## 3.3 海域における断層モデルの構築

# (1) 業務の内容

# (a) 業務題目 海域における断層モデルの構築

## (b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人防災科学技術研究所	部門長	藤原 広行
	総括主任研究員	平田 賢治
	総括主任研究員	高橋 成実
	主任研究員	中村 洋光
	主幹研究員	大角 恒雄
	主任研究員	森川 信之
	主任研究員	前田 宜浩
	主任研究員	河合 伸一
	特別研究員	土肥 裕史

#### (c) 業務の目的

サブテーマ2で再解析・解釈して求めた日本周辺海域の三次元断層分布から、断層面の 広がりが大きい主断層を抽出し、断層モデルを構築する。M7程度以上であると推定される もので、かつ、津波や地震動の記録が存在する地震の震源断層と考えられるものについて は、地震動と津波のシミュレーションを行うことにより、構築した断層モデルの妥当性を 検証する。モデル構築及びシミュレーションについては、必要に応じて地震本部地震調査委 員会の下に設置された評価部会等に報告し、その議論も踏まえて進める。また、断層分布と 地殻内の変形構造との整合性を確認する。

### (d) 7ヵ年の年次実施業務の要約

#### 1) 平成 25 年度:

サブテーマ1でのデータベース構築と平行して、断層モデルの構築手法を検討した。

### 2) 平成 26 年度:

解釈を終えた日本海の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在するM7程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行った。

#### 3) 平成 27 年度:

解釈を終えた日本海の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在するM7程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行った。

#### 4) 平成 28 年度:

解釈を終えた南西諸島海域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在するM7程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行った。断層モデル例を公開システムの仕様検討担当のサブテーマ1に提供を行った。

### 5) 平成 29 年度:

解釈を終えた南西諸島海域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行った。

#### 6) 平成 30 年度:

解釈を終えた伊豆・小笠原海域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在するM7程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行った。また、南海トラフ海域に関する既往調査・研究の資料収集および整理を行った。

#### 7) 平成 31 年度 (令和元年度):

解釈を終えた南海トラフ域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。評価 した断層モデル全体をとりまとめ、データ公開システム上での検索・表示内容の確認を行う。

### (2) 平成30年度の成果

#### (a) 業務の要約

平成30年度においては、平成29年度にサブテーマ2で実施した伊豆・小笠原地域の断層モデルの構築と検証を目的とした。当該年度業務では、平成29年度にサブテーマ2において解釈された断層データに、平成29年度に検討した津波及び地震動の波源となる断層モデルの構築手法を適用することで断層モデルの構築を行い、伊豆・小笠原海域の473断層について平均的な断層モデルと不確定性を考慮した断層モデルの2パターン、合計946の断層モデルを設定した。断層モデルの構築にあたっては、データの特徴や地域性等の違いを考慮し、また地震調査研究推進本部で実施されている津波評価部会、長期評価部会、海域活断層評価手法等検討分科会の議論等を踏まえ、断層パラメータの設定方法の再検討と見直しを行った。断層モデルの構築に加え、サブテーマ3では、平成31年度に断層データのモデル化の対象とされている南海トラフ周辺海域における地震・津波に関する歴史資料及び観測資料の収集整理を行った。

#### (b) 業務の実施方法

今年度の対象としている伊豆・小笠原海域の断層データのモデル化にあたって、基本的な断層モデル構築手法は平成29年度までに検討した手法を適用することとした。しかし、海域によってサブテーマ1及び2で得られるデータの特徴も解釈の手法も異なり、各海域の地域的な特性も異なることから、それらを踏まえた検討が必要となる。

また、地震調査研究推進本部における各部会及び分科会での議論も踏まえる必要がある ことから、個々の断層パラメータ設定手法について再検討を行った。具体的には、日本海 海域及び南西諸島海域でモデル化を実施した断層は大陸プレート内に位置していたが、伊 豆・小笠原地域は海洋プレート間の沈み込み帯であり、物性等の考え方を他の地域と変更 することも検討した。南西諸島海域においてはアウターライズの断層はサブテーマ2でデ ータが得られていなかったため対象外であったが、当該海域において、アウターライズ領 域の断層を扱うため、アウターライズ領域における地球物理学的な特徴を踏まえたモデル 化の考え方をとりまとめた。断層下端深度の設定方法については、津波予測計算によるパ ラメータスタディを実施することで、設定方法の違いによる影響についての感度解析を行 うことで検討した。具体的にはアウターライズ領域の断層について、先行研究をレビュー しパラメータスタディを実施することにより、平均的な断層下端深度として 40 km (アウタ ーライズ正断層地震の発生領域の下限)、不確定性を考慮した場合の下端深度として 70 km (地殻の弾性(剛性)/塑性境界)と設定した。アウターライズ以外の断層の下端は、海洋 性地殻に位置する島弧は大陸地殻と類似する性質を持つとの先行研究(高橋・他,2015、 Takahashi et al., 1998、 Taira et al., 1998、 Suyehiro et al., 1996 など) から、平 均的な断層モデルでは断層下端をコンラッド面として設定した。また、「海域活断層評価

手法等検討分科会」での議論を踏まえ、不確定性を考慮した断層モデルでは下端をコンラッド面としたときの断層幅に 5 km を加算した場合の深度を断層下端深度として設定することで認識論的不確定性を考慮した。また、断層面積とモーメント量の経験的関係を示すスケーリング則から得られた地震モーメントから平均変位量を計算する際に使用する剛性率の値について既往の断層モデル設定方法や先行研究を参照し、パラメータスタディを実施した。結果、基本モデルは、海洋プレートと陸域プレートの違いを考慮し、浅い地震であることを考慮して既往研究の中間的な値として、剛性率  $5.0 \times 10^{10}$  ( $N/m^2$ ) を採用した。さらに、偶然的ばらつきとしては、断層面積とモーメント量の経験的関係から求められるすべり量に+1 の 程度のデータのばらつきを考慮した。以上のように、パラメータの不確定性を考慮することで、伊豆・小笠原海域で起こり得る地震及び津波の規模を包含できる断層モデル群となるように設定する方法をとりまとめた。

### (c) 業務の成果

#### 1) 準備

今年度の業務の主対象は、伊豆・小笠原海域周辺であるが、次年度、断層データのモデル化対象である、南海トラフ周辺地域の既往資料の収集も行った。特に南海トラフ海域の基礎的情報として、南海トラフ海域の海溝型地震・津波と地質学的特徴、付加体に発達する活断層及び分岐断層も含め整理した。

- a) 伊豆・小笠原地域及び南海トラフ周辺地域における既往地震津波に関する既往資料の 収集整理
- i) 南海トラフ海域の基礎的情報
  - ① 南海トラフ海域の海溝型地震・津波と地質学的特徴(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2013の抜粋)

長期評価(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2013)では南海トラフと駿河トラフは一連のプレート境界であることから、駿河トラフまでを含めて「南海トラフ」として評価している。南海トラフから沈み込む四国海盆等のフィリピン海プレート北端部は、海洋底拡大した背弧海盆である。また、南海トラフは水深が日本海溝や伊豆一小笠原海溝と比べると水深が浅く、これは四国海盆の年代が30~15 Ma と比較的浅く、トラフ底に600 m以上の厚い堆積物が存在することに起因するとされる(Okino and Kato, 1995など)。

南海トラフでは、大陸プレートにフィリピン海プレートが沈み込むことにより、その 境界面で繰り返し、大地震が発生している。南海トラフの大地震に関する研究は多く発 表されているが (たとえば Utsu, 1984、宇佐美, 2003 など) 、これらの研究の多くは、 南海トラフ沿いの地質構造をもとに、前弧海盆を図1のように5つの領域に区分し推定 震源域を検討している。領域 A、B が「南海地震」、C、D、E が「東海地震」の震源域 として想定されている。これに加え、日向灘を2としている。更にこれらの前弧海盆は 海側の下部大陸斜面の付加体と外縁隆起帯によって区分される。トラフ前面に沿って発 達する付加体は 20 km~30 km 以上に発達し、付加体内にはトラフ軸に平行する多数の 海底活断層が報告されている(中田・他, 2011 など:図2)。これらの断層は Yonekura (1975) などでは、付加体の覆瓦スラストなどを起源としてプレート境界から分岐した 断層で、プレート境界でのすべりにともない、副次的に現れたものであると考えられて きた。しかし、中田・他(2011)では、南海トラフに並走したこれらの海底活断層は、 付加体中の分岐断層のみでなく、プレート境界地震の際に生じた地震断層であることを 指摘している。これよりも陸域側の沿岸海域では、海岸段丘の形成に関係する海底活断 層の存在が指摘され、プレート境界からの分岐断層として議論されている(島崎, 1980 など)。分岐断層については、熊野海盆における構造探査で明らかになった 1944 年昭 和東南海地震の震源域内のプレート境界からの分岐断層について報告されている(Park et al., 2002)。そのほか、南海トラフ海域の特徴的な構造としては、海山の沈み込みが挙げられる。四国沖の土佐海盆(Kodaira et al., 2000)や熊野海盆(Nakanishi et al., 2002)周辺での構造探査の結果、沈み込む海山と考えられる構造異常がみられる。

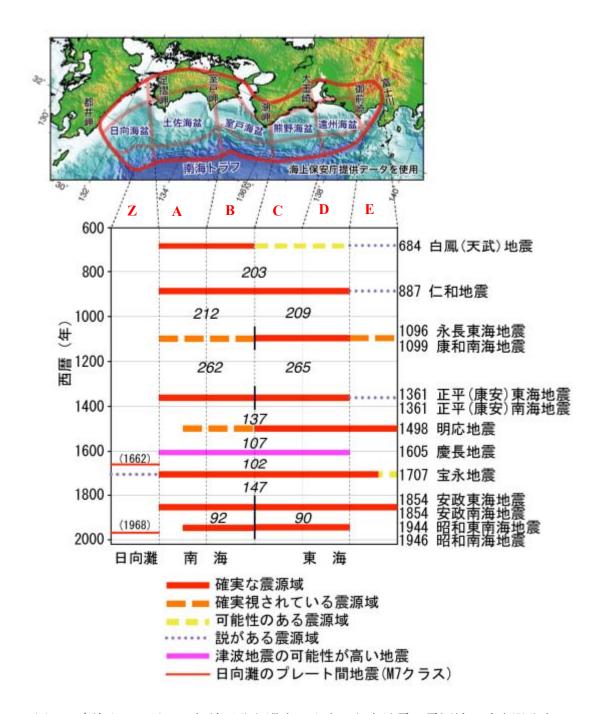
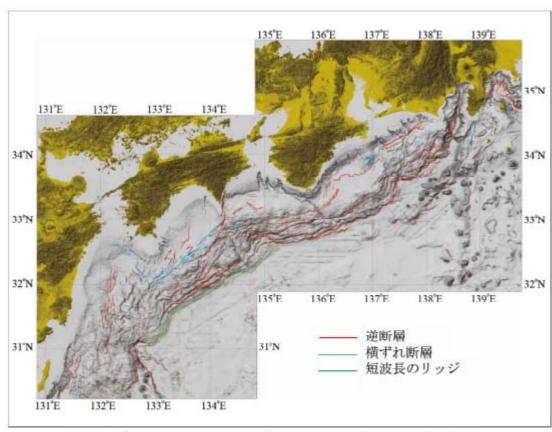


図1 南海トラフ沿いの領域区分と過去に発生した大地震の震源域の時空間分布 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013 に加筆)

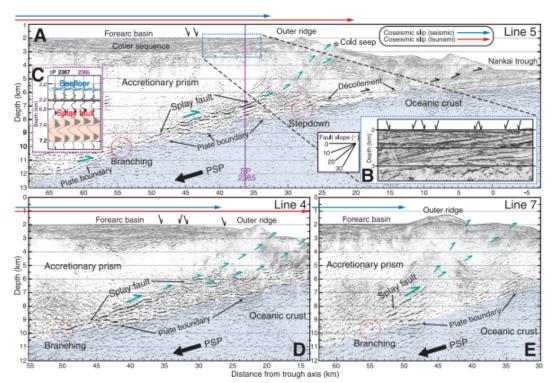


南海トラフとその周辺の海底活断層の分布 (中田 高氏提供)

図2 南海トラフの付加体に発達する活断層 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013)

#### ② 南海トラフ周辺の分岐断層

Park et al. (2002) は、南海トラフの沈み込み帯で実施されたマルチチャンネル地震波反射法探査のデータから、分岐断層が 1944 年昭和東南海地震の破壊領域の中に含まれることを示した。分岐断層は沈み込み帯から海底面の方向に向かって延びる逆断層として示されている(図3)。著者らは、分岐断層の上端部の上に位置するアウターリッジが走向方向に 120 km にわたって隆起して連続していることから、分岐断層は歴史地震にともなって繰り返し動いていると考察している。



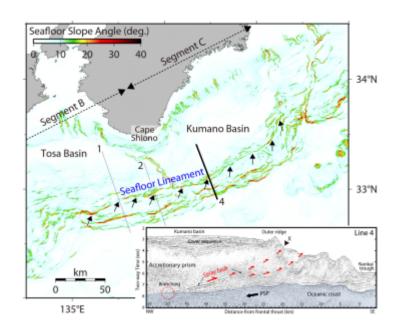
Poststack depth migrated MCS profiles showing the splay faults. Subducting oceanic crust is shaded by light blue color. Seaward distribution of the 1944 Tonankai coseismic slips estimated from tsunami (red line) and seismic (blue line) inversions are projected in the profiles. Locations of both the splay fault's initial branching and the décollement stepdown to the top of the oceanic basement are marked in red dotted circles. Green and black arrows show motions of the splay fault slip and the décollement or normal fault, respectively. Vertical exaggeration is 2X. (A) MCS profile on line 5. The PSP subducting beneath the upper plate produces a huge accretionary prism. Location of the cold seep is marked in asterisk. Note active normal faults (inset B) cutting the well-stratified, landward tilting cover sequence and reverse polarity reflection (inset C) of the splay fault at ~7km depth around shot point (SP) 2365. (D) The active normal faults are also observed on line 4. (E) The splay fault is also identified on line 7, which is separated from line 4 by ~80km distance.

