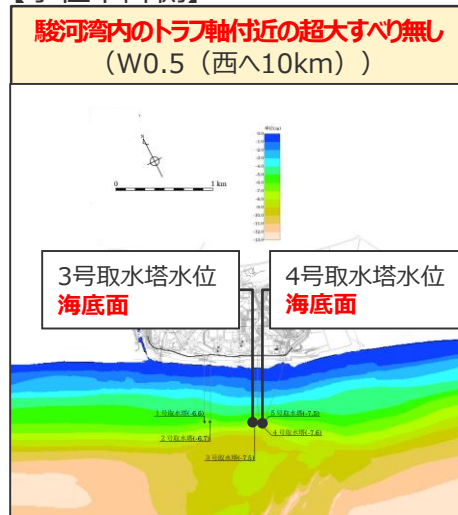


最大上昇水位分布

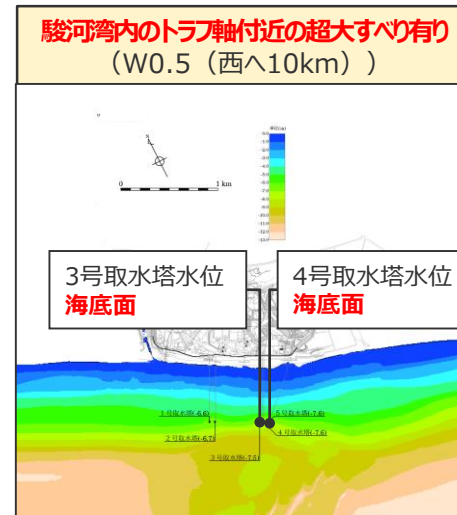


最大上昇水位分布

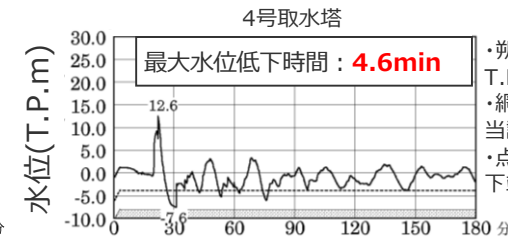
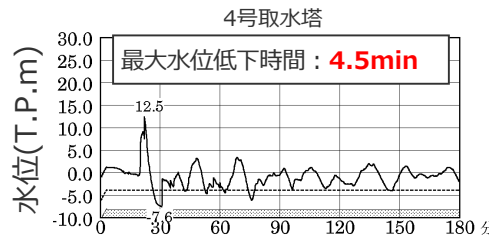
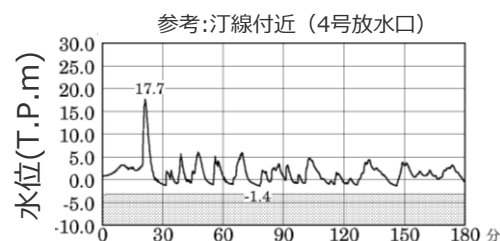
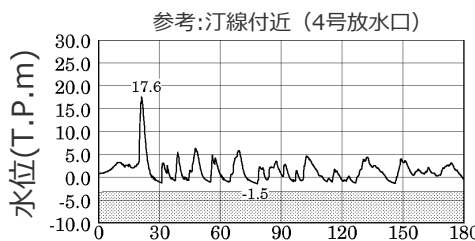
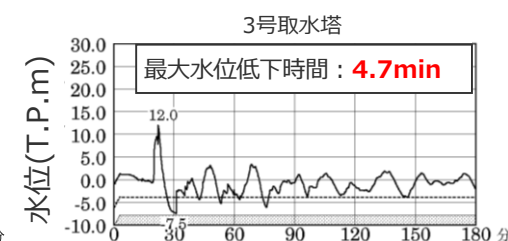
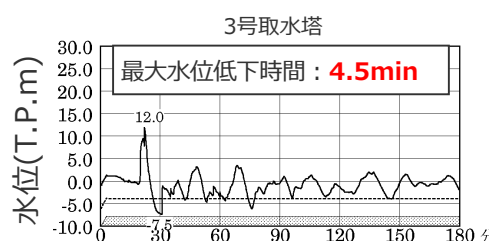
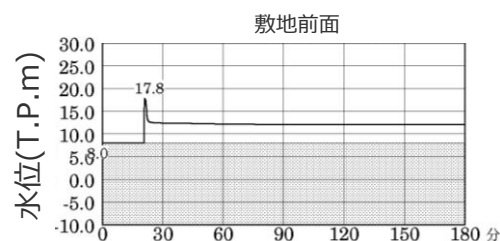
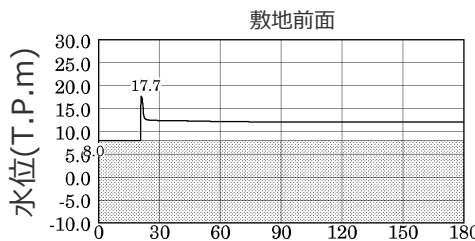
【水位下降側】



最大下降水位分布



最大下降水位分布



水位の時刻歴波形
・朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮
・網掛け部の上端は当該地点の標高

水位の時刻歴波形
・海底面: 最大下降水位時に海底面がほぼ露出している(水深1m未満である)ことを示す。

・朔望平均干潮位
T.P.-0.93mを考慮
・網掛け部の上端は
当該地点の標高
・点線は取水塔呑口
下端レベル

6 検討波源モデルの津波評価の詳細
6-3 国内外の巨大地震に関する最新の科学的知見の収集・分析

検討概要

- 南海トラフおよび国内外の巨大地震に関する最新の科学的知見を収集・分析し、南海トラフにおいて想定される地震を検討した。
- 検討にあたっては、国内外の巨大地震の特徴を踏まえて、**波源域・地震規模に関する知見**と**浅部の破壊形態に関する知見**を収集・分析した。

I. 波源域・地震規模に関する知見 → p.415

以下の項目について、国内外の巨大地震に関する科学的知見を収集・分析

項目	国内外の沈み込み帯	南海トラフ
①地震履歴に関する知見	→P.417～P.419	
②沈み込み帯の固着に関する知見	→P.420～P.423	
③沈み込み帯の構造境界に関する知見	→P.424～P.425	

科学的知見（南海トラフにおいて想定される波源域・地震規模）

・南海トラフでは、東北沖地震等と同様に、宝永地震等、プレート境界の一部ではなく全域が破壊したと考えられる巨大地震の繰り返し発生が確認されており、南海トラフにおいて既往地震と大きく異なる波源域・地震規模を持つ地震が発生する可能性は低いと考えられる。

II. 浅部の破壊形態に関する知見 → p.416

以下の項目について、東北沖及び南海トラフの科学的知見を収集・分析

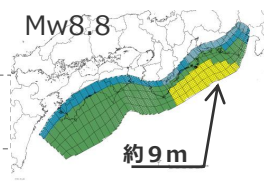
項目	東北沖	南海トラフ
④浅部の構造に関する知見	→P.426～P.428	
⑤浅部の物性に関する知見	→P.429～P.432	

科学的知見（南海トラフにおいて想定される浅部の破壊形態）

・南海トラフでは、南海トラフの特徴から、プレート境界浅部に破壊が伝播する場合と、**分岐断層に破壊が伝播する場合**があると考えられる。
 ・一方、南海トラフの特徴は東北沖と異なり、南海トラフにおいて**超大すべり**が発生する可能性は低いと考えられる。

遠州灘沿岸域の
痕跡再現モデル

地震規模：Mw8.8
すべり量：約9m



遠州灘沿岸域の痕跡再現モデルが、国内外の巨大地震に関する最新の科学的知見から南海トラフにおいて想定されるモデルと考えられる。

想定津波による津波評価

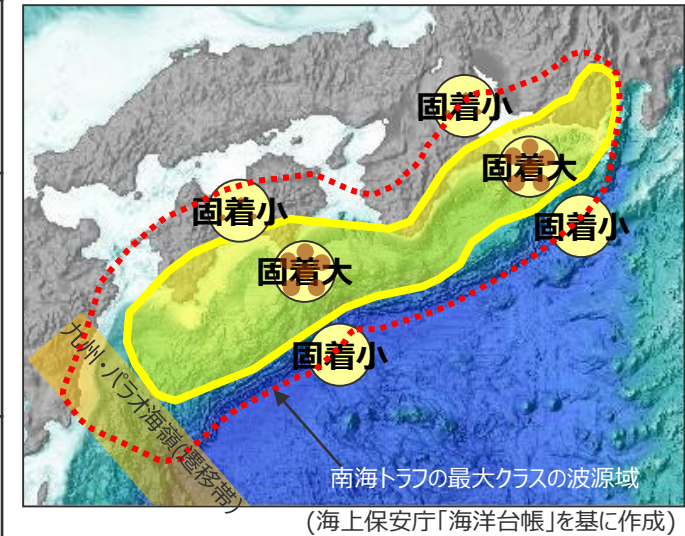
国内外の巨大地震の発生事例を踏まえ、遠州灘沿岸域の痕跡再現モデルを大きく上回るよう保守的に波源モデルを設定し、不確かさを組み合わせた津波評価を実施。

I. 波源域および地震規模に関する知見（まとめ）

- 地震調査委員会(2013)は、南海トラフの最大クラスの波源域を設定しており、発生すればその地震規模はM9クラスとしているが、最大クラスの波源域全体を破壊する地震が発生した証拠はないとしている。
- 南海トラフだけでなく、国内外の巨大地震に関する科学的知見を収集・分析し、南海トラフにおいて想定される波源域と地震規模について検討した。その結果を以下に整理した。

国内外の巨大地震が発生する沈み込み帯の波源域・地震規模に関する知見

項目	国内外の巨大地震が発生する沈み込み帯	南海トラフ
① 地震履歴	<ul style="list-style-type: none"> 津波堆積物調査等から、東北沖地震等、プレート境界の一部ではなく全域が破壊したと考えられる巨大地震が繰り返し発生していることが確認されている。 	<ul style="list-style-type: none"> 歴史記録及び津波堆積物調査等から、全域が破壊したと考えられる宝永地震クラスの巨大地震が繰り返し発生していることが確認されている。
② 沈み込み帯の固着	<ul style="list-style-type: none"> プレート境界の固着域は巨大地震の波源域と概ね一致。 ひずみの蓄積・解放の収支は、東北沖地震などの巨大地震を考慮することにより一致。 	<ul style="list-style-type: none"> 南海トラフの固着域は宝永地震等の既往地震の波源域と概ね一致。 ひずみの蓄積・解放の収支は、宝永地震等の巨大地震を考慮することにより一致。
③ 沈み込み帯の構造境界	<ul style="list-style-type: none"> 沈み込むプレートの構造変化などの構造境界が巨大地震の波源域を規定していると考えられる。 	<ul style="list-style-type: none"> 九州－パラオ海嶺付近において沈み込むプレートの構造変化が存在し、九州－パラオ海嶺付近の構造境界は宝永地震等の巨大地震の波源域の南西縁と一致しているとされる。



南海トラフの既往地震の波源域（黄）と、沈み込み帯の固着、構造境界との関係

科学的知見（南海トラフにおいて想定される波源域・地震規模）

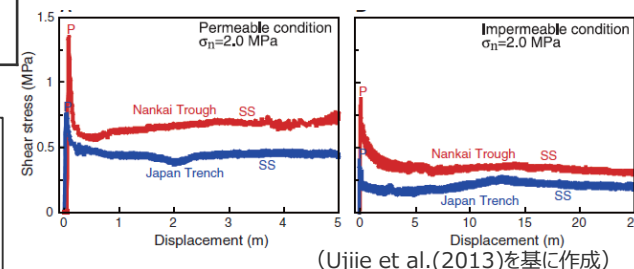
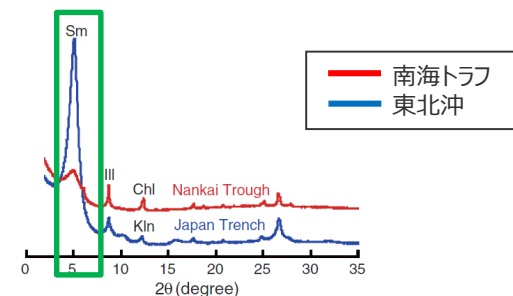
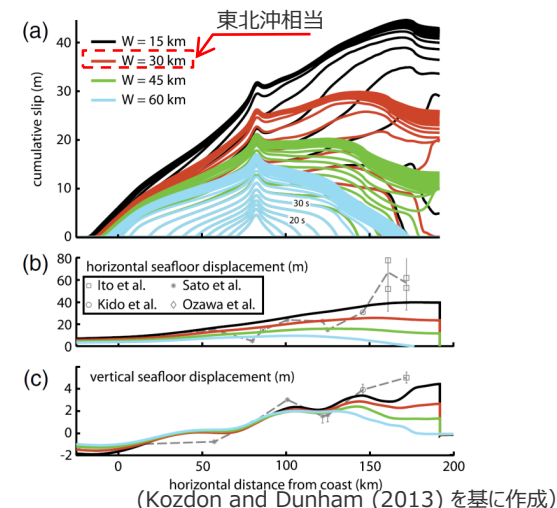
- ・ 南海トラフでは、国内外の巨大地震と同様に、宝永地震等、プレート境界の一部ではなく全域が破壊したと考えられる巨大地震の繰り返し発生が確認されており、南海トラフにおいて既往地震と大きく異なる波源域・地震規模を持つ地震が発生する可能性は低いと考えられる。

Ⅱ. 浅部の破壊形態に関する知見 (まとめ)

■ 東北沖地震において海溝軸付近での大きなすべり（超大すべり）が巨大な津波を発生させた事例を踏まえ、南海トラフ及び東北沖の浅部の構造に関する科学的知見を収集し、南海トラフにおいて想定される浅部の破壊形態について検討した。その結果を以下に整理した。

東北沖及び南海トラフの浅部の構造等の比較

項目	東北沖	南海トラフ
④ 浅部の構造	<ul style="list-style-type: none"> 造構性侵食作用が卓越し付加体の幅が狭い。特に東北沖地震で超大すべりが発生した領域では付加体の幅が最も狭い。 東北沖地震の動力学解析の結果から、東北沖の付加体の分布幅の狭さが、東北沖地震において大きなすべりが発生した要因の一つとされている。 	<ul style="list-style-type: none"> 東北沖とは対照的に、付加体が幅広く発達。 動力学解析の結果から、仮に東北沖地震と同様の巨大地震が発生したとしても、南海トラフのように付加体が幅広く発達したプレート境界では、海溝軸付近のすべり量は東北沖地震のすべり量よりも小さいと考えられる。
⑤ 浅部の物性	<ul style="list-style-type: none"> 東北沖の海底掘削調査の結果から、プレート境界に強度が低く透水性の低いスメクタイトが多いことが、東北沖地震において超大すべりが発生した要因の一つとされている。 	<ul style="list-style-type: none"> 南海トラフの海底掘削調査の結果から、南海トラフの浅部断層はスメクタイトが少なく、南海トラフは東北沖に比べて海溝軸付近のすべり量は東北沖地震のすべり量よりも小さいとされている。 南海トラフの海底掘削試料のビトリナイト分析から、南海トラフのトラフ軸付近の断層は大きな津波を発生させるような断層すべりを起こしていない結果が得られている。



科学的知見 (南海トラフにおいて想定される浅部の破壊形態)

- 南海トラフでは、南海トラフの沈み込み帯の特徴から、プレート境界浅部に破壊が伝播する場合と、分岐断層に破壊が伝播する場合がありますと考えられる。
- 一方、南海トラフの特徴は東北沖と異なり、南海トラフのすべり量は東北沖のすべり量よりも小さい（超大すべりが発生する可能性は低い）と考えられる。

南海トラフと東北沖の浅部の構造等の違い

①地震履歴に関する知見

国内外の巨大地震の発生領域の地震履歴

- 東北沖では、過去数百年間の地震の発生履歴からは想定することができなかった規模の巨大な地震が、複数の領域を連動させた広範囲の震源域をもつ地震として発生したとされる。(中央防災会議(2011))
- 東北沖地震以降、東北沖を含む国内外のM9クラスの巨大地震の発生領域では、津波堆積物調査等から同様の規模の巨大地震が繰り返し発生していることが示唆されている。

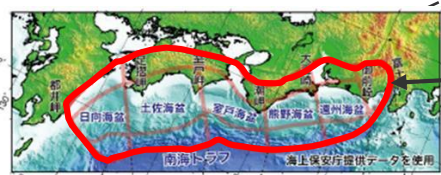
1960年 チリ地震	1964年 アラスカ地震	2004年 スマトラ島沖地震	1952年 カムチャッカ地震	2011年 東北沖地震	南海トラフ
Mw 9.5	Mw 9.2	Mw 9.1	Mw 9.0	Mw 9.0	-
チリ南部 バルデビア沖	アラスカ州沖	スマトラ島沖 ～アンダマン諸島	カムチャッカ半島沖	岩手県沖 ～茨城県沖	駿河湾～日向灘沖
<ul style="list-style-type: none"> ・歴史記録の調査により、1575年、1737年、1837年に巨大地震の発生が確認されている。このうち、1575年の地震が、最も広範囲での揺れと大きい津波、地殻の沈降を伴っており、1960年の地震に良く似ていたとされている。(Cisternasほか(2006)) ・津波堆積物の調査により、1960年の地震を含む合計8回分の地震・津波の痕跡が確認されており、最も古いイベントは、2,000年前頃であり、平均で約300年間隔の巨大地震の記録とされている。(Cisternasほか(2006)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・海岸段丘の調査により、約900年前と約1,500年前に、1964年の地震による隆起と同様の隆起をもたらした地震の発生が推定されている。(Shennan et al.(2009)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・津波堆積物の調査等により、10世紀頃と15世紀頃に、2004年の地震と同様の震源域の巨大地震の発生が推定されている。(Rajendran(2013)、藤野(2013)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・歴史記録の調査により、1737年に大津波の発生が確認されている。(Pinegina et al.(2003)) ・津波堆積物の調査により、約1kmの浸水距離を持つ5mより高い津波が過去3,000年間で1,000年当たり平均12回発生していること、10kmの浸水距離をもつ高さ約30mの津波が、約1,000年毎に1回発生していることが推定されている。(Pinegina et al.(2003)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・津波堆積物の調査により、過去2,500年間で4回の巨大津波による津波堆積物が確認されており、400～800年間隔で2011年の地震のような広い浸水域をもたらす巨大地震の発生が推定されている。(文部科学省(2010)、地震調査委員会(2011)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・「M8級の大地震」が100～200年間隔で繰り返し発生している。 ・これら繰り返し発生している地震の中でも津波が大きい「宝永地震クラスの巨大地震」が、300～600年間隔で発生している。(地震調査委員会(2013))



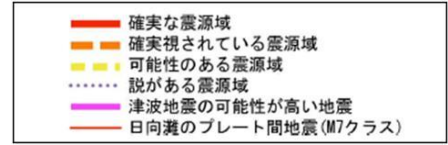
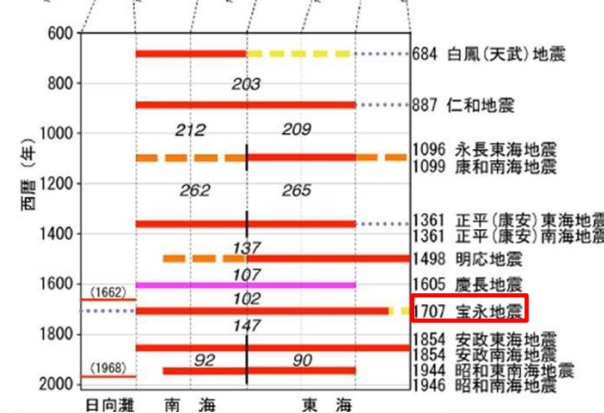
①地震履歴に関する知見

南海トラフの地震履歴

- 南海トラフでは、歴史記録及び津波堆積物調査等から、既往最大の「宝永地震クラスの巨大地震」が300～600年間隔で繰り返し発生しているとされている。(地震調査委員会(2013)、穴倉(2016)、Garrett et al.(2016)等)
- 地震調査委員会(2013)は、南海トラフの最大クラスの波源域を設定しており、発生すればその地震規模はM9クラスとしているが、最大クラスの波源域全体を破壊する地震が発生した証拠はないとしている。



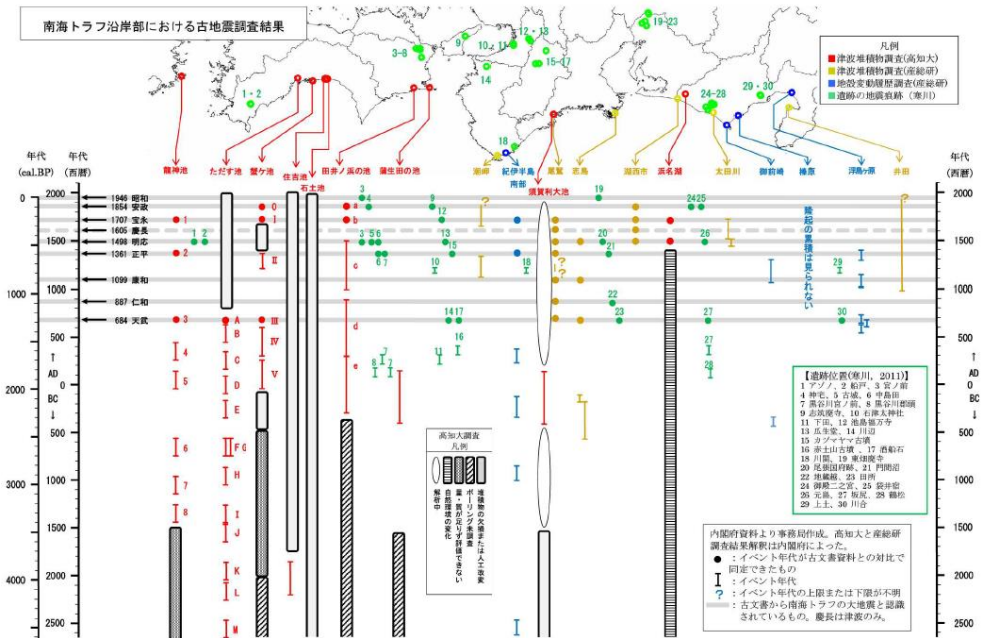
最大クラスの地震
 ・赤枠の領域全体がずぶることで発生する地震
 ・震源域の広がりから推定される地震の規模はM9クラス
 (地震調査委員会(2013))



発生年月日	規模		
	M	Mt	Mw
正平(康安)東海地震			
正平(康安)南海地震	8.4	8.5	
明応地震	8.2	8.4	8.5
慶長地震	7.9	8.2	
宝永地震	8.6	8.4	
安政東海地震	8.4	8.3	
安政南海地震	8.4	8.3	
昭和東南海地震	7.9	8.1	8.1~8.2
昭和南海地震	8.0	8.1	8.2~8.5

(地震調査委員会(2013)を基に作成)

歴史記録による南海トラフの地震履歴



(地震調査委員会(2013))

津波堆積物調査等による南海トラフの地震履歴

地震調査委員会(2013)

- ・南海トラフは大地震の繰り返しの発生履歴が世界で最も詳しく調べられているプレート境界の一つであり、南海トラフの沿岸域では、過去約1,400年間の歴史記録及び過去約5,000年間の津波堆積物調査等から、津波痕跡に関する情報が豊富に得られている。
- ・プレート境界に蓄積されたひずみを解放する「M8級の大地震」が、100～200年間隔で繰り返し発生している。これら繰り返し発生している地震の中でも規模の大きい「宝永地震クラスの巨大地震」が、300～600年間隔で発生している。津波堆積物調査等からは、「最大クラスの地震」が発生した証拠は認められない。

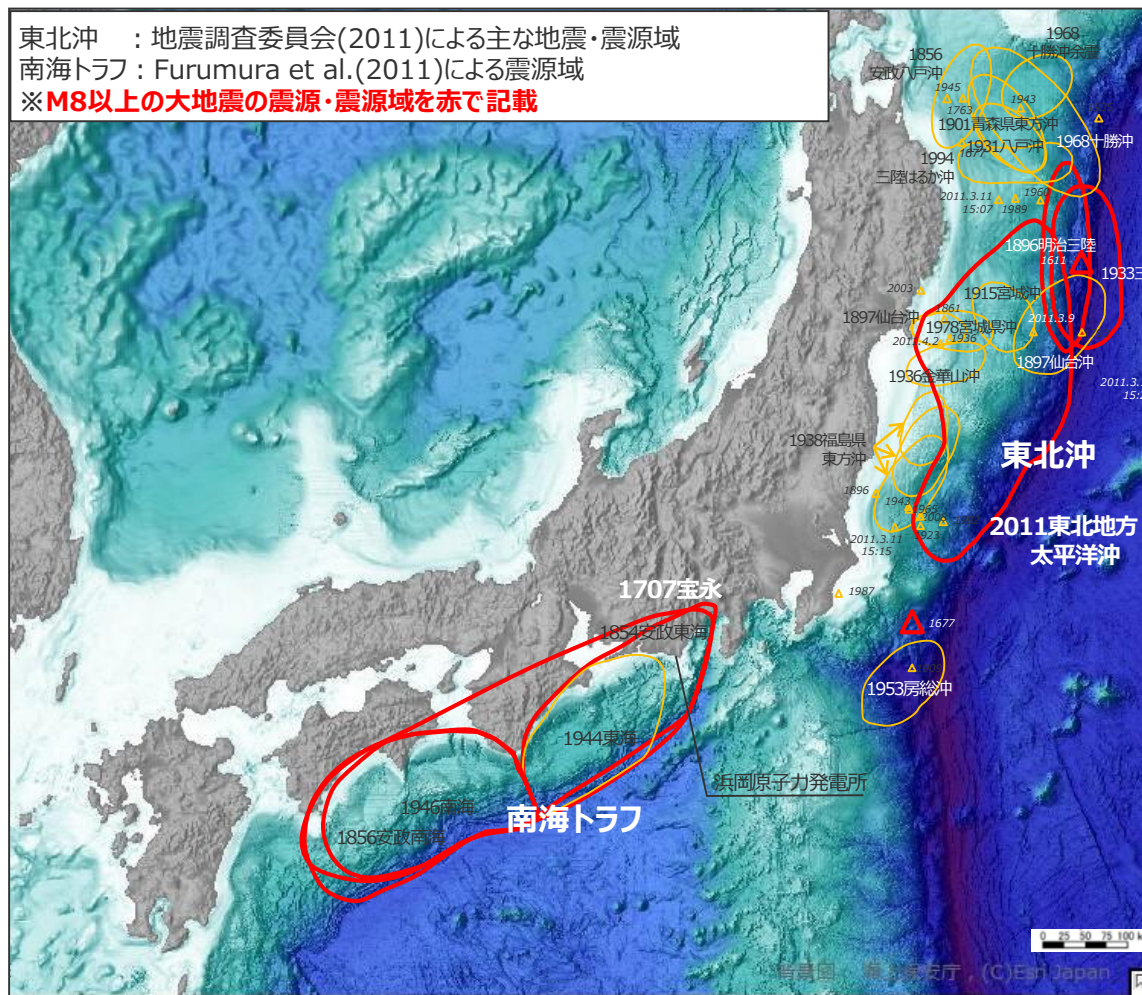
穴倉(2016)

- ・最大クラスについては、震災後、内閣府(2012)などが科学的に考える最大規模の地震と津波を想定したことで話題になったが、実際に過去にそのような地震や津波が起こったかどうかは考慮されていない。
- ・津波堆積物調査からは、少なくとも過去5,000年間において最大クラスを示す津波の証拠はうかがえず、今のところ最大クラスの想定に否定的な結果が示されている。

①地震履歴に関する知見

南海トラフと東北沖の地震履歴の比較

- 日本海溝の東北沖では、中小地震からM8クラスの大地震までプレート境界の一部を破壊する多様な規模の地震が繰り返し発生しているなか、過去数百年間の地震の発生履歴からは想定できなかった東北沖の全域を破壊する東北沖地震が発生した。
- 一方、南海トラフでは、中小地震はほとんど発生せず、宝永地震等、南海トラフの全域を破壊する巨大地震が100～200年間隔で繰り返し発生している。



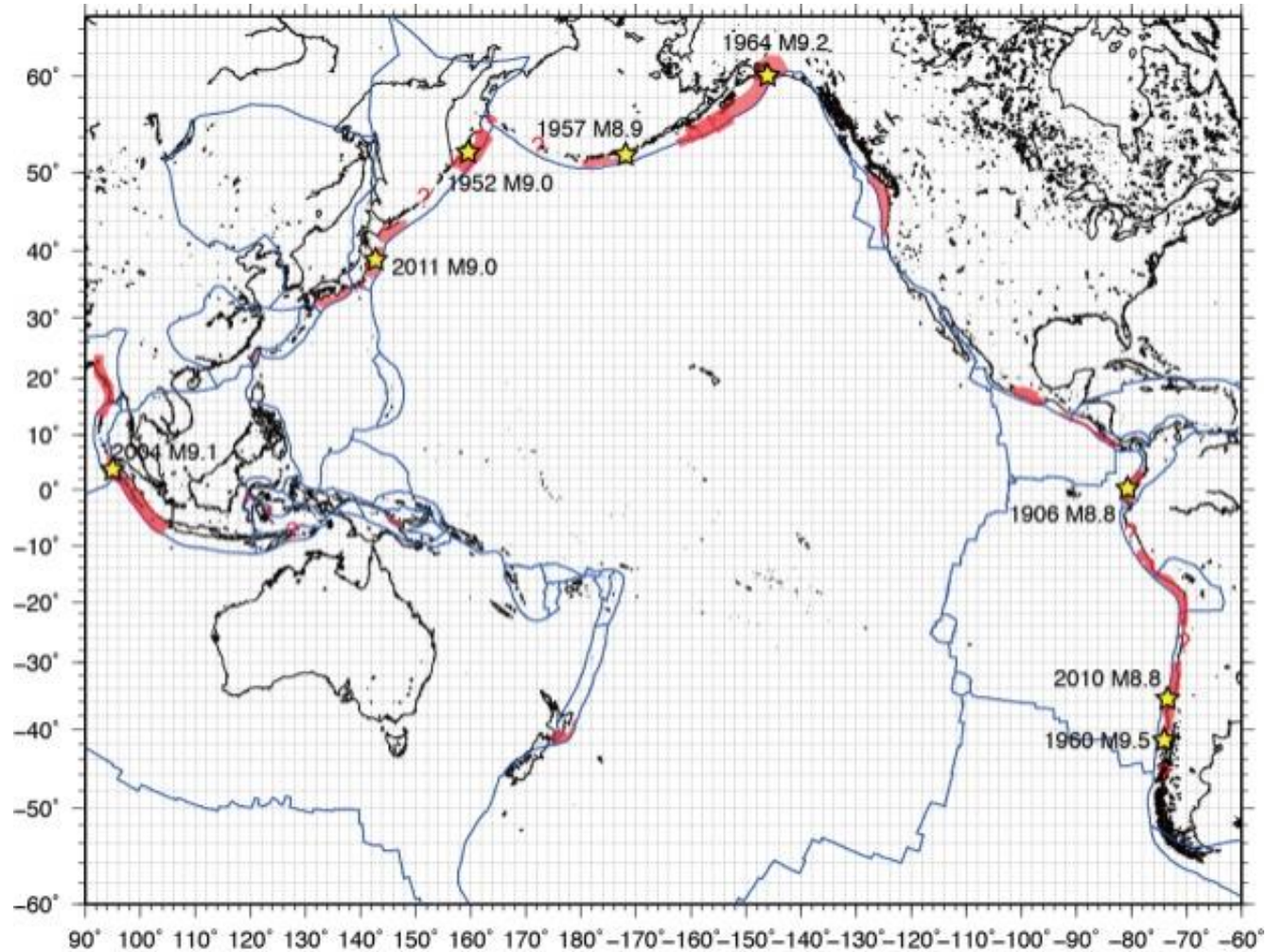
(海上保安庁「海洋台帳」を基に作成)

南海トラフ及び東北沖の主な大地震の震源域 (M6以上の主な既往地震)

②沈み込み帯の固着に関する知見

国内外の巨大地震の発生領域の固着域

■西村(2013)によると、南海トラフや東北沖を含め、国内外のM8.8以上の巨大地震は全て、地殻変動観測結果から推定されるすべり遅れ速度が年間2cm以上の比較的固着の強い領域で発生している。



(西村(2013))

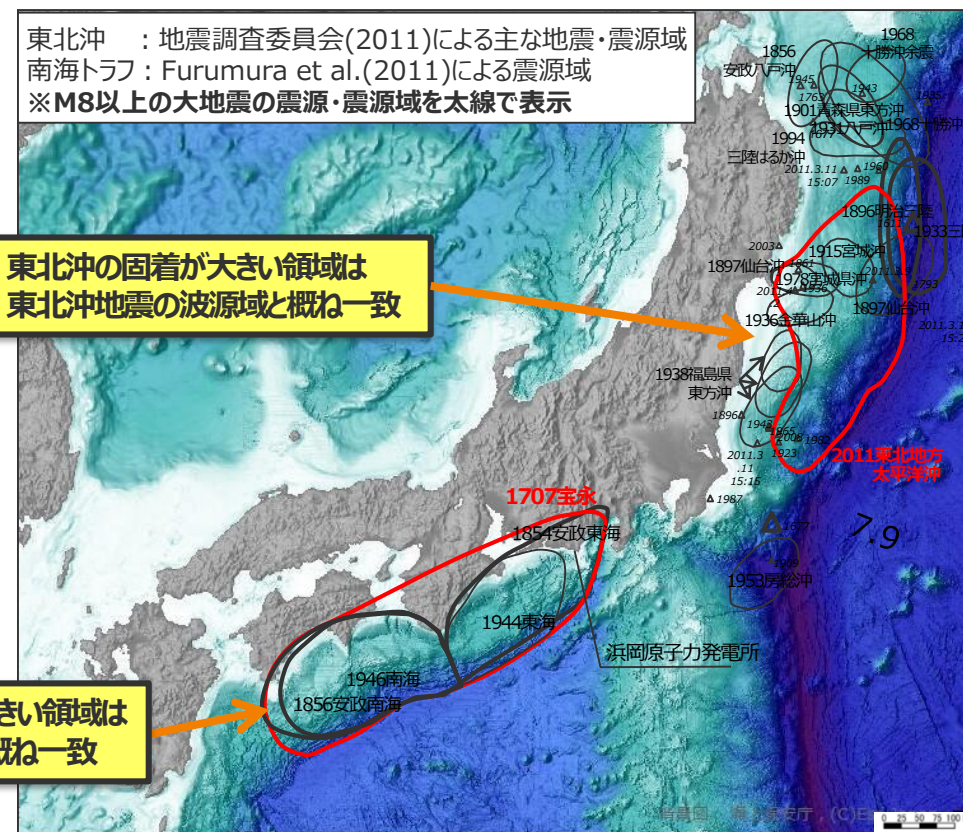
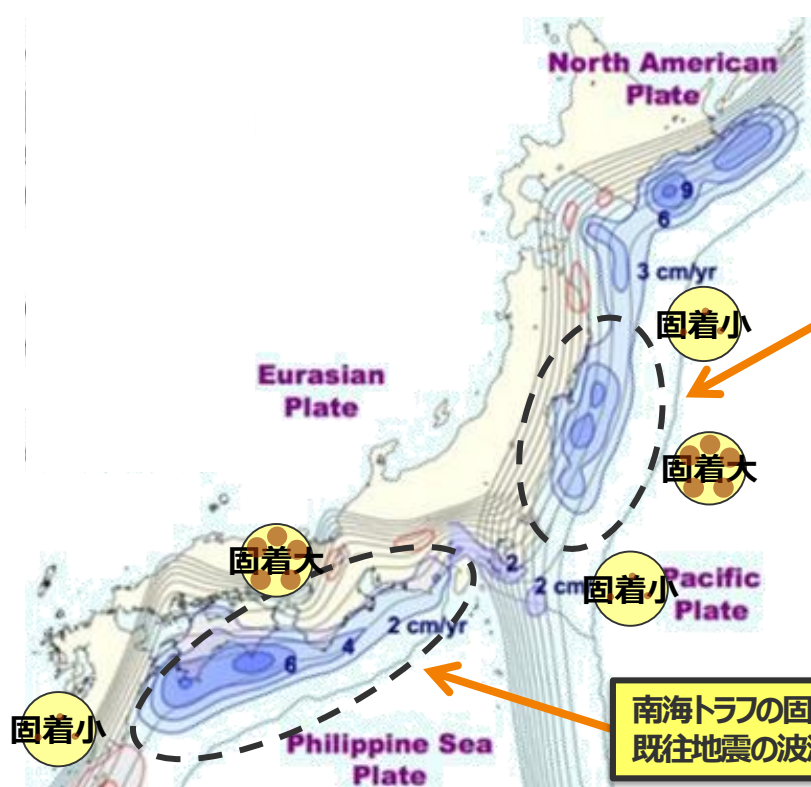
環太平洋とその周辺における測地データから推定されたプレート間カップリング分布。赤色の領域は、すべり遅れ速度が年間2cm以上と推定されている領域。1900年以降のM8.8以上の超巨大地震の震央を星印で示す。

地殻変動観測結果から推定されるすべり遅れ速度が年間2cm以上の領域

②沈み込み帯の固着に関する知見

南海トラフ及び東北沖の固着域（走向方向）

- 東北沖において、東北沖地震以前にプレート境界の固着が大きいとされた領域は、東北沖地震の波源域と概ね一致している。
- 同様に、南海トラフの固着が大きい領域は、既往地震の波源域と概ね一致している。
また、日向灘より南西側の地域では固着が小さくなっている。



東北沖の固着が大きい領域は
東北沖地震の波源域と概ね一致

南海トラフの固着が大きい領域は
既往地震の波源域と概ね一致

・GPSデータから推定した日本列島周辺のプレート境界面上のすべり遅れ速度の分布
・青のコンターはすべり遅れ、赤のコンターはすべり過剰、コンター間隔は2cm/年
※東北沖地震以前の地殻変動観測結果から推定 (Hashimoto et al.(2010))

(海上保安庁「海洋台帳」を基に作成)

陸域の地殻変動観測結果を用いて推定された
日本列島周辺のプレート境界のすべり遅れ分布

南海トラフ及び東北沖の既往地震の震源域

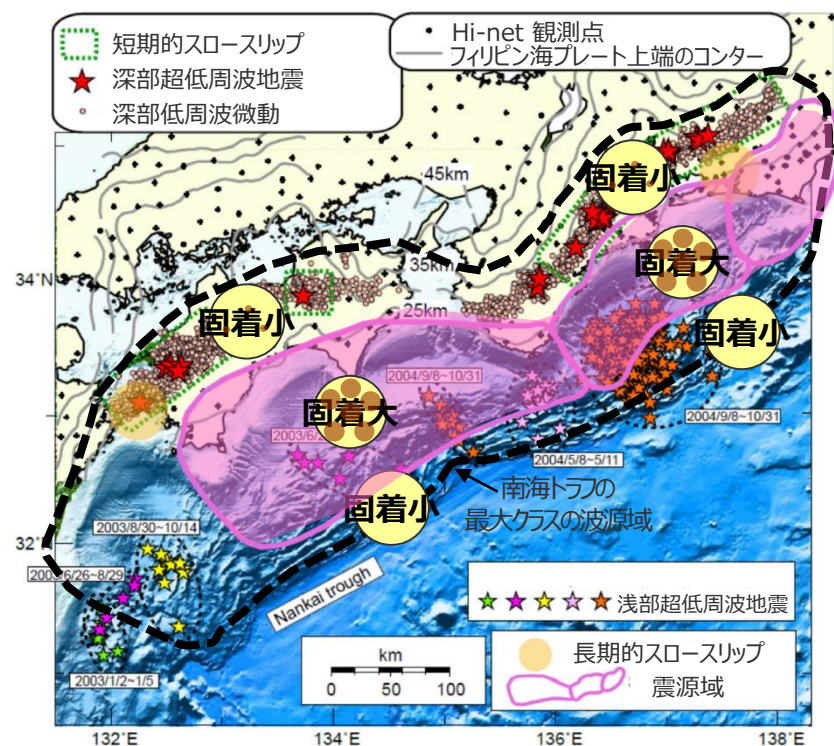
②沈み込み帯の固着に関する知見

南海トラフの深部の固着域（深さ方向）

- 南海トラフでは、プレート境界中部（深さ約10～30km）が強く固着しており、既往地震の波源域と対応する。（地震調査委員会(2013)）
- プレート境界浅部（深さ約10km以浅）及びプレート境界深部（深さ約30km以深）では、低周波振動現象が定期的に発生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。（小原(2009)、地震調査委員会(2013)、Araki et al.(2017)等）
- なお、地震調査委員会(2013)は、これらの固着の小さい領域も含んで南海トラフの最大クラスの波源域を設定している。

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、スロースリップ）
	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、スロースリップ）

最大クラスの波源域



(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

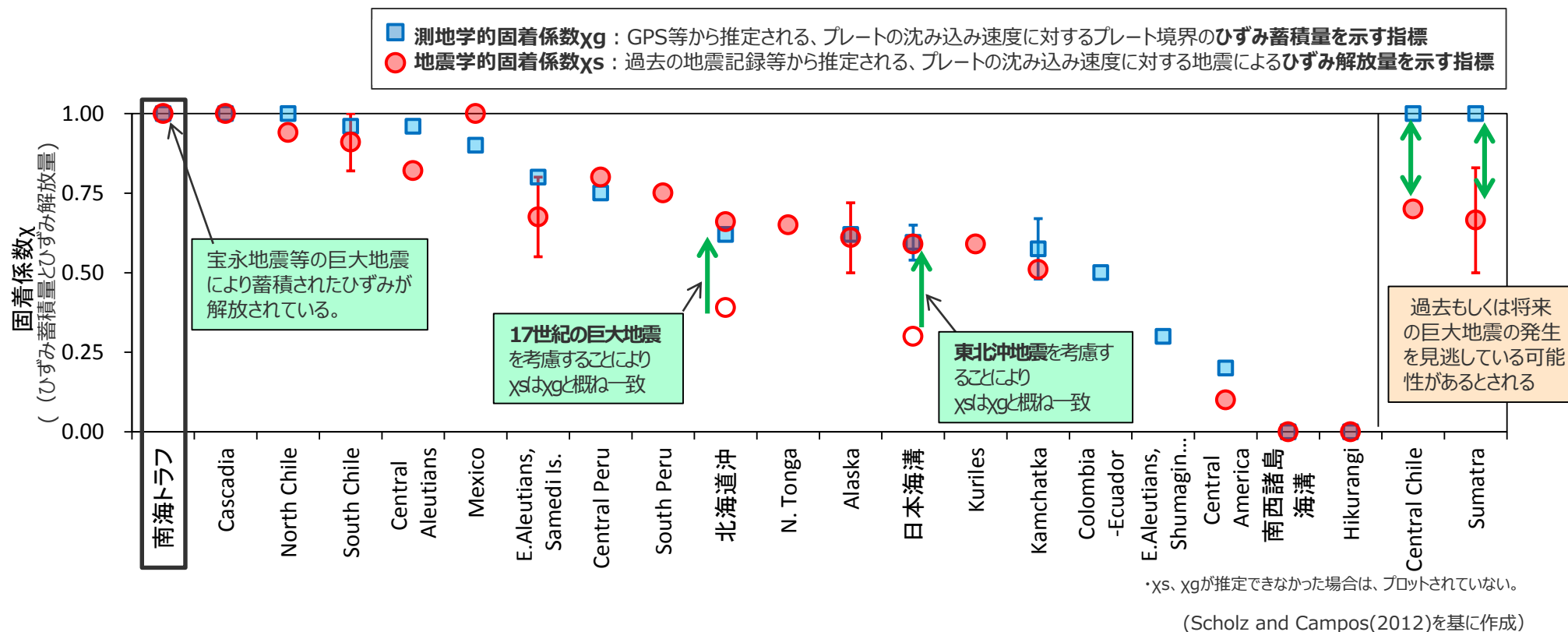


西南日本における低周波振動現象と固着域の関係の模式図

②沈み込み帯の固着に関する知見

国内外の沈み込み帯のひずみ収支に関する分析

■ Scholz and Campos(2012)によると、過去の地震記録、地殻変動観測記録等から推定されるひずみの蓄積・解放の収支は、東北沖地震などの巨大地震を考慮することにより概ね一致するとされ、南海トラフでは宝永地震等の巨大地震により蓄積されたひずみが解放されているとされる。



Scholz and Campos(2012)による世界の沈み込み帯のひずみ蓄積・解放の収支

Scholz and Campos(2012)

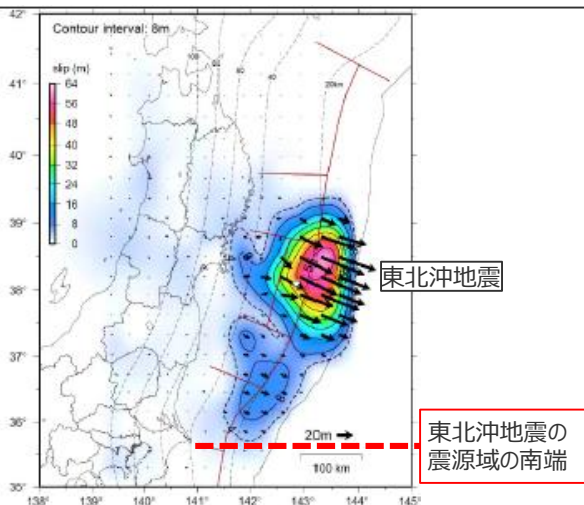
- GPS等から推定されるひずみ蓄積の割合を示す測地的固着係数 x_g と過去の地震記録から推定されるひずみ解放の割合を示す地震学的固着係数 x_s は、発生間隔の長い巨大地震も考慮することにより、概ね10%以内で一致する。
- 北海道沖及び日本海溝では、それぞれ17世紀の巨大地震と東北沖地震を考慮することにより、 x_g と x_s が概ね一致する。
- 中部チリ及びスマトラでは、 x_g と x_s が一致せず、過去もしくは将来の巨大地震の発生を見逃している可能性がある。

6-3 国内外の巨大地震に関する最新の科学的知見の収集・分析

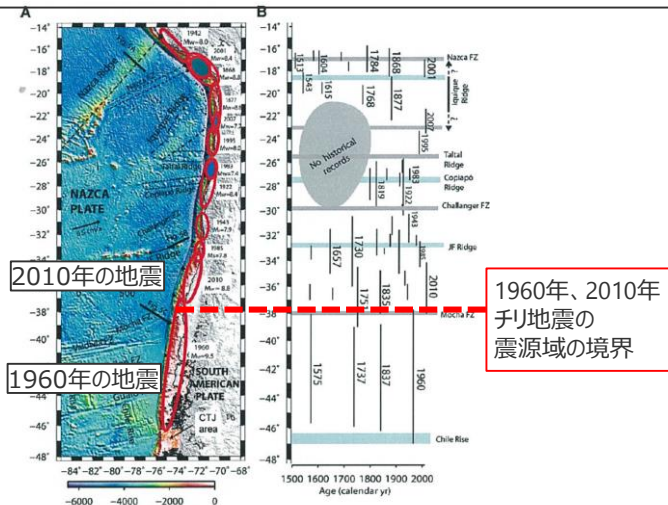
③沈み込み帯の構造境界に関する知見

巨大地震が発生する沈み込み帯の構造境界に関する知見

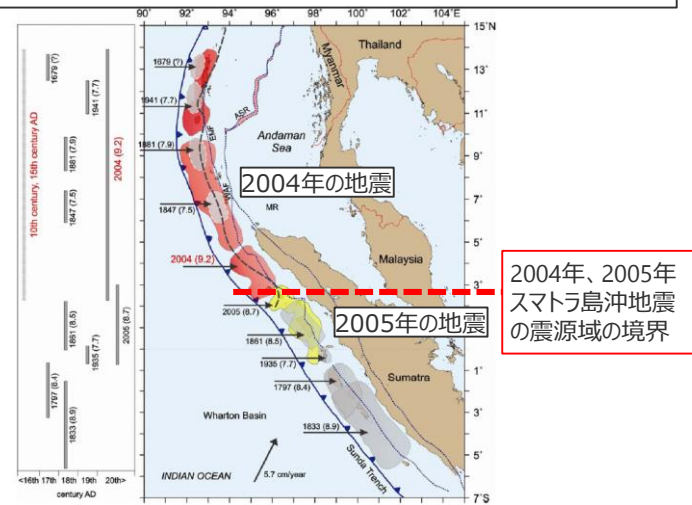
■国内外のM9クラスの巨大地震の沈み込み帯の構造に関する知見から、沈み込むプレートの構造変化などの構造境界は、巨大地震の波源域を規定していると考えられる。



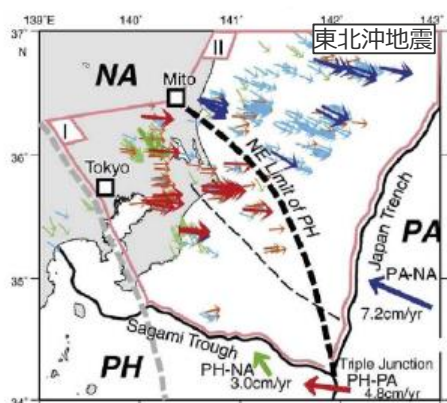
(地震調査委員会(2012)を基に作成)
東北沖地震の震源域



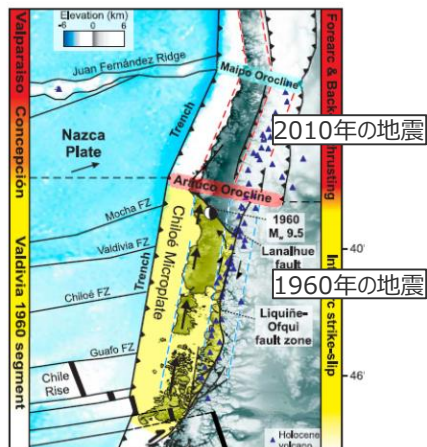
(Contreras-Reyes and Carrizo(2011)を基に作成)
1960年、2010年チリ地震の震源域



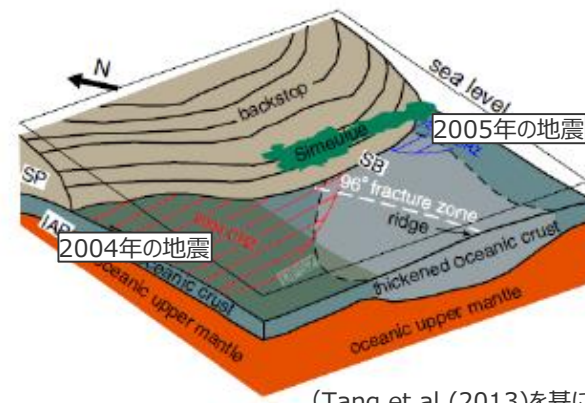
(Rajendran(2013)を基に作成)
2004年、2005年スマトラ島沖地震の震源域



(Uchida et al.(2009)を基に作成)
東北沖地震の南側のプレート境界の構造



(Melnick et al.(2009)を基に作成)
1960年、2010年チリ地震の震源域の境界の構造



(Tang et al.(2013)を基に作成)
2004年、2005年スマトラ島沖地震の震源域の境界の構造

・フィリピン海プレートの北東端の位置と東北沖地震の破壊域が一致しており、この構造境界が破壊伝播のバリアとして作用した可能性がある。(Uchida et al.(2009))

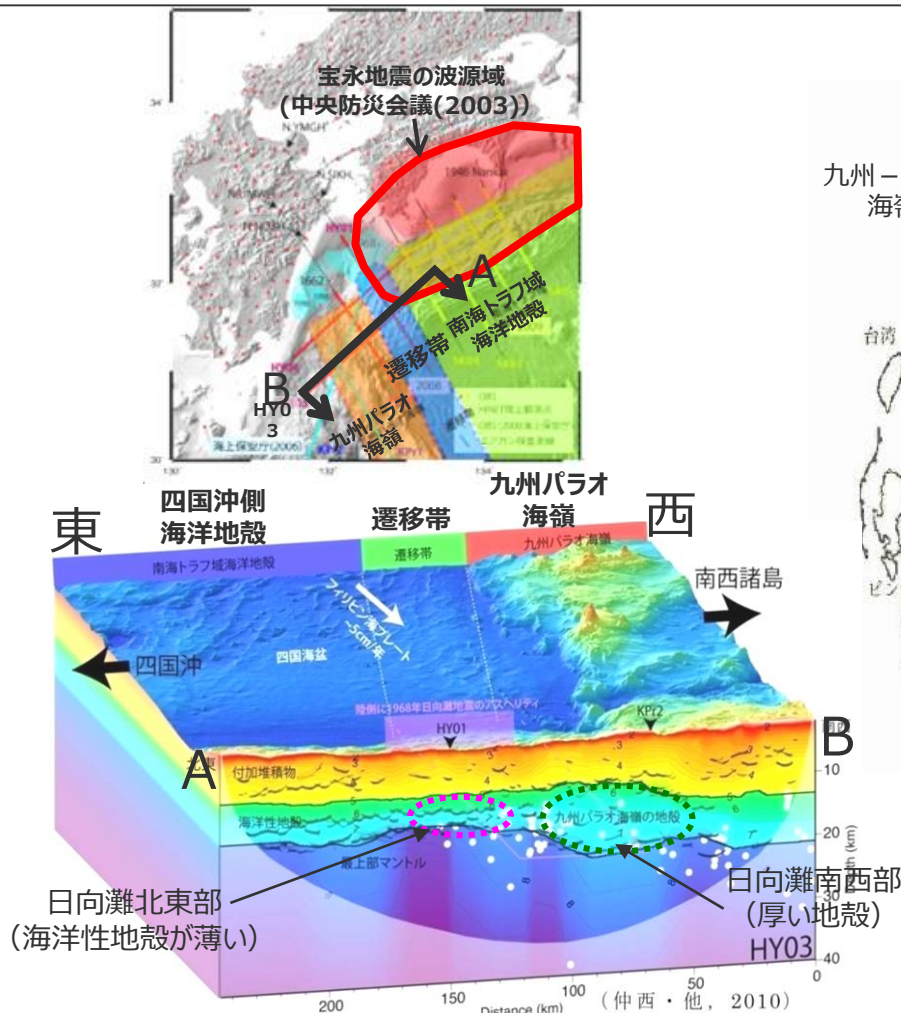
・1960年、2010年チリ地震の震源域は、オロクライン（造山活動の屈曲部）と大規模なフラクチャーゾーンによって分けられている。(Melnick et al.(2009))

・2004年、2005年スマトラ島沖地震の震源域の境界には、厚い地殻を持つ構造が潜り込んでおり、この構造がバウンダリーを形成した。(Tang et al.(2013))

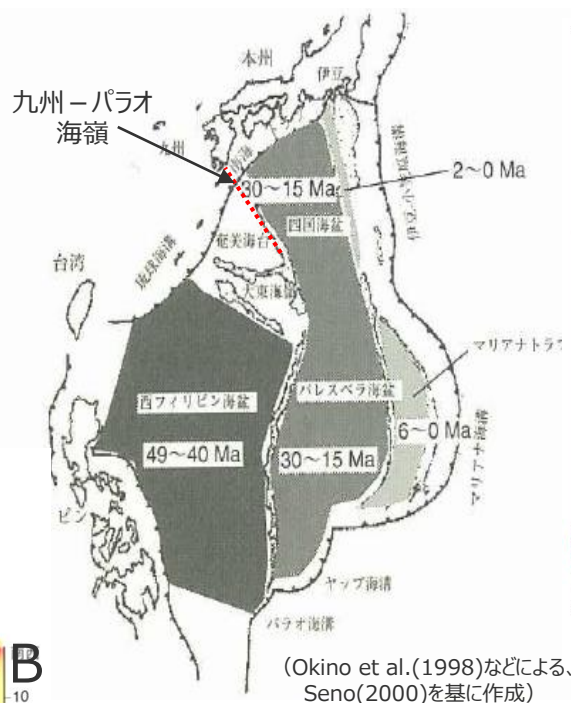
③沈み込み帯の構造境界に関する知見

南海トラフの構造境界に関する知見（日向灘の構造）

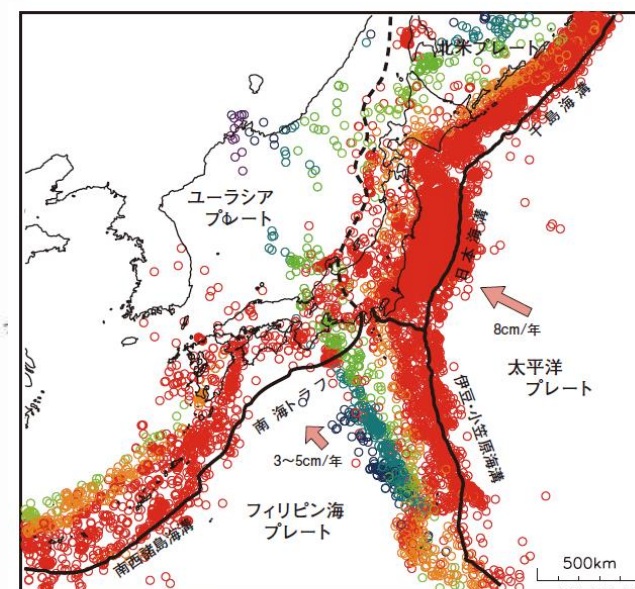
- 日向灘周辺の九州－パラオ海嶺付近を境として、南海トラフの領域と南西諸島海溝の領域では、沈み込むフィリピン海プレートの形成年代・形成過程が異なるとされており、地震活動も異なっている。（Seno(2000)、地震調査研究推進本部(2014)）
- 文部科学省・海洋研究開発機構(2013)は、日向灘周辺で構造探査を実施し、九州－パラオ海嶺付近を境に沈み込むフィリピン海プレートの厚さ等の構造が異なっていることを確認している。
- この構造境界は、宝永地震等の既往地震の波源域の南西縁と一致するとされている。（文部科学省・海洋研究開発機構(2013)）



(文部科学省・海洋研究開発機構(2013)、中央防災会議(2003)を基に作成)
九州－パラオ海嶺付近の沈み込む地殻構造



フィリピン海プレートを構成する
海盆の年代



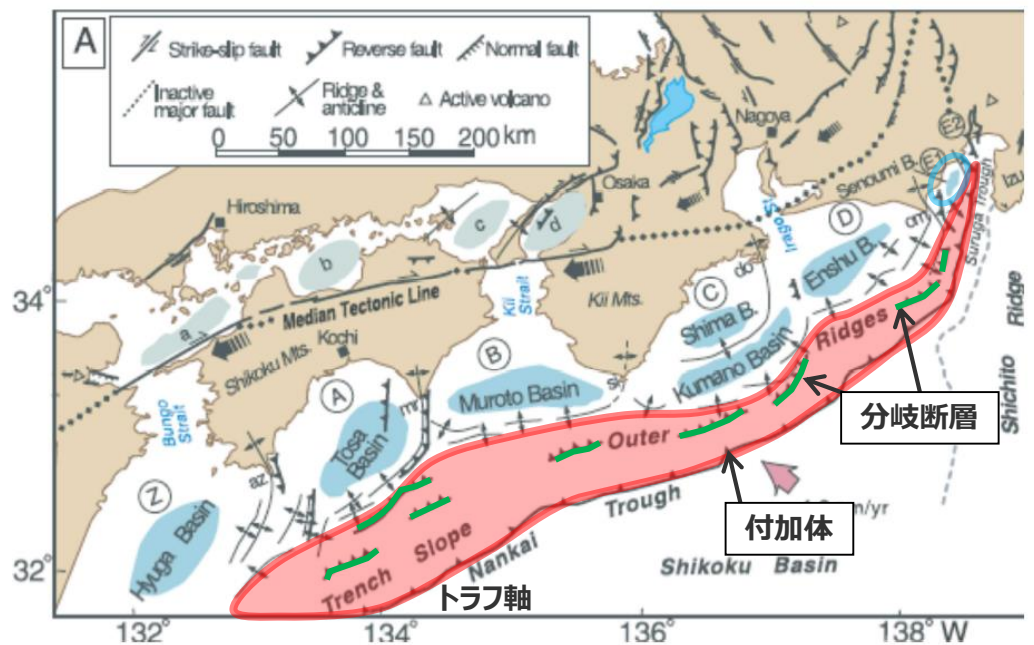
震央 (2003年～2012年、M4以上) は、気象庁による。
矢印は、ユーラシアプレートに対する太平洋プレートとフィリピン海プレートの相対的な進行方向と速さを示す。
太い実線はプレート境界、破線は不明瞭なプレート境界を示す。
(地震調査研究推進本部 (2014))

日本列島周辺の地震活動
(M4以上の地震の震央分布)

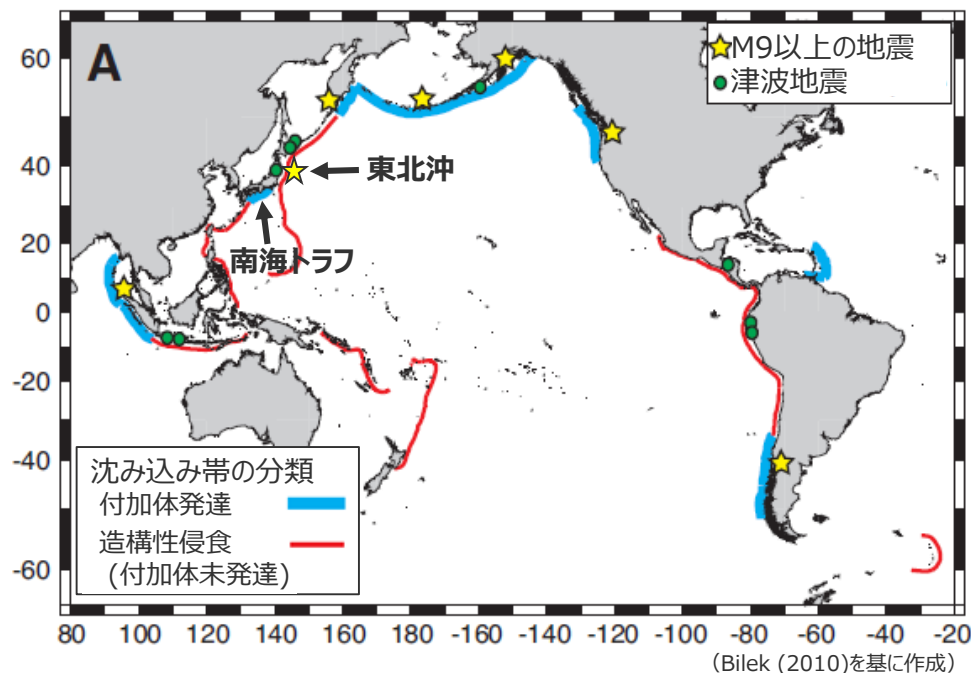
④浅部の構造に関する知見

南海トラフの浅部の構造の特徴

- 南海トラフのトラフ軸付近の構造は、**付加体の発達**が特徴である。(地震調査委員会(2013)等)
- トラフ軸付近では、プレート境界から未固結な付加体中に分岐・派生したと考えられる断層 (**分岐断層**) の存在が確認されている。(徳山ほか(2001)、地震調査委員会(2013)等)
- 沈み込み帯はその構造の特徴により2つに分類され、**付加体が発達した南海トラフの特徴は、付加体があまり発達していない東北沖と対照的**であるとされている。(地震調査委員会(2013))



南海トラフ沿いの地質構造

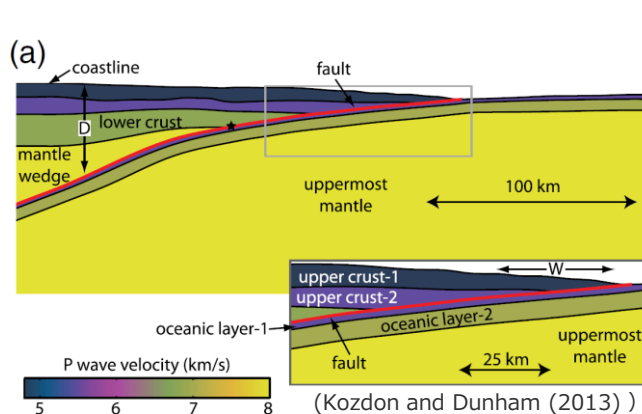


沈み込み帯の分類

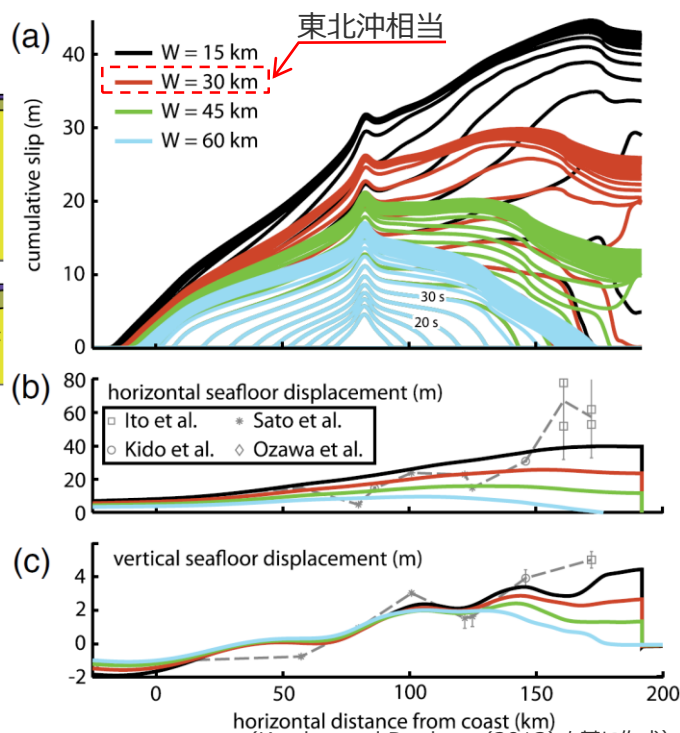
④ 浅部の構造に関する知見

南海トラフと東北沖の浅部の構造の比較

- Kozdon and Dunham(2013)は、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た2次元動的破壊シミュレーションから、付加体の幅の違いがプレート境界浅部のすべり量に影響を与えることを示している。
- 南海トラフでは、東北沖と異なり付加体が幅広く発達していることから、仮に南海トラフにおいて東北沖地震と同様の巨大地震が発生したとしても、トラフ軸付近のすべり量は東北沖地震のすべり量よりも小さいと考えられる。



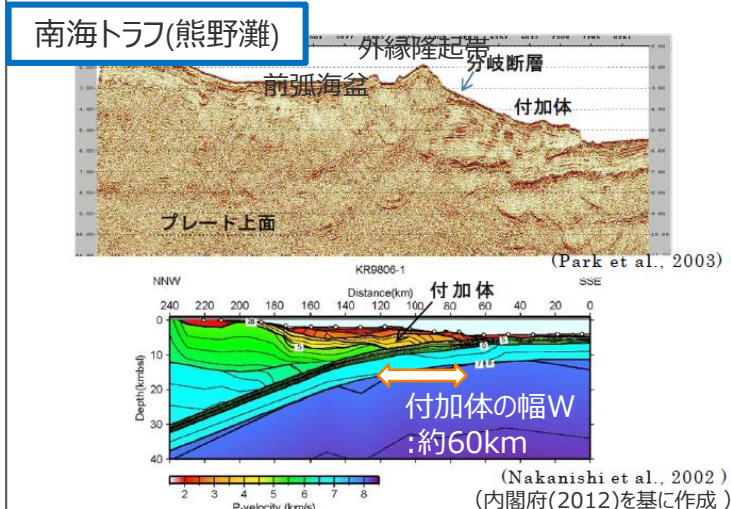
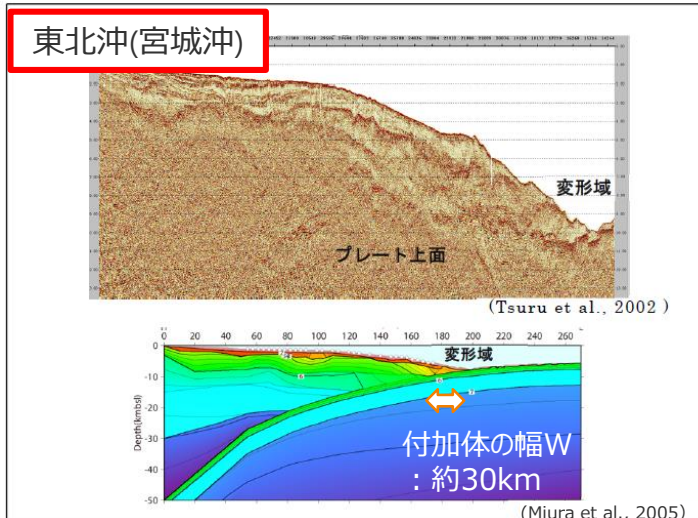
宮城県沖のプレート境界モデル
(2次元動的破壊シミュレーションモデル)



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

長谷川(2015)

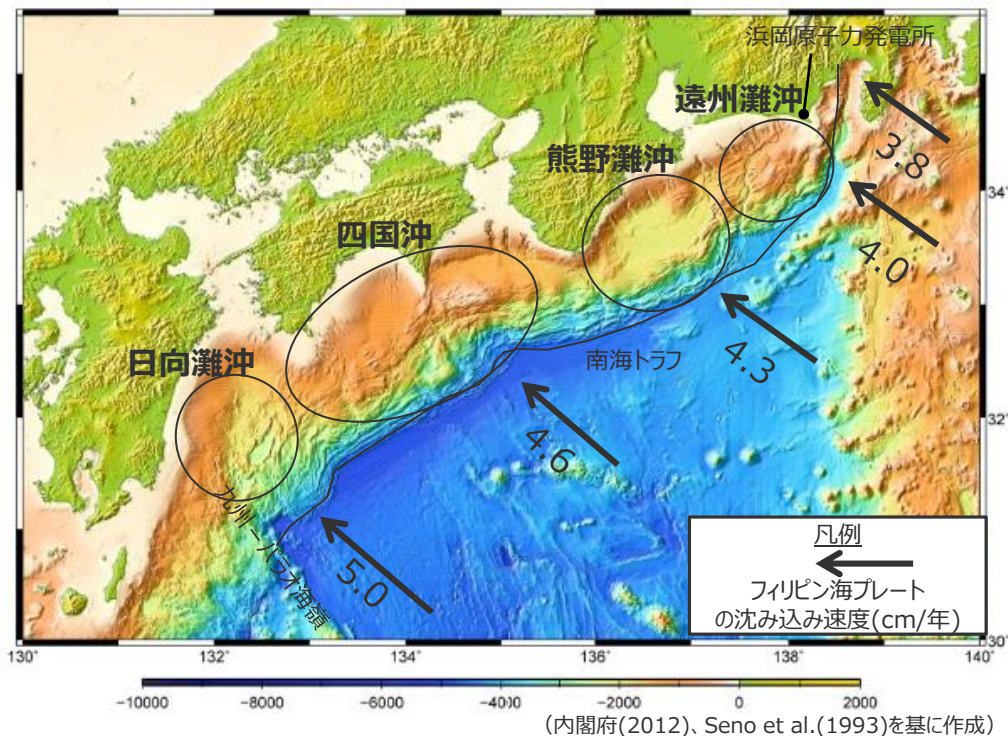
- 東北沖の地震波速度構造から、付加プリズムの幅は海溝軸に沿って変化し、東北沖地震で大きなすべりが生じた地域で最も狭くなっている。
- プレート境界最浅部の上盤プレートは付加プリズムであること、海底地震計で求めた余震分布によると上盤プレート内の地震は海溝軸の近くでは発生しないこと等から、プレート境界最浅部の固着は強くないと考えられる。したがって、海溝軸付近の大きな変位は、非弾性的な応答や動的応答も含まれたものであることを示唆する。



南海トラフと東北沖の付加体の幅

④ 浅部の構造に関する知見

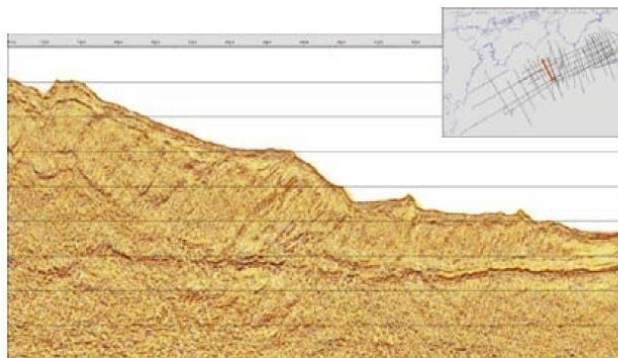
南海トラフの各地域の構造の比較



- 同じ南海トラフにおいても、敷地が位置する遠州灘沖の構造は、四国沖・熊野灘沖と異なり、島弧地殻である伊豆・小笠原弧の一部を含んだ地殻が沈み込んでいるとされている。(高橋ほか(2010))
- 音波探査断面からは、四国沖ではフィリピン海プレートの沈み込み構造が明らかであり、熊野灘沖ではプレート境界とともに分岐断層の発達が見られる。一方、遠州灘沖では明瞭な連続した反射面としてプレート境界がイメージされないとされる。(高橋ほか(2010)、金田(2013))

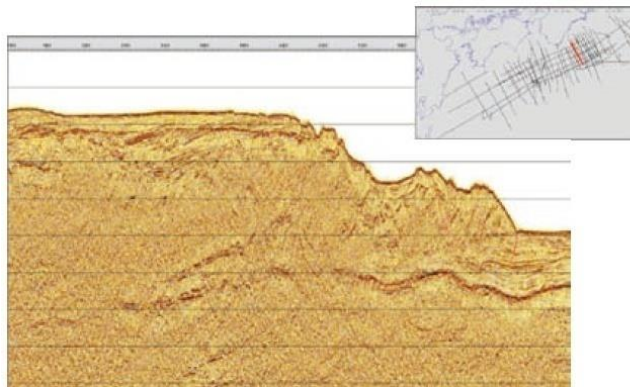
⇒遠州灘沖はトラフ軸付近で大きなすべりを生じる構造をしていないことが示唆される。

南海トラフ周辺の海底地形



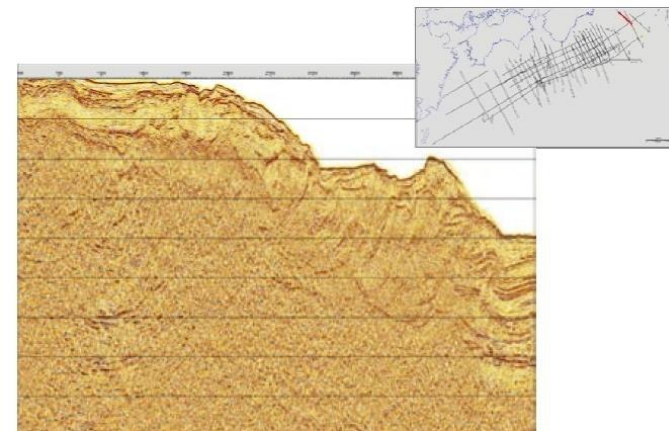
四国沖

フィリピン海プレートの沈み込み構造が明らか



熊野灘沖

分岐断層の発達がみられる
南海トラフの音波探査断面



遠州灘沖

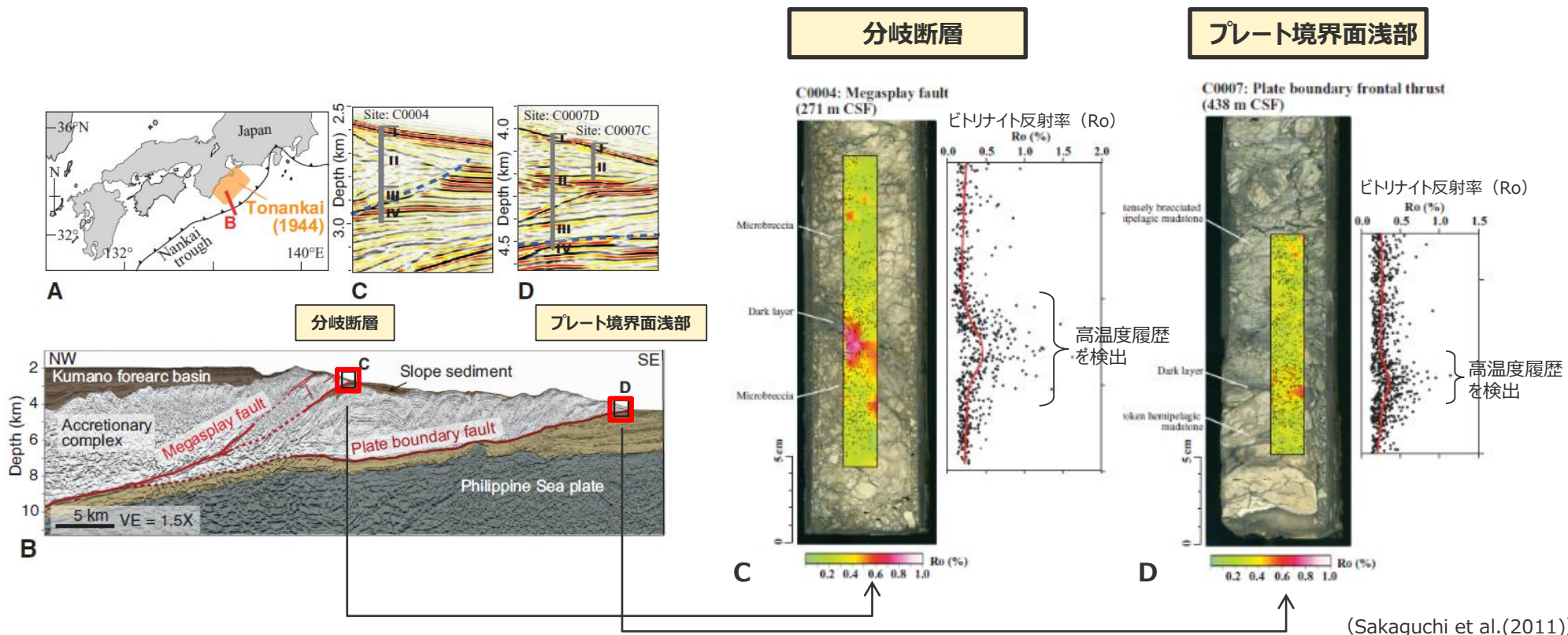
明瞭な境界構造はイメージされない

(金田(2013)を基に作成)