# 図3 Park et al. (2002) によるマルチチャンネル反射法探査データの解釈

Park and Kodaira(2012)では、Park et al.(2002)で1944年昭和東南海地震の際に活動したと考えられるセグメント C の分岐断層に加えて、セグメント B においても1946年昭和南海地震で活動したと考えられる分岐断層の存在を確認している。セグメント区分については図4 a)に示す。分岐断層は前縁衝上断層(frontal thrust)から50 km $\sim$ 70 km 陸側のプレート境界インターフェイスから上方に延び、海底面に達して断層崖を形成している。海底面で地形的に確認されるリニアメントは、この分岐断層の繰り返しの運動でできたものであると著者らは考えている。リニアメントはセグメントB、C の境界をまたいで紀伊半島まで達しており、分岐断層の水平方向の連続性を確認することは難しいが、地震にともなう断層すべりはセグメントBとCの境界をまたいでいると推定されている(図4 b)参照)。

また、セグメント C の付加体の浅い部分で低周波地震が発生していることを Obana and Kodaira (2009) が指摘している。低周波地震は分岐断層の最も浅い部分の付近で発生しており、このような活動は分岐断層が安定的な状態であり、しかしながら海溝型地震の発生時のような強く動的な載荷により不安定にも働き得ることを示唆していると述べている。

a:



b:

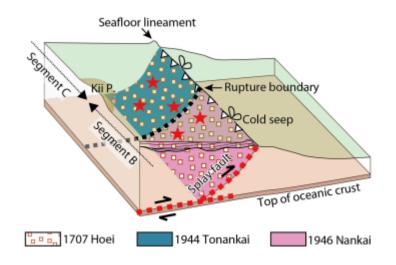


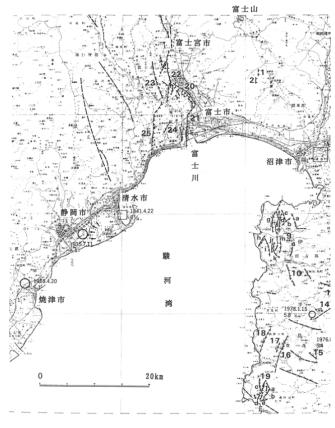
図4 a:セグメント区分と反射断面の解釈 b:セグメントBとCにおける分岐断層のすべりの模式図 (Park and Kodaira, 2012)

# ③ 南海トラフ海域周辺の活断層・活構造

【地震調査研究推進本部地震調査委員会により長期評価の対象となっている活断層帯】

• 富士川河口断層帯(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1998)

富士川河口断層帯は静岡県東部の駿河湾に流れ込む富士川の河口付近から富士山南西の山麓にかけて、ほぼ南北に延びる断層帯である(図5)。陸域の断層長さは約20kmとされている。この断層は、フィリピン海プレートの北縁部に位置し、フィリピン海プレートと陸側プレートの境界をなす断層帯の一部である。富士川河口断層帯は駿河湾内のプレート境界断層に連続している。また、平均変位速度は7m/千年と見積もられており、この活動度は国内の活断層では最大級であるとされている。活動時の地震規模としては、マグニチュードM8程度と見積もられており、震源域が駿河湾内にまで及ぶと想定されている。海域延長部分については、東海地震の想定震源域と大部分が重なると考えられる。ただし、海域延長部分の断層についての詳細は不明であり、地震調査研究推進本部地震調査委員会(1998)では、1977年に海上保安庁水路部によって実施された音波探査において断層らしいものがいくつか見つかったものの断層帯との関係については不明であるとしている。



富士川河口断層帯の位置。(活断層研究会, 1991) 20:大宮斯層、21:入山瀬斯層、22:安居山断層、

23:芝川断層、25:入山断層

図5 富士川河口断層帯の位置(地震調査研究推進本部地震調査委員会,1998)

### • 伊勢湾断層帯(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002)

伊勢湾断層帯は、伊勢湾の中部から北部の海域に分布し、木曽川河口の南方海域から愛知県知多郡の南方海域にかけての主部と、愛知県知多郡の沖合から三重県安芸郡の沖合に達する白子一野間断層に区分される(図6)。主部は全体の長さが約42kmで北東側が相対的に隆起する。北部の伊勢湾断層(長さ約25km)と南部の内海断層(長さ約17km)に分けられる。白子一野間区間は長さ約21kmで、北側が相対的に隆起する、逆断層成分を持つ断層である。断層帯主部および白子一野間区間はともに横ずれ成分は確認されていない。

断層帯主部は平均活動間隔が1万年から1万5千年程度とされ、一方、南部は5千年から1万年程度であったとされる。白子一野間区間は平均活動間隔が8千年程度とされる。予測されている地震の規模は主部の北部および南部が単独で活動する場合でそれぞれ、マグニチュード M7.2 および M6.9 程度、北部と南部が同時に活動する場合で M7.5 程度と推定されている。白子一野間区間は M7.0 程度と予測されており、30 年間に地震が起こる可能性がやや高いグループに属するとされている。

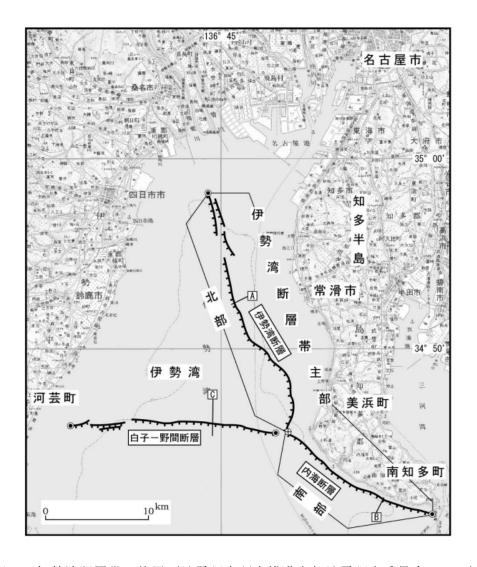


図6 伊勢湾断層帯の位置(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2002)

### 【長期評価の対象とされていない断層・活構造】

・東海沖の活断層(荒井・他, 2006)

南海トラフ沿いについては東部で、トラフ軸の陸側 20~40 数 km 幅で古銭洲海嶺が沈み込んでいると考えられている。南海トラフ東部における音波探査や海底地形調査等の結果、フィリピン海プレートの沈み込みのテクトニクスや遠州灘沖の南海トラフ前弧斜面に達する断層についてより明確に理解されるようになった(Mazzotti et al., 1999など)。遠州灘沖の南海トラフ前弧斜面では、島弧側に複数の活断層がトラフ軸とほぼ平行して分布し、それぞれの断層は、トラフ軸から北西方向に前縁断層系、東海断層系、小台場断層系および遠州断層系と呼ばれている(東海沖海底活断層研究会, 1999)。これら、従来の研究では前弧斜面下部の圧縮変形が盛んに議論されてきたが、前弧斜面上部の伸張応力による構造が認められることが報告されている(Arai et al., 1999)。調査海域の大陸棚および陸棚斜面上部には南海トラフとほぼ平行に正断層帯が発達していることが報告されてきたが(猪間・佐々木, 1979 など)、表層の堆積物まで変形は及んでいないとされてきた(活断層研究会, 1991)。

海上保安庁水路部(1976)は本宮山海底谷と高松海底谷(図7)の間に約20kmの断層を示した。荒井・他(2006)では同様の場所に詳細な調査を実施した結果、浜松より西の大陸棚および陸棚斜面に、図8のような14本の正断層が分布していることを明らかにした。断層は東北東一西南西方向に延び、海岸線とやや斜交する。それぞれの断層の長さは5km~20kmである。またこれらはすべて北傾斜であり、北側が沈降している。断層が高角であることから、横ずれ断層成分を含む可能性があるが、確認されていない。

Yamaji et al. (2003) は陸上に分布する掛川層群の小断層解析から、陸域における 正断層の形成が約 200 万年前から始まっていることを明らかにした。そして、プレート の移動方向の変化や古銭洲海嶺の沈み込みおよび本州中部の隆起が応力場の変化に影響をおよぼした可能性があるとしている。海域の正断層の成長が示す伸長応力場の形成 は、南南西に傾く傾動運動の開始時期と一致していることから、傾動隆起にともなうひ ずみが正断層群の形成原因であると推定している。

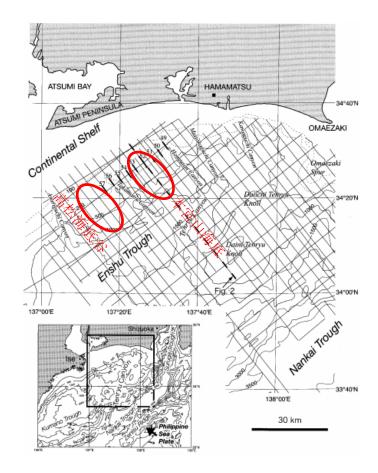


図7 本宮海底谷と高松海底谷の位置(荒井・他,2006)

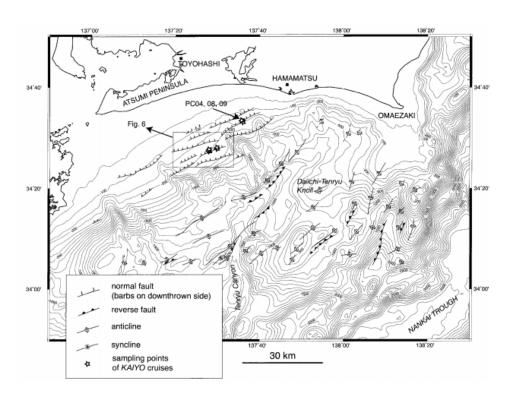


図8 荒井・他(2006)により確認された断層の位置

・紀伊水道および紀伊半島南岸沖海域の活構造(三橋・他,2000)

紀伊半島沖の海域は、沿岸から沖合に向かって大陸棚、大陸棚斜面、室戸トラフ、外縁隆起帯、海溝陸側斜面、南海トラフおよび四国海盆に区分され(図9)、外縁隆起帯を境に沿岸海域と沖合海域で様相が異なっている。

大陸棚は紀伊水道付近では幅が広く、緩やかな傾斜をしている。それに対して、紀伊 半島南岸付近においては幅が狭くなり、やや急な傾斜になる。水深約150mの大陸棚外 縁につづく陸棚斜面は、大陸棚と同様に紀伊水道付近から紀伊半島南岸沖で急傾斜とな り、斜面下部ほど傾斜が増すような構造になっている。大陸棚斜面には多数の海底谷が あり、紀伊水道付近においては谷頭が大陸棚に食い込むような3条の海底谷が発達して いる。海底谷は西から紀伊海底谷、日高海底谷、富田海底谷(茂木,1977)と呼ばれる。

室戸トラフは東西方向に延びる盆状地形をなして、盆の底部は平坦で、東に向かって緩やかに傾斜し、東部の北縁には潮岬海底谷をともなう。沖合海域では水深約2,500 mの外縁隆起帯、ridge and trough zone (岩淵,1970)と呼ばれる起伏に富んだ海溝陸側斜面と水深約4,700 mの緩やかな盆状をなす南海トラフおよび四国海盆に大別される。

紀伊水道および紀伊半島南岸沖の海域において確認された断層は中央構造線系の断層、田辺西方海域に分布する55条の断層、潮岬南方海域の6条の断層である。特に田辺西方海域と潮岬南方海域の断層では、第四系に変位がみられたことから活構造であると考えられている。

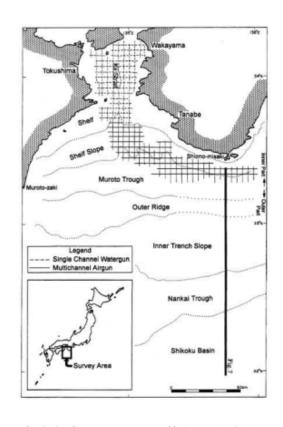


図9 紀伊半島沖海域における地形的な区分(三橋・他, 2000)

### ・伊予・日向灘の地質構造(海上保安庁水路部, 1995)

西南日本の太平洋側ではフィリピン海プレートがユーラシアプレートに沈み込み、その境界には南海トラフおよび南西諸島海溝がある。日向灘の沖合では、フィリピン海プレート上の古島弧である九州パラオ海嶺が沈み込んで、南海トラフと南西諸島海溝の境界をなしている。日向海盆から種子島沖では数年おきに M6.5~7.5 の地震が発生しており、地震のメカニズム解はいずれも低角逆断層と推定されている。

1993 年1月~2月に日向海盆北部の海域で調査が実施され、海底地形および地質構造について明らかにしている。日向海盆北部には、南西諸島海溝に平行な南北から北北東~南南西の構造が卓越している(図 10)。特に、調査海域の南東部には背斜軸と断層をともなう小規模な海嶺のような高まりが分布している。また、調査海域の南東端では北東~南西方向の小海嶺は南海トラフ陸側斜面に特徴的な付加体の"minor ridge and trough"構造の一部と考えられる。このような海溝軸に平行な構造のほかに、北西~南東方向の断層が海域東部に存在するが、これら、全体のトレンドに直交もしくは斜行する構造が何に起因しているかは明らかになっていない。また、このとき確認された海底の活断層とこの海域で繰り返し発生している地震との関係も明らかではない。

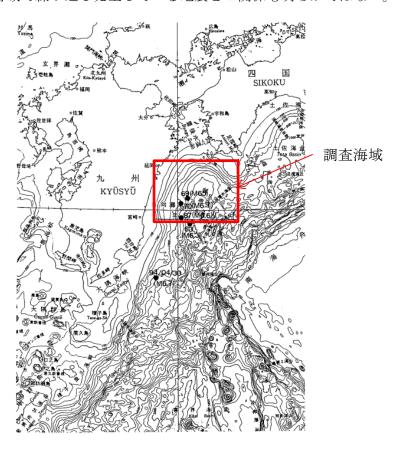


図10 九州東岸の海底地形(海上保安庁水路部,1995に加筆)

- ii) 南海トラフ海域における地震・津波想定事例
- ① 内閣府の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」による検討結果

内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012)では、2011年東北地方太平洋沖地震による津波を踏まえて、発生頻度は極めて低いものの、発生すれば甚大な被害となる最大クラスの津波について検討を行っている。南海トラフの巨大地震モデル検討会(2012)による検討ケースは「基本的な検討ケース」計5ケースと「その他派生的な検討ケース」計6ケース、合計11ケースとなっている。

古文書や津波堆積物等の調査によれば南海トラフで発生した過去の地震によって高い津波が到来した地域は常に同じではなく、個々の地震によって異なる傾向がある。また、過去の地震の解析結果から、周辺よりも大きくすべった領域である大すべり域の個数は1~2個であるが、大すべり域が1個の場合には、2個の場合よりも面積が大きく、その結果、津波が高くなる領域が広くなる。大すべり域・超大すべり域が1か所の場合を「基本的な検討ケース」、大すべり域および超大すべり域が2か所のケースと、分岐断層が動くケースを「その他派生的な検討ケース」としている。なお、分岐断層は構造探査によりその存在が確認されている熊野灘のもののみを対象とし、プレート境界から分岐する場所のところが大すべり域である場合にのみ活動すると仮定している。また、分岐断層が活動する場合にすべり量は大すべり域のすべり量と同じとして設定している。

内閣府が設定している11ケースは次のようになっている。

・[基本的な検討ケース](計5ケース)

#### < 大すべり域、超大すべり域が 1 か所 > (図 11)

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

ケース②:「紀伊半島沖」に「大すべり域+超大すべり域」を設定

ケース③:「紀伊半島沖~四国沖」に「大すべり域+超大すべり域」を設定

ケース④:「四国沖」に「大すべり域+超大すべり域」を設定

ケース⑤:「四国沖~九州沖」に「大すべり域+超大すべり域」を設定

•[その他派生的な検討ケース](計6ケース) (図 12)

#### <大すべり域、超大すべり域に分岐断層も考えるパターン>

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

ケース⑦:「紀伊半島沖」に「大すべり域+(超大すべり域、分岐断層)」を設定

### <大すべり域、超大すべり域が2か所のパターン> (図 13)

ケース®:「駿河湾〜愛知県東部沖」と「三重県南部沖〜徳島県沖」に 「大すべり域+超大すべり域」を2か所設定

ケース⑨:「愛知県沖〜三重県沖」と「室戸岬沖」に 「大すべり域+超大すべり域」を2か所設定

ケース⑩:「三重県南部沖~徳島県沖」と「足摺岬沖」に 「大すべり域+超大すべり域」を2か所設定

ケース⑪:「室戸岬沖」と「日向灘」に「大すべり域+超大すべり域」を2か所設定

また、内閣府では時間差をもって南海トラフ領域が破壊を起こした場合の津波についても検討している(図 14)。過去の地震では、1707 年宝永地震では全域がほぼ同時に破壊したと考えられているのに対して、1854 年安政東海地震と 1854 年安政南海地震は30 時間の差で発生している。1944 年昭和東南海地震と 1946 年昭和南海地震は約2年の差がある。南海トラフで発生する地震は、全域がほぼ同時に破壊する場合と、時間をおいて別々に破壊するなど、多様性を持っている。ここでは、数分から数時間の差で地震が発生した場合について検討している。領域を「東側モデル(駿河湾域・東海域)」と「西側モデル(南海域・日向灘域)」と呼び、東側モデルが先に破壊する場合、西側モデルが先に破壊する場合について検討している。その結果、時間差をどのように変えても、時間差発生の津波高さは最大クラスの津波高さを上回らなかった。

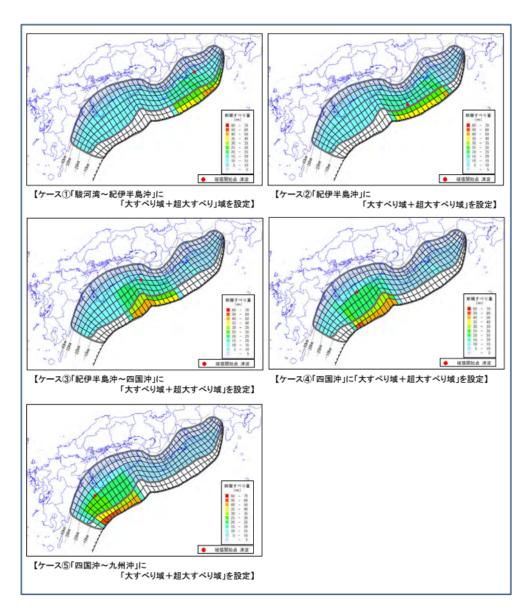


図11 基本的な検討ケース(南海トラフの巨大地震モデル検討会,2012)

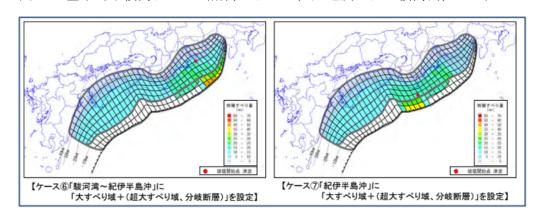


図 12 その他派生的な検討ケース 大すべり域、超大すべり域に分岐断層も考えるパターン (南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012)