⑤浅部の物性に関する知見

南海トラフの浅部の断層すべりの痕跡

- 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))

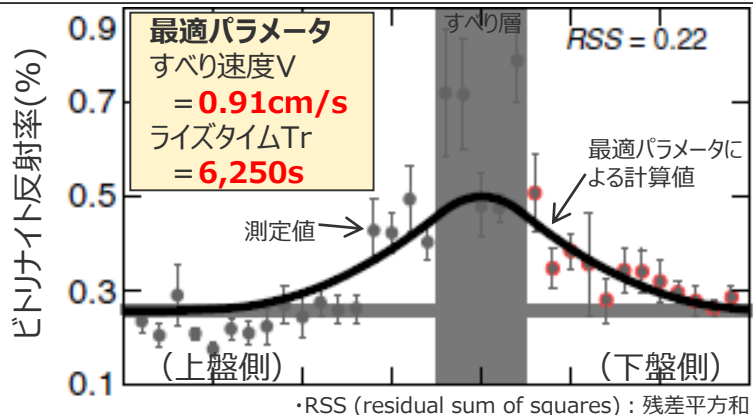
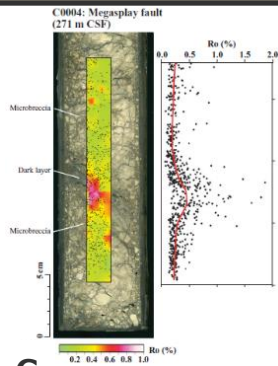
ボーリング試料のビトリナイト反射率 (Ro) 分布

⑤浅部の物性に関する知見

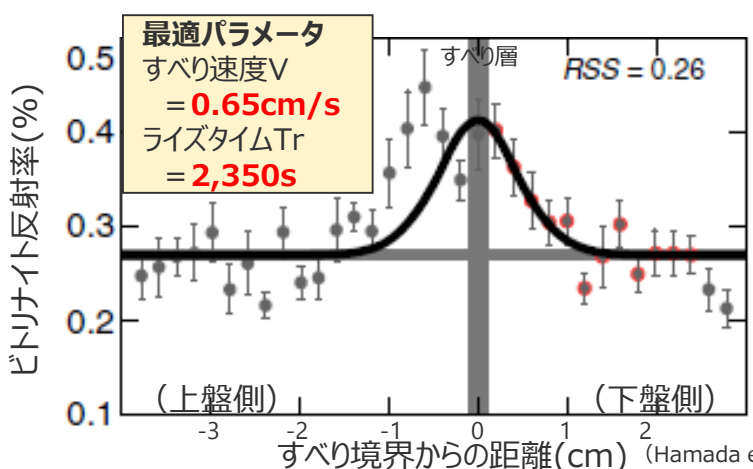
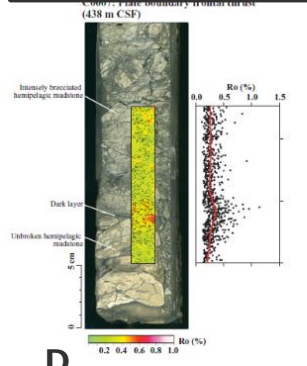
南海トラフの浅部の断層すべりの痕跡

- 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。

分岐断層



プレート境界面浅部



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

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、通常の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。

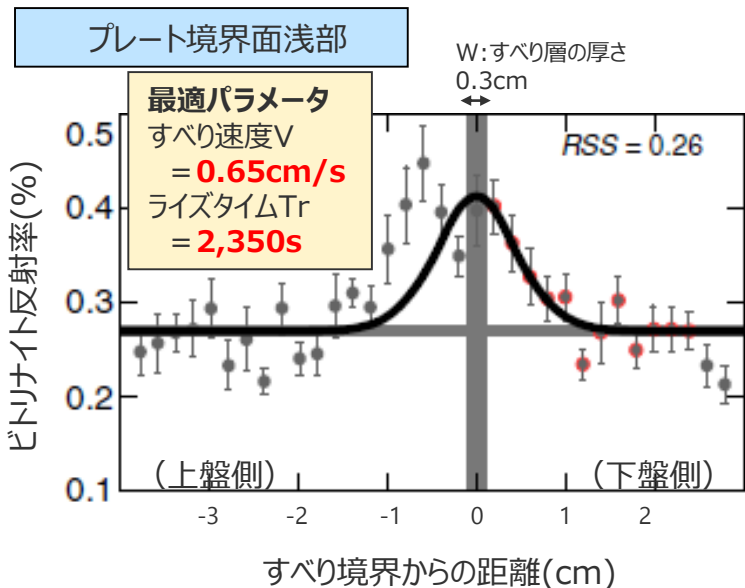
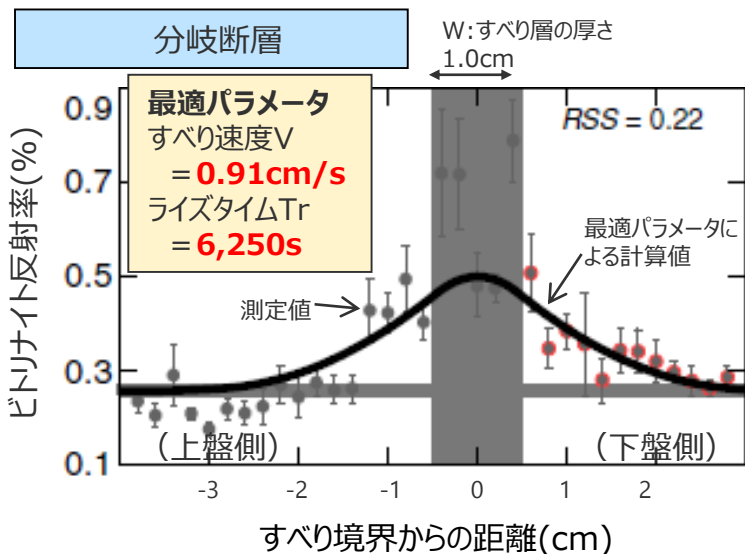
(Sakaguchi et al.(2011),Hamada et al.(2015))

・文献の詳細については6-2を参照

- 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。

⑤浅部の物性に関する知見

Hamada et al.(2015)によるビトリナイト反射率に関する検討について



(Hamada et al.(2015)を基に作成)

ビトリナイト反射率の分布とライズタイム等の算定

Hamada et al.(2015)

■ 南海トラフの海底掘削調査により、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。

- 温度Tとビトリナイト反射率Roの分布が断層すべりによる熱発生率Qとすべり継続時間trのみに依存する関係を熱拡散方程式等から導出し、南海トラフの海底掘削調査で計測されたビトリナイト反射率分布のフィッティングにより、断層すべりの最適パラメータを算出している。
- ビトリナイト反射率分布のフィッティングの対象について、すべり層内のビトリナイト反射率の数値は機械化学的な影響によっても増加することから、すべり層の外側の分布を対象としている。
- 最適パラメータは、残差平方和（RSS）※を用いて評価した。分岐断層およびプレート境界面浅部のビトリナイト反射率分布について残差平方和（RSS）がもっとも小さくなるケースを最適パラメータとして示している。（左図参照）
- なお、分岐断層の1.5cm以内とプレート境界面浅部の1.0cmあたりで解析結果とかい離した実測値のピークが見受けられ、角礫層内の断層すべりを表している可能性があるとしている。ただし、今回の解析では、この局在化したピークも含めて、一つの幅広いピークで表現していることから、すべりパラメータは過大評価になるかもしれないが、上限値を表すものになっている。
- また、すべり層の厚さ、応力状態、断層すべりの繰り返しに関する感度分析を行い、最適パラメータに大きな影響が無いことを確認している。

■ 以上の結果から、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は、数mm/s～数cm/sオーダーのゆっくりとしたすべり速度と、1,000sオーダーの長いライズタイムを持つことを確認し、過去に大きな津波を発生させるような断層すべりを起こしていないとしている。

■ また、この南海トラフのトラフ軸付近の断層すべりの特徴は、通常の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。

※残差平方和（RSS：residual sum of squares）

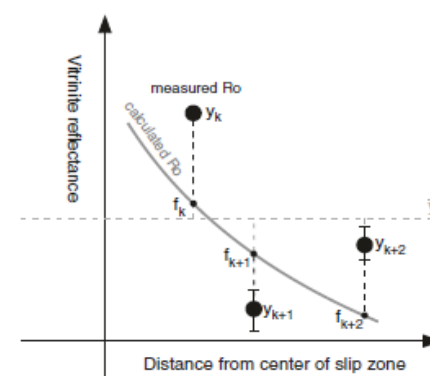
$$RSS = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - f_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}$$

y_i : 実測されたビトリナイト反射率

f_i : 計算によるビトリナイト反射率

\bar{y} : 実測されたビトリナイト反射率の平均値

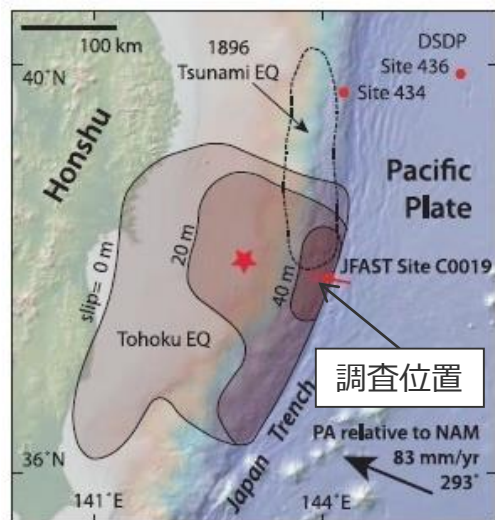
理論上残差平方和（RSS）がゼロになる時がバラつきの無い最適な状態。本文献ではRSSが1.0以下となるよう、Q（熱発生率）とtr（すべり継続時間）の検討を行い、分岐断層のケースでRSS=0.22、プレート境界面浅部のケースでRSS=0.26を最小値として選定。



⑤浅部の物性に関する知見

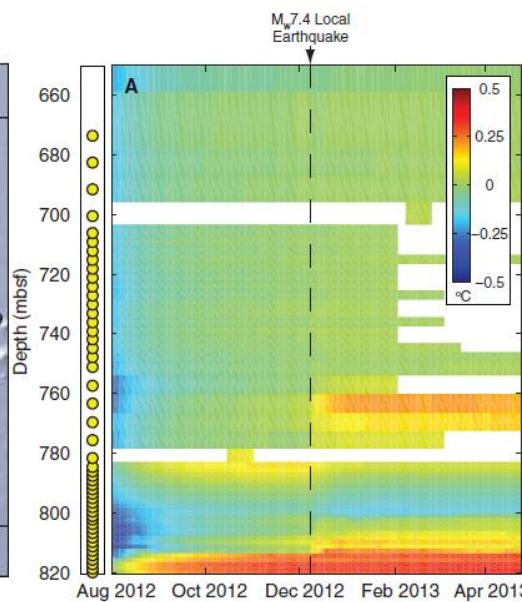
南海トラフと東北沖のトラフ軸付近の物性の比較

■ Ujii et al.(2013)は、南海トラフと東北沖のトラフ軸付近のボーリング試料との物性の比較を実施。
その結果、南海トラフのプレート境界浅部では、東北沖地震において超大すべり（プレート境界浅部での大きなすべり）を発生させた要因と考えられる強度が低く透水性が低いスメクタイトが少ないこと、地震時の摩擦係数が大きいことを確認し、南海トラフは東北沖に比べてプレート境界浅部で大きなすべりを起こしにくいとしている。



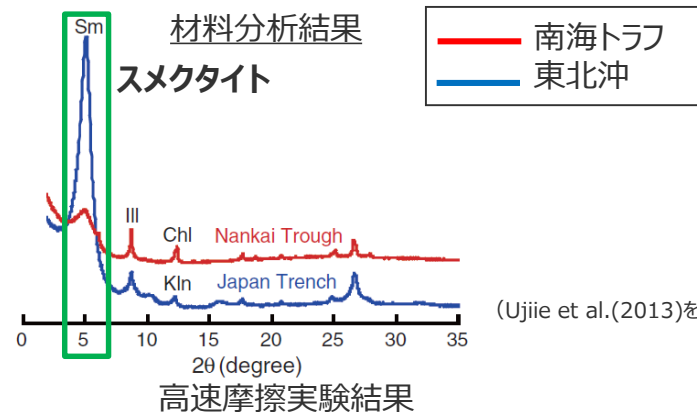
・コンターは地震時のすべり量
(Chester et al.(2013)を基に作成)

JFASTによる海底掘削調査位置



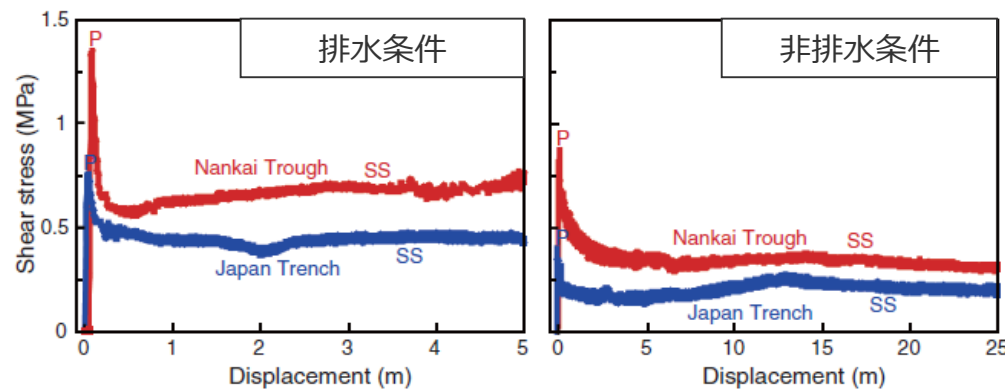
(Fulton et al.(2013)を基に作成)
※黄色の点は温度測定地点

東北沖における温度観測結果



(Ujii et al.(2013)を基に作成)

高速摩擦実験結果

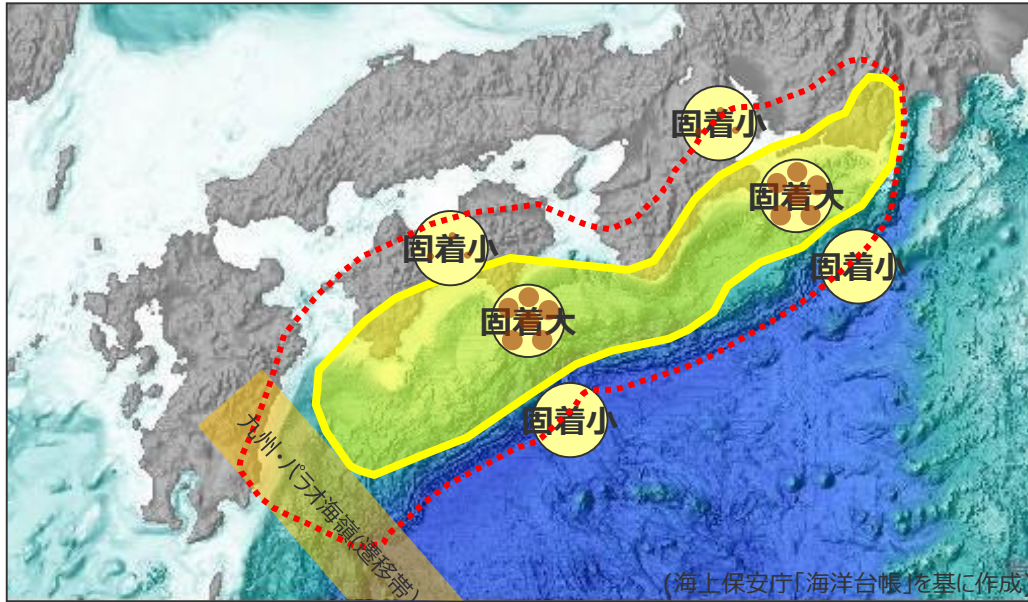


南海トラフと東北沖のプレート境界試料の実験結果の比較

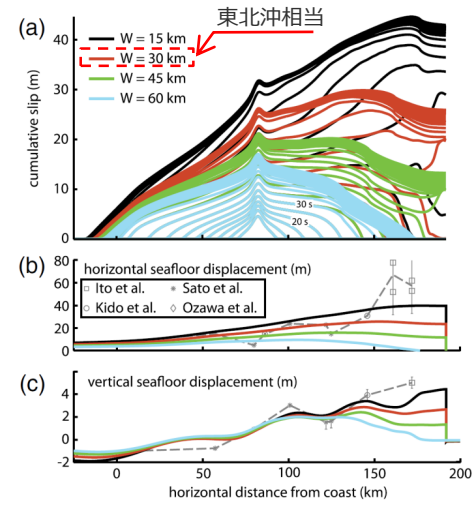
■ Fulton et al.(2013)は、温度計アレーを掘削孔内に設置してプレート境界浅部の温度測定を実施。
■ 残留摩擦熱の解析結果から、地震時のプレート境界浅部における摩擦係数を、0.08程度と通常の岩石よりもはるかに小さな値であったと見積もり、断層が極めて滑りやすい状態であったとしている。

■ Ujii et al.(2013)は、プレート境界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浅部の試料は、強度が弱く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。

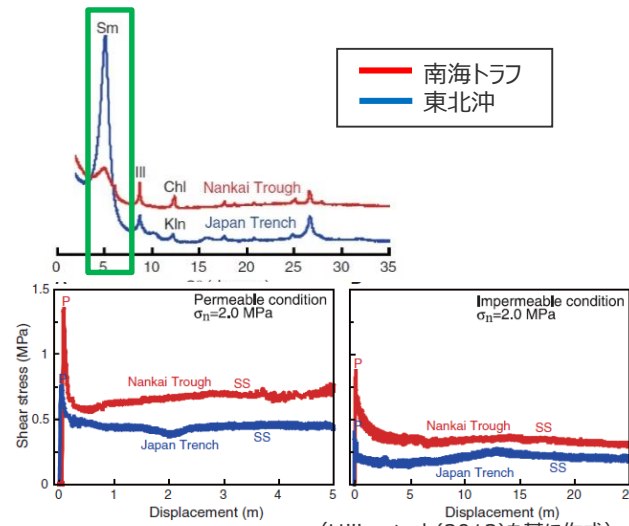
最新の科学的知見の収集・分析のまとめ



最新の科学的知見を踏まえて想定される南海トラフの波源域(既往津波の波源域)



(Kozdon and Dunham (2013) を基に作成)



(Ujiie et al.(2013)を基に作成)

南海トラフと東北沖の浅部の構造等の違い

最新の科学的知見の収集・分析結果

科学的知見 (南海トラフにおいて想定される波源域、地震規模)

・南海トラフでは、東北沖地震等と同様に、宝永地震等、プレート境界の一部ではなく全域が破壊したと考えられる巨大地震の繰り返し発生が確認されており、南海トラフにおいて既往地震と大きく異なる地震・津波が発生する可能性は低い。

科学的知見 (南海トラフにおいて想定される浅部の破壊形態)

・南海トラフでは、南海トラフの沈み込み帯の特徴から、プレート境界浅部に破壊が伝播する場合と、分岐断層に破壊が伝播する場合があると考えられる。
 ・一方、南海トラフの沈み込み帯の特徴は東北沖と異なり、南海トラフにおいて超大すべりが発生する可能性は低いと考えられる。

遠州灘沿岸域の痕跡再現モデルが、国内外の巨大地震に関する最新の科学的知見から南海トラフにおいて想定されるモデルと考えられる。

想定津波による津波評価

国内外の巨大地震の発生事例を踏まえ、遠州灘沿岸域の痕跡再現モデルを大きく上回るよう保守的に波源モデルを設定し、不確かさを組み合わせた津波評価を実施。

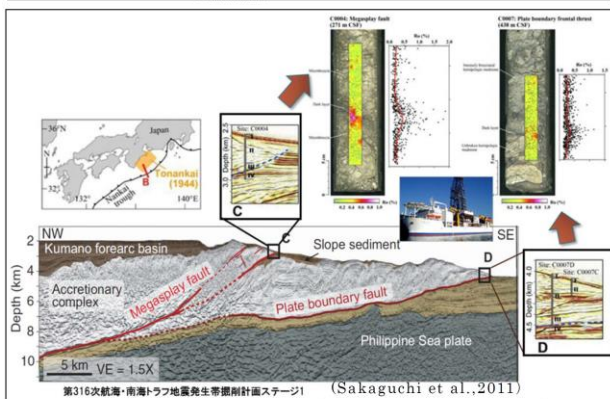
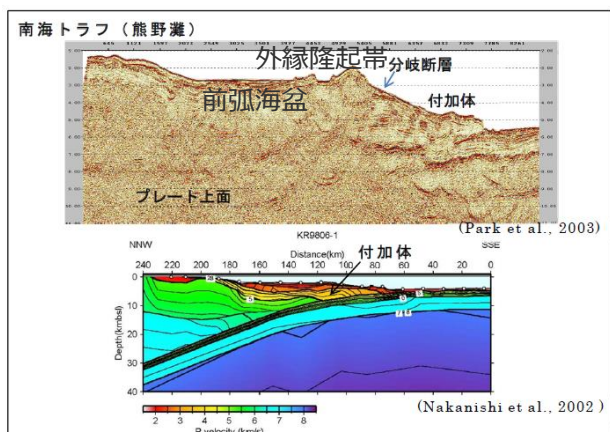
6 検討波源モデルの津波評価の詳細

6-4 浅部の破壊形態

検討概要

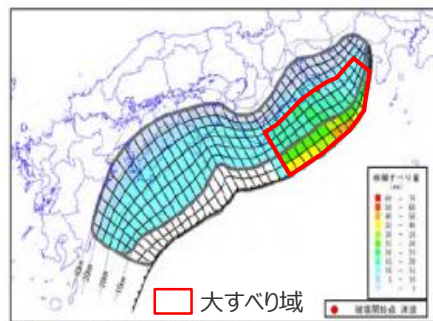
(内閣府(2012)による浅部の破壊形態)

- 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。



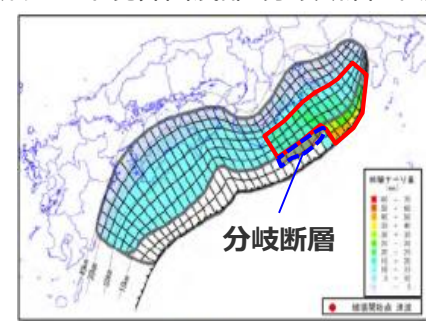
(内閣府(2012)を基に作成)
南海トラフにおけるプレート境界面浅部の分岐断層

断層破壊がプレート境界面浅部に伝播するモデル

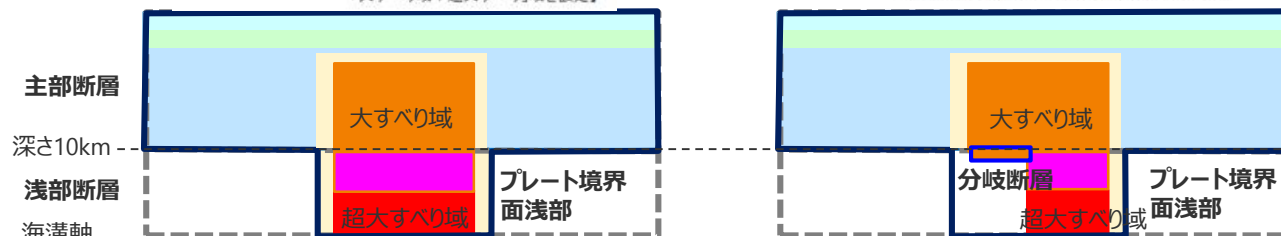


【ケース①「駿河湾～紀伊半島沖」に「大すべり域+超大すべり域」を設定】

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。

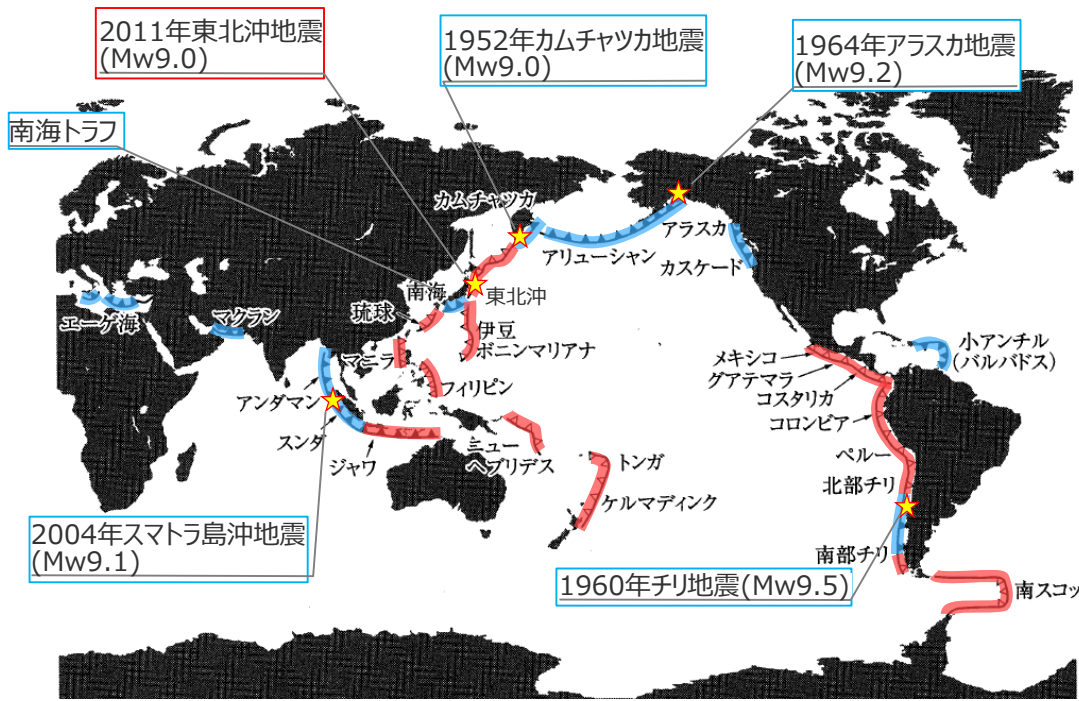


- 検討波源モデルは、内閣府(2012)および浅部の破壊形態に関する調査結果を踏まえて、保守的に浅部の破壊形態を考慮して設定した。
- ここでは、浅部の破壊形態に関する調査、および浅部の破壊形態を考慮した波源設定の考え方について整理して説明する。

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。

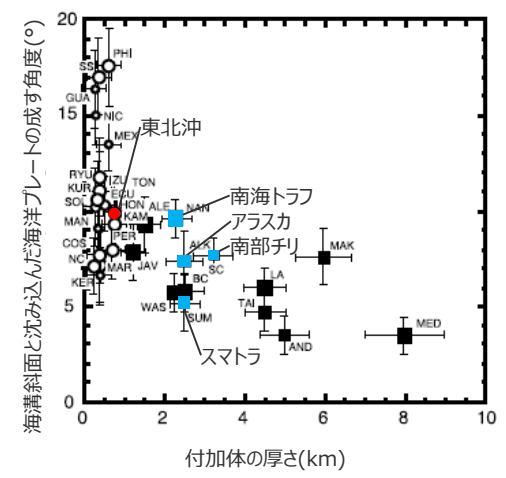
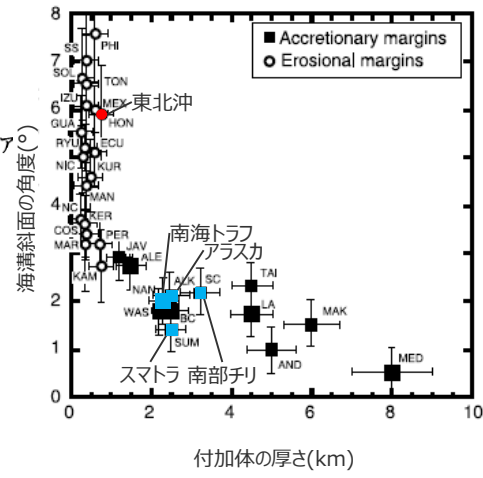
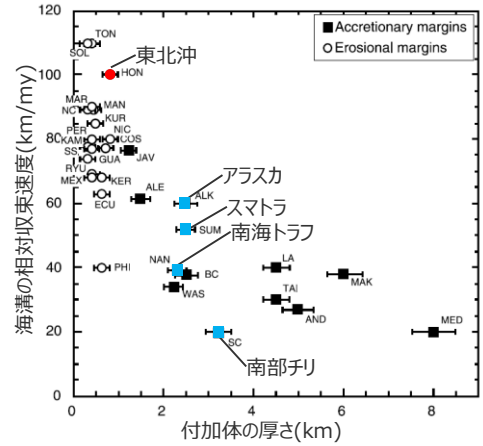


— : (A)付加作用の卓越する沈み込み帯
— : (B)造構性侵食作用が卓越する沈み込み帯
★ : Mw9クラスの巨大地震

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



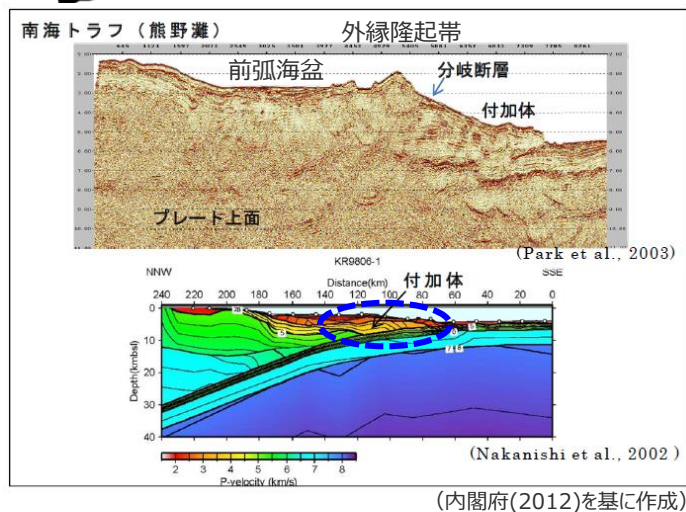
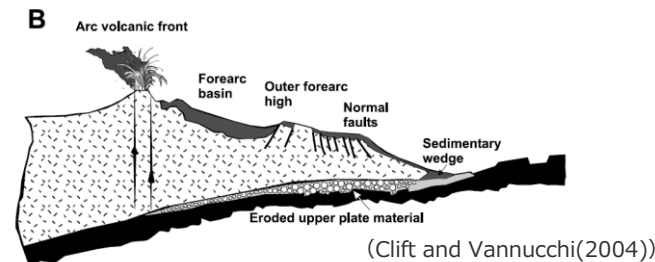
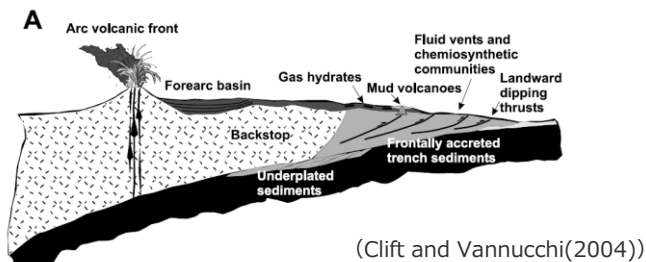
(Clift and Vannucchi(2004)を基に作成)

付加体の厚さ、プレートの衝突速度、浅部の形状等の関係

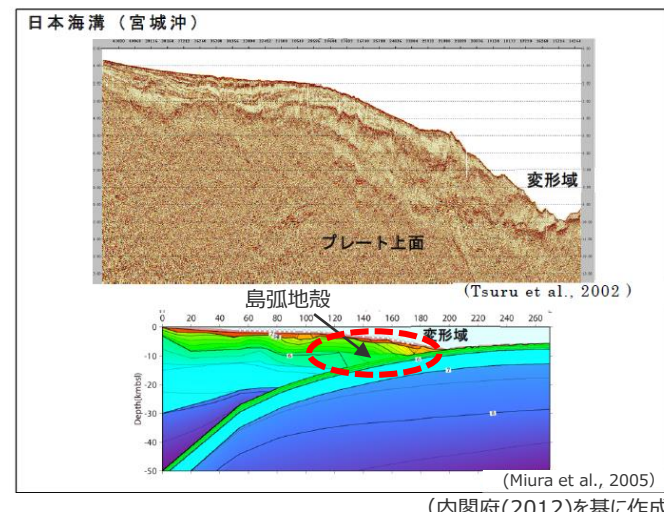
浅部の破壊形態に関する調査

(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

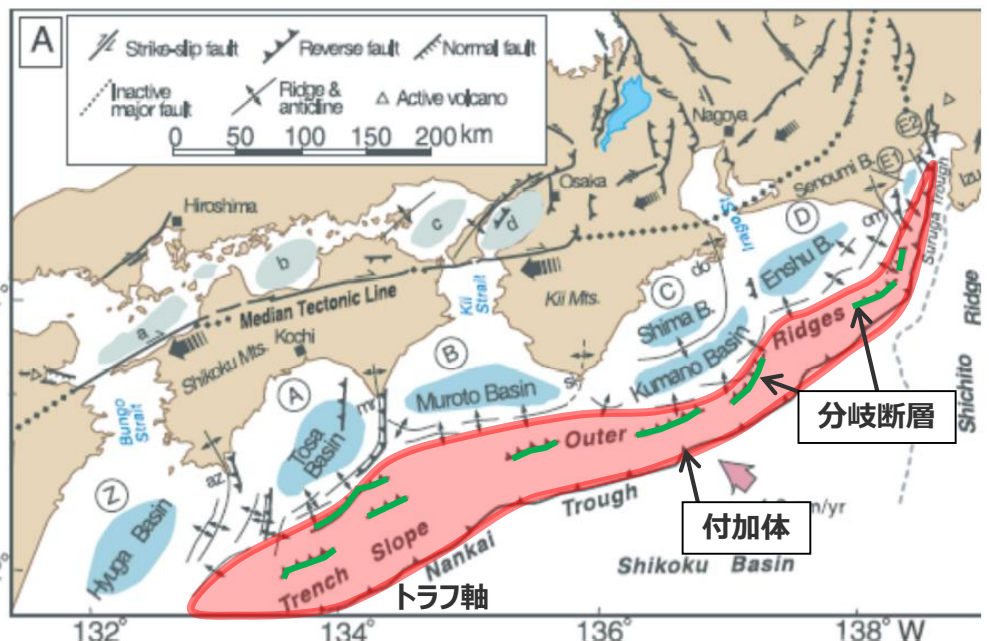
(4)動力学解析による海溝軸付近のすべり挙動

(5)海溝軸付近の断層間物質

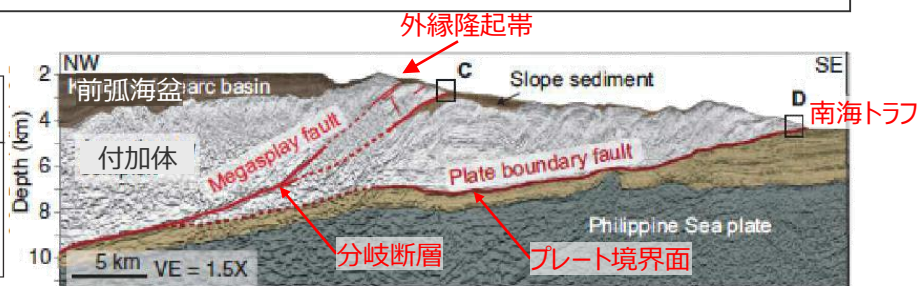
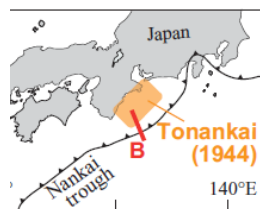
浅部の破壊形態に関する調査

(1)海溝軸付近の構造(A：南海トラフ)

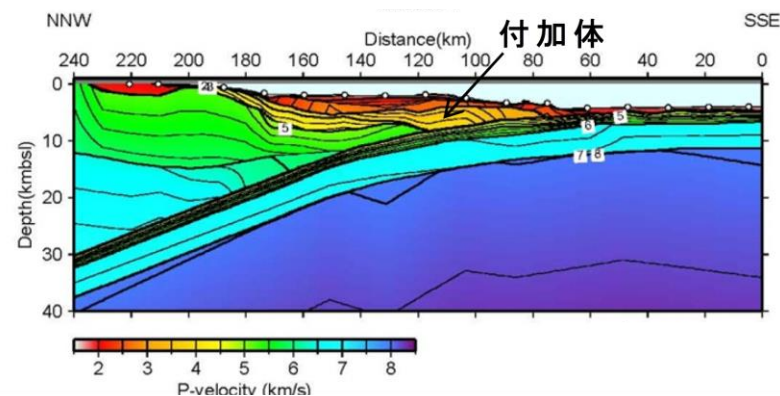
- 南海トラフ陸側における特徴的な地形は、前弧海盆と付加体であり、南海トラフの陸側には複数の前弧海盆が発達する。これらの前弧海盆は、足摺岬、室戸岬、潮岬、大王崎等の海岸線の南への張り出しによって分断されている。
- 前弧海盆は、海側の下部大陸斜面の付加体と外縁隆起帯によって境されている。付加体内にはトラフ軸に平行な多数の活断層が発達しており、これらの活断層は、分岐断層としてプレート境界でのすべりに伴う副次的な活動が海底面に出現しているものと考えられている。(地震調査委員会(2013))
- 内閣府(2012)では「南海トラフは、日本海溝とは異なり、付加体が発達し、分岐断層が明瞭に確認されている。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)

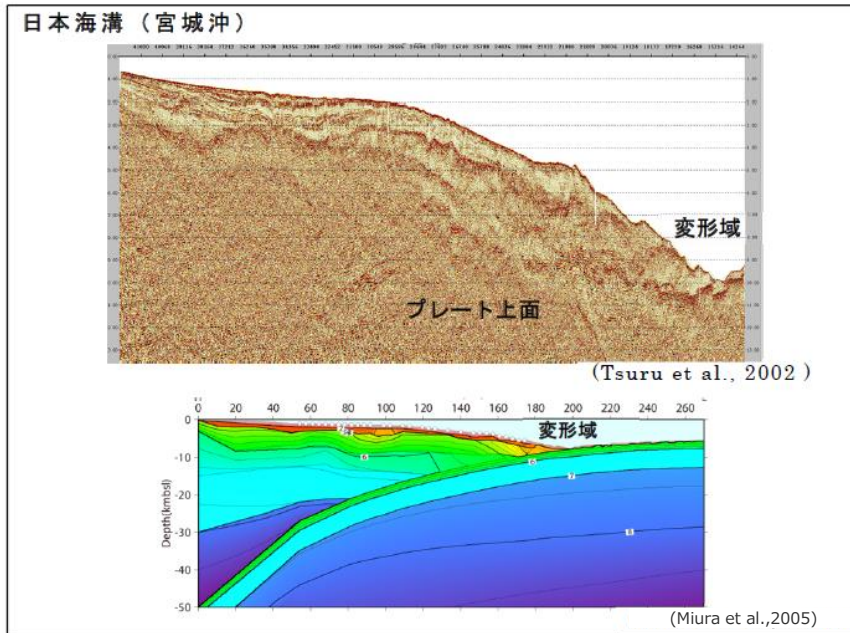
- プレート間地震の浅部の破壊形態として、断層破壊が、プレート境界面浅部へ伝播する形態と、分岐断層へ伝播する形態が挙げられる。
- 付加作用が卓越する南海トラフでは、これらの破壊形態は、いずれも低速度の付加体が分布する深さ10km以浅の領域の破壊形態である。

6-4 浅部の破壊形態

浅部の破壊形態に関する調査

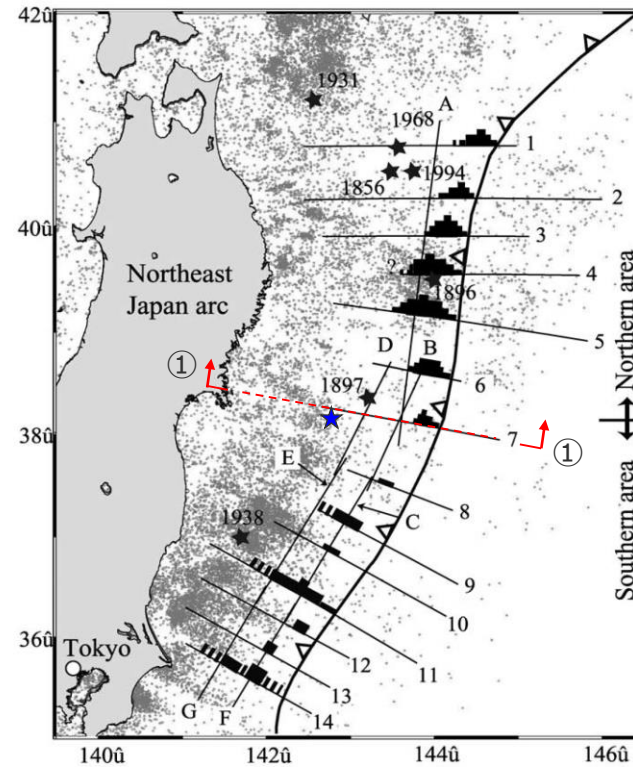
(1)海溝軸付近の構造 (B : 東北沖)

- 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)

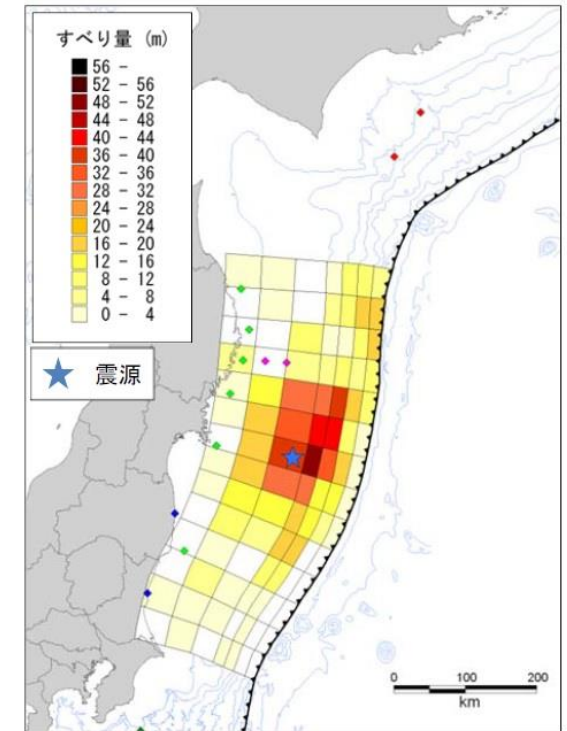
日本海溝の反射断面及びP波速度構造 (右図①断面)



(Tsuru et al.(2002)に加筆)



日本海溝の付加体厚さ分布



(内閣府(2012))

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

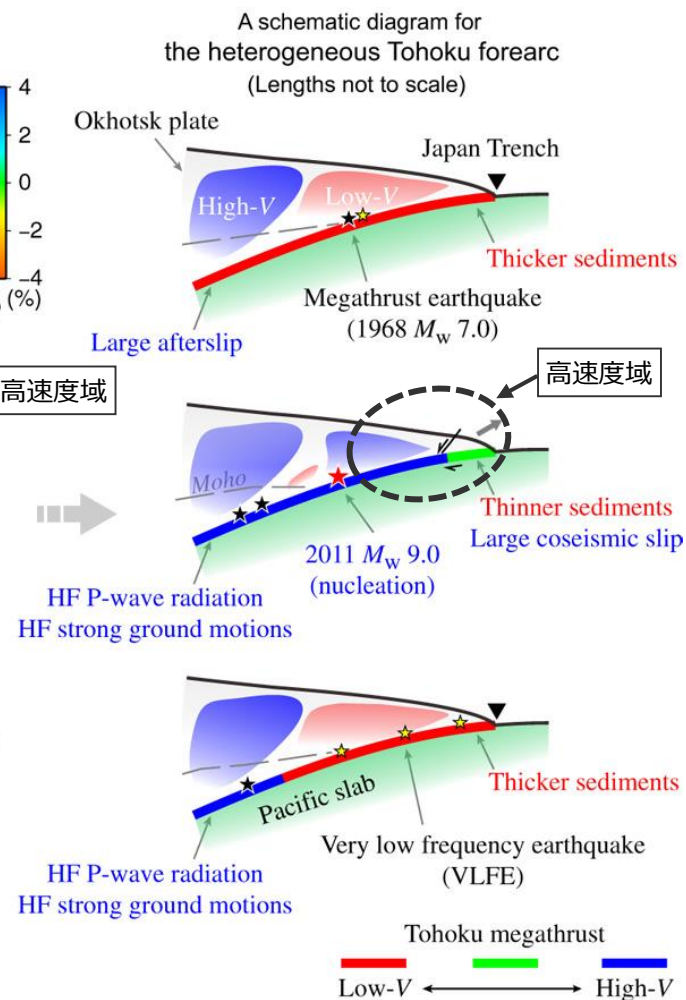
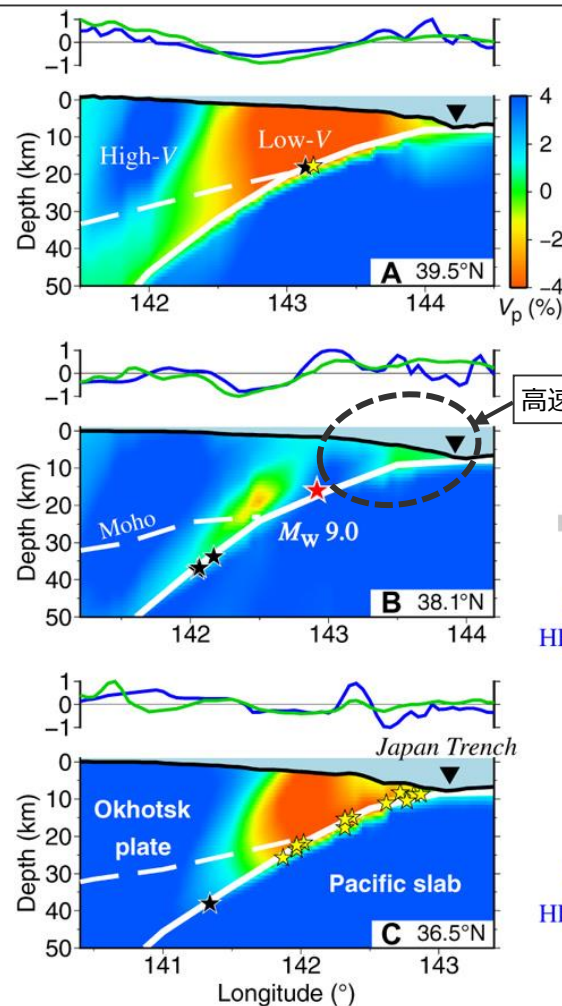
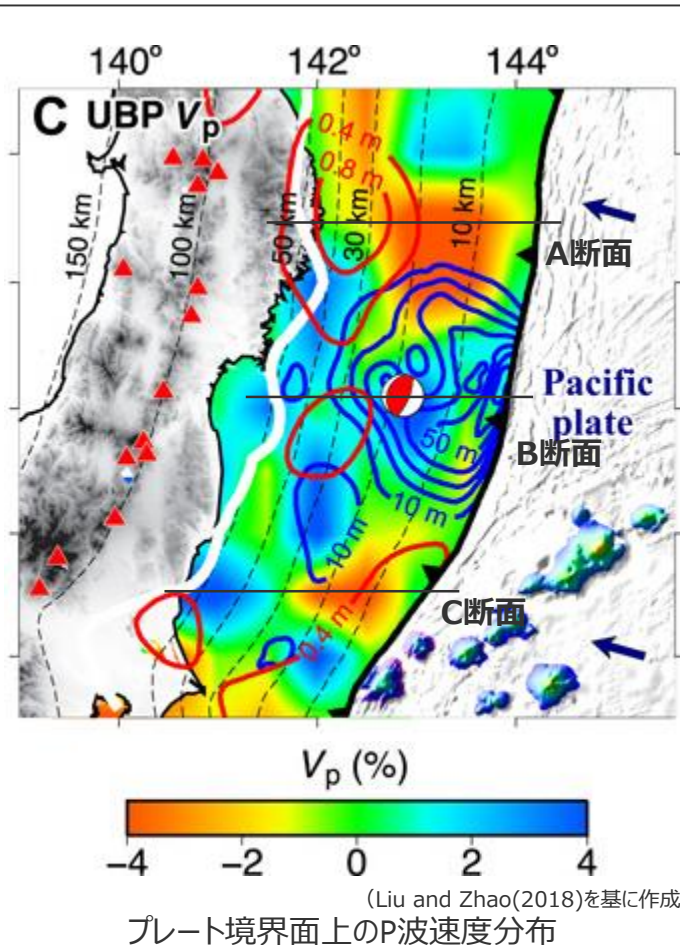
長谷川(2015)

- ・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)

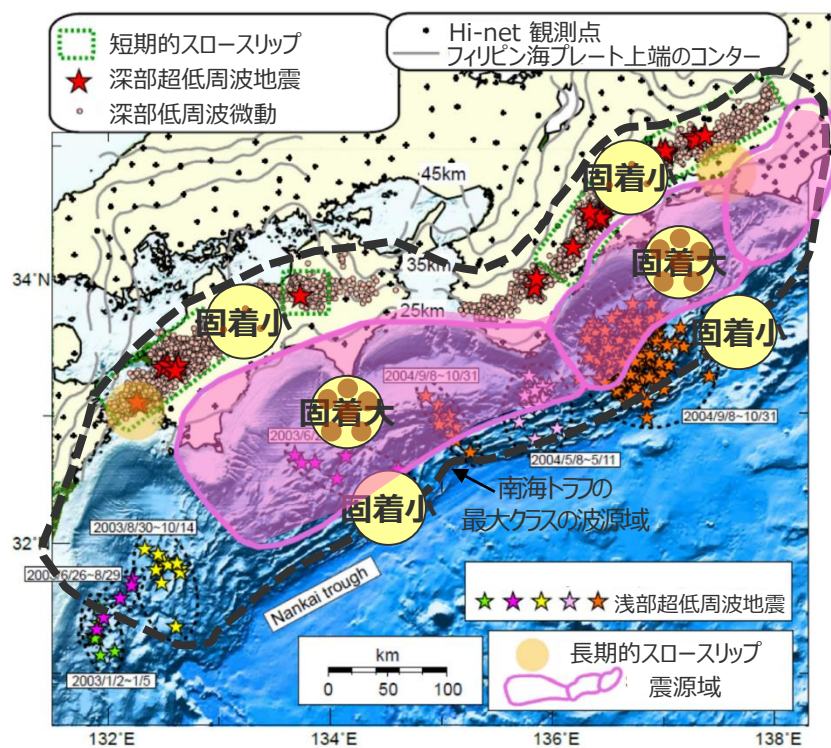
■ 東北沖では、海溝軸付近に比較的高速度の島弧地殻が分布し、このことが東北沖地震時のプレート境界面浅部での大きなすべりに関連していると考えられる。

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)

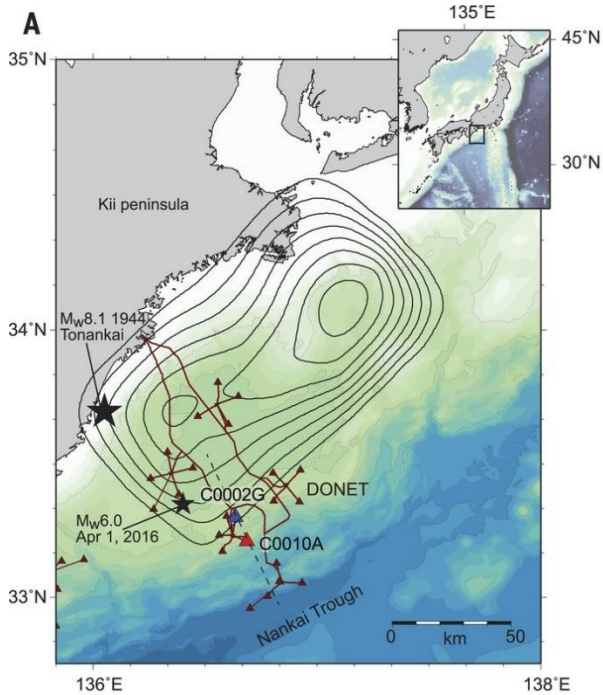
西南日本における低周波振動現象と固着域の関係の模式図

6-4 浅部の破壊形態

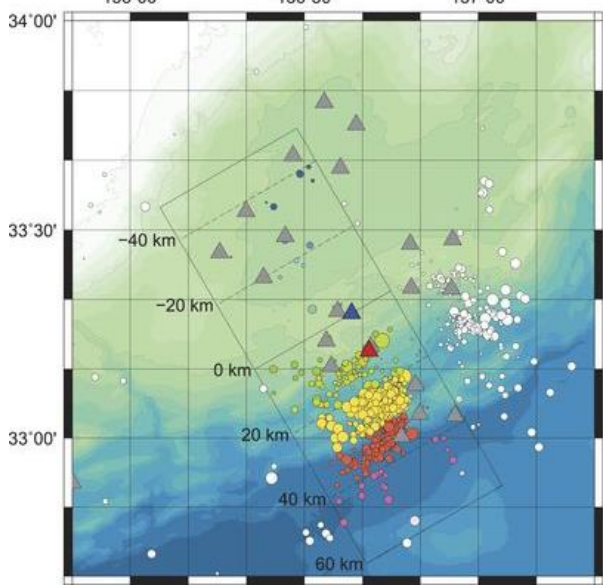
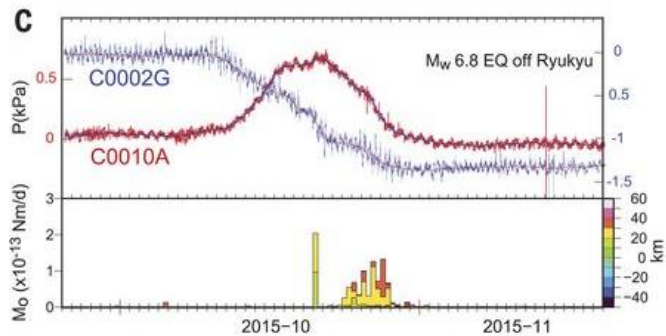
浅部の破壊形態に関する調査

(2)海溝軸付近の固着状況 (A: 南海トラフ)

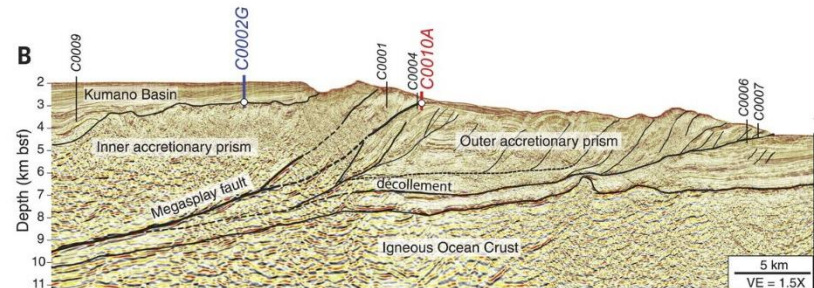
■ Araki et al.(2017)では、南海トラフの掘削孔内およびDONET（地震・津波観測監視システム）の連続観測データに基づいた解析によって、海溝軸近くの領域では、繰り返し発生しているスロースリップイベントによって頻りに蓄積されたひずみが解放されているとしている。



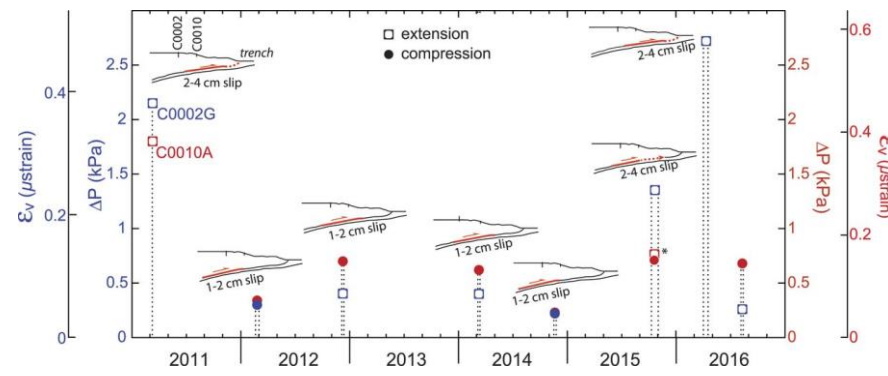
DONETおよびIODP※掘削地点の位置



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

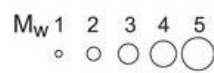


IODP※掘削地点の断面図



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。

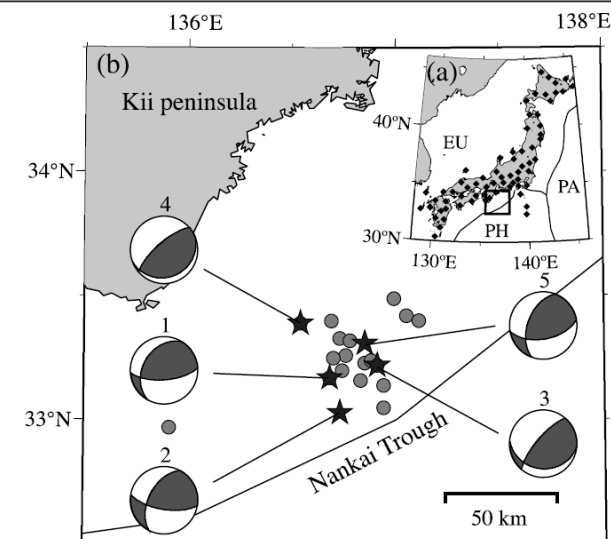


Table 1. Source Parameters of the VLF Earthquakes Observed for a Slightly Distinct *P* Wave

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))



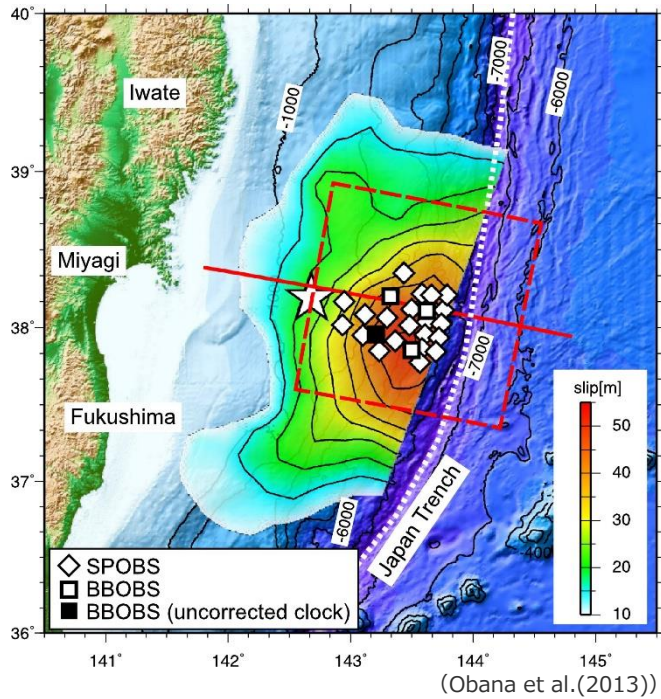
- 南海トラフの海溝軸付近は、付加体が分布する領域であり、応力を蓄積しにくい領域と考えられる。

6-4 浅部の破壊形態

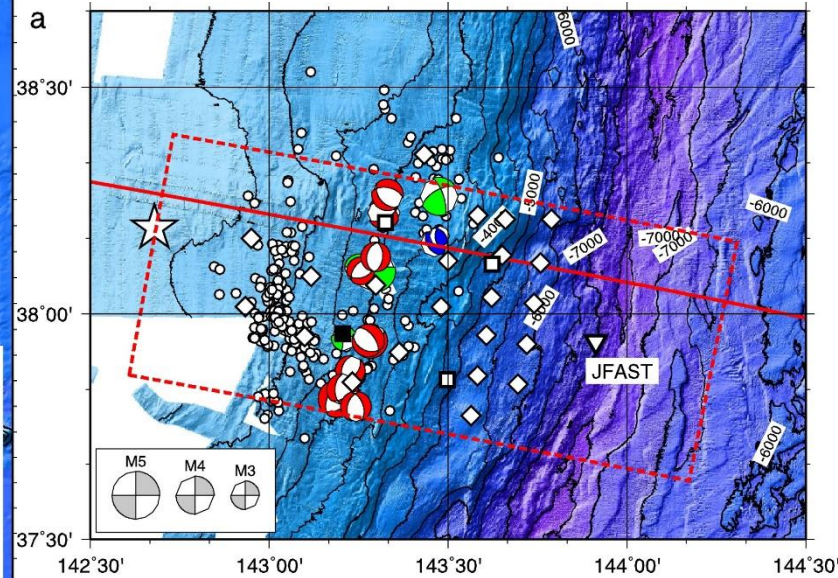
浅部の破壊形態に関する調査

(2)海溝軸付近の固着状況 (B:東北沖)

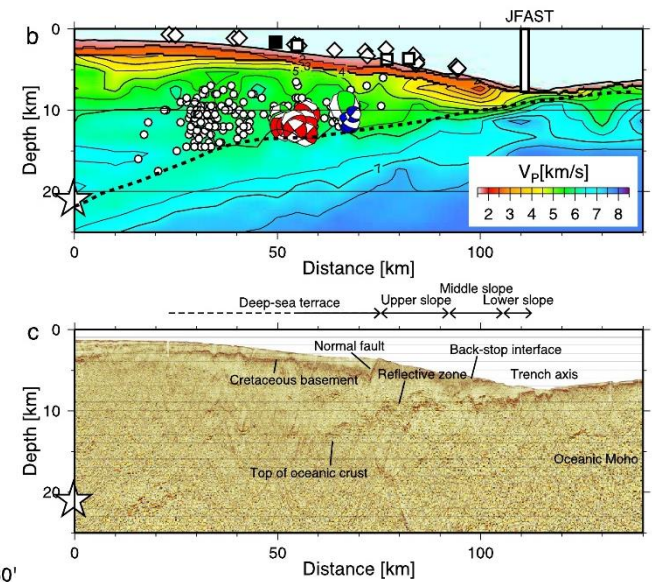
■ 東北沖の海溝軸付近の固着状況について、東北沖地震後に密に設置した海底地震計で求めた精密な余震分布によると、東北沖の海溝軸付近では、南海トラフと異なり、比較的海溝軸付近においても通常地震が発生している。(長谷川(2015)、Obana et al.(2013))



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



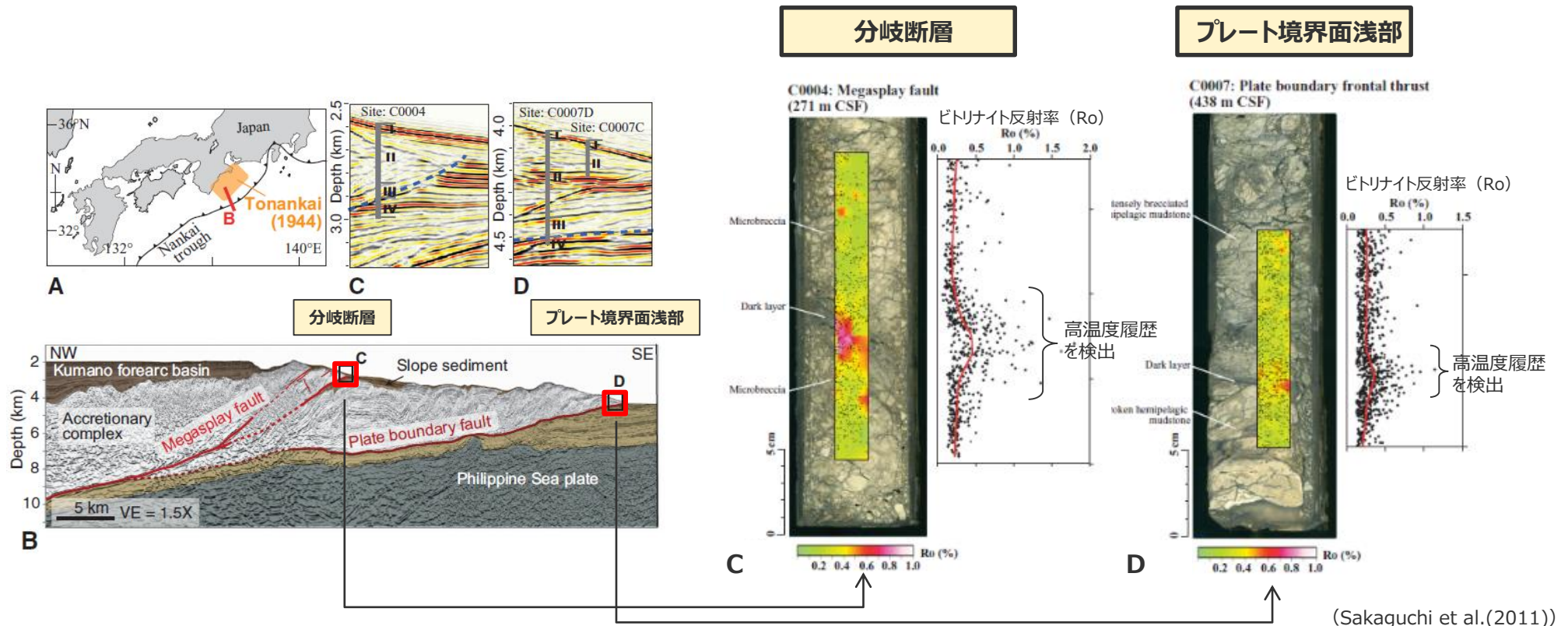
(Obana et al.(2013))

■ 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。

浅部の破壊形態に関する調査

(3)海溝軸付近の断層すべり (A: 南海トラフ)

- 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

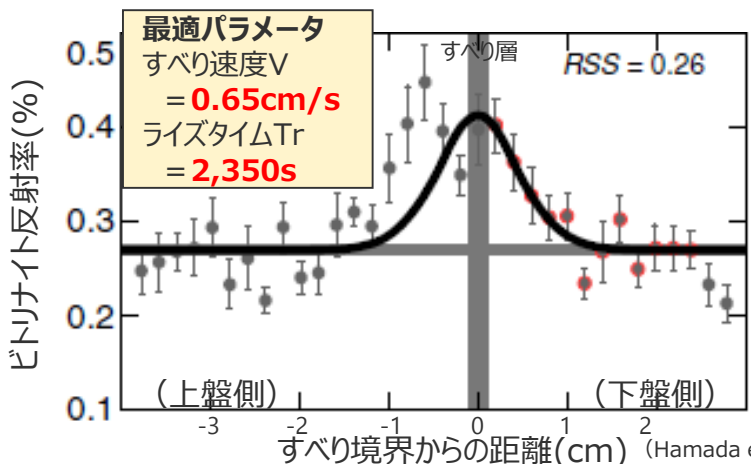
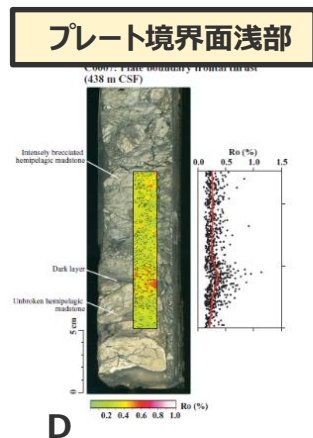
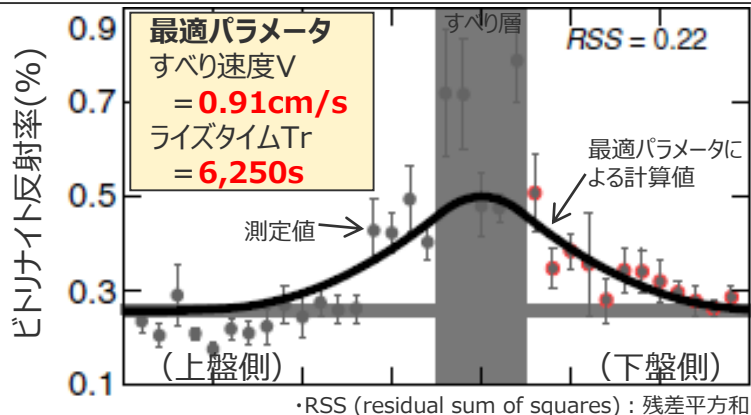
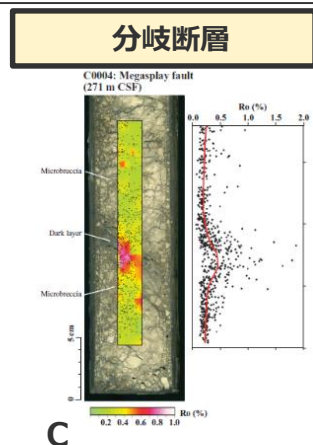
- ・石炭を構成する有機質の一種であるビトリナイトの反射光線下における反射率。反射率が大きいほど、その地点のビトリナイトがより高温にさらされたことを意味する。
- ・ビトリナイトは最大の温度上昇イベントを記録する性質があり、最大の温度上昇イベントはその他の繰り返しの低い温度上昇イベントの大部分を上書きするとされる。

(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、通常的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。

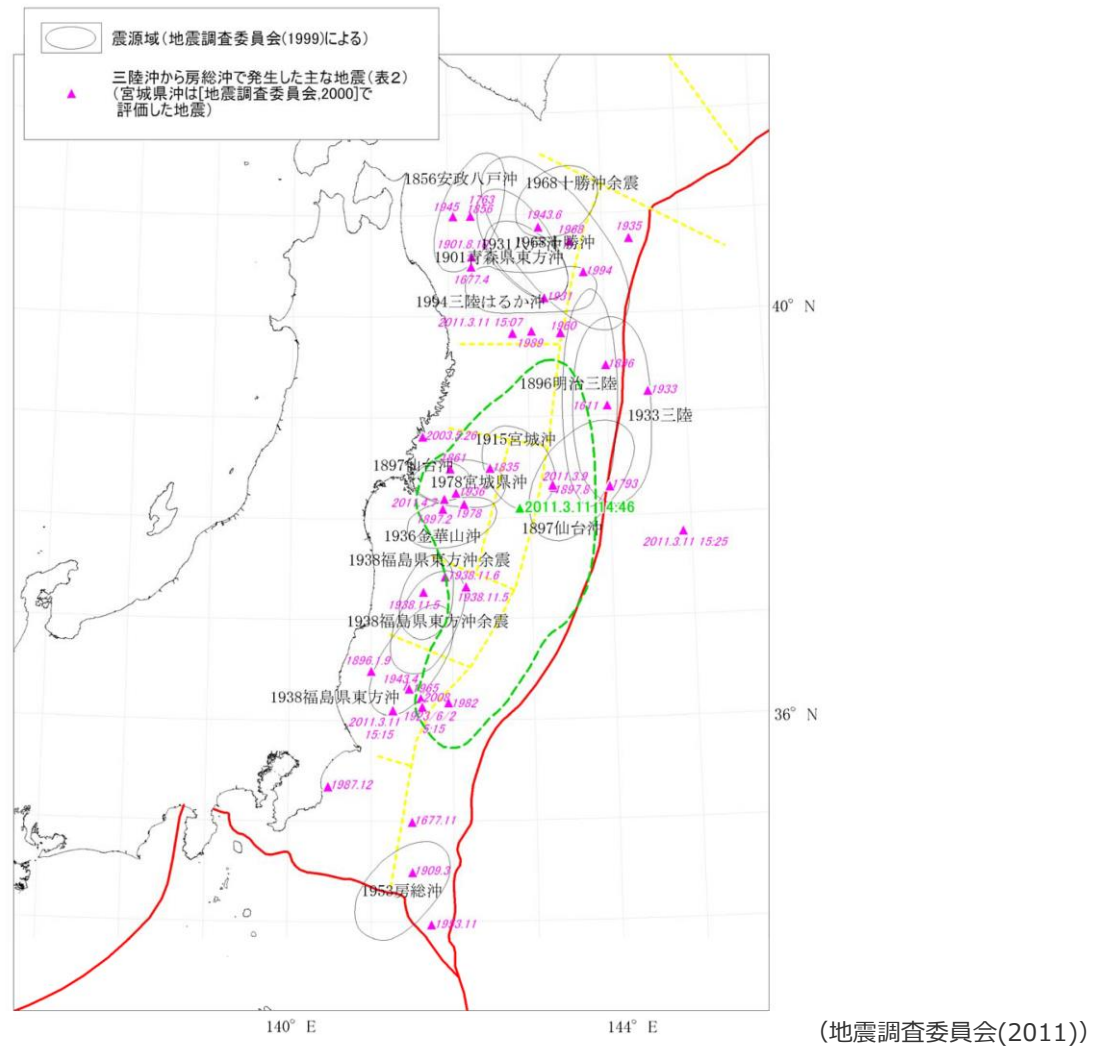
(Sakaguchi et al.(2011),Hamada et al.(2015))

・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。

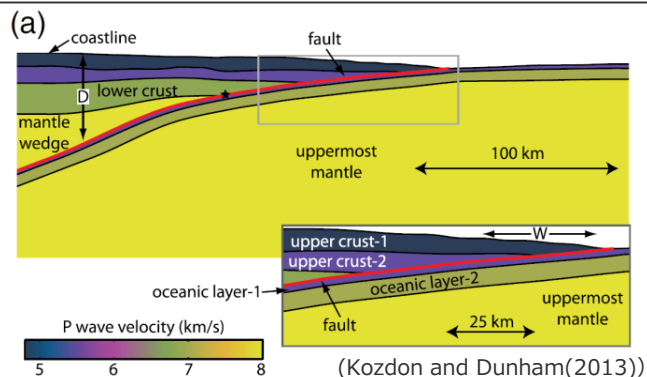


三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域

浅部の破壊形態に関する調査

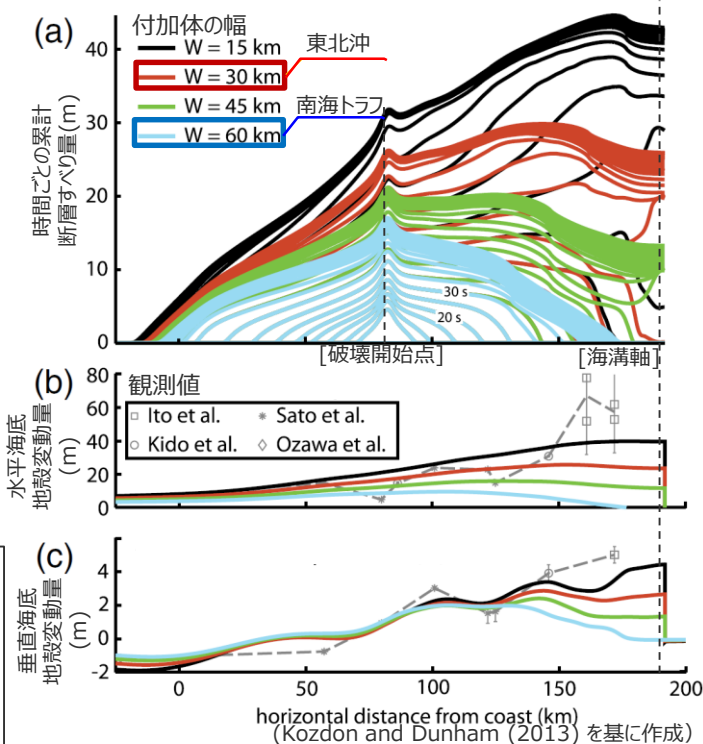
(4) 動力学解析による海溝軸付近のすべり挙動(A : 南海トラフ、B : 東北沖)

- 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。



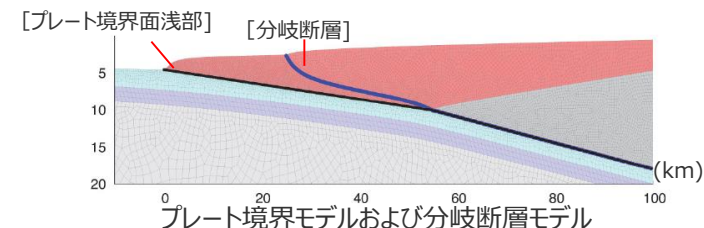
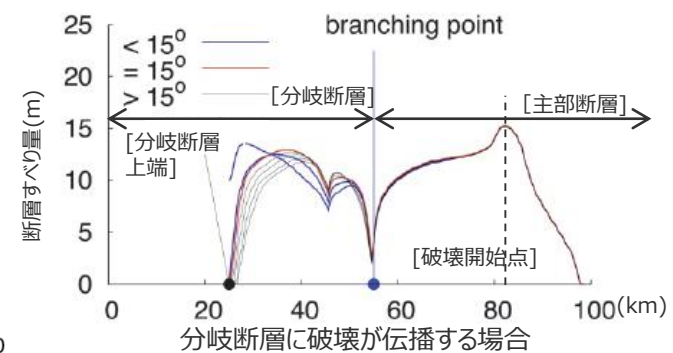
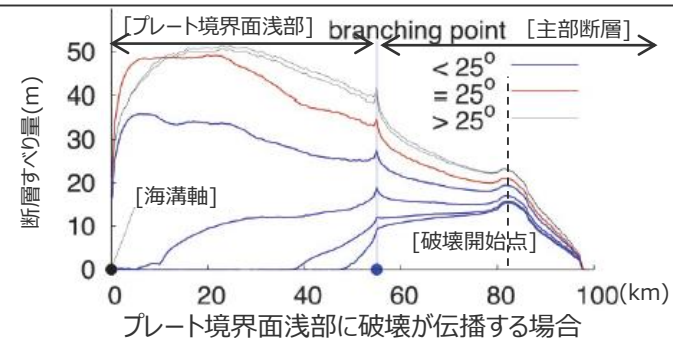
宮城県沖のプレート境界モデル
(二次元動的破壊シミュレーションモデル)