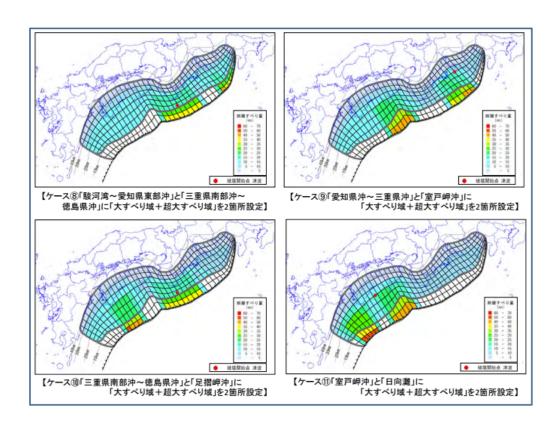
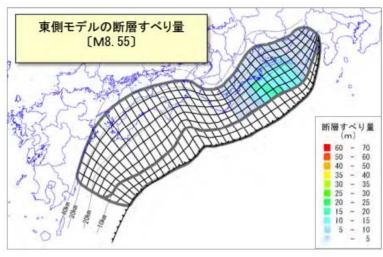


図 13 その他派生的な検討ケース 大すべり域、超大すべり域が 2 か所のパターン (南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012)





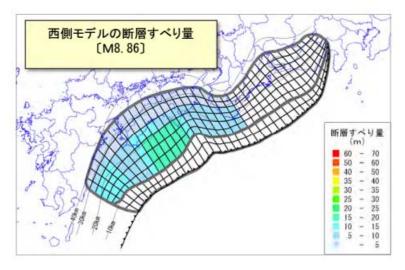


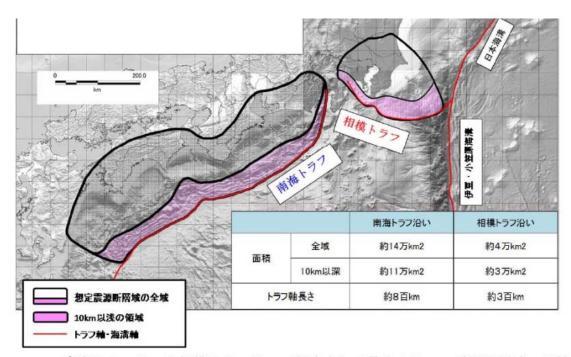
図 14 領域の西側、東側が時間差で破壊する場合の断層モデル (南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012)

## ② 自治体

## ・静岡県による津波浸水想定

静岡県の津波浸水想定(静岡県,2015)では、静岡県沿岸に到来する可能性のある津波として、内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(南海トラフの巨大地震モデル検討会,2012)による11ケースの津波断層モデルと、内閣府「首都直下地震モデル検討会」(首都直下地震モデル検討会,2013)による「相模トラフ沿いの最大クラスの地震」の3ケースについて検討を実施している(図15)。

最大クラスの津波として、南海トラフの海溝型地震の断層モデルから3ケース、相模トラフの断層モデルから3ケースを選定している(表1、2)。



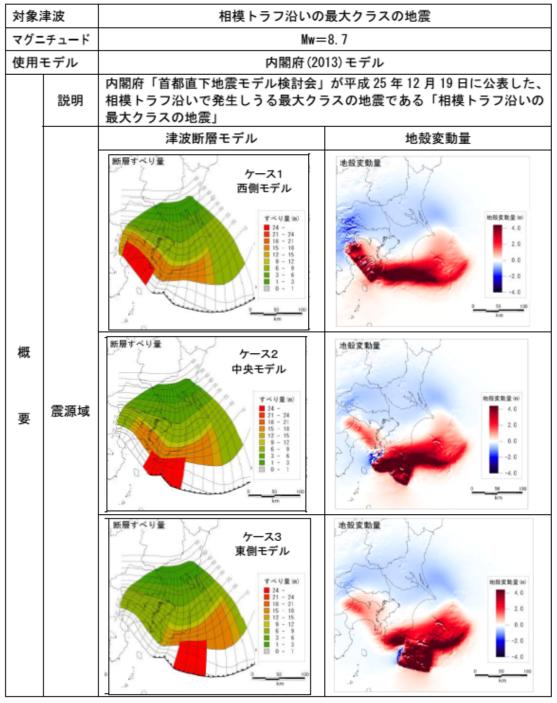
南海トラフ沿いと相模トラフ沿いで想定される最大クラスの震源断層域の比較

図 15 静岡県の津波浸水被害想定で検討を行った 南海トラフおよび相模トラフの断層モデル (静岡県, 2015)

表1 南海トラフ沿いにおいて選定された最大クラスの津波(静岡県,2015)

対象	聿波	南海トラフ巨大地震						
マグニ	チュード	₩=9.1						
使用	モデル	内閣府(20	)12) モデル					
	説明	内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」が平成24年8月29日に表した、南海トラフ沿いで発生しうる最大クラスの地震である「南海トラフの巨大地震」						
		津波断層モデル	地殼変動量					
		【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】						
概要	震源域	【ケース(G「駿河湾〜紀伊平島沖」に 「大すべり域+(超大すべり域、分岐断層)」を設定】						
		【ケース(B「駿河湾〜愛知県東部沖」と「三重県南部沖〜 徳島県沖」に「大すべり城・超大すべり城」を2箇所設定】	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1					

※津波斯層モデル、地殻変動量は「南海トラフの巨大地震モデル検討会」(第二次報告), (内閣府、2013) より引用



※津波断層モデル、地殻変動量は「首都直下地震モデル検討会」, (内閣府、2013) より引用

#### ・和歌山県による津波浸水想定

和歌山県の津波浸水想定(和歌山県総務部危機管理局防災企画課,2013)では、南海トラフの巨大地震(南海トラフの巨大地震モデル検討会,2012)および東海・東南海・南海の3連動地震(中央防災会議首都直下地震対策検討ワーキンググループ(以下、「中央防災会議」,2013)についての津波浸水被害想定を公表している。南海トラフの巨大

地震は東北地方太平洋沖地震の例から Mw9.1 の地震規模を想定し、発生頻度はきわめて低いが、発生すれば被害が甚大であり、対策も困難であるものとして位置づけている。3 連動地震については、和歌山県でこれまでに想定していた、宝永地震、安政地震など、既往地震に基づき、Mw8.7 の規模を想定している。約 100 年周期で発生する、頻度が高く、先ず対策が必要であるものと位置付けている。和歌山県の津波浸水想定における3 連動地震と南海トラフ巨大地震の津波高さの比較を表3に示す。南海トラフの巨大地震については内閣府で実施された想定よりも和歌山県の想定のほうが詳細な地形モデルを使用していることから、沿岸で予測される津波高さが大きく変わらないにも関わらず、想定浸水区域の面積が広くなっているものと考えられる。また、3 連動地震に対して、南海トラフ地震では、予測される津波高さも、浸水区域の面積も2倍以上になり得ることを示している。

表3 3連動地震と南海トラフ巨大地震で予測される津波高さの比較 (和歌山県総務部危機管理局防災企画課, 2013)

#### 【3連動地震(和歌山県)と、南海トラフの巨大地震(和歌山県・内閣府)の比較】

	3連動地震	南海トラフの巨大地震					
	(H25和歌山県)	H24内閣府	H25和歌山県				
地震規模	Mw8. 7	Mw9. 1	Mw9. 1				
最大津波高	5m ~ 10m	8m ~ 20m	8m ∼ 19m				
平均津波高	4m ∼ 7m	6m ∼ 14m	6m ∼ 14m				
想定浸水区域	5,660ha	10,660ha	12,620ha				
最短津波到達時間	第1波最大津波高:5分	津波高1m:2分	津波高1m:3分				

#### ・宮崎県による地震津波被害想定

宮崎県の地震・津波の被害想定(宮崎県,2013)では、最大クラスの津波を想定した 波源断層モデルとして内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」 (2012)の11ケ ースのうち、宮崎県沿岸に大きく影響するケース④、⑪を選定している(各ケースについては①を参照)。また、県の独自断層モデルとして日向灘を中心に断層破壊が発生す る想定を行っている。考え得る最大クラスの想定結果を図16に示す。

		南海トラフの巨大地震(考えうる最大ク	ラス)
	∦ ≵波	「南海トラフの巨大地震モデル検討会」 公表 (H24.8.29) による想定地震津波	「宮崎県独自モデル」 による想定地震津波
		(ケース④) (ケース⑪)	
マクチュ	-ŀ. .=	Mw = 9.1	Mw = 9.1
	用 デル	南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告) モデル (以下、内閣府モデル)	宮崎県独自モデル
	説明	内閣府が東北地方太平洋沖地震を教訓とし、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波として想定。	東北地方太平洋沖地震に おいて、複数の震源域が連動 して大規模地震となった現 象を踏まえて、防災上の観点 から、日向灘で発生する地震 による断層破壊が、周辺の一 定の領域(セグメント)まで 広がった場合の巨大な地 震・津波として想定。
概要	震源域	SEMPT < 1)	(m)
	地盤の鉛直方向変動量分布	度 B 東 700 0	#### ## 10 0 10 0 10 0 10 0 10 0 10 0

図16 最大クラスの津波として想定された3つの断層モデル(宮崎県,2013)

#### ③ 原子力施設の耐震安全評価

・中部電力浜岡原子力発電所の耐震安全評価

中部電力では、浜岡原子力発電所の評価(中部電力,2015 など)において、敷地内 周辺の震源断層として考慮する活断層として図17のような、海域15 断層、陸域12 断 層を抽出している。海域の15 断層には、東海断層系、小台場断層系、遠州断層系のよ うな、南海トラフの外縁隆起帯周辺の断層も含まれている。

東海断層系は、下部大陸斜面に東北東一西南西に連続する断層系であり、主に北側傾斜の逆断層と右横ずれ断層からなる。プレート間地震にともない、プレート境界面から派生して活動する断層である。下部大陸斜面に連続して分布する断層系を一連の構造とし、プレート間地震との関連がある活断層として評価している。

小台場断層系は外縁隆起帯に分布する東北東-西南西に連続する断層系である。北側傾斜の逆断層で、プレート境界面から派生して活動する断層であるとしている。外縁隆起帯に連続して分布する一連の構造として、プレート間地震との関連がある活断層と評価している。

遠州断層系は、遠州海盆から熊野海盆にかけて東北東-西南西に連続する断層系である。北縁に規模の小さい背斜構造(中央隆起帯)をともなう横ずれ断層である。前弧海盆に東北東-西南西に連続して分布する横ずれ断層と北側隆起を伴う背斜構造および背斜構造の翼部に並走する向斜構造を一連の構造として評価している。

また、浜松沖の正断層群についても、渥美半島から浜松沖の大陸棚に東北東-西南西 に連続する正断層群であるとし、プレート沈み込みに伴い陸側プレートに形成された大 規模な褶曲構造の翼部に生じた伸長場によって活動すると考えられている。渥美半島沖 から浜松沖の大陸棚に分布する正断層群を一連の構造として評価している。

遠州灘海域に分布する断層と広域的なテクトニクスとの関係については、次のように考えられている(図 18 参照)。

- ・南海トラフでは、フィリピン海プレートの沈み込みによって、付加プリズムが発達し、 その陸側には下部大陸斜面、外縁隆起帯、前弧海盆、大陸棚が広がっている。
- ・南海トラフ沿いの陸側プレートは、基本的にはフィリピン海プレートの沈み込みに伴 う北西-南東方向の圧縮力が長期に作用している場であり、フィリピン海プレートの沈 み込みがトラフ軸に対して斜交していることから斜め方向の力も作用している。また、 100~200年の間隔でプレート間地震が繰り返し発生している。
- ・遠州断層系はプレート沈み込みの斜め方向の力も作用していることによって、前弧海 盆底部で活動する横ずれ断層であり、北縁に規模の小さい背斜構造(中央隆起帯)を伴 う。
- ・浜松沖の正断層群は、プレートの沈み込みに伴う圧縮力が長期的に作用していることにより、陸側プレートに形成された規模の大きな褶曲構造の翼部に生じた伸長場によって活動する正断層である。
- ・小台場断層系および東海断層系はプレート間地震に伴いプレート境界面から派生して 外縁隆起帯から下部大陸斜面で活動する右横ずれ断層を含む逆断層である。

浜岡原子力発電所の基準津波策定(中部電力,2017 など)においては、プレート間 地震、海洋プレート内地震、敷地周辺の海域活断層による地震について検討している。

プレート間地震については、敷地周辺への影響の大きさから、南海トラフ周辺の地震による津波について検討を行っている。既往に津波に対する津波インバージョンモデルと、既往津波モデルを大きく上回るよう、保守的に設定された波源モデルを設定している(図 19)。

海洋プレート内の地震については、津波を発生させる可能性がある「沈み込む海洋プレート内地震」および「南海トラフより沖合の海洋プレート内地震」に関して、地震履歴、沈み込み帯の構造等に関する調査を実施した結果、「御前崎沖の想定沈み込む海洋プレート内地震」を検討対象として選定している。なお、銭洲断層系の海洋プレート内陸地震については、発電所敷地内に対する影響が「御前崎沖の想定沈み込む海洋プレート内地震」よりも小さいと見積もられたため、選定されていない。「御前崎沖の想定沈み込む海洋プレート内地震」の波源断層モデルは、2004年紀伊半島沖の震源インバージョン解析(Park and Mori, 2005)に基づきパラメータが設定され、断層位置は海溝沿いで3か所想定し、敷地内への影響を評価されている(図 20)。

海域の活断層による地殻内地震の津波評価については、内陸地殻内地震とプレート間地震にともなう分岐断層による地震を調査対象として挙げているが、分岐断層による地震についてはプレート間地震の津波評価の枠組み内で考慮することとし、内陸地殻内地震について検討対象を選定している。選定された想定地震は「御前崎海脚西部の断層帯の地震」、「A-5・A-18 断層の地震」、「遠州断層系の地震」である。これらの断層モデルは、中部電力による地質調査結果と土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(以下、「土木学会」,2016)の方法に基づいてパラメータを設定している(図21参照)。

このほか、中部電力では地すべりや火山等、地震以外の要因による津波および、地震による津波と地震以外の要因による津波の組み合わせについても検討を実施している。

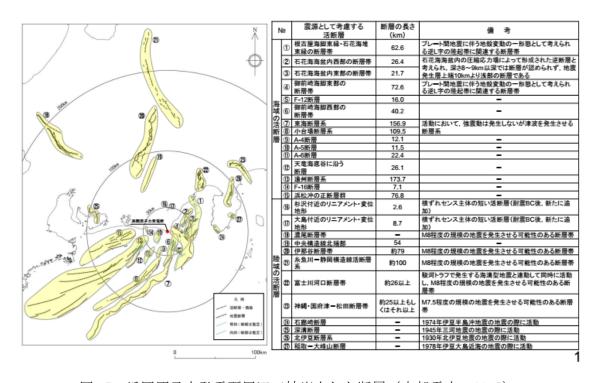


図 17 浜岡原子力発電所周辺で抽出された断層(中部電力, 2015)



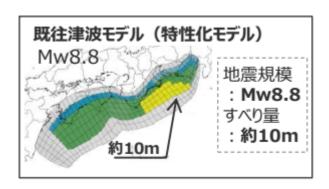
東海沖のマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈断面図 (芦ほか(1999)に一部加筆)

b:



図 18 遠州灘海域に分布する断層と広域テクトニクスの関係

a: 東海沖のマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈断面図 b:aの解釈断面図と海底地形との対応関係(中部電力,2015)



b:

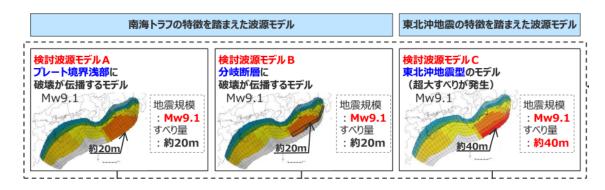
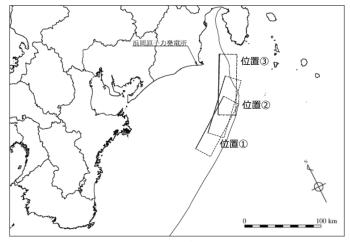


図 19 浜岡原子力発電所の基準津波策定で設定された津波波源モデルの考え方 a:既往地震津波の波源断層モデル

b:既往津波モデルを大きく上回る波源断層モデル(中部電力,2017)