- 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

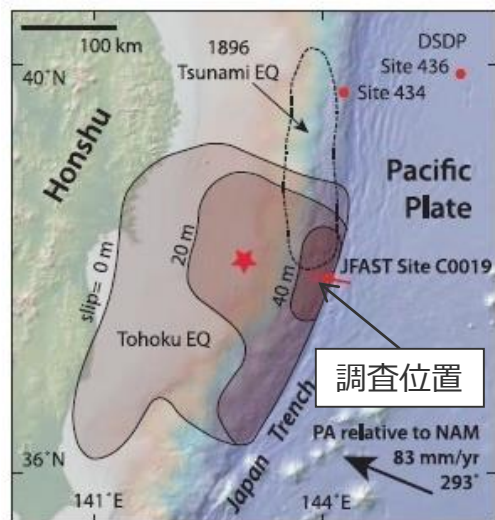


プレート境界モデルおよび分岐断層モデル
(奥村・後藤(2013)を基に作成)
動的破壊シミュレーションによるすべり量の比較

浅部の破壊形態に関する調査

(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。

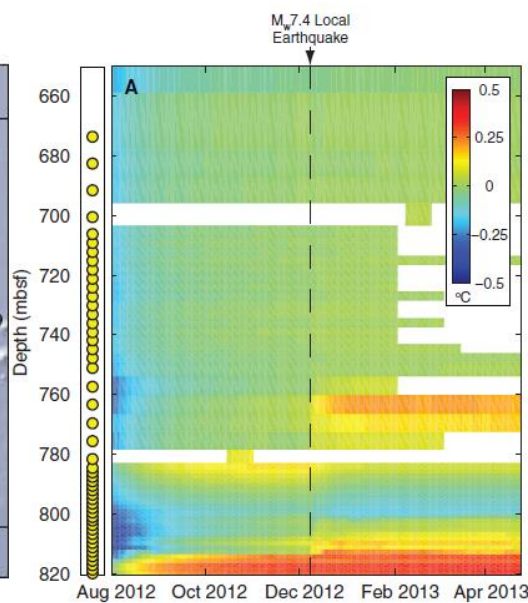


(Chester et al.(2013)を基に作成)

※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

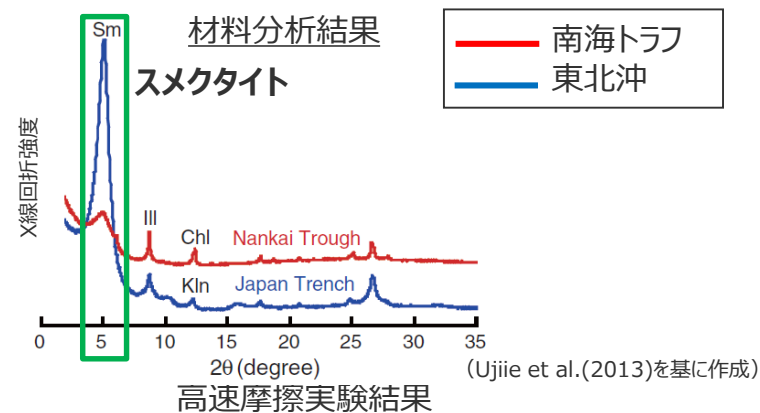
(JFAST：東北地方太平洋沖地震調査掘削)



(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

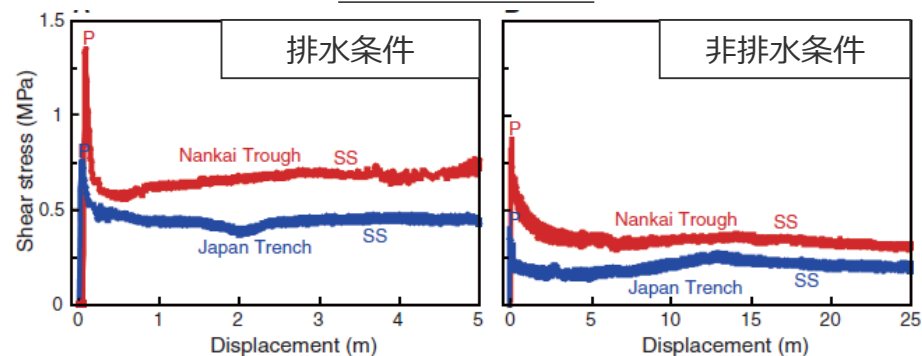


材料分析結果

スメクタイト

— 南海トラフ
— 東北沖

(Ujiie et al.(2013)を基に作成)



高速摩擦実験結果

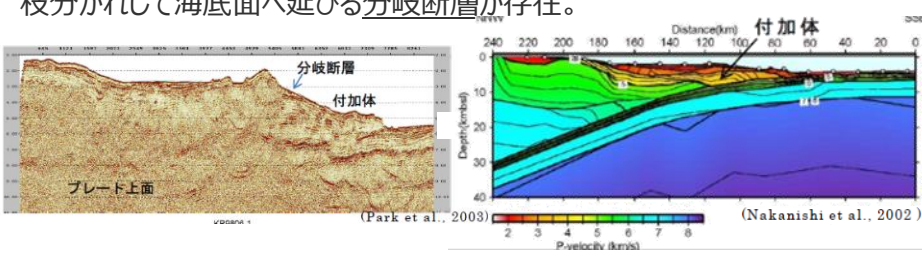
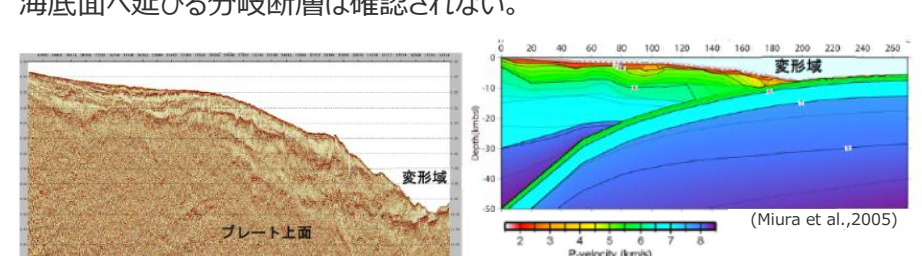
南海トラフと東北沖のプレート境界試料の実験結果の比較

- 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。	

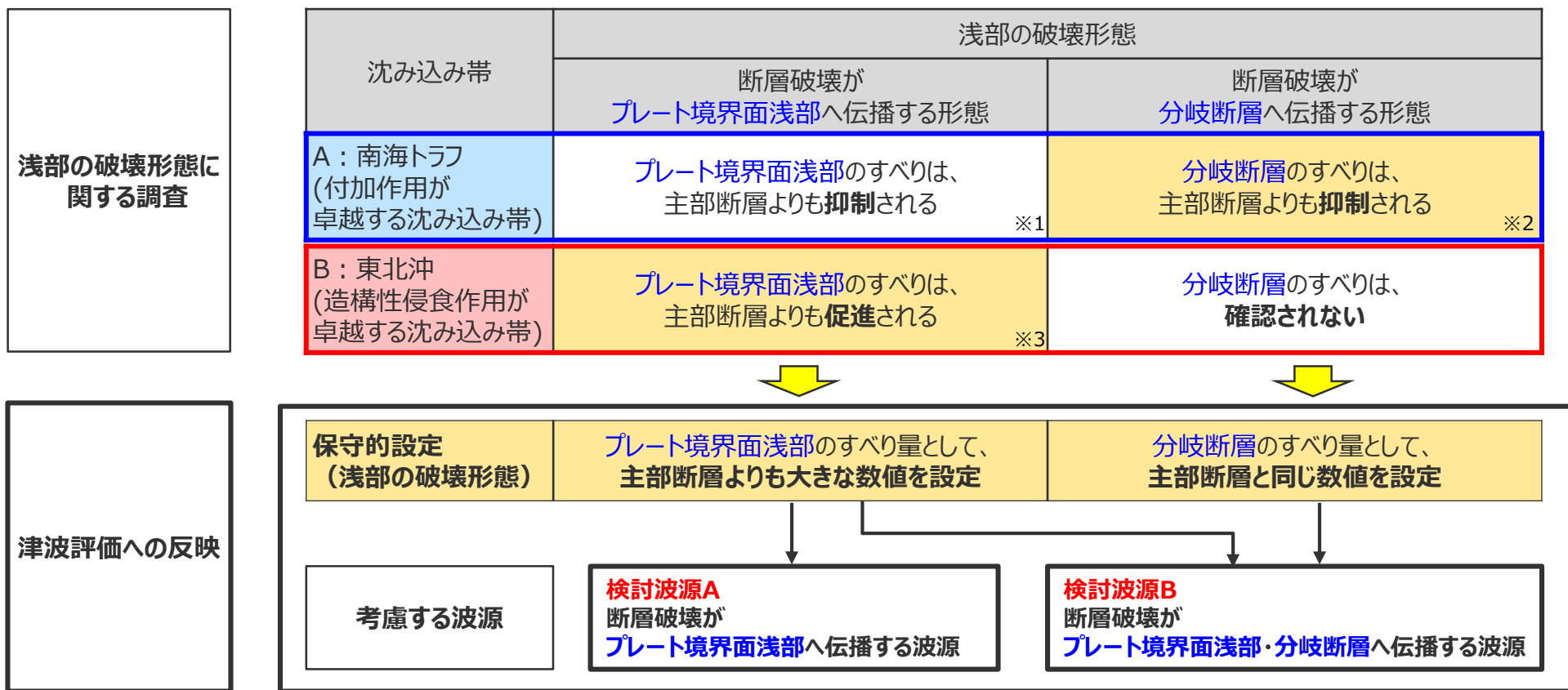


浅部の破壊形態に関する検討結果	<ul style="list-style-type: none"> ・付加作用が卓越する南海トラフでは、海溝軸付近において付加体が分布し、浅部の破壊形態に応じて以下のすべり挙動が考えられる。 		<ul style="list-style-type: none"> ・造構性侵食作用が卓越する東北沖では、海溝軸付近において島弧地殻が分布し、浅部の破壊形態に応じて以下のすべり挙動が考えられる。 	
	断層破壊が プレート境界面浅部 へ伝播する形態 プレート境界面浅部のすべりは、 主部断層よりも 抑制 される	断層破壊が 分岐断層 へ伝播する形態 分岐断層のすべりは、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

- ライズタイムに関する検討概要は以下のとおり。
- 第615回審査会合でのコメントを踏まえて、追加検討を行うとともに、津波評価におけるライズタイムの設定方針を変更した。

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の両方を推定した事例を収集して、Mw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムを分析した。

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、ライズタイムに着目した津波インバージョンを実施して東北沖地震・津波を再現するライズタイムを検討した。
- また、東北沖地震・津波の再現モデルのライズタイムを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。



まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外の巨大地震・津波の推定事例のほか、その他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およ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。



③その他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

- 巨大地震・津波のライズタイムの推定事例が少ないことを踏まえ、1960年チリ地震等その他の地震※の津波インバージョン事例を収集し、津波評価に影響の大きい初期水位に関するすべり量とライズタイムの関係を踏まえて、ライズタイムを検討した。

※その他の地震：
②-1、2で検討対象とした2004年スマトラ島沖地震・
2011年東北沖地震以外のMw8～9クラスの地震



④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

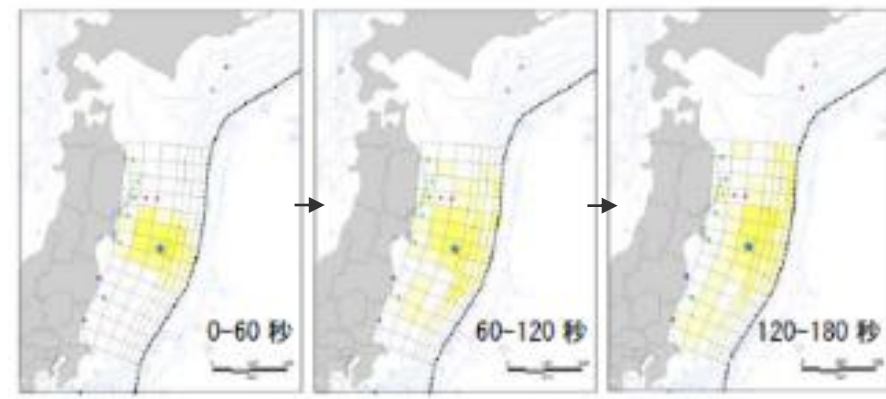
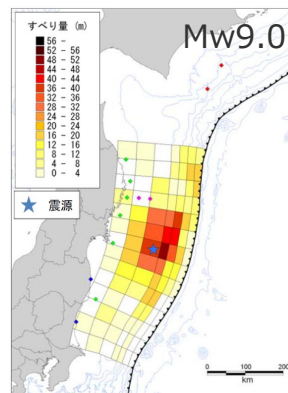
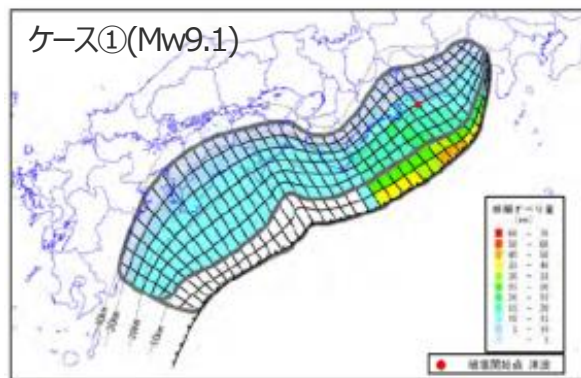
- Mw9クラスの巨大地震のライズタイムを60sとすることの津波への影響およびその考え方を整理した。



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(2012)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。



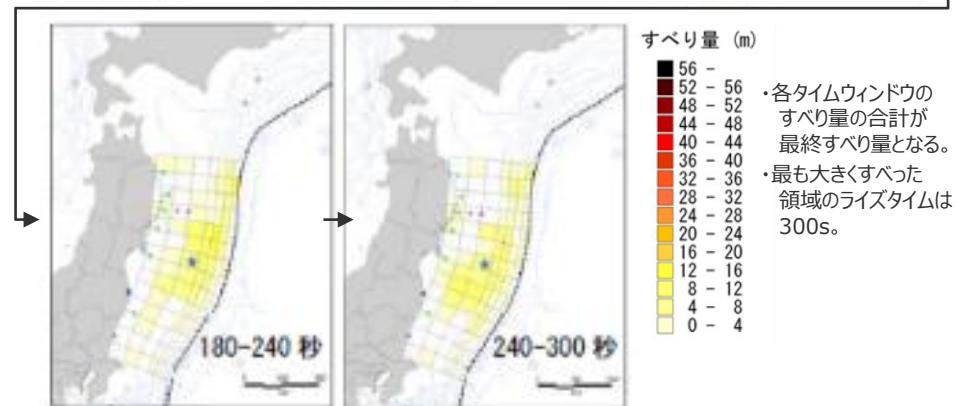
○破壊伝播速度及びライズタイム：

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



各タイムウィンドウのすべり量

(内閣府(2012)を基に作成)

内閣府(2012)による東北沖地震の解析結果
(津波インバージョン結果)

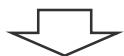
- 津波評価におけるライズタイムに関する知見および国内外の地震・津波の事例について調査を実施し、ライズタイムの設定について検討した。

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

ライズタイムに関する検討

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の両方を推定した事例を収集して、Mw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムを分析した。

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、ライズタイムに着目した津波インバージョンを実施して東北沖地震・津波を再現するライズタイムを検討した。
- また、東北沖地震・津波の再現モデルのライズタイムを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。



まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外の巨大地震・津波の推定事例のほか、その他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およ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。



③その他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

- 巨大地震・津波のライズタイムの推定事例が少ないことを踏まえ、1960年チリ地震等その他の地震※の津波インバージョン事例を収集し、津波評価に影響の大きい初期水位に関するすべり量とライズタイムの関係を踏まえて、ライズタイムを検討した。

※その他の地震：
②-1、2で検討対象とした2004年スマトラ島沖地震・2011年東北沖地震以外のMw8～9クラスの地震



④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

- Mw9クラスの巨大地震のライズタイムを60sとすることの津波への影響およびその考え方を整理した。

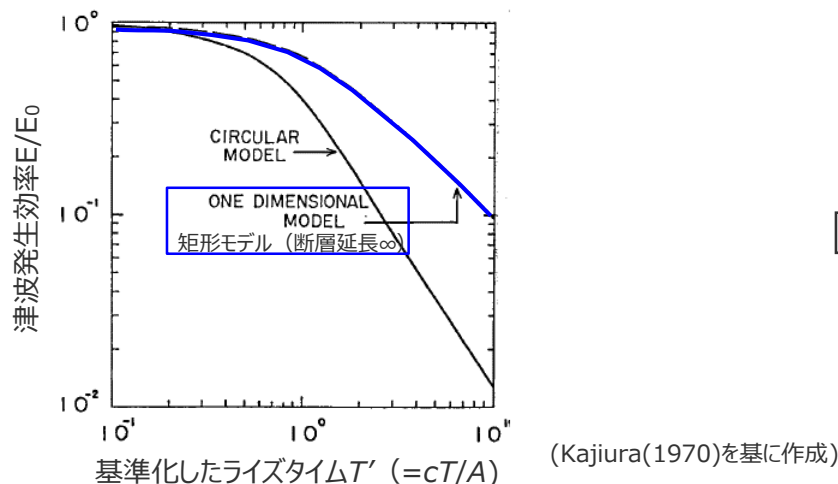


6-5 ライズタイムの設定

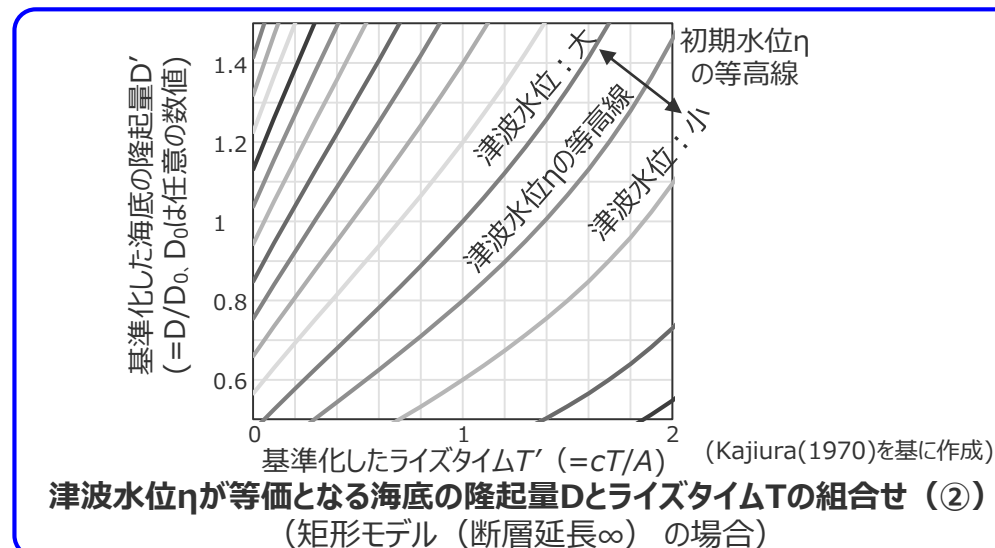
①津波評価におけるライズタイムに関する知見

(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。

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	

ライズタイムが短いほど、津波高が大きい

ライズタイムが短いほど、津波周期が短い

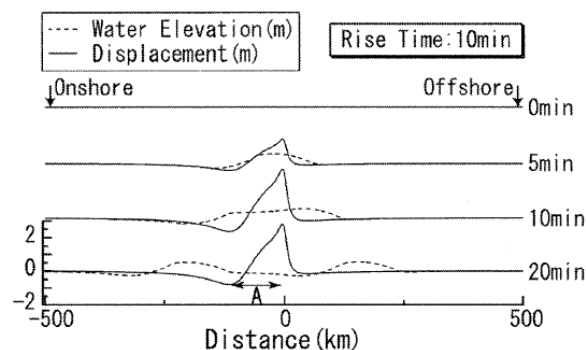
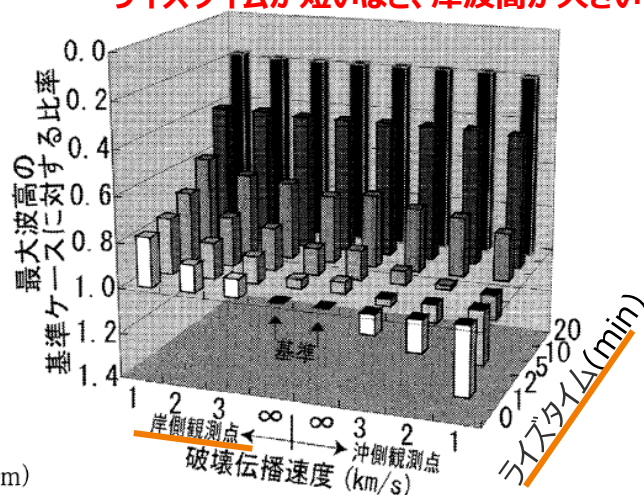
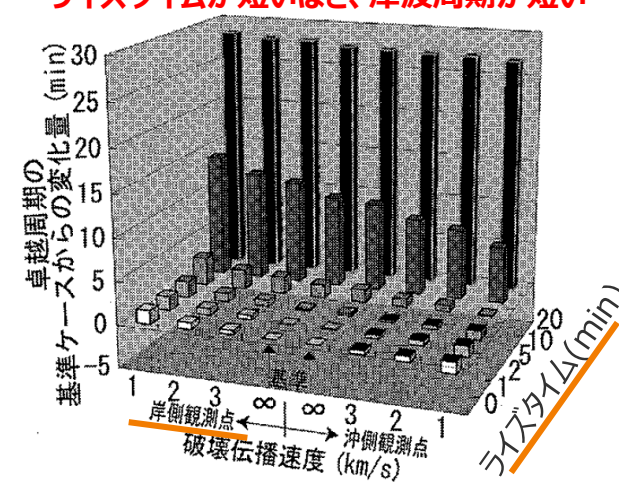


図-1 地殻変動と海面変動のスナップショット
(ライズタイム 10min, 断層の幅 100km, 水深 4000m)



最大波高の基準ケースに対する比率

河田ほか(2006)によるライズタイムの影響評価



卓越周期の基準ケースに対する比率

(河田ほか(2006)を基に作成)

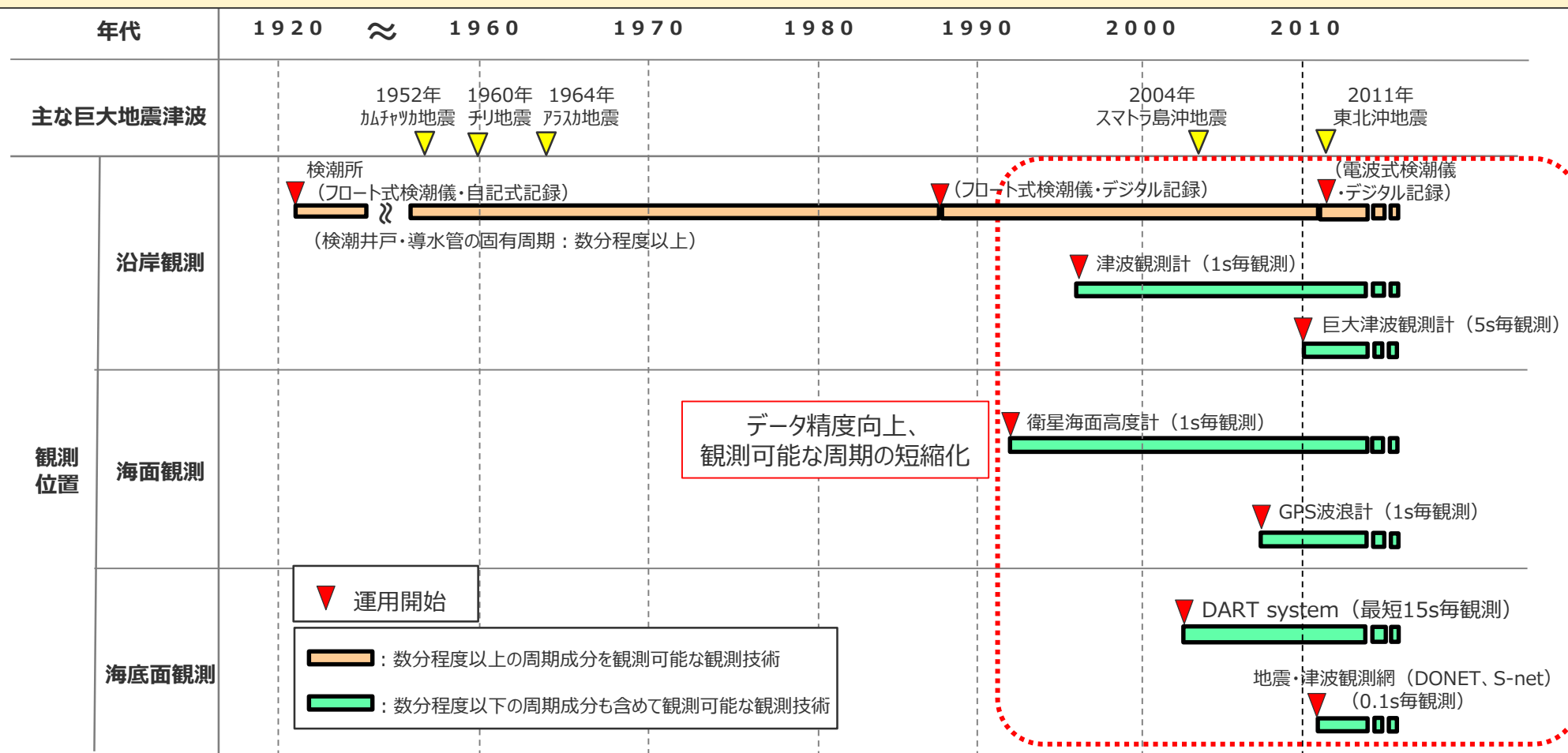
- ライズタイムは津波の高さと周期に影響するパラメータであると考えられる。一方、すべり量も、ライズタイムと同様、津波の高さに影響するパラメータであり、津波記録からすべり量とライズタイムの両方を推定するためには、巨大地震のライズタイム程度の周期である数分程度以下の精度をもつ近年の津波の時刻歴波形から検討することが重要と考えられる。

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。

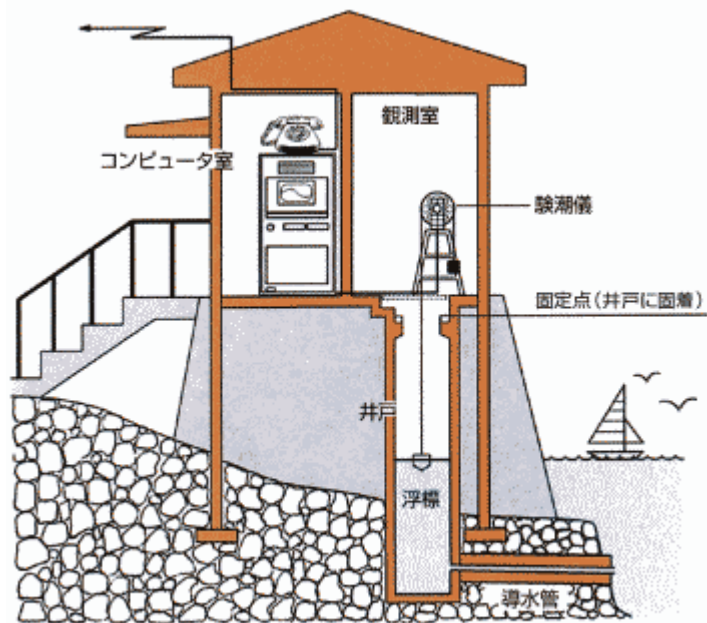
■ 巨大地震・津波のライズタイム程度の周期である数分程度以下の周期成分を含めた津波波形の観測データが得られているのは、概ね1990年代以降と考えられる。



①津波評価におけるライズタイムに関する知見

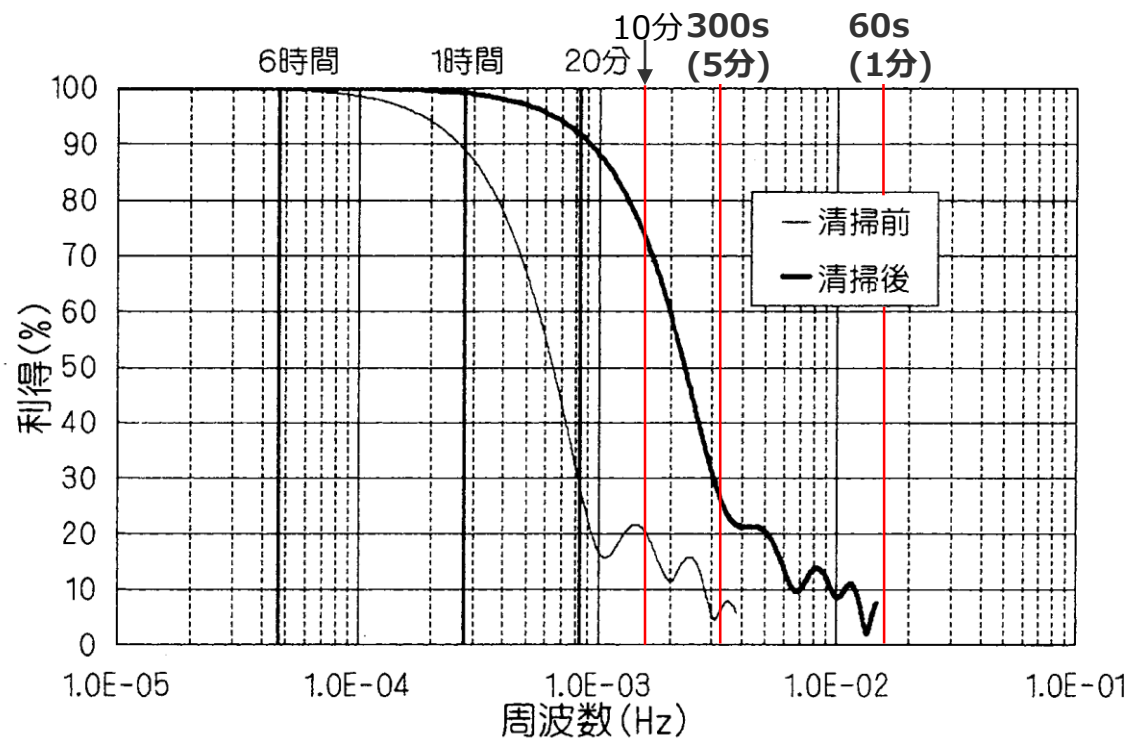
(参考：検潮井戸の観測周期)

- 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)

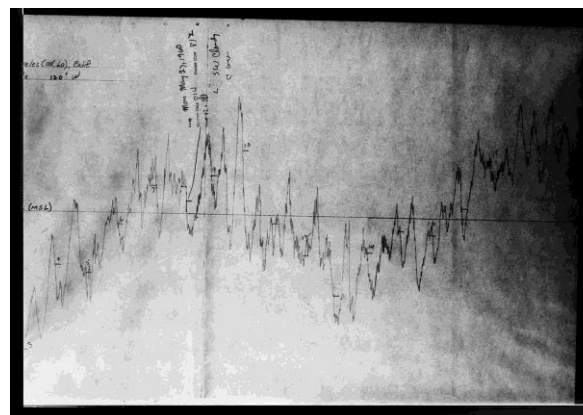
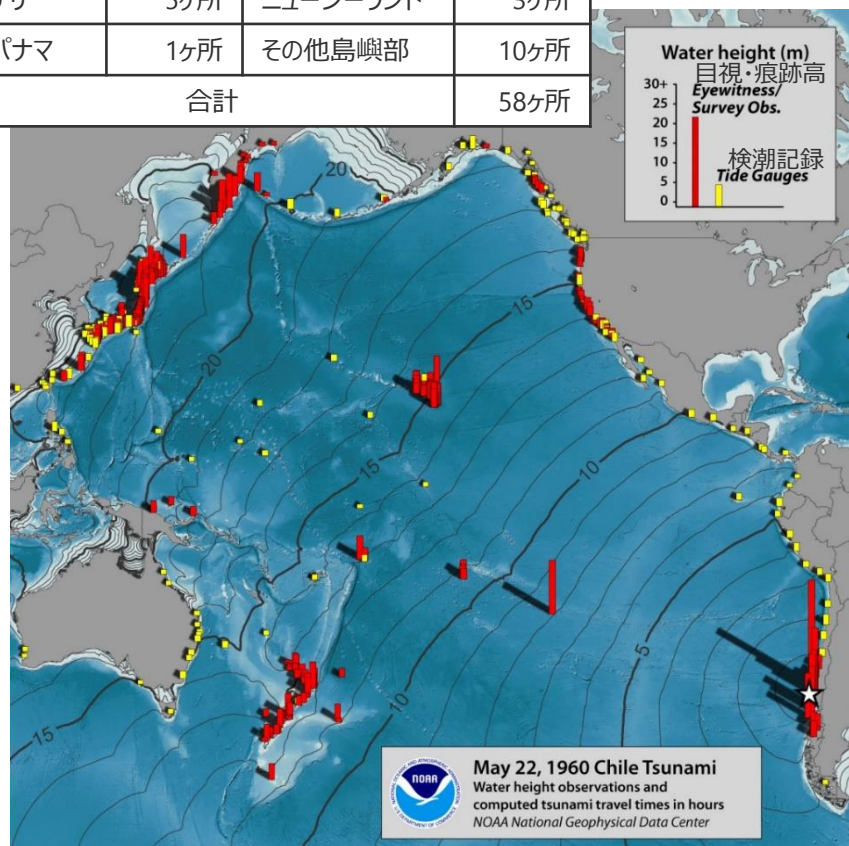
検潮井戸の清掃前後の振幅特性 (苅田湊検潮井戸の例)

①津波評価におけるライズタイムに関する知見

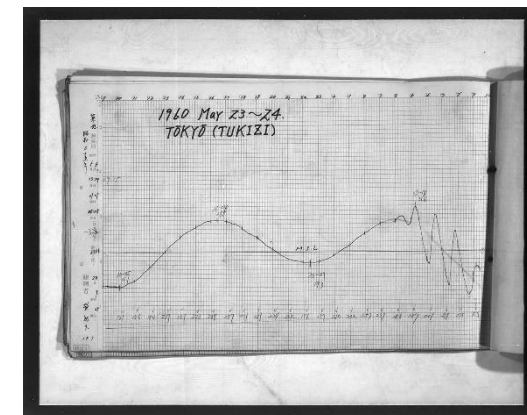
(参考：1960年チリ地震の観測記録)

- 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。

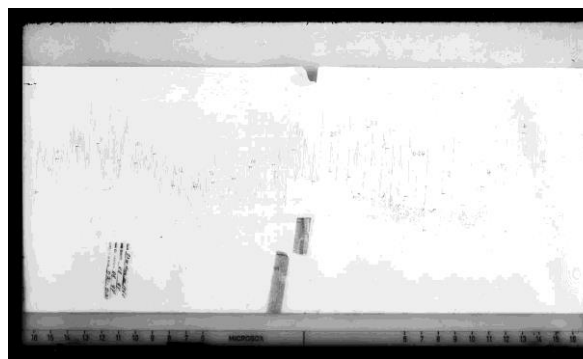
国名	観測ヶ所	国名	観測ヶ所
アメリカ	34ヶ所	日本	5ヶ所
チリ	5ヶ所	ニューージーランド	3ヶ所
パナマ	1ヶ所	その他島嶼部	10ヶ所
合計		58ヶ所	



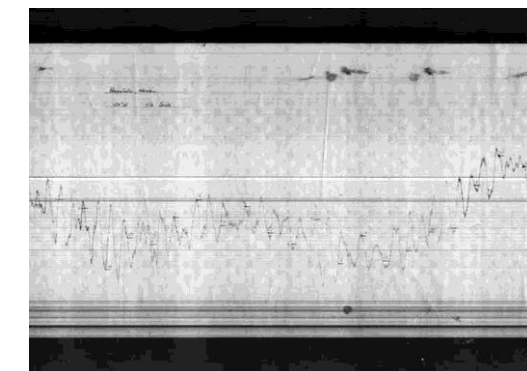
アメリカ L.A.の記録



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。

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

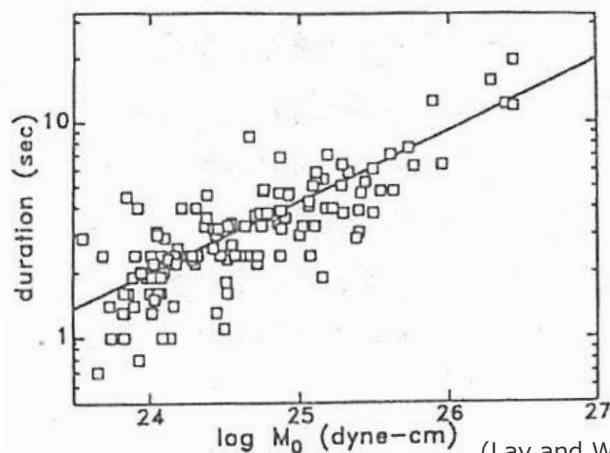


・破壊伝播速度vを一定とすると、ライズタイムτと地震モーメントM₀および平均すべり量Dの間には、以下の関係が成り立つ。

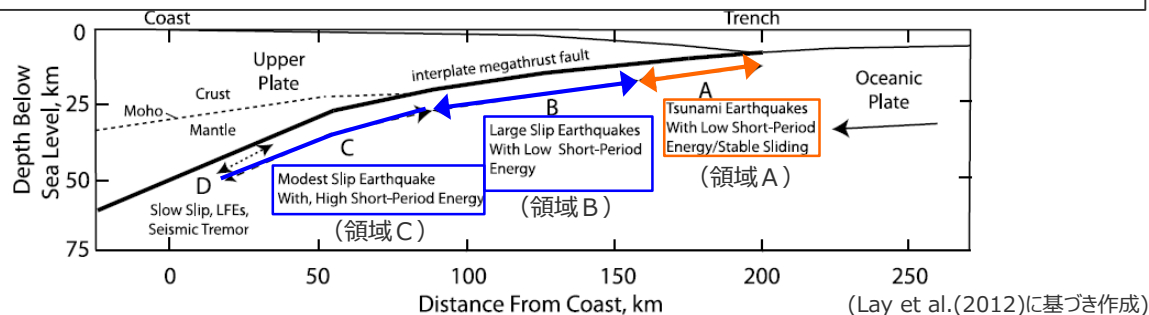
$$M_0 \propto \tau^3$$

$$D \propto \tau$$

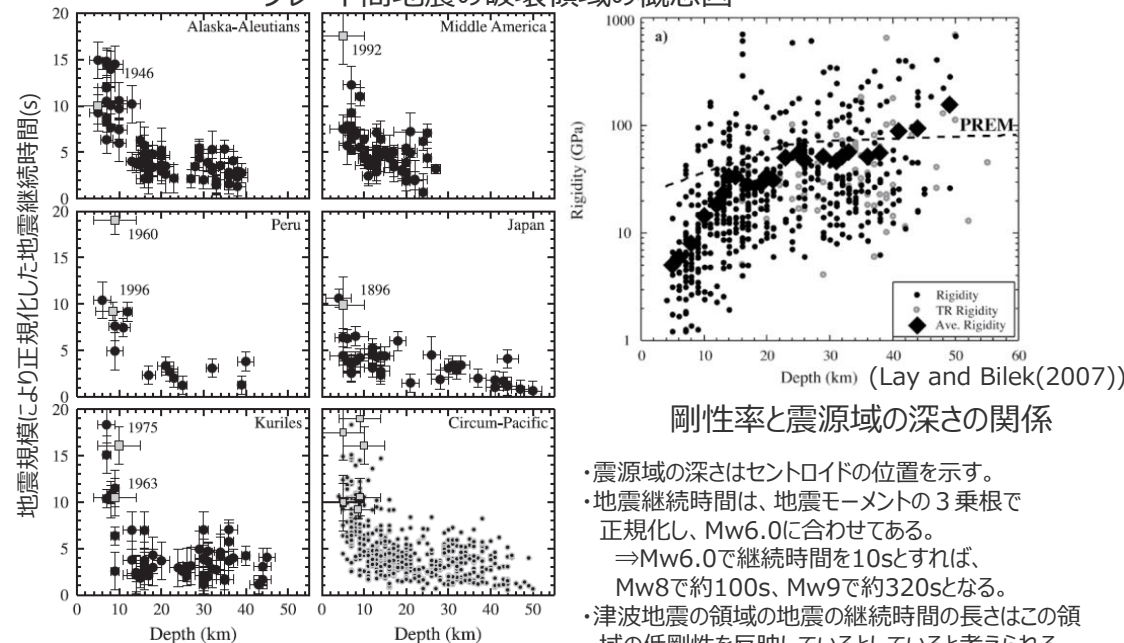
ここで、M₀ : 地震モーメント (∝LWD)、W : 断層幅、L : 断層長さ、D : 平均すべり量、v : 破壊伝播速度、τ : ライズタイム



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))

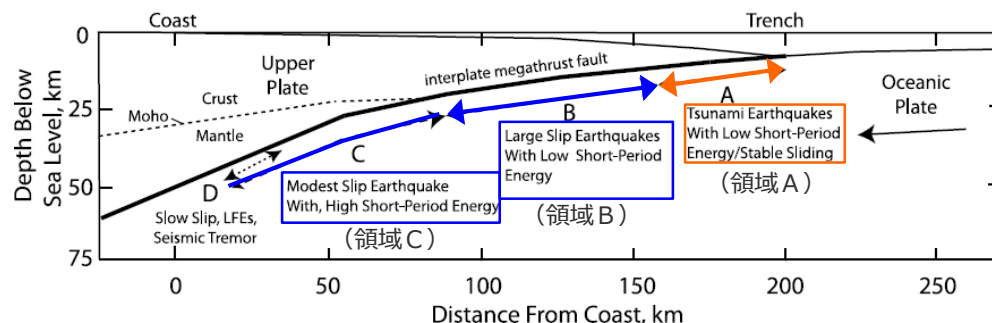
- ・震源域の深さはセントロイドの位置を示す。
- ・地震継続時間は、地震モーメントの3乗根で正規化し、Mw6.0に合わせてある。
⇒Mw6.0で継続時間を10sとすれば、Mw8で約100s、Mw9で約320sとなる。
- ・津波地震の領域の地震の継続時間の長さはこの領域の低剛性を反映していると考えられる。(Bilek and Lay (2002))

地震継続時間と震源域の深さの関係

- 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)

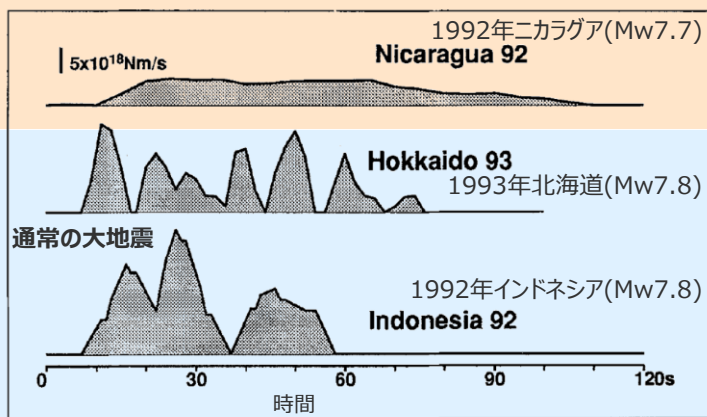
■ Kikuchi and Kanamori(1995)やSatake et al.(2013b)等では、津波地震 (Lay et al.(2012)による領域Aで発生した大地震) の震源特性について分析し、津波地震はそれより深い位置で発生する通常の大地震と比べて長い継続時間とゆっくりとしたすべり速度を持つとしている。



(Lay et al.(2012)に基づき作成)

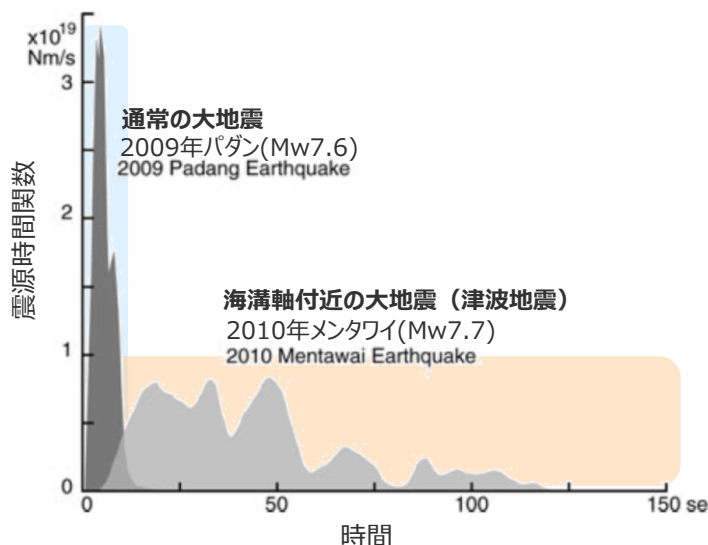
プレート間地震の破壊領域の概念図

海溝軸付近の大地震 (津波地震)



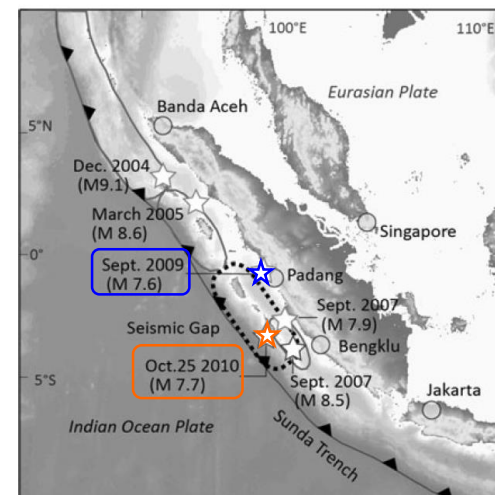
(Kikuchi and Kanamori(1995)に基づき作成)

1992年ニカラグア地震と通常の大地震の震源時間関数



(Satake et al.(2013b)に基づき作成)

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



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

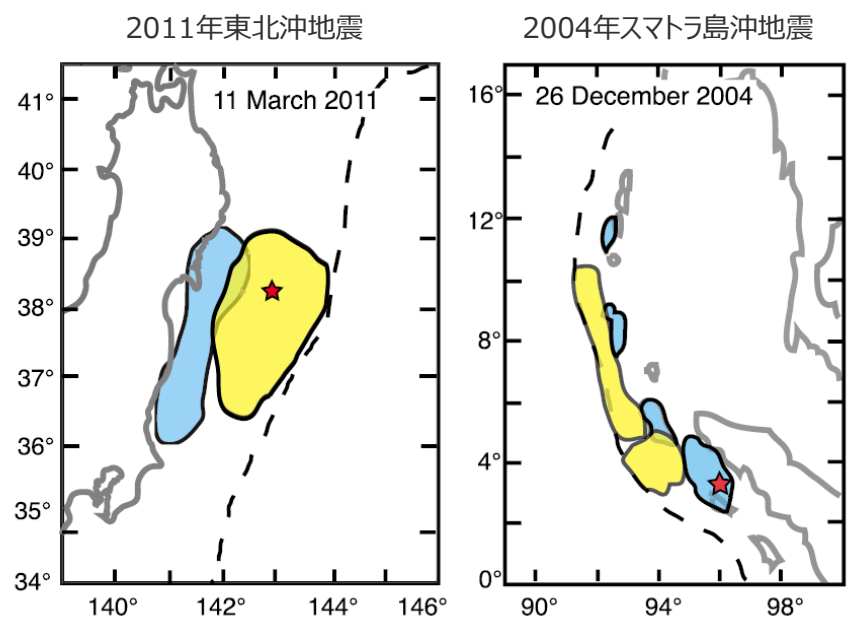
Satake et al.(2013b)、Lay et al.(2011)

- ・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

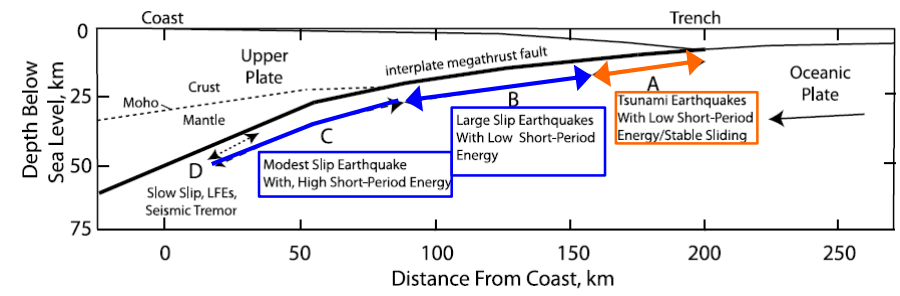
①津波評価におけるライズタイムに関する知見
(Mw9クラスの巨大地震のライズタイムの特徴に関する知見)

- 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べる傾向があることが示されている。



- Modest slip, strong short-period radiation : すべり量が小さく、短周期の強振動を放出するエリア
- Large slip, weak short-period radiation : すべり量が大きく、弱い短周期振動を放出し、大きな津波を発生させるエリア

プレート境界でのすべり分布 (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	

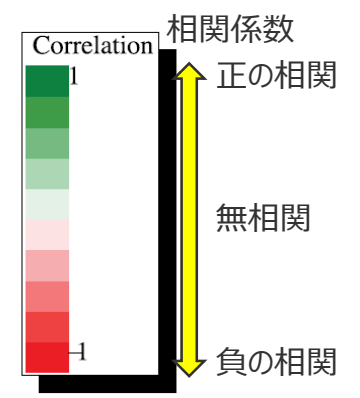
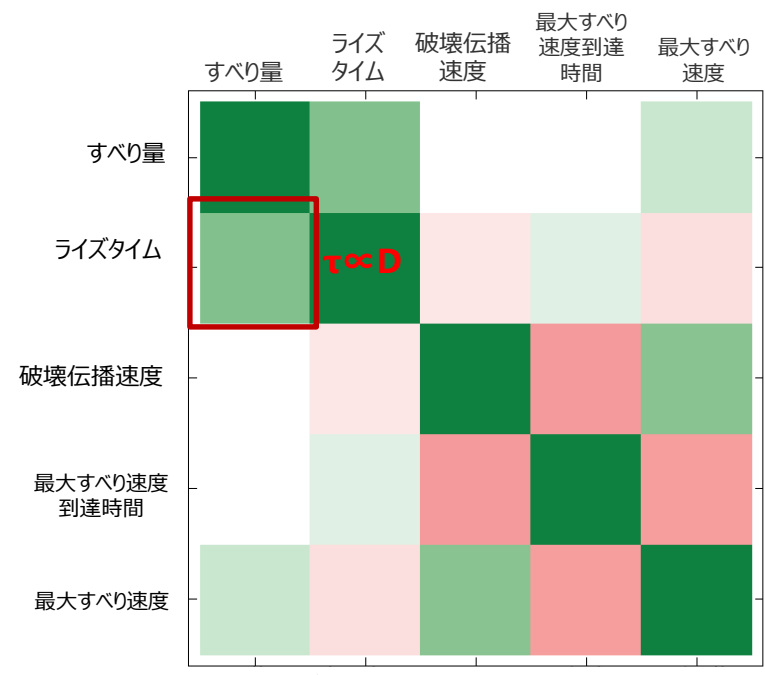
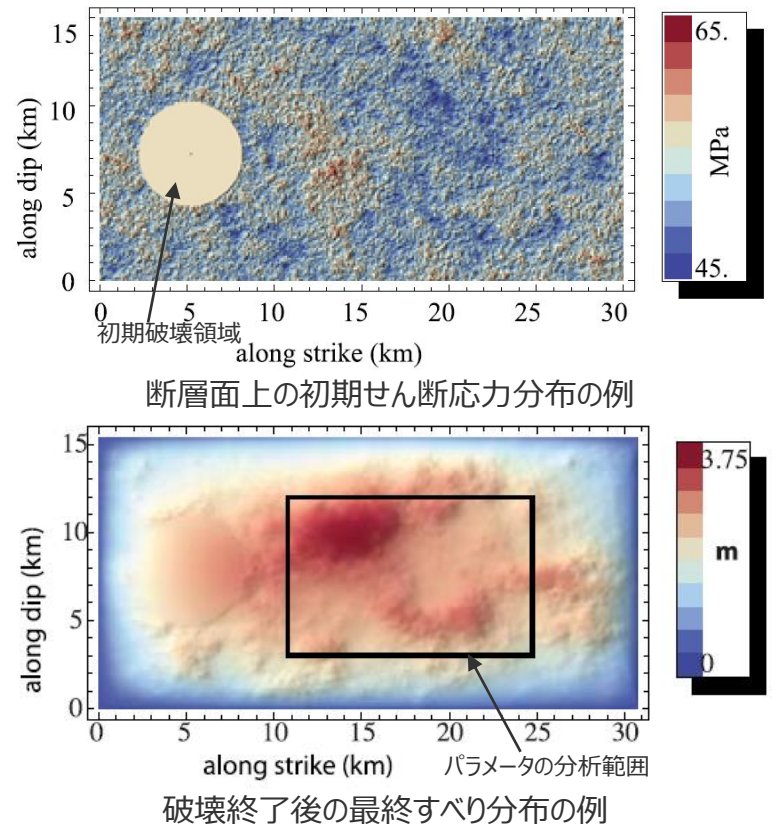
(Lay et al.(2012)に基づき作成)

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

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)

- 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。

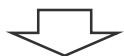
■ 以上の知見を踏まえて、近年のMw9クラスの巨大地震である2004年スマトラ島沖地震と2011年東北沖地震を対象とし、津波波形を用いた津波インバージョンによりすべり量とライズタイムがそれぞれ推定された事例を収集し、巨大地震・津波のライズタイムを分析する。

②-1 国内外の巨大地震・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の両方を推定した事例を収集して、Mw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムを分析した。

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、ライズタイムに着目した津波インバージョンを実施して東北沖地震・津波を再現するライズタイムを検討した。
- また、東北沖地震・津波の再現モデルのライズタイムを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。



まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外の巨大地震・津波の推定事例のほか、その他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およ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。



③その他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

- 巨大地震・津波のライズタイムの推定事例が少ないことを踏まえ、1960年チリ地震等その他の地震※の津波インバージョン事例を収集し、津波評価に影響の大きい初期水位に関するすべり量とライズタイムの関係を踏まえて、ライズタイムを検討した。

※その他の地震：
②-1、2で検討対象とした2004年スマトラ島沖地震・2011年東北沖地震以外のMw8～9クラスの地震



④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

- Mw9クラスの巨大地震のライズタイムを60sとすることの津波への影響およびその考え方を整理した。



②-1 国内外の巨大地震・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。

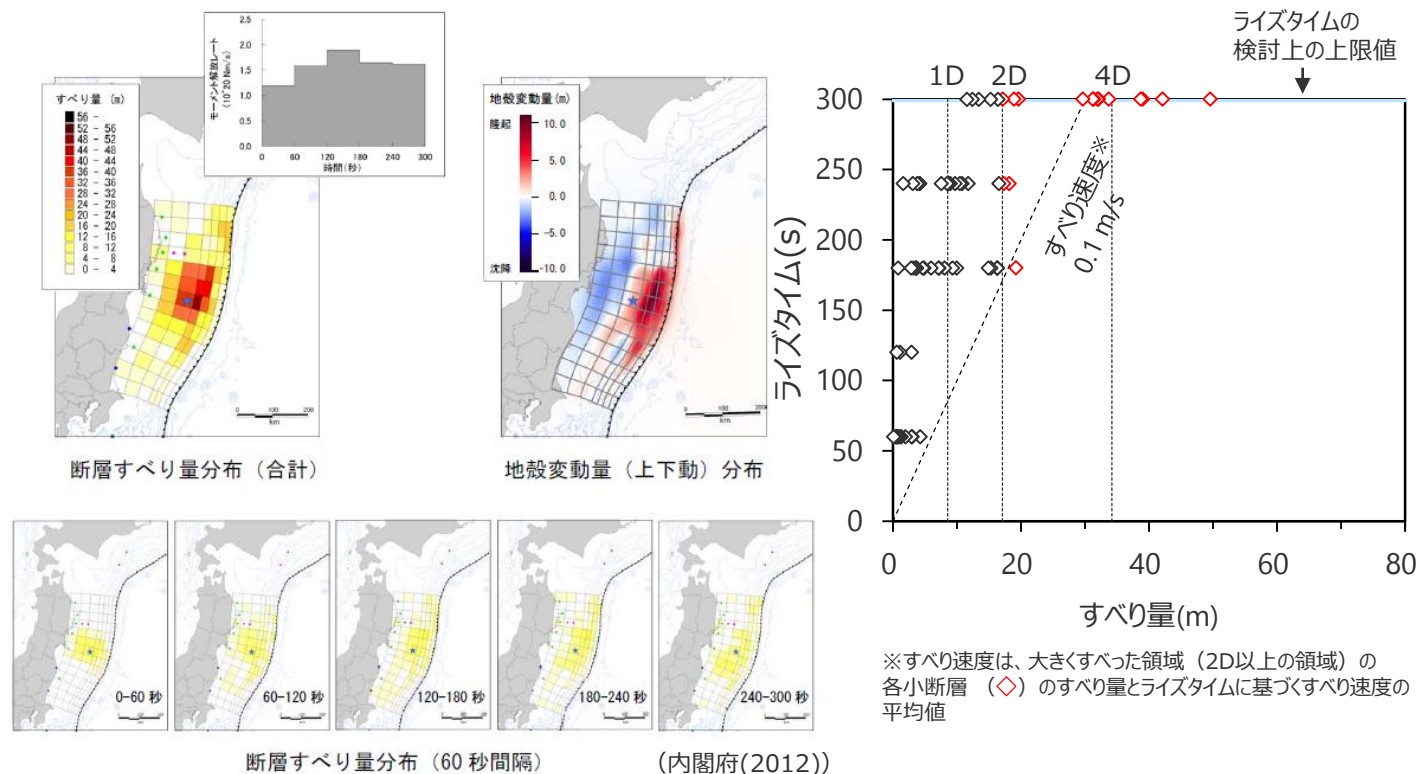
再現モデル名	内閣府(2012)	杉野ほか(2013)	Satake et al.(2013)
再現モデル図			
	<p>各時間のすべり量</p>	<p>各時間のすべり量</p>	<p>各時間のすべり量</p>
推定されたライズタイム (すべり速度)	300s (約0.1 m/s)	300s (約0.2 m/s)	150s (約0.3 m/s)

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(2012))

- 内閣府(2012)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(2012)	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

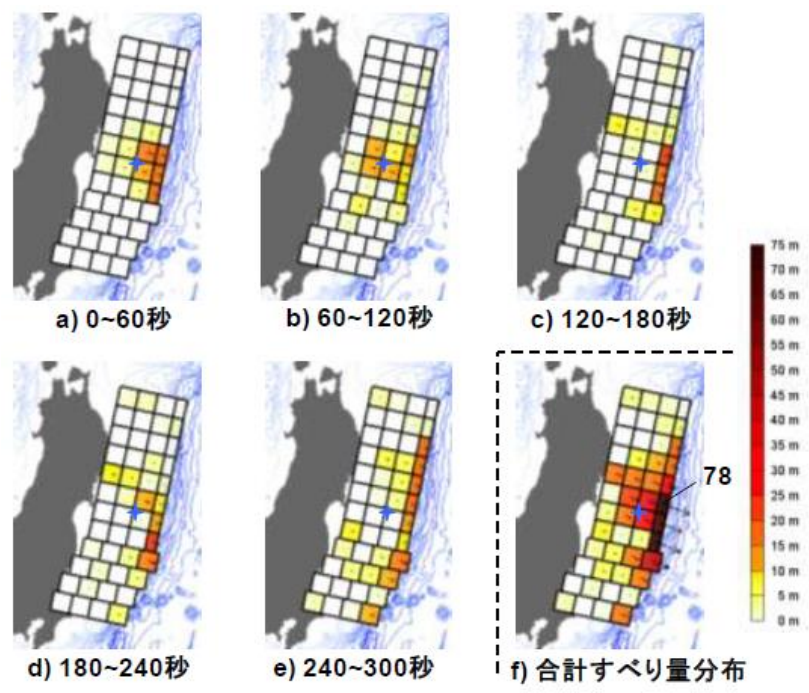
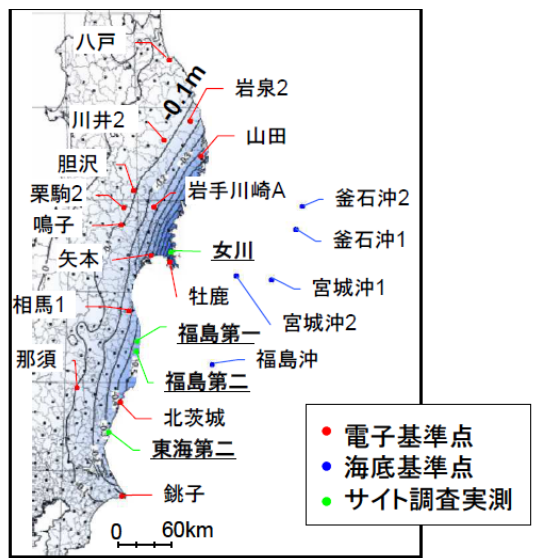
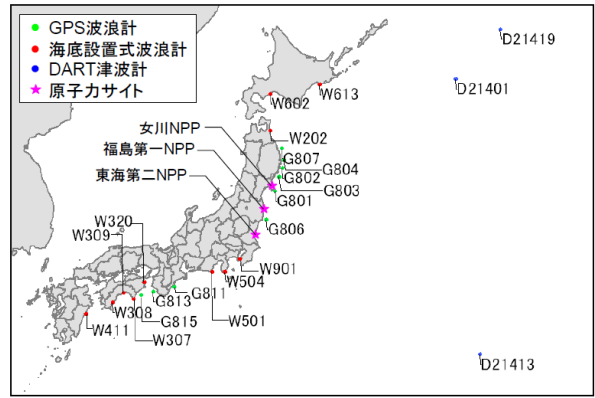
内閣府(2012)による東北沖地震の津波インバージョン (使用データ及びインバージョン結果)

6-5 ライズタイムの設定

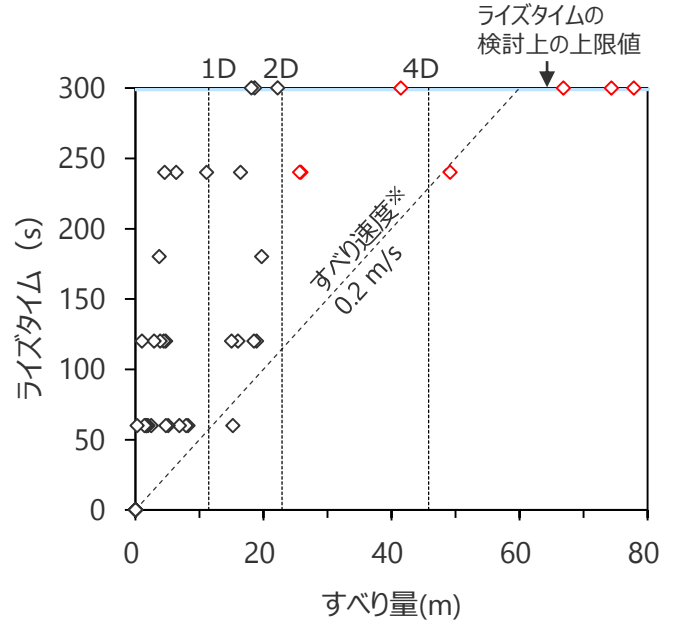
②-1 国内外の巨大地震・津波のライズタイムの推定事例

(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)

②-1 国内外の巨大地震・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。

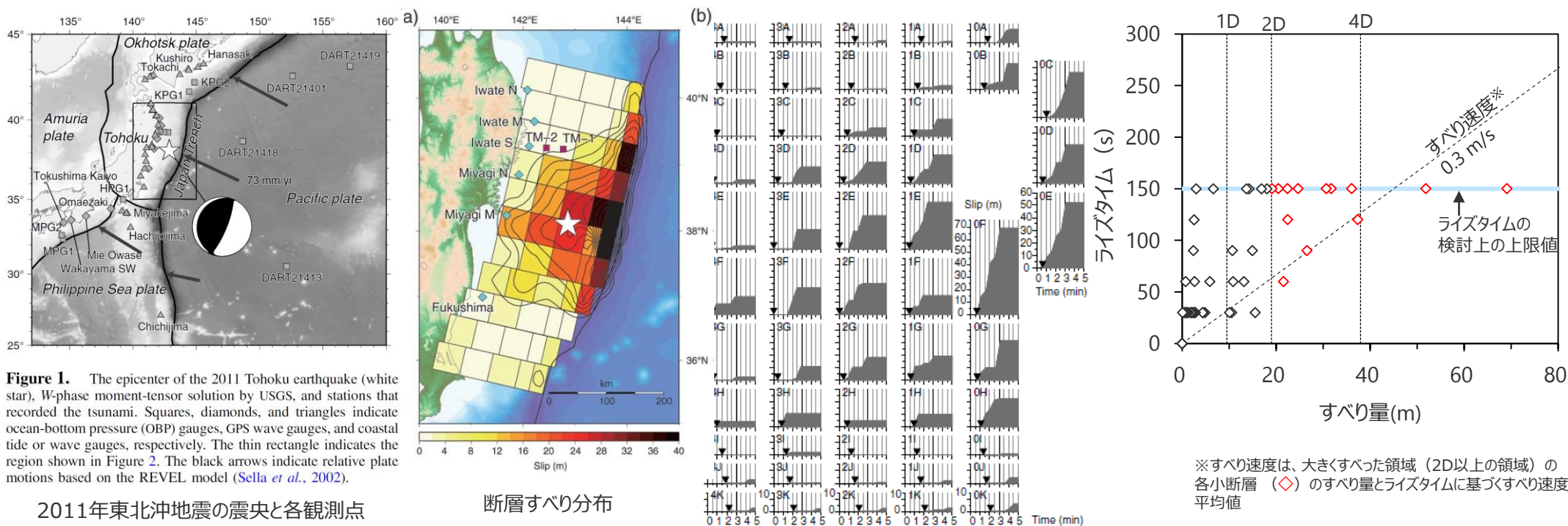


Figure 1. The epicenter of the 2011 Tohoku earthquake (white star), W-phase moment-tensor solution by USGS, and stations that recorded the tsunami. Squares, diamonds, and triangles indicate ocean-bottom pressure (OBP) gauges, GPS wave gauges, and coastal tide or wave gauges, respectively. The thin rectangle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

断層すべり分布

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

2011年東北沖地震の震央と各観測点

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を実施され、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を推定されている。

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)

②-1 国内外の巨大地震・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。

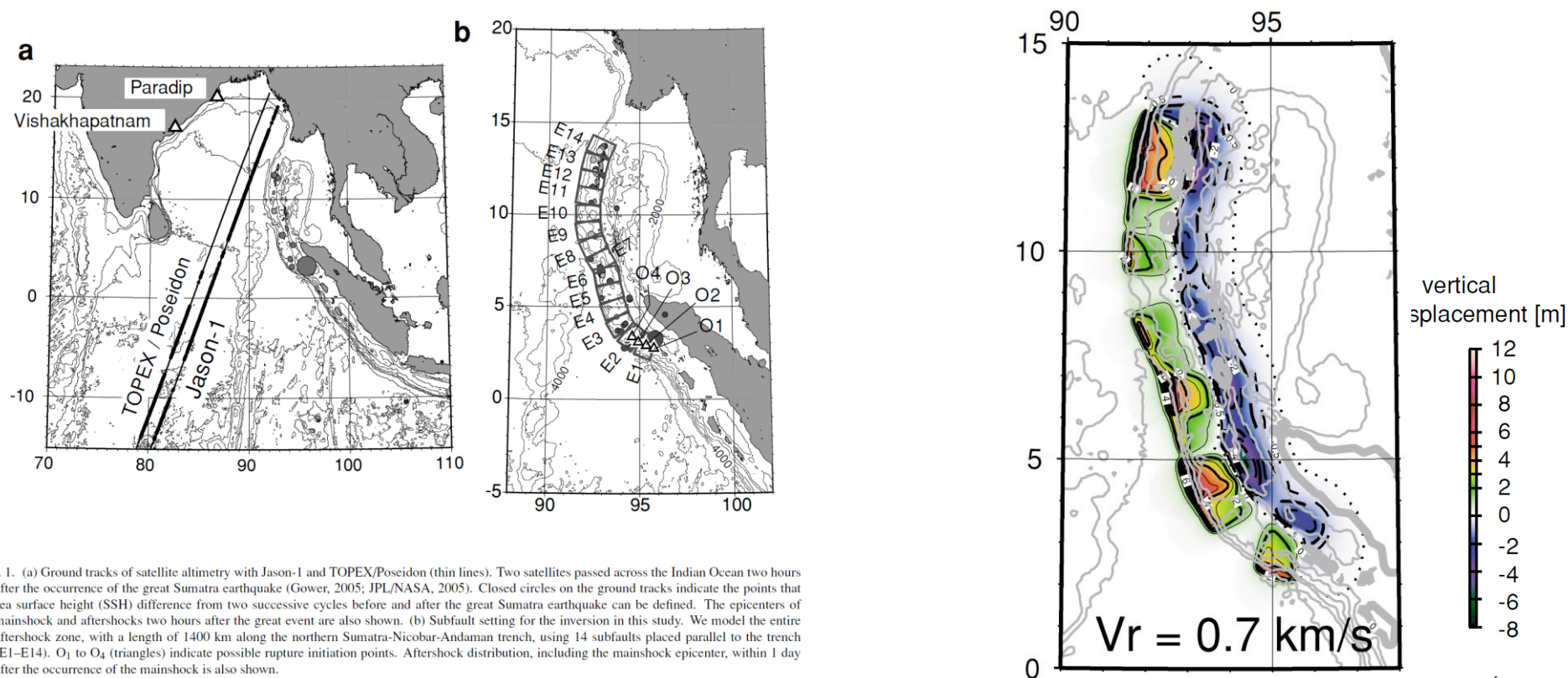


Fig. 1. (a) Ground tracks of satellite altimetry with Jason-1 and TOPEX/Poseidon (thin lines). Two satellites passed across the Indian Ocean two hours after the occurrence of the great Sumatra earthquake (Gower, 2005; JPL/NASA, 2005). Closed circles on the ground tracks indicate the points that sea surface 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。

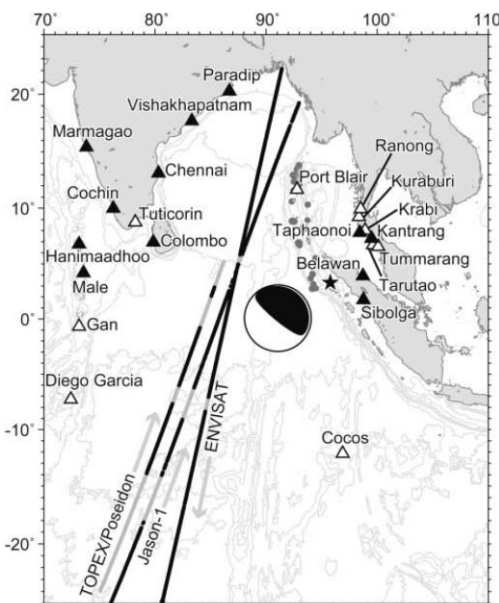


Figure 1. Epicenter of the 2004 mainshock (black star), Epicenters of aftershocks occurring one day after the mainshock (solid circles) located by the U.S. Geological Survey (USGS). Triangles indicate the location of available tide gauge stations; we used only the stations in black. The Harvard CMT solution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

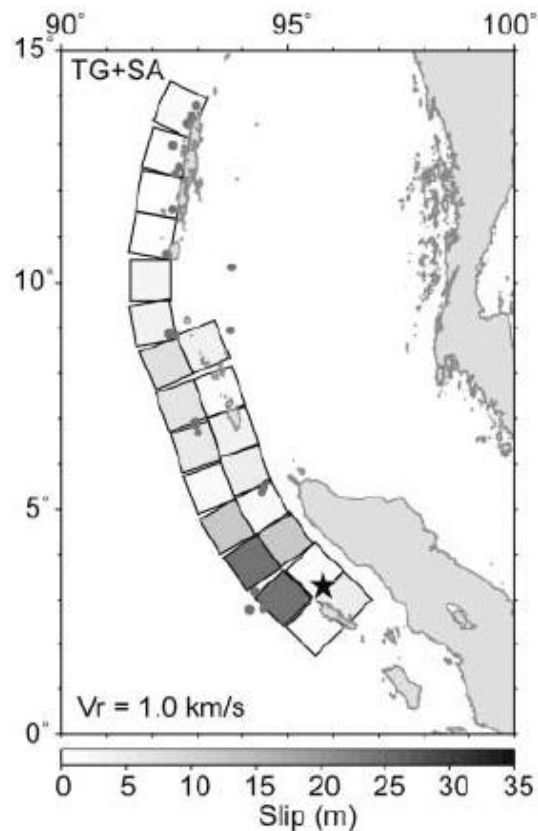


Table 4
Variance Reductions (%) for Three Different Inversions with Different Rupture Velocities and Rise Times

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)

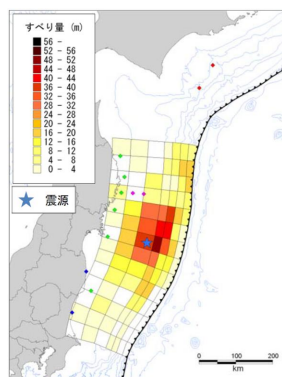
②-1 国内外の巨大地震・津波のライズタイムの推定事例 (まとめ)

- 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

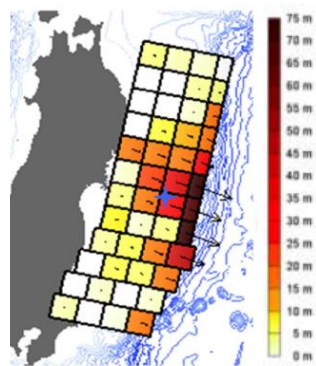
地震名	文献名	ライズタイム（すべり速度）
2011年東北沖地震（Mw9.0）	内閣府(2012)	300s（0.1m/s）
	杉野ほか(2013)	300s（0.2m/s）
	Satake et al.(2013)	150s（0.3m/s）
2004年スマトラ島沖地震（Mw9.1）	Hirata et al.(2006)	150s（0.2m/s）
	Fujii and Satake(2007)	180s（0.1m/s）
内閣府の最大クラスモデル(Mw9.1)	内閣府(2012)	60s（0.6m/s※）

※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



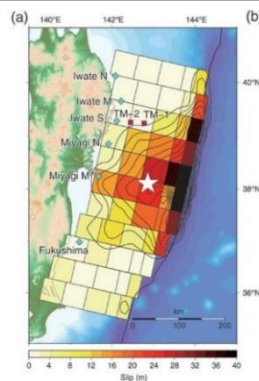
ライズタイム：300s
(すべり速度：0.1m/s)

内閣府(2012)



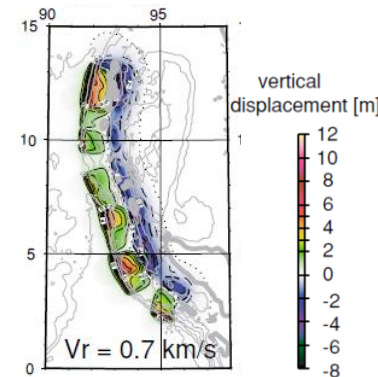
ライズタイム：300s
(すべり速度：0.2m/s)

杉野ほか(2013)
2011年東北沖地震



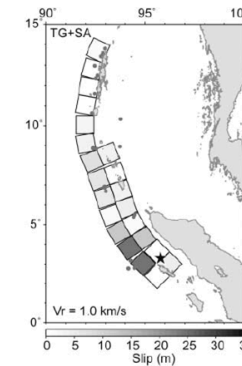
ライズタイム：150s
(すべり速度：0.3m/s)