御前崎沖の想定沈み込む海洋プレート内地震の波源モデル

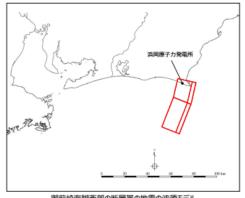
御前崎沖の想定沈み込む海洋プレート内地震 の断層パラメータ

項目	設定値						
断層長さ (km) **1	80.0						
断層幅 (km) *1	30.0						
断層上端深さ (km) **1	3.0						
傾斜角 (°) **1	40.0						
断層面積 (km²)	2,400						
地震モーメント(Nm)**1	2.1×10 <sup>20</sup>						
Mw	7.5						
剛性率 (N/m²)	3.5×10 <sup>10</sup>						
すべり量 (m)	2.5						
すべり角 (°)	90.0						
※4 2004年9月半月末末かの映像の無法(ここ)の代け用							

※1 2004年紀伊半島南東沖の地震の震源インバージョン解析結果 (Park and Mori(2005)) より設定

図 20 御前崎沖の沈み込む海洋プレート内地震の断層モデル (中部電力, 2017)

#### a:



御前崎海脚西部の断層帯の地震の波源モデル

#### 御前崎海脚西部の断層帯の地震の断層パラメータ

150	設定	を値		
項目	北部	南部		
斯屋 E + /l-m)	19.1	27.8		
断層長さ (km)	46	5.9		
断層幅 (km)	22	2.6		
断層上端深さ (km)	0			
断層下端深さ (km)	15			
傾斜角 (°)	60 (深さ6km以浅) 35(深さ6km以深)			
断層面積 (km²)	1,061			
地震モーメント(Nm)**1	9.6×10 <sup>19</sup>			
Mw	7.3			
剛性率 (N/m²)	1010			
すべり量 (m)	2.6			
すべり角 (°)	90			

遠州断層系の地震断層パラメータ

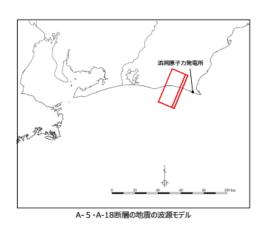
b:	和阅磨于力発電所

遠州断層系の地震の波源モデル

項目	設定値							
項目	西部	中部	東部					
斯属E+ /km)	43.3	90.8	39.6					
断層長さ (km)		173.7						
断層幅 (km)		15.0						
断層上端深さ (km)	0							
断層下端深さ (km)	15							
傾斜角 (°)	90							
断層面積 (km²)		2,606						
地震モーメント(Nm)**1	8.5×10 <sup>20</sup>							
Mw	7.9							
剛性率 (N/m²)	3.5×10 <sup>10</sup>							
すべり量 (m)		9.4						
すべり角 (°)	180							

※1 長大断層であり試村(1998)の適用範囲外であることから、地震調査委員会(2010)を 参観し、すべり量が低ね10mを超えないぞれぞれの区間(43.3km, 130.4km)に対し 武村(1998)により算定した地震規模の総和とする。

### c:



A-5・A-18断層の地震の断層パラメータ

スコス10時間のの間の時間パング						
項目	設定値					
断層長さ (km)	31.0					
断層幅 (km)	20.3					
断層上端深さ (km)	2					
断層下端深さ (km)	15					
傾斜角 (°)	60 (深さ6km以浅) 35(深さ6km以深)					
断層面積 (km²)	630					
地震モーメント(Nm)**1	4.2×10 <sup>19</sup>					
Mw	7.0					
剛性率 (N/m²)	3.5×10 <sup>10</sup>					
すべり量 (m)	1.9					
すべり角 (°)	90					

※ 1 武村(1998)により断層長さから設定

図 21 海域における内陸地殻内地震の断層モデル

a:御前崎海脚西部の断層帯の地震

b:遠州断層系の地震、c:A-5・B-18 断層(中部電力, 2017)

# b) 地震津波事例の選定

a) で整理した情報をもとに、来年度に検討する断層モデルの設定方法の検証に用いるための地震津波事例について検討する。

南海トラフ海域においては、既往地震として知られるものも、自治体等の被害想定で検討されるものも、プレート間地震による津波が多くを占める。南海トラフ海域において特徴的な構造のひとつが、プレート境界からの分岐断層である。分岐断層については、平成28年度~29年度にかけて断層データのモデル化を実施した南西諸島海域において、南海トラフでの検討を考慮することとし、当該年度においては対象としなかった。来年度に南海トラフ領域において、分岐断層について評価検討するにあたっては、海溝型地震にともない分岐断層が活動した可能性があるとされる1944年昭和東南海地震と1946年昭和南海地震を妥当性評価のための検討事例として挙げることができる。

#### 【1944 年昭和東南海地震】

#### • 概要

昭和東南海地震は、1944年(昭和19年)12月7日に紀伊半島東部の熊野灘から浜名湖沖周辺まで破壊が及んだ、南海トラフ沿いのプレート間地震である。震源は熊野灘周辺とされている。この地震が発生した当時の状況については、戦時下であり、詳細な記録は少ない。中央防災会議東南海・南海地震等に関する専門委員会(以下、「中央防災会議」,2003)が収集・整理した震度分布は図22のようになっている。震度の大きい地域は静岡県西部の沿岸部から愛知県となっている。また、武村・虎谷(2015)では広域的な深度分布を再評価し、被害状況の特徴について整理している。武村・虎谷(2015)による震度分布を図23に示す。著者らは、昭和東南海地震の被害データを収集した飯田(1985)や宮村(1946)をもとにデータを整理し、また、建物の被害状況から震度分布を再評価した。

昭和東南海地震の規模について、Kanamori (1972)は Mw8.1、Tanioka and Satake (2001)は Mw8.2 としている。

なお、この地震について今村(1944)は当時の名称として「遠州沖大地震」について、 過去の安政地震、宝永地震の例を挙げ、今回は東海道方面のみの活動であるが、今後、南 海道が活動する可能性について注意喚起していた。

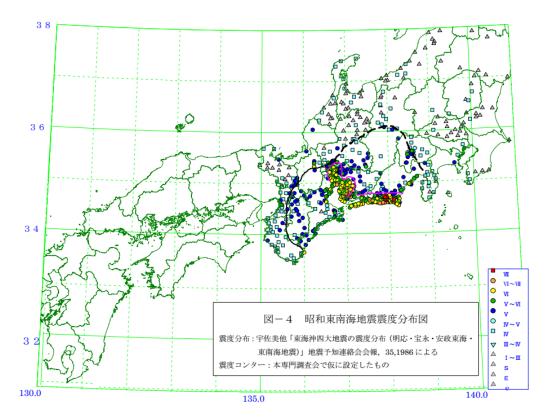
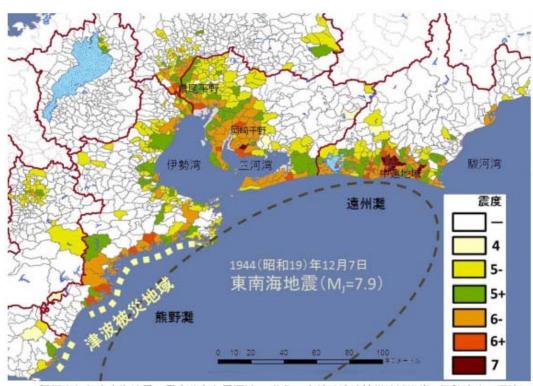


図 22 昭和東南海地震による震度の分布(中央防災会議, 2003)



評価された東南海地震の震度分布と震源域。 黄色の点線は津波被災地域沿岸。伊勢湾や三河湾に 面する灰色の地域は戦後の埋立地

図 23 武村・虎谷 (2015) による震度分布

#### •被害

戦時下という当時の情勢から、被害状況を正確に表す情報は少ないと思われる。武村・ 虎谷 (2015) が整理した飯田 (1985) および宮村 (1946) のデータを表4に示す。空襲に 対する防災意識から、火災による延焼が最小限に抑えられたことにより、死者数が少なく 抑えられているとされる。その一方で、レンガ造りであり、支柱や隔壁を取り払うなどの 改造をされて強度の低下した軍事工場等は倒壊し大きな人的被害があったとされる。津波 については、震源に近い三重県尾鷲市において最大9mの津波が記録されている(首藤・ 他,2007)。津波による被害は、飯田 (1985) による記載のみで、三重県の家屋流出被害 が記録されている。

表 4 武村・虎谷(2015)により整理された飯田(1985)や宮村(1946)の被害状況

		_	135	II U/-	u 1,, ,	7 (	w m /	, , , ,	נית עם אם	7157772	KHI III			
県	住家	全潰	住家	半潰	非住:	全潰	非住	半潰	死	者	傷	者	流失(住)	流失(非)
(資料)	(宮村)	(飯田)	(宮村)	(飯田)	(宮村)	(飯田)	(宮村)	(飯田)	(宮村)	(飯田)	(宮村)	(飯田)	(飯田)	(飯田)
静岡県	5829	6970	7765	9522	4141	4862	4572	5553	255	295	697	842		
愛知県	5859	6943	17497	19666	9189	10145	14833	15838	350	435	556	1142		
岐阜県	390	406	541	541	439	459	436	395	15	16	37	38		
三重県	1442	3376	2573	4353	865	1429	2074	2249	231	373	522	607	2238	775
奈良県	89	89	163	176	234	234	168	214	1	3	17	17		
滋賀県	7	7	76	76	28	28	38	38						
石川県		3		11		6		8						
山梨県		13		11		14		3						
大阪府		199		1629		124		63		14		135		
兵庫県		3				23		9				2		
福井県		1		2		2		3						
長野県		12		47		1		2						
和歌山県*		121		604		47		62		47		70	162	85
合計	13616	18143	28615	36638	14896	17374	22121	24437	852	1183	1829	2853	2400	860

修正した宮村データと飯田データによる府県別集計値

## ・津波痕跡高データ

1944 年昭和東南海地震の津波痕跡データについては、東北大学によって運営されている「津波痕跡データベース」で検索したところ、下記の津波痕跡が確認された(表 5)。なお、これについては、GIS データとして読み込み可能な CSV ファイルをデジタルデータとして CD に収録する。

表 5	1944 年昭和東南海地震の津波痕跡数	7
10		^

信頼度	痕跡数
A	136
В	13
С	81
D	13
Z	553
合計	796

<sup>\*</sup>和歌山県は飯田3)に内訳がなく中央気象台9)と和歌山県12)によった。

### 【1946年昭和南海地震】

#### • 概要

昭和南海地震は、1946年(昭和21年)12月21日に、南海トラフ沿いの潮岬沖で発生した。この地震による地震動および津波の被害は西南日本の広い範囲に及んだ。図24に中央防災会議(2003)による震度分布を示す。

この地震の規模について、Kanamori (1977) は Mw8.1、Tanioka and Satake (2001) は Mw8.4 と推定している。

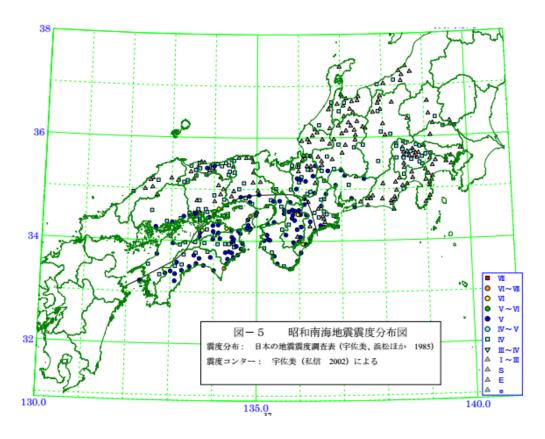


図 24 昭和南海地震による震度の分布(中央防災会議, 2003)

#### •被害

中央気象台 (1947) に記された人的被害、建物被害等を表 6 に示す。被害は西南日本、特に高知県、徳島県、和歌山県を中心に大きい。大阪府のように、太平洋地域でなくとも、流出・浸水の被害がみられる。ただし、大阪府や兵庫県における建物の倒壊は老朽化した建物やバラックなどに限られるとされている(中央気象台,1947)。また、岡山県備前県民局 (2007) によると、児島湾等の干拓地で地震動にともなう液状化被害がみられたとのことである。羽鳥 (1988) は、紀伊水道沿岸で 2~5 m 程度、豊後水道沿岸で 1~1.5m 程度の津波が観測されたとする。

表 6 1946 年昭和南海地震による被害状況(中央気象台, 1947)

府県	死者	傷者	不明	全壊	半壊	流出	浸水	焼失	堤防 決壊
高知	670	836	9	4865	9073	566	5608	196	38
和歌山	187	846	74	964	2427	386	11815	-	6
徳島	181	217	19	1329	1138	562	4578	-	55
香川	52	273	-	608	2409	-	-	-	122
兵庫	49	59	-	640	602	-	786	3	-
愛媛	26	32	-	586	831	-	330	-	67
大阪	32	46	-	261	217	552	7080	-	-
三重	71	35	-	136	110	23	-	-	4
岡山	51	187	_	1092	3757	_	_	-	-
岐阜	13	42	-	547	751	-	-	1	-
愛知	10	19	-	175	198	-	-	1	-
島根	9	14	-	139	308	-	-	-	-
大分	4	9	-	25	16	-	-	-	-
鳥取	2	3	-	22	13	-	-	-	-
熊本	2	1	-	9	6	-	-	-	-
滋賀	3	1	_	8	2	_	_	-	-
奈良	0	6	_	36	20	_	_	-	-
長野	0	0	-	2	4	-	-	-	-
静岡	0	2	_	0	0	_	296	-	-
広島	0	3	-	49	74	-	-	1	1
宮崎	0	1	-	0	3	-	1165	-	-
福岡	0	0	-	6	6	-	-	-	-
佐賀	0	0	-	5	5	-	-	-	-
長崎	0	0	-	0	2	_	_	-	-
山口	0	0	-	2	0	-	-	-	1
合計	1362	2632	102	11506	21972	2109	33093	2602	294

# ・津波痕跡高データ

1946 年昭和南海地震の津波痕跡データについては、東北大学によって運営されている「津波痕跡データベース」で検索したところ、下記の津波痕跡が確認された(表 7)。なお、これについては、GIS データとして読み込み可能な CSV ファイルをデジタルデータとして CD に収録する。

表 7 1946 年昭和南海地震の津波痕跡数

信頼度	痕跡数
A	322
В	262
С	289
D	10
Z	721
精査中	87
合計	1691

#### 2) 断層モデルの設定

本検討の主目的である断層モデルの設定は、平成 29 年度にサブテーマ 2 で探査データ及び地形の解析・解釈が行われた伊豆・小笠原海域及び相模トラフ周辺の断層データを整理し、断層モデルの構築を行った。断層モデルの構築に必要なパラメータの設定方法については津波予測計算の概略計算(最小計算格子サイズ 150 mメッシュ)等を行うことにより検討した。なお、本業務の成果である断層モデルは、断層パラメータの設定方法を検討する過程における事例である。感度解析等の比較検討で設定する断層モデルは、本プロジェクトで設置するアドバイザー会議において、パラメータを変えることによる影響がどのように変化するかを把握することが重要との指摘を受け、その基本方針に即して設定したものである。

#### a) 断層モデルの設定

本検討における断層モデルは、サブテーマ2における調査結果に基づいて設定する。サブテーマ2の断層データから設定する断層モデルを「基本モデル」とする。

### i) 津波波源断層モデルの設定

波源断層モデルの設定として、断層の巨視的特性をあらわすパラメータと設定方法について検討した。サブテーマ2の地質学的・地球物理学的知見によるデータに基づいて断層パラメータを設定する際には、データをもとに設定することができるパラメータと、データのみでは確定することができないパラメータがある。そのため、データが得られていないパラメータについては、先行研究や既往の断層モデルの設定方針をもとに設定する。ここでは主に「震源断層を特定した地震の強震動評価手法(「レシピ」)」(以降「強震動レシピ」:地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009)を参照し設定している。また、c)で述べるような断層情報の不完全さやパラメータのばらつきの観点から、不確定性を考慮した設定としている。

### ii) 断層パラメータの設定方法

以下にそれぞれの断層パラメータの設定方法について記す。

### ① 断層の位置、長さ、走向

断層モデルの上端の位置はサブテーマ2において整理された音波探査で得られた断層と海底面との交点の位置で設定する。音波探査断面による断層と海底面との交点のデータをつないで表現したものを断層トレースとし、これを1枚ないし複数枚の矩形で近似したものを断層モデルの断層面とする。断層トレースが途中で大きく向きを変える場合には複数枚の断層面を設定することとする。ただし、ここでの断層面の分割は地質学的・地形学的な境界としての意味を持つものではなく、断層

トレースの形状を近似する上での表現上の分割であり、断層としては1本の断層として扱うものである。よって、断層の長さは矩形の上端部の長さの合計とする。走向は矩形の上端部の方向を走向とする。断層面を自分の方向に傾斜する(下がる)ように置いた場合に左上にくる点を断層の起点とする(佐藤・他、1989)。起点から終点をつなぐ線と真北に向かう線とが成す角度を北から測ったものを走向の角度とする。これら、断層の位置や長さの情報は、堆積層内部での断層の分岐や消滅などから断層の連続性や不連続性が不確かである可能性もある。特に断層端部の位置については判断が難しく、不確定性の大きな要因となる。サブテーマ2のデータにおける断層の連続性及び端部の位置については、海底地形のデータから判断されており、ある程度の連続性が考慮されたものであると言える。

ただし、長さが 18 km未満の「短い断層」については、18 kmになるように断層の両端部を延長し検討することとした。「活断層の長期評価手法」報告書(暫定版)(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2010)では「地表に変位が現れている活断層については、最低限考慮すべき地震規模として M6.8 を設定する」としており、「「短い活断層」と判断する「起震断層」の長さは 15~18 km 程度を目安とする」としている。この考え方を踏まえ、音波探査断面に変位が確認された断層は、確認された長さが 18 km 未満であっても、18 km になるように両端を延長した。

#### ② 断層上端深度の設定

断層上端深度は基本的に海底面 (O km) として設定する。以下、深度に関する表記はすべて海底面からの深さとして記述する。

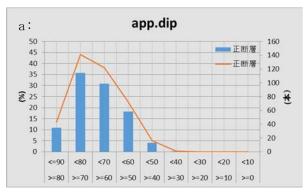
本プロジェクト平成 29 年度報告書(文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構,2018)で公開されているサブテーマ2の反射断面では、多くの断層で海底面付近にまで変位が達している。一部では、変位の上端が2~3 km程度とやや深い場所で確認されている断層もあるが、本プロジェクトで過去に実施した不確定性の評価の検討で、断層上端深度は0~3 kmの範囲では沿岸の津波高さに大きく影響しないことが示されている。

#### ③ 断層傾斜角の設定

サブテーマ2で得られた見かけ傾斜角のデータを図 25 に示す。正断層は見かけ傾斜角 60°以上が約 80 %を占めている。逆断層は 50°以上が約 80 %以上を占める。横ずれ断層は 60°以上が約 60 %程度である。横ずれ断層を除くと、やや高角になる傾向にある。

図 26 にサブテーマ 2 による反射断面の例を示す。これらの反射断面に示されるように、伊豆・小笠原周辺海域の縦ずれ断層では、浅部から深部に向かうにつれて傾斜角が低角になっていくような断層がみられる。このことから、浅部と同様の構

造が断層深部まで続いているとは限らない。反射断面では断層浅部の構造はおおむねよく示されるが、深部に至るまでの全体の構造を見ることは難しい。よって、断層傾斜角の設定は、標準的な設定として、「強震動レシピ(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009)」の方法に基づき、正断層を60°、逆断層を45°、横ずれ断層を90°として設定した。



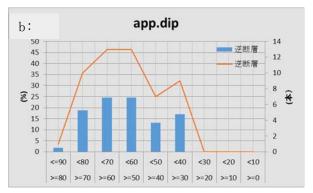
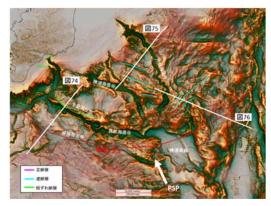
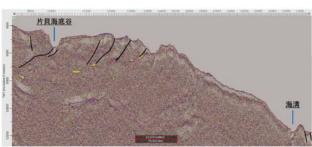




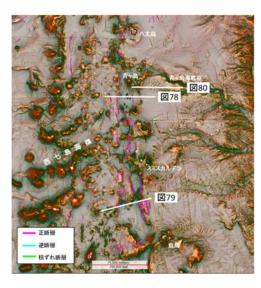
図 25 サブテーマ 2 のデータにおける、見かけ傾斜角の分布 a: 正断層、b: 逆断層、c: 横ずれ断層

a:





b:



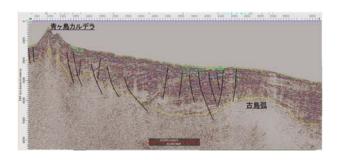


図 26 サブテーマ 2 による反射断面の例

(文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2018) a: 逆断層の例、b: 正断層の例

### ④ 断層下端深度の設定

断層下端深度は、サブテーマ2で得られた3次元速度構造データを参照し設定する。ただし、アウターライズ領域については、東北地方太平洋沖地震後に岩手県沖のアウターライズ領域で発生した正断層地震の発生深度を参照し設定する。アウターライズ領域における断層下端の設定深度の考え方については、c)の断層情報が不完全な場合の断層モデルの設定の項目において詳しく述べる。具体的な設定方法として、以下のような設定とした。

・平均的な断層下端深度の設定:サブテーマ2で得られた3次元速度構造データを参照し、コンラッド面深度を断層下端として設定した。ただし、アウターライズ領域については平均的な断層下端深度として40 kmを設定値とした(図27)。

・認識論的不確定性を考慮した設定:平均的な断層下端深度として設定したときの断層幅に5kmを加算した場合の深さを断層下端深度として設定した。ただし、アウターライズ領域については剛性/塑性遷移の深度として70kmを設定値とした。

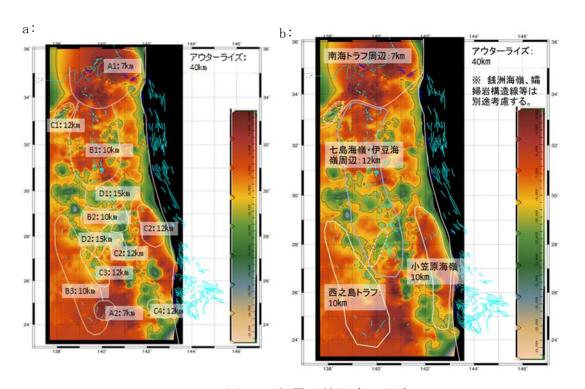


図 27 断層下端深度の設定 a:サブテーマ 2 のコンラッド面深度分布から考えた領域区分 b: a の領域区分を簡略化・モデル化

#### ⑤ 断層幅の設定

断層幅は、断層上端深度及び断層下端深度と傾斜角の関係から設定する。断層幅が合計断層長さを上回る場合には、断層幅と合計断層長さが等しくなるように断層下端深度を浅く設定する。

### ⑥ すべり角の設定

サブテーマ 2 において、すべり角を推定できるようなデータが得られていないため、「強震動レシピ」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009)の考え方から、正断層  $270^\circ$ 、逆断層  $90^\circ$ 、右横ずれ断層  $180^\circ$ 、左横ずれ断層  $0^\circ$  として設定する。

なお、本検討の設定方法で横ずれ断層の断層モデルを設定する場合、縦ずれ成分を全く含まない完全な横ずれ断層となり、そのような断層モデルから想定される津波高さは非常に小さいものとなる。ただし、現実には、縦ずれ成分を含まない横ずれ断層の存在は、稀なものであり、横ずれ断層における縦ずれ成分の扱い方は課題である。今回は、後述の⑤断層パラメータの不確実性の影響度評価の項目において、横ずれ断層に縦ずれ成分を考慮した場合の津波計算事例を示す。

### ⑦ すべり量の設定

断層面上の平均すべり量は、断層面積とモーメント量の経験的関係を示すスケーリング則から設定し、偶然的ばらつきを考慮する。断層面積をもとに、入倉・三宅 (2001) のスケーリング則の平均的な値として設定し、 $+1\sigma$  程度のばらつきの範囲を考慮することで観測データ及び実際の断層のジオメトリや断層運動、物理量等に含まれるばらつきを包含することとする。

これまで、本プロジェクトで対象としてきた海域では主に大陸プレート上に分布する断層をモデル化してきたが、今年度の対象とする伊豆・小笠原海域は海洋性プレートどうしの沈み込み境界に位置する。そのため、今回は、スケーリング則で推定されたモーメント量から平均すべり量を算出する際に用いる剛性率の設定について検討した。これまでの検討では剛性率は  $3.43\times10^{10}$  ( $N/m^2$ ) としてきたが、今回は  $5.0\times10^{10}$  ( $N/m^2$ ) を用いることとする。検討の詳細については後述のiv) 断層パラメータの不確実性の影響度評価の項目で述べる。

### iii) 設定した断層モデル群

①~⑦の方法により設定した断層モデル群の分布を図 28 に示す。これらの詳しい位置とパラメータは付録 1 に記載した。合計 473 本の断層データをモデル化し、断層下端深度の設定方法が異なる 2 ケースの断層モデル(合計 946 モデル)を設定した。

図 28 の中の赤い矩形は断層下端をコンラッド面、又は 40 km として設定した「平均的な断層モデル群」である。青い矩形は断層下端の設定を、「下端をコンラッド面としたときの断層幅に 5 km を加算した深度」ないし 70 km として設定した「不確定性を考慮した断層モデル群」である。断層幅は合計断層長さを越えないように設定し、「幅 > 合計断層長さ」となる場合には「幅=合計断層長さ」となるように下端を浅く設定している。特にアウターライズ周辺の断層モデルにおいては、不確定性を考慮した場合の断層下端深度が 70 kmに達していないものも多い。そのため、図 28 における断層モデル群の分布で見られる青い部分の幅が広いもの、狭いもの、断層モデルによっては青が見えないものが混在している。

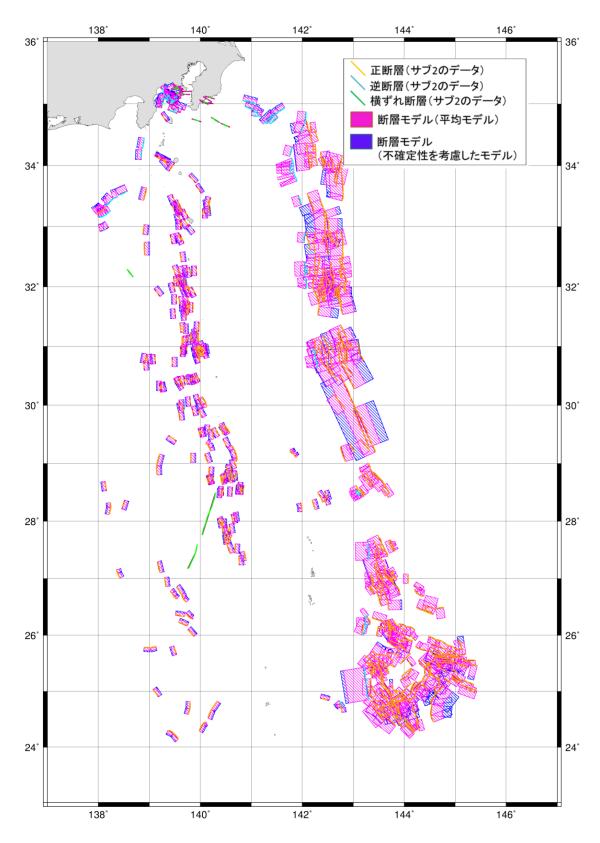


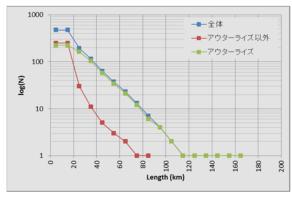
図 28 本検討により設定した断層モデル群の分布

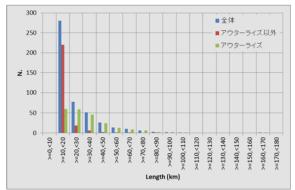
# iv) 断層モデル群の特徴

設定した断層モデル群の特徴について、断層長さ別の頻度分布と、断層モデルの面積から推定される地震規模 (Mw) の頻度分布の観点から整理した。

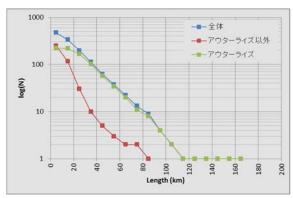
図 29 は断層モデルの長さレンジ別の本数と長さ別頻度分布及びサブテーマ 2 のデータの長さレンジ別の本数と長さ別頻度分布である。断層モデルでは 18 kmより短い断層は両端を延長して 18 km としてモデル化しているため、サブテーマ 2 のデータにみられる 10 km より短い断層は、断層モデルでは  $10 \sim 20 \text{ km}$  のレンジでカウントされている。また、アウターライズ周辺の領域については、大半が長さ 30 km 以上の断層であり、アウターライズ周辺以外の断層はほとんどが長さ 20 km 以下である。アウターライズ以外の断層は、短い断層が多いこととなった。

a: b:





c: d:



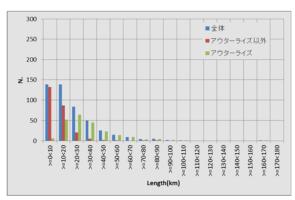


図 29 設定した断層モデル群の長さ及び想定される地震規模の特徴 a:設定した断層モデル群の断層長さレンジ別の本数 b:設定した断層モデル群の長さ別頻度分布 c:サブテーマ2のデータの断層長さレンジ別の本数 d:サブテーマ2のデータの長さ別頻度分布

断層モデルから想定される地震規模 (Mw) 別の頻度分布を図 30 に示す。地震規模の推定は断層面積と地震モーメント (Mo) との経験的関係を示す入倉・三宅 (2001) のスケーリング則から行っている。アウターライズ以外の断層は、下端をコンラッド面とした場合にはほとんどが Mw7.0 よりも小さい断層である。対して、アウターライズ周辺の断層は多くが Mw7.5 以上であり、不確定性を考慮し下端を 70 km として設定した場合には最大で Mw8.5 を越えると推定された。この結果からは、伊豆・小笠原海域の活断層で予測される地震の上限は、アウターライズ以外の領域では Mw7.4程度、アウターライズ領域で Mw8.6 程度と考えられる。よって、当該海域の活断層による地震の上限を規定するのはアウターライズ周辺の断層である。断層モデルの規模別頻度分布 (図 30) は、通常、直線的な分布を示す G-R 則的な分布には、厳密には

従っていないように見える。特にアウターライズ周辺の領域においては、Mw7~8の 周辺が上に凸の分布をしている。この原因として次の2点の可能性が考えられる。

- 1) 設定した Mw 7~8の断層が過多
- 2) 設定した Mw 7 以下の断層が過小

断層活動から考えると、設定した断層の一部のみの活動で発生する地震がある可能性もしくは、古い構造(特にアウターライズ領域)であり、断層の一部が活動したときの痕跡が累積して見かけは現在のような断層の連続(断層長さ)の形になった可能性もある。

一方、通常、G-R 則は「ある一定の期間内に発生した地震」に対しておおむねこれに従うとされる法則であり、マグニチュードと頻度の分布から「その期間」内に発生する可能性があった地震の上限を推定できるものである。これを活断層にあてはめた場合には、「期間」の設定は難しいことに留意する必要がある。なお、地震調査研究推進本部による「関東地方の地震活動の特徴 伊豆諸島及び小笠原諸島(ウエブサイト)」では、表8のように評価されており、説明された断層の長さから想定される地震規模の設定は難しい。相模湾から房総半島南東沖にかけてのプレート境界付近、関東地方東方沖合から伊豆・小笠原海溝沿いのプレート境界付近の地震については評価している一方で、伊豆・小笠原海溝付近の活断層による地震については評価されていない。

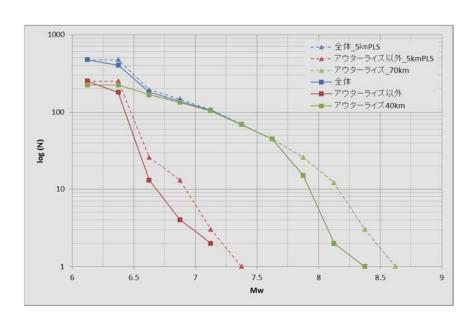


図30 断層モデルの面積から想定される地震規模(Mw)別頻度分布

表8 地震調査研究推進本部「関東地方の地震活動の特徴 伊豆諸島及び小笠原諸島 (ウエブサイト)」における伊豆・小笠原海域に影響する地震の評価

	地震		マグニチュード	地震発生確率 (30年以内)
海溝型地類	喪			
	東北地方太平洋沖型		Mw8.4~9.0	ほぼ0%
	三陸沖北部から房総	津波地震	Mt8.6~9.0 前後	30 %程度 (特定海域で 7 %程度)
三陸沖から房総沖	沖の海溝寄り	正断層地震	8.2 前後 Mt8.3 前後	4%~7% (特定海域で 1%~2%)
り 房 総 沖	福島県沖		7.4 前後 (複数の地震が 続発する)	10 %程度
	茨城県沖	繰り返し発 生するプレ ート間地震	6.9~7.6 6.7~7.2	70 %程度 90 %程度もしくはそれ以上
相模	相模トラフ沿いの M 8 震	クラスの地	M8クラス (M7.9~M8.6)	ほぼ0%~5%
トラフ	プレート沈み込みに作の地震	半う M7程度	M7程度 (M6.7~M7.3)	70 %程度
トラフ	南海トラフで発生する	5地震	M8~M9クラス	70 %~80 %