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

②-1 国内外の巨大地震・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。

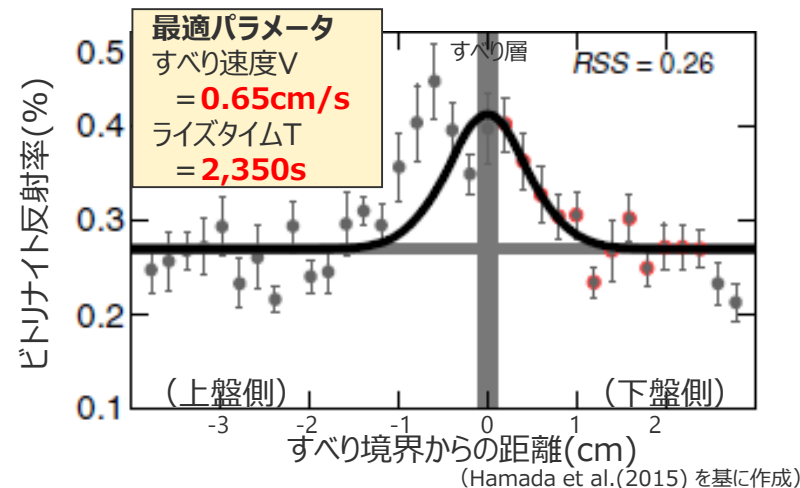
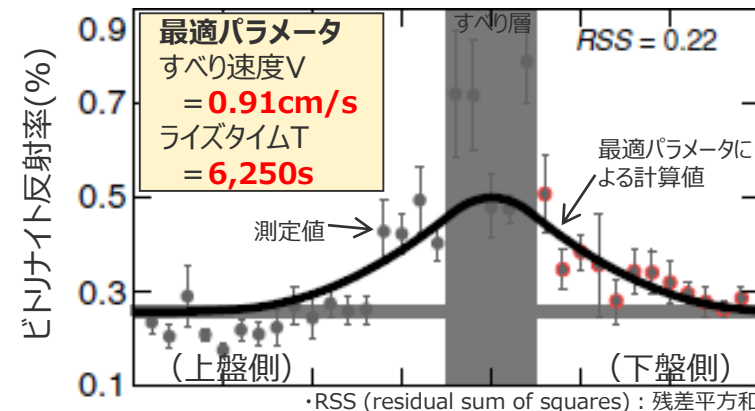
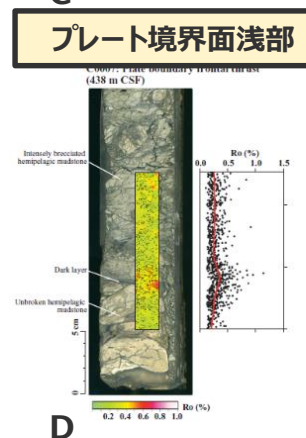
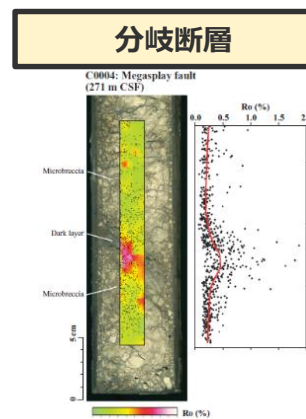
$$T \propto D \quad \dots(3)$$

ここで、σ：応力降下量、μ：剛性率 (=ρβ²)、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∝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



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

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の両方を推定した事例を収集して、Mw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムを分析した。

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、ライズタイムに着目した津波インバージョンを実施して東北沖地震・津波を再現するライズタイムを検討した。
- また、東北沖地震・津波の再現モデルのライズタイムを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。



まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外の巨大地震・津波の推定事例のほか、その他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およ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。



③ その他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

- 巨大地震・津波のライズタイムの推定事例が少ないことを踏まえ、1960年チリ地震等その他の地震※の津波インバージョン事例を収集し、津波評価に影響の大きい初期水位に関するすべり量とライズタイムの関係を踏まえて、ライズタイムを検討した。

※その他の地震：
②-1、2で検討対象とした2004年スマトラ島沖地震・2011年東北沖地震以外のMw8～9クラスの地震



④ 内閣府の設定したライズタイムに関する検討

- Mw9クラスの巨大地震のライズタイムを60sとすることの津波への影響およびその考え方を整理した。



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イン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150s～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イン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。



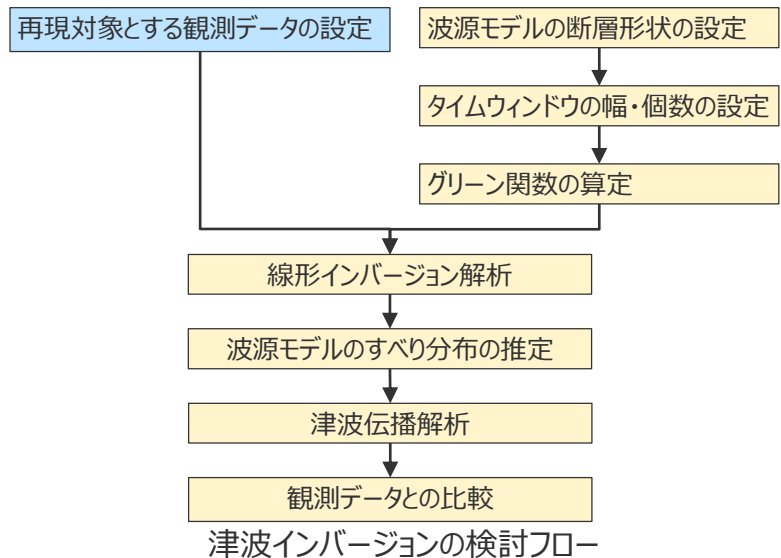
■ 東北沖地震の津波観測波形を対象として、タイムウィンドウの幅・個数を細かく設定してライズタイムに着目した津波インバージョンを実施し、東北沖地震のライズタイムに関して詳細に検討するとともに、ライズタイムを60sとした場合の津波観測波形の再現性について検討した。

再現モデル名	内閣府(2012)	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)

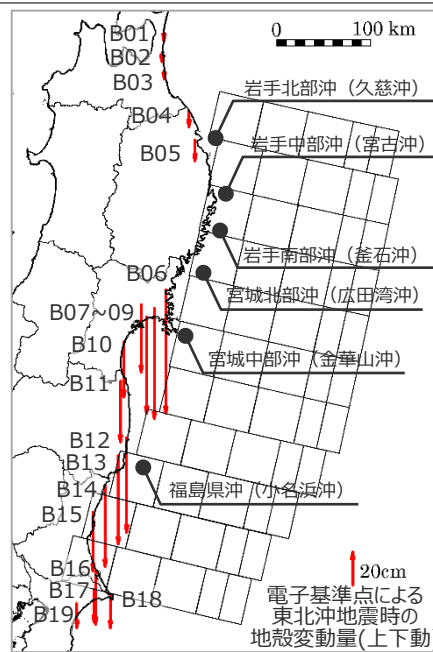
- 津波インバージョンは、観測津波波形に加えて観測地殻変動量も再現対象に加えたジョイントインバージョンとし、Satake et al.(2013)の方法を参照して実施した。
- 津波インバージョンの検討フローと検討ケースは以下のとおり。
検討ケースについては、ライズタイムとして60s~300sを考慮できるよう、タイムウィンドウの幅を10sとしその個数を6個~30個の間で変化させた9ケースを検討した。
- 再現対象とする東北沖地震の観測データには、GPS波浪計による津波観測波形および電子基準点による陸域地殻変動を用いた。



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。

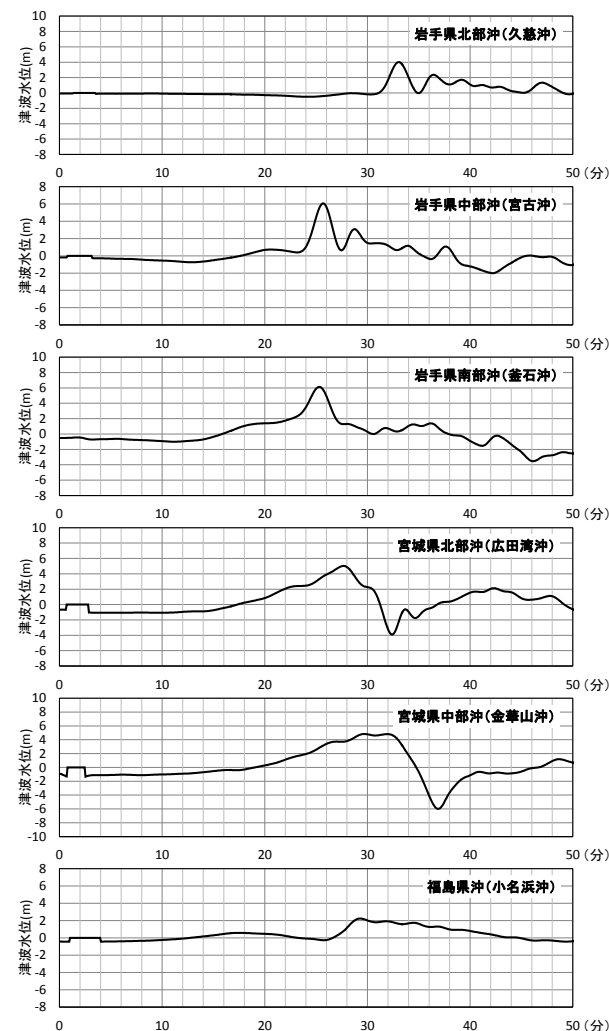


再現対象とした観測地点と波源モデルの断層形状

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。

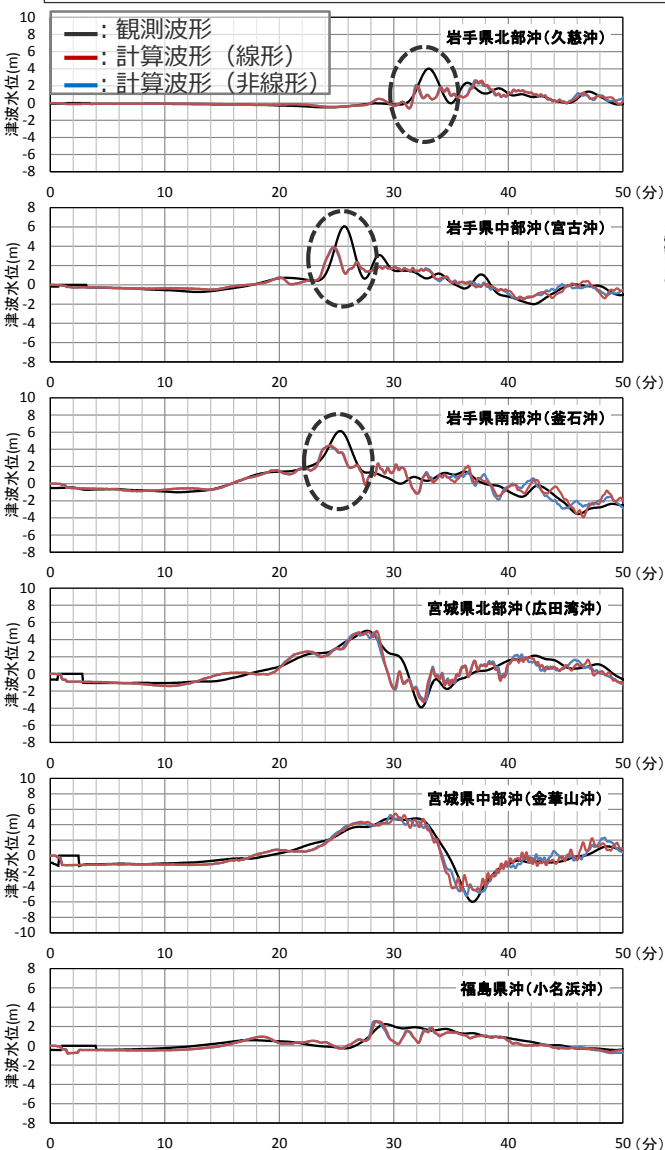


再現対象とするGPS波浪計地点における
東北沖地震時の津波観測波形

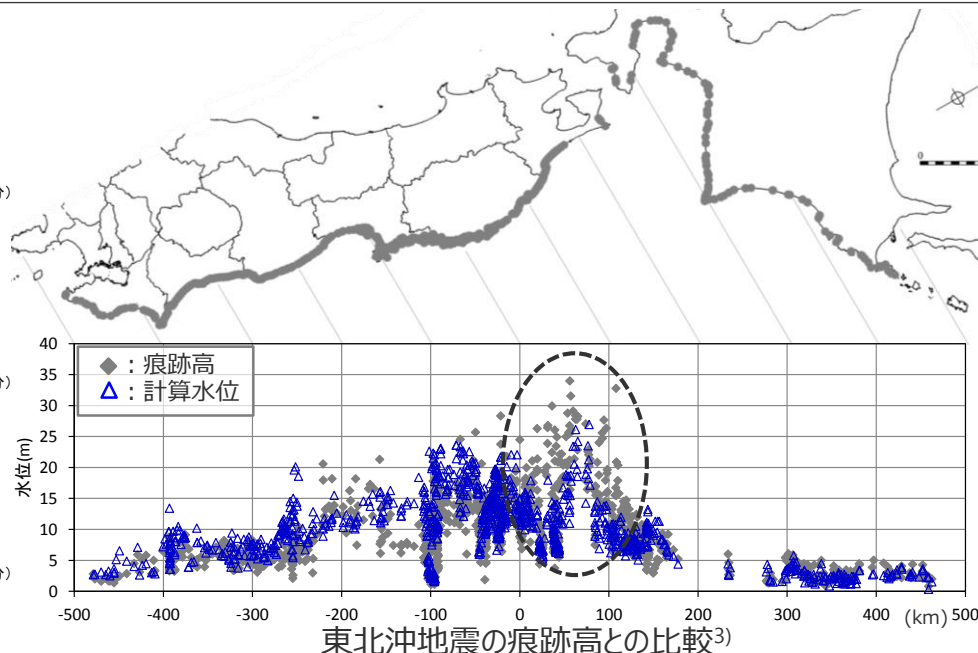
②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(津波インバージョン結果:タイムウィンドウ60sのケース)

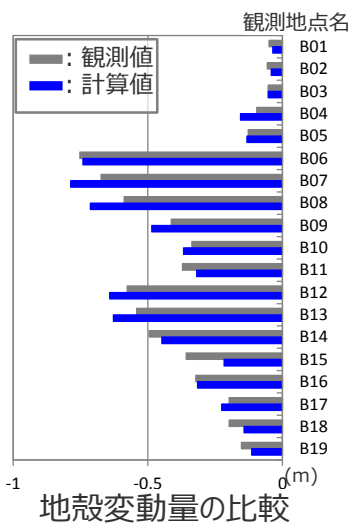
- GPS波浪計地点における観測波形との比較について、タイムウィンドウ60sのケースでは短周期波が目立つとともに、岩手県の観測波のピーク水位が再現できていない。
- また、東北沖地震の痕跡高との比較について、タイムウィンドウ60sのケースでは岩手県沿岸域の痕跡高を再現できていない。



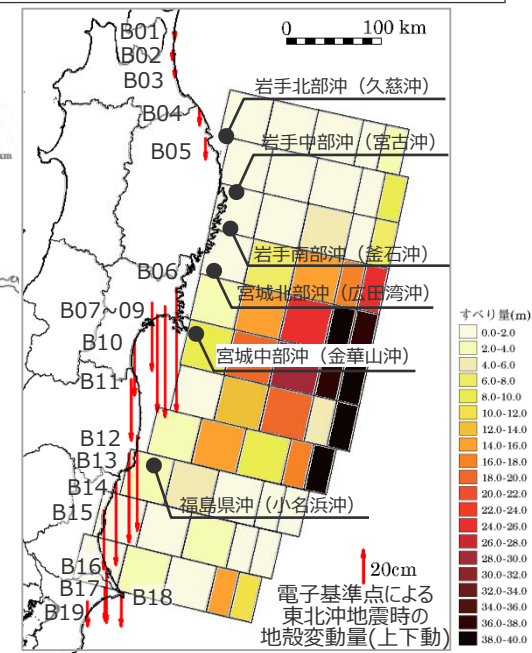
GPS波浪計地点における津波波形の比較



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

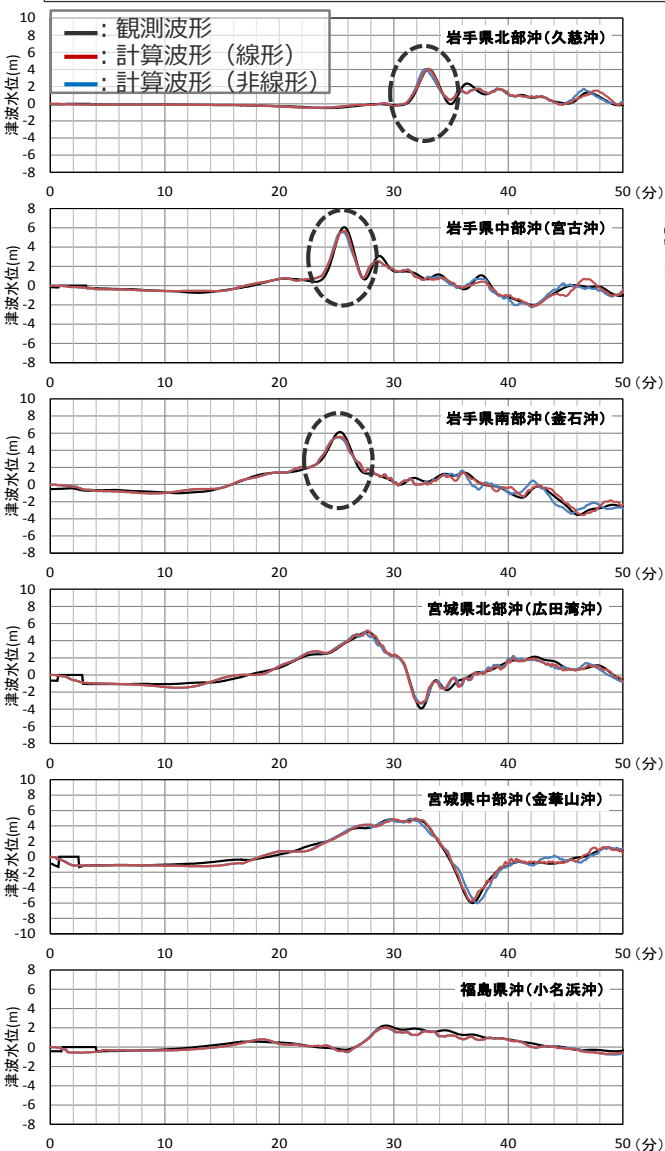
津波インバージョン結果

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	

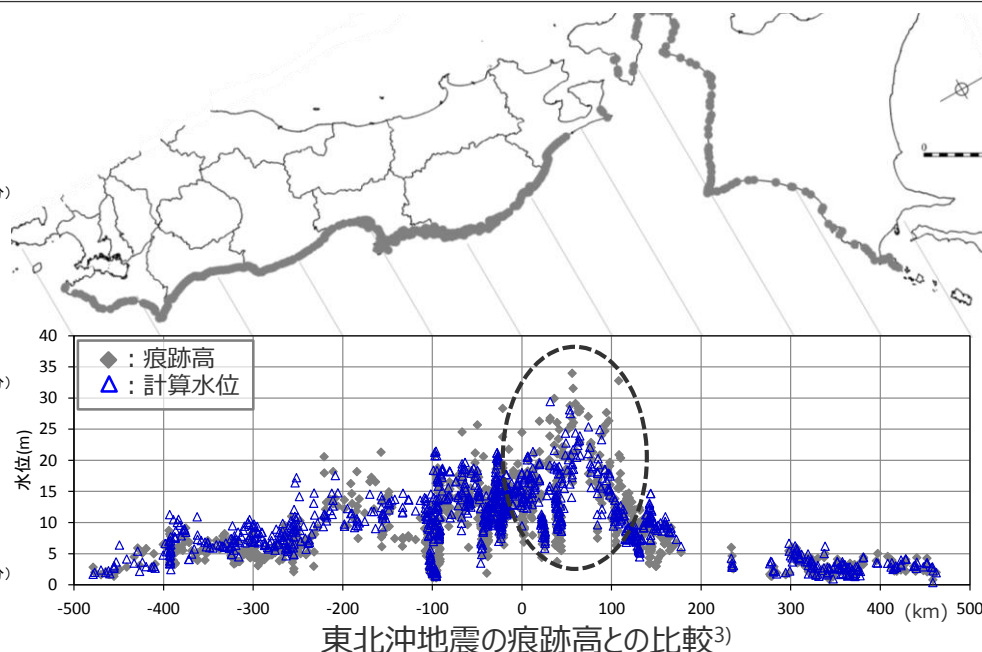
1) すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量
 2) 小断層がすべているタイムウィンドウの個数を積算して算出
 3) 痕跡高は津波痕跡データベースの痕跡Aランクのみ採用、沿岸から200m以内の痕跡のみ採用。200m以内の隣接地点の痕跡は平均化。計算結果は沿岸格子から抽出

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)

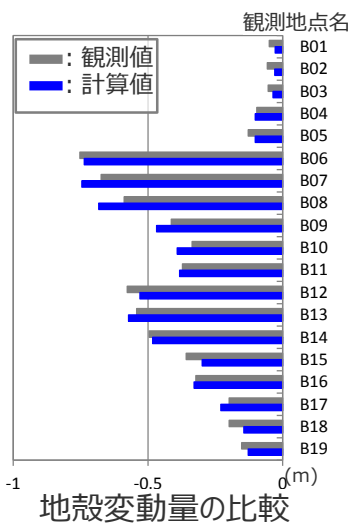
- GPS波浪計地点における観測波形との比較について、タイムウィンドウ180sのケースでの再現性は良好であり、岩手県の観測波のピーク水位も再現できている。
- また、東北沖地震の痕跡高との比較についても、タイムウィンドウ180sのケースでは岩手県沿岸域の痕跡高の再現性が向上している。



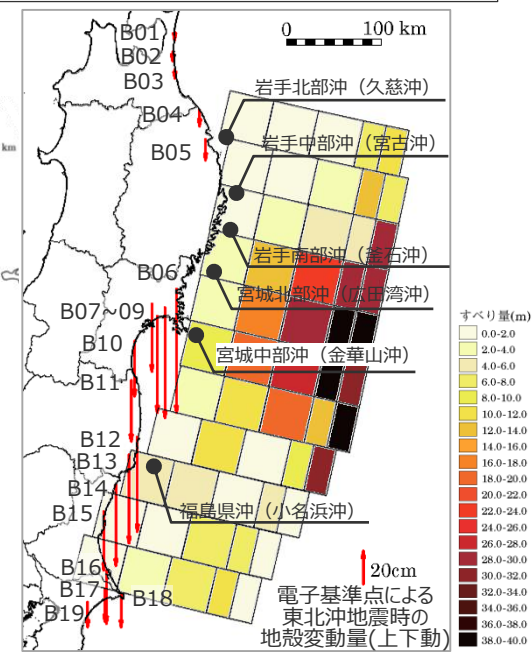
GPS波浪計地点における津波波形の比較



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

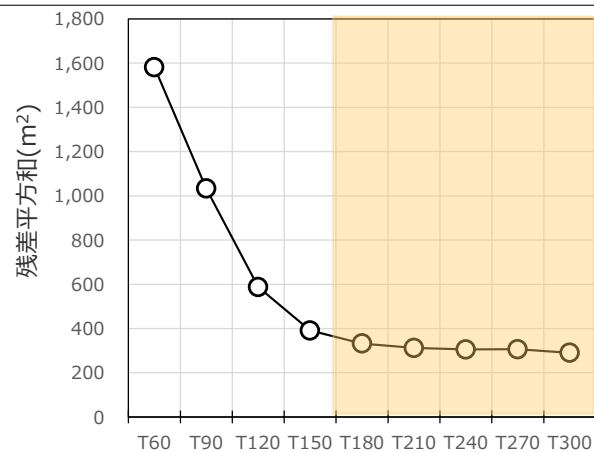
ケース名	推定された波源モデル					観測結果との比較	
	Mw	最大すべり量 (m)	超大すべり域のすべり量 (m) ¹⁾	平均すべり量 (m)	ライズタイム (s) ²⁾	GPS波浪計地点観測波形との残差平方和(m ²)	痕跡高との比較 ³⁾ K κ
T180	9.04	69.2	32.1	10.3	170	332	0.944 1.413

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

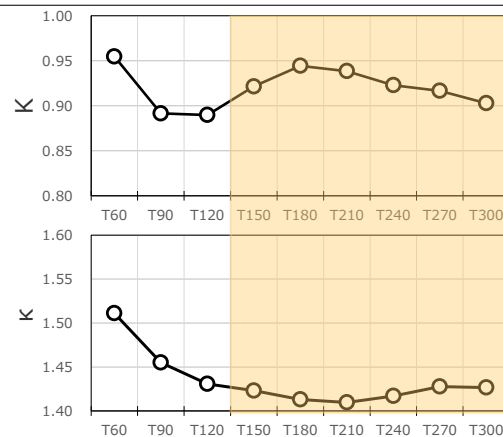
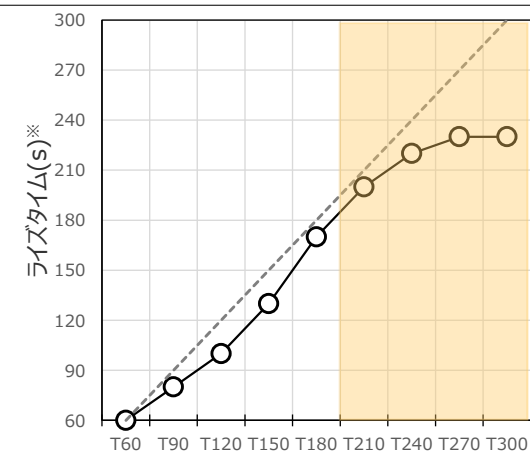
②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(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・κ)
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

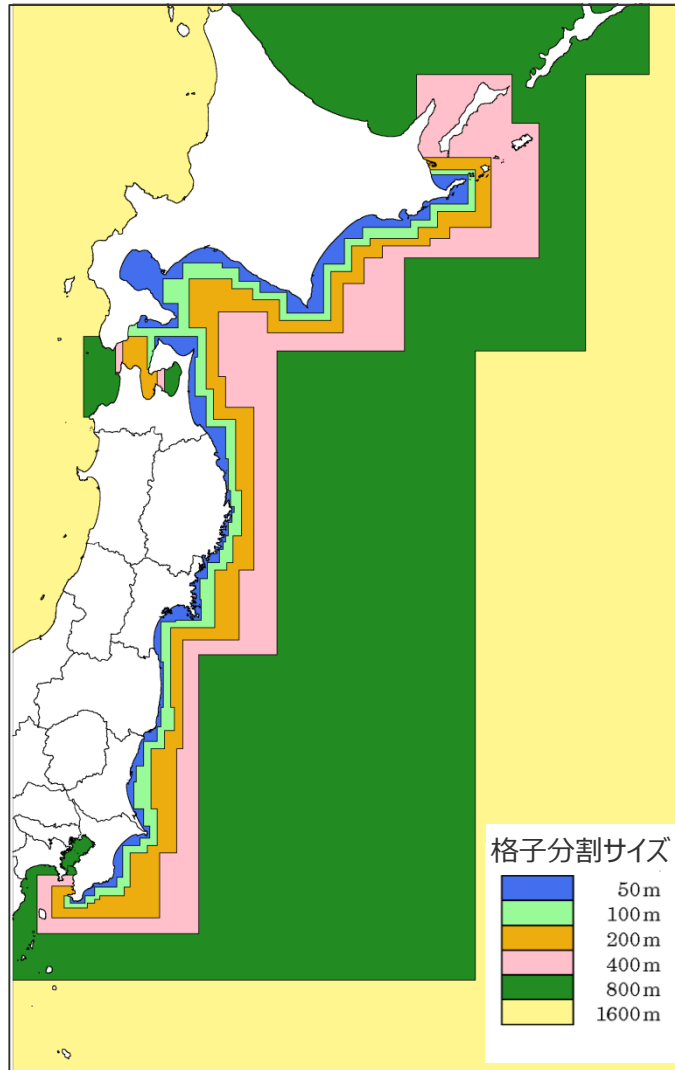
1)すべり量の大きい小断層から順に面積を積算したとき断層面積の5%となる小断層のすべり量
2)小断層がすべっているタイムウィンドウの個数を積算して算出
3)痕跡高は津波痕跡データベースの痕跡Aランクのみ採用、沿岸から200m以内の痕跡のみ採用。200m以内の隣接地点の痕跡は平均化。計算結果は沿岸格子から抽出

■ 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。



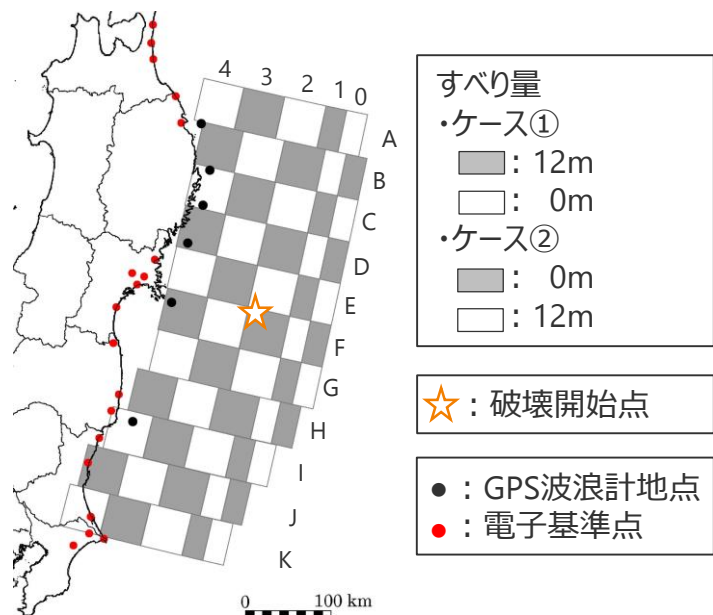
解析領域・格子分割

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	・ $10\text{m}^2/\text{s}$	

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)

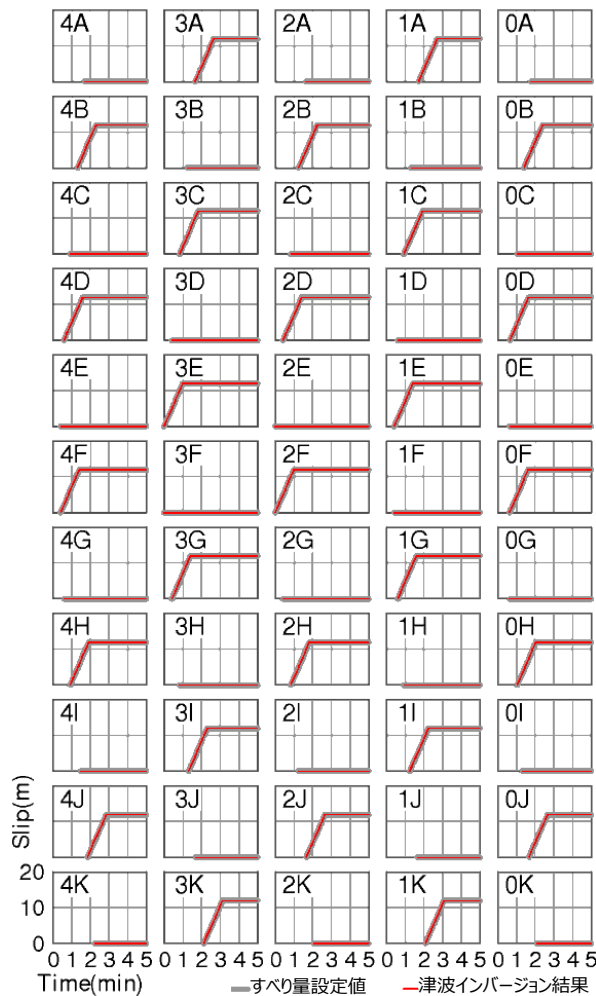
- ライズタイムに着目した津波インバージョン手法の解像度を確認するために、合成データを用いた解像度テストを実施した。
- 解像度テストは、Satake et al.(2013)を参照して実施することとし、チェッカーボード型のすべり分布を仮定して作成した観測記録の合成データを用いて、タイムウィンドウ60sのケースと同じ条件で津波インバージョンを実施した。
- その結果、津波インバージョン結果のすべり分布は仮定したすべり分布をほぼ再現することを確認し、津波インバージョン手法の解像度が十分あることを確認した。



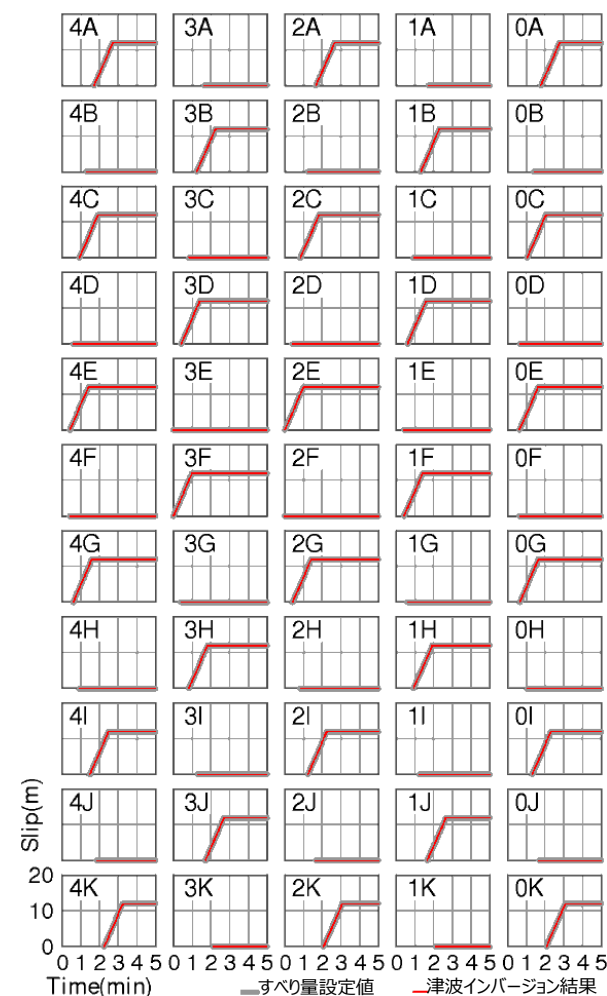
仮定したすべり分布および合成データを作成した観測地点

解像度テストの検討条件

- ・仮定するすべり分布：
チェッカーボード型のすべり分布（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(2012)、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

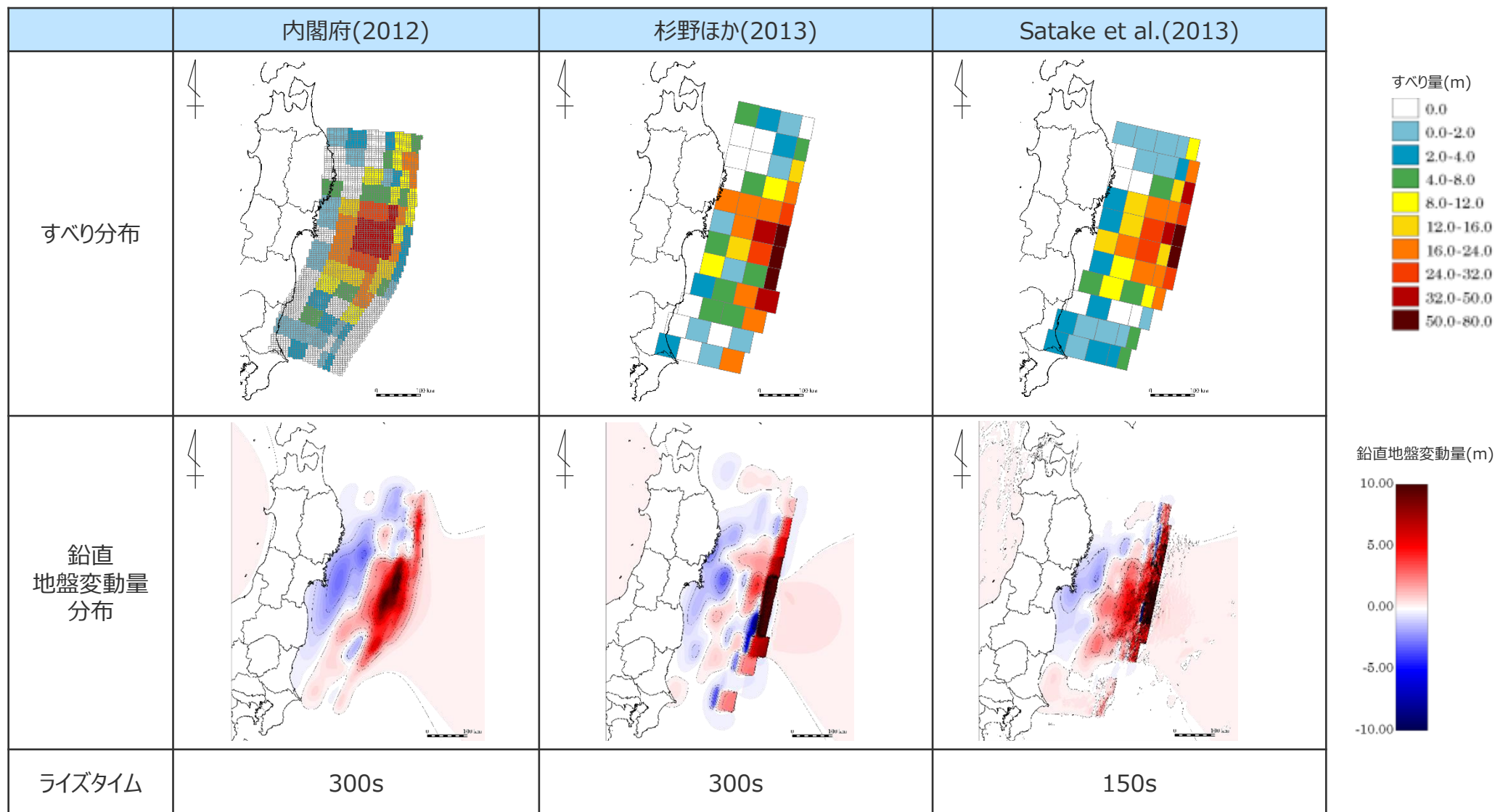
波源～沖合の縦断面水位分布

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)

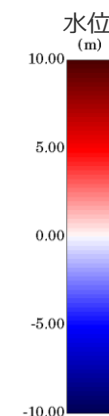
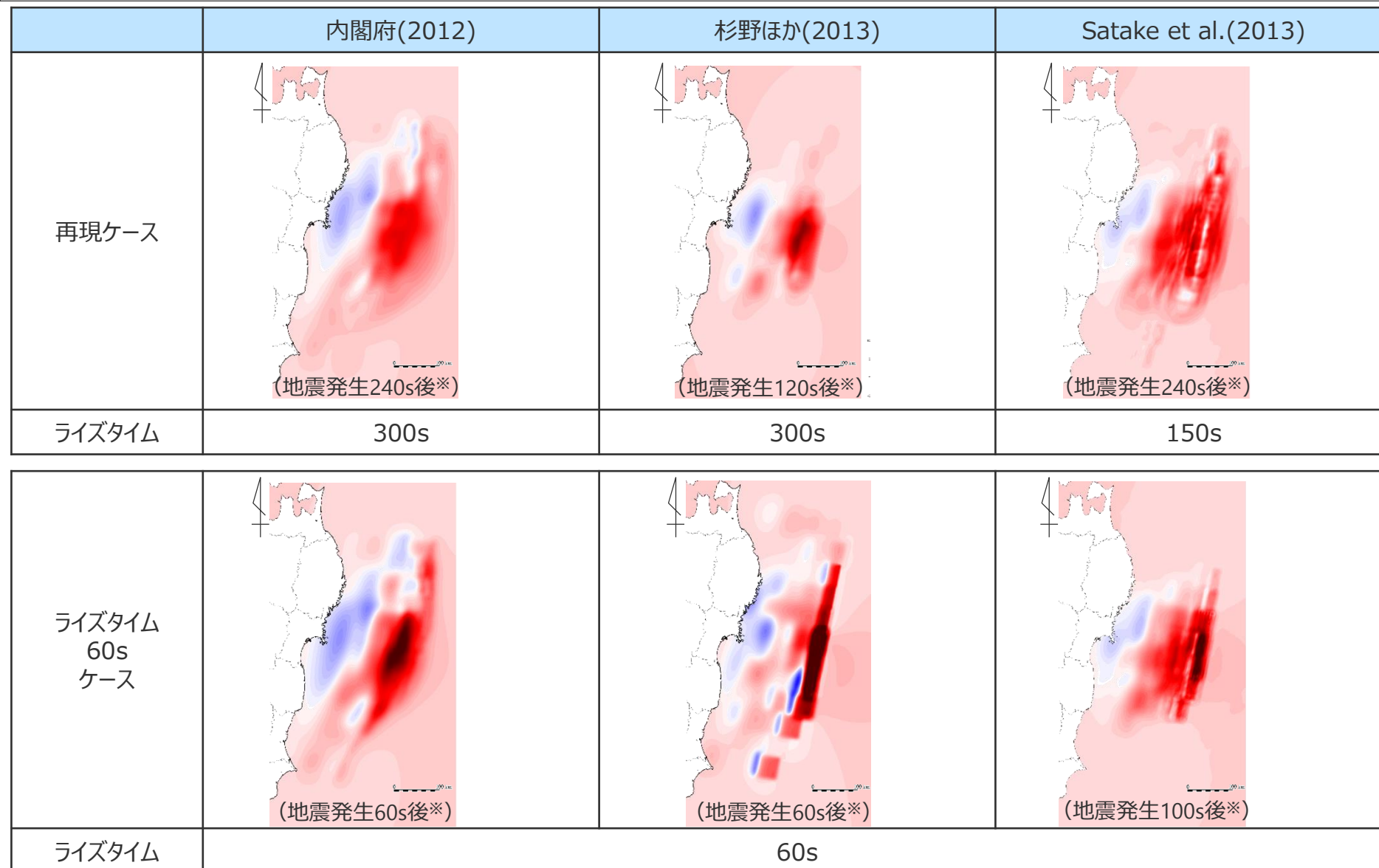
- 東北沖地震津波をインバージョン解析により再現した、内閣府(2012)、杉野ほか(2013)、Satake et al.(2013)による3つの再現モデルを検討対象とした。
- 3つの再現モデルのライズタイムは、150s~300sの間で推定されており、再現ケースのライズタイムにはこれらの数値をそのまま設定した。また、「ライズタイム60sケース」では、ライズタイムを60sと設定した。



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。

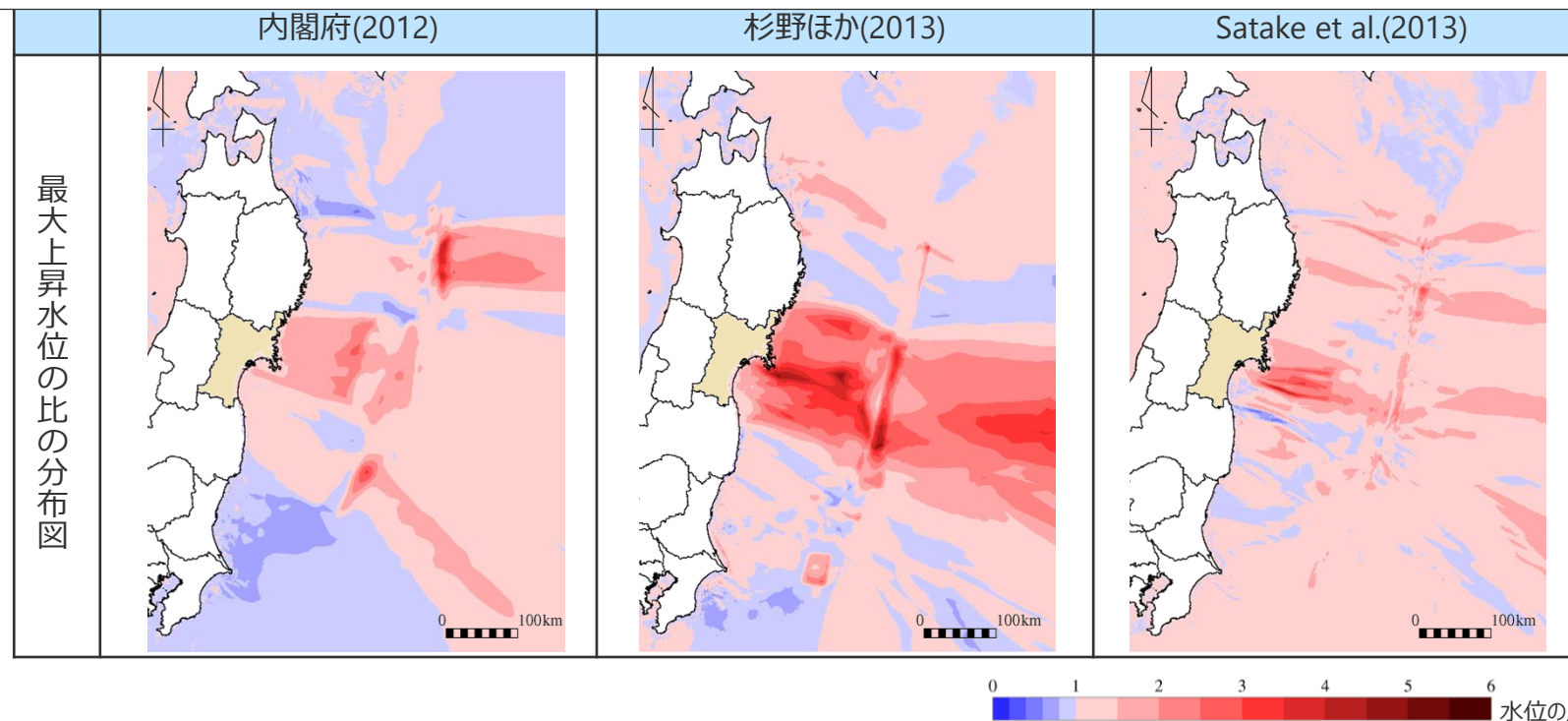


※ 各ケースとも最も初期水位が大きい時間を抽出

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(2012)	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

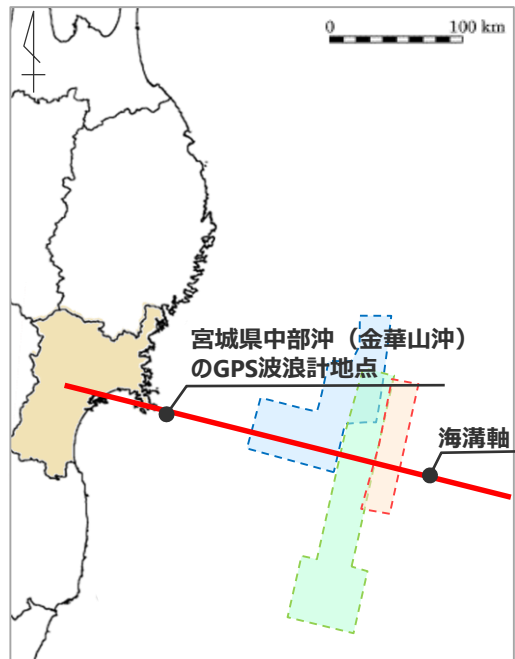
- ・ 痕跡高は津波痕跡データベースの痕跡Aランクのみ採用、沿岸から200m以内の痕跡のみ採用。200m以内の隣接地点の痕跡は平均化。計算結果は沿岸格子から抽出

- ・ 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、κ < 1.45

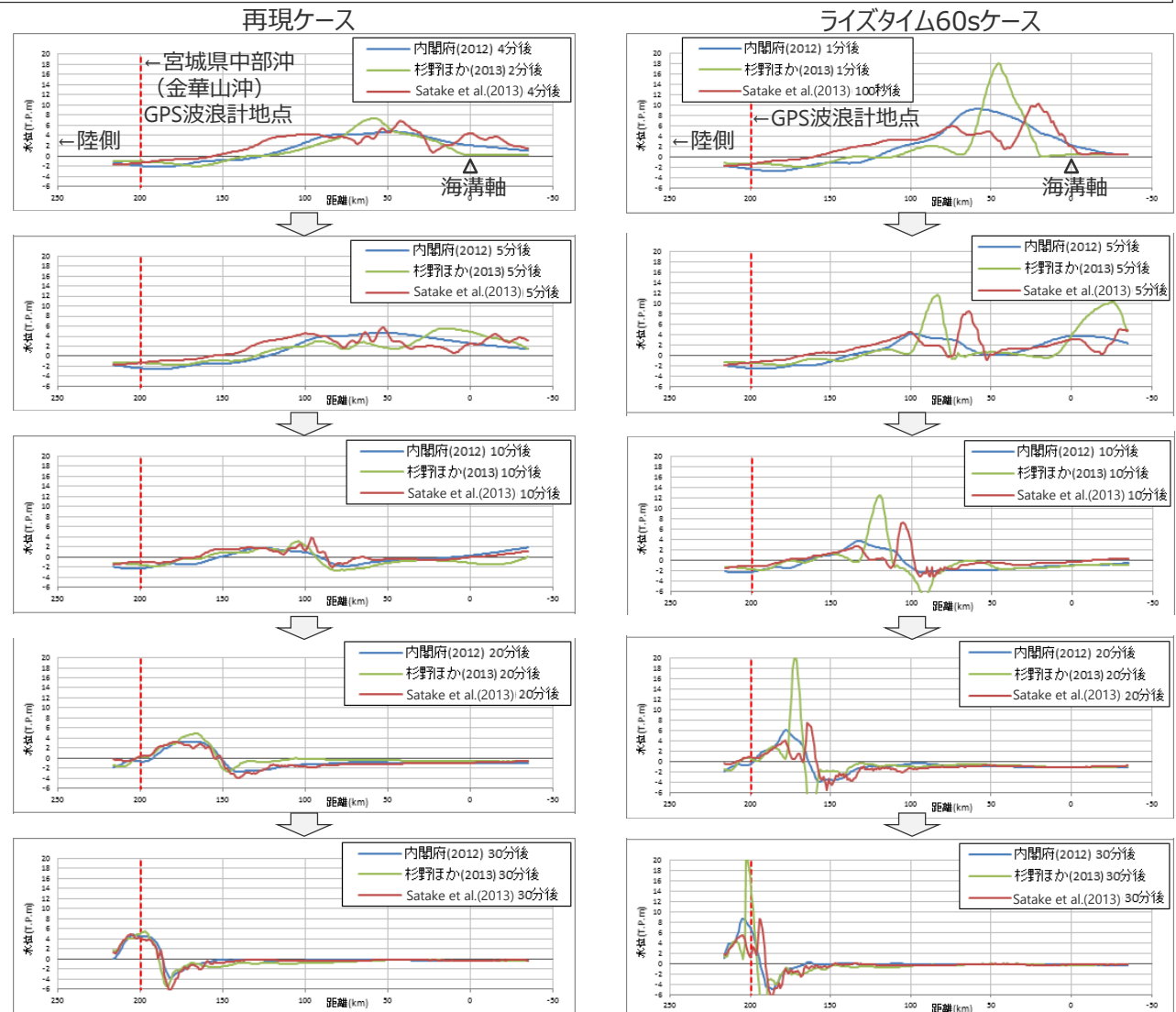
②-2 東北沖地震のライズタイムに関する分析

(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 (—)

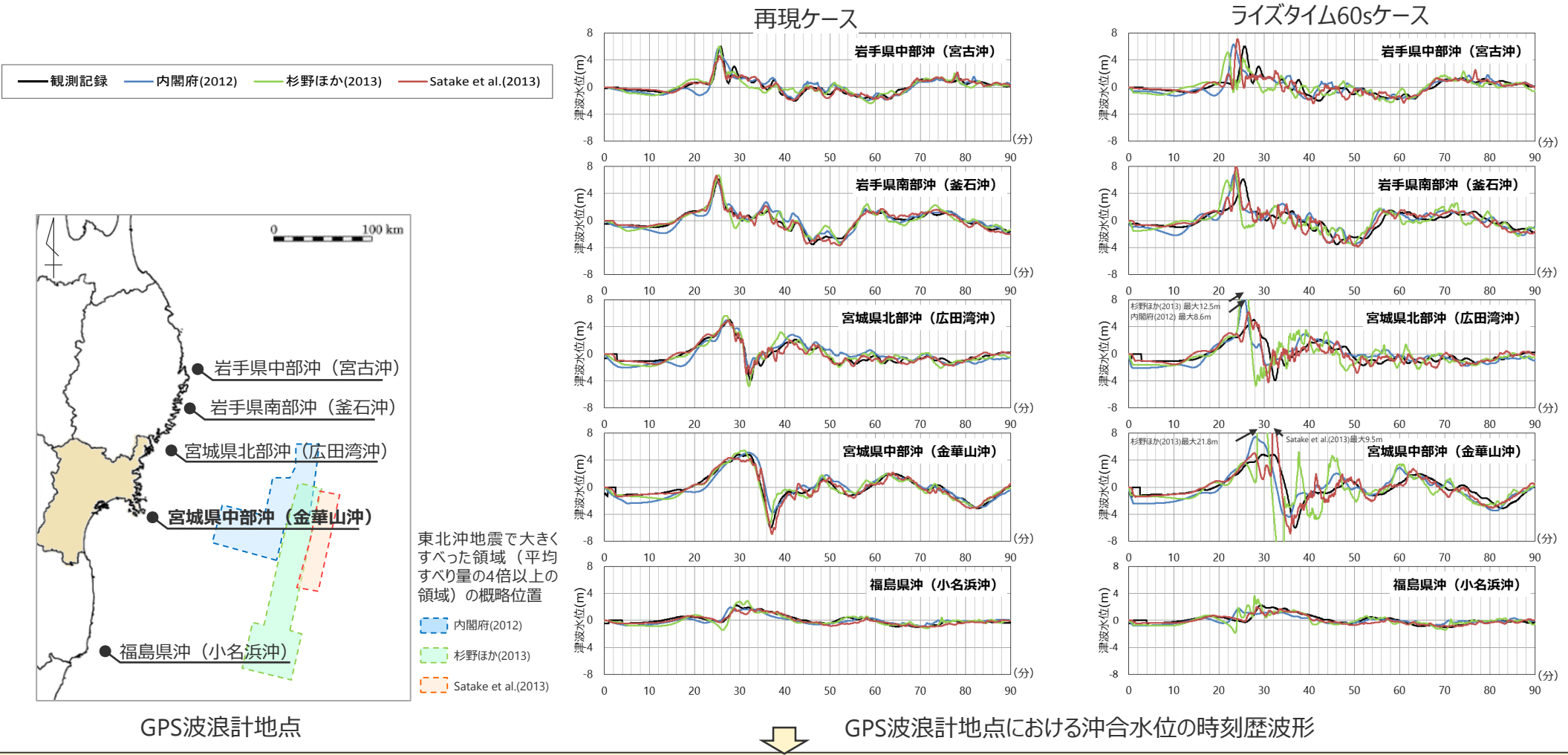


波源付近からGPS波浪計地点までの縦断面水位分布のスナップショット

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(2012)、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(2012)	杉野ほか(2013)	Satake et al.(2013)
モーメントマグニチュードMw	9.0	9.1	9.0
断層面積S (km ²)	119,974	112,000	110,000
平均応力低下量 $\Delta\sigma$ (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

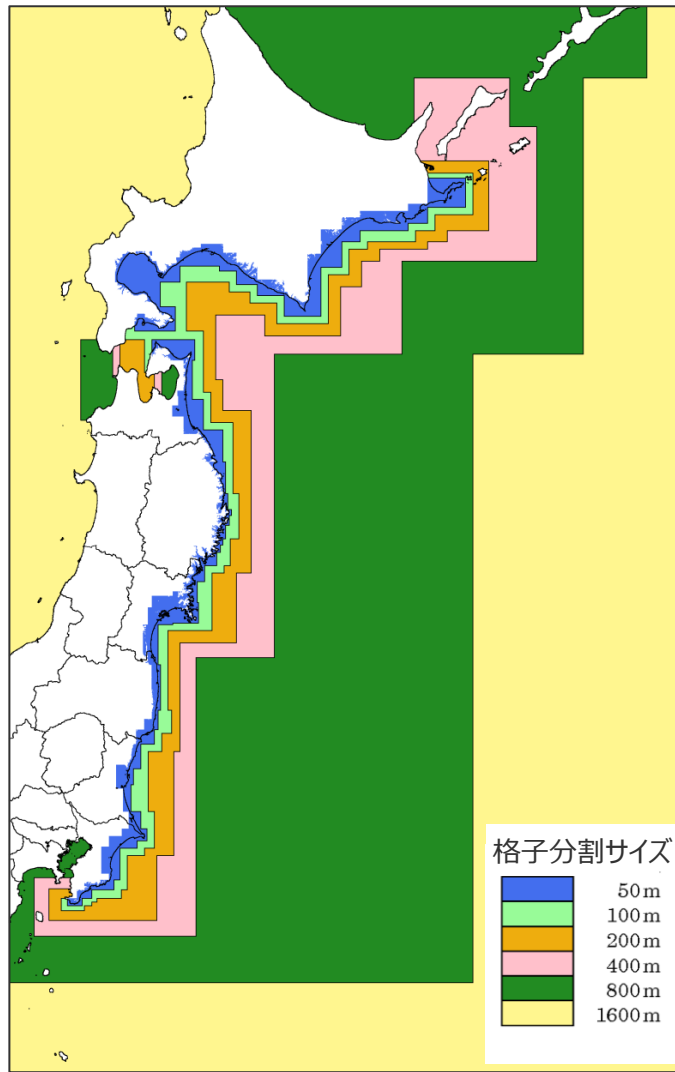
※2 杉野ほか(2014)による推定値。

※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

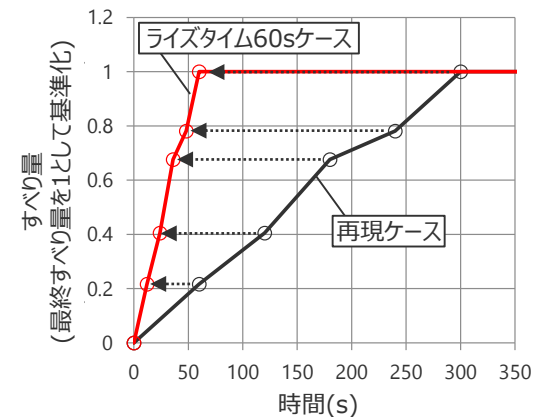
(参考：計算条件)

■ 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(2012)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、計算時間間隔(0.2s)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

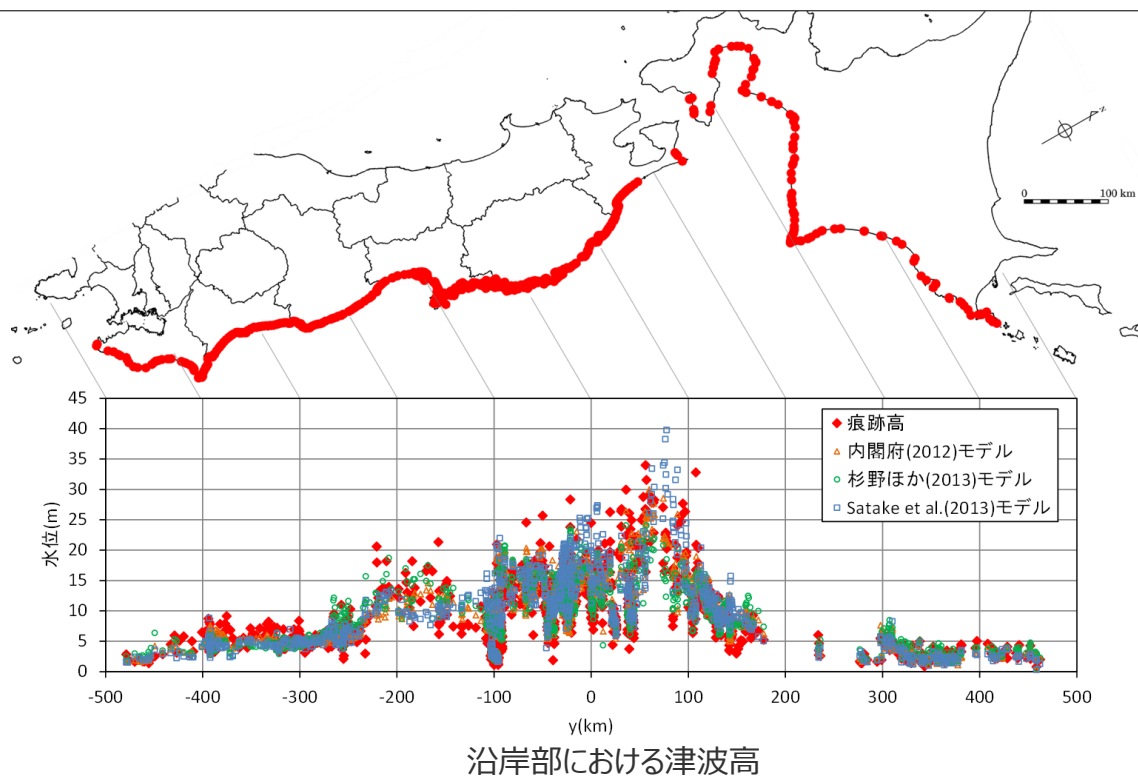


再現ケースおよびライズタイム60sケースの断層すべりの時刻歴の例

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(2012)、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(2012)	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、κ < 1.45

6-5 ライズタイムの設定

③その他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の両方を推定した事例を収集して、Mw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムを分析した。

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、ライズタイムに着目した津波インバージョンを実施して東北沖地震・津波を再現するライズタイムを検討した。
- また、東北沖地震・津波の再現モデルのライズタイムを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。



まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外の巨大地震・津波の推定事例のほか、その他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およ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。



③その他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

- 巨大地震・津波のライズタイムの推定事例が少ないことを踏まえ、1960年チリ地震等その他の地震※の津波インバージョン事例を収集し、津波評価に影響の大きい初期水位に関するすべり量とライズタイムの関係を踏まえて、ライズタイムを検討した。

※その他の地震：
②-1、2で検討対象とした2004年スマトラ島沖地震・2011年東北沖地震以外のMw8～9クラスの地震



④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

- Mw9クラスの巨大地震のライズタイムを60sとすることの津波への影響およびその考え方を整理した。



③その他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年チリ地震等その他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。

その他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。

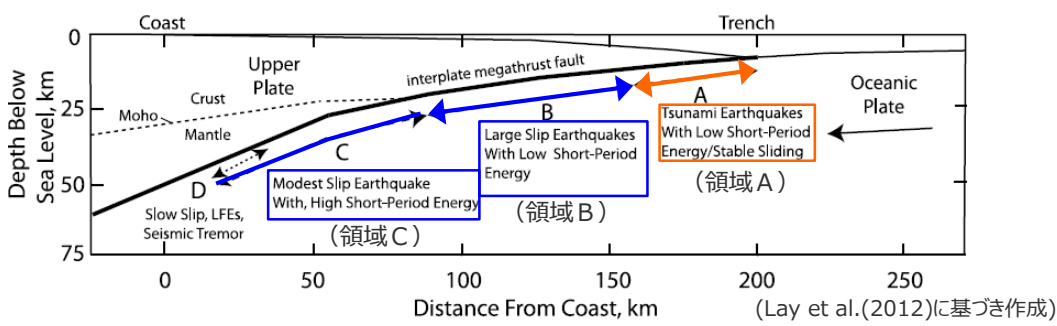
○収集対象とするプレート間地震

- ・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その他のプレート間地震

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。

③その他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 (その他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。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(2012)	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)

③その他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

(その他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。	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。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。	

③その他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 (その他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。)

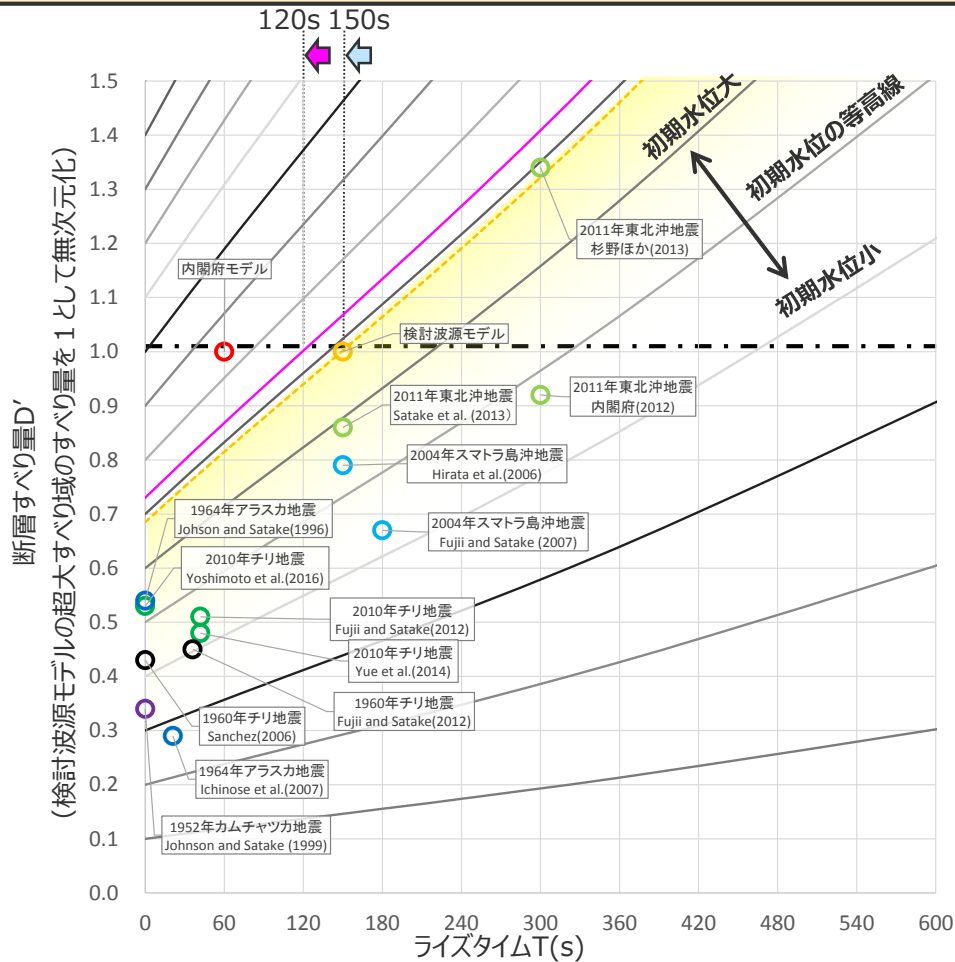
4) 備考の番号については、以下のとおり。

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。	

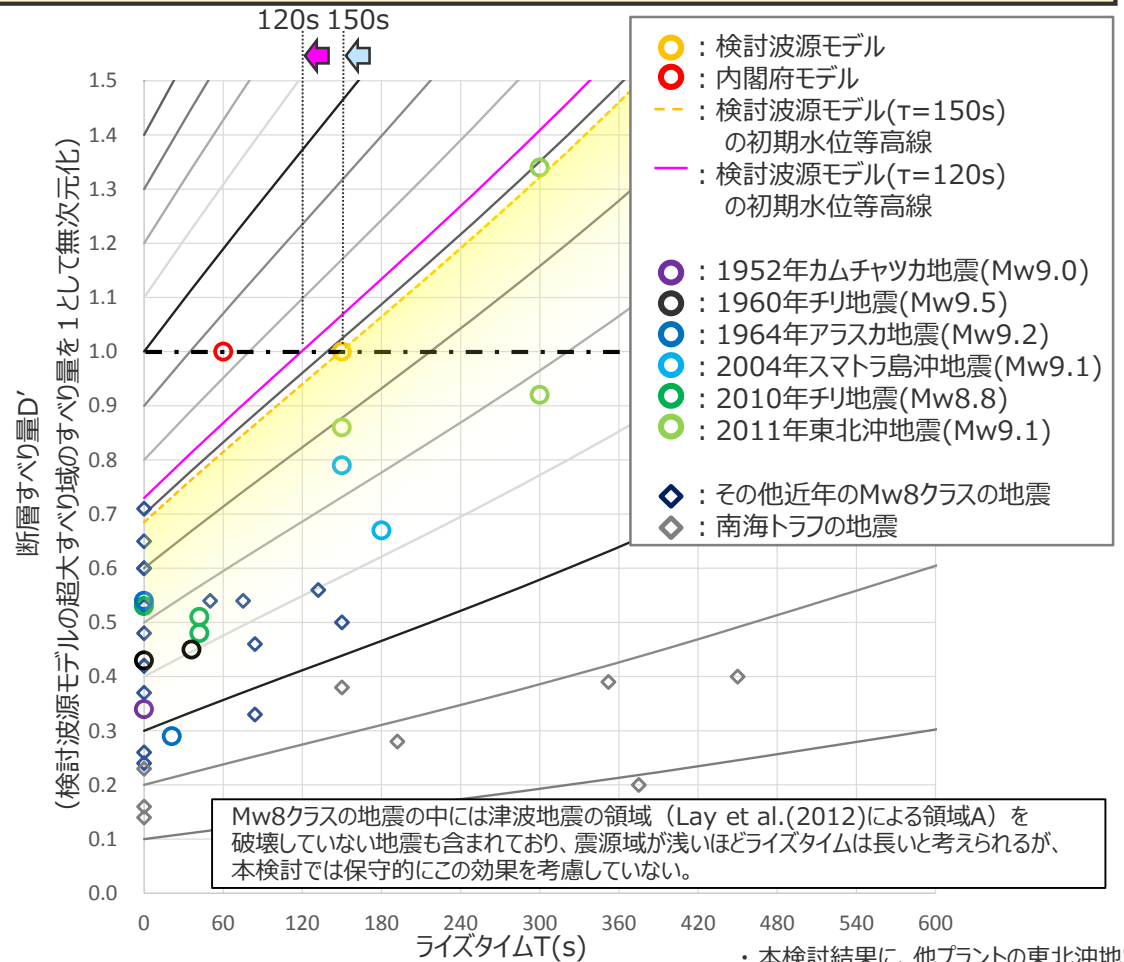
③ その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (初期水位に対するすべり量とライズタイムの関係を踏まえた検討)

■ 収集したその他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、その他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

その他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。

③その他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(2012)	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。

③その他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。

③その他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の両方を推定した事例を収集して、Mw9クラスの巨大地震・津波のライズタイムを分析した。

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、ライズタイムに着目した津波インバージョンを実施して東北沖地震・津波を再現するライズタイムを検討した。
- また、東北沖地震・津波の再現モデルのライズタイムを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。



まとめ（津波評価におけるライズタイムの設定方針）

- 国内外の巨大地震・津波の推定事例のほか、その他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およ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。



③その他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

- 巨大地震・津波のライズタイムの推定事例が少ないことを踏まえ、1960年チリ地震等その他の地震※の津波インバージョン事例を収集し、津波評価に影響の大きい初期水位に関するすべり量とライズタイムの関係を踏まえて、ライズタイムを検討した。

※その他の地震：

- ②-1、2で検討対象とした2004年スマトラ島沖地震・2011年東北沖地震以外のMw8～9クラスの地震



④内閣府の設定したライズタイムに関する検討

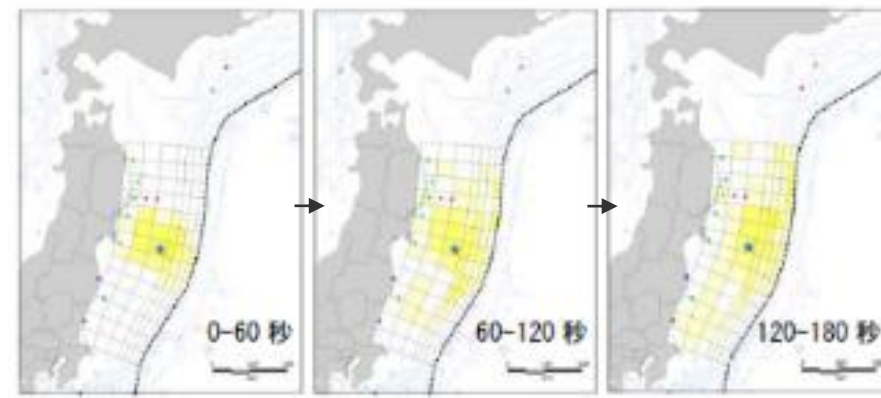
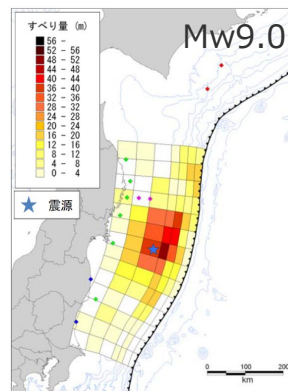
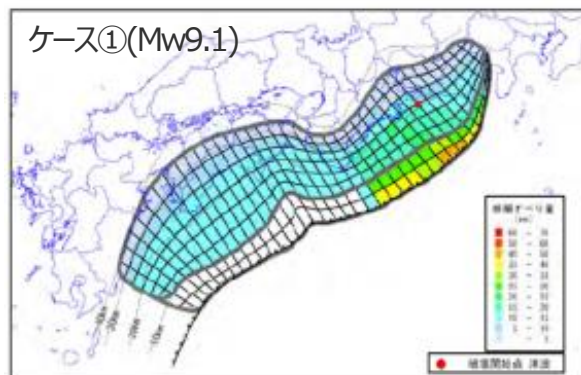
- Mw9クラスの巨大地震のライズタイムを60sとすることの津波への影響およびその考え方を整理した。



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))

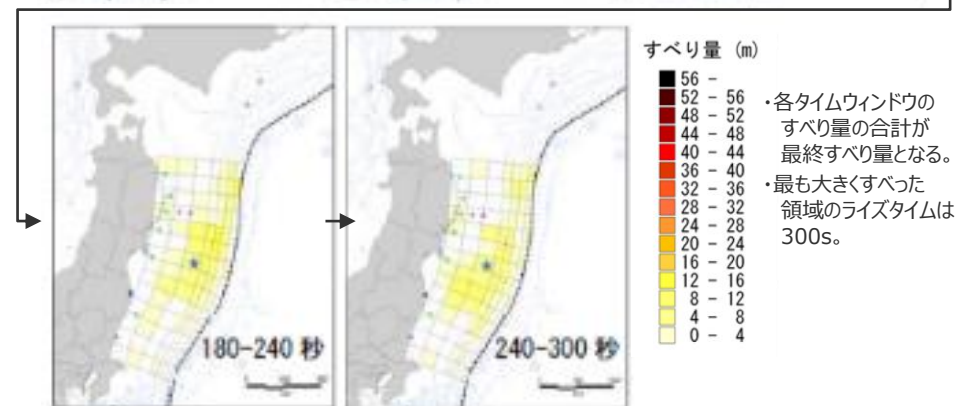
- 内閣府(2012)は、南海トラフの最大クラスモデルのライズタイムについて、平均的に利用されている値を参考に、東北沖地震の解析結果も踏まえて、60s と設定している。
- 一方で、内閣府(2012)の東北沖地震の解析結果によると東北沖地震のライズタイムは300sと推定されており、最大クラスモデルのライズタイムを60sとする明確な根拠は示されていない。



○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(2012)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(2012)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を設定されているが、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12万km ²	約12万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	

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12万km ²	約12万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

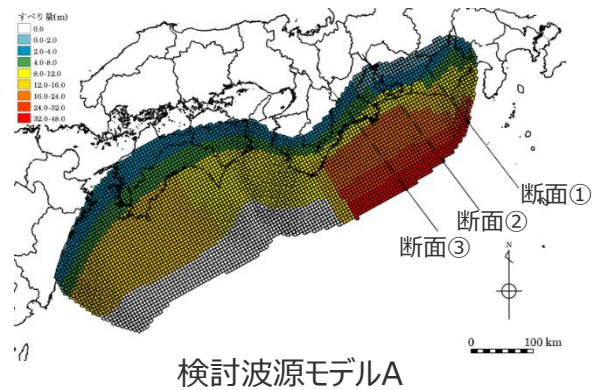
■ : 検討波源モデルと同様、不確かさとして考慮されていると考えられるパラメータ

■ : 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

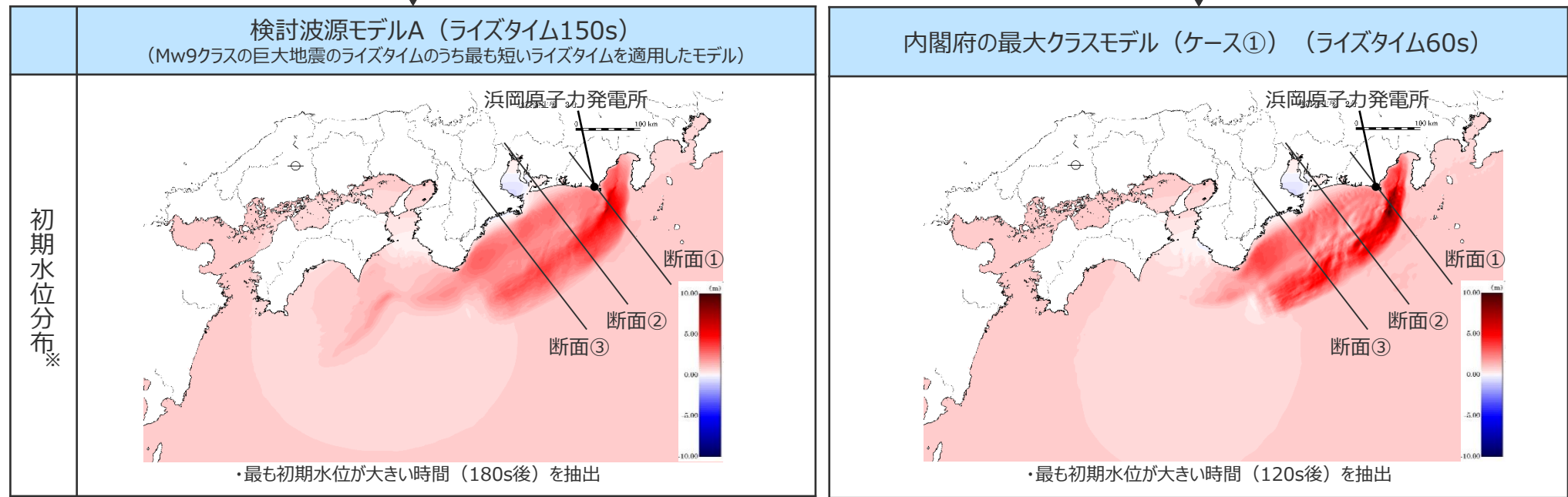
- ここでは、検討波源モデル(ライズタイム150s: Mw9クラスの巨大地震のライズタイムのうち最も短いライズタイムを適用したモデル)と内閣府の最大クラスモデル(ライズタイム60s)を比較することにより、ライズタイムを60sと極端に短くした場合の敷地への影響について検討するとともに、Mw9クラスの巨大地震のライズタイムを60sと設定することの考え方を整理し、検討波源モデルのライズタイムを設定する。

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

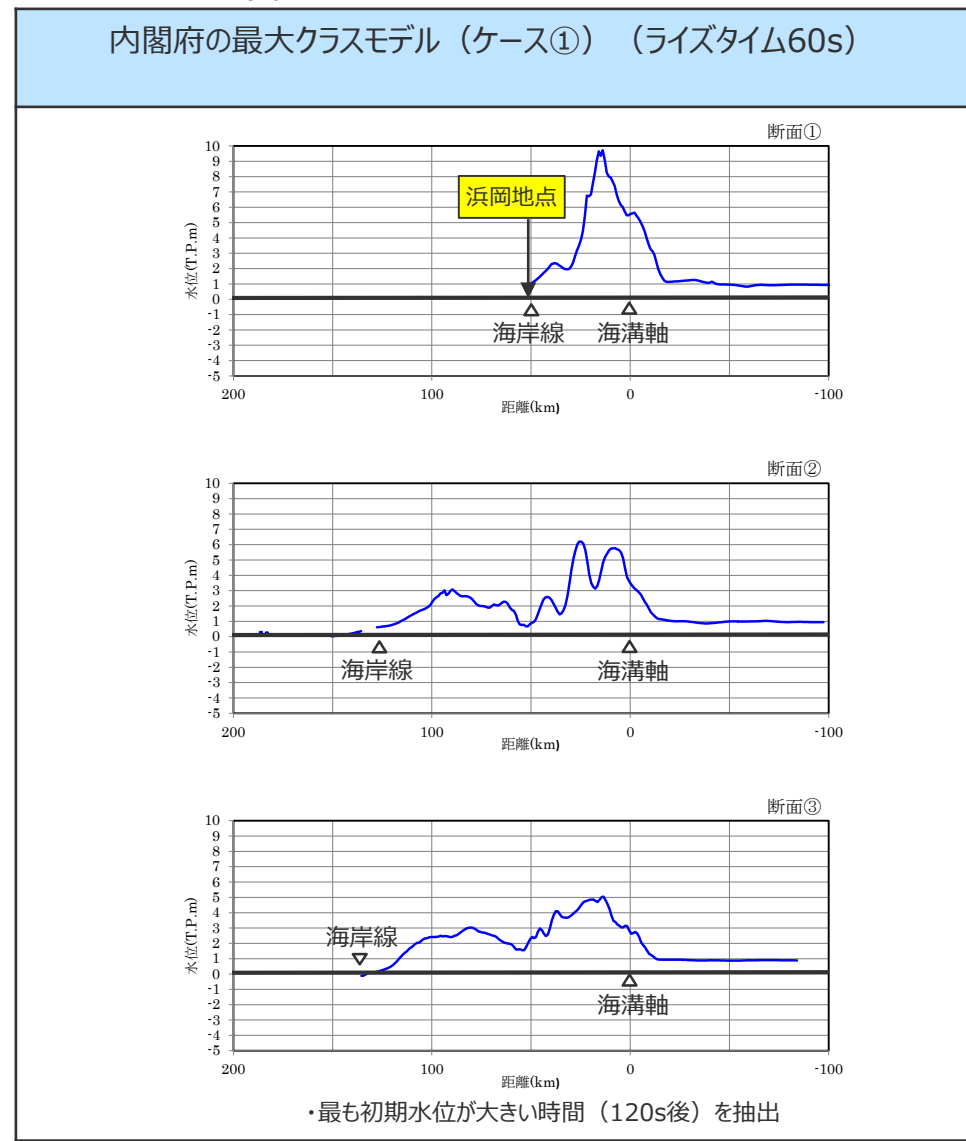
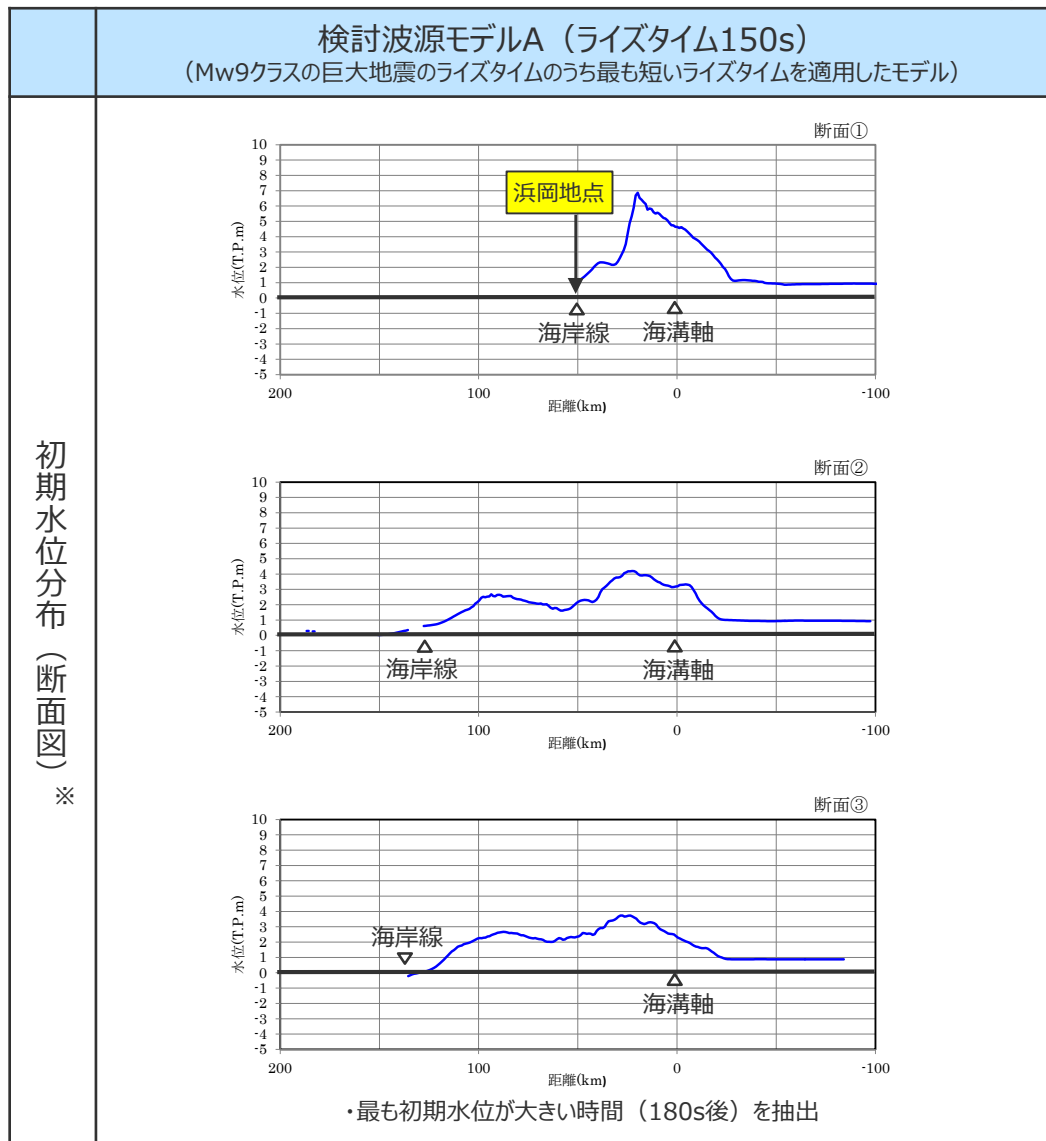


※朔望平均満潮位(T.P.+0.80m)を考慮

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

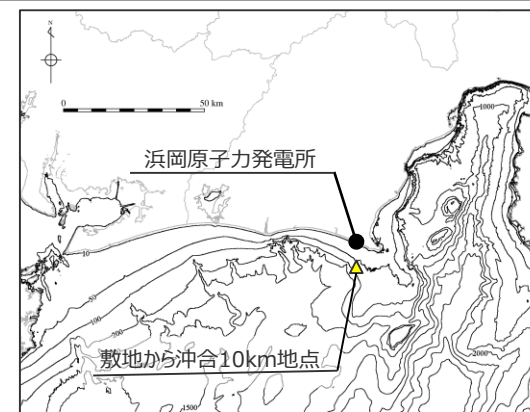
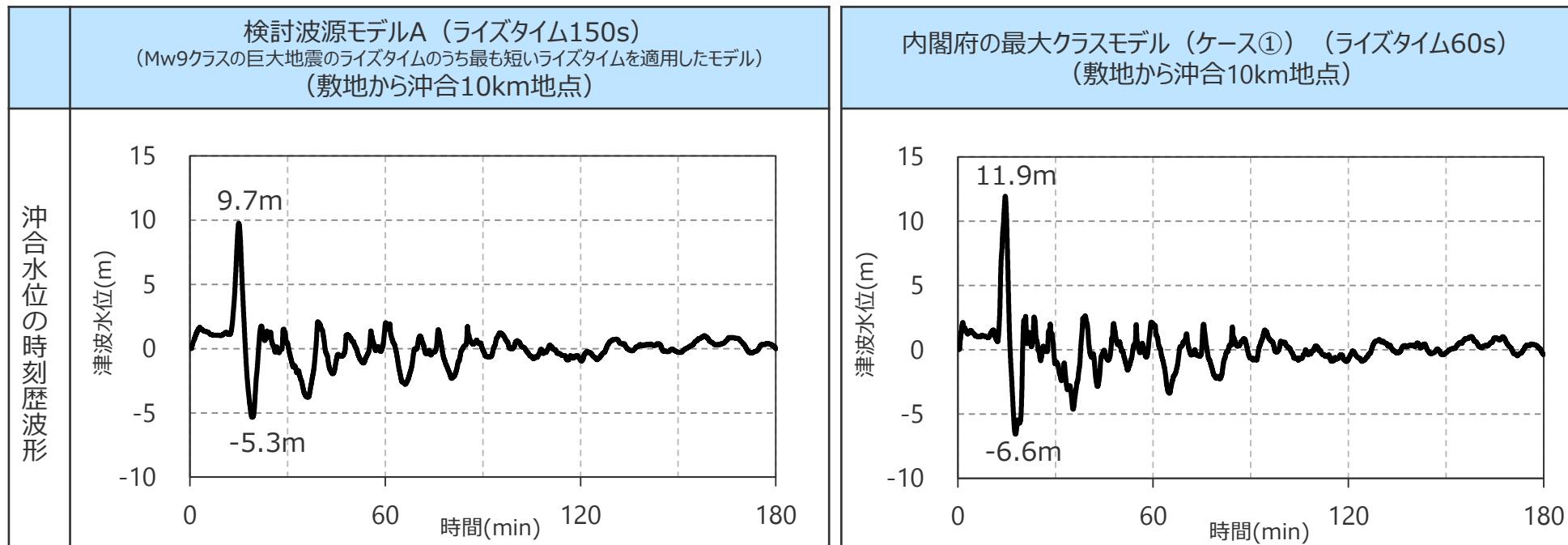


※期望平均満潮位(T.P.+0.80m)を考慮

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。

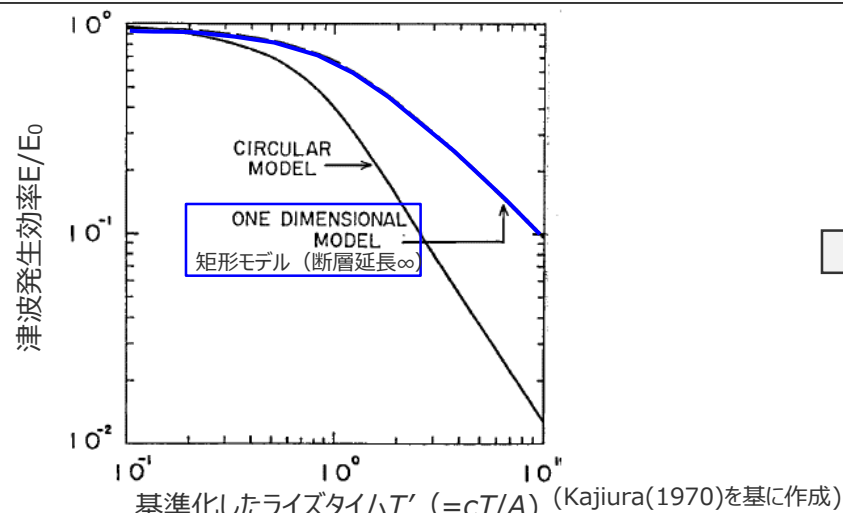
ライズタイムの違いによる沖合水位の変化



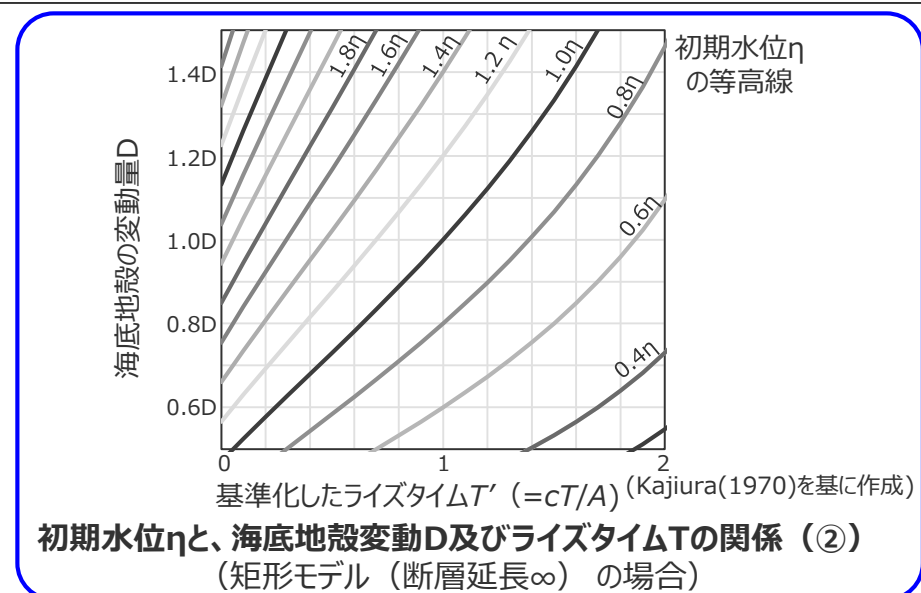
位置図 (敷地から沖合10km地点)

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、

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

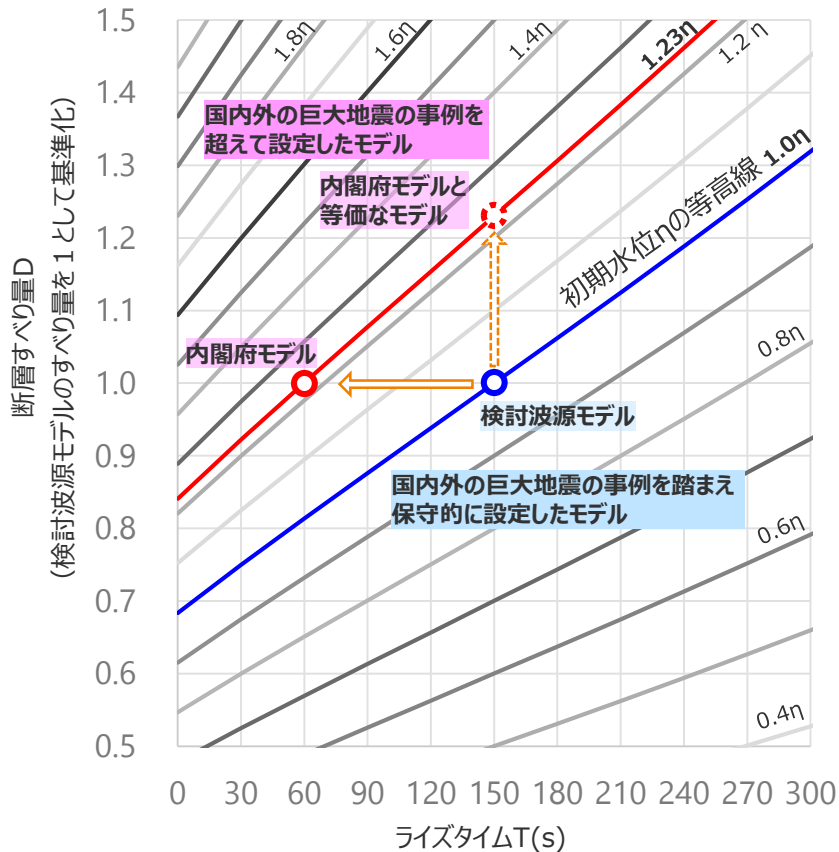
・敷地と南海トラフとの位置関係から、敷地に対する南海トラフの延長 (約700km) は無限大とみなせるため、Kajiura(1970)に基づく関係は矩形モデル (断層延長 ∞) の場合で検討した。
また、Kajiura(1970)に基づく関係については、実験的に検証されているほか、ライズタイムの違いによる敷地の沖合津波水位の変化からもその妥当性を確認している。

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

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

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

ここで、 η : 初期水位
 D : 海底面の地形変動量 (\propto 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

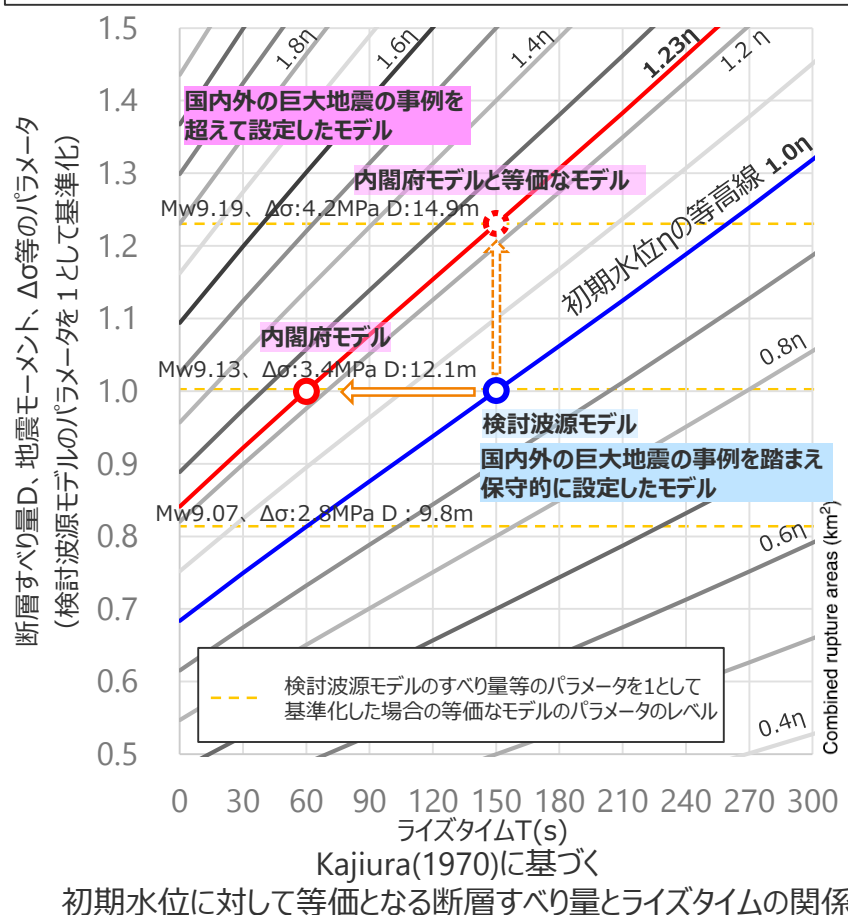
Kajiura(1970)に基づく「内閣府モデルと等価なモデル」の断層すべり量

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	1 η
内閣府モデル (ライズタイム60s)	同上	同上	同上	60	1D	1.23 η
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	1.23 η

- 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

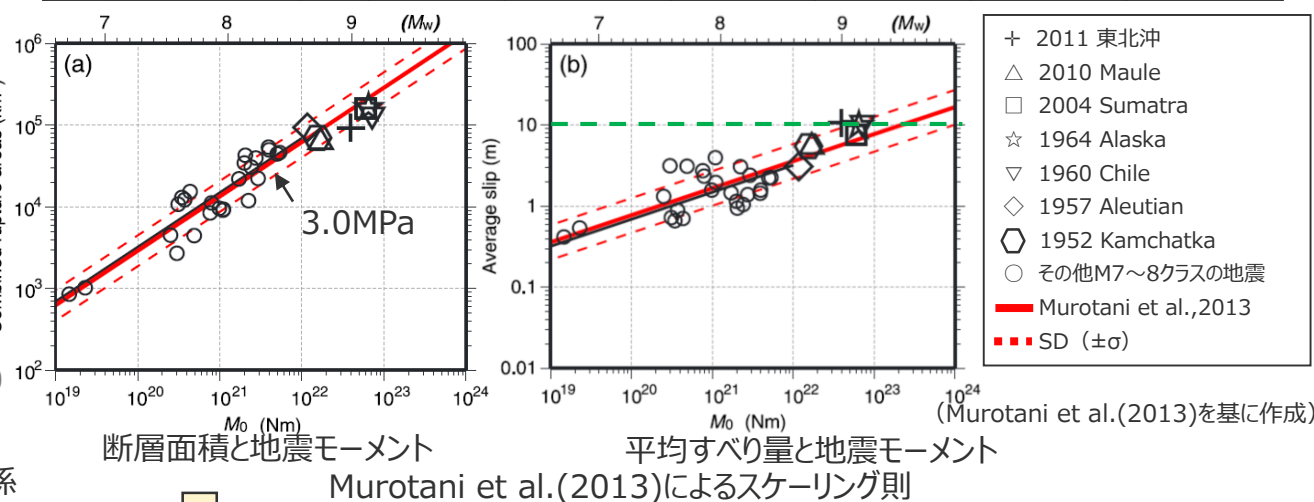
④内閣府の設定したライズタイムに関する検討 (検討波源モデルライズタイムを60sと設定することの考え方)

- 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。



「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	$\Delta\sigma$ (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



- 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。

③その他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、その他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。

国内外の巨大地震・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

: **150s～300s**

その他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**

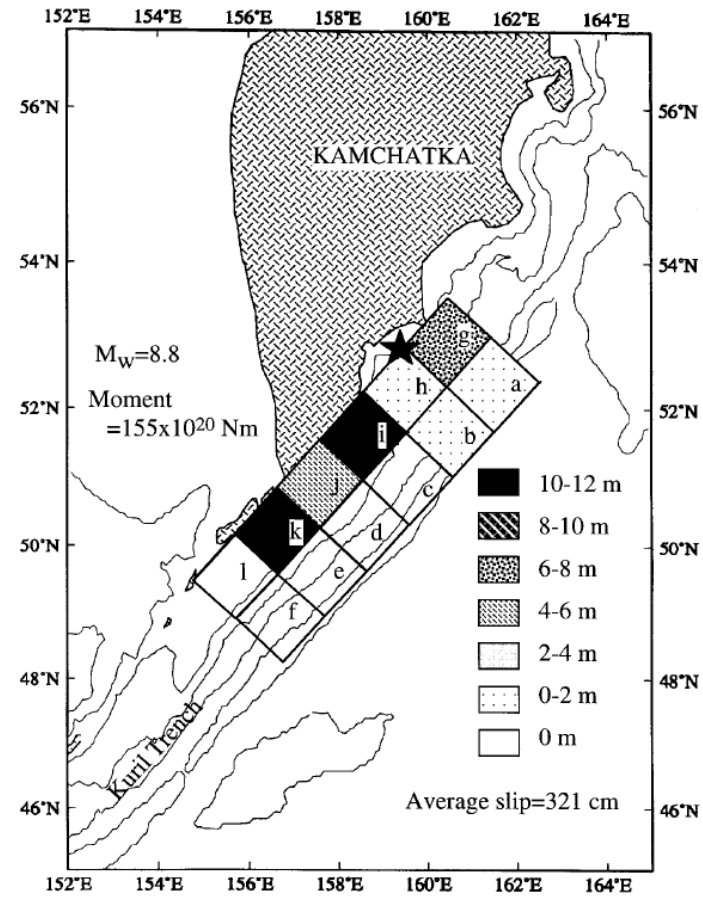
内閣府の検討しているライズタイムの設定

: **60s**

まとめ（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150s～300sのうち、最も短い150sと設定する。
- 検討波源モデルのパラメータスタディでは、巨大地震・津波のライズタイムの推定事例が少ないことを踏まえて、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150s～300sに加えて、その他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。
- また、更なる不確かさの考慮として、内閣府の検討をプレート間地震の津波評価に取り込むこととし、国内外の巨大地震・津波の発生事例の範囲を超えてライズタイムを60sとした「更なる不確かさ考慮モデル」を設定し、評価することとした。

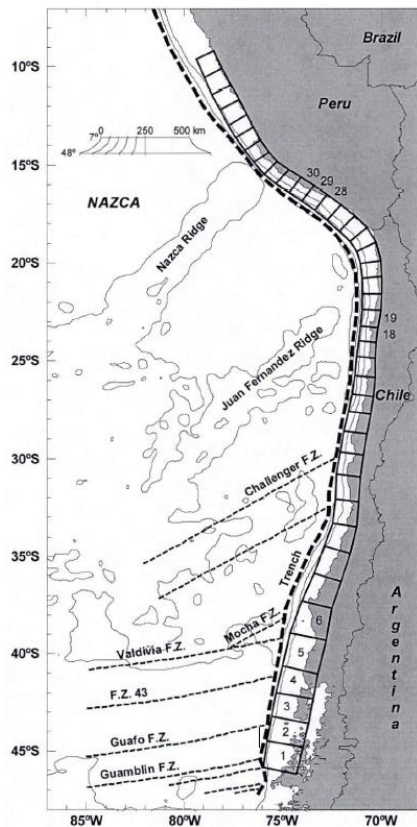
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (1952年カムチャッカ地震の波源モデル)



Johnson and Satake (1999)による波源モデル

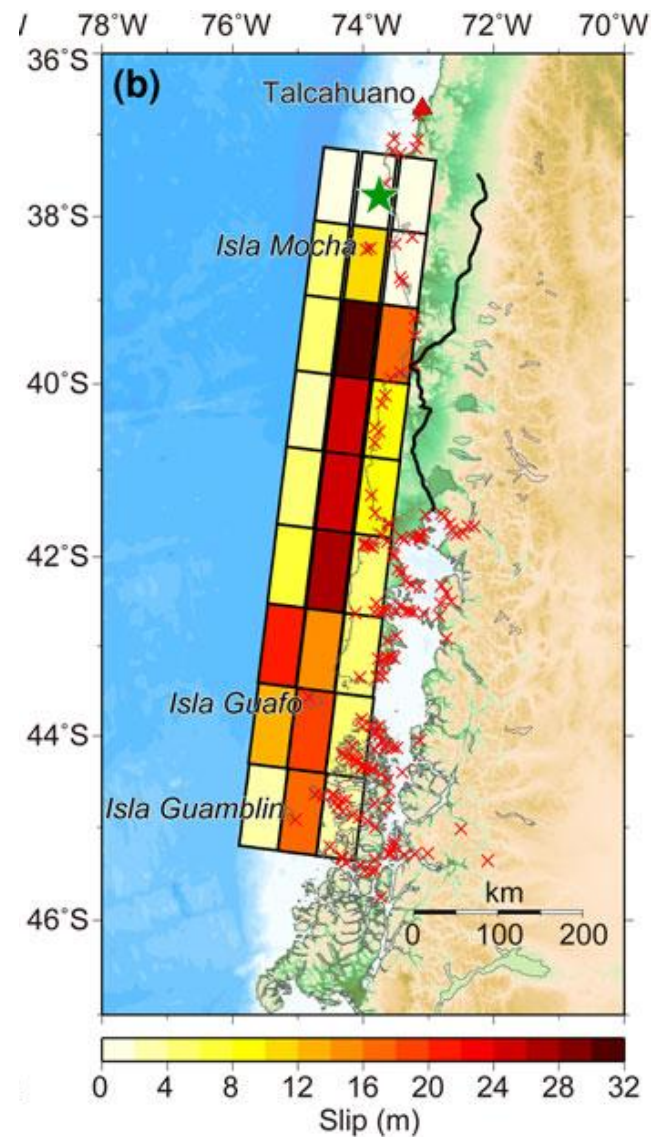
1952年カムチャッカ地震の波源モデル

6-5 ライズタイムの設定 その他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)



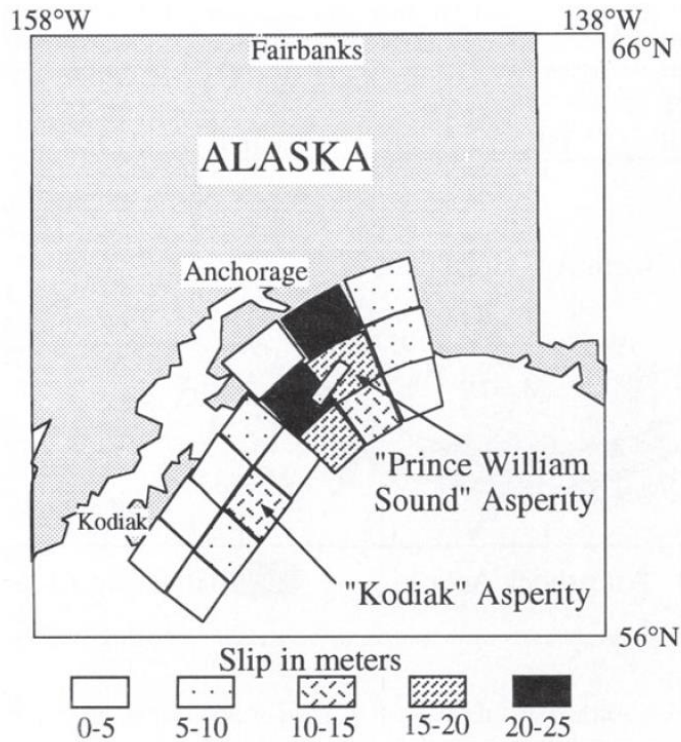
Event	1960 Valdivia-Chile		1995 Antofagasta-Chile		2001 Atico-Peru	
	Conventional	Adaptive	Conventional	Adaptive	Conventional	Adaptive
Slip Distribution	$x_1(0) = 15.48$	$x_2(2) = 2.19$	$x_{17}(0) = 3.48$	$x_{17}(4) = 2.51$	$x_{20}(0) = 0.81$	
	$x_2(0) = 13.95$	$x_3(3) = 15.79$	$x_{18}(0) = 0.37$	$x_{18}(5) = 2.85$	$x_{20}(3) = 4.84$	$x_{20}(3) = 2.65$
	$x_3(0) = 8.81$	$x_4(3) = 13.97$	$x_{17}(0) = 0.07$		$x_{20}(0) = 1.04$	$x_{20}(4) = 5.67$
	$x_4(0) = 24.71$	$x_5(4) = 11.28$				
	$x_5(0) = 29.65$	$x_6(4) = 26.36$				
	$x_7(4) = 26.15$					
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

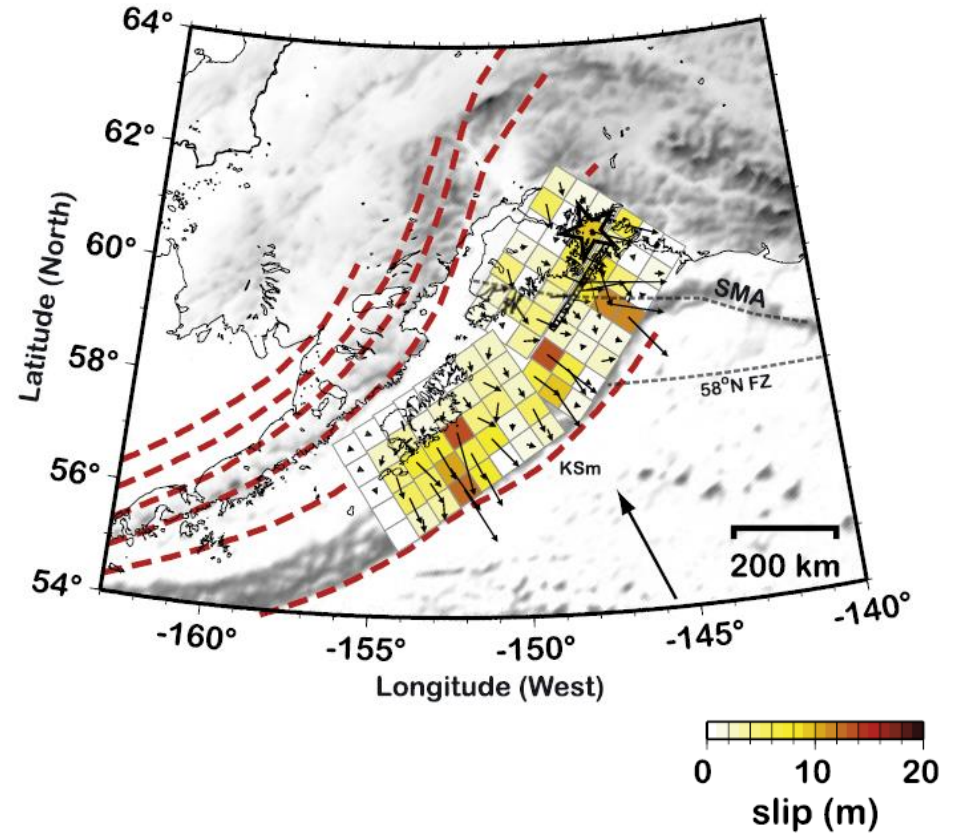


Fujii and Satake (2012)による波源モデル

1960年チリ地震の波源モデル



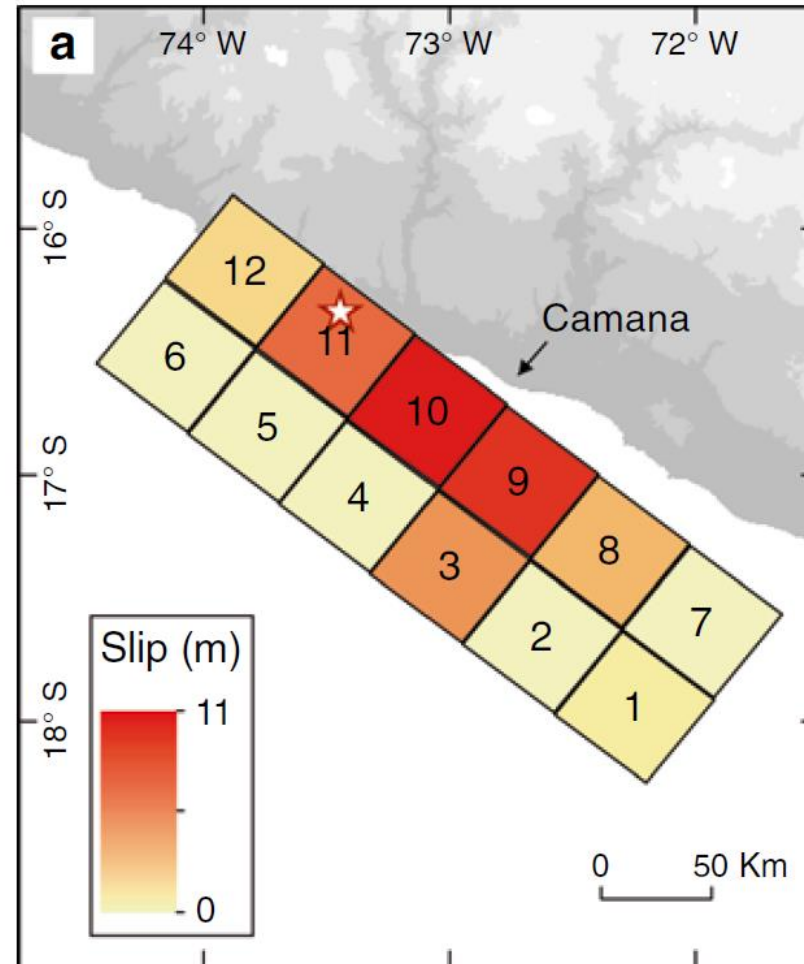
Johnson and Satake(1996)による波源モデル



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

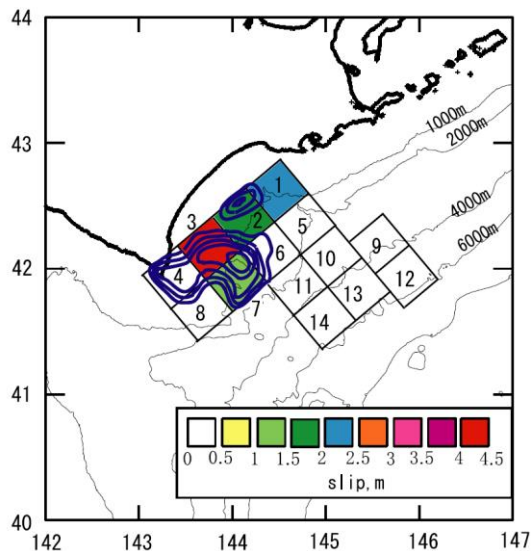
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2001年ペルー地震の波源モデル)



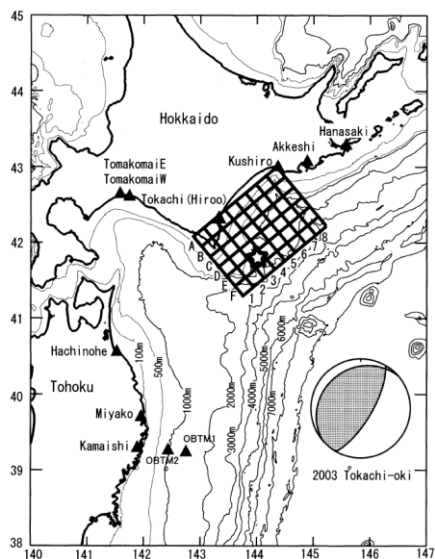
Adriano et al.(2016)による波源モデル

2001年ペルー地震の波源モデル

6-5 ライズタイムの設定 その他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)



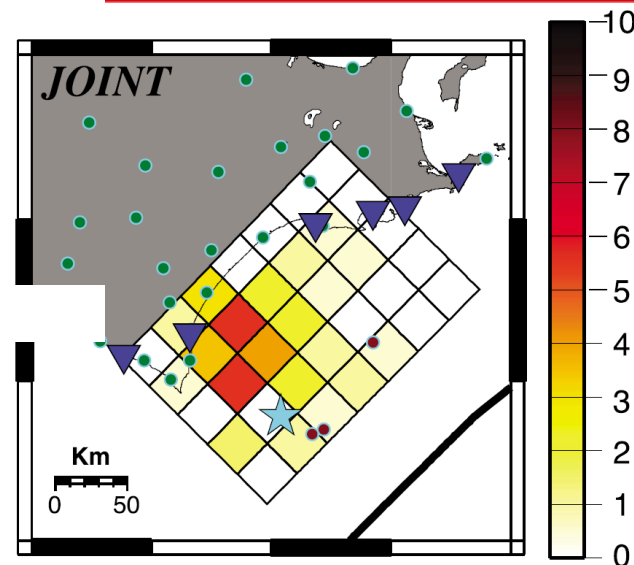
Tanioka et al.(2004)による波源モデル



谷岡ほか(2004)による波源モデル

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

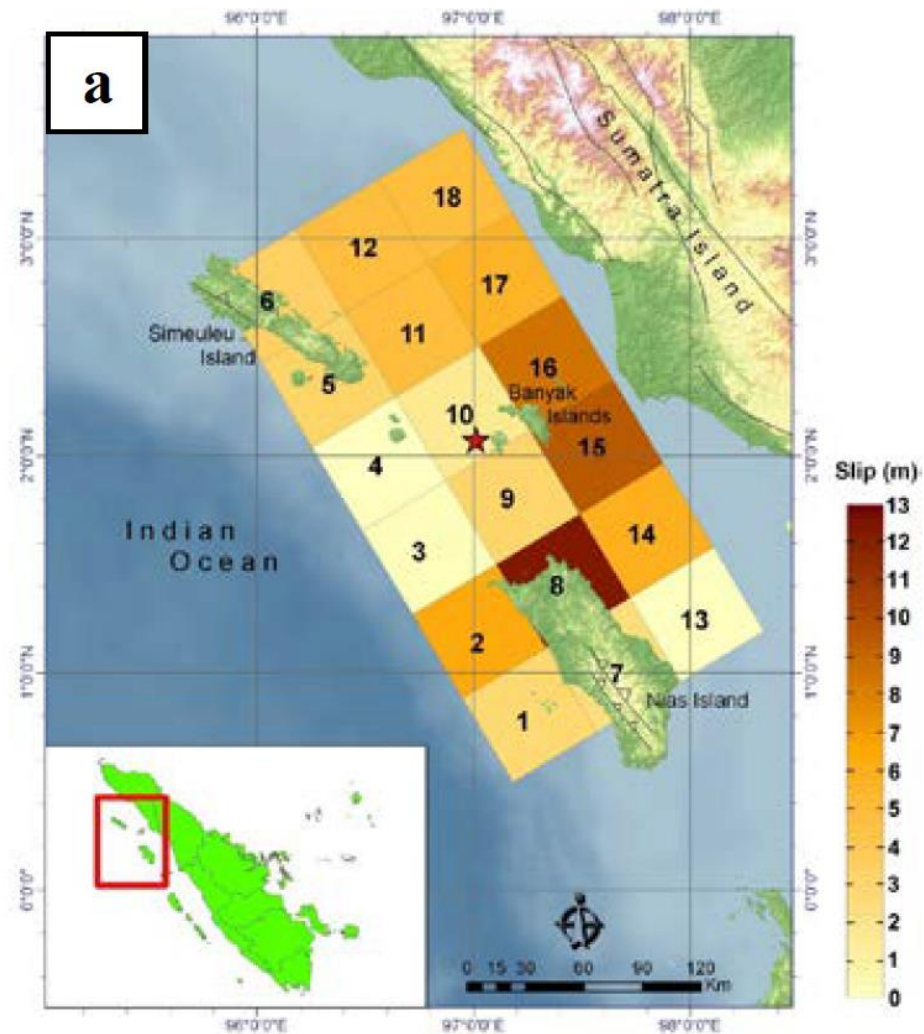
2003年十勝沖地震の波源モデル



Romano et al.(2010)による波源モデル

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

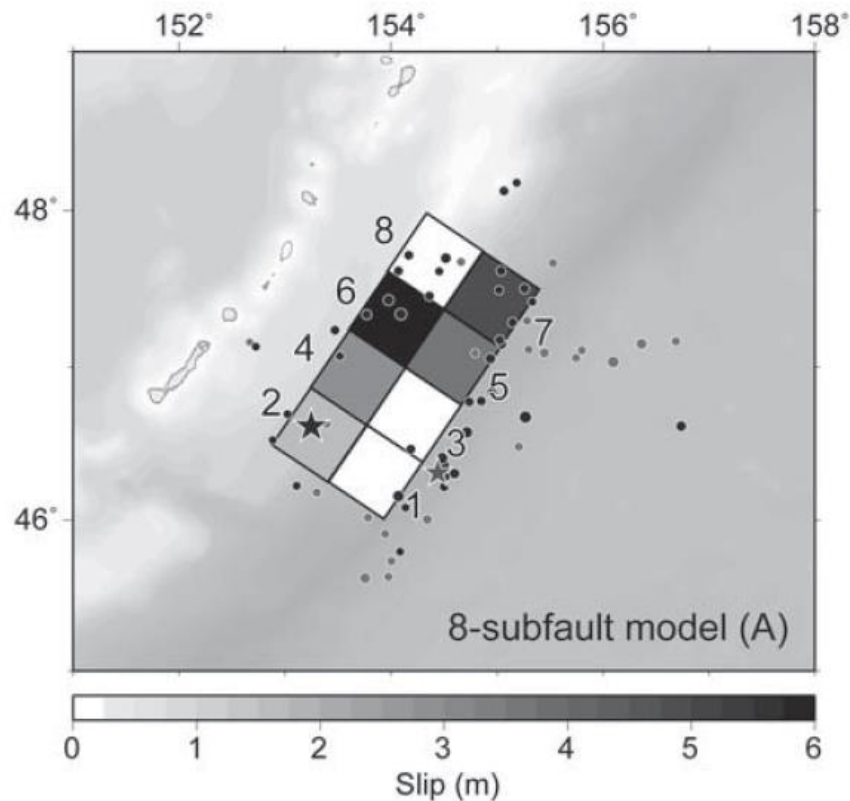
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2005年スマトラ島沖地震の波源モデル)



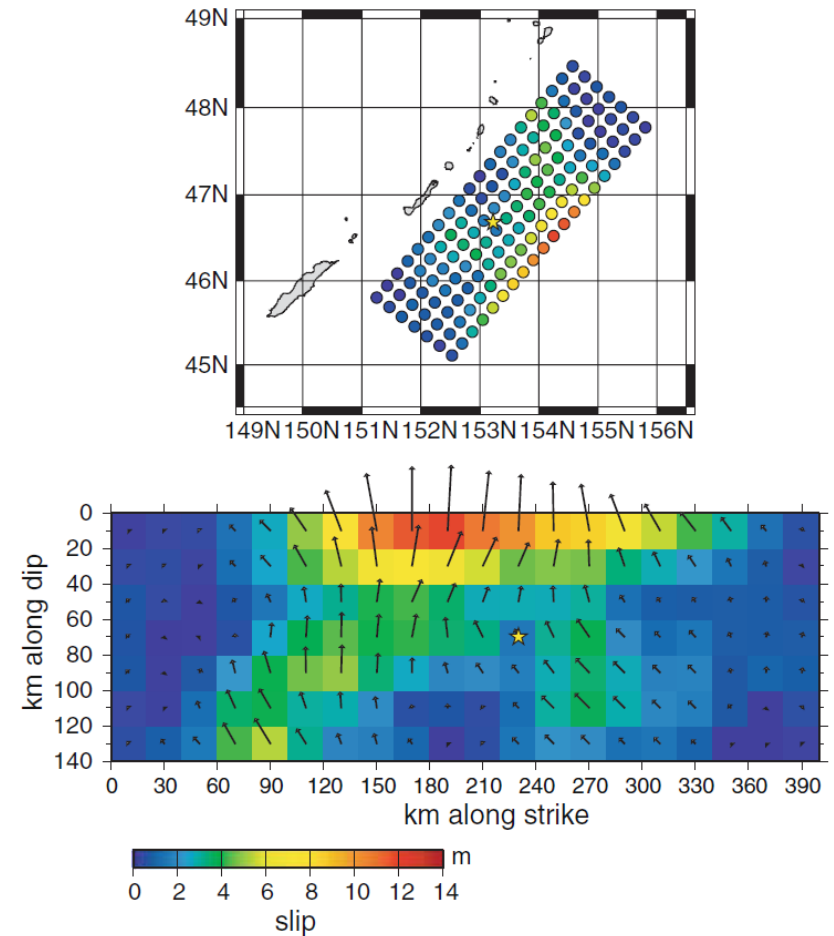
Yatimantoro(2013)による波源モデル

2005年スマトラ島沖地震の波源モデル

その他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)



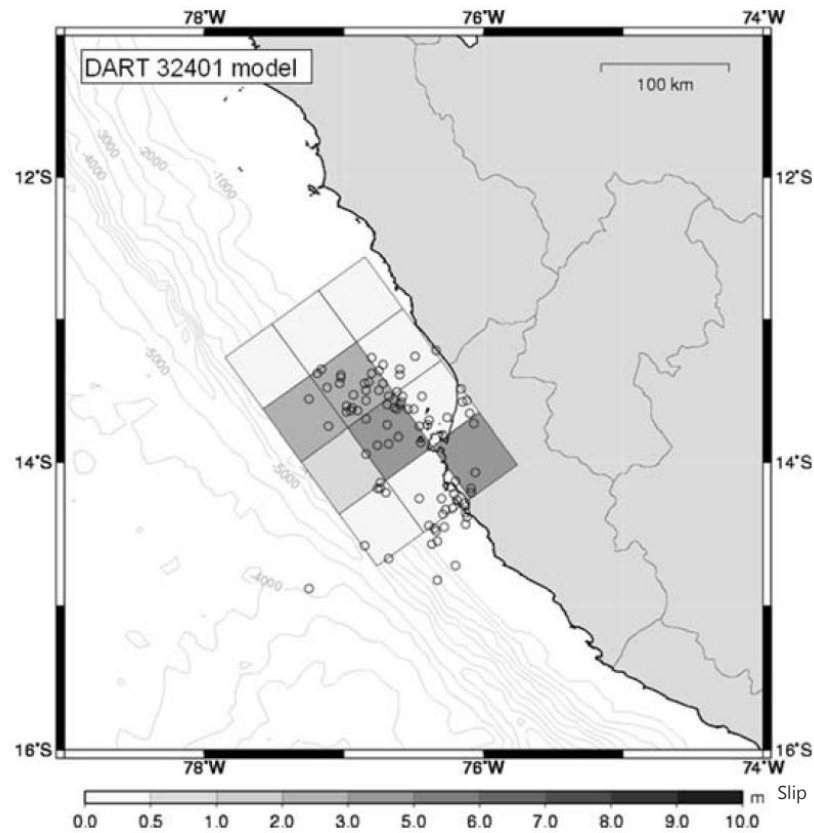
Fujii and Satake(2008a)による波源モデル



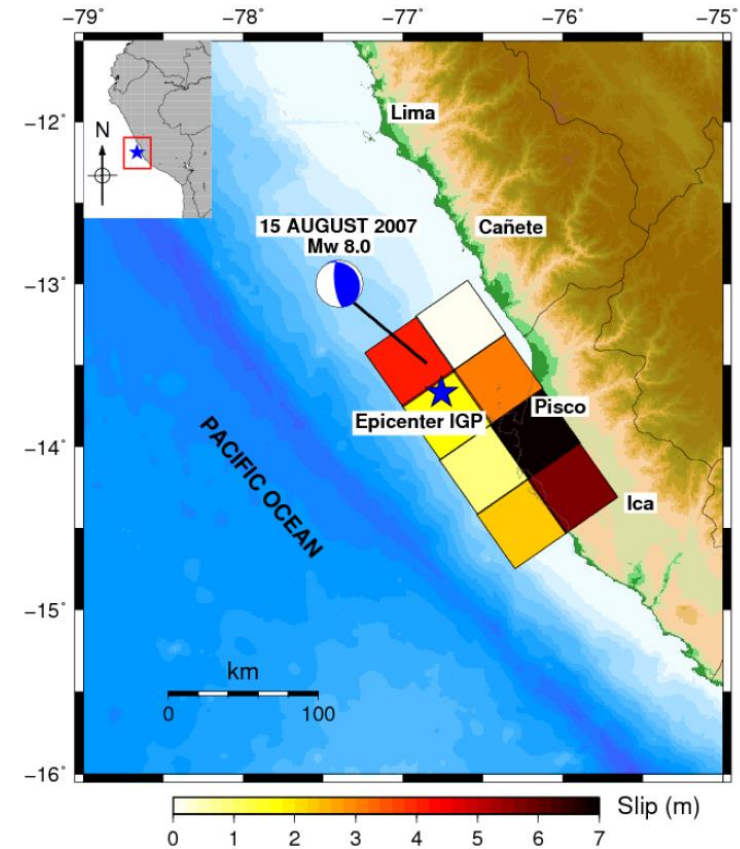
Baba et al.(2009)による波源モデル

2006年千島列島沖地震の波源モデル

その他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)



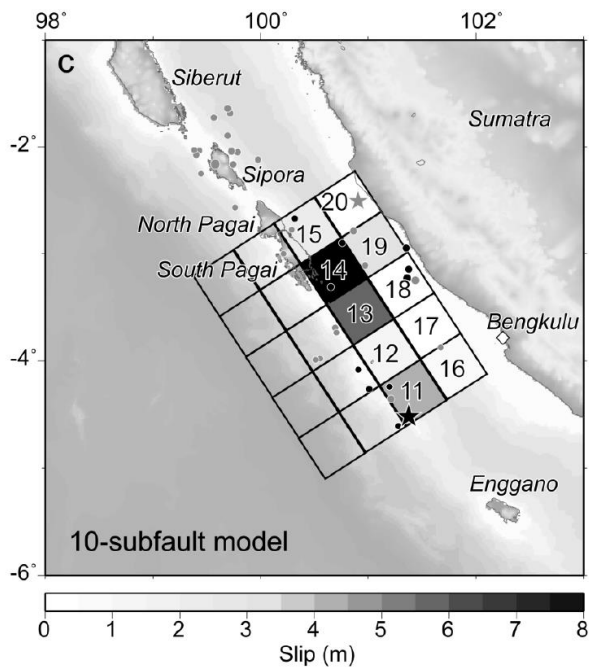
Herbert et al.(2009)による波源モデル



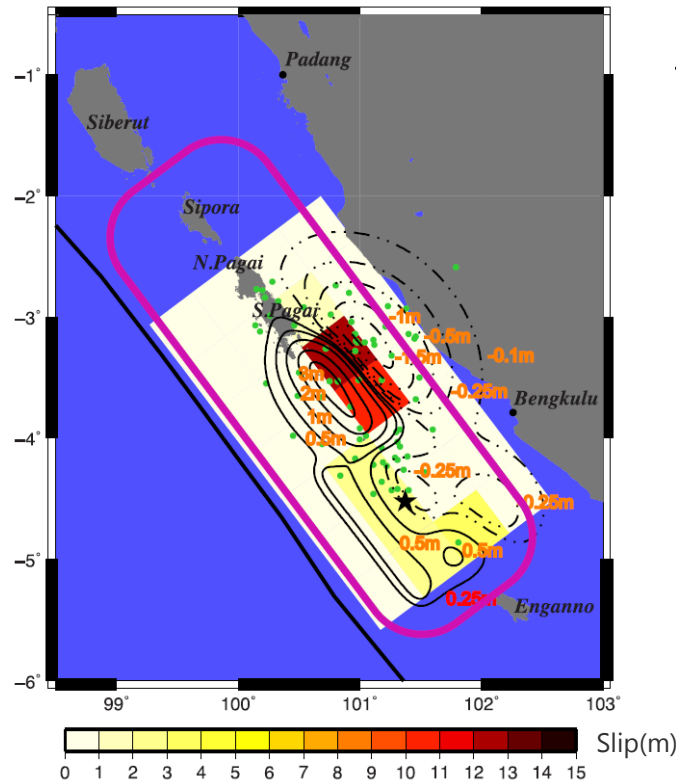
Jimenez et al.(2014)による波源モデル

2007年ペルー地震の波源モデル

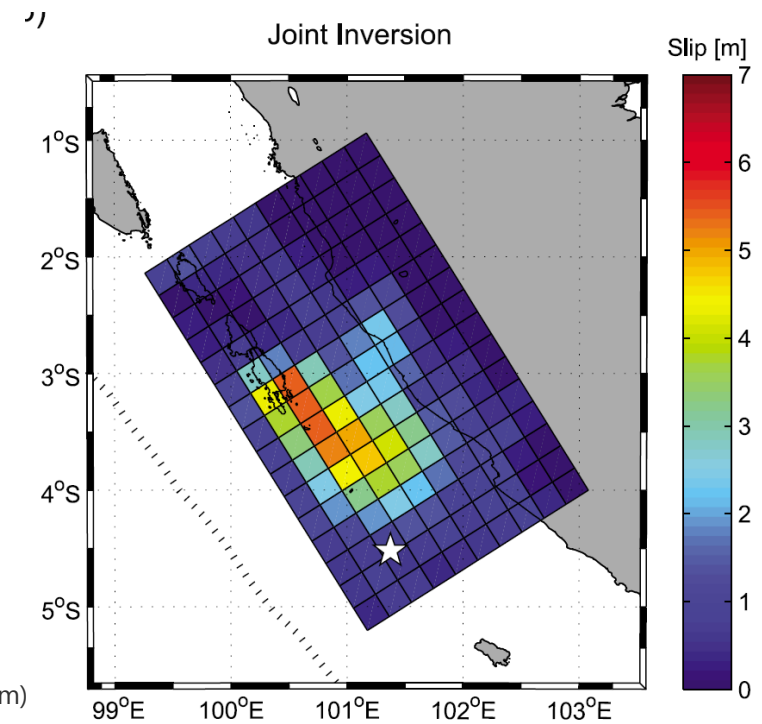
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2007年スマトラ島沖地震の波源モデル)



Fujii and Satake(2008b)による波源モデル



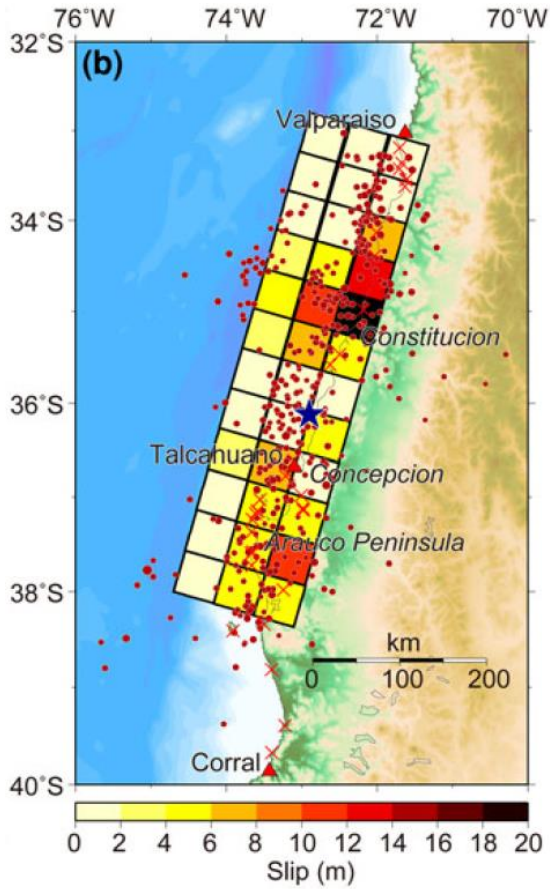
Lorito et al.(2008)による波源モデル



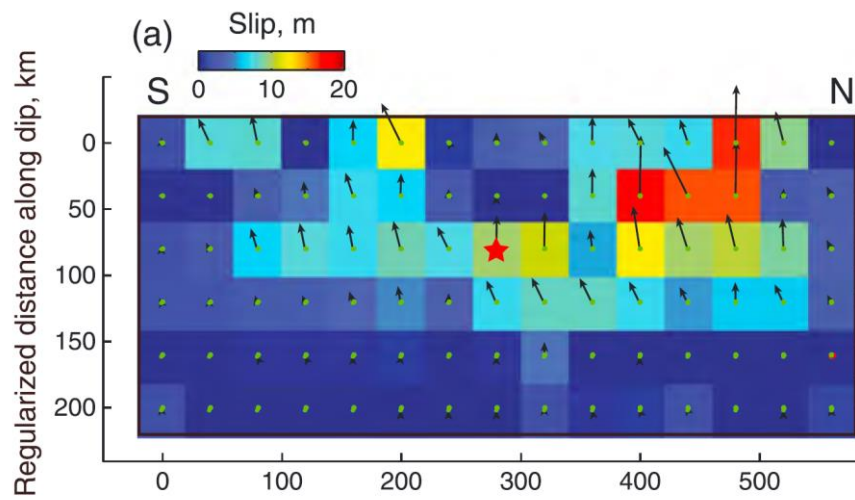
Gusman et al.(2010)による波源モデル

2007年スマトラ島沖地震の波源モデル

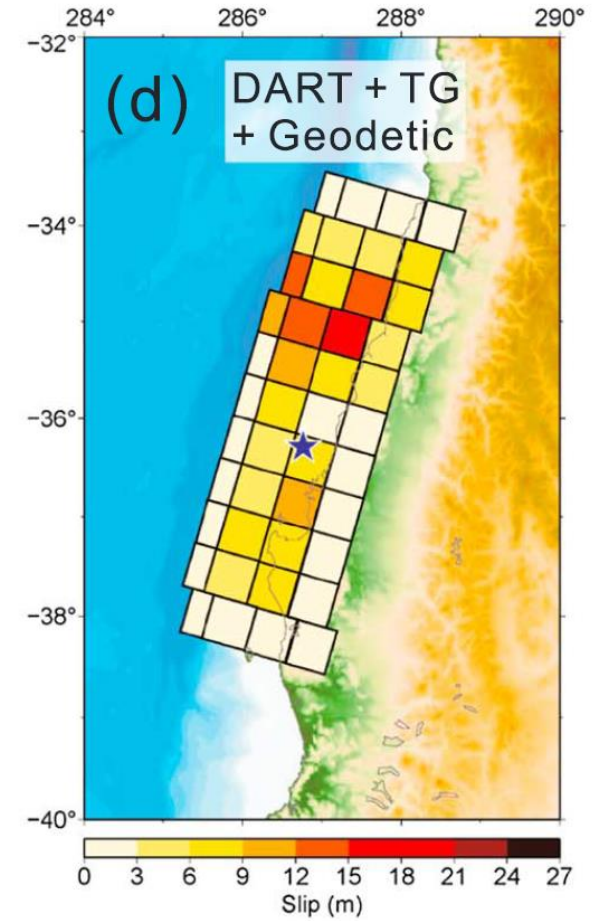
6-5 ライズタイムの設定 その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2010年チリ地震の波源モデル)



Fujii and Satake(2012)による波源モデル



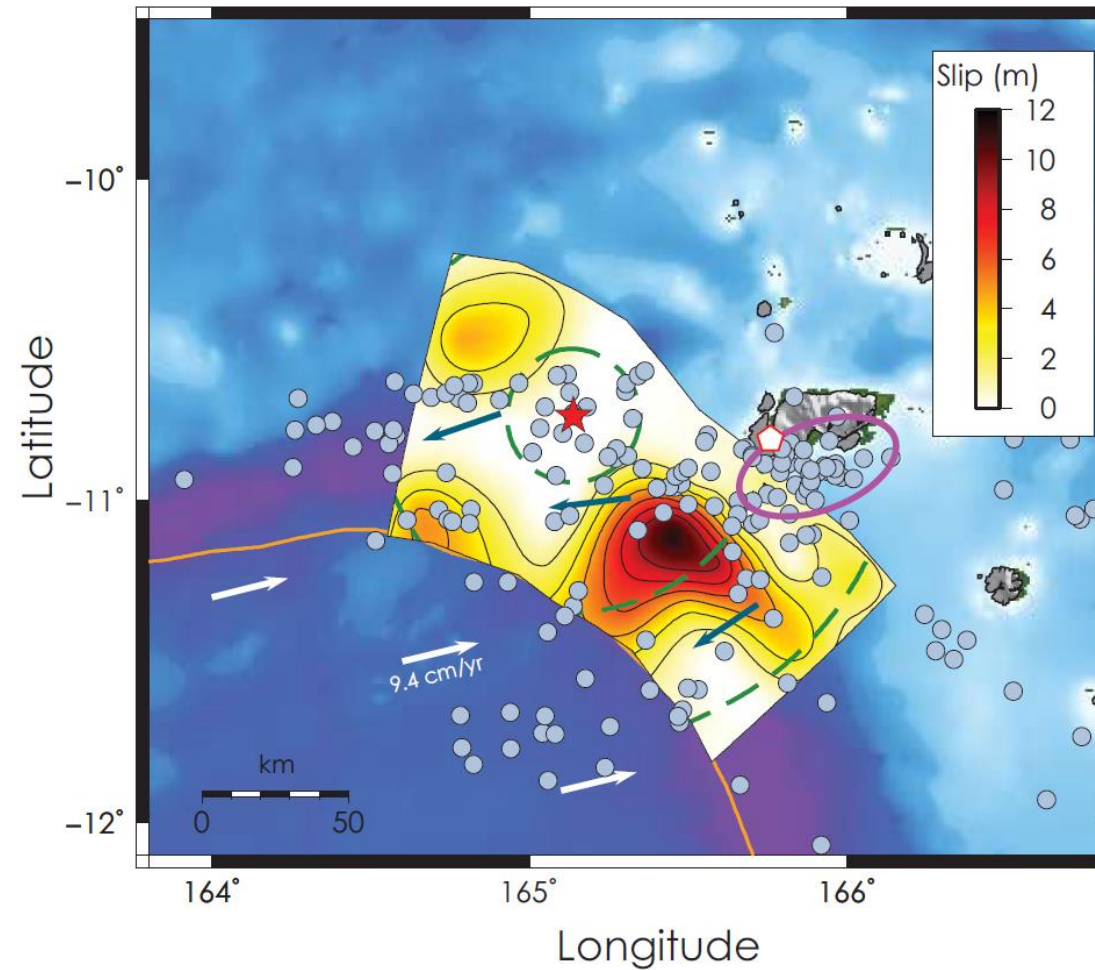
Yue et al.(2014)による波源モデル



Yoshimoto et al.(2016)による波源モデル

2010年チリ地震の波源モデル

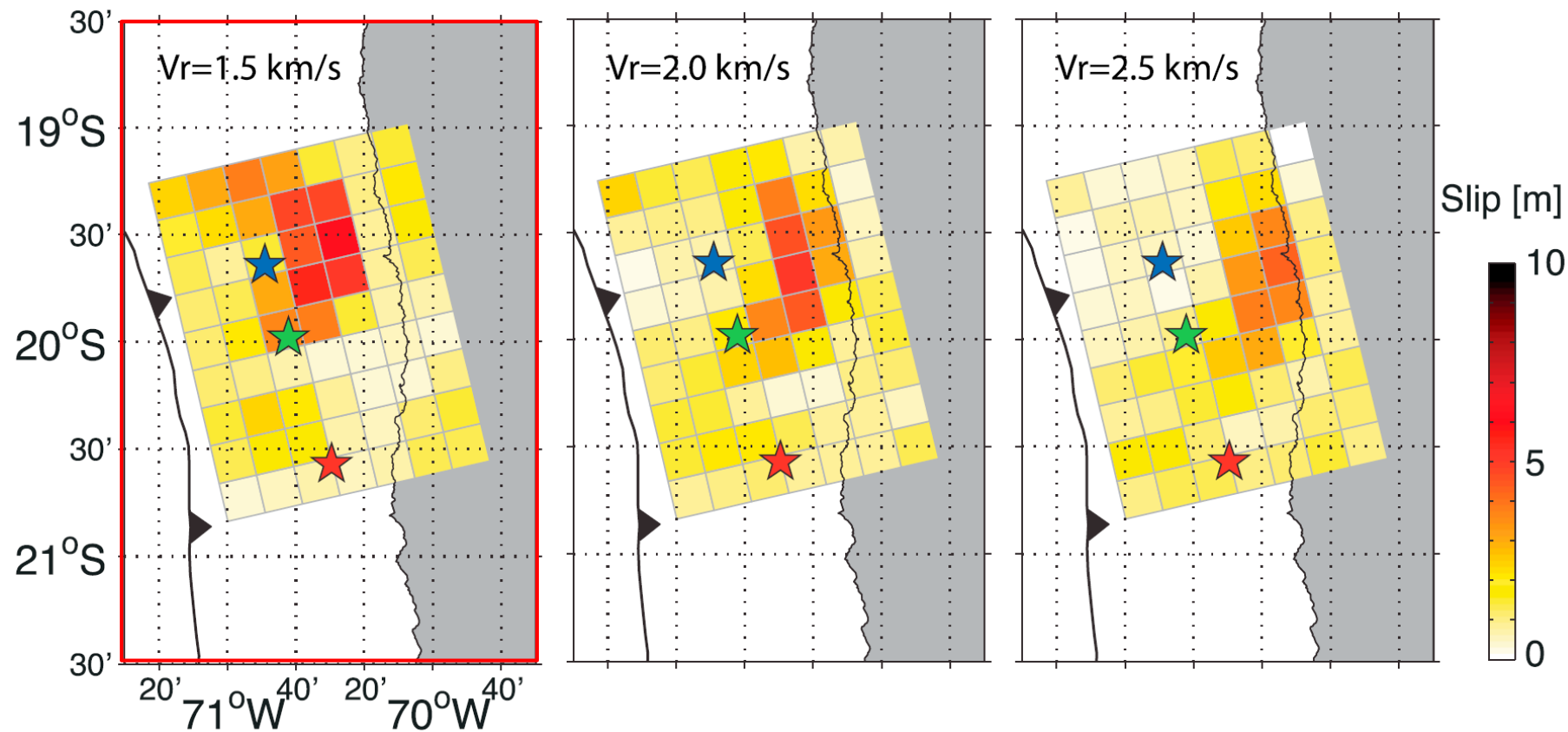
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2013年ソロモン諸島沖地震の波源モデル)



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

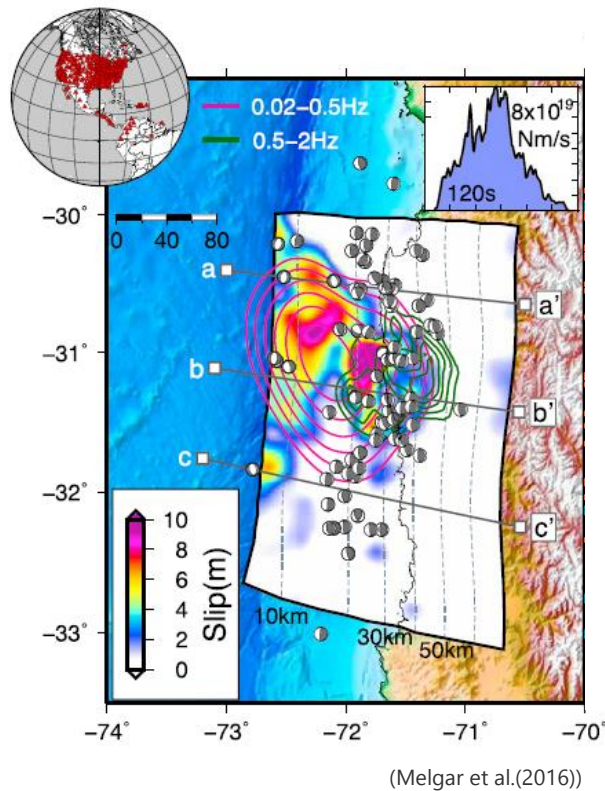
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2014年チリ地震の波源モデル)



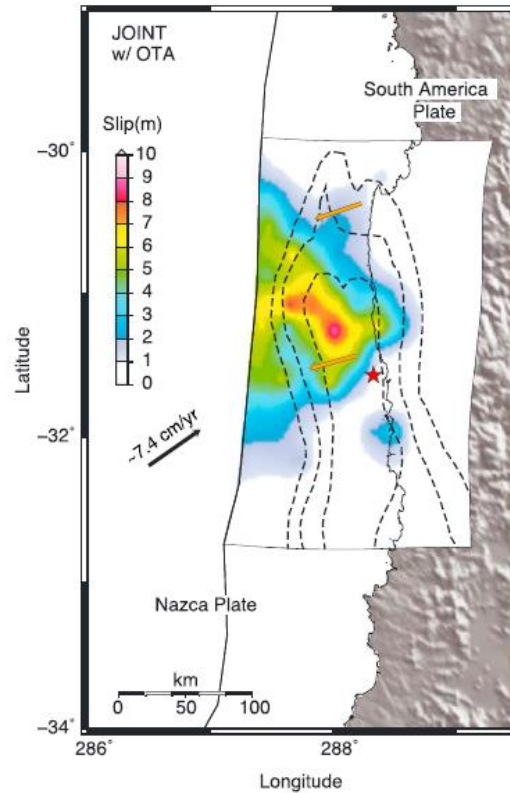
Gusman et al.(2015)による波源モデル

2014年チリ地震の波源モデル

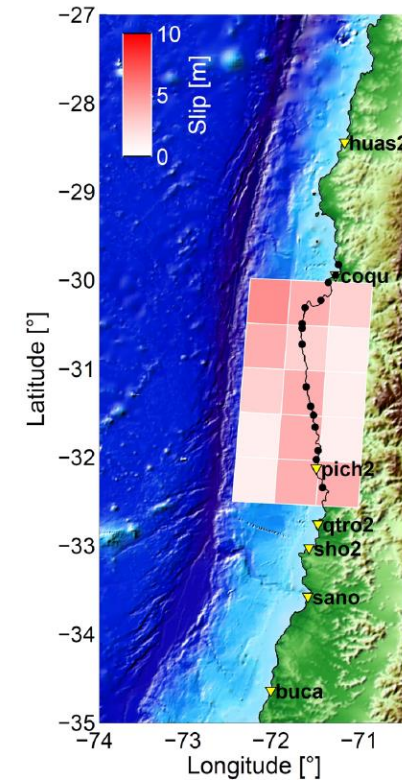
6-5 ライズタイムの設定 その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2015年チリ地震の波源モデル)



Melgar et al.(2016)による波源モデル



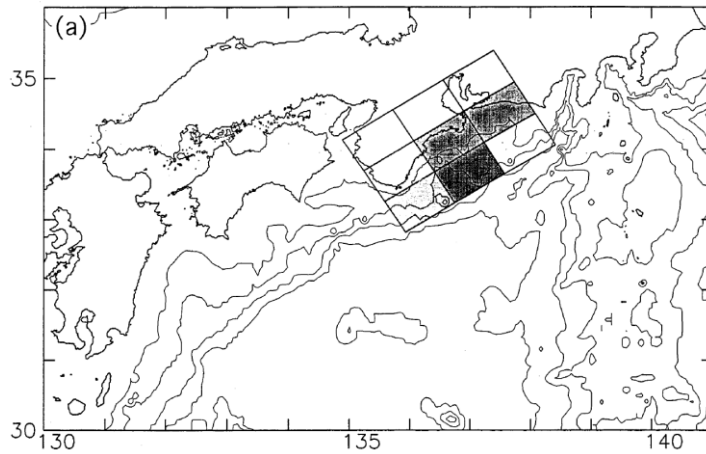
Romano et al.(2016)による波源モデル



Fuentes et al.(2016)による波源モデル

2015年チリ地震の波源モデル

その他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)



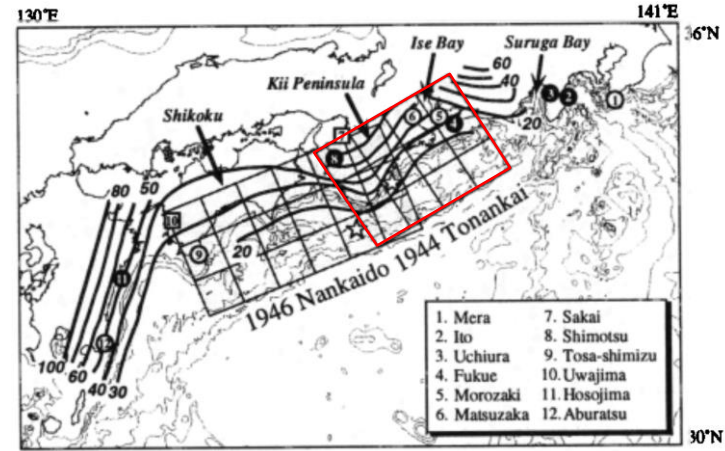
Satake(1993)による波源モデル

各小断層のすべり量

-0.74 ±0.15	0.29 ±0.12	0.62 ±0.14
0.66 ±0.15	1.54 ±0.18	1.49 ±0.15
1.15 ±0.20	1.63 ±0.22	0.19 ±0.14

凡例

a	a: すべり量(m)
± b	b: 誤差(m)



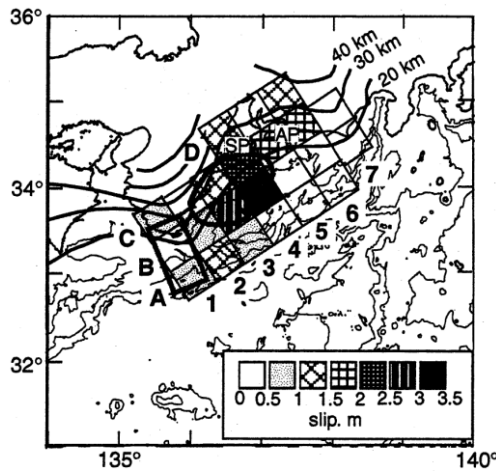
Kato and Ando(1997)による波源モデル

各小断層のすべり量

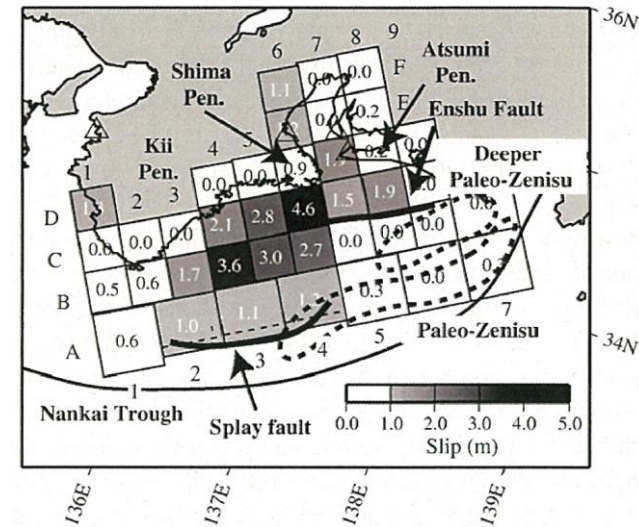
-2.13 ±0.25	0.17 ±0.25	0.59 ±0.13	0.76 ±0.12
0.78 ±0.13	0.60 ±0.21	2.29 ±0.19	1.15 ±0.15
0.59 ±0.16	2.72 ±0.28	1.23 ±0.30	4.48 ±0.39