#### b) 活断層の連動の可能性の検討

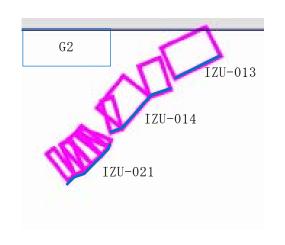
a)で設定した断層モデル群を用いて津波予測計算(150 m メッシュの概略計算)を行うことにより、本州及び伊豆諸島、小笠原諸島の島嶼具における沿岸の津波の影響について試算を行った。特に、短い断層の多い島弧周辺及び相模湾周辺の断層については、近接する断層をグルーピングすることにより、複数の断層が同時的に破壊した場合についても検討を行った。また、これまでに伊豆・小笠原地域に到達した津波について、痕跡高データ及び資料を収集した。なお、ここで実施したすべての計算結果と既往津波の情報については付録2、4に詳細を記載することとし、ここでは計算結果の概要を示す。

# i) 断層モデルを用いた津波予測計算(150 mメッシュ概略計算)

a)で設定した断層モデルから、相模湾周辺、銭洲海嶺周辺、島弧周辺の断層とアウターライズの断層について概略の津波予測計算を行った。

a)の結果では、伊豆・小笠原海域の島弧及び本州近傍の断層は短い断層が多い傾向が見られる。これらの断層は、同様のジオメトリを持つものが近接して存在している場合も多いため、同時的に活動する場合の沿岸での津波の影響についても検討した。断層のグルーピングにおける同時的破壊の考え方については図 31 に示す。計算は断層が単独で動く場合とグルーピングを行った場合で、断層下端深度が「平均的な深度として設定した場合」と「不確定性を考慮した場合」の2通りで合計 41 モデル、82パターンについて実施した。なお、今回は 150 m メッシュの概略的な地形モデルを使用しているが、より詳細な地形モデルを用いることで、入り江や海岸の形状の影響等により、これよりも高くなる可能性があることに留意する必要がある。

計算を行った断層モデルの位置を図 32 に、すべてのパラメータを表 9、表 10 に示す。



この場合組み合わせは次の6通りを考慮

- (1) IZU-013+IZU-014+IZU-021
- ② IZU-013+IZU-014
- ③ IZU-014+IZU-021
- ④ IZU-013
- ⑤ IZU-014
- 6 IZU-021

図31 断層のグルーピングにおける組み合わせの考え方

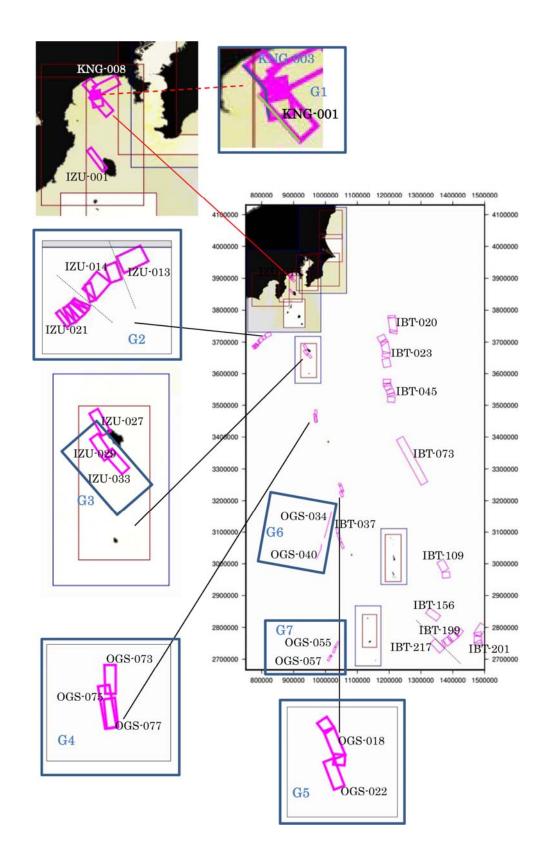


図 32 津波予測計算(150 mメッシュ)を実施した断層モデル

表 9-a) 津波予測計算を実施した断層モデルのパラメータ : 断層下端深度をコンラッド面 (アウターライズは最大 40 km) とした場合

Lon.	Lat.	Тор.	Bot.	Str.	Dip	r.	L.	W.	Мо	Mw	D.	Name	モデル名	連動破壊
139.3892	35.0569	0.0	7.0	321.5	45	90	18.00	9.90	2.26E+18	6.17		KNG-001	KNG-001-con	×
139.2959	35.1197 35.1863	0.0	7.0 7.0	353.6 350.0	45 45	90	5.69 3.30	9.90 9.90	2.26E+18 2.26E+18	6.17 6.17	0.25	KNG-003-1 KNG-003-2	1410 000	
139.2878	35.1705	0.0	7.0	337.3	45	90	1.92	9.90	2.26E+18	6.17	0.25	KNG-003-3	KNG-003-con	×
139.2725 139.3892	35.2156 35.0569	0.0	7.0 7.0	321.0 321.5	45 45	90	7.10 18.00	9.90 9.90	2.26E+18 2.26E+18	6.17 6.17		KNG-003-4 KNG-001		
139.2959	35.1197	0.0	7.0	353.6	45	90	5.69	9.90	2.26E+18	6.17	0.25	KNG-003-1		
139.2794 139.2878	35.1863 35.1705	0.0	7.0 7.0	350.0 337.3	45 45	90	3.30 1.92	9.90 9.90	2.26E+18 2.26E+18	6.17 6.17		KNG-003-2 KNG-003-3	G1-1-con	0
139.2725	35.2156	0.0	7.0	321.0	45	90	7.10	9.90	2.26E+18	6.17	0.25	KNG-003-4		
139.5087 139.3424	35.2571 34.7151	0.0	7.0 7.0	246.3 326.3	45 60	90 270	18.00 18.00	9.90 8.08	2.26E+18 1.67E+18	6.17 6.08	0.25	KNG-008 IZU-001	KNG-008-con IZU-001-con	×
138.5669	33.5838	0.0	12.0	247.6	45	90	18.00	16.97	5.07E+18	6.40	0.33	IZU-013	IZU-013-con	×
138.3736 138.2889	33.4841 33.4614	0.0	12.0 12.0	253.8 223.7	45 45	90	8.27 15.15	16.97 16.97	1.23E+19 1.23E+19	6.66 6.66		IZU-014-1 IZU-014-2	IZU-014-con	×
138.1796	33.3601	0.0	12.0	256.3	45	90	4.24	16.97	1.23E+19	6.66	0.52	IZU-014-3	120 014 0011	,,
138.1332	33.3255	0.0	12.0 12.0	207.6 221.6	45 45	90	2.61 3.63	16.97	6.66E+18	6.48 6.48	0.36	IZU-021-1		
138.1209 138.0959	33.3043 33.2793	0.0	12.0	231.9	45	90	4.73	16.97 16.97	6.66E+18 6.66E+18	6.48		IZU-021-2 IZU-021-3	1711 001	×
138.0568	33.2521	0.0	12.0	229.8	45	90	3.43	16.97	6.66E+18	6.48		IZU-021-4	IZU-021-con	^
138.0295 137.9932	33.2315 33.2188	0.0	12.0 12.0	249.1 235.4	45 45	90	3.66 3.54	16.97 16.97	6.66E+18 6.66E+18	6.48 6.48	0.36	IZU-021-5 IZU-021-6		
138.5669	33.5838	0.0	12.0	247.6	45	90	18.00	16.97	5.07E+18	6.40	0.33	IZU-013		
138.3736 138.2889	33.4841 33.4614	0.0	12.0 12.0	253.8 223.7	45 45	90	8.27 15.15	16.97 16.97	1.23E+19 1.23E+19	6.66	0.52	IZU-014-1 IZU-014-2	G2-1-con	0
138.1796	33.3601	0.0	12.0	256.3	45	90	4.24	16.97	1.23E+19	6.66	0.52	IZU-014-3		
138.3736	33.4841	0.0	12.0	253.8	45 45	90	8.27	16.97	1.23E+19	6.66		IZU-014-1		
138.2889 138.1796	33.4614 33.3601	0.0	12.0 12.0	223.7 256.3	45 45	90	15.15 4.24	16.97 16.97	1.23E+19 1.23E+19	6.66 6.66		IZU-014-2 IZU-014-3		
138.1332	33.3255	0.0	12.0	207.6	45	90	2.61	16.97	6.66E+18	6.48		IZU-021-1		
138.1209 138.0959	33.3043 33.2793	0.0	12.0 12.0	221.6 231.9	45 45	90	3.63 4.73	16.97 16.97	6.66E+18 6.66E+18	6.48		IZU-021-2 IZU-021-3	G2-2-con	0
138.0568	33.2521	0.0	12.0	229.8	45	90	3.43	16.97	6.66E+18	6.48	0.36	IZU-021-4		
138.0295 137.9932	33.2315 33.2188	0.0	12.0 12.0	249.1 235.4	45 45	90	3.66 3.54	16.97 16.97	6.66E+18 6.66E+18	6.48		IZU-021-5 IZU-021-6		
138.5669	33.5838	0.0	12.0	247.6	45	90	18.00	16.97	5.07E+18	6.40	0.33	IZU-013		
138.3736	33.4841	0.0	12.0	253.8	45	90	8.27	16.97	1.23E+19	6.66		IZU-014-1		
138.2889 138.1796	33.4614 33.3601	0.0	12.0 12.0	223.7 256.3	45 45	90	15.15 4.24	16.97 16.97	1.23E+19 1.23E+19	6.66		IZU-014-2 IZU-014-3		
138.1332	33.3255	0.0	12.0	207.6	45	90	2.61	16.97	6.66E+18	6.48		IZU-021-1	G2-3-con	0
138.1209 138.0959	33.3043 33.2793	0.0	12.0 12.0	221.6 231.9	45 45	90	3.63 4.73	16.97 16.97	6.66E+18 6.66E+18	6.48 6.48		IZU-021-2 IZU-021-3		
138.0568	33.2521	0.0	12.0	229.8	45	90	3.43	16.97	6.66E+18	6.48	0.36	IZU-021-4		
138.0295 137.9932	33.2315 33.2188	0.0	12.0 12.0	249.1 235.4	45 45	90	3.66 3.54	16.97 16.97	6.66E+18 6.66E+18	6.48	0.36 0.36	IZU-021-5 IZU-021-6		
139.6780	33.2921	0.0	12.0	153.7	60	270	18.00	13.86	3.74E+18	6.32	0.30	IZU-027	IZU-027-con	×
139.6725 139.7727	33.1354 33.0391	0.0	12.0 12.0	148.9 142.1	60 60	270 270	18.00 18.00	13.86 13.86	3.74E+18 3.74E+18	6.32		IZU-029 IZU-033	IZU-029-con IZU-033-con	×
139.7727	33.1354	0.0	12.0	148.9	60	270	18.00	13.86	3.74E+18	6.32		IZU-033		×
139.7727	33.0391	0.0	12.0	142.1	60	270	18.00	13.86	3.74E+18	6.32		IZU-033	G3-1-con	0
139.9250 139.9751	31.2999 31.4101	0.0	12.0 12.0	173.0 182.6	60	270 270	26.04 18.00	13.86 13.86	6.51E+18 3.74E+18	6.48	0.36	IZU-075 IZU-073	IZU-074-con IZU-073-con	×
139.9605	31.2251	0.0	12.0	177.5	60	270	18.00	13.86	3.74E+18	6.32	0.30	IZU-077	IZU-077-con	×
139.9250 139.9751	31.2999 31.4101	0.0	12.0 12.0	173.0 182.6	60	270 270	26.04 18.00	13.86 13.86	6.51E+18 3.74E+18	6.48		IZU-075 IZU-073	G4-1-con	0
139.9250	31.2999	0.0	12.0	173.0	60	270	26.04	13.86	6.51E+18	6.48		IZU-075	04.0	
139.9605	31.2251	0.0	12.0	177.5	60	270	18.00	13.86	3.74E+18	6.32		IZU-077	G4-2-con	0
139.9751 139.9605	31.4101 31.2251	0.0	12.0 12.0	182.6 177.5	60	270 270	18.00 18.00	13.86 13.86	3.74E+18 3.74E+18	6.32 6.32	0.30	IZU-073 IZU-077	G4-3-con	0
139.9250	31.2999	0.0	12.0	173.0	60	270	26.04	13.86	6.51E+18	6.48		IZU-075		
139.9751 139.9605	31.4101 31.2251	0.0	12.0 12.0	182.6 177.5	60 60	270 270	18.00 18.00	13.86 13.86	3.74E+18 3.74E+18	6.32		IZU-073 IZU-077	G4-4-con	0
140.7214	29.0955	0.0	12.0	187.9	60	270	6.56	13.86	1.16E+19	6.64	0.51	OGS-018-1		
140.6606	29.2509	0.0	12.0	161.2	60	270	18.21	13.86	1.16E+19	6.64		OGS-018-2	OGS-018-con	×
140.6139 140.6491	29.3127 29.0812	0.0	12.0 12.0	146.7 161.7	60	270 270	8.21 18.00	13.86 13.86	1.16E+19 3.74E+18	6.64		OGS-018-3 OGS-022	OGS-022-con	×
140.7214	29.0955	0.0	12.0	187.9	60	270	6.56	13.86	1.16E+19	6.64	0.51	OGS-018-1		
140.6606 140.6139	29.2509 29.3127	0.0	12.0 12.0	161.2 146.7	60 60	270 270	18.21 8.21	13.86 13.86	1.16E+19 1.16E+19	6.64		OGS-018-2 OGS-018-3	G5-1-con	0
140.6491	29.0812	0.0	12.0	161.7	60	270	18.00	13.86	3.74E+18	6.32	0.30	OGS-022		
140.0363	27.7601 27.1729	0.0	15.0 15.0	17.8 27.0	90 90	180 180	85.61 34.62	15.00 15.00	9.17E+19 3.23E+19	7.24 6.94		OGS-034 OGS-040-1	OGS-034-con	×
139.9080	27.1729	0.0	15.0	12.2	91	180	16.17	15.00			0.85	OGS-040-2	OGS-040-con	×
140.0363	27.7601	0.0	15.0	17.8	90	180	85.61	15.00	9.17E+19	7.24		OGS-034	C6 1	
139.7523 139.9080	27.1729 27.4527	0.0	15.0 15.0	27.0 12.2	90 91	180 180	34.62 16.17	15.00 15.00	3.23E+19 3.23E+19	6.94		OGS-040-1 OGS-040-2	G6-1-con	0
140.1515	24.5182	0.0	10.0	21.2	60	270	18.49	11.55	1.12E+19	6.63	0.50	OGS-055-1	OGS-055-con	×
140.2165 139.9784	24.6742	0.0	10.0	35.4 29.9	60	270 270	20.32 18.14	11.55 11.55	1.12E+19 4.19E+18	6.63		OGS-055-2 OGS-057-1		
140.0665	24.4365	0.0	10.0	71.6	60	270	5.16	11.55	4.19E+18	6.35		OGS-057-1	OGS-057-con	×
140.1515	24.5182	0.0	10.0	21.2	60	270	18.49	11.55	1.12E+19	6.63		OGS-055-1		
140.2165 139.9784	24.6742 24.2939	0.0	10.0	35.4 29.9	60 60	270 270	20.32 18.14	11.55 11.55	1.12E+19 4.19E+18	6.63 6.35		OGS-055-2 OGS-057-1	G7-1-con	0
140.0665	24.4365	0.0	10.0	71.6	60	270	5.16	11.55	4.19E+18	6.35	0.31	OGS-057-2		
140.5882 140.5166	27.4385 27.6028	0.0	12.0 12.0	339.0 345.0	60 60	270 270	19.53 31.65	13.86 13.86	5.05E+19 5.05E+19	7.07 7.07		OGS-037-1 OGS-037-2	OGS-037-con	×
140.4323	27.8785	0.0	12.0	355.2	60	270	17.56	13.86	5.05E+19			OGS-037-2	- 45 507 5011	

表 9 - b) 津波予測計算を実施した断層モデルのパラメータ : 断層下端深度をコンラッド面(アウターライズは最大 40 km)とした場合

140.5882	27.4385	0.0	12.0	339.0	60	270	19.53	13.86	5.05E+19	7.07	1.06	OGS-037-1		
	27.6028	0.0	12.0	345.0	60	270	31.65	13.86	5.05E+19	7.07		OGS-037-1	OGS-037-40km	×
	27.8785	0.0	12.0	345.0	60	270	17.56	13.86	5.05E+19 5.05E+19	7.07		OGS-037-2	UGS-037-40KIII	^
	33.94998					270	6.18							
	33.94998	0.0	40.0 40.0	179.3 175.0	60 60	270	43.26	46.19 46.19	4.1E+20 4.1E+20	7.68		IBT-020-1 IBT-020-2	IBT-020-40km	×
	33.50509	0.0	40.0	194.1	60	270	9.37	46.19	4.1E+20	7.68		IBT-020-2	IB1-020-40Kill	^
	33.44546	0.0	40.0	157.8	60	270	16.62	46.19	1.34E+21	8.02		IBT-020-3		
	33.30592	0.0	40.0	146.1	60	270	9.05	46.19	1.34E+21	8.02		IBT-023-1	_	
	33.23757	0.0	40.0	172.0	60	270	36.91	46.19	1.34E+21	8.02		IBT-023-2	IBT-023-40km	×
	32.90736	0.0	40.0	194.9	60	270	17.29	46.19	1.34E+21	8.02		IBT-023-3	1D1 023 40Kiii	^
	32.75722	0.0	40.0	170.3	60	270	26.36	46.19	1.34E+21	8.02		IBT-023-4	<del>-</del>	
142.2103	32.048	0.0	40.0	4.3	60	270	13.52	46.19	6.53E+20	7.81		IBT-045-1		
142.2116 3		0.0	40.0	358.6	60	270	9.18	46.19	6.53E+20	7.81		IBT-045-1	<del>-</del>	
142.2110 3		0.0	40.0	332.2	60	270	16.01	46.19	6.53E+20	7.81		IBT-045-3	-	
	31.7301	0.0	40.0	344.4	60	270	12.23	46.19	6.53E+20	7.81		IBT-045-4	IBT-045-40km	×
	31.67379	0.0	40.0	350.7	60	270	6.31	46.19	6.53E+20	7.81		IBT-045-5		
	31.52281	0.0	40.0	7.7	60	270	16.92	46.19	6.53E+20	7.81		IBT-045-6		
142.7383 3		0.0	40.0	154.3	60	270	161.06	46.19	3.08E+21	8.26		IBT-073	IBT-073-40km	×
	26.44564	0.0	40.0	356.8	60	270	18.94	46.19	3.29E+20	7.61		IBT-109-1		
	26.61636	0.0	40.0	333.8	60	270	33.72	46.19	3.29E+20	7.61		IBT-109-2	IBT-109-40km	×
	25.64289	0.0	37.0	128.4	60	270	42.71	42.71	1.85E+20	7.44		IBT-156	IBT-156-40km	×
143.9226 2		0.0	40.0	39.6	60	270	18.44	46.19	5.36E+20	7.75		IBT-199-1	151 100 101	
	24.92301	0.0	40.0	47.7	60	270	1.19	46.19	5.36E+20	7.75		IBT-199-2		
	24.81457	0.0	40.0	54.6	60	270	21.37	46.19	5.36E+20	7.75		IBT-199-3		
	24.7864	0.0	40.0	49.0	60	270	4.87	46.19	5.36E+20	7.75		IBT-199-4	IBT-199-40km	×
143.5725 2		0.0	40.0	55.8	60	270	15.64	46.19	5.36E+20	7.75		IBT-199-5		
143.5192 2	24.69224	0.0	40.0	69.5	60	270	5.71	46.19	5.36E+20	7.75		IBT-199-6		
144.5723 2		0.0	40.0	336.9	60	270	14.63	46.19	8.22E+20	7.88		IBT-201-1		
144.5192 2		0.0	40.0	4.7	60	270	21.28	46.19	8.22E+20	7.88		IBT-201-2	1DT 004 401	
144.5418 2		0.0	40.0	351.1	60	270	9.25	46.19	8.22E+20	7.88		IBT-201-3	IBT-201-40km	×
	24.84472	0.0	40.0	35.5	60	270	38.07	46.19	8.22E+20	7.88		IBT-201-4		
143.3425 2	24.76197	0.0	36.2	140.1	60	270	41.83	41.83	1.7E+20	7.42	1.95	IBT-217	IBT-217-40km	×

表 10-a) 津波予測計算を実施した断層パラメータ : 下端をコンラッド面として設定したときの断層幅に 5 km を加算した深度 (アウターライズ最大 70 km) を下端とした場合

Lon.	Lat.	Тор.	Bot.	Str.	Dip	r.	L.	W.	Мо	Mw	D. Name	モデル名	連動破壊
139.3892	35.05688	0.0	10.5	321.5	45	90	18.00	14.91	4.18E+18	6.35	0.31 KNG-001	KNG-001-Wpls5km	×
139.2959	35.11969	0.0	10.5	353.6	45	90	5.69	14.91	4.18E+18	6.35	0.31 KNG-003-1		
139.2794 139.2878	35.18634 35.17052	0.0	10.5 10.5	350.0 337.3	45 45	90 90	3.30 1.92	14.91 14.91	4.18E+18 4.18E+18	6.35 6.35	0.31 KNG-003-2 0.31 KNG-003-3	KNG-003-Wpls5km	×
139.2725	35.21555	0.0	10.5	321.0	45	90	7.10	14.91	4.18E+18	6.35	0.31 KNG-003-4		
139.3892	35.05688	0.0	10.5	321.5	45	90	18.00	14.91	4.18E+18	6.35	0.31 KNG-001		
139.2959		0.0	10.5	353.6	45	90	5.69	14.91	4.18E+18	6.35	0.31 KNG-003-1		
139.2794		0.0	10.5	350.0	45	90	3.30	14.91	4.18E+18	6.35	0.31 KNG-003-2	G1-1-Wpls5km	0
139.2878	35.17052	0.0	10.5	337.3	45	90	1.92	14.91	4.18E+18	6.35	0.31 KNG-003-3		
139.2725	35.21555	0.0	10.5	321.0	45	90	7.10	14.91	4.18E+18	6.35	0.31 KNG-003-4	KNO 000 W I FI	.,
139.5087	35.2571 34.71507	0.0	10.5 11.3	246.3 326.3	45 60	90 270	18.00 18.00	14.91 13.08	4.18E+18 3.43E+18	6.35 6.29	0.31 KNG-008 0.29 IZU-001	KNG-008-Wpls5km IZU-001-Wpls5km	×
138.5669	33.58375	0.0	12.7	247.6	45	90	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-013	IZU-013-Wpls5km	×
138.3736	33.48409	0.0	15.5	253.8	45	90	8.27	21.98	2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-1	120 010 Hpisokiii	,,
138.2889		0.0	15.5	223.7	45	90	15.15	21.98	2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-2	IZU-014-Wpls5km	×
138.1796	33.36014	0.0	15.5	256.3	45	90	4.24	21.98	2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-3		
138.1332		0.0	15.3	207.6	45	90	2.61	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-1		
138.1209 138.0959	33.30433	0.0	15.3	221.6	45 45	90 90	3.63 4.73	21.60 21.60	1.21E+19 1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-2		
138.0568	33.27927 33.25206	0.0	15.3 15.3	231.9 229.8	45	90	3.43	21.60	1.21E+19	6.66 6.66	0.52 IZU-021-3 0.52 IZU-021-4	IZU-021-Wols5km	×
138.0295	33.23146	0.0	15.3	249.1	45	90	3.66	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-5		
137.9932	33.2188	0.0	15.3	235.4	45	90	3.54	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-6		
138.5669	33.58375	0.0	12.7	247.6	45	90	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-013		
138.3736	33.48409	0.0	15.5	253.8	45	90	8.27	21.98	2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-1	G2-1-Wpls5km	0
138.2889		0.0	15.5	223.7	45	90	15.15	21.98	2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-2		
138.1796	33.36014 33.48409	0.0	15.5	256.3	45	90	4.24	21.98	2.06E+19 2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-3		
138.3736 138.2889	33.48409 33.46141	0.0	15.5 15.5	253.8 223.7	45 45	90 90	8.27 15.15	21.98 21.98	2.06E+19 2.06E+19	6.81 6.81	0.68 IZU-014-1 0.68 IZU-014-2		
138.1796	33.36014	0.0	15.5	256.3	45	90	4.24	21.98	2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-3		
138.1332	33.32547	0.0	15.3	207.6	45	90	2.61	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-1		
138.1209	33.30433	0.0	15.3	221.6	45	90	3.63	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-2	G2-2-Wpls5km	0
138.0959		0.0	15.3	231.9	45	90	4.73	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-3		
138.0568	33.25206	0.0	15.3	229.8	45	90	3.43	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-4		
138.0295 137.9932	33.23146 33.2188	0.0	15.3 15.3	249.1 235.4	45 45	90 90	3.66 3.54	21.60 21.60	1.21E+19 1.21E+19	6.66 6.66	0.52 IZU-021-5 0.52 IZU-021-6	-	
138.5669	33.58375	0.0	12.7	247.6	45	90	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.32 IZU-021-6		
138.3736	33.48409	0.0	15.5	253.8	45	90	8.27	21.98	2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-1		
138.2889	33.46141	0.0	15.5	223.7	45	90	15.15	21.98	2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-2		
138.1796		0.0	15.5	256.3	45	90	4.24	21.98	2.06E+19	6.81	0.68 IZU-014-3		
138.1332	33.32547	0.0	15.3	207.6	45	90	2.61	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-1	G2-3-Wpls5km	0
138.1209		0.0	15.3	221.6	45 45	90 90	3.63	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-2		
138.0959 138.0568	33.27927 33.25206	0.0	15.3 15.3	231.9 229.8	45	90	4.73 3.43	21.60 21.60	1.21E+19 1.21E+19	6.66 6.66	0.52 IZU-021-3 0.52 IZU-021-4		
138.0295			15.3	249.1	45	90	3.66	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-5		
137.9932	33.2188	0.0	15.3	235.4	45	90	3.54	21.60	1.21E+19	6.66	0.52 IZU-021-6		
139.678	33.29211	0.0	15.6	153.7	60	270	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-027	IZU-027-Wpls5km	×
139.6725	33.13541	0.0	15.6	148.9	60	270	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-029	IZU-029-Wpls5km	×
139.7727 139.6725	33.03907 33.13541	0.0	15.6 15.6	142.1 148.9	60 60	270 270	18.00 18.00	18.00 18.00	5.54E+18 5.54E+18	6.43 6.43	0.34 IZU-033 0.34 IZU-029	IZU-033-Wpls5km	×
139.7727	33.03907	0.0	15.6	142.1	60	270	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-033	G3-1-Wpls5km	0
139.925		0.0	16.3	173.0	60	270	26.04	18.86	1.34E+19	6.69	0.55 IZU-075	IZU-074-Wpls5km	×
139.9751	31.41008	0.0	15.6	182.6	60	270	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-073	IZU-073-Wpls5km	×
139.9605	31.22509	0.0	15.6	177.5	60	270	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-077	IZU-077-Wpls5km	×
139.925	31.29994	0.0	16.3	173.0	60	270	26.04	18.86	1.34E+19	6.69	0.55 IZU-075	G4-1-Wpls5km	0
139.9751	31.41008 31.29994	0.0	15.6 16.3	182.6 173.0	60 60	270 270	18.00 26.04	18.00 18.86	5.54E+18 1.34E+19	6.43	0.34 IZU-073		
139.9605		0.0	15.6	177.5	60	270	18.00	18.00	5.54E+18	6.69 6.43	0.55 IZU-075 0.34 IZU-077	G4-2-Wpls5km	0
139.9751	31.41008	0.0	15.6	182.6	60	270	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-073	G4-3-Wpls5km	0
139.9605	31.22509	0.0	15.6	177.5	60	270	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-077	G4-3-WPIS5KM	U
139.925	31.29994	0.0	16.3	173.0	60	270	26.04	18.86	1.34E+19	6.69	0.55 IZU-075		
139.9751	31.41008	0.0	15.6	182.6	60	270	18.00	18.00	5.54E+18	6.43	0.34 IZU-073	G4-4-Wpls5km	0
139.9605 140.7214	31.22509 29.09547	0.0	15.6 16.3	177.5 187.9	60 60	270 270	18.00 6.56	18.00 18.86	5.54E+18 2.15E+19	6.43	0.34 IZU-077 0.69 OGS-018-1		
140.7214	29.09547	0.0	16.3	161.2	60	270	18.21	18.86	2.15E+19 2.15E+19	6.82		OGS-018-Wpls5km	×
	29.31268	0.0	16.3	146.7	60	270	8.21		2.15E+19	6.82	0.69 OGS-018-3		
	29.08121		15.6	161.7	60	270	18.00		5.54E+18		0.34 OGS-022	OGS-022-Wpls5km	×
140.7214		0.0	16.3	187.9	60	270	6.56	18.86	2.15E+19	6.82	0.69 OGS-018-1		
140.6606		0.0	16.3	161.2	60	270	18.21	18.86	2.15E+19	6.82	0.69 OGS-018-2	G5-1-Wpls5km	0
140.6139		0.0	16.3	146.7	60	270	8.21	18.86	2.15E+19	6.82	0.69 OGS-018-3		
140.6491			15.6 20.0	161.7 17.8	60 90	270 180	18.00 85.61	18.00 20.00	5.54E+18 1.63E+20	6.43 7.41	0.34 OGS-022 1.90 OGS-034	OGS-034-Wpls5km	×
139.7523			20.0	27.0	90	180	34.62	20.00	5.74E+19	7.41	1.13 OGS-040-1		
139.908		0.0	20.0	12.2	90	180	16.17	20.00	5.74E+19	7.11	1.13 OGS-040-2	OGS-040-Wpls5km	×
140.0363	27.76012	0.0	20.0	17.8	90	180	85.61	20.00	1.63E+20	7.41	1.90 OGS-034		
139.7523	27.17288	0.0	20.0	27.0	90	180	34.62	20.00	5.74E+19	7.11	1.13 OGS-040-1	G6-1-Wpls5km	0
	27.45273		20.0	12.2	90	180	16.17	20.00	5.74E+19	7.11	1.13 OGS-040-2		
140.1515		0.0	14.3	21.2	60	270	18.49	16.55	2.29E+19	6.84	0.71 OGS-055-1	OGS-055-Wpls5km	×
139.9784		0.0	14.3 14.3	35.4 29.9	60 60	270 270	20.32 18.14	16.55 16.55	2.29E+19 7.19E+18	6.84 6.50	0.71 OGS-055-2 0.37 OGS-057-1		
140.0665		0.0	14.3	71.6	60	270	5.16	16.55	7.19E+18	6.50	0.37 OGS-057-1	OGS-057-Wpls5km	×
140.1515		0.0	14.3	21.2	60	270	18.49	16.55	2.29E+19	6.84	0.71 OGS-055-1		
140.2165	24.67421	0.0	14.3	35.4	60	270	20.32	16.55	2.29E+19	6.84	0.71 OGS-055-2	G7-1-Wpls5km	0
139.9784		0.0	14.3	29.9	60	270	18.14	16.55	7.19E+18	6.50	0.37 OGS-057-1	G, I HPISUKIII	U
140.0665		0.0	14.3	71.6	60	270	5.16	16.55	7.19E+18	6.50	0.37 OGS-057-2		
140.5882 140.5166		0.0	16.3 16.3	339.0 345.0	60 60	270 270	19.53 31.65	18.86 18.86	9.35E+19 9.35E+19	7.25 7.25	1.44 OGS-037-1 1.44 OGS-037-2	OGS-037-70km	×
140.4323		0.0	16.3	345.0	60	270	17.56	18.86	9.35E+19 9.35E+19		1.44 OGS-037-2	343 037-70km	_ ^
	27.57547	. 0.0	10.0	500.E		2,0	. 7.00		U.UUL: 10	, ,.20	540 007 0	1	