凡例

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



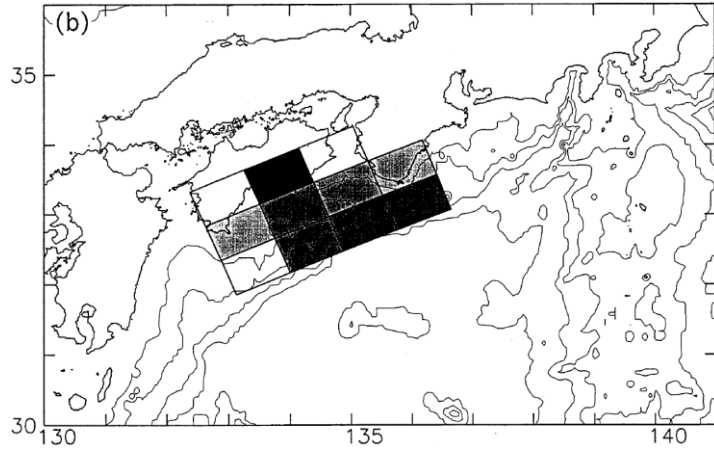
Tanioka and Satake(2001a)による波源モデル



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 その他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)

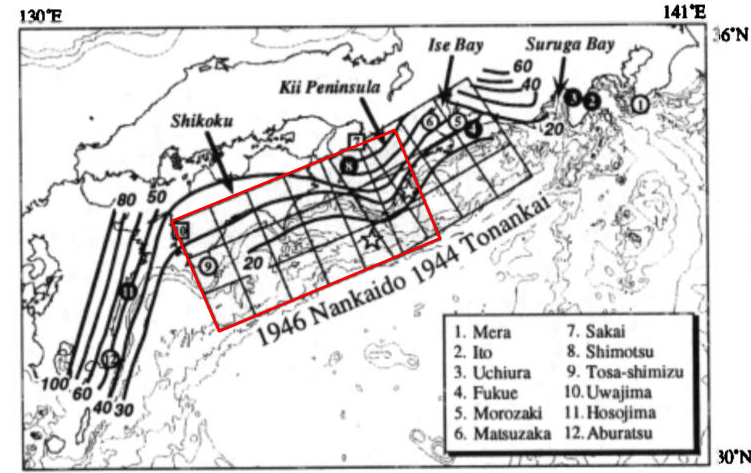


Satake(1993)による波源モデル

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: すべり量(m)
± b: 誤差(m)

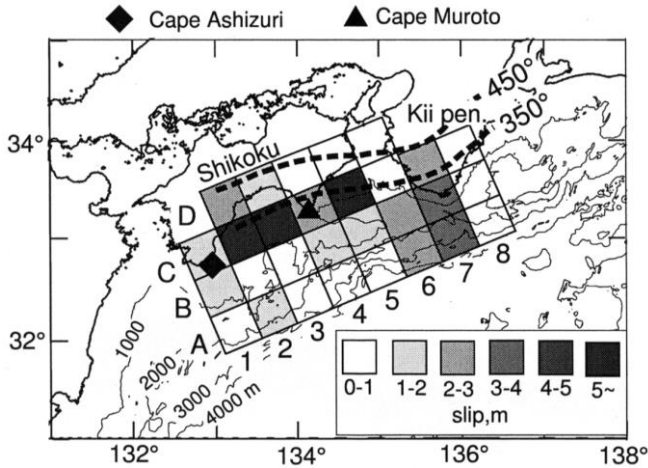


Kato and Ando(1997)による波源モデル

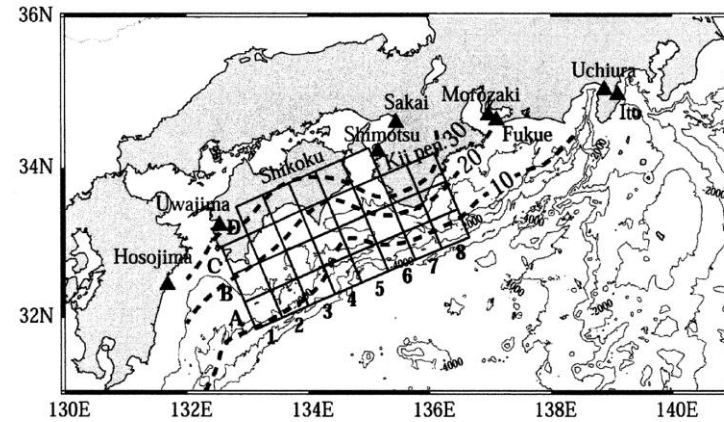
各小断層のすべり量

-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: すべり量(m)
± b: 誤差(m)
c: ライズタイム(min)



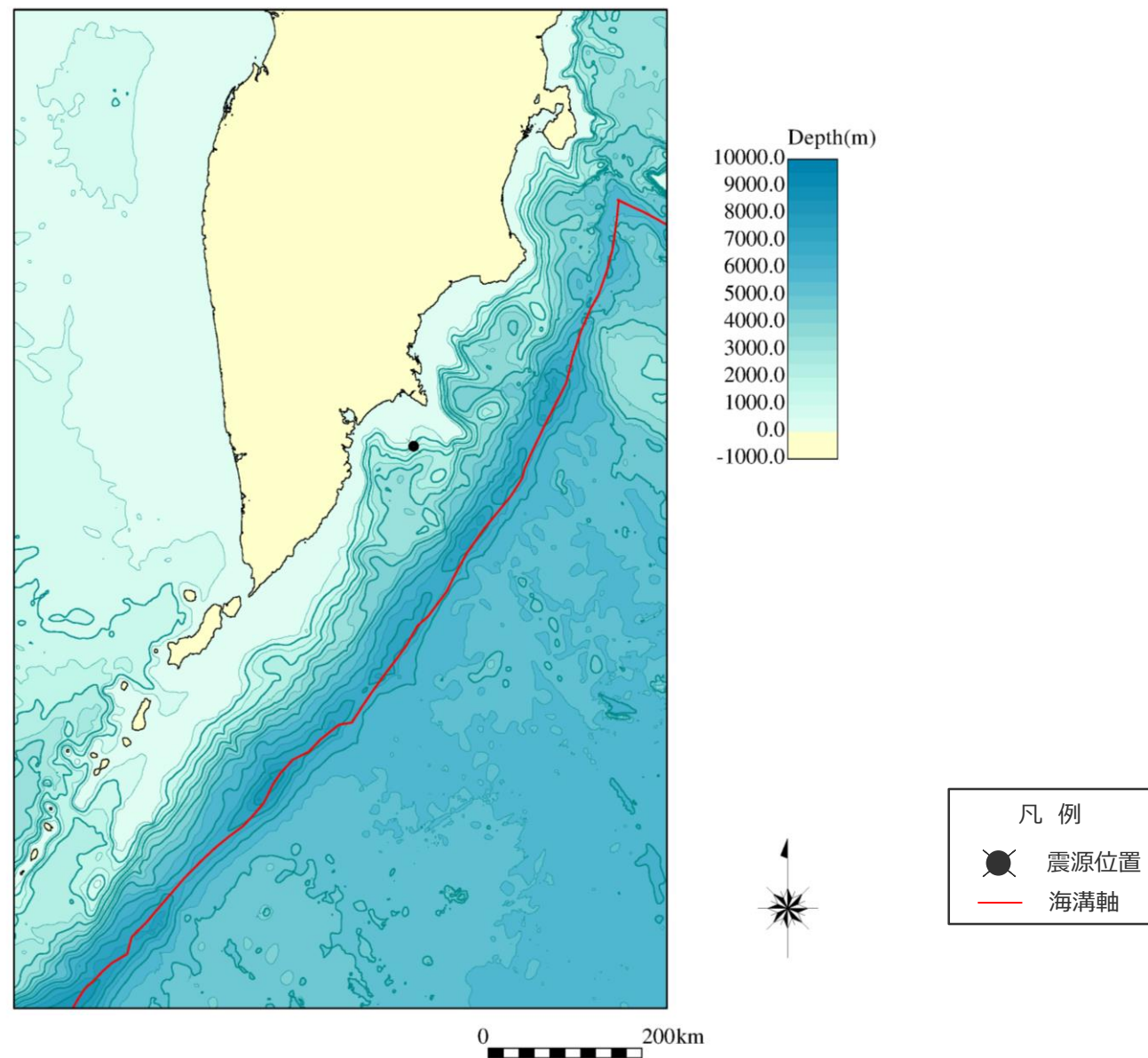
Tanioka and Satake(2001b)による波源モデル



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

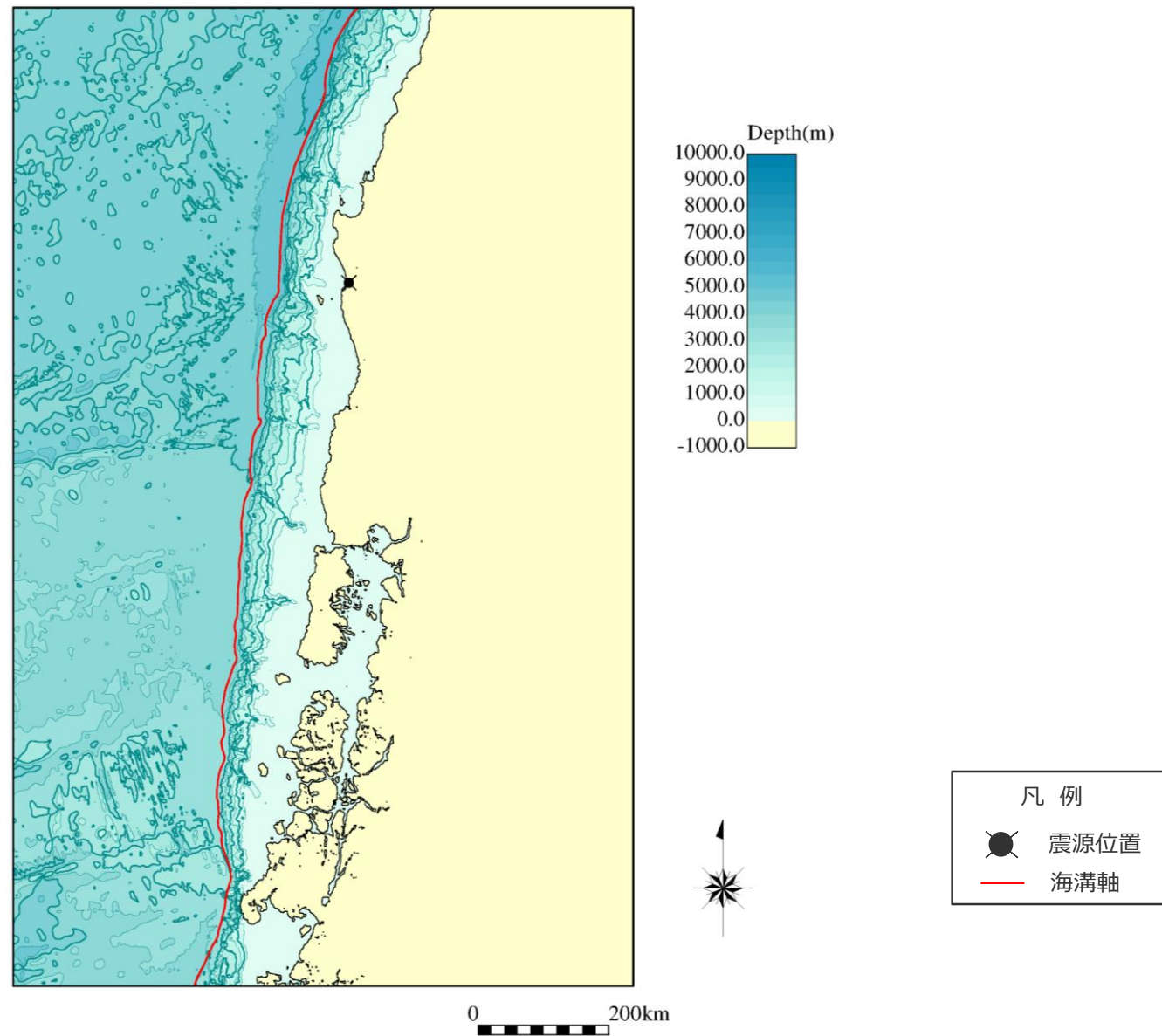
1946年南海地震の波源モデル



1952年カムチャッカ地震の震源付近の水深図

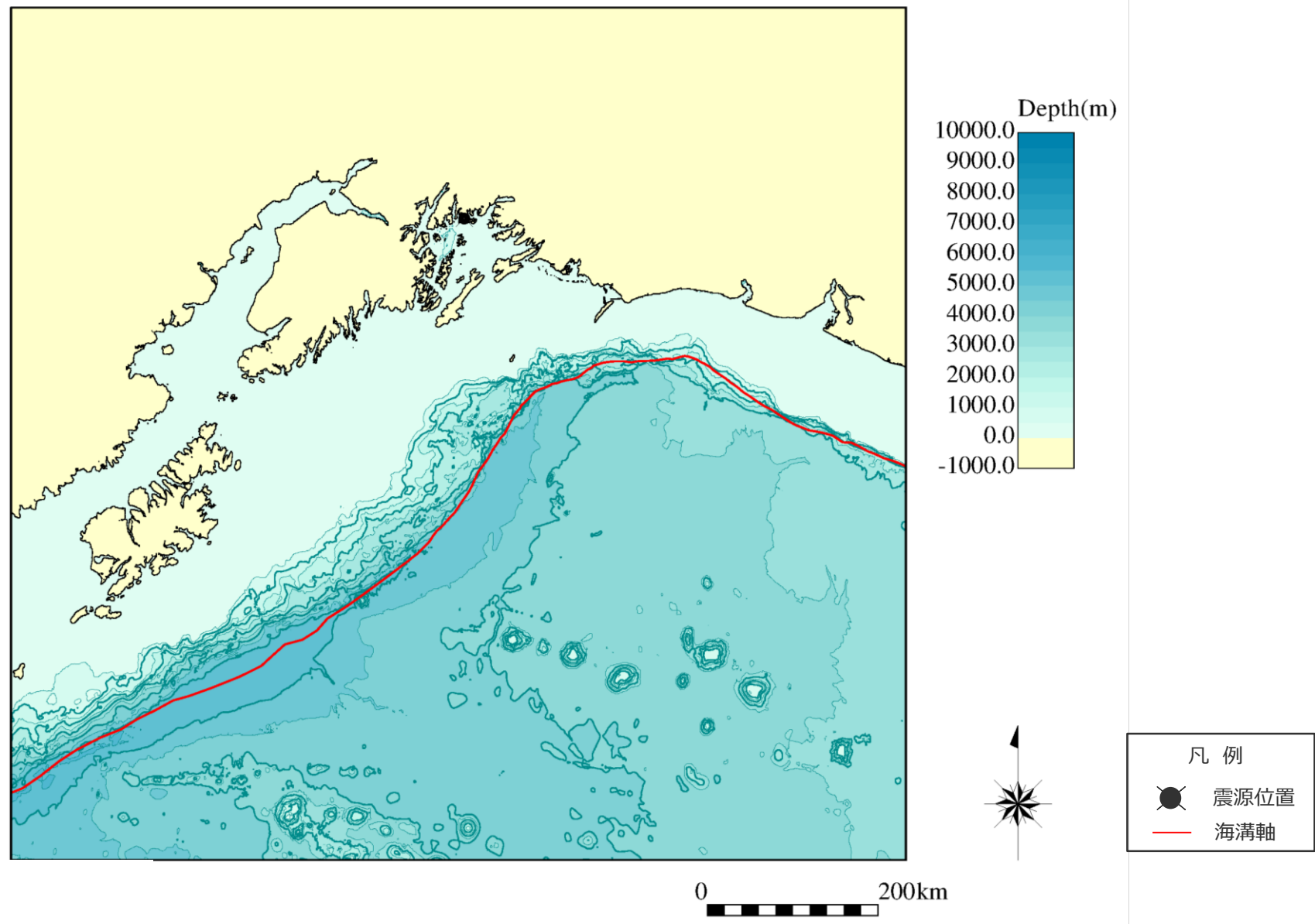
GEBCO(2010年)を用いて作成

その他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

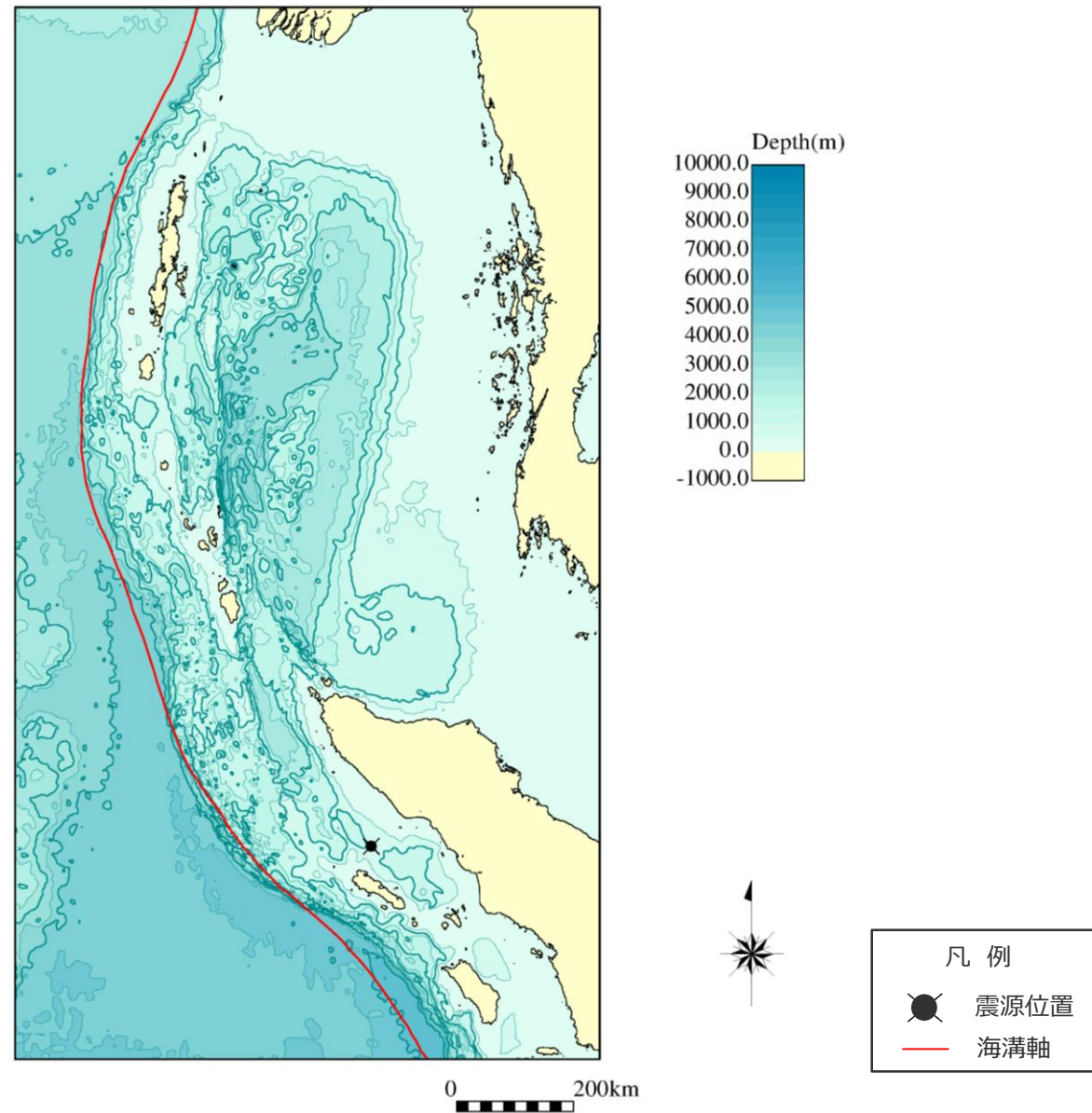
GEBCO(2010年)を用いて作成



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

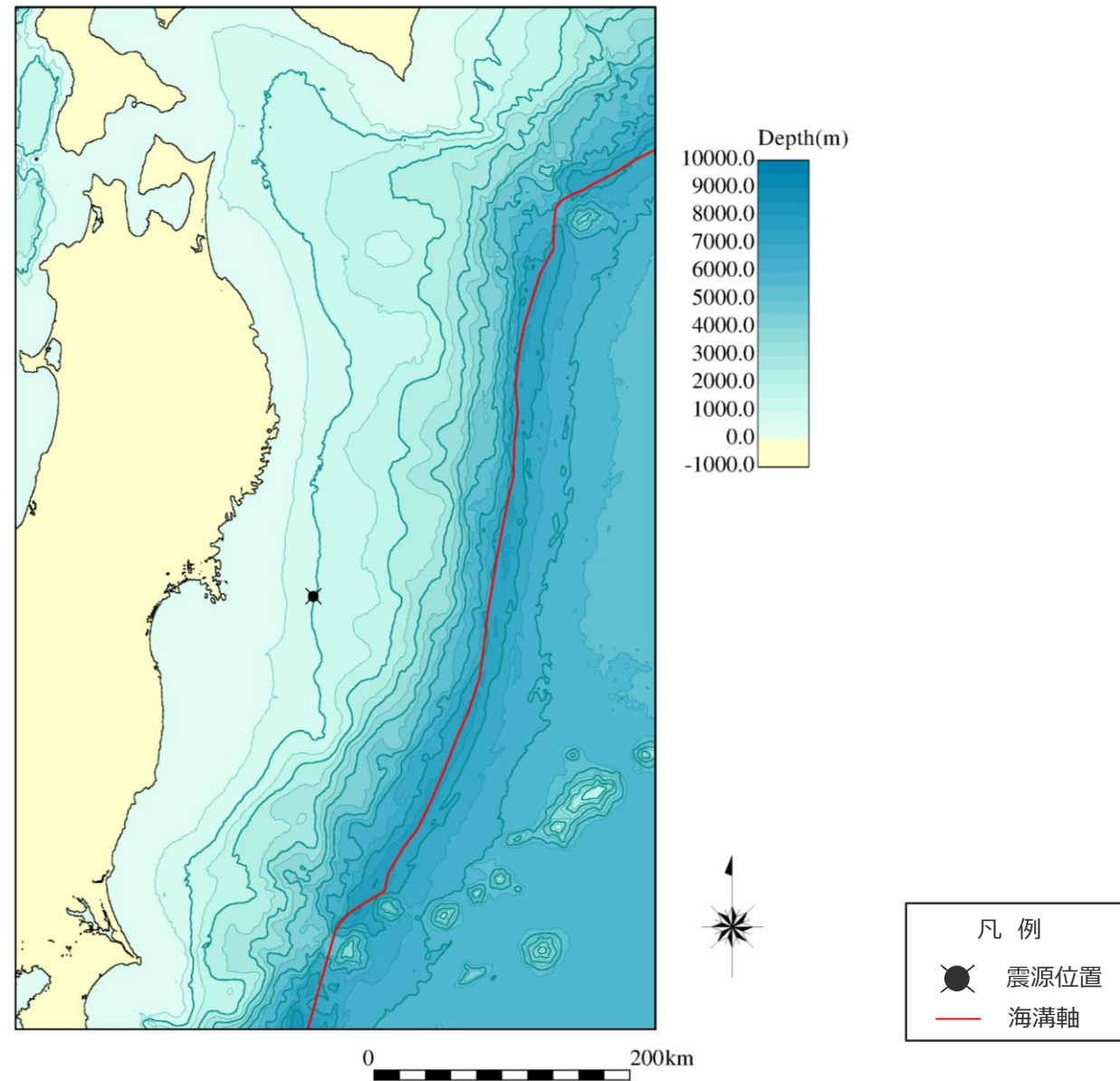
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2004年スマトラ島沖地震の震源付近の水深図)



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

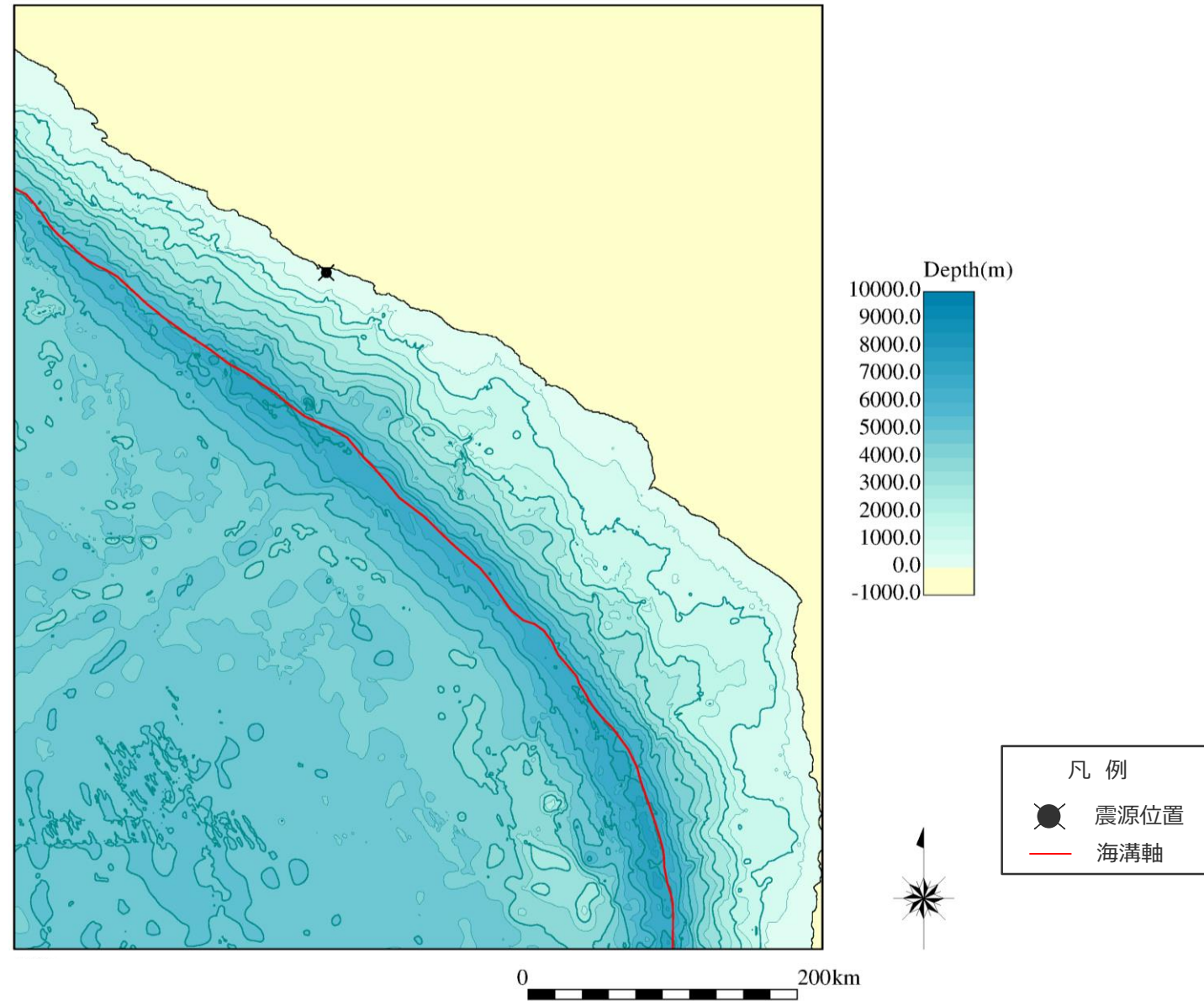
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2011年東北沖地震の震源付近の水深図)



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

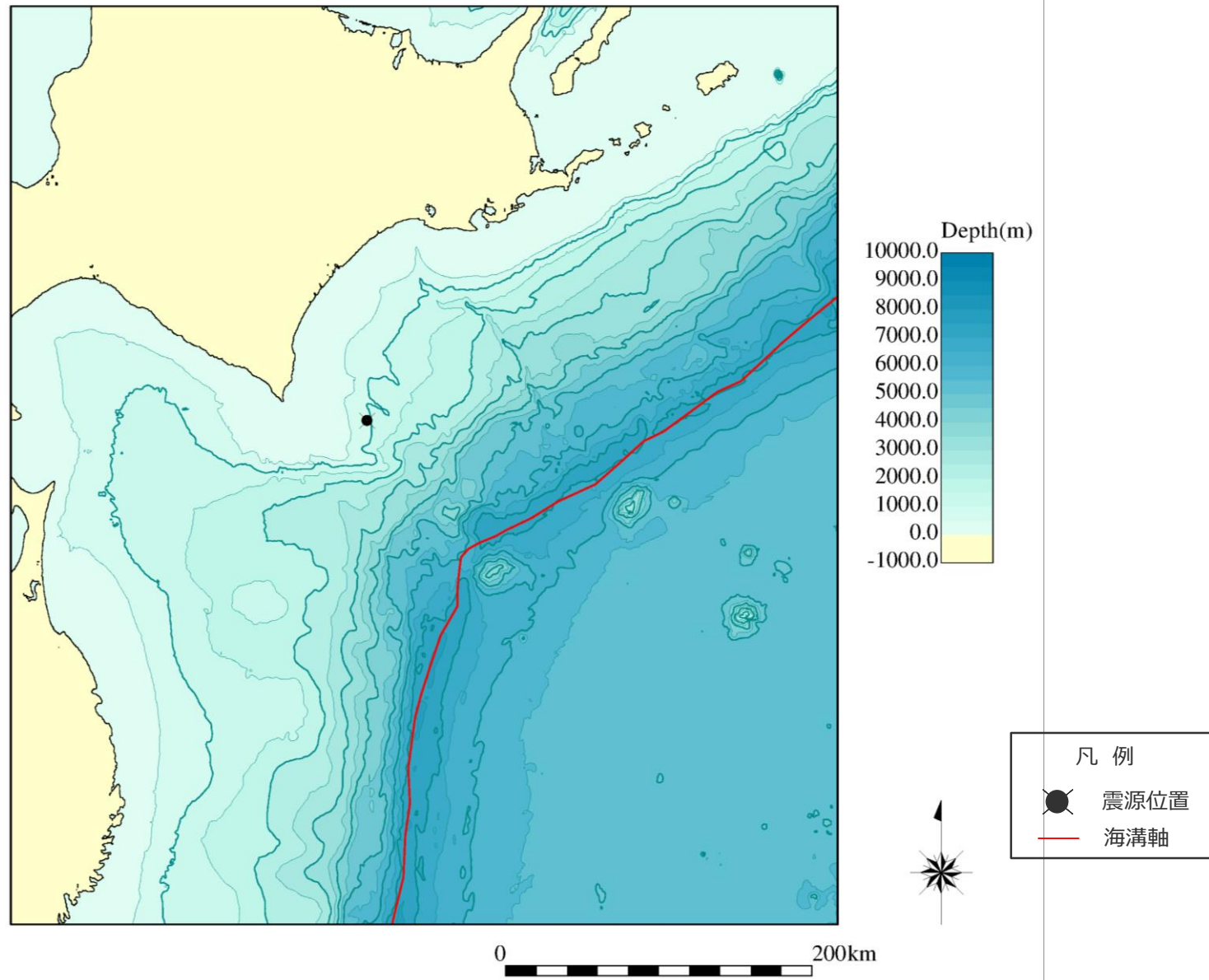
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2001年ペルー地震の震源付近の水深図)



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

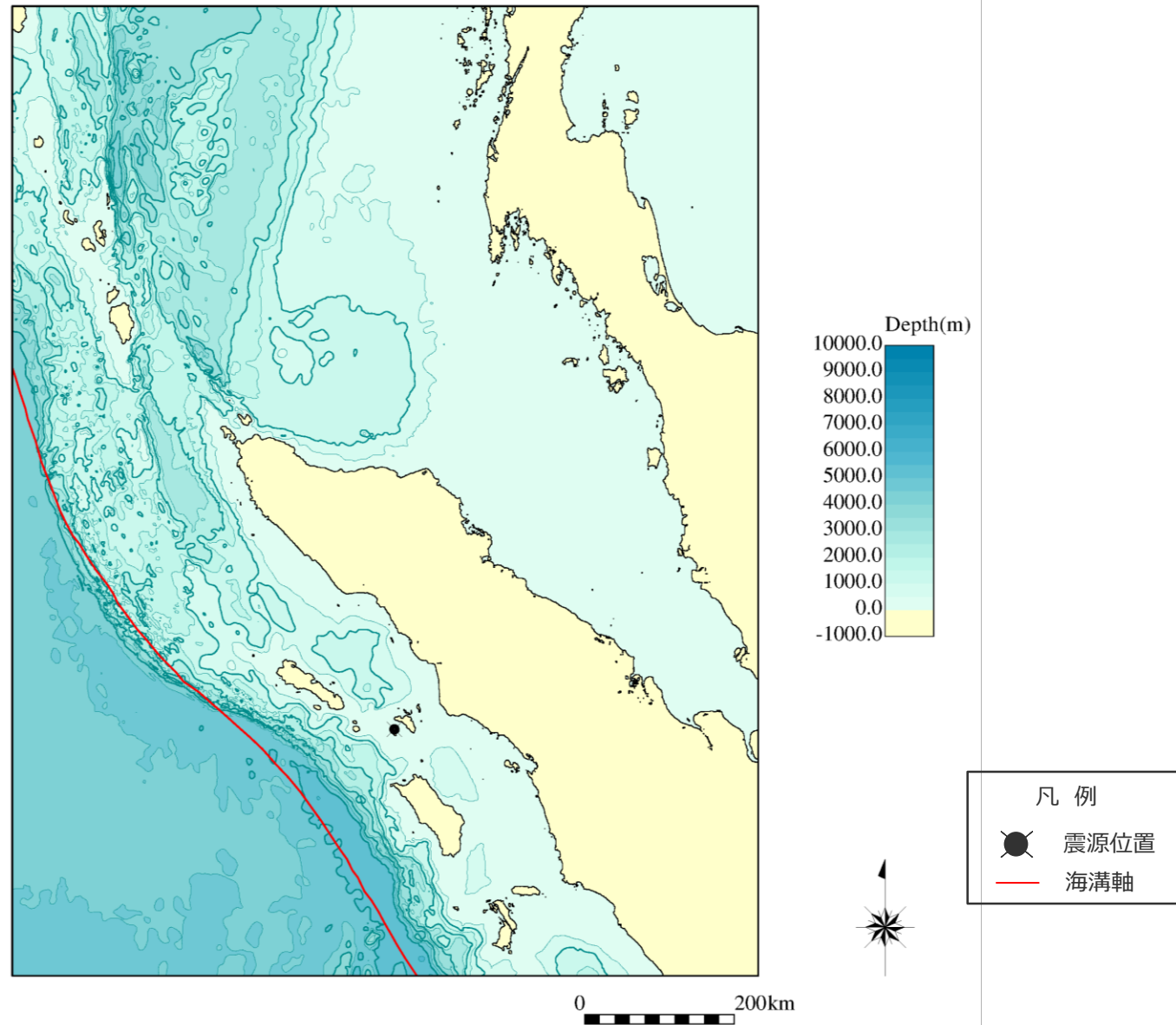
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2003年十勝沖地震の震源付近の水深図)



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

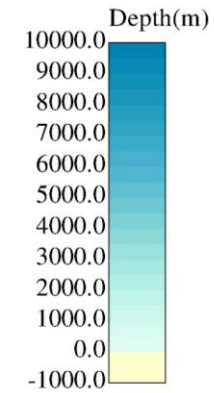
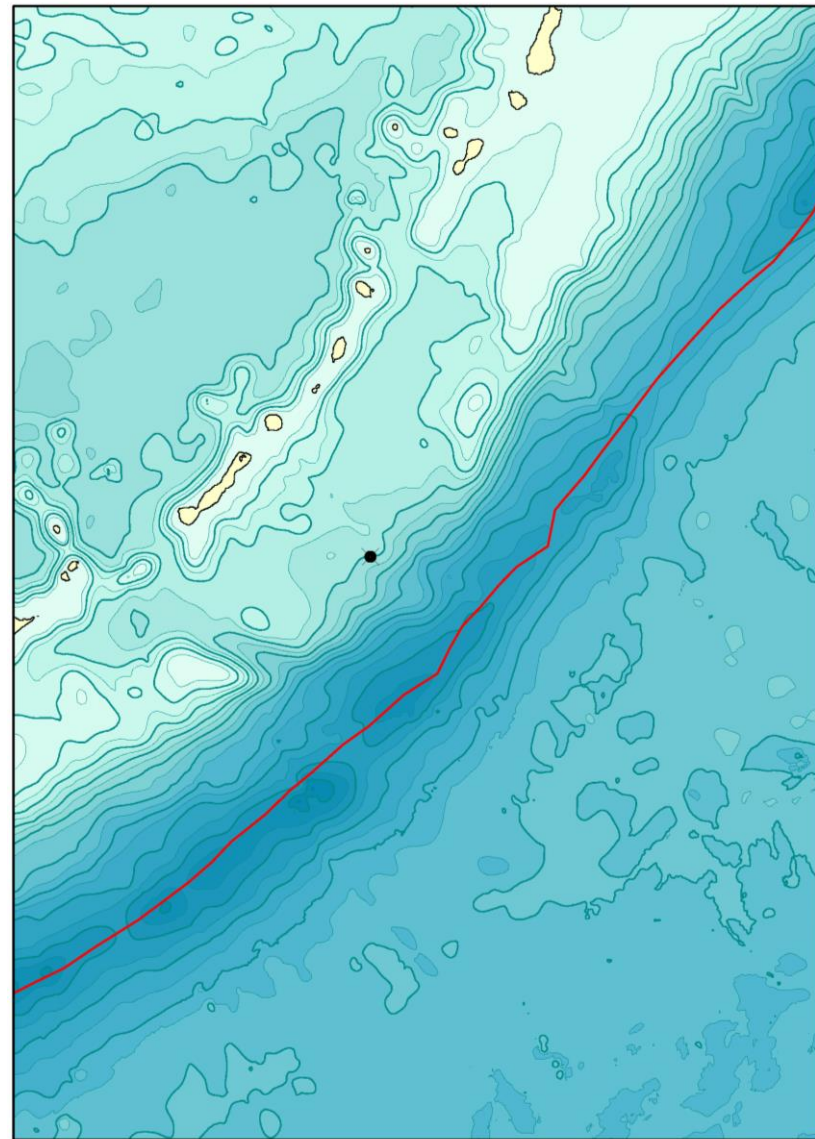
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2005年スマトラ島沖地震の震源付近の水深図)



2005年スマトラ島沖地震の震源付近の水深図

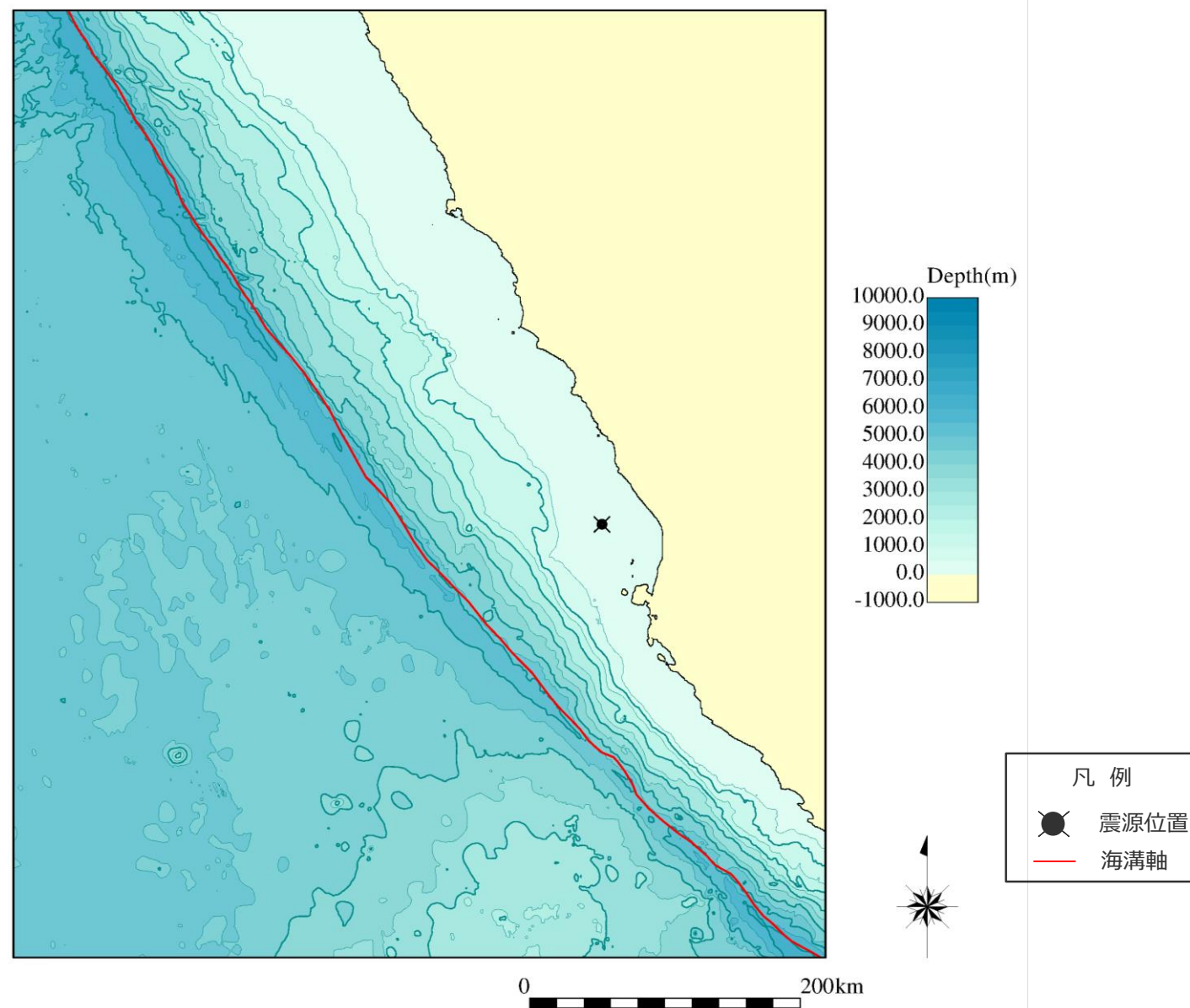
GEBCO(2010年)を用いて作成

その他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)



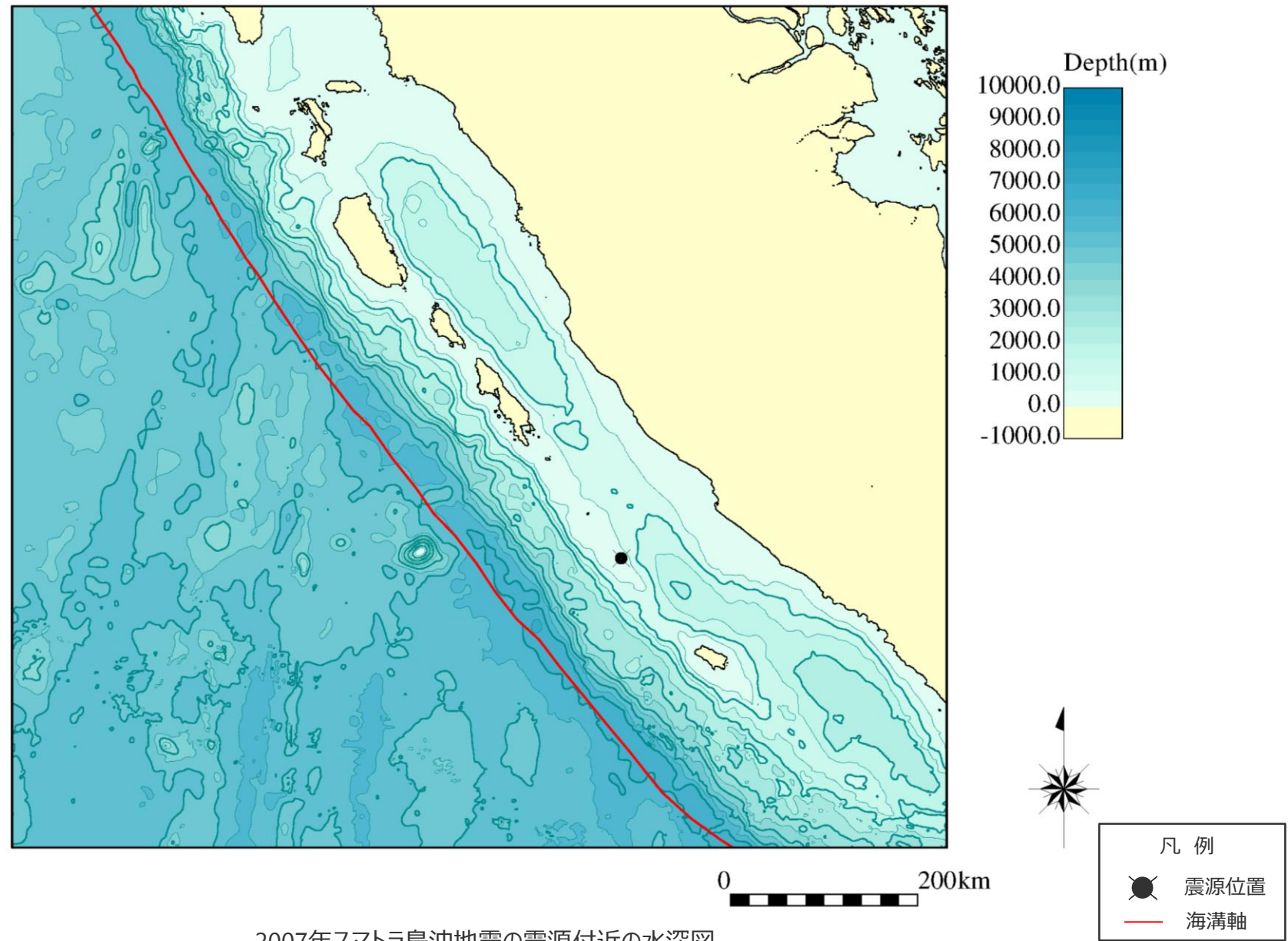
2006年千島列島沖地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成



2007年ペルー地震の震源付近の水深図

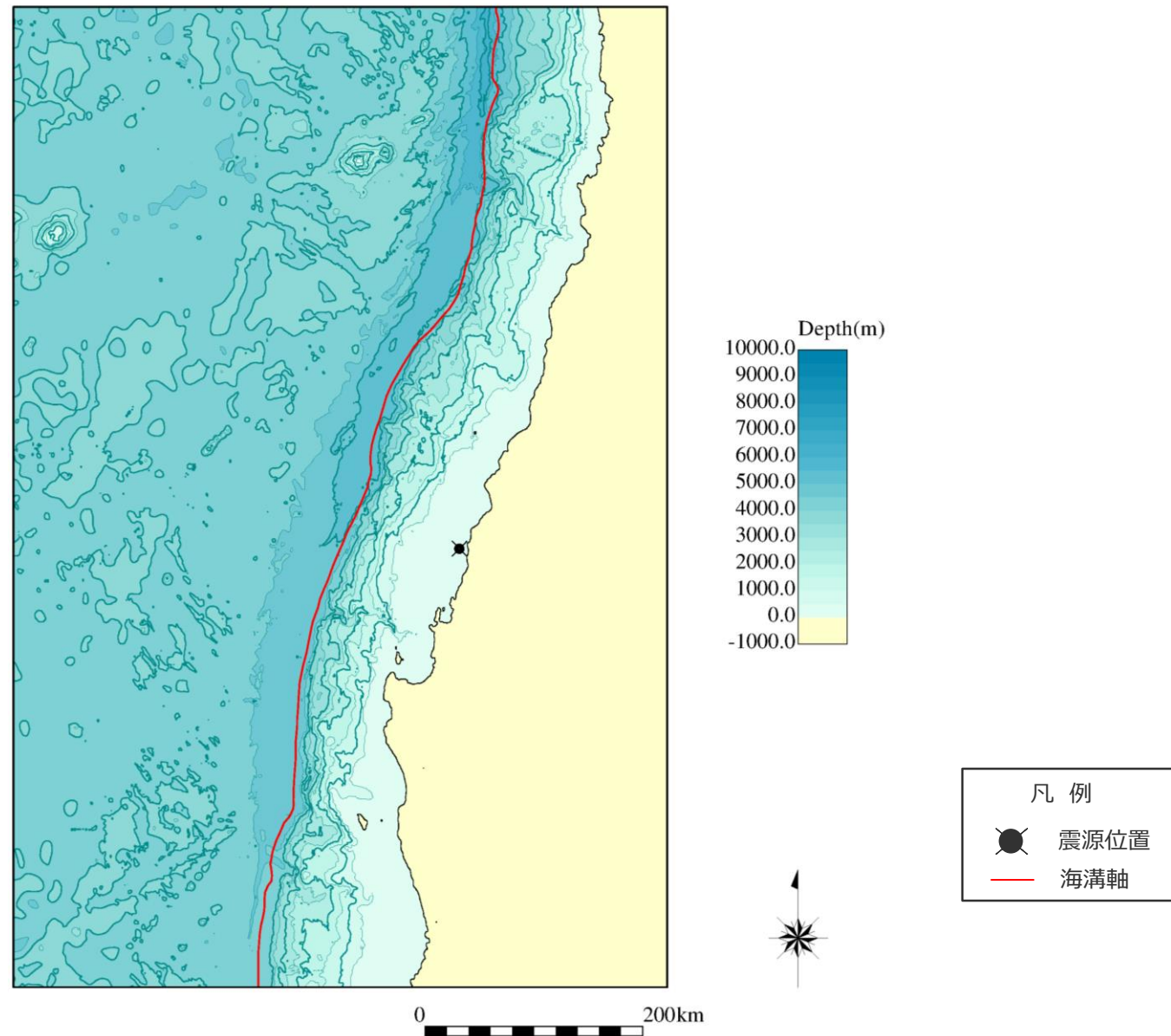
GEBCO(2010年)を用いて作成



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

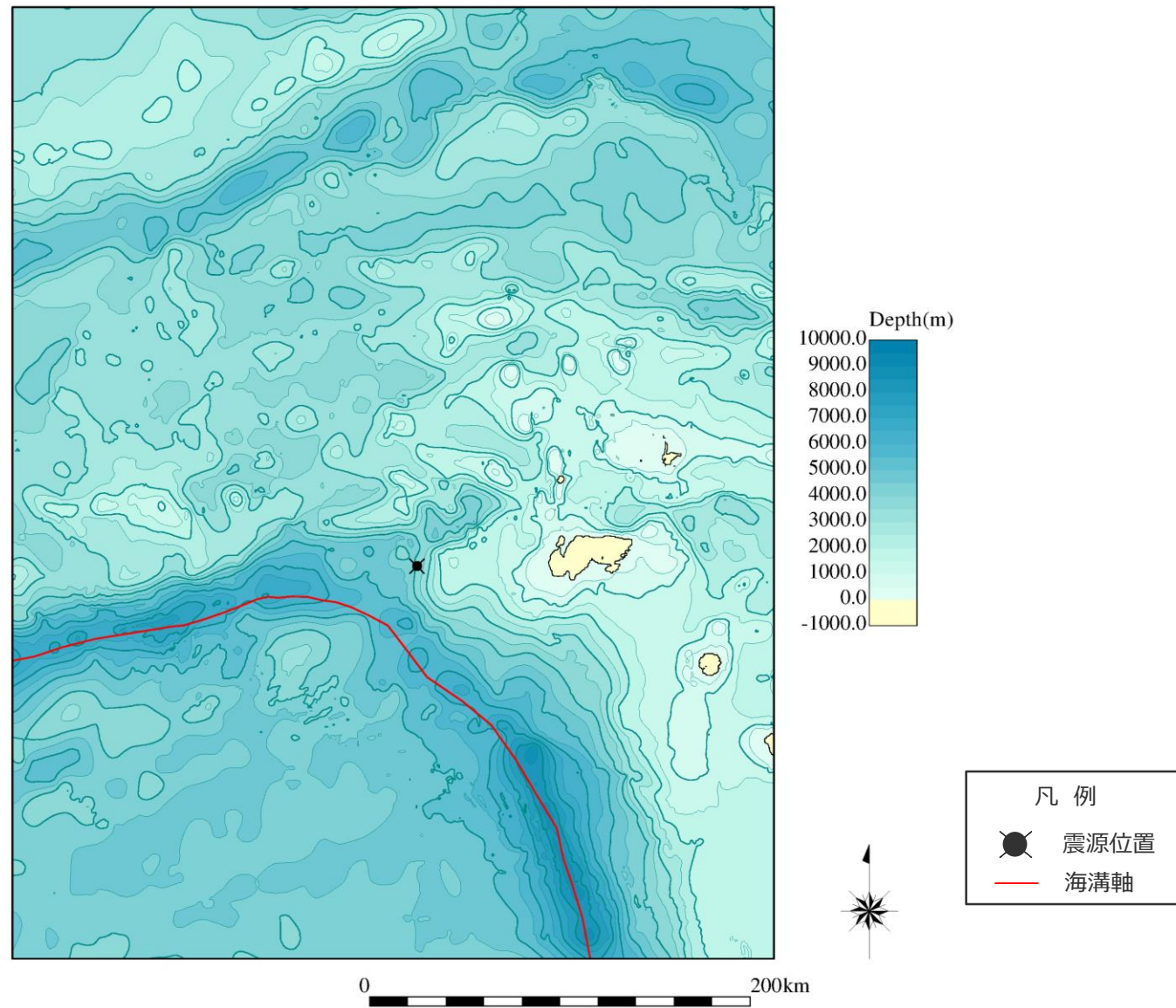
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2010年チリ地震の震源付近の水深図)



2010年チリ地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

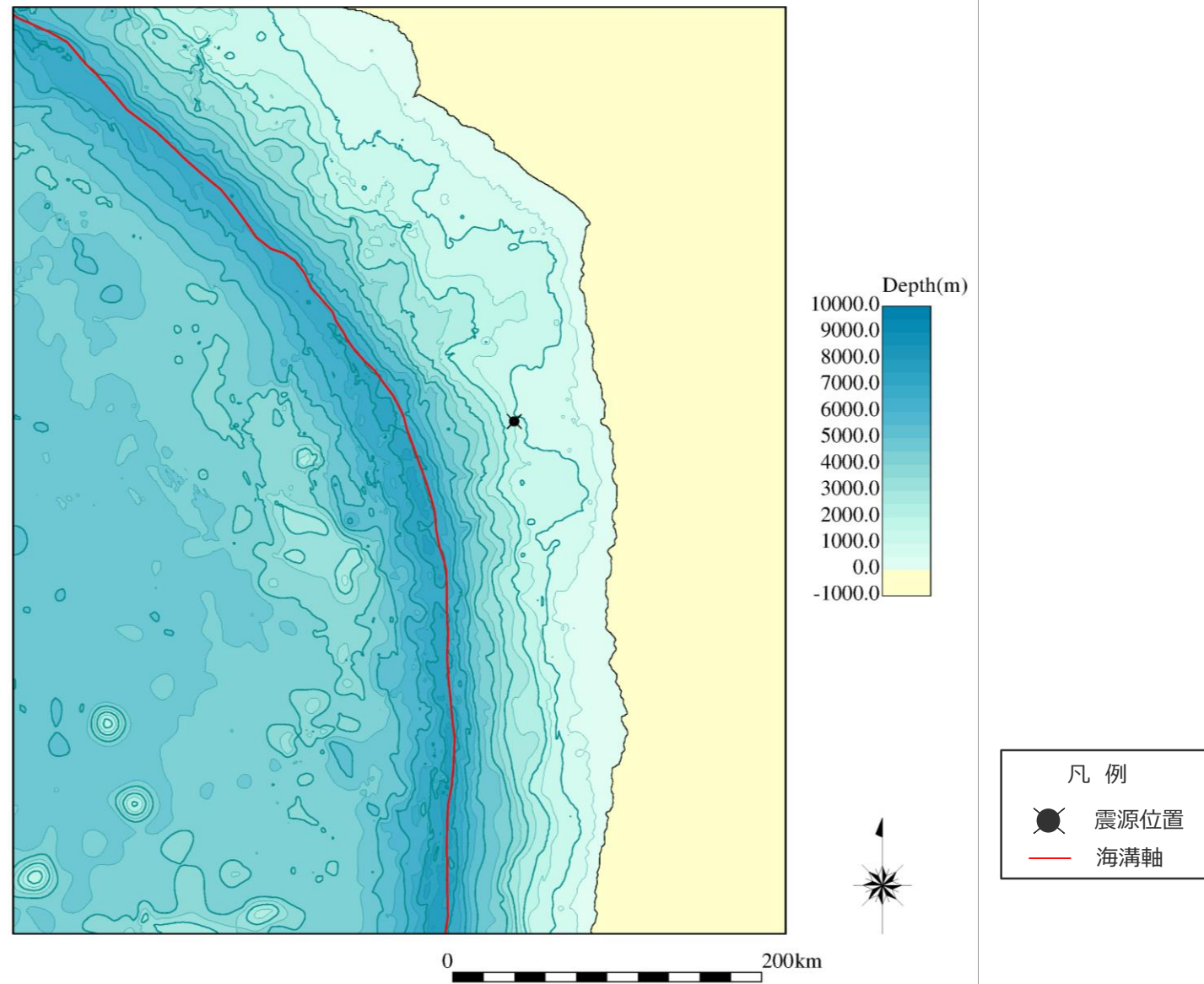
その他の地震の津波インバージョンに基づくライズタイムの検討 (2013年ソロモン諸島沖地震の震源付近の水深図)



2013年ソロモン諸島沖地震の震源付近の水深図

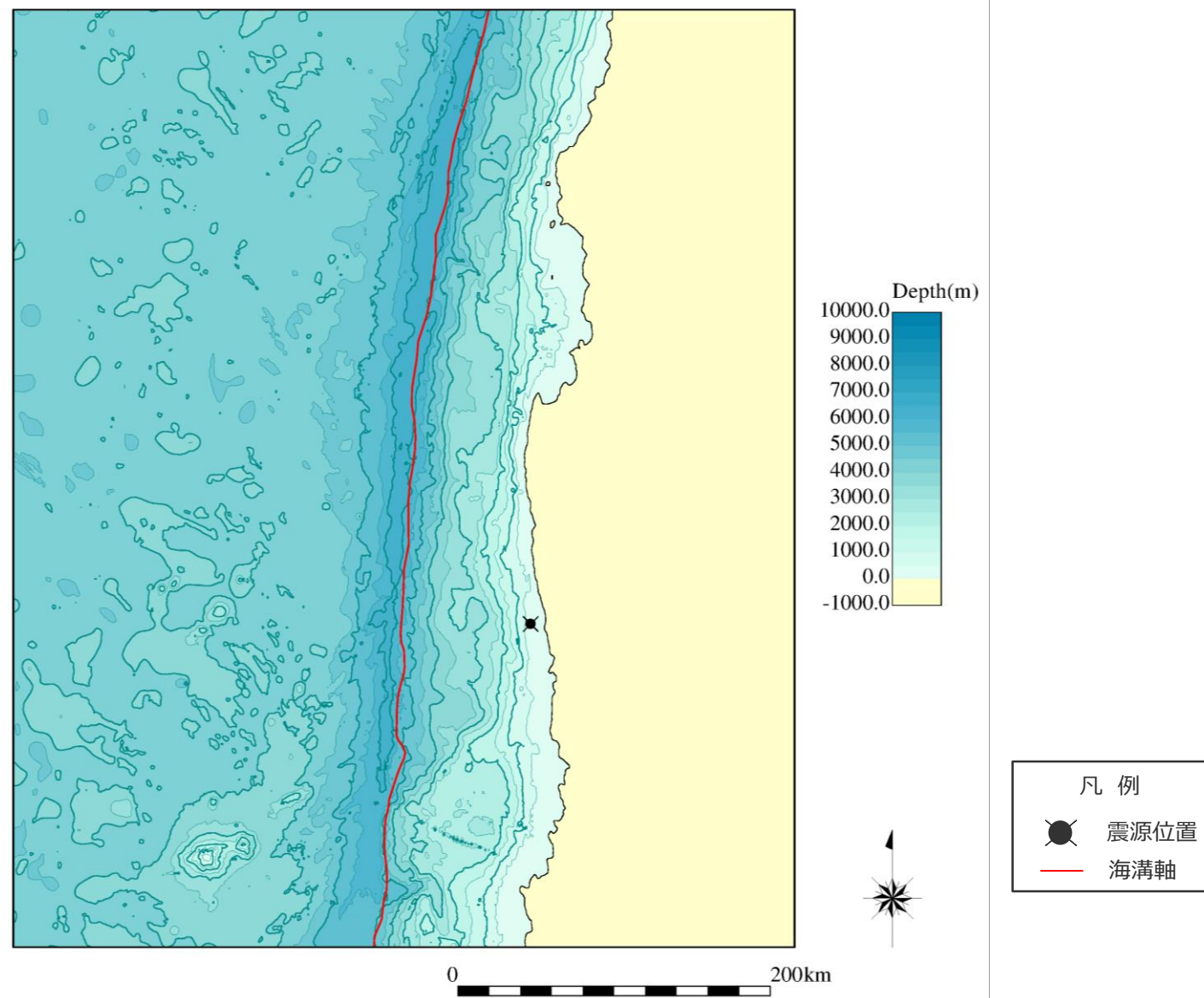
GEBCO(2010年)を用いて作成

その他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)



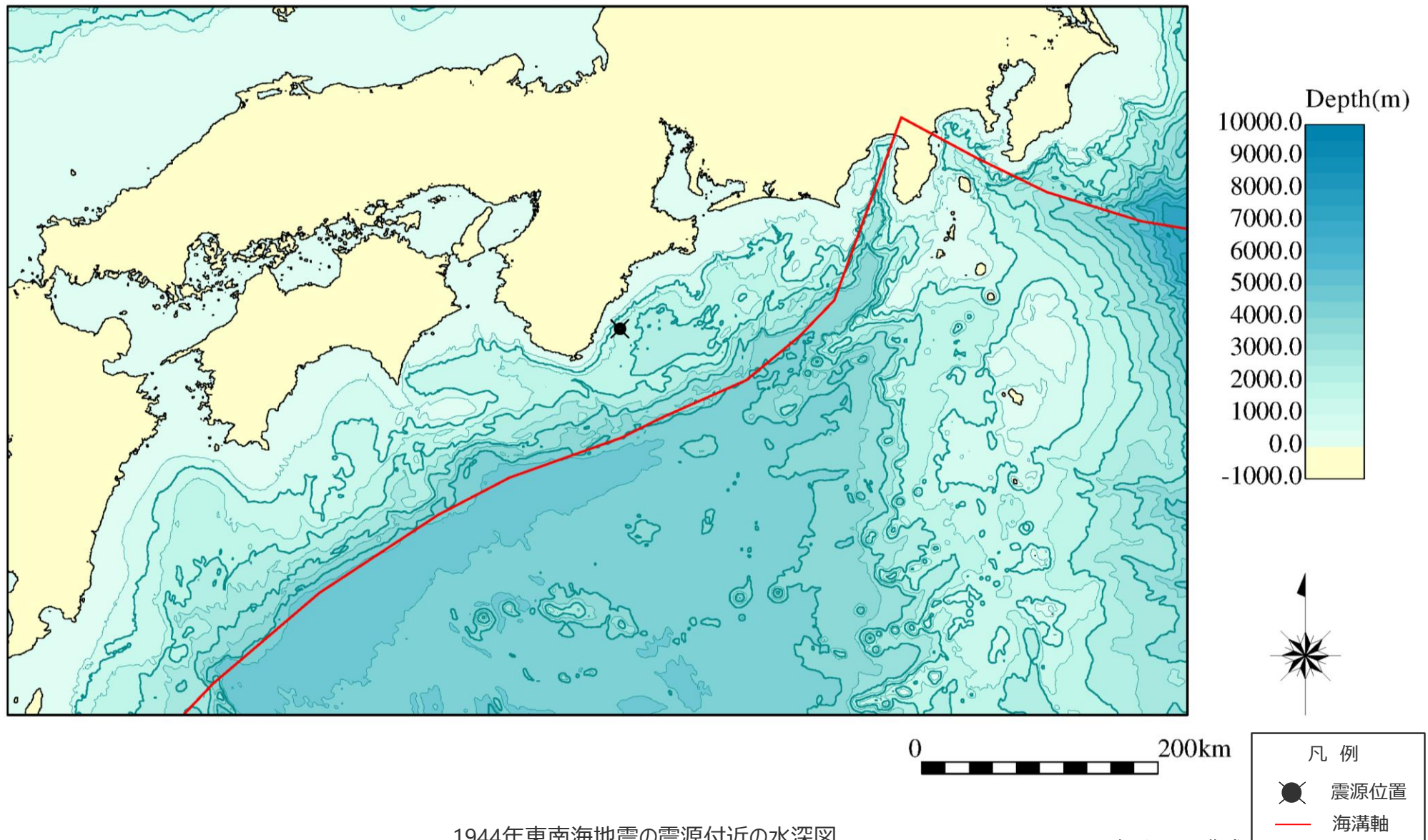
2014年チリ地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成



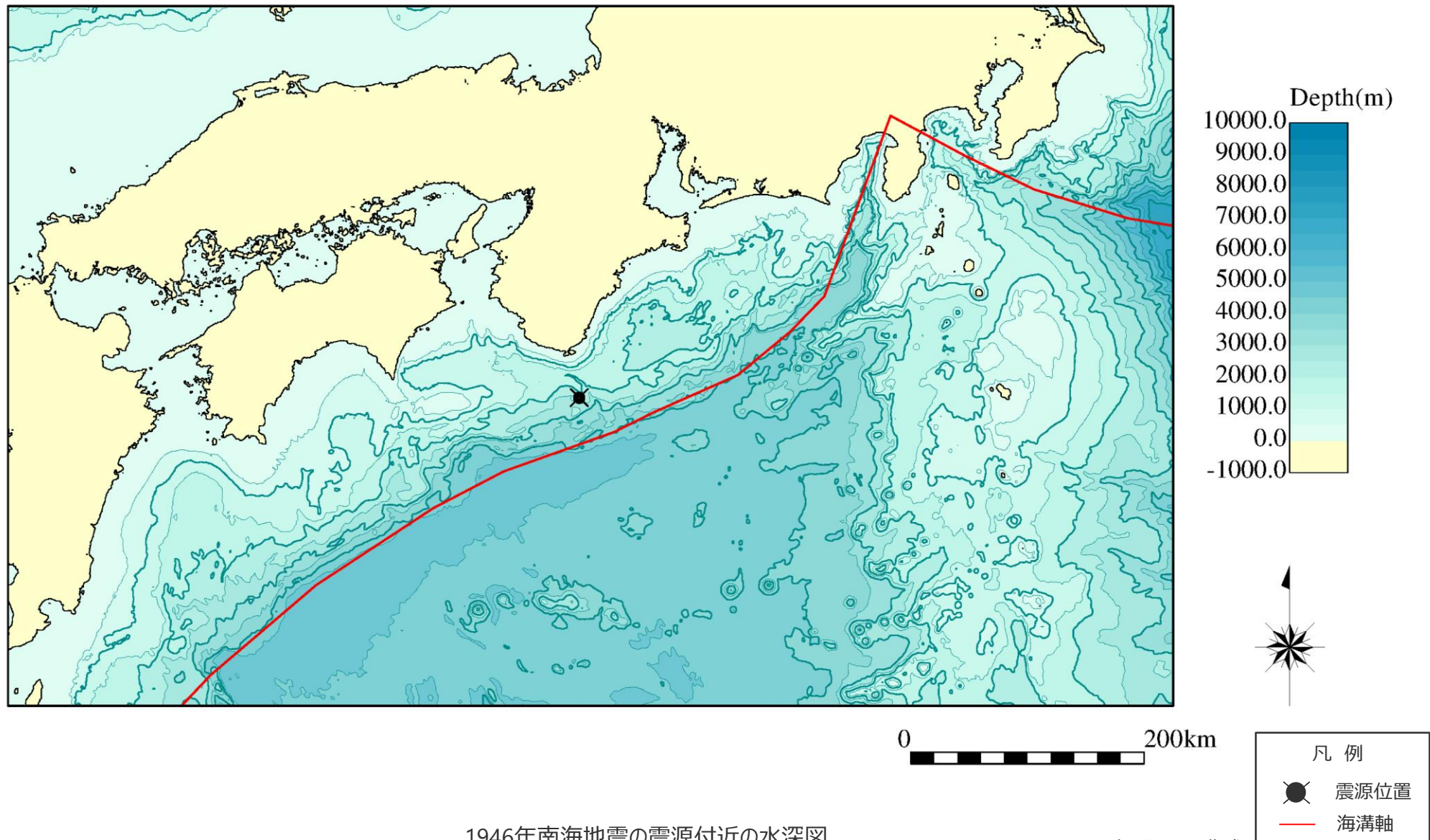
2015年チリ地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成



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

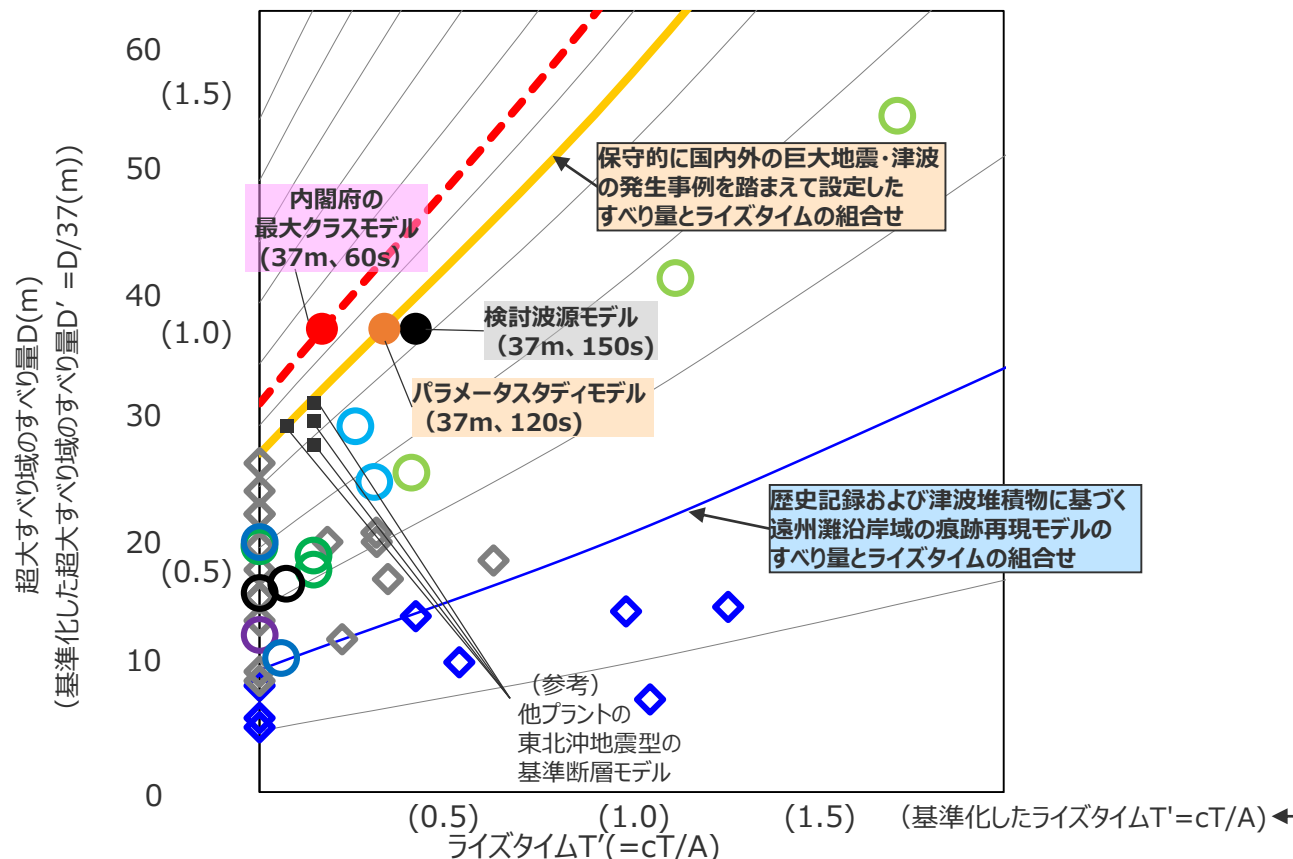


1946年南海地震の震源付近の水深図

GEBCO(2010年)を用いて作成

その他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)

その他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)	基準化すべり量 D'_{sa} ¹⁾	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) 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) 検討波源モデルのすべり量(36.8m)で基準化。

6 検討波源モデルの津波評価の詳細

6-6 パラメータスタディモデルの設定

検討波源モデルAおよび検討波源モデルB

- ここでは、大すべり域を東西に約10kmずつ独立に移動させたときに敷地への影響が最も大きいケース（基準断層モデル）についてのみ示す。
- その他のケースについては、第717回机上配布資料に示す。

検討波源モデルA,Bのパラメータスタディモデルの設定

検討波源モデルAのすべり分布の設定 (大すべり域が1箇所のケース)

■ 大すべり域の位置を10kmずつ移動させたケースのすべり量詳細設定方法において約20km×約20kmの小断層を東西に分割して算出した各小断層の平均すべり量 D_i (幅約10km×長さ約20km)に基づき、小断層の平均すべり量 D_i を算出した上で各小断層のすべり量を設定する。
大すべり域、超大すべり域、中間大すべり域、遷移領域のすべり量設定の詳細は以下のとおり。

W0.5 (西へ10km) ケース

○ 各小断層の平均すべり量 D_i に対し背景領域のすべり量 $D_b = a \cdot D_i$ を $a=1.11$ で設定。

各小断層の平均すべり量 D_i (幅約10km×長さ約20km) (m) 主部断層

深度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38		
40km↓	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e		
30km↓	1	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	
20km↓	2	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	
10km↓	3	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	
0km↓	4	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35
	5	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35
	6	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35
	7	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35
	8	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35	1.35

最も深い背景領域 : $1/4 \times D_b = 0.25a \cdot D_i$

深い背景領域 : $1/2 \times D_b = 0.5a \cdot D_i$

背景領域 : $D_b = a \cdot D_i$

各小断層のすべり量 D_i (m)

深度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38		
40km↓	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e		
30km↓	1	3.7	3.7	3.7	3.7	3.6	3.6	3.6	3.5	3.5	3.5	3.2	3.2	3.1	3.1	3.0	2.9	2.9	2.8	2.8	2.7	2.7	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	
20km↓	2	7.5	7.5	7.5	7.2	7.2	7.2	7.0	7.0	7.0	6.4	6.2	6.2	6.0	6.0	5.9	5.9	5.7	5.7	5.5	5.4	5.4	5.4	5.2	5.2	5.0	5.0	5.0	5.0	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	
10km↓	3	14.9	14.9	14.9	14.4	14.4	14.4	14.1	14.1	14.1	12.8	12.8	12.8	12.0	12.0	12.0	11.8	11.8	11.8	11.3	11.3	11.3	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1
0km↓	4	14.9	14.9	14.9	14.4	14.4	14.4	14.1	14.1	14.1	12.8	12.8	12.8	12.3	12.3	12.3	12.0	12.0	12.0	11.8	11.8	11.8	11.3	11.3	11.3	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1
	5	14.9	14.9	14.9	14.4	14.4	14.4	14.1	14.1	14.1	12.8	12.8	12.8	12.3	12.3	12.3	12.0	12.0	12.0	11.8	11.8	11.8	11.3	11.3	11.3	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1
	6	14.9	14.9	14.9	14.4	14.4	14.4	14.1	14.1	14.1	12.8	12.8	12.8	12.3	12.3	12.3	12.0	12.0	12.0	11.8	11.8	11.8	11.3	11.3	11.3	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1
	7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
	8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	

遷移領域 : $(2D_i + D_b) / 2$

遷移領域の小断層と隣り合う大すべり域の小断層と背景領域の小断層の平均とする。

また、隣り合う小断層は可能な限り同じ沈み込み速度の小断層から選定する。

→ → 遷移領域のすべり量設定において参照する小断層の位置関係を示す

大すべり域、超大すべり域、中間大すべり域、遷移領域のすべり量 D_i (m)の設定方法

深度	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38																						
40km↓	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w	e	w																						
30km↓	1	2.8	2.8	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.6	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.4	2.4	2.6	2.6	2.3	2.3	2.3	2.3	1.9	1.9	1.9	1.9	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.4	1.4	1.4	1.4	1.0	1.0	1.0	1.0			
20km↓	2	5.5	5.5	5.4	5.4	5.4	5.4	5.4	5.2	5.2	5.2	5.2	5.2	5.0	5.0	5.0	5.0	4.8	4.8	5.1	5.1	5.1	4.5	4.5	4.5	4.5	3.8	3.8	3.8	3.8	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	2.7	2.7	2.7	2.7	2.0	2.0	2.0	2.0			
10km↓	3	11.3	11.3	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	10.8	10.8	10.8	10.8	10.4	10.4	10.4	9.7	11.6	11.4	11.6	11.6	11.4	11.4	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	
0km↓	4	11.3	11.3	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	10.8	10.8	10.8	10.8	10.8	10.4	10.4	10.4	14.3	14.3	14.3	14.3	14.1	14.1	14.1	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	
	5	11.8	11.8	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.1	11.1	11.1	11.1	10.8	10.8	10.8	10.8	10.8	10.4	14.8	14.3	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	
	6	11.8	11.8	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.1	11.1	11.1	11.1	10.8	10.8	10.8	10.8	10.8	10.4	14.8	14.3	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8
	7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.8	14.3	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	
	8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.8	14.3	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8	14.8

大すべり域 : $2D_i$

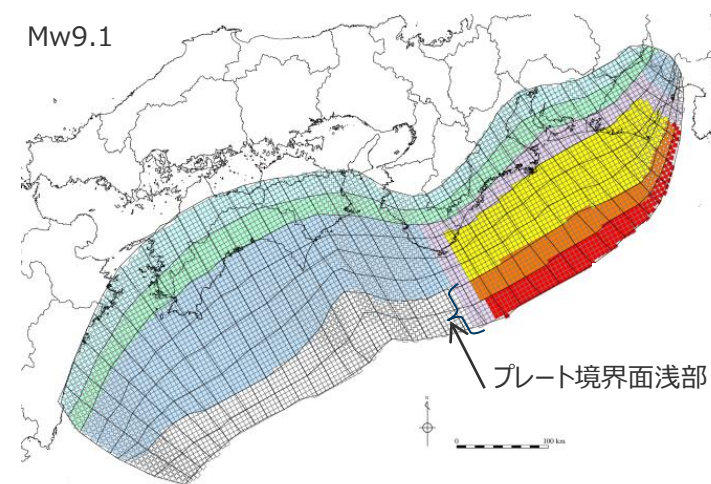
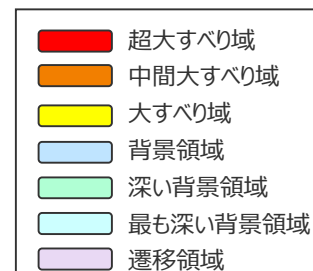
超大すべり域 : $4D_i$

中間大すべり域 : $3D_i$

断層パラメータ

項目		設定値
津波断層域全体	面積 (km ²)	144,379
	地震モーメント (Nm)	6.2×10^{22}
	Mw	9.1
	平均応力降下量 (MPa) ※1	3.0
	平均すべり量 (m) ※2	12.2
	最大すべり量 (m)	41.7
	剛性率 (N/m ²)	4.1×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	150
	主部断層	面積 (km ²)
地震モーメント (Nm)		4.5×10^{22}
平均すべり量 (m)		10.0
最大すべり量 (m)		20.8
浅部断層	面積 (km ²)	34,655
	地震モーメント (Nm)	1.7×10^{22}
	平均すべり量 (m) ※3	29.2
	最大すべり量 (m)	41.7

※1 スケーリング則の対象とした平均応力降下量

※2 すべり量が0mでない領域の断層面積(123,700km²)に基づき算出※3 すべり量が0mでない領域の断層面積(14,227km²)に基づき算出検討波源モデルA (プレート境界面浅部)
(大すべり域の位置を西へ10kmとしたケース)

主部断層：深さ10km以深の断層

浅部断層：深さ10km以浅の断層

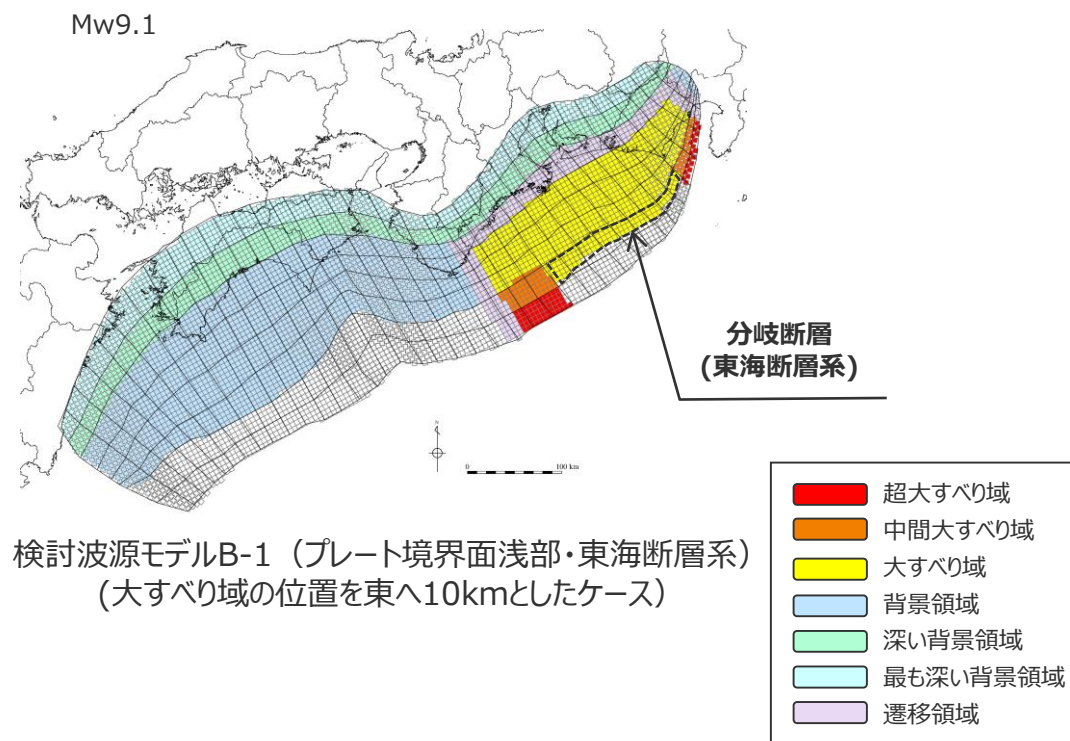
検討波源モデルA,Bのパラメータスタディモデルの設定

検討波源モデルB-1の断層パラメータ（大すべり域が1箇所のケース）

断層パラメータ

項目		設定値
津波断層域全体	面積 (km ²)	144,379
	地震モーメント (Nm)	5.3×10^{22}
	Mw	9.1
	平均応力降下量 (MPa) ※1	3.2
	平均すべり量 (m) ※2	10.9
	最大すべり量 (m)	37.5
	剛性率 (N/m ²)	4.1×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	150
主部断層	面積 (km ²)	109,725
	地震モーメント (Nm)	4.5×10^{22}
	平均すべり量 (m)	10.0
	最大すべり量 (m)	20.8
浅部断層	面積 (km ²)	34,655
	地震モーメント (Nm)	7.9×10^{21}
	平均すべり量 (m) ※3	22.3
	最大すべり量 (m)	37.5

※1 スケーリング則の対象とした平均応力降下量

※2 すべり量が0mでない領域の断層面積(118,386km²)に基づき算出※3 すべり量が0mでない領域の断層面積(8,662km²)に基づき算出

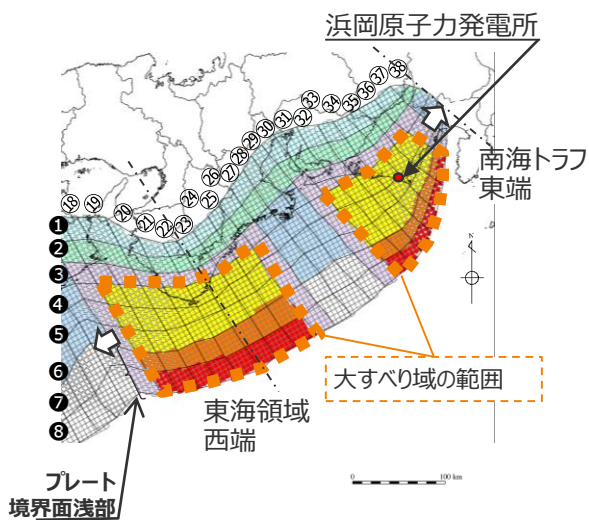
主部断層：深さ10km以深の断層

浅部断層：深さ10km以浅の断層

6-6 パラメータスタディモデルの設定 検討波源モデルA,Bのパラメータスタディモデルの設定

大すべり域の位置および面積（大すべり域が2箇所の場合：大すべり域の位置を東西に約20kmずつ独立に移動）

- 大すべり域が2箇所のケースでは、2箇所の大すべり域を独立に移動させて検討を行う必要があることから、まず、2箇所の大すべり域を東西に約20kmずつ独立に移動させて網羅的に検討して敷地への影響の大きいケースを抽出し、次に、そのケースを中心として2箇所の大すべり域をさらに詳細に東西に約10kmずつ独立に移動させて検討する手順でパラメータスタディを行った。
- 設定したパラメータスタディモデルの大すべり域の位置および面積は以下のとおり。
なお、小断層サイズとの関係により、大すべり域の面積は津波断層域の全面積の厳密に20%とはならず、ケースにより若干異なる。



検討波源モデルの各小断層の配列

大すべり域を東西に約20kmずつ独立に移動させた場合の各ケースの大すべり域の設定

敷地に近い 大すべり域の位置	東西の大すべり 域間の距離 (km)	大すべり域の設定																																						面積 (km ²)	面積比* %
		設定した小断層の東西の範囲 (列は左図参照)																																							
		8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38									
E2.0 (東へ40km)	20																																				27,101	18.8			
	40																																				27,148	18.8			
	60																																				26,746	18.5			
	80																																				26,820	18.6			
	100																																				26,815	18.6			
	120																																					26,764	18.5		
E1.0 (東へ20km)	140																																				27,050	18.7			
	160																																				27,504	19.1			
	20																																				28,394	19.7			
	40																																				27,992	19.4			
	60																																					28,065	19.4		
	80																																					28,060	19.4		
0 (基準位置)	100																																				28,010	19.4			
	120																																					28,295	19.6		
	140																																					28,750	19.9		
	160																																					29,372	20.3		
	20																																					29,096	20.2		
	40																																					29,170	20.2		
W1.0 (西へ20km)	60																																					29,165	20.2		
	80																																					29,115	20.2		
	100																																					29,400	20.4		
	120																																					29,855	20.7		
	140																																						30,477	21.1	
	160																																					31,248	21.6		
W2.0 (西へ40km)	20																																					29,912	20.7		
	40																																					29,907	20.7		
	60																																					29,857	20.7		
	80																																						30,142	20.9	
	100																																						30,597	21.2	
	120																																						31,219	21.6	
W3.0 (西へ60km)	140																																					31,990	22.2		
	160																																					32,633	22.6		
	20																																					30,715	21.3		
	40																																					30,665	21.2		
	60																																						30,951	21.4	
	80																																						31,405	21.8	
0 (基準位置)	100																																					32,028	22.2		
	120																																					32,799	22.7		
	140																																						33,442	23.2	
	160																																						33,812	23.4	
	20																																						31,786	22.0	
	40																																						32,072	22.2	
0 (基準位置)	60																																						32,526	22.5	
	80																																						33,149	23.0	
	100																																						33,920	23.5	
	120																																						34,563	23.9	
	140																																						34,932	24.2	
	160																																						35,281	24.4	

※面積比は津波断層域(144,379km²)に対する各ケースの大すべり域の面積の比を示す。

検討波源モデルA,Bのパラメータスタディモデルの設定

検討波源モデルAのすべり分布の設定 (大すべり域が2箇所のケース)

■ 大すべり域の位置を20kmずつ移動、大すべり域間の距離を20kmずつ変更したケースのすべり量設定方法の基本的な流れは、6-1 検討波源モデルのパラメータ (6) すべり分布の設定 (検討波源モデルA (プレート境界面浅部)) のSTEP1~STEP3と同様に沈み込み速度に基づき各小断層の平均すべり量 D_i を算出した上で各小断層のすべり量を設定する。大すべり域、超大すべり域、中間大すべり域、遷移領域のすべり量設定の詳細は以下のとおり。

E2 (東へ40km) -G5 (大すべり域間100km) ケース

○ 各小断層の平均すべり量 D_i に対し背景領域のすべり量 $D_b = a \cdot D_i$ を $a=1.11$ で設定。

各小断層の平均すべり量 D_i (m)

主部断層

深度		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
40km	1	13.45	13.45	13.00	13.00	12.66	12.66	11.48	11.11	10.83	10.59	10.59	10.21	9.96	9.96	9.69	9.69	9.69	9.38	9.38	9.38	9.07	9.07	8.96	8.96	8.65	9.25	8.15	8.15	6.92	6.92	5.47	5.47	5.47	5.47	4.89	4.89	3.54	3.54
	2	13.45	13.45	13.00	13.00	12.66	12.66	11.48	11.11	11.11	10.83	10.59	10.59	10.21	9.96	9.69	9.69	9.69	9.38	9.38	9.38	9.07	9.07	8.96	8.96	8.65	9.25	9.25	8.15	8.15	6.92	6.92	6.92	5.47	5.47	5.47	4.89	4.89	3.54
20km	3	13.45	13.45	13.00	13.00	12.66	12.66	11.48	11.48	11.11	10.83	10.83	10.59	10.21	10.21	9.96	9.96	9.69	9.69	9.38	9.38	9.38	9.07	9.07	8.96	8.65	8.65	9.25	9.25	8.15	8.15	6.92	6.92	6.92	5.47	5.47	4.89	4.89	3.54
	4	13.45	13.45	13.00	13.00	12.66	12.66	11.48	11.48	11.11	11.11	10.83	10.59	10.59	10.21	9.96	9.69	9.69	9.69	9.38	9.38	9.38	9.07	9.07	8.96	8.96	8.65	10.42	9.25	9.25	8.15	6.92	6.92	6.92	5.47	5.47	4.89	3.54	
10km	5	13.45	13.45	13.00	13.00	12.66	12.66	12.66	11.48	11.48	11.11	10.83	10.83	10.59	10.59	10.21	9.96	9.69	9.69	9.69	9.38	9.38	9.07	8.96	8.96	8.65	8.65	10.42	9.25	9.25	8.15	8.15	6.92	6.92	5.47	4.89	3.54		
	6	13.45	13.45	13.00	13.00	12.66	12.66	12.66	11.48	11.48	11.11	11.11	10.83	10.59	10.59	10.21	9.96	9.96	9.69	9.69	9.69	9.38	9.38	9.07	9.07	8.96	8.96	8.65	10.42	10.42	9.25	9.25	8.15	8.15	6.92	6.92	5.47	4.89	
0km	7	13.45	13.45	13.00	13.00	12.66	12.66	12.66	11.48	11.48	11.48	11.11	11.11	10.83	10.59	10.21	10.21	9.96	9.96	9.96	9.69	9.69	9.38	9.07	9.07	8.96	8.96	8.65	8.65	10.42	10.42	9.25	9.25	8.15	8.15	6.92	5.47	4.89	
	8	13.45	13.45	13.00	13.00	13.00	12.66	12.66	12.66	11.48	11.48	11.11	11.11	10.83	10.59	10.21	10.21	10.21	9.96	9.96	9.69	9.69	9.38	9.38	9.07	9.07	8.96	8.65	8.65	10.42	10.42	9.25	9.25	8.15	6.92	5.47	4.89		

最も深い背景領域 $1/4 \times D_b = 0.25a \cdot D_i$

深い背景領域 $1/2 \times D_b = 0.5a \cdot D_i$

背景領域 $D_b = a \cdot D_i$

各小断層のすべり量 D (m)

深度		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
40km	1	3.7	3.7	3.6	3.6	3.5	3.5	3.2	3.1	3.0	2.9	2.9	2.8	2.8	2.7	2.7	2.7	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.5	2.4	2.6	2.3	2.3	1.9	1.9	1.5	1.5	1.5	1.5	1.4	1.4	1.0	1.0	
	2	7.5	7.5	7.2	7.2	7.0	7.0	6.4	6.2	6.2	6.0	5.9	5.9	5.7	5.5	5.4	5.4	5.2	5.2	5.2	5.0	5.0	5.0	5.0	4.8	5.1	5.1	4.5	4.5	3.8	3.8	3.0	3.0	3.0	3.0	2.7	2.7	2.0	
20km	3	14.9	14.9	14.5	14.5	14.1	14.1	12.8	12.8	12.4	12.0	12.0	11.8	11.3	11.3	11.1	11.1	12.4	12.4	12.0	12.0	11.6	11.6	11.4	9.8	9.8	10.3	10.3	9.1	9.1	7.7	7.7	8.8	8.8	7.0	7.0	6.3	6.3	4.5
	4	14.9	14.9	14.5	14.5	14.1	14.1	12.8	12.8	12.4	12.4	12.0	11.8	11.3	11.3	11.1	11.1	15.2	19.4	19.4	18.8	18.8	18.1	18.1	17.9	17.9	14.7	11.6	10.3	10.3	9.1	7.7	10.8	13.8	13.8	10.9	10.9	9.8	7.1
10km	5	14.9	14.9	14.5	14.5	14.1	14.1	14.1	12.8	12.8	12.4	12.4	12.0	11.8	11.3	11.1	15.5	19.9	19.4	19.4	18.8	18.8	18.1	18.1	17.9	13.8	9.6	11.6	10.3	10.3	9.1	11.4	13.8	13.8	10.9	10.9	9.8	9.8	
	6	14.9	14.9	14.5	14.5	14.1	14.1	14.1	12.8	12.8	12.4	12.4	12.0	11.8	11.3	11.1	15.5	19.9	19.4	19.4	18.8	18.8	18.1	18.1	17.9	13.8	9.6	11.6	11.6	10.3	10.3	13.3	16.3	13.8	13.8	10.9	9.8		
0km	7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.5	29.9	29.9	29.1	29.1	28.1	27.2	27.2	26.9	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.3	24.4	24.4	20.7	16.4	14.7	14.7	
	8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.5	39.8	39.8	38.8	38.8	37.5	37.5	36.3	36.3	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.3	37.0	32.6	27.7	21.9	19.6	19.6	

遷移領域 $(2D_i + D_b) / 2$

遷移領域の小断層と隣合う大すべり域の小断層と背景領域の小断層の平均とする。また、隣合う小断層は可能な限り同じ沈み込み速度の小断層から選定する。

→ 遷移領域のすべり量設定において参照する小断層の位置関係を示す

大すべり域、超大すべり域、中間大すべり域、遷移領域のすべり量 D (m)

深度		8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
40km	1	3.1	3.0	2.9	2.9	2.8	2.8	2.8	2.7	2.7	2.7	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.5	2.4	2.6	2.3	2.3	1.9	1.9	1.5	1.5	1.5	1.5	1.4	1.4	1.0	1.0
30km	2	6.2	6.2	6.0	5.9	5.9	5.7	5.5	5.4	5.4	5.4	5.2	5.2	5.2	5.0	5.0	5.0	5.0	4.8	5.1	5.1	4.5	4.5	3.8	3.8	3.0	3.0	3.0	3.0	2.7	2.7	2.0
	3	12.8	12.4	12.0	12.0	11.8	11.3	11.3	11.1	11.1	12.4	12.4	12.0	12.0	11.6	11.6	11.4	9.8	9.8	10.3	10.3	9.1	9.1	7.7	7.7	8.8	8.8	7.0	7.0	6.3	6.3	4.5
20km	4	12.8	12.4	12.4	12.0	11.8	11.8	11.3	11.1	11.1	15.2	19.4	19.4	18.8	18.8	18.1	18.1	17.9	17.9	14.7	11.6	10.3	10.3	9.1	7.7	10.8	13.8	13.8	10.9	10.9	9.8	7.1
	5	12.8	12.8	12.4	12.0	12.0	11.8	11.8	11.3	11.1	15.2	19.4	19.4	18.8	18.8	18.1	18.1	17.9	17.9	13.8	9.6	11.6	10.3	10.3	9.1	11.4	13.8	13.8	10.9	10.9	9.8	9.8
10km	6	12.8	12.8	12.4	12.4	12.0	11.8	11.8	11.3	11.1	15.5	19.9	19.4	19.4	18.8	18.8	18.1	18.1	17.9	13.8	9.6	11.6	11.6	10.3	10.3	13.3	16.3	13.8	13.8	10.9	9.8	
	7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.5	29.9	29.9	29.1	29.1	28.1	27.2	27.2	26.9	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.3	24.4	24.4	20.7	16.4	14.7	14.7
0km	8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.5	39.8	39.8	38.8	38.8	37.5	37.5	36.3	36.3	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.3	37.0	32.6	27.7	21.9	19.6	19.6

超大すべり域 $4D_i$

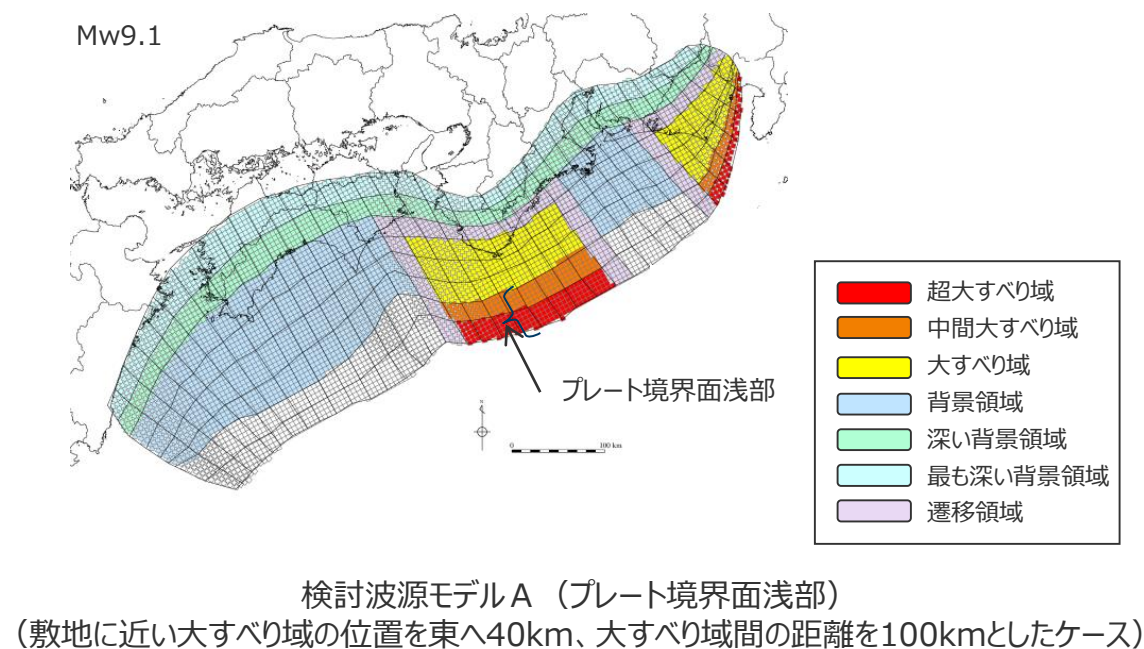
中間大すべり域 $3D_i$

大すべり域 $2D_i$

断層パラメータ

項目		設定値
津波断層域全体	面積 (km ²)	144,379
	地震モーメント (Nm)	6.0×10^{22}
	Mw	9.1
	平均応力降下量 (MPa) ※1	3.0
	平均すべり量 (m) ※2	11.9
	最大すべり量 (m)	39.8
	剛性率 (N/m ²)	4.1×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	150
	主部断層	面積 (km ²)
地震モーメント (Nm)		4.5×10^{22}
平均すべり量 (m)		10.0
最大すべり量 (m)		19.9
浅部断層	面積 (km ²)	34,655
	地震モーメント (Nm)	1.5×10^{22}
	平均すべり量 (m) ※3	27.7
	最大すべり量 (m)	39.8

※1 スケーリング則の対象とした平均応力降下量

※2 すべり量が0mでない領域の断層面積(123,328km²)に基づき算出※3 すべり量が0mでない領域の断層面積(13,603km²)に基づき算出

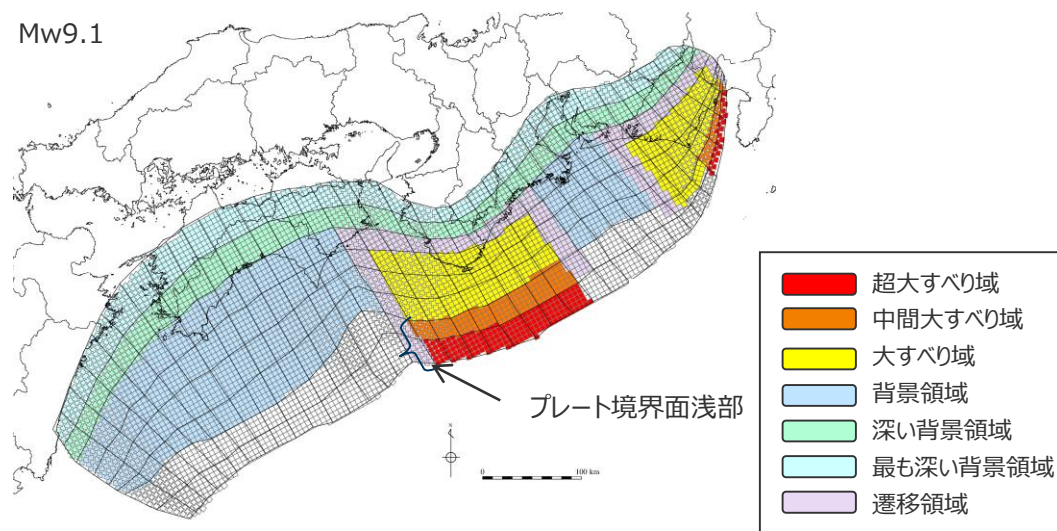
主部断層：深さ10km以深の断層

浅部断層：深さ10km以浅の断層

断層パラメータ

項目		設定値
津波断層域全体	面積 (km ²)	144,379
	地震モーメント (Nm)	5.9×10^{22}
	Mw	9.1
	平均応力低下量 (MPa) ※1	3.0
	平均すべり量 (m) ※2	11.8
	最大すべり量 (m)	39.9
	剛性率 (N/m ²)	4.1×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	150
主部断層	面積 (km ²)	109,725
	地震モーメント (Nm)	4.5×10^{22}
	平均すべり量 (m)	10.0
	最大すべり量 (m)	20.0
浅部断層	面積 (km ²)	12,186
	地震モーメント (Nm)	1.4×10^{22}
	平均すべり量 (m) ※3	28.1
	最大すべり量 (m)	39.9

※1 スケーリング則の対象とした平均応力低下量

※2 すべり量が0mでない領域の断層面積(121,910km²)に基づき算出※3 すべり量が0mでない領域の断層面積(12,186km²)に基づき算出

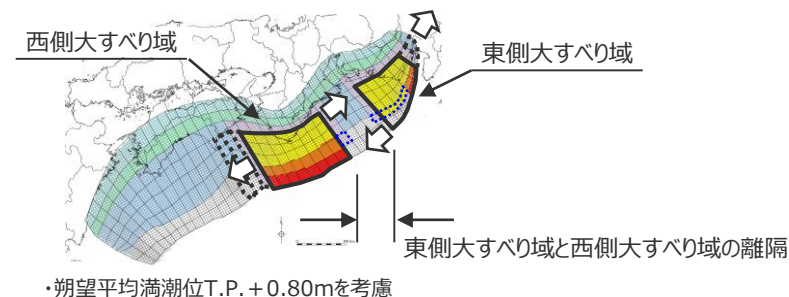
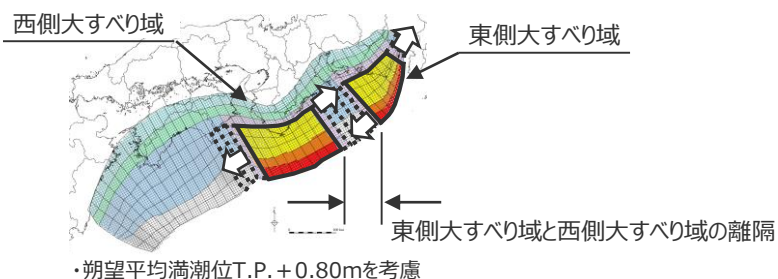
検討波源モデルモデル B-1（プレート境界面浅部・東海断層系）
（敷地に近い大すべり域の位置を東へ30km、大すべり域間の距離を90kmとしたケース）

主部断層：深さ10km以深の断層

浅部断層：深さ10km以浅の断層

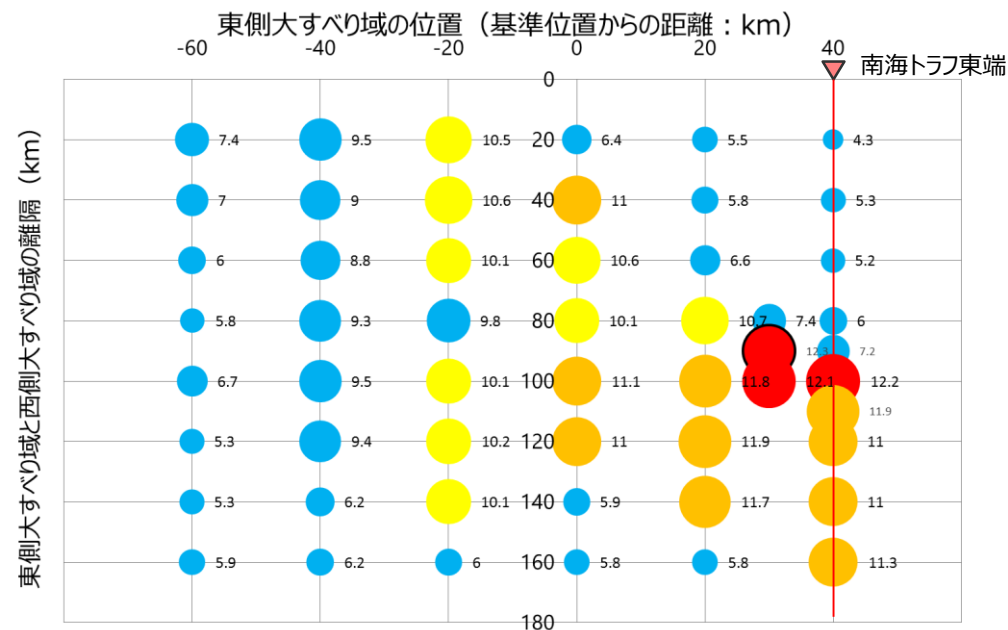
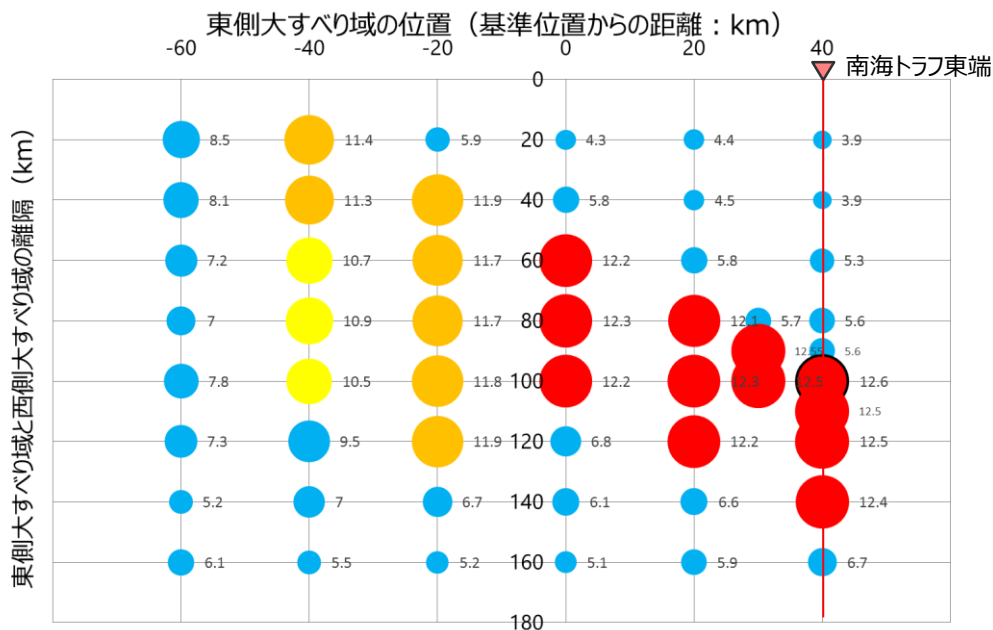
6-6 パラメータスタディモデルの設定 検討波源モデルA,Bのパラメータスタディモデルの設定 大すべり域が2つのケースの水位低下時間と大すべり域の位置の関係

- 大すべり域が2つのケースの水位低下側については、明確な特性が無いことから東側と西側のすべり域を網羅的に配置し検討を行った。
- その結果、東側のすべり域位置を基準位置から40km程度東に配置し、西側のすべり域がそこから80km~120km程度の一定距離がある場合に水位低下時間が長くなることが分かったことから、その周辺を10kmずつ移動させてより詳細に確認した。
- 東側のすべり域は南海トラフ東端まで達していることから、これ以上東に配置できないため、大すべり域が2つのケースの水位低下時間のピークを確認できた。



検討波源モデルA 大すべり域 2つのケース

検討波源モデルB 大すべり域 2つのケース



大すべり域の位置と水位低下時間の関係

余 白

検討波源モデルC、①、②、③

- ここでは、大すべり域を東西に約10kmずつ独立に移動させたときに敷地への影響が最も大きいケース（基準断層モデル）についてのみ示し、その他のケースについては、データ集に示す。
- 大すべり域が1箇所の場合（検討波源モデル②、③）については、パラメータスタディモデルの大すべり域の位置および面積設定の考え方のみ示す。

検討波源モデルC, ①のパラメータスタディモデルの設定

検討波源モデルCの断層パラメータ（大すべり域が2箇所の場合）

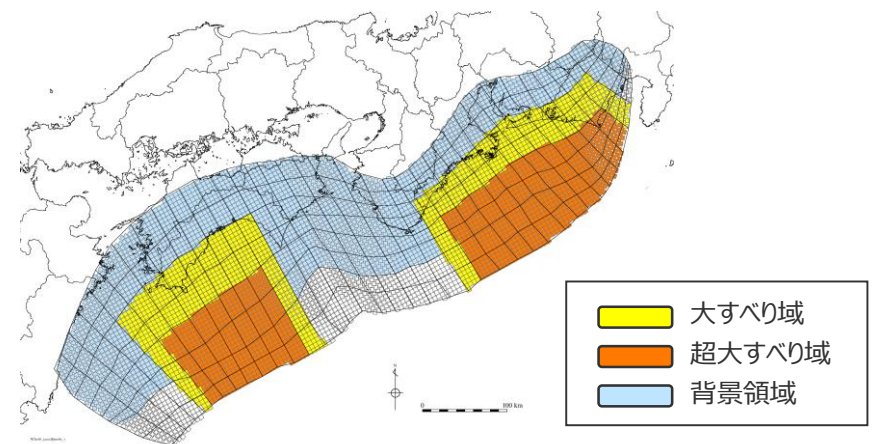
検討波源モデルC
 (土木学会(2016)手法)
 の大すべり域の位置を基準位置としたケースの断層パラメータ

項目		設定値
津波断層域全体	面積 (km ²)	144,379
	地震モーメント (Nm)	6.7×10^{22}
	Mw	9.2
	平均応力降下量 ^{※1} (MPa)	3.0
	平均すべり量 ^{※2} (m)	12.6
	最大すべり量 (m)	38.0
	剛性率 (N/m ²)	4.1×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	60
主部断層	面積 (km ²)	109,725
	地震モーメント (Nm)	4.5×10^{22}
	平均すべり量 (m)	9.9
	最大すべり量 (m)	38.0
浅部断層	面積 (km ²)	34,655
	地震モーメント (Nm)	2.2×10^{22}
	平均すべり量 (m) ^{※3}	27.2
	最大すべり量 (m)	38.0

※1 スケーリング則の対象とした平均応力降下量

※2 すべり量が0 mでない領域の断層面積(129,927km²)に基づき算出

※3 すべり量が0 mでない領域の断層面積(20,202km²)に基づき算出



検討波源モデルC（土木学会(2016)手法）
 の大すべり域の位置を基準位置としたケース

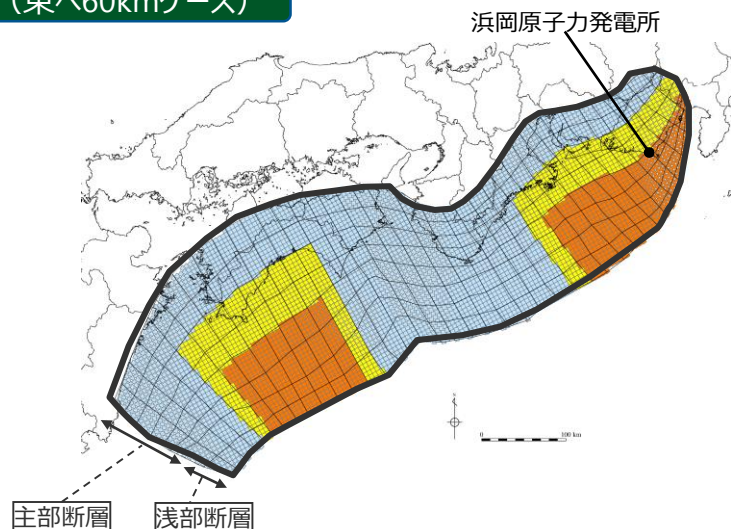
主部断層：深さ10km以深の断層

浅部断層：深さ10km以浅の断層

6-6 パラメータスタディモデルの設定 検討波源モデルC, ①のパラメータスタディモデルの設定 検討波源モデル①のすべり分布の設定 (大すべり域が2箇所の場合)

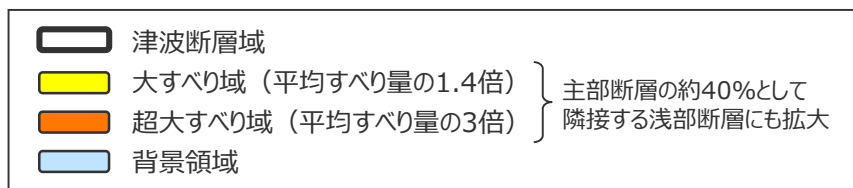
■「検討波源モデル①（日本海溝の津波評価手法①）」の大すべり域の位置を東へ60kmとしたケースの各小断層のすべり量分布は以下のとおり。

E3.0 (東へ60kmケース)



検討波源モデル①（日本海溝の津波評価手法①）
の大すべり域の位置を東へ60kmとしたケースのすべり量

最大すべり量(m)	平均すべり量(m)
36.6	10.7



検討波源モデル①
(日本海溝の津波評価手法①)
の大すべり域の位置を東へ60kmとしたケース

検討波源モデル①（日本海溝の津波評価手法①）
の大すべり域の位置を東へ60kmとしたケースの小断層のすべり量分布 (m)

		西 ←																																						→ 東		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38			
陸側⇄ 海溝軸 ⇄	深度40km↓		4.3	4.3	4.1	4.1	4.0	4.0	3.6	3.5	3.4	3.4	3.4	3.2	3.2	3.2	3.1	3.1	3.1	3.0	3.0	3.0	2.9	2.9	2.8	2.8	2.7	2.9	2.6	2.6	2.2	2.2	1.7	1.7	1.7	1.7	1.6	1.6	1.1	1.1		
	30km↓	1	4.3	4.3	4.1	4.1	4.0	4.0	3.6	3.5	3.5	3.4	3.4	3.4	3.2	3.2	3.1	3.1	3.1	3.0	3.0	3.0	2.9	2.9	2.8	2.8	2.7	2.9	2.9	2.6	2.6	2.2	2.2	1.7	1.7	1.7	1.7	1.6	1.6	1.1	1.1	
	20km↓	2	4.3	4.3	4.1	4.1	4.0	4.0	3.6	3.5	3.5	3.4	3.4	3.4	3.2	3.2	3.1	3.1	3.1	3.0	3.0	3.0	2.9	2.9	2.8	2.8	2.7	2.9	2.9	2.6	2.6	2.2	2.2	1.7	1.7	1.7	1.7	1.6	1.6	1.1	1.1	
		3	4.3	4.3	4.1	4.1	17.1	17.1	15.5	15.5	15.0	14.6	14.6	14.3	13.8	3.2	3.2	3.2	3.1	3.1	3.0	3.0	3.0	2.9	2.9	2.8	2.7	11.7	12.5	12.5	11.0	11.0	9.3	9.3	9.3	9.3	7.4	7.4	6.6	6.6	4.8	4.8
	10km↓	4	4.3	4.3	4.1	4.1	17.1	17.1	15.5	15.5	15.0	15.0	14.6	14.3	14.3	3.2	3.2	3.2	3.1	3.1	3.1	3.0	3.0	2.9	2.9	2.8	2.8	11.7	14.1	12.5	12.5	11.0	9.3	9.3	9.3	9.3	7.4	7.4	6.6	6.6	4.8	4.8
		5	4.3	4.3	4.1	4.1	17.1	36.6	36.6	33.2	33.2	32.1	31.3	31.3	14.3	3.4	3.2	3.2	3.2	3.1	3.1	3.1	3.0	3.0	2.9	2.8	2.8	11.7	25.0	30.1	26.7	26.7	23.5	23.5	20.0	20.0	15.8	15.8	14.1	14.1		
	0km↓	6	4.3	4.3	4.1	4.1	17.1	36.6	36.6	33.2	33.2	32.1	32.1	31.3	14.3	3.4	3.2	3.2	3.2	3.2	3.1	3.1	3.0	3.0	2.9	2.9	2.8	12.1	25.0	30.1	30.1	26.7	26.7	23.5	23.5	20.0	20.0	15.8	14.1	14.1		
		7	4.3	4.3	4.1	4.1	17.1	36.6	36.6	33.2	33.2	33.2	32.1	32.1	14.6	3.4	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.1	3.1	3.0	2.9	2.9	2.8	12.1	25.0	25.0	30.1	30.1	26.7	26.7	23.5	23.5	20.0	15.8	14.1	14.1		
8	4.3	4.3	4.1	4.1	17.5	36.6	36.6	36.6	33.2	33.2	32.1	32.1	14.6	3.4	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.1	3.1	3.0	3.0	2.9	2.9	12.1	25.0	25.0	30.1	30.1	30.1	26.7	26.7	23.5	20.0	15.8	14.1	14.1			

- すべり量分布の番号は上記波源モデル図の各小断層に対し西側から東側に順に1列から38列まで設定。陸側から海溝軸側に1行から8行まで設定。
- 駿河湾内のトラフ軸付近の領域については、他の領域に比べ、プレート境界面の深さ10kmの位置がトラフ軸に近くなり、また、トラフ軸沿いの津波断層モデルの面積も狭くなることから、この領域は分岐断層的な運動をする領域とみなせる（内閣府(2012)）とされるが、敷地への影響の観点から大すべり域のすべり量ではなく超大すべり域のすべり量を設定。

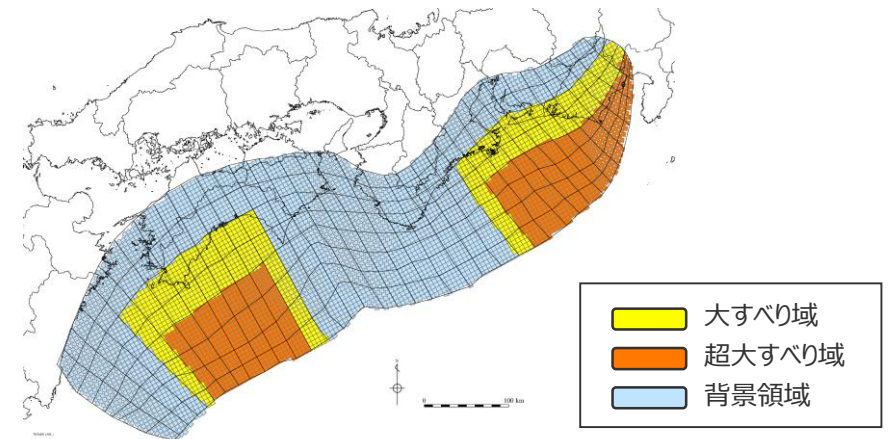
検討波源モデルC,①のパラメータスタディモデルの設定

検討波源モデル①の断層パラメータ（大すべり域が2箇所の場合）

検討波源モデル①
 （日本海溝の津波評価手法①）
 の大すべり域の位置を東へ60kmとしたケースの断層パラメータ

項目		設定値
津波断層域全体	面積 (km ²)	144,379
	地震モーメント (Nm)	7.7×10^{22}
	Mw	9.2
	平均応力降下量 (MPa)*	3.1
	平均すべり量 (m)	10.7
	最大すべり量 (m)	36.6
	剛性率 (N/m ²)	5.0×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	60
	主部断層	面積 (km ²)
地震モーメント (Nm)		5.2×10^{22}
平均すべり量 (m)		9.5
最大すべり量 (m)		36.6
浅部断層	面積 (km ²)	34,655
	地震モーメント (Nm)	2.5×10^{22}
	平均すべり量 (m)	14.5
	最大すべり量 (m)	36.6

※津波断層域のうちすべりが発生している波源域の面積



検討波源モデル①（日本海溝の津波評価手法①）
 の大すべり域の位置を東へ60kmとしたケース

主部断層：深さ10km以深の断層
 浅部断層：深さ10km以浅の断層

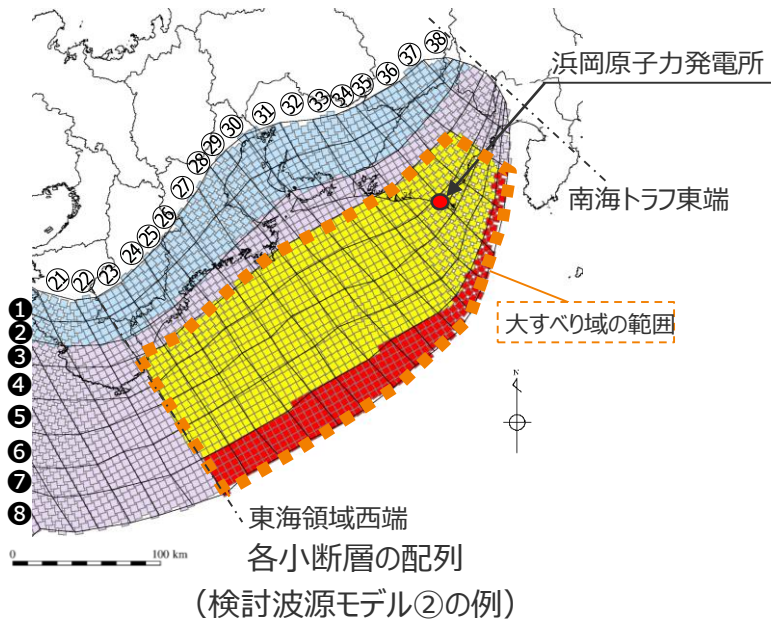
6-6 パラメータスタディモデルの設定

検討波源モデル②,③のパラメータスタディモデルの設定

大すべり域の位置および面積（大すべり域が1箇所のケース）

- パラメータスタディモデルの大すべり域は、津波断層域の全面積の約20%とし、検討波源モデルの大すべり域の位置を基準位置として東西に約10kmずつ移動させて設定した。
- 設定したパラメータスタディモデルの大すべり域の位置および面積は以下のとおり。
なお、小断層サイズとの関係により、大すべり域の面積は津波断層域の全面積の厳密に20%とはならず、ケースにより若干異なる。

・大すべり域は検討波源モデルA、Bと同じ位置に設定。



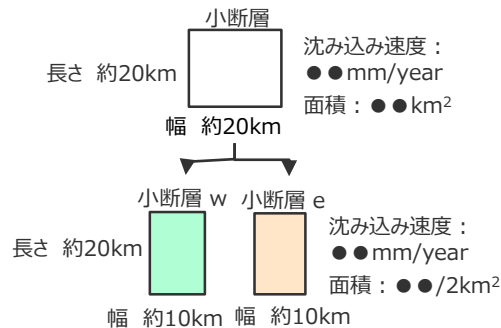
各ケースの大すべり域の設定

大すべり域の位置	大すべり域の設定																		面積 (km ²)	面積比※ (%)
	設定した小断層の東西の範囲(列は左図参照)																			
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37		
	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	w	
東へ40km																				
東へ30km																				
東へ20km																				
東へ10km																				
基準位置																				
西へ10km																				
西へ20km																				
西へ30km																				
西へ40km																				
西へ50km																				
西へ60km																				
西へ70km																				
西へ80km																				

※面積比は津波断層域(144,379km²)に対する各ケースの大すべり域の面積の比を示す。

■ : 大すべり域を設定した小断層

- 各小断層を東西方向に分割し、各小断層にすべり込み速度、面積を配分する。



各小断層の分割方法

検討波源モデル②,③のパラメータスタディモデルの設定

検討波源モデル②の断層パラメータ（大すべり域が1箇所のケース）

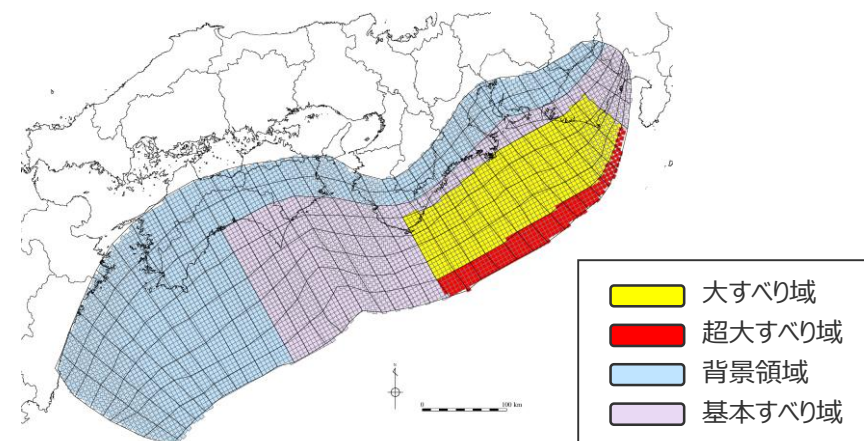
検討波源モデル②

（日本海溝の津波評価手法②）

の大すべり域の位置を西へ20kmとしたケースの断層パラメータ

項目		設定値
津波断層域全体	面積 (km ²)	144,379
	地震モーメント (Nm)	6.2×10^{22}
	Mw	9.1
	平均応力降下量 (MPa)*	3.0
	平均すべり量 (m)	8.5
	最大すべり量 (m)	33.8
	剛性率 (N/m ²)	5.0×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	60
主部断層	面積 (km ²)	109,725
	地震モーメント (Nm)	3.9×10^{22}
	平均すべり量 (m)	7.2
	最大すべり量 (m)	16.9
浅部断層	面積 (km ²)	34,655
	地震モーメント (Nm)	2.2×10^{22}
	平均すべり量 (m)	12.9
	最大すべり量 (m)	33.8

*スケーリング則の対象とした平均応力降下量を記載



検討波源モデル②（日本海溝の津波評価手法②）
の大すべり域の位置を西へ20kmとしたケース

主部断層：深さ10km以深の断層

浅部断層：深さ10km以浅の断層

検討波源モデル②,③のパラメータスタディモデルの設定

検討波源モデル③の断層パラメータ（大すべり域が1箇所のケース）

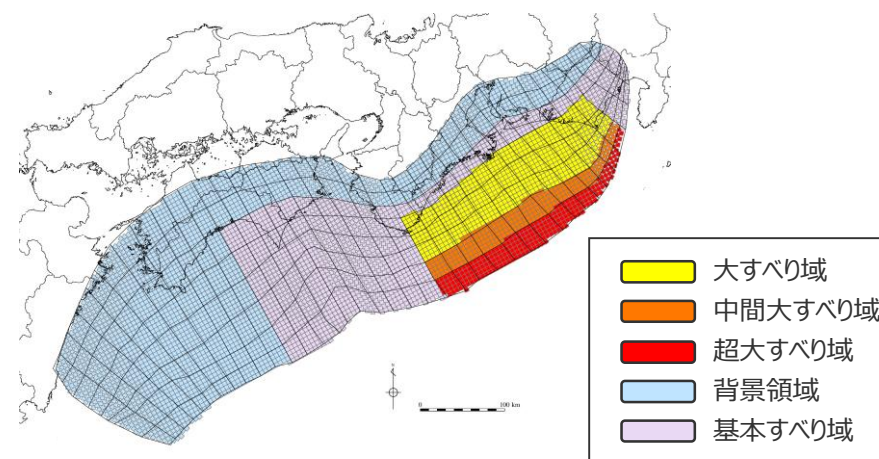
検討波源モデル③

（日本海溝の津波評価手法③）

の大すべり域の位置を西へ20kmとしたケースの断層パラメータ

項目		設定値
津波断層域全体	面積 (km ²)	144,379
	地震モーメント (Nm)	6.2×10^{22}
	Mw	9.1
	平均応力降下量 (MPa) [*]	3.0
	平均すべり量 (m)	8.5
	最大すべり量 (m)	32.2
	剛性率 (N/m ²)	5.0×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	60
主部断層	面積 (km ²)	109,725
	地震モーメント (Nm)	3.8×10^{22}
	平均すべり量 (m)	6.9
	最大すべり量 (m)	16.1
浅部断層	面積 (km ²)	34,655
	地震モーメント (Nm)	2.4×10^{22}
	平均すべり量 (m)	13.7
	最大すべり量 (m)	32.2

^{*}スケリング則の対象とした平均応力降下量を記載



検討波源モデル③（日本海溝の津波評価手法③）
の大すべり域の位置を西へ20kmとしたケース

主部断層：深さ10km以深の断層

浅部断層：深さ10km以浅の断層

6 検討波源モデルの津波評価の詳細

6-7 敷地に影響の大きいケースの選定基準

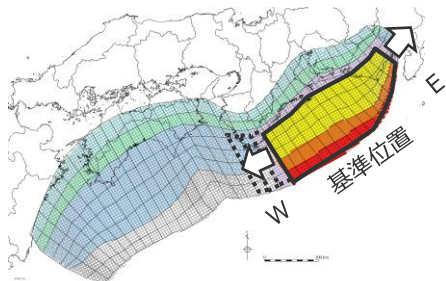
6-7 敷地に影響の大きいケースの選定基準 選定基準の明確化

■ 敷地に影響の大きいケースの選定基準についてより定量的な選定基準とすることとし、小数点第一位まで同じ津波高のケースが複数ある場合には、さらに小さい桁数まで比較し選定することとした。

【検討波源モデルAの概略パラメータスタディの結果（第662回審査会合）を例示】

前回（第662回審査会合）の選定基準

・小数点第一位まで同じ津波高のケースが複数ある場合には、大すべり域の位置が敷地に近いケースを選定。



大すべり域の位置	敷地前面最大上昇水位 (T.P. m)
E2.0(東へ40km)	17.6
E1.5(東へ30km)	17.6
E1.0(東へ20km)	17.6
E0.5(東へ10km)	17.6
0 (基準位置)	17.7
W0.5(西へ10km)	17.7
W1.0(西へ20km)	17.7
W1.5(西へ30km)	16.5
W2.0(西へ40km)	14.8
W2.5(西へ50km)	11.9
W3.0(西へ60km)	8.6

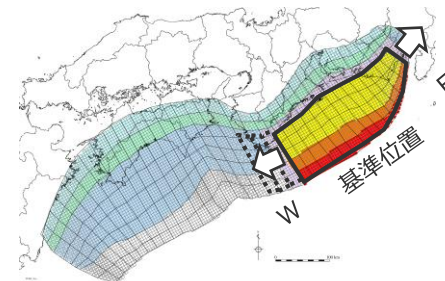
・朔望平均満潮位T.P. + 0.80mを考慮
・同じ値がある場合、大すべり域の位置が敷地に近いケースを選定

⇒選定
(詳細パラメータ
スタディへ)



今回の選定基準

・小数点第一位まで同じ津波高のケースが複数ある場合には、さらに小さい桁数まで比較し選定。



大すべり域の位置	敷地前面最大上昇水位 (T.P. m)
E2.0(東へ40km)	17.6
E1.5(東へ30km)	17.6
E1.0(東へ20km)	17.6
E0.5(東へ10km)	17.6
0 (基準位置)	17.65
W0.5(西へ10km)	17.67
W1.0(西へ20km)	17.66
W1.5(西へ30km)	16.5
W2.0(西へ40km)	14.8
W2.5(西へ50km)	11.9
W3.0(西へ60km)	8.6

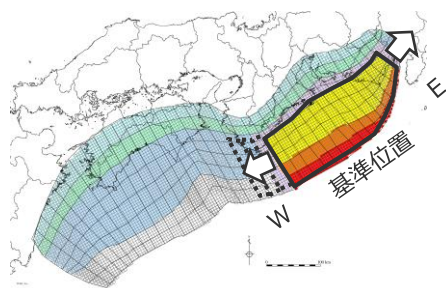
・朔望平均満潮位T.P. + 0.80mを考慮

⇒選定
(詳細パラメータ
スタディへ)

6-7 敷地に影響の大きいケースの選定基準 選定基準の明確化に伴う影響の確認

- 検討波源モデルAの概略パラメータスタディ結果について、小数点第一位まで同じ津波高であった3ケースの津波評価結果について最大上昇水位分布、水位の時間変化を示す。
- 3ケースの最大上昇水位分布、水位の時間変化はほぼ同じであり、これらの選定ケースの違いが津波評価結果に与える影響は小さいことを確認した。

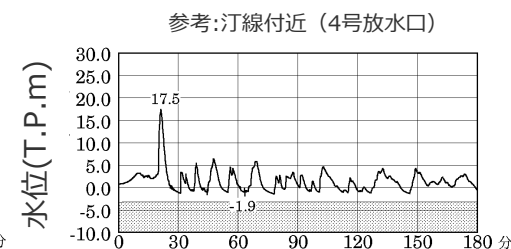
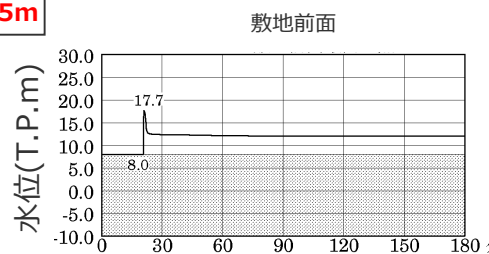
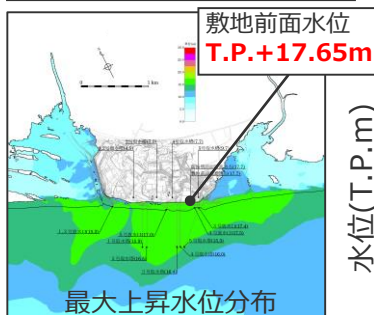
【検討波源モデルAの概略パラメータスタディの結果
(第662回審査会合) を例示】



大すべり域の位置	敷地前面最大上昇水位 (T.P. m)
E2.0(東へ40km)	17.6
E1.5(東へ30km)	17.6
E1.0(東へ20km)	17.6
E0.5(東へ10km)	17.6
0 (基準位置)	17.65
W0.5(西へ10km)	17.67
W1.0(西へ20km)	17.66
W1.5(西へ30km)	16.5
W2.0(西へ40km)	14.8
W2.5(西へ50km)	11.9
W3.0(西へ60km)	8.6

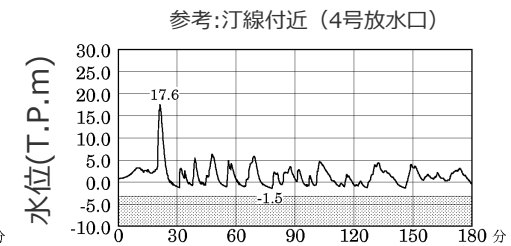
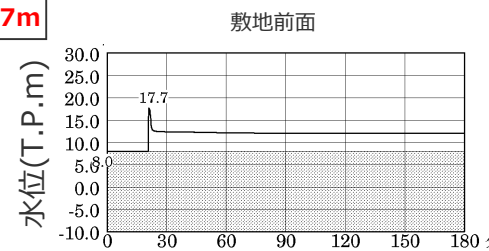
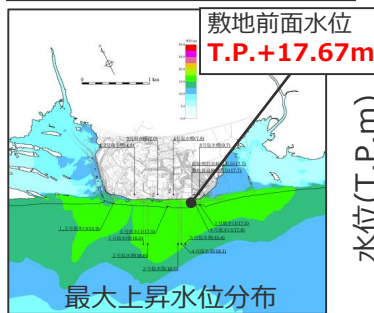
⇒選定

0 (基準位置)



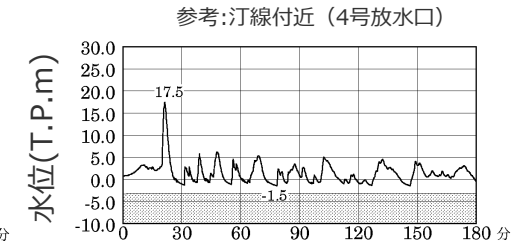
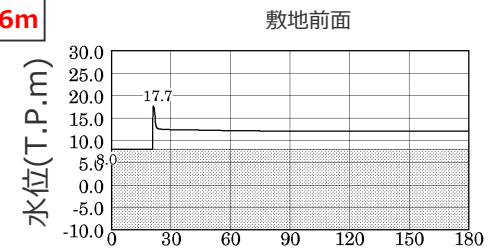
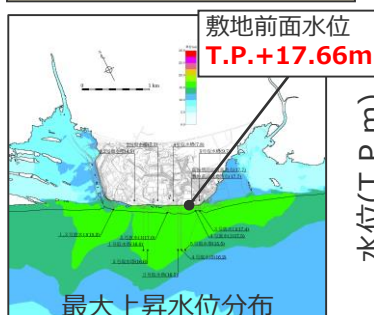
水位の時刻歴波形

W0.5 (西へ10km)



水位の時刻歴波形

W1.0 (西へ20km)



水位の時刻歴波形

・朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

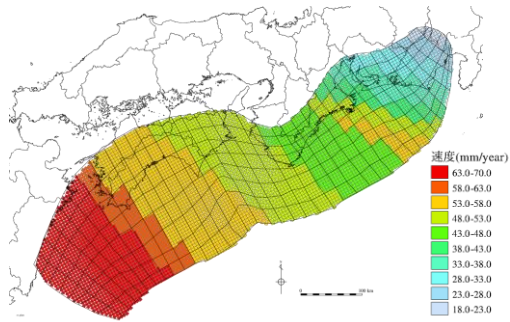
・朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮 ・網掛け部の上端は当該地点の標高

7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細

本章では遠州灘沿岸域の痕跡再現モデルおよび南海トラフ広域の痕跡再現モデルの代表ケースのみ例示し、その他のケースについてはデータ集に示す。

7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細 遠州灘沿岸域の痕跡再現モデル（プレートの沈み込み速度を考慮したモデル）の設定 すべり分布の設定

- プレートの沈み込み速度を考慮したモデルのすべり分布の設定については、各小断層のすべり量をフィリピン海プレートの沈み込み速度に比例するよう設定し、大すべり域には平均すべり量の2倍のすべり量を設定した。
- プレートの沈み込み速度を考慮したモデルのすべり分布の設定の詳細は以下のとおり。



(Loveless and Meade(2010)を基に作成)

各小断層の沈み込速度分布

【主部断層のすべり量の設定】

まず、各小断層の平均すべり量 D_i は、フィリピン海プレートの沈み込み速度に比例し、かつ各小断層の地震モーメント M_{0i} の総和が主部断層のスケーリング則から求められる地震モーメント M_0 になるように設定。

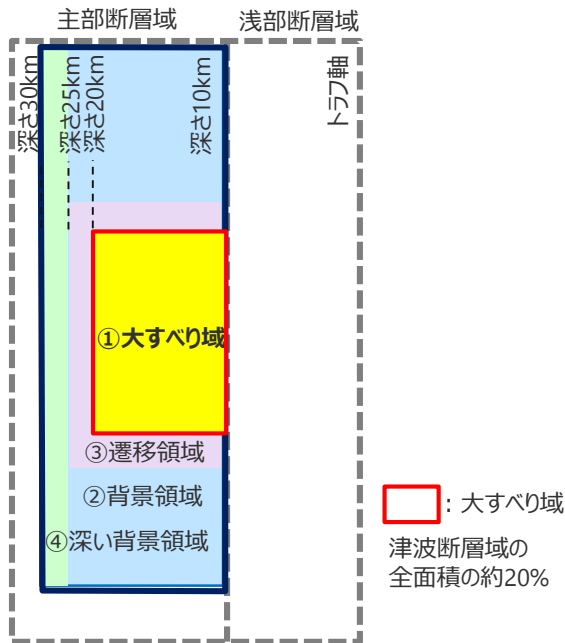
$$M_0 = \sum M_{0i} = \sum \mu D_i S_i \rightarrow \text{小断層毎のすべり量はプレートの沈み込み速度に比例するよう設定。}$$

次に、各小断層の平均すべり量 D_i に対して、以下の関係を与えて各小断層のすべり量を設定。

- ① 大すべり域 ■ : $2D_i$
- ② 背景領域 ■ : 主部断層（領域①～④）の小断層の地震モーメント M_{0i} の総和が、 M_0 となるすべり量 D_b を設定
- ③ ①と②④の遷移領域 ■ : ②側 $(2D_i + D_b) / 2$ 、④側 $(2D_i + 1/2 \times D_b) / 2$
- ④ 深い背景領域 ■ : $1/2 \times D_b$

D_i : 各小断層の平均すべり量 D_b : 各背景領域のすべり量(= aD_i , a は定数) S_i : 各小断層の面積
 M_0 : スケーリング則から算定される主部断層の地震モーメント M_{0i} : 各小断層の地震モーメント

- ・今回実施した5ケース（応力降下量1.5MPa、1.6MPa、1.7MPa、1.8MPa、1.9MPa）とも、同様の考え方ですべり量設定を行っている。
- ・詳細な設定方法は、データ集に示す。



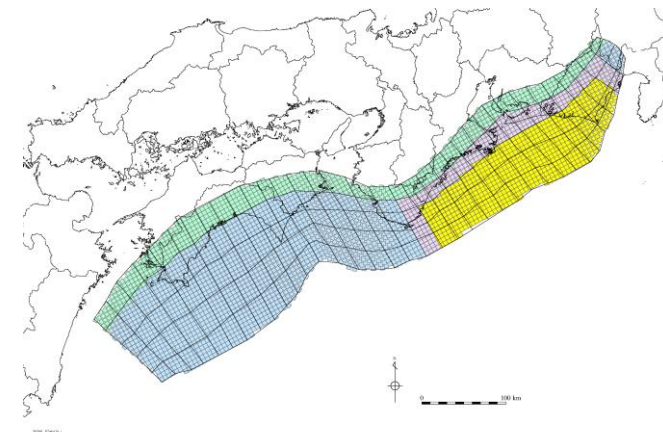
■ : 大すべり域
津波断層域の
全面積の約20%

プレートの沈み込み速度を考慮したモデルのすべり分布概念図

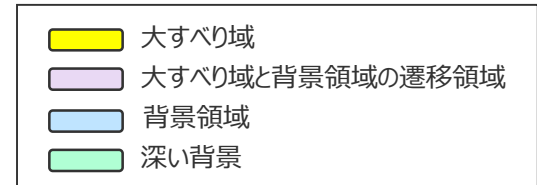
7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細 遠州灘沿岸域の痕跡再現モデル（プレートの沈み込み速度を考慮したモデル）の設定 すべり分布の設定（平均応力降下量：1.5MPa）

断層パラメータ

項目		設定値
全体	面積 (km ²)	82,604
	地震モーメント (Nm)	1.5×10^{22}
	Mw	8.7
	平均応力降下量 (MPa)	1.5
	平均すべり量 (m)	4.4
	最大すべり量 (m)	9.3
	剛性率 (N/m ²)	4.1×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	60

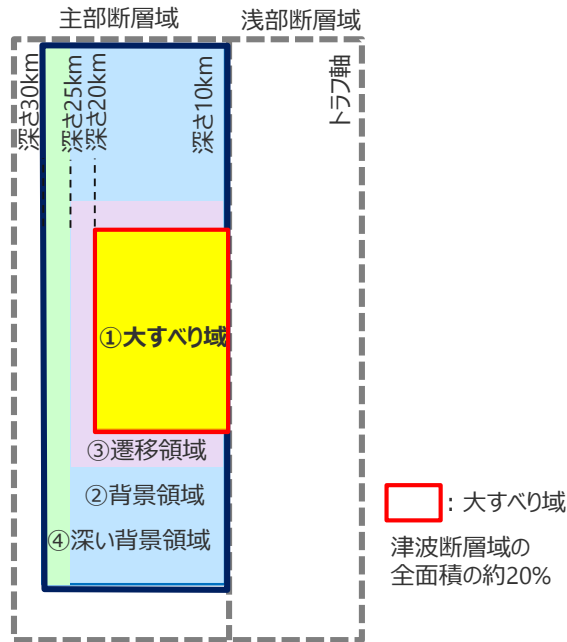


プレートの沈み込み速度を考慮したモデル
（平均応力降下量：1.5MPa）



7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細 遠州灘沿岸域の痕跡再現モデル（プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル）の設定 すべり分布の設定

- プレートの沈み込み速度を考慮しないモデルのすべり分布の設定については、各小断層のすべり量をフィリピン海プレートの沈み込み速度を考慮せず設定し、大すべり域には平均すべり量の2倍のすべり量を設定した。
- プレートの沈み込み速度を考慮しないモデルのすべり分布の設定の詳細は以下のとおり。



プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル
のすべり分布概念図

【主部断層のすべり量の設定】

まず、各小断層の平均すべり量 D_i を以下の領域ごとに設定し、各小断層の地震モーメント M_{0i} の総和が主部断層のスケーリング則から求められる地震モーメント M_0 になるように設定。

$$M_0 = \sum M_{0i} = \sum \mu D_i S_i \rightarrow \text{小断層毎のすべり量は以下の領域ごとに設定。}$$

次に、各小断層の平均すべり量 D_i に対して、以下の関係を与えて各小断層のすべり量を設定。

- ① 大すべり域 ■ : $2D_i$
- ② 背景領域 ■ : 主部断層（領域①～④）の小断層の地震モーメント M_{0i} の総和が、 M_0 となるすべり量 D_b を設定
- ③ ①と②④の遷移領域 ■ : ②側 $(2D_i + D_b) / 2$ 、④側 $(2D_i + 1/2 \times D_b) / 2$
- ④ 深い背景領域 ■ : $1/2 \times D_b$

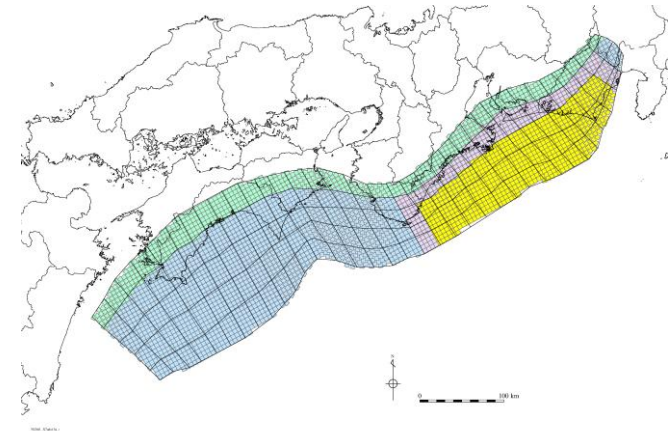
D_i : 各小断層の平均すべり量 D_b : 各背景領域のすべり量(= aD_i , a は定数) S_i : 各小断層の面積
 M_0 : スケーリング則から算定される主部断層の地震モーメント M_{0i} : 各小断層の地震モーメント

- ・今回実施した5ケース（応力降下量1.5MPa、1.6MPa、1.7MPa、1.8MPa、1.9MPa）とも、同様の考え方ですべり量設定を行っている。
- ・詳細な設定方法は、データ集に示す。

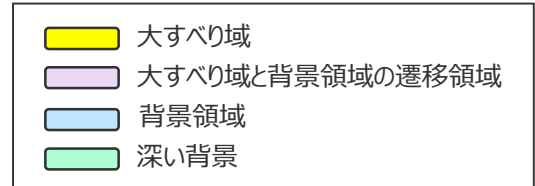
7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細 遠州灘沿岸域の痕跡再現モデル（プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル）の設定 すべり分布の設定（平均応力降下量：1.5MPa）

断層パラメータ

項目		設定値
全体	面積 (km ²)	82,604
	地震モーメント (Nm)	1.5×10^{22}
	Mw	8.7
	平均応力降下量 (MPa)	1.5
	平均すべり量 (m)	4.4
	最大すべり量 (m)	8.6
	剛性率 (N/m ²)	4.1×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	60



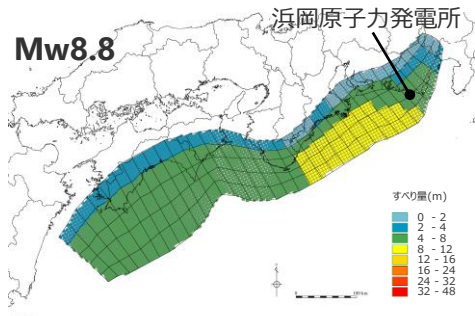
プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル
（平均応力降下量：1.5MPa）



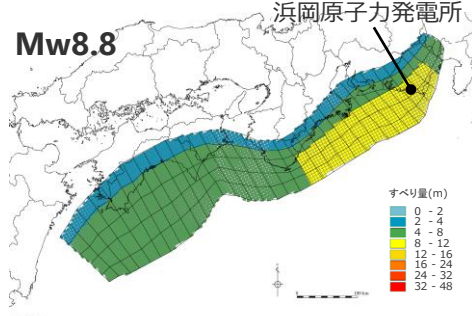
7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細 遠州灘沿岸域の痕跡再現モデルの設定

宝永地震を対象としたプレートの沈み込み速度を考慮したモデルと考慮しないモデルとの比較結果

■「プレートの沈み込み速度を考慮したモデル」と「プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル」の解析結果について、遠州灘沿岸域における宝永地震の津波痕跡の再現性を確認した結果、「プレートの沈み込み速度を考慮したモデル」の方が再現性が良好であることを確認した。



プレートの沈み込み速度を考慮したモデル
($\Delta\sigma = 1.7\text{MPa}$ の例)

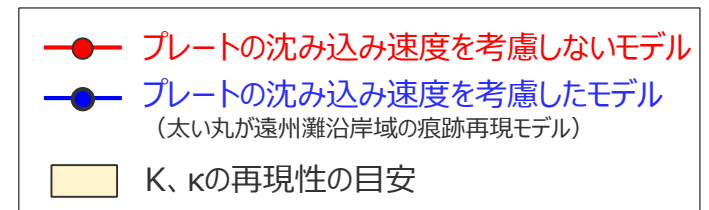
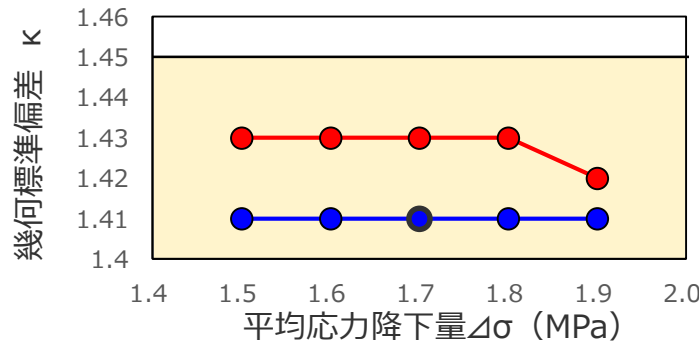
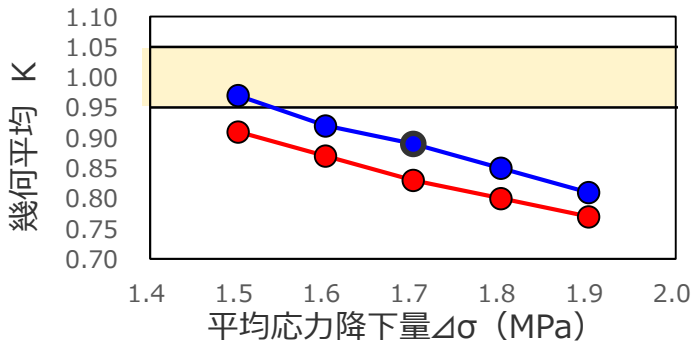


プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル
($\Delta\sigma = 1.7\text{MPa}$ の例)

解析結果の遠州灘沿岸域の痕跡再現性指標 (K, κ)

項目		プレートの沈み込み速度を考慮したモデル	プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル
すべり量分布		沈み込み速度を考慮して設定	沈み込み速度を考慮せず設定
平均応力降下量	1.5MPa	K=0.97, κ =1.41	K=0.91, κ =1.43
	1.6MPa	K=0.92, κ =1.41	K=0.87, κ =1.43
	1.7MPa	K=0.89, κ =1.41 (遠州灘沿岸域の痕跡再現モデル)	K=0.83, κ =1.43
	1.8MPa	K=0.85, κ =1.41	K=0.80, κ =1.43
	1.9MPa	K=0.81, κ =1.41	K=0.77, κ =1.42

- ・相田の指標Kと κ は、痕跡が比較的多い宝永地震の痕跡のみを対象として算定
- ・土木学会(2016)による再現性の目安： $0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa < 1.45$

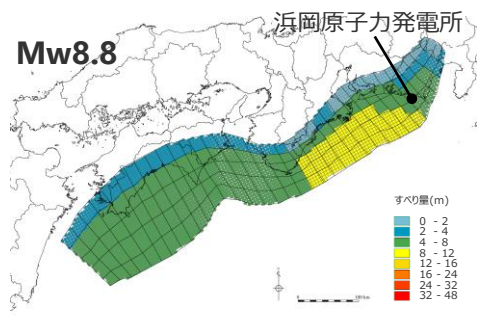


痕跡再現性指標の分布

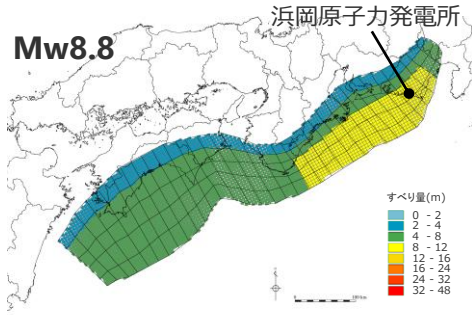
7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細 遠州灘沿岸域の痕跡再現モデルの設定

安政東海地震を対象としたプレートの沈み込み速度を考慮したモデルと考慮しないモデルとの比較結果

■「プレートの沈み込み速度を考慮したモデル」と「プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル」の解析結果について、遠州灘沿岸域における安政東海地震の津波痕跡の再現性を確認した結果、「プレートの沈み込み速度を考慮したモデル」の方が再現性が良好であることを確認した。



プレートの沈み込み速度を考慮したモデル
($\Delta\sigma = 1.7\text{MPa}$ の例)

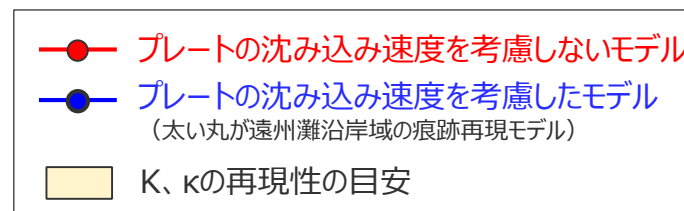
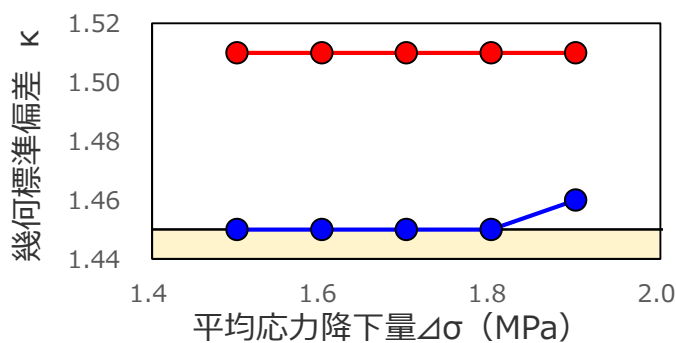
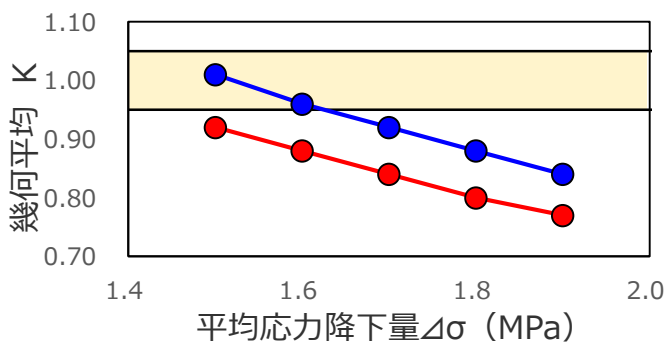


プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル
($\Delta\sigma = 1.7\text{MPa}$ の例)

解析結果の遠州灘沿岸域の痕跡再現性指標 (K, κ)

項目		プレートの沈み込み速度を考慮したモデル	プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル
すべり量分布		沈み込み速度を考慮して設定	沈み込み速度を考慮せず設定
平均応力降下量	1.5MPa	K=1.01, κ =1.45	K=0.92, κ =1.51
	1.6MPa	K=0.96, κ =1.45	K=0.88, κ =1.51
	1.7MPa	K=0.92, κ =1.45 (遠州灘沿岸域の痕跡再現モデル)	K=0.84, κ =1.51
	1.8MPa	K=0.88, κ =1.45	K=0.80, κ =1.51
	1.9MPa	K=0.84, κ =1.46	K=0.77, κ =1.51

・相田の指標Kと κ は、痕跡が比較的多い安政東海地震の痕跡のみを対象として算定
・土木学会(2016)による再現性の目安： $0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa < 1.45$

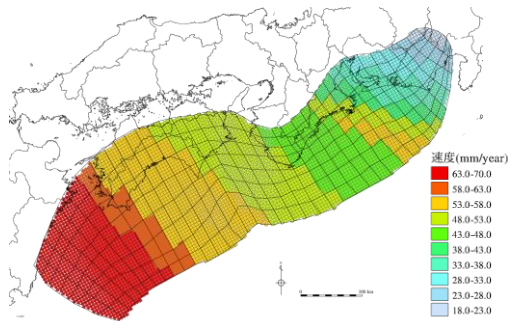


痕跡再現性指標の分布

7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細

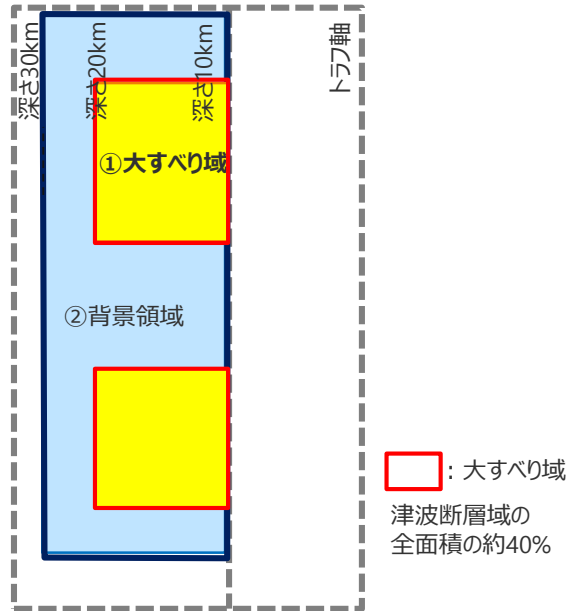
南海トラフ広域の痕跡再現モデル（プレートの沈み込み速度を考慮したモデル）の設定 すべり分布の設定

- プレートの沈み込み速度を考慮したモデルのすべり分布の設定については、各小断層のすべり量をフィリピン海プレートの沈み込み速度に比例するよう設定し、大すべり域には平均すべり量の2倍のすべり量を設定した。
- プレートの沈み込み速度を考慮したモデルのすべり分布の設定の詳細は以下のとおり。



（Loveless and Meade(2010)を基に作成）

各小断層の沈み込速度分布



主部断層域 浅部断層域
プレートの沈み込み速度を考慮したモデルの
すべり分布概念図

【主部断層のすべり量の設定】

まず、各小断層の平均すべり量 D_i を領域ごとに設定し、各小断層の地震モーメント M_{0i} の総和が主部断層のスケーリング則から求められる地震モーメント M_0 になるように設定。

$M_0 = \sum M_{0i} = \sum \mu D_i S_i \rightarrow$ 小断層毎のすべり量はプレートの沈み込み速度に比例するよう設定。

次に、各小断層の平均すべり量 D_i に対して、以下の関係を与えて各小断層のすべり量を設定。

- ① 大すべり域 ■ : $2D_i$
- ② 背景領域 ■ : 主部断層（領域①～②）の小断層の地震モーメント M_{0i} の総和が、 M_0 となるすべり量 D_b を設定

D_i : 各小断層の平均すべり量 D_b : 各背景領域のすべり量(= aD_i , a は定数) S_i : 各小断層の面積
 M_0 : スケーリング則から算定される主部断層の地震モーメント M_{0i} : 各小断層の地震モーメント

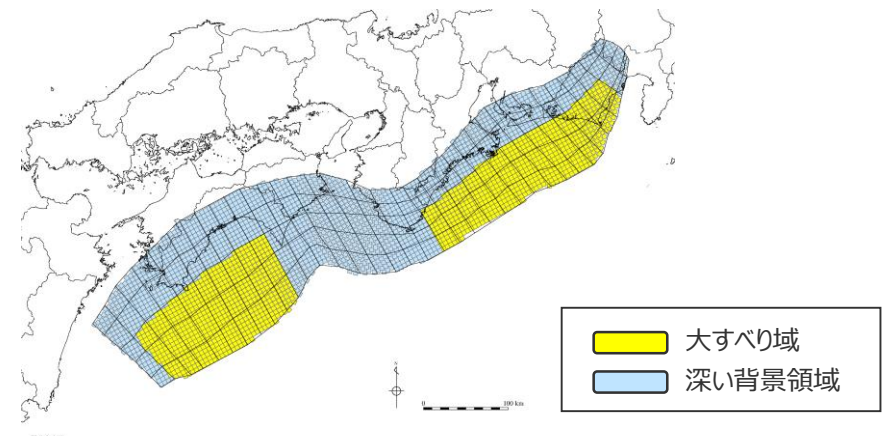
- ・今回実施した5ケース（応力降下量1.5MPa、1.6MPa、1.7MPa、1.8MPa、1.9MPa）とも、同様の考え方ですべり量設定を行っている。
- ・詳細な設定方法は、データ集に示す。

7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細

南海トラフ広域の痕跡再現モデル（プレートの沈み込み速度を考慮したモデル）の設定 すべり分布の設定（平均応力降下量：1.5MPa）

断層パラメータ

項目		設定値
全体	面積 (km ²)	82,604
	地震モーメント (Nm)	1.5×10^{22}
	Mw	8.7
	平均応力降下量 (MPa)	1.5
	平均すべり量 (m)	4.4
	最大すべり量 (m)	11.2
	剛性率 (N/m ²)	4.1×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	60

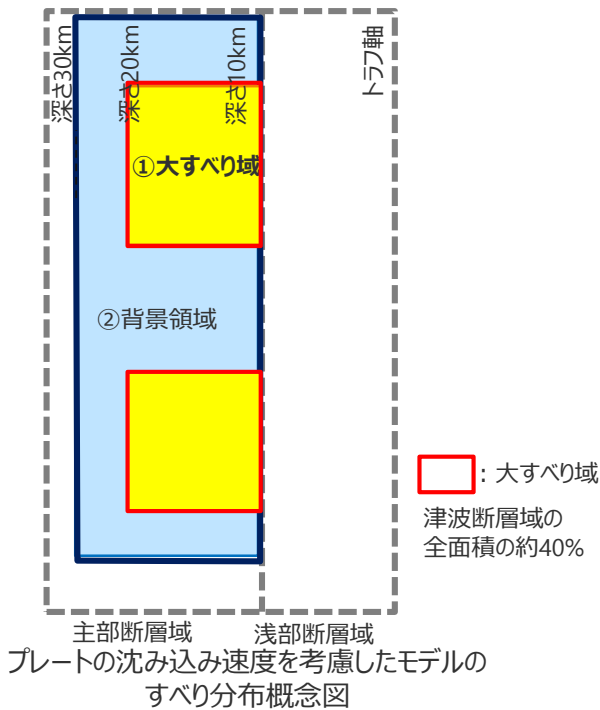


南海トラフ広域の痕跡再現モデル
（平均応力降下量：1.5MPa）

7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細

南海トラフ広域の痕跡再現モデル（プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル）の設定 すべり分布の設定

- プレートの沈み込み速度を考慮しないモデルのすべり分布の設定については、各小断層のすべり量をフィリピン海プレートの沈み込み速度を考慮せず設定し、大すべり域には平均すべり量の2倍のすべり量を設定した。
- プレートの沈み込み速度を考慮しないモデルのすべり分布の設定の詳細は以下のとおり。



【主部断層のすべり量の設定】

まず、各小断層の平均すべり量 D_i を領域ごとに設定し、各小断層の地震モーメント M_{0i} の総和が主部断層のスケール則から求められる地震モーメント M_0 になるように設定。

$$M_0 = \sum M_{0i} = \sum \mu D_i S_i \rightarrow \text{小断層毎のすべり量は以下の領域ごとに設定。}$$

次に、各小断層の平均すべり量 D_i に対して、以下の関係を与えて各小断層のすべり量を設定。

① 大すべり域 : $2D_i$

② 背景領域 : 主部断層（領域①～②）の小断層の地震モーメント M_{0i} の総和が、 M_0 となるすべり量 D_b を設定

D_i : 各小断層の平均すべり量 D_b : 各背景領域のすべり量(= aD_i , a は定数) S_i : 各小断層の面積

M_0 : スケール則から算定される主部断層の地震モーメント M_{0i} : 各小断層の地震モーメント

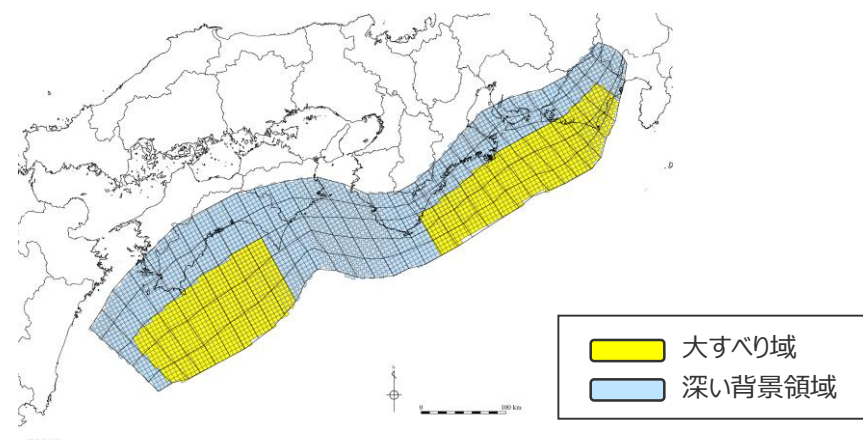
- ・今回実施した5ケース（応力降下量1.5MPa、1.6MPa、1.7MPa、1.8MPa、1.9MPa）とも、同様の考え方ですべり量設定を行っている。
- ・詳細な設定方法は、データ集に示す。

7 痕跡再現モデルの波源モデルの詳細

南海トラフ広域の痕跡再現モデル（プレートの沈み込み速度を考慮しないモデル）の設定 すべり分布の設定（平均応力降下量：1.5MPa）

断層パラメータ

項目		設定値
全体	面積 (km ²)	82,604
	地震モーメント (Nm)	1.5×10^{22}
	Mw	8.7
	平均応力降下量 (MPa)	1.5
	平均すべり量 (m)	4.4
	最大すべり量 (m)	8.6
	剛性率 (N/m ²)	4.1×10^{10}
	破壊伝播速度 (km/s)	2.0
	ライズタイム (s)	60



南海トラフ広域の痕跡再現モデル
（平均応力降下量：1.5MPa）

参考文献

- 相田勇（1981）「東海道沖におこった歴史津波の数値実験」『地震研究所彙報』Vol.56, pp.367-390。
- 相田勇（1985）「東海地震津波の挙動－その数値実験－」『月刊地球』Vol.7, No.4, pp.204-215。
- 愛知県（2014）『平成23年度～25年度 愛知県東海地震・東南海地震・南海地震等被害予測調査結果』愛知県防災会議地震部会, 平成26年5月。
- 阿部勝征（1989）「地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測」『地震研究所彙報』Vol.64, pp.51-69。
- 阿部朋弥, 白井正明（2013）「愛知県渥美半島の沿岸低地で見出された江戸時代の津波起源と推定されたイベント堆積物」『第四紀研究』Vol.52, No.2, pp.33-42。
- 荒井晃作, 岡村行信, 池原研, 芦寿一郎, 徐垣, 木下正高(2006)「浜松沖前弧斜面上部に発達する活断層とテクトニクス」『地質学雑誌』第112巻, 第12号, pp.749-759。
- 荒井晃作, 下田玄, 池原研（2013）「沖縄海域の海洋地質調査－海底鉱物資源開発に利用できる国土の基盤情報の整備－」『シンセオロジー』Vol.6, No.3, pp.162-169。
- 飯田汲事（1981a）「宝永4年10月4日（1707年10月28日）の宝永地震の津波被害」『愛知県被害津波史』愛知県防災会議地震部会, pp.36-49。
- 飯田汲事（1981b）「嘉永7年（安政元年）11月4日（1854年12月23日）の安政地震の津波被害」『愛知県被害津波史』愛知県防災会議地震部会, pp.50-78。
- 飯田汲事（1985a）「愛知県及び隣接県被害津波史」『東海地方地震・津波災害誌』飯田汲事教授論文選集発行会, pp.669-790。
- 飯田汲事（1985b）「歴史地震の研究（4）：慶長9年12月16日（1605年2月3日）の地震及び津波災害について」『愛知工業大学研究報告. B, 専門関係論文集』Vol.16, pp.159-164。
- 飯田汲事（1985c）「昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布」『東海地方地震・津波災害誌』飯田汲事教授論文選集発行会, pp.449-570。
- 池谷仙之, 和田秀樹, 阿久津浩, 高橋実（1990）「浜名湖の起源と地史的変遷（湖沼の成因と環境・地質）」『地質学論集』第36号, pp.129-150。
- 岩崎峯夫, 永井紀彦, 清水勝義, 安立重昭（2006）「検潮井戸の周波数応答特性計測システムの開発」『海岸工学論文集』第53巻, pp.1416-1420。
- 岩瀬浩之, 原信彦, 田中聡, 都司嘉宣, 今井健太郎, 行谷佑一, 今村文彦（2011）「高知県土佐清水市内における1707年宝永地震の津波痕跡に関する現地調査報告」『津波工学研究報告』第28号, pp.105-116。
- 上田誠也（1989）『プレート・テクトニクス』岩波書店, 1989年9月。
- 内田主税（2002）「遠州灘沿岸, 静岡県大須賀町付近における沖積層中のイベント堆積物と古地形環境」『日本地理学会発表要旨集』第61号, 135p。
- 蝦名裕一, 今井健太郎, 大林涼子, 柄本邦明, 都司嘉宣（2020）「古絵図に基づく安政東海地震の浜名湖周辺における津波浸水域の分析」『歴史地震』第35号, pp.187-206。
- 愛媛県（2013）『津波浸水想定について（解説）』愛媛県, 平成25年6月10日。
- 大分県（2014）『津波浸水想定について（解説）』大分県, 2014年3月27日。
- 大阪府（2013）『津波浸水想定について（解説）』大阪府, 平成25年8月20日。
- 岡村眞, 松岡裕美, 佃栄吉, 都司嘉宣（2000）「沿岸湖沼堆積物による過去一万年間の地殻変動と歴史津波モニタリング」『月刊地球／号外』Vol.28, pp.162-168。
- 岡村眞, 松岡裕美, 古野北斗（2009）「浜名湖湖底堆積物に記録された2つの地震イベント」『日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集』T225-P004。
- 岡村眞・松岡裕美（2012）「津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し」『科学』Vol.82, No.2, pp.182-191。
- 岡村行信（2012）「西暦869年貞観津波の復元と東北地方太平洋沖地震の教訓－古地震研究の重要性と研究成果の社会への周知の課題－」『シンセオロジー』Vol.5, No.4, pp.234-242。
- 岡山県（2013）『津波浸水想定について（解説）』岡山県, 平成25年3月22日。
- 奥村与志弘・後藤浩之（2013）「海溝型地震の分岐断層破壊シナリオで発生する津波の特徴に関する一考察」『土木学会論文集A1（構造・地震工学）』Vol.69, No.4, pp.I_750-I-757。
- 小原一成（2009）「フィリピン海プレート沈み込みに伴う西南日本のスロー地震群の発見」『地震』第2輯, 第61巻, pp.S315-S327。

参考文献

- 小原研究室Website, (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/people/obara/>)
- 海上保安庁『海洋台帳』深海版 (<http://www.kaiyoudaichou.go.jp/KaiyowebGIS/>)。
- 香川県 (2013) 『香川県地震・津波被害想定第一次公表報告書』香川県, 平成25年3月31日。
- 垣見俊弘, 松田時彦, 相田勇, 衣笠善博 (2003) 「日本列島と周辺海域の地震地体構造区分」『地震』第2輯, 第55巻, pp.389-406。
- 鹿児島県 (2014) 『津波浸水想定について (解説)』鹿児島県, 平成26年9月24日。
- 活断層研究会 (1991) 『新編 日本の活断層 分布図と資料』東京大学出版会, 1991年3月。
- 加藤勝秀, 森勇人, 佐藤嘉則, 松山昌史 (2020) 「津波波源モデルにおけるすべり量とライズタイムとの関係に関する検討」『土木学会論文集B2 (海岸工学)』Vol.76, No. 2, pp.I_355-I_360。
- 神奈川県 (2015) 『参考資料 津波浸水想定について (解説)』神奈川県, 平成27年6月22日。
- 金森博雄 (1991) 『地震の物理』岩波地球科学選書, 1991年9月。
- 金田義行 (2013) 「地質調査業が躍動するステージ 地震分野」『地質と調査 (平成25年10月1日発行)』2013第3号 (通巻137号), pp.15-22。
- 河田恵昭, 奥村与志弘, 越村俊一 (2006) 「津波の発生に及ぼす断層破壊の動的特性の影響」『海岸工学論文集』第53号, pp.291-295。
- 気象庁 (1945) 『昭和十九年十二月七日東南海大地震調査概報』中央气象台。
- 気象庁 (1973) 「1972年12月4日八丈島東方沖地震について」『地震予知連絡会会報』第9巻, 3-4, pp.46-50。
- 気象庁 (2004) 『2004年9月5日23時57分頃の東海道沖の地震について (第2報)』平成16年9月6日。
- 気象庁 (2009) 『平成21年8月11日の駿河湾の地震で発表した津波注意報について』
(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/tsunamihiyoka/20090811suruga-wan/index.html>)。
- 気象庁 (2010) 『2010年2月27日15時34分頃にチリ中部沿岸で発生した地震について (第3報)』平成22年2月28日。
- 気象庁潮汐観測資料『潮汐累計原簿』(1956~1986年), 『潮汐観測』(1987~1996年), 『潮汐観測 (CD版)』(1997~2001年), 『潮汐概況』(2002~2017年) (<https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/gaikyo/nenindex.php>)。
- 北村晃寿, 小林小夏 (2014) 「静岡平野・伊豆半島南部の中・後期完新世の古津波と古地震の地質学的記録」『地学雑誌』第123巻, 第6号, pp.813-834。
- 北村晃寿, 川手繁人 (2015) 「静岡県南伊豆・吉佐美の海岸低地における津波堆積物の有無の調査」『静岡大学地球科学研究報告』第42号, pp.15-23。
- 北村晃寿, 鈴木孝和, 小林小夏 (2015) 「静岡県焼津平野における津波堆積物の調査」『静岡大学地球科学研究報告』第42号, pp.1-14。
- 北村晃寿, 三井雄太, 石橋秀巳, 森英樹 (2018) 「伊豆半島南東部静岡県河津町の海岸低地における津波堆積物調査」『静岡大学地球科学研究報告』第45号, pp.1-16。
- 木村学・木下正高 (2009) 『付加体と巨大地震発生帯 南海地震の解明に向けて』東京大学出版会, 2009年08月26日。
- 熊谷博之 (1999) 「浜名湖周辺での東海沖の大地震に伴う津波堆積物の調査」『地学雑誌』第108巻, 第4号, pp.424-432。
- 熊本県 (2013) 『津波浸水想定について (解説)』熊本県, 2013年3月29日。
- 高知県 (2012) 『参考資料津波浸水想定について (解説)』高知県, 2012年12月10日。
- 国土交通省 (2019) 『津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.10』国土交通省水管理・国土保全局海岸室, 国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室, 2019年4月, 75p。
- 国土地理院・海上保安庁 (2011) 『東北地方太平洋沖地震の陸域及び海域の地殻変動と滑り分布モデル』(<http://www.gsi.go.jp/cais/topic110520-index.html>)。
- 国土画像情報 (電子国土web)。
- 国土地理院『2万5千分の1地形図』『5万の分の1地形図』。

参考文献

- 国土地理院験潮の概要HP(http://www.gsi.go.jp/kanshi/tide_presen.html)。
- 小谷美佐, 今村文彦, 首藤伸夫 (1998) 「GISを利用した津波遡上計算と被害推定法」『海岸工学論文集』第45巻, pp.356-360。
- 後藤和久・島袋綾野 (2012) 「学際的研究が解き明かす1771年明和大津波」『科学』Vol.82, No.2, pp.208-214。
- 後藤和久 (2012) 「津波石研究の課題と展望Ⅱ—2009年以降の研究を中心に津波石研究の意義を再考する—」『堆積学研究』第71巻, pp.129-139。
- 後藤和彦 (2013) 「1911年に喜界島近海で発生した巨大地震の震源位置の再評価」『地震』第2輯, 第65巻, pp.231-242。
- 小西健二 (1965) 「琉球列島(南西諸島)の構造区分」『地質学雑誌』第71巻, 第840号, pp.437-457。
- 小松原純子, 藤原治, 高田圭太, 澤井祐紀, Than Tin Aung, 鎌滝孝信 (2006) 「沿岸低地堆積物に記録された歴史時代の津波と高潮: 南海トラフ沿岸の例」『活断層・古地震研究報告』第6号, pp.107-122。
- 小松原純子, 岡村行信, 澤井祐紀, 穴倉正展, 吉見雅行, 竿本英貴 (2007) 「紀伊半島沿岸の津波堆積物調査」『活断層・古地震研究報告』地震調査総合センター, Vol.7, pp.219-230。
- 小松原純子, 藤原治, 高田圭太, 澤井祐紀, Than Tin Aung, 鎌滝孝信 (2009) 「東海道白須賀宿付近の堆積物に記録された歴史時代の津波と高潮」『歴史地震』第24号, 169p。
- 小山順二, 都筑基博, 蓬田清 (2012) 「斜め衝突帯の巨大地震(1) 相模トラフ」『北海道大学地球物理学研究報告』No.75, pp.161-174。
- 近藤武司, 森本徹, 藤本典子, 殿最浩司, 志方建仁 (2012) 「港湾での津波による土砂移動計算の再現性評価」『土木学会論文集B2(海岸工学)』Vol.68, No.2, pp.I_396-I_400。
- 佐賀県 (2016) 『津波浸水想定について(解説)』佐賀県, 2016年4月12日。
- 佐竹健治 (2012) 「第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要」『地震予知連絡会会報』第89巻, 12-6, pp.414-416。
- 佐竹健治 (2013) 「第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要」『地震予知連絡会会報』第89巻, 12-6, pp.414-416。
- 佐藤善輝, 藤原治, 小野映介 (2016) 「浜松平野西部における完新世後期の浜堤列の地形発達過程」『第四紀研究』第55巻, 第1号, pp.17-35。
- 砂防フロンティア整備推進機構 (2001) 『土砂災害防止に関する基礎調査の手引き』平成13年4月1日。
- 産業技術総合研究所『活断層データベース』(https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html)。
- 産業技術総合研究所『津波堆積物データベース』(https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db/)。
- 穴倉正展, 澤井祐紀, 行谷佑一, 岡村行信 (2010) 「平安の人々が見た巨大津波を再現する—西暦869年貞観津波—」『AFERC ニュース』No.16, pp.1-10。
- 穴倉正展, 前李英明, 越後智雄, 行谷佑一, 永井亜沙香 (2011) 「潮岬周辺の津波石と隆起痕跡から推定される南海トラフの連動型地震履歴」『日本地球惑星科学連合2011年大会予稿集』SSS035-13。
- 穴倉正展 (2011) 「津波堆積物からみた869年貞観地震と2011年東北地方太平洋沖地震について」『日本地震学会ニュースレター』Vol.23, No.3, pp.20-25。
- 穴倉正展, 藤原治, 澤井祐紀, 行谷佑一, 谷川晃一郎 (2012) 「海溝型地震履歴解明の研究」『地質調査総合センター速報 No.59, 平成23年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告』pp.43-58。
- 穴倉正展 (2013a) 「地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波(南海地域の例)」『GSJ地質ニュース』Vol.2, No.7, pp.201-204。
- 穴倉正展, 前李英明, 越後智雄, 小俣雅志, 郡谷順英, 渋谷典幸 (2013) 「南海トラフ沿いの和歌山県串本町で検出された完新世イベント堆積物」『日本地球惑星科学連合2013年大会予稿集』SSS31-35。
- 穴倉正展 (2016) 「古地震からみた南海トラフ巨大地震の多様性と規模」『南海トラフ巨大地震の予測に向けた観測と研究』講演会資料, 9p。
- 地震調査委員会 (2004a) 『日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価』平成16年2月27日。
- 地震調査委員会 (2009a) 「九州・沖縄地方の地震活動の特徴」『日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—』平成21年3月。
- 地震調査委員会 (2009b) 「関東地方の地震活動の特徴」『日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴』平成21年3月。

参考文献

- 地震調査委員会 (2011) 『三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について』平成23年11月25日。
- 地震調査委員会 (2012) 「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について」平成24年2月9日。
- 地震調査委員会 (2013) 『南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) について』平成25年5月24日。
- 地震調査委員会 (2014) 『相模トラフ沿いの地震活動の長期評価 (第二版)』平成26年4月25日。
- 地震調査委員会 (2015) 『身延断層の長期評価』平成27年4月24日。
- 地震調査委員会 (2017a) 『波源断層を特性化した津波の予測手法 (津波レシピ)』地震調査研究推進本部地震調査委員会, 平成29年1月。
- 地震調査委員会 (2018) 『千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第三版)』平成29年12月19日, 平成30年3月30日訂正。
- 地震調査委員会 (2019) 『日本海溝沿いの地震活動の長期評価』平成31年2月26日。
- 地震調査委員会 (2020) 『南海トラフ沿いで発生する大地震の確率論的津波評価』地震調査研究推進本部地震調査委員会, 平成29年1月。令和2年(2020年)1月。
- 地震調査研究推進本部 (2014) 『地震がわかる!』平成26年2月。
- 静岡県 (1986) 『安政東海地震津波被害調査報告書 (特に伊豆半島東海岸について)』静岡県地震対策課。
- 静岡県 (2015) 『静岡県第4次地震被害想定調査 (第一次報告)』平成25年6月, 『静岡県第4次地震被害想定 (第二次報告) 報告書』平成25年11月, 『相模トラフ沿いで発生する地震の地震動・津波浸水想定～内閣府「首都直下地震モデル検討会」の震源断層モデルによる検討～報告書』平成27年1月, 『駿河トラフ・南海トラフ沿いで発生するレベル1地震の津波の想定報告書』平成27年6月。
- Cisternas, Marco, Brian Atwater, 鎌滝孝信, 澤井祐樹, 宍倉正展 (2006) 「1960年チリ地震震源域で繰り返し生じた過去の巨大地震」『歴史地震』第21号, pp.87-91。
- JAMSTEC (2007) 「伊豆・小笠原海域における地殻生成に関する新しい発見～我が国の大陸棚延伸に関する科学的根拠～」(https://www.jamstec.go.jp/j/about/press_release/20071101/), 『プレスリリース (2007年11月1日)』独立行政法人海洋研究開発機構。
- 首藤伸夫 (1988) 『日本海中部地震津波の発生・増幅機構と破壊力』文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果自然災害科学総合研究班No.A-63-1, 昭和63年9月。
- 杉野英治, 呉長江, 是永真理子, 根本 信, 岩淵洋子, 蛭沢勝三 (2013) 「原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証」『日本地震工学会論文集』第13巻, 第2号, pp.2-21。
- 杉野英治, 岩淵洋子, 橋本紀彦, 松末和之, 蛭沢勝三, 亀田弘行, 今村文彦 (2014) 「プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案」『日本地震工学会論文集』第14巻, 第5号, pp.1-18。
- 鈴木康弘 (2010) 「東海～四国沖の陸棚外縁活撓曲の再発見」『科学』Vol.80, No.8, pp.779-781。
- 瀬野徹三 (2005) 「世界のプレート運動」『地学雑誌』第114巻, 第3号, pp.350-366。
- 瀬野徹三 (2013) 「南海トラフ三連動型地震・M9はあり得るか?」『GSJ 地質ニュース』Vol. 2, No. 7, pp.212-214。
- 全国治水砂防協会 (1984) 『砂防設計公式集 マニュアル 数表』1984年10月。
- 高田圭太, 佐竹健治, 寒川旭, 下川浩一, 熊谷博之, 後藤健一, 原口強 (2002) 「静岡県西部湖西市における遠州灘沿岸低地の津波堆積物調査 (速報)」『活断層・古地震研究報告』第2号, pp. 235-243。
- 高橋智幸, 首藤伸夫, 今村文彦, 浅井大輔 (1999) 「掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発」『海岸工学論文集』第46巻, pp.606-610。
- 高橋成実, 野徹雄, 海宝由佳, 小平秀一, 金田義行, 仲田洋文 (2010) 「想定東海地震震源周辺域における沈み込み帯地殻構造」『Blue Earth '10』(<http://www.jamstec.go.jp/maritec/j/blueearth/2010/program/BE10-03.pdf>) 。
- 武村雅之 (1998) 「日本列島における地殻内地震のスケーリング則－地震断層の影響および地震被害との関連－」『地震』第2輯, 第51巻, pp.211-228。

参考文献

- 谷岡勇市郎, 平田賢治, 日野亮太, 金沢敏彦 (2004) 「津波波形から推定した詳細な2003年十勝沖地震のすべり量分布」『地震』第2輯, 第57号, pp.75-81。
- 谷川晃一郎, 穴倉正展, 藤原治, 行谷佑一, 松本弾 (2017) 「高知県四万十町興津における津波堆積物調査 (予報)」『活断層・古津波研究報告』地質調査総合センター, No.17, pp.31-38。
- 玉田崇, 田村保, 高橋智幸, 佐々木元 (2009) 「河川での津波防災検討における津波移動床モデルの適用性に関する研究」『土木学会論文集B2 (海岸工学)』Vol.B2-65, No.1, pp.301-305。
- 中央防災会議 (2001) 『東海地震に関する専門調査会報告』平成13年12月18日, 『東海地震に関する専門調査会報告』東海地震に関する専門調査会第11回, 平成13年12月11日。
- 中央防災会議 (2003) 『東南海、南海地震に関する報告』東南海、南海地震等に関する専門調査会, 平成15年12月16日。
- 中央防災会議 (2011) 『東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告』東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会, 平成23年9月28日。
- チリ中部地震津波合同調査グループ (2012) 「2010年チリ中部地震津波に関する日本での現地調査の報告」『津波工学研究報告』第29号, pp.37-54。
- 都司嘉宣, 上田和枝, 荒井賢一 (1994) 「須崎市を襲った歴史津波」『歴史地震』第10号, pp.95-115。
- 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 村上嘉謙 (1998) 「浜名湖の湖底堆積物中の津波痕跡調査」『歴史地震』第14巻, pp.101-113。
- 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 後藤智子, 韓世燮 (2002) 「三重県尾鷲市大池, および紀伊長島町諏訪池の湖底堆積層中の歴史・先史津波痕跡について」『月刊地球』第24巻, 第10号, pp.743-747。
- 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 行谷佑一 (2003) 「高知県須崎市桐間池の湖底堆積層中の津波痕跡」『地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集』J078-006。
- 都司嘉宣 (2006) 「小笠原諸島の津波史」『歴史地震』第21号, pp.65-79。
- 都司嘉宣, 大年邦雄, 中野晋, 西村裕一, 藤間功司, 今村文彦, 柿沼太郎, 中村有吾, 今井健太郎, 後藤和久, 行谷佑一, 鈴木進吾, 城下英行, 松崎義孝 (2010) 「2010年チリ中部地震による日本での津波被害に関する広域現地調査」『土木学会論文集B2 (海岸工学)』Vol.66, No.1, pp.1346-1350。
- 都司嘉宣 (2012) 「第二章 古文書から読む大地震・大津波の記憶」『千年に一度の大地震・大津波に備える～古文書・伝承に読む先人の教え～』しずおか文化新書10。
- 土隆一 (2001) 「静岡県地質図」『静岡県の地形と地質 - 静岡県地質図20万分の1 (2001年改訂版) 説明書 -』内外地図。
- 津波痕跡データベース (<http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/toppage.php>) 東北大学災害科学国際研究所。
- 鉄道総合技術研究所 (2007) 『鉄道構造物等設計標準・同解説 土構造物〔平成25年改訂〕』平成19年1月, 丸善出版。
- 東京都防災会議 (2013) 『南海トラフ巨大地震等による東京の被害想定報告書』東京都, 平成25年5月
- 徳島県 (2012) 『参考資料 津波浸水想定について (解説)』徳島県, 2012年10月31日。
- 徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐垣, 日野亮太, 野原壯, 阿部寛信, 坂井眞一, 向山建二郎 (2001) 「日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史付図 日本周辺海域の第四紀地質構造図」『海洋調査技術』第13巻, 第1号, 海洋調査技術学会。
- 土木学会 (2011) 『津波特定テーマ委員会第3回 報告会資料』2011.9.14。
- 土木学会 (2016) 『原子力発電所の津波評価技術2016』土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会, 平成28年9月。
- 内閣府 (2012) 『南海トラフの巨大地震モデル検討会 (中間とりまとめ)』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成23年12月27日。『南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告)』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成24年3月31日。『南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編 - 津波断層モデルと津波高・浸水域等について -』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成24年8月29日。『平成23年 (2011年) 東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて』第12回南海トラフの巨大地震モデル検討会参考資料1。

参考文献

- 内閣府（2013）『首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書』首都直下地震モデル検討会，平成25年12月。
- 内閣府（2015）『南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する報告』南海トラフの巨大地震モデル検討会・首都直下地震モデル検討会，平成27年12月17日。
- 内閣府（2018）『日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会』第11回議事概要，平成30年2月16日。
- 内閣府（2020）『日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について（概要報告）』日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会，令和2年4月21日。
- 長崎県（2016）『津波浸水想定について（解説：第2版）』長崎県，平成28年10月31日。
- 長宗留男（1987）「九州-琉球列島における稍深発地震とテクトニクス」『地震』第2輯，第40巻，pp.417-423。
- 中村衛（2010）「南西諸島の沈み込みに伴い巨大地震が発生するのか？－海底地殻変動観測からの検証」『科学研究費補助金研究成果報告書』平成22年6月。
- 中村衛（2012a）「南西諸島の地震活動と巨大津波発生可能性」『科学』Vol.82, No.2, pp.201-207。
- 中村衛（2012b）「1771年八重山地震津波」『地震予知連絡会会報』第87巻，12-3, pp.497-500。
- 七山太，加賀新，木下博久，横山芳春，佐竹健治，中田高，杉山雄一，佃栄吉（2002）「紀淡海峡，友ヶ島において発見された南海地震津波の痕跡」『月刊海洋号外』第28号，pp.123-131。
- 行谷佑一・都司嘉宣（2005）「宝永（1707）・安政東海（1854）地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布」『歴史地震』第20号，pp.33-56。
- 行谷佑一，前杵英明，穴倉正展，越後智雄，永井亜沙香（2011）「和歌山県串本町橋杭岩周辺の漂礫分布の形成要因」『日本地球惑星科学連合2011年大会予稿集』，SSS035-12。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2014）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成25年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，独立行政法人海洋研究開発機構，平成26年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2015）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成26年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，独立行政法人海洋研究開発機構，平成27年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2016）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成27年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，独立行政法人海洋研究開発機構，平成28年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2017）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成28年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，独立行政法人海洋研究開発機構，平成29年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2018）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成29年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，独立行政法人海洋研究開発機構，平成30年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2019）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト平成30年度 成果報告書』文部科学省研究開発局，独立行政法人海洋研究開発機構，令和元年5月。
- 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（2020）『南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト成果報告会－研究成果と今後の課題－』（<https://www.jamstec.go.jp/nankai/seika/sympo20200217/index.html>）文部科学省研究開発局，独立行政法人海洋研究開発機構，令和2年2月17日。
- 西仲秀人，熊谷博之，奥田隆，鳥居龍晴，高野雅夫，中村俊夫（1996）「浜名湖周辺の津波堆積物から探る過去の東海沖地震」『名古屋大学加速器質量分析計業績報告書』，Vol.VII, pp.193-203。
- 西村卓也（2013）「測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング」『地震予知連絡会会報』第89巻，12-15, pp.453-456。
- 日本海洋データセンター「潮汐データ」（http://jdoss1.jodc.go.jp/vpage/tide_j.html）。
- 萩原尊禮（1989）『続古地震-実像と虚像』東京大学出版会。

参考文献

- 萩原尊禮（1995）『古地震探究－海洋地震へのアプローチ』東京大学出版会。
- 長谷川昭（2015）「2011年東北沖地震の震源域で何が起きたか？－東北沖地震の発生機構－」『地震ジャーナル』第60号，pp.2-15。
- 羽鳥徳太郎（1975）「明応7年・慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源」『地震研究所彙報』Vol.50，pp.171-185。
- 羽鳥徳太郎（1977）「静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『静岡県地震対策基礎調査報告書－第2次調査・津波第1報－』静岡県地震対策課，pp.14-38。
- 羽鳥徳太郎（1978a）「高知・徳島における慶長・宝永・安政南海道津波の記念碑－1946年南海道津波の挙動との比較－」『地震研究所彙報』Vol.53，pp.423-445。
- 羽鳥徳太郎（1978b）「三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『地震研究所彙報』Vol.53，pp.1191-1225。
- 羽鳥徳太郎（1980a）「宝永・安政津波の現地調査による波高の検討」『月刊海洋科学』Vol.12，No.7，pp.495-503。
- 羽鳥徳太郎（1980b）「大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査」『地震研究所彙報』Vol.55，pp.505-535。
- 羽鳥徳太郎（1982）「高知県南西部の宝永・安政南海道津波の調査－久礼・入野・土佐清水の津波の高さ」『地震研究所彙報』Vol.56，pp.547-570。
- 羽鳥徳太郎（1984）「関東・伊豆東部沿岸における宝永・安政東海津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.59，pp.501-518。
- 羽鳥徳太郎（1985a）「東海地方の歴史津波」『月刊地球』Vol.7，No.4，pp.182-191。
- 羽鳥徳太郎（1985b）「小笠原父島における津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.60，pp.97-104。
- 羽鳥徳太郎（1986）「九州東部沿岸における歴史津波の現地調査－1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波－」『地震研究所彙報』Vol.60，pp.439-459。
- 羽鳥徳太郎（1988）「瀬戸内海・豊後水道沿岸における宝永（1707）・安政（1854）・昭和（1946）南海道津波の挙動」『歴史地震』第4号，pp.37-46。
- 羽鳥徳太郎（1991）「鎌倉における明応（1498）・元禄（1703）・大正（1923）津波の浸水域」『歴史地震』第7号，pp.1-10。
- 羽鳥徳太郎（2005）「伊勢湾岸市街地における安政東海津波（1854）の浸水状況」『歴史地震』第20号，pp.57-64。
- 羽鳥徳太郎（2006）「東京湾・浦賀水道沿岸の元禄関東（1703），安政東海（1854）津波とその他の津波の遡上状況」『歴史地震』第21号，pp.37-45。
- 原口強，鳥居和樹，山崎秀雄，関口秀雄（2008）「和歌山県田辺湾で発見された昭和南海地震津波堆積物」『北淡活断層シンポジウム2008講演要旨集』pp.41-42。
- 兵庫県（2014）『南海トラフ巨大地震の津波浸水想定について（解説）』兵庫県，平成26年2月19日。
- 平川一臣（2013）『津波堆積物が示す南海トラフの津波履歴，津波挙動（海食急崖，斜面からの証拠）伊良湖水道・菅島，志摩半島，紀伊長島，熊野，潮岬・串本』南海トラフの巨大地震モデル検討会（第35回）及び首都直下地震モデル検討会（第17回）合同会議 参考資料2 平川委員提供資料，平成25年3月19日。
- 廣内大助，佐藤善輝，松多信尚，堀和明，清水龍来，遠藤悠，西川由香，安江健一，顔一勤（2014）「静岡県太田川低地の堤間湿地における完新世後期の堆積環境変化」『愛知工業大学地域防災研究センター年次報告書』Vol.10，pp.43-46。
- 広島県（2013）『津波浸水想定について（解説）』広島県，平成25年5月2日。
- 福岡県（2016）『津波浸水想定について（解説）』福岡県，2016年2月18日。
- 藤田尚毅，稲垣和男，藤井直樹，高尾誠，金戸俊道（2010）「津波による海底地形変化評価モデルの現地適用性に関する研究」『海洋開発論文集』Vol.26，pp.213-218。
- 藤野滋弘（2013）「インド洋における過去の巨大地震・津波」『地震予知連絡会会報』第89巻，12-10，pp.429-431。
- 藤原治，小野映介，佐竹健治，澤井祐紀，海津正倫，矢田俊文，阿部恒平，池田哲哉，岡村行信，佐藤善輝，Than Tin Aung，内田淳一（2007）「静岡県掛川市南部の横須賀湊跡に見られる1707年宝永地震の痕跡」『活断層・古地震研究報告』No.7，pp.157-171。
- 藤原治（2008）「静岡県中部沿岸での1707年宝永地震による地殻変動の調査」『活断層研究センターニュース』第80号，pp.1-5。
- 藤原治，小野映介，矢田俊文，海津正倫，鎌滝孝信，内田淳一（2008）「完新世後半における太田川低地南西部の環境変化と津波堆積物」『活断層・古地震研究報告』No.8，pp.187-202。

参考文献

- 藤原治, 小野映介, 矢田俊文, 海津正倫, 岡村行信, 佐竹健治, 佐藤善輝, 澤井祐紀, Than Tin Aung (2009) 「歴史と地層記録から確認された 1707 年宝永地震による遠州灘沿岸の隆起」『月刊地球』Vol.31, No.4, pp.203-210。
- 藤原治, 町田洋, 塩地潤一 (2010) 「大分県横尾貝塚に見られるアカホヤ噴火に伴う津波堆積物」『第四紀研究』Vol.49, No.1, pp. 23-33。
- 藤原治, 青島晃, 佐藤善輝, 北村晃寿, 小野映介, 谷川晃一郎 (2012) 「静岡県磐田市の太田川低地で見られる歴史津波堆積物」『日本第四紀学会講演要旨集』第42巻, pp.46-47。
- 藤原治・佐藤善輝 (2012) 「静岡県浜松市西部高塚池跡における津波堆積物調査 (予察)」『日本地震学会講演予稿集2012年度秋季大会』P2-40。
- 藤原治 (2013) 「地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波 (東海地域の例)」『GSJ地質ニュース』Vol.2, No.7, pp.197-200。
- 藤原治, 佐藤善輝, 小野映介, 海津正倫 (2013) 「陸上掘削試料による津波堆積物の解析—浜名湖東岸六間川低地にみられる3400年前の津波堆積物を例にして—」『地学雑誌』第122巻, 第2号, pp. 308-322。
- 藤原治・澤井祐紀 (2014) 「静岡県沿岸の古地震・津波堆積物調査」『巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書』産業技術総合研究所地質調査総合センター, Vol.66, pp.39-48。
- 藤原治, 北村晃寿, 佐藤善輝, 青島晃, 小野映介, 小林小夏, 小倉一輝, 谷川晃一郎 (2015) 「静岡県西部の太田川低地で見られる弥生時代中・後期の相対的海水準上昇」『第四紀研究』第54巻, 第1号, pp.11-20。
- 松岡裕美・岡村真 (2012) 「津波堆積物から見た南海トラフ沿いの巨大地震履歴」『地震予知連絡会会報』第87巻, 12-2, pp.495-496。
- 松多信尚, 佐藤善輝, 坂本絵梨, 廣内大助, 堀 和明, 川上賢太, 米原和哉 (2016) 「海岸平野の発達過程に基づく南海トラフ巨大地震時の地殻変動のパターンの解明」『第15回学術研究助成 (2015年度)』国土地理協会。
- 松本弾 (2017) 「三重県津市の海岸低地における津波堆積物掘削調査」『活断層・古地震研究報告』地質調査総合センター, 第17号, pp.15-30。
- 三重県 (2015) 『津波浸水想定について (解説)』三重県, 平成27年3月31日。
- 三上貴仁, 柴山知也, 武若聡, Miguel ESTEBAN, 大平幸一郎, Rafael ARANGUIZ, Mauricio VILLAGRAN, Alvaro AYALA (2011) 「2010年チリ沖地震津波災害の現地調査」『土木学会論文集B3 (海洋開発)』Vol.67, No.2, pp.I_529-I_534。
- 宮崎県 (2013) 『宮崎県地震・津波及び被害の想定について』宮崎県, 平成25年10月。
- 村上仁士, 島田富美男, 伊藤禎彦, 山本尚明, 石塚淳一 (1996) 「四国における歴史津波 (1605慶長・1707宝永・1854安政) の津波高の再検討」『自然災害科学』Vol.15-1, pp.39-52。
- 森下祐・高橋智幸 (2014) 「2011年東北地方太平洋沖地震津波来襲時の気仙沼湾を対象とした津波移動床モデルの再現性向上」『土木学会論文集B2 (海岸工学)』Vol.70, No.2, pp.I_491-I_495。
- 文部科学省 (2010) 「津波堆積物調査にもとづく地震発生履歴に関する研究」『宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書』, pp.152-185。
- 文部科学省・海洋研究開発機構 (2013) 「東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究」『東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト』 (平成20~24年度) 成果報告書。
- 文部科学省・防災科学技術研究所 (2013) 「3.1 長周期地震動を予測する手法の高度化の検討等」『長周期地震動予測地図作成等支援事業 平成24年度 成果報告書』平成25年3月, pp.5-32。
- 矢沼隆, 都司嘉宣, 今井健太郎, 行谷佑一, 今村文彦 (2011) 「静岡県下における1707年宝永地震津波の痕跡調査」『津波工学研究報告』第28号, pp.93-103。
- 山口県 (2013) 『津波浸水想定 (瀬戸内海沿岸) について (解説)』山口県, 平成25年12月24日。
- 湯浅真人 (1991) 「伊豆・小笠原弧の地学現象に見られる南北対立はなぜ生じたか」『地学雑誌』第100巻, 第4号, pp.458-463。
- 横瀬久芳, 佐藤創, 藤本悠太, Maria Hannah T. MIRABUENO, 小林哲夫, 秋元和實, 吉村浩, 森井康宏, 山脇信博, 石井輝秋, 本座栄一 (2010) 「トカラ列島における中期更新世の酸性海底火山活動」『地学雑誌』第119巻, 第1号, pp.46-68。

参考文献

- 蓬田清（2013）「M10 地震の発生条件：2011 年東北沖地震の新しい知見から」『北海道大学地球物理学研究報告』No.76, pp.111-128。
- 和歌山県（2013）『「南海トラフの巨大地震」及び「東海・東南海・南海 3 連動地震」による津波浸水想定について』和歌山県，平成25年。
- 渡辺偉夫（1998）『日本被害津波総覧（第2版）』東京大学出版会。

参考文献

- Abe, Tomoya, Kazuhisa Goto, Daisuke Sugawara (2012), "Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan", *Sedimentary Geology*, Vol.282, pp.142-150.
- Adriano, Bruno, Erick Mas, Shunichi Koshimura, Yushiro Fujii, Hideaki Yanagisawa, Miguel Estrada(2016), "Revisiting the 2001 Peruvian Earthquake and Tsunami Impact Along Camana Beach and the Coastline Using Numerical Modeling and Satellite Imaging", *Tsunamis and Earthquakes in Coastal Environments*, Coastal Research Library 14, Chapter1, pp.1-16.
- Araki, Eiichiro, Demian M. Saffer, Achim J. Kopf, Laura M. Wallace, Toshinori Kimura, Yuya Machida, Satoshi Ide, Earl Davis(2017), "Recurring and triggered slow-slip events near the trench at the Nankai Trough subduction megathrust", *Science*, Vol.356, pp.1157-1160.
- Araoka, Daisuke, Yusuke Yokoyama, Atsushi Suzuki, Kazuhisa Goto, Kunimasa Miyagi, Keitaro Miyazawa, Hiroyuki Matsuzaki, and Hodaka Kawahata(2013), "Tsunami recurrence revealed by Porites coral boulders in the southern Ryukyu Islands, Japan", *Geology*, Vol.41, pp.919-922.
- Baba, Toshitaka, Yuichiro Tanioka, Phil R. Cummins, Koichi Uhira(2002), "The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.132, pp.59-73.
- Baba, Toshitaka, Phil R. Cummins, Takane Hori, Yoshiyuki Kaneda(2006), "High precision slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake inferred from tsunami waveforms: Possible slip on a splay fault", *Tectonophysics*, Vol.426, Issues1–2, pp.119-134.
- Baba, Toshitaka, Phil R. Cummins, Hong Kie Thio, Hiroaki Tsushima(2009), "Validation and Joint Inversion of Teleseismic Waveforms for Earthquake Source Models Using Deep Ocean Bottom Pressure Records: A Case Study of the 2006 Kuril Megathrust Earthquake", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.166, pp.55-76.
- Bilek, S. L. and T. Lay(2002), "Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability", *Geophysical Research Letters*, Vol.29, No.14, pp.18-1-18-4.
- Bilek, Susan L.(2010), "The role of subduction erosion on seismicity", *Geology*, Vol.38, No.5, pp.479–480.
- Cerjan, Charles, Dan Kosloff, Ronnie Kosloff, Moshe Reshef (1985), "A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations", *Geophysics*, Vol.50, No.4, pp.705-708.
- Chester, Frederick M., Christie Rowe, Kohtaro Ujiie, James Kirkpatrick, Christine Regalla, Francesca Remitti, J. Casey Moore, Virginia Toy, Monica Wolfson-Schwehr, Santanu Bose, Jun Kameda, James J. Mori, Emily E. Brodsky, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko(2013), "Structure and Composition of the Plate-Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku-Oki Earthquake", *Science*, Vol.342, pp.1208-1211.
- Clift, Peter and Paola Vannucchi(2004), "Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust", *Reviews of Geophysics*, Vol.42, Issue2, pp.1-31.
- Contreras-Reyes, Eduardo, Daniel Carrizo(2011), "Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.186, pp.49-58.

参考文献

- DeMets, Charles, Richard G. Gordon, Donald F. Argus, Seth Stein(1994), "Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions", *Geophysical Research Letters*, Vol.2, Issue 20, pp.2191-2194.
- Diehl, T., F. Waldhauser, J. R. Cochran, K. A. Kamesh Raju, L. Seeber, D. Schaff, E. R. Engdahl(2013), "Back-arc extension in the Andaman Sea: Tectonic and magmatic processes imaged by high-precision teleseismic double-difference earthquake relocation", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol.118, Issue5, pp.2206-2224.
- Fuentes, Mauricio, Sebastian Riquelme, Gavin Hayes, Miguel Medina, Diego Melgar, Gbriel Vargas, Jose Gonzalez, Angelo Villalobos(2016), "A Study of the 2015 Mw 8.3 Illapel Earthquake and Tsunami: Numerical and Analytical Approaches", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.173, pp.1847-1858.
- Fujii, Yushiro and Kenji Satake(2007), "Tsunami Source of the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 1A, pp. S192–S207.
- Fujii, Yushiro and Kenji Satake(2008a), "Tsunami Sources of the November 2006 and January 2007 Great Kuril Earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.98, No.3, pp.1559-1571.
- Fujii, Yushiro and Kenji Satake(2008b), "Tsunami waveform inversion of the 2007 Bengkulu, southern Sumatra, earthquake", *Earth Planets Space*, Vol.60, pp.993-998.
- Fujii, Yushiro and Kenji Satake(2012), "Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data", *Pure and Applied Geophysics*, published online.
- Fujiwara, Osamu, Kazuomi Hirakawa, Toshiaki Irizuki, Shiro Hasegawa, Yoshitaka Hase, Jun-ichi Uchida, Kohei Abe (2010), "Millennium-scale recurrent uplift inferred from beach deposits bordering the eastern Nankai Trough, Omaezaki area, central Japan", *Island Arc*, Vol.19, pp.374-388.
- Fujiwara, Osamu, Eisuke Ono, Toshifumi Yata, Masatomo Umitsu, Yoshiki Sato, Vanessa M.A. Heyvaert(2013), "Assessing the impact of 1498 Meio earthquake and tsunami along the Enshu-nada coast, central Japan using coastal geology", *Quaternary International*, Vol.308-309, pp.4-12.
- Fujiwara, Osamu, Akira Aoshima, Toshiaki Irizuki, Eisuke Ono, Stephen P. Obrochta, Yoshikazu Sampei, Yoshiki Sato, Ayumi Takahashi(2020), "Tsunami deposits refine great earthquake rupture extent and recurrence over the past 1300 years along the Nankai and Tokai fault segments of the Nankai Trough, Japan", *Quaternary Science Reviews*, Vol.227, Article105999, pp.1-19.
- Fulton, P. M., E. E. Brodsky, Y. Kano, J. Mori, F. Chester, T. Ishikawa, R. N. Harris, W. Lin, N. Eguchi, S. Toczko(2013), "Low Coseismic Friction on the Tohoku-Oki Fault Determined from Temperature Measurements", *Science*, Vol.342, pp.1214-1217.
- Furumura, Takashi, Kentaro Imai, and Takuto Maeda(2011), " A revised tsunami source model for the 1707 Hiei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 116, B02308, pp.1-17.

参考文献

- Garrett, Ed, Osamu Fujiwara, Philip Garrett, Vanessa M.A. Heyvaert, Masanobu Shishikura, Yusuke Yokoyama, Aurélia Hubert-Ferrari, Helmut Brückner, Atsunori Nakamura, Marc De Batist(2016), " A systematic review of geological evidence for Holocene earthquakes and tsunamis along the Nankai-Suruga Trough, Japan", *Earth Science Reviews*, vol.159, pp.337-357.
- Geller, Robert J.(1976), " Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.66, pp.1501-1523.
- Goldfinger, Chris, C. Hans Nelson, Ann E. Morey, Joel E. Johnson, Jason R. Patton, Eugene Karabanov, Julia Gutiérrez-Pastor, Andrew T. Eriksson, Eulàlia Gràcia, Gita Dunhill, Randolph J. Enkin, Audrey Dallimore, Tracy Vallier(2012), "Turbidite Event History—Methods and Implications for Holocene Paleoseismicity of the Cascadia Subduction Zone", *Professional Paper 1661–F*, U.S. Department of the Interior and U.S. Geological Survey.
- Goto, Kazuhisa, Toshio Kawana, Fumihiko Imamura(2010), "Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan", *Earth-Science Reviews*, Vol.102, pp.77-99.
- Goto, Kazuhisa, Kunimasa Miyagi, Fumihiko Imamura(2013), "Localized tsunamigenic earthquakes inferred from preferential distribution of coastal boulders on the Ryukyu Islands, Japan", *Geology*, Vol.41, pp.1139-1142.
- Goto, Kazuhisa, Kohei Hashimoto, Daisuke Sugawara, Hideaki Yanagisawa, Tomoya Abe (2014), "Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay", *Marine Geology*, Vol.358, pp.38-48.
- Gusman, A. R., Y. Tanioka, T. Kobayashi, H. Latief, W. Pandoe(2010), "Slip distribution of the 2007 Bengkulu earthquake inferred from tsunami waveforms and InSAR data", *Journal of Geophysical Research*, Vol.115, B12316, pp.1-14.
- Gusman, Aditya Riadi, Satoko Murotani, Kenji Satake, Mohammad Heidarzadeh, Endra Gunawan, Shingo Watada, Bernd Schurr(2015), "Fault slip distribution of the 2014 Iquique, Chile, earthquake estimated from ocean-wide tsunami waveforms and GPS data", *Geophysical Research Letters*, Vol.42, Issue4, pp.1053-1060.
- Hamada, Yohei, Arito Sakaguchi, Wataru Tanikawa, Asuka Yamaguchi, Jun Kameda, Gaku Kimura(2015), "Estimation of slip rate and fault displacement during shallow earthquake rupture in the Nankai subduction zone", *Earth, Planets and Space*, Vol.67, Article39, pp.1-12.
- Hammack, Joseph L.(1973), "A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth", *Journal of Fluid Mechanics*, Vol.60, Issue.4, pp.769-799.
- Hashimoto, Chihiro, Eiichi Fukuyama, Toshiko Terakawa, Takeshi Sagiya, Kengo Nakajima, Toshinori Sato and Mitsuhiro Matsu'ura(2010)," Development of a Predictive Simulation System for Crustal Activities in and around Japan - VIII", *Annual Report of the Earth Simulator Center April 2010 - March 2011*, Chapter1, pp.89-93.
- Hebert, Helene, Dominique Reymond, Yann Krien, Julien Vergoz, Francois Schindele, Jean Roger, Anne Loevenbruck(2009), "The 15 August 2007 Peru Earthquake and Tsunami: Influence of the Source Characteristics on the Tsunami Heights", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.166, pp.211-232.

参考文献

- Heuret, Arnaud, Serge Lallemand, Francesca Funiciello, Claudia Piromallo, Claudio Faccenna(2011), "Physical characteristics of subduction interface type seismogenic zones revisited", *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol.12, No.1, pp.1-26.
- Hirata, Kenji, Kenji Satake, Yuichiro Tanioka, Tsurane Kuragano, Yohei Hasegawa, Yutaka Hayashi, Nobuo Hamada(2006), "The 2004 Indian Ocean tsunami: Tsunami source model from satellite altimetry", *Earth Planets Space*, Vol.58, pp.195-201.
- Ichinose, Gene, Paul Somerville, Hong Kie Thio, Robert Graves, Dan O'Connell(2007), "Rupture process of the 1964 Prince William Sound, Alaska, earthquake from the combined inversion of seismic, tsunami, and geodetic data", *Journal of Geophysical Research*, Vol.112, No.B07306, pp.1-21.
- Ishihara, Kenji and Mitsutoshi Yoshimine(1992), "EVALUATION OF SETTLEMENTS IN SAND DEPOSITS FOLLOWING LIQUEFACTION DURING EARTHQUAKES", *SOILS AND FOUNDATIONS*, Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol.32, No.1, pp.173-188.
- Ito, Yoshihiro and Kazushige Obara(2006b), "Very low frequency earthquakes within accretionary prisms are very low stress-drop earthquakes", *Geophysical Research Letters*, Vol.33, Issue9, No.L09302, pp.1-4.
- Jimenez, Cesar, Nabil Moggiano, Erick Mas, Bruno Adriano, Yushiro Fujii, Shunichi Koshimura(2014), "Tsunami Waveform Inversion of the 2007 Peru (Mw8.1) Earthquake", *Journal of Disaster Research*, Vol.9, No.6, pp.954-960.
- Johnson, Jean M. and Kenji Satake(1996), "The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data", *Journal of Geophysical Research*, Vol.101, No.B1, pp.523-532.
- Johnson, Jean M. and Kenji Satake(1999), "Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.154, pp.541-553.
- Kajiura, Kinjiro(1970), "Tsunami Source, Energy and the Directivity of Wave Radiation", *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol.48, pp.835-869.
- Kanamori, Hiroo and Don L. Anderson(1975), "THEORETICAL BASIS OF SOME EMPIRICAL RELATIONS IN SEISMOLOGY", *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 65, No.5, pp.1073-1095.
- Kato, Tetsuro and Masataka Ando(1997), "Source mechanisms of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes: Spatial heterogeneity of rise times", *Geophysical Research Letters*, Vol.24, No.16, pp.2055-2058.
- Kato, Teruyuki and Atsuki Kubo(2006), "Present-Day Tectonics in Four Active Island Arcs Based on Gps Observations and Forearc Stress Fields", *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, AGU Geophysical Monograph Series Vol.166, pp.31-42.
- Kikuchi, Masayuki and Hiroo Kanamori(1995), "Source Characteristics of the 1992 Nicaragua Tsunami Earthquake Inferred from Teleseismic Body Waves", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.144, Issue3-4, pp.441-453.
- Kitamura, Akihisa(2016), "Examination of the largest-possible tsunamis (Level 2) generated along the Nankai and Suruga troughs during the past 4000 years based on studies of tsunami deposits from the 2011 Tohoku-oki tsunami", *Earth and Planetary Science*, Vol.3, No.12, pp.1-20.

参考文献

- Kitamura, Akihisa, Kazuyoshi Yamada, Daisuke Sugawara, Yusuke Yokoyama, Yosuke Miyairi, Hamatome team(2020), "Tsunamis and submarine landslides in Suruga Bay, central Japan, caused by Nankai-Suruga Trough megathrust earthquakes during the last 5000 years", Quaternary Science Reviews, Vol.245, Article.106527, pp.1-23.
- Komatsubara, Junko, Osamu Fujiwara, Keita Takada, Yuki Sawai, Than Tin Aung and Takanobu Kamataki(2008), "Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka Prefecture, along the Pacific Coast of Japan", Sedimentology, Vol.55, pp.1703-1716.
- Kozdon, Jeremy E. and Eric M. Dunham(2013), "Rupture to the Trench: Dynamic Rupture Simulations of the 11 March 2011 Tohoku Earthquake", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1275-1289.
- Laske, Gabi, Guy Masters, Zhitu Ma, Mike Pasyanos (2013), "Update on CRUST1.0 - A 1-degree Global Model of Earth's Crust", Geophysical Research Abstracts, Vol.15, EGU2013-2658p.
- Lawson, Charles L. and Richard J. Hanson(1974), "Solving least squares problems", Prentice-Hall series in automatic computation Spectrum Book, 340p.
- Lay, Thorne and Terry Wallace(1995), "Modern Global Seismology", Elsevier May 1995.
- Lay, Thorne and Susan Bilek(2007), "Anomalous Earthquake Ruptures at Shallow Depths on Subduction Zone Megathrusts", The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults, Columbia University Press , pp.476-511.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, Y. Yamazaki, K. F. Cheung, A. R. Hutko(2011), "The 25 October 2010 Mentawai tsunami earthquake (Mw 7.8) and the tsunami hazard presented by shallow megathrust ruptures", Geophysical Research Letters, Vol.38, L06302, pp.1-5.
- Lay, Thorne, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko, Lingling Ye, Han Yue, Teresa M. Rushing(2012), "Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults", Journal of Geophysical Research, Vol.117, B04311, pp.1-21.
- Liu, Xin and Dapeng Zhao(2018), "Upper and lower plate controls on the great 2011 Tohoku-oki earthquake", Science Advances, Vol.4, No.6, pp.1-7.
- Lorito, Stefano, Fabrizio Romano, Alessio Piatanesi, Enzo Boschi(2008), "Source process of the September 12, 2007, Mw 8.4 southern Sumatra earthquake from tsunami tide gauge record inversion", Geophysical Research Letters, Vol.35, L02310, pp.1-6.
- Loveless, John P. and Brendan J. Meade(2010), "Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan", Journal of Geophysical Research, Vol.115, No.B02410, pp.1-35.
- Mai, P. Martin, P. Spudich, J. Boatwright(2005), "Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 3, pp. 965-980.
- Mantovani, E., M. Viti, D. Babbucci, C. Tamburelli, D. Albarello(2001), "Back arc extension: which driving mechanism?", Journal of the Virtual Explorer, Vol.3, pp.17-45.

参考文献

- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971), "The displacement fields of inclined faults", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.61, No.5, pp.1433-1440.
- Matsubara, Makoto and Kazushige Obara(2011), "The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate", *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.663-667.
- Melgar, Diego, Wenyuan Fan, Sebastian Riquelme, Jianghui Geng, Cunren Liang, Mauricio Fuentes, Gabriel Vargas, Richard M. Allen, Peter M. Shearer, Eric J. Fielding(2016), "Slip segmentation and slow rupture to the trench during the 2015, Mw8.3 Illapel, Chile earthquake", *Geophysical Research Letters*, Vol.43, Issue3, pp.961-966.
- Melnick, Daniel, Bodo Bookhagen, Manfred R. Strecker, Helmut P. Echtler(2009), "Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile", *Journal of Geophysical Research*, Vol.114, B01407, pp.1-23.
- Miura, Seiichi, Narumi Takahashi, Ayako Nakanishi, Tetsuro Tsuru, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda(2005), "Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study", *Tectonophysics*, Vol.407, pp.165-188.
- Murotani, Satoko, Kenji Satake and Yushiro Fujii(2013), "Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction-zone earthquakes", *Geophysical Research Letters*, Vol.40, pp.5070-5074.
- Nakamura, Mamoru(2011), "Interplate coupling in the Ryukyu Trench: possibility of large interplate earthquakes and mega-tsunamis", *Proceedings of the 10th Taiwan-Japan International Workshop on Hydrological and Geochemical Research for Earthquake Prediction*. GSJ Open file Report, no. 574, *Geol. Surv. Japan, AIST.*, pp.19-28.
- Nakamura, Yugo, Yuichi Nishimura, Purna Sulastya Putra(2012), "Local variation of inundation, sedimentary characteristics, and mineral assemblages of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Misawa coast, Aomori, Japan", *Sedimentary Geology*, Vol.282, pp.216-227.
- Nakamura, Masaki, Yasuhiro Yoshida, Dapeng Zhao, Hiroyuki Takayama, Koichiro Obana, Hiroshi Katao, Junzo Kasahara, Toshihiko Kanazawa, Shuichi Kodaira, Toshinori Sato, Hajime Shiobara, Masanao Shinohara, Hideki Shimamura, Narumi Takahashi, Ayako Nakanishi, Ryota Hino, Yoshio Murai, Kimihiro Mochizuki(2008), "Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath Japan", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.168, pp.49-70.
- Nakanishi, Ayako, Narumi Takahashi, Jin-Oh Park, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda, Naoshi Hirata, Takaya Iwasaki, and Masao Nakamura(2002), "Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, B1, 2007.
- Nishimura, Sou, Manabu Hashimoto, Masataka Ando (2004), "A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.142, Issues3-4, pp.185-203.

参考文献

- Niwa, Masakazu, Takanobu Kamataki, Hideki Kurosawa, Yoko Saito-Kokubu, Masafumi Ikuta(2019), "Seismic subsidence near the source region of the 1662 Kanbun Hyuganada Sea earthquake: Geochemical, stratigraphical, chronological, and paleontological evidences in Miyazaki Plain, southwest Japan", *Island Arc*, Vol.29, Issue1, e12341, pp.1-26.
- NOAA(2008), "2008 Age Grid Whole-World Images", *Marine Geology and Geophysics Images of Crustal Age of the Ocean Floor*, NOAA(<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/crustalimages.html>).
- NOAA(2010), "TSUNAMI BULLETIN NUMBER 015", PACIFIC TSUNAMI WARNING CENTER, ISSUED AT 2082z 27 FEB 2010", National Oceanic and Atmospheric Administration, (<http://www.prh.noaa.gov/ptwc/messages/pacific/2010/pacific.2010.02.27.202736.txt>, <http://oldwcatwc.arh.noaa.gov/2010/02/27/725245/15/message725245-15.htm>).
- NOAA Map, "NOAA Global Marine Data Map"(<https://gis.ncdc.noaa.gov/maps/ncei/marine>).
- NOAA Natural Hazards Website(<https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>).
- Obana, Koichiro, Shuichi Kodaira, Masanao Shinohara, Ryota Hino, Kenji Uehira, Hajime Shiobara, Kazuo Nakahigashi, Tomoaki Yamada, Hiroko Sugioka, Aki Ito, Yasuyuki Nakamura, Seiichi Miura, Tetsuo No, Narumi Takahashi(2013), "Aftershocks near the updip end of the 2011 Tohoku-Oki earthquake", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.382, pp.111-116.
- Okino, K., S. Kasuga, Y. Ohara(1998), "A New Scenario of the Parece Vela Basin Genesis", *Marine Geophysical Researches*, Vol.20, pp.21-40.
- Park, Jin-Oh, Gregory F. Moore, Tetsuro Tsuru, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda(2003), "A subducted oceanic ridge influencing the Nankai megathrust earthquake rupture", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.217, pp.77-84.
- Pinegina, Tatiana K., Joanne Bourgeois, Lilia I. Bazanova, Ivan V. Melekestsev and Olga A. Braitseva(2003), "A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia", *Quaternary Research*, Vol.59, pp.36-47.
- Rajendran, Kusala(2013), "On the recurrence of great subduction zone earthquakes", *Current Science*, Vol.104, No.7, pp.880-892.
- Romano, F., A. Piatanesi, S. Lorito, K. Hirata(2010), "Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki Mw 8.1 earthquake from joint inversion of tsunami waveforms and geodetic data", *Journal of Geophysical Research*, Vol.115, B11313, pp.1-12.
- Romano, F., I. Molinari, S. Lorito, A. Piatanesi(2015), "Source of the 6 February 2013 Mw=8.0 Santa Cruz Islands Tsunami", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol.15, pp.1371-1379.
- Romano, F., A. Piatanesi, S. Lorito, C. Tolomei, S. Atzori, S. Murphy(2016), "Optimal time alignment of tide-gauge tsunami waveforms in nonlinear inversions: Application to the 2015 Illapel (Chile) earthquake", *Geophysical Research Letters*, Vol.43, Issue21, pp.11226-11235.
- Ruff, Larry J.(1989), "Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones?", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.129, No.1-2, pp.263-282.

参考文献

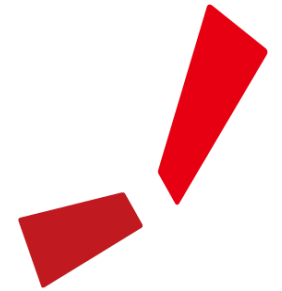
- Sakaguchi, Arito, Frederick Chester, Daniel Curewitz, Olivier Fabbri, David Goldsby, Gaku Kimura, Chun-Feng Li, Yuka Masaki, Elizabeth J. Sreaton, Akito Tsutsumi, Kohtaro Ujiie and Asuka Yamaguchi(2011), "Seismic slip propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTro SEIZE cores", *Geology*, Vol.39, pp.395-398.
- Sanchez, Alejandro(2006), "Tsunami forecast using an adaptive inverse algorithm for the Chile-Peru source region", a thesis submitted to the graduate division of the university of Hawaii in partial fulfillment of the requirements for the degree of master of science in ocean and resources engineering, December 2006, pp.1-50.
- Satake, Kenji(1993), "Depth Distribution of Coseismic Slip Along the Nankai Trough, Japan, From Joint Inversion of Geodetic and Tsunami Data", *Journal of Geophysical Research*, Vol.98, No.B3, pp.4553-4565.
- Satake, Kenji, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, Yuichi Namegaya(2013), "Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No.2B, pp. 1,473-1,492.
- Satake, Kenji, Yuichi Nishimura, Purna Sulastya Putra, Aditya Riadi Gusman, Haris Sunendar, Yushiro Fujii, Yuichiro Tanioka, Hamzah Latief, Eko Yulianto(2013b), "Tsunami Source of the 2010 Mentawai, Indonesia Earthquake Inferred from Tsunami Field Survey and Waveform Modeling", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.170, Issue9-10, pp.1567-1582.
- Sato, Yoshiki(2013), " Late Holocene Geomorphic Development of Coastal Barriers Around Lake Hamana and in Hamamatsu Strand Plain", 九州大学学位論文.
- Schmedes, Jan, Ralph J. Archuleta, Daniel Lavallee(2010), "Correlation of earthquake source parameters inferred from dynamic rupture simulations", *Journal of Geophysical Research*, Vol.115, No.B03304, pp.1-12.
- Scholz, Christopher H. and Jaime Campos(2012), "The seismic coupling of subduction zones revisited", *Journal of Geophysical Research*, Vol.117, B05310, pp.1-22.
- Seno, Tetsuzo, Seth Stein and Alice E. Gripp(1993), "A Model for the Motion of the Philippine Sea Plate Consistent with NUVEL-1 and Geological Data", *Journal of Geophysical Research*, Vol.98, No.B10, pp.17941-17948.
- Seno, Tetsuzo(2000), "Why the Philippine Sea plate moves as it does", *Journal of the Geological Society of the Philippines*. Vol.55, pp.105-117.
- Seno, Tetsuzo(2003), "Drilling the Seismogenic Zone: Some Paradoxes", *地震研究所彙報*, Vol.78, pp.145-150.
- Shennan, Ian, Ronald Bruhn, George Plafker(2009), "Multi-segment earthquakes and tsunami potential of the Aleutian megathrust", *Quaternary Science Reviews*, Vol.28, pp.7-13.
- Stern, Robert J., Matthew J. Fouch, Simon L. Klemperer(2001), "An Overview of the Izu-Bonin-Mariana Subduction Factory", *AGU Special Volume on the Subduction Factory* (edited by J. Eiler and M. Hirschmann) .

参考文献

- Tang, Genyang, Penny J. Barton, Lisa C. McNeill, Timothy J. Henstock, Frederik Tilmann, Simon M. Dean, Muhammad D. Jusuf, Yusuf S. Djajadihardja, Haryadi Permana, Frauke Klingelhoefer, and Heidrun Kopp (2013), "3-D active source tomography around Simeulue Island offshore Sumatra: Thick crustal zone responsible for earthquake segment boundary", *Geophysical Research Letters*, Vol.40, pp.48–53.
- Tanioka, Yuichiro and Kenji Satake (1996), "Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom", *Geophysical Research Letters*, Vol.23, No.8, pp.861–864.
- Tanioka, Yuichiro and Kenji Satake(2001a), "Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms", *Geophysical Research Letters*, Vol.28, No.6, pp.1075-1078.
- Tanioka, Yuichiro and Kenji Satake(2001b), "Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake", *Earth Planets Space*, Vol.53, pp.235–241.
- Tanioka, Yuichiro, Kenji Hirata, Ryota Hino, Toshihiko Kanazawa(2004), "Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion", *Earth Planets Space*, Vol.56, pp.373-376.
- Toksoz, M.Nafi and Albert T. Hsui(1978), "Numerical studies of back-arc convection and the formation of marginal basins", *Tectonophysics*, Vol.50, No.2-3, pp.177-196.
- Tsuru, Tetsuro, Jin-Oh Park, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira, Yukari Kido, Tsutomu Hayashi(2002), "Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. B12, 2537, pp.11-1-11-15.
- Uchida, Naoki, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa(2009), "What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.283, pp.111-121.
- Ujiie, Kohtaro, Hanae Tanaka, Tsubasa Saito, Akito Tsutsumi, James J. Mori, Jun Kameda, Emily E. Brodsky, Frederick M. Chester, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists(2013), "Low coseismic shear stress on the Tohoku-Oki megathrust determined from laboratory experiments", *Science*, Vol.342, pp.1211-1214.
- Uyeda, Seiya and Hiroo Kanamori(1979), "Back-arc opening and the mode of subduction", *Journal of Geophysical Research*. Vol.84, No.B3, pp.1049–1061.
- Wallace, Laura M., Susan Ellis, Kayo Miyao, Satoshi Miura, John Beavan, Junichi Goto(2009), "Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision", *Geology*, Vol.37, No.2, pp.143-146.
- Wells, Ray E. and Richard J. Blakely (2003), "Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion?", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B10, 2507, pp.16-1-16-30.
- Yatimantoro, Tatok(2013), "DETERMINATION OF SLIP DISTRIBUTION OF THE 28 MARCH 2005 NIAS EARTHQUAKE USING JOINT INVERSION OF TSUNAMI WAVEFORM AND GPS DATA" *Bulletin of IISEE*, Vol.47, pp.115-120.

参考文献

- Yoshimoto, Masahiro, Shingo Watada, Yushiro Fujii, Kenji Satake(2016), "Source estimate and tsunami forecast from far-field deep-ocean tsunami waveforms—The 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake", *Geophysical Research Letters*, Vol.43, Issue2, pp.659-665.
- Yue, Han, Thorne Lay, Luis Rivera, Chao An, Christophe Vigny, Xiaopeng Tong, Juan Carlos Báez Soto(2014), "Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile Mw = 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol.119, Issue10, pp.7786-7804.



中部電力