表 10 - b) 津波予測計算を実施した断層パラメータ : 断層下端をコンラッド面として設定したときの断層幅に 5 km を加算した深度 (アウターライズは最大 70 km) を下端とした場合

Lon.	Lat.	Тор.	Bot.	Str.	Dip	r.	L.	W.	Мо	Mw	D.	Name	モデル名	連動破壊
142.7731	33.9500	0.0	50.9	179.3	60	270	6.18	58.81	6.65E+20	7.82	3.85	IBT-020-1		
142.7728	33.8942	0.0	50.9	175.0	60	270	43.26	58.81	6.65E+20	7.82	3.85	IBT-020-2	IBT-020-70km	×
142.8051	33.5051	0.0	50.9	194.1	60	270	9.37	58.81	6.65E+20	7.82	3.85	IBT-020-3		
142.3468	33.4455	0.0	70.0	157.8	60	270	16.62	80.83	4.10E+21	8.34	9.55	IBT-023-1		
142.4121	33.3059	0.0	70.0	146.1	60	270	9.05	80.83	4.10E+21	8.34	9.55	IBT-023-2		
142.4652	33.2376	0.0	70.0	172.0	60	270	36.91	80.83	4.10E+21	8.34	9.55	IBT-023-3	IBT-023-70km	×
142.5150	32.9074	0.0	70.0	194.9	60	270	17.29	80.83	4.10E+21	8.34	9.55	IBT-023-4		
142.4651	32.7572	0.0	70.0	170.3	60	270	26.36	80.83	4.10E+21	8.34	9.55	IBT-023-5		
142.2103	32.0480	0.0	64.2	4.3	60	270	13.52	74.17	1.68E+21	8.08	6.12	IBT-045-1		
142.2116	31.9652	0.0	64.2	358.6	60	270	9.18	74.17	1.68E+21	8.08	6.12	IBT-045-2		
142.2889	31.8367	0.0	64.2	332.2	60	270	16.01	74.17	1.68E+21	8.08	6.12	IBT-045-3	IBT-045-70km	×
142.3221	31.7301	0.0	64.2	344.4	60	270	12.23	74.17	1.68E+21	8.08	6.12	IBT-045-4	IB1-045-70km	^
142.3321	31.6738	0.0	64.2	350.7	60	270	6.31	74.17	1.68E+21	8.08	6.12	IBT-045-5		
142.3061	31.5228	0.0	64.2	7.7	60	270	16.92	74.17	1.68E+21	8.08	6.12	IBT-045-6		
142.7383	30.5197	0.0	70.0	154.3	60	270	161.06	80.83	9.43E+21	8.58	14.48	IBT-073	IBT-073-70km	×
143.6892	26.4456	0.0	45.6	356.8	60	270	18.94	52.65	4.28E+20	7.69	3.08	IBT-109-1	IBT-109-70km	×
143.6827	26.6164	0.0	45.6	333.8	60	270	33.72	52.65	4.28E+20	7.69	3.08	IBT-109-2	1D1 103 70Kill	^
143.2184	25.6429	0.0	37.0	128.4	60	270	42.71	42.71	1.85E+20	7.44	2.03	IBT-156	IBT-156-70km	×
143.9226	24.9301	0.0	58.2	39.6	60	270	18.44	67.23	1.14E+21	7.97		IBT-199-1		
143.9137	24.9230	0.0	58.2	47.7	60	270	1.19	67.23	1.14E+21	7.97		IBT-199-2		
143.7390	24.8146	0.0	58.2	54.6	60	270	21.37	67.23	1.14E+21	7.97		IBT-199-3	IBT-199-70km	×
143.7020	24.7864	0.0	58.2	49.0	60	270	4.87	67.23	1.14E+21	7.97		IBT-199-4	IBT 100 70Kill	
143.5725	24.7094	0.0	58.2	55.8	60	270	15.64	67.23	1.14E+21	7.97		IBT-199-5		
143.5192	24.6922	0.0	58.2	69.5	60	270	5.71	67.23	1.14E+21	7.97		IBT-199-6		
144.5723	24.4486	0.0	70.0	336.9	60	270	14.63	80.83	2.52E+21	8.20		IBT-201-1		
144.5192	24.5713	0.0	70.0	4.7	60	270	21.28	80.83	2.52E+21	8.20		IBT-201-2	IBT-201-70km	×
144.5418	24.7620	0.0	70.0	351.1	60	270	9.25	80.83	2.52E+21	8.20		IBT-201-3	101 201 70KIII	^
144.5300	24.8447	0.0	70.0	35.5	60	270	38.07	80.83	2.52E+21	8.20		IBT-201-4		
143.3425	24.7620	0.0	36.2	140.1	60	270	41.83	41.83	1.70E+20	7.42	1.95	IBT-217	IBT-217-70km	×

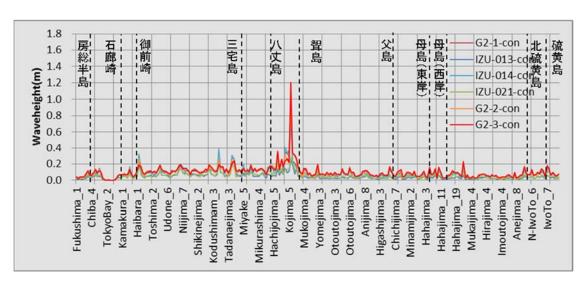
計算結果の例として G2、G4、G6 の例を図  $33\sim35$  に示す。G2 は銭洲海嶺の断層、G6 は孀婦岩構造線に相当する断層、G4 は組み合わせパターンの多い断層である。これらを含むすべての計算結果は付録 4 に記載しているため、参照いただきたい。また、アウターライズ周辺の断層については、後述の③においてもパラメータスタディの結果を示しているため、参照いただきたい。なお、表 9、10 及び図  $33\sim35$  においてモデル名の末尾に付く「-con」は断層下端深度をコンラッド面とした場合、「-Wpls5 km」は下端をコンラッド面としたときの断層幅に 5 kmを加算した場合、「-40 km」はアウターライズの断層について断層下端を 40 kmとした場合、「-70 km」はアウターライズの断層について断層下端を 70 kmとした場合を示す。また、図  $33\sim35$  のように断層グループにおいて予測される津波高さを重ねてプロットすることにより、これらの断層グループから想定される津波高さのばらつきの幅として考えることができる。

今回実施した津波予測計算で、以下の結果を得た。

- ・本州沿岸に近い断層として相模湾内に設定した断層モデルについては、今回、計算を実施したものでは最大水位上昇量が1mを越えることがなく、影響は小さい。
- ・銭洲海嶺周辺の断層(G2)では、複数断層の同時的破壊を想定した場合において、 八丈島周辺で最大 1.5m 程度の津波が予測された。
- ・孀婦岩構造線に対応する断層モデルでは、断層長さの設定は最大で約 135 kmと長いが、予測される沿岸における最大水位上昇量はごく小さかった。なお、この断層については後述のiv)で横ずれ断層の中に縦ずれ成分を含む場合についての計算結果について述べる。

ただし、伊豆・小笠原地域において、これら相模湾、銭洲海嶺及び島弧周辺の断層よりも後述iii)におけるアウターライズ領域の断層による津波の影響が大きい。

a:



b:

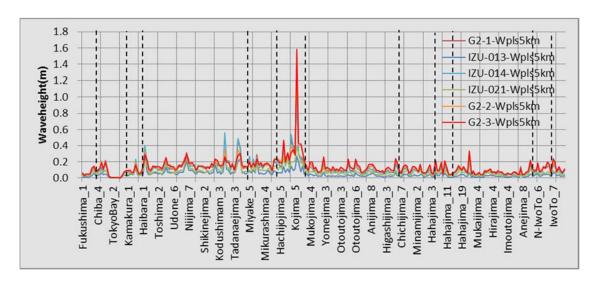
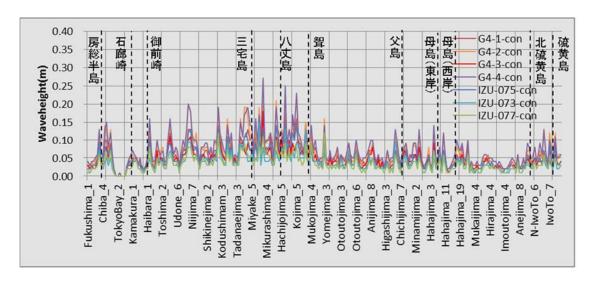


図 33 断層グループ G2 による沿岸における津波の最大水位上昇量 a: 断層下端をコンラッド面として設定した場合

b: 断層下端深度をコンラッド面として計算したときの断層幅に 5 km を加算した場合

a:



b:

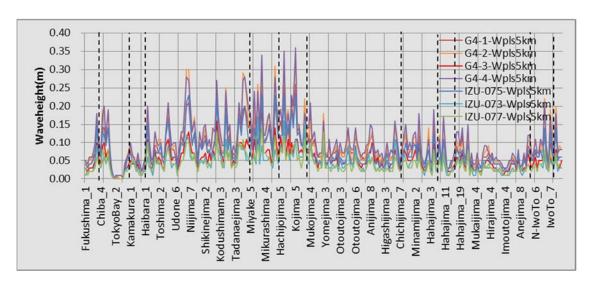
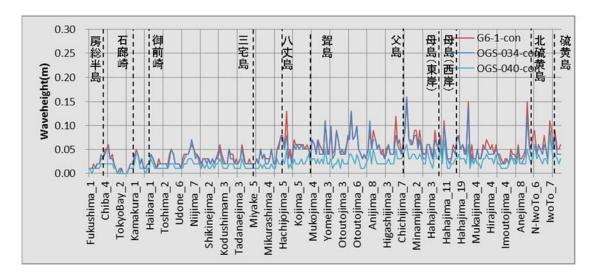


図 34 断層グループ G4 による沿岸における津波の最大水位上昇量 a: 断層下端をコンラッド面として設定した場合

b: 断層下端深度をコンラッド面として計算したときの断層幅に 5 km を加算した場合

a:



b:

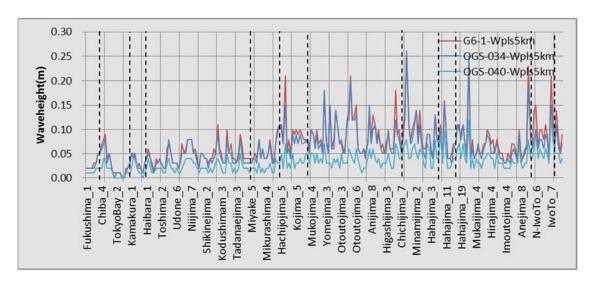


図 35 断層グループ G6 による沿岸における津波の最大水位上昇量 a: 断層下端をコンラッド面として設定した場合

b: 断層下端深度をコンラッド面として計算したときの断層幅に 5 km を加算した場合

# ii) 伊豆・小笠原地域に到来した既往津波記録の収集

i)の連動発生の検討結果と比較するため、過去に伊豆・小笠原地域に到来した、日本国内及び遠地で発生した地震による津波について既往資料及び津波痕跡高データを収集し、津波高さをまとめた(表 11)。これらの資料及びデータの詳細は付録2に記すこととし、以下には概要を示す。表 11 から、次の特徴が読み取れる。

- ・ 伊豆・小笠原地域においては、遠地で発生したものも含め、多くの津波が到来しているが、伊豆・小笠原付近の海域で発生した非海溝型の地震・津波の記録は少ない。
- ・ 過去に到来した津波で最大クラスのものは、八丈島における約20 m の記録である。津波痕跡データベースではこれを慶長地震による津波であるとしている(ただし精度としては低い)が、慶長地震については諸説あり、これについては後述する。
- ・ 父島では5~6m程度の津波が、人が住み始めて以降(1820年代以降)で数回到 来した記録がある。

以上、ここで述べた津波の記録と、今回のパラメータスタディの結果を波源の場所に よらず、津波の高さのみで比較すると次のようになる。

- ・ 父島〜母島:この領域での過去の津波記録で最大のものは5〜6m 程度である。 パラメータスタディでの津波高さの最大予測は断層下端深度が 40 km の場合に 高さ約5 mで過去の記録と同等程度、70 km の場合に約10 m であり、過去の記 録を包含できる。
- ・ 八丈島~青ヶ島:この領域での過去の津波記録で最大のものは 20 m とされる (ただし精度としては低い)。パラメータスタディでの津波高さの最大予測は下端深度が 40 m の場合に八丈島周辺の津波高さが約 23 m と、過去の記録と同程度となる。下端を 70 km とした場合には約 35 m と過去の記録を包含できる。
- 大島〜三宅島:この領域での過去の津波記録の最大は10〜12 m(元禄地震・大正関東地震)である。パラメータスタディでは大島に近接した断層については計算していないが、三宅島周辺で最大予測が約5m(下端深度40 km)となり、三宅島での津波記録は包含している。大島周辺においては、相模トラフにおける海溝型地震による津波の影響が最も大きいと思われる。

表 11 伊豆・小笠原地域に到来した既往地震による津波

	2	<b>条</b> 牛日	1	1	緯度		経度	l +sh	震		津波						净油值	፤跡高·沣	* 本 立 ヤ					
引用元	年	日時		度	分	度			压 Mw	M+		m(h)	+ 色	新島	<b>学相</b> 自	神津島	三字島		八丈小島	青ヶ島	公自	母鳥	南島島	津波痕路
津波DB		3/11/14:46	東北地方太平洋沖地震	38	6				9.0	- IVIL	4.0	4.0	0.73	利益	八化品	0.85	0.85	1.40	小田	日グ島	1.82	丹田	0.41	
気象庁(2010)		12/22/2:20	父島近海地震	- 00		172	01	7.8	_	_	- 1.0	-	0.70			0.21	0.16	0.50			0.22		0.11	В
津波DB		8/11/5:7	駿河湾地震	34	47	138	30	6.5	6.3	_	_	_				0.09	0.10	0.00			0.22			C
津波DB		1/13/13:23	千島列島東方沖地震	46	16			8.2	8.1	-	_	2.0	0.31			0.27	0.62	0.19			0.75			D
津波DB		11/15/20:14		46	36	153	13	7.9	8.3	8.2	_	3.0	0.40			0.53	1.35	0.33			0.90			Z
津波DB		9/5/19:7	紀伊半島沖地震	33	1.9	136	48		7.3	7.2	-	0.5				0.80	0.50				0.40			
津波DB	2004	9/5/23:57	東海道沖地震	33	8.2	137	8.4	7.4	7.4	7.4	-	1.5				0.93	0.49				0.39			
津波DB	1996	2/17/5:59	イリアンジャヤ地震	-1	0	-137	0	-	8.1	-	3.0	3.0	0.46					1.08			2.00			
津波DB	1995	10/19/11:41	奄美大島近海地震(余震)	28	3	130	16	6.7	0.0	7.3	0.0	0.0	0.34			0.33		0.22			0.18			
津波DB	1995	10/18/19:37	奄美大島近海地震(本震)	28	1	130	22	6.9	6.9	7.6	1.0	1.0	0.50			0.40	0.35	0.24			3.80			
津波DB	1994	10/4/22:22	北海道東方沖地震	43	22	147	40	8.2	8.1	8.2	2.0	3.0	0.18			0.28	0.16	0.18			1.62			
津波DB	1994	12/28/21:19	三陸はるか沖地震	40	26	143	45	7.6	7.7	-	-	-					0.16	0.12						
津波DB	1993	8/8/8:23	グアム島沖地震	13	0	144	42	-	7.7	-		-	0.30					0.84			0.64			
東京都	1980	6/29	伊豆大島東方沖の地震					6.7	_	_	_	-	0.57				0.16	0.12						
東京都	1978	1/14	伊豆大島近海の地震					7.0	_	_	-	-	0.70				0.16	0.12						
津波DB	1975	6/10/22:47	北海道東方沖(色丹島沖)地震	42		147	58	7.0	7.5	7.9	1.5	1.5				0.14	0.38	0.18			0.50			
津波DB	1973	6/17/12:55	根室半島沖地震	42	58	145	57	7.4	7.8	8.1	1.5	2.0				0.12	0.10							
東京都	1972	12/4	八丈島東方沖の地震					7.2	_	_	-	-	0.70			0.27	0.19	0.42						
津波DB	1970	7/26/7:41	日向灘地震	32	4	132	1	6.7	7.0	7.1	-1.0	-0.5				0.05								
津波DB	1969	8/12/6:28	北海道東方沖地震	42	42				8.2			2.5				0.11	0.15							
津波DB	1968	4/1/9:42	日向灘地震	32	16	132		7.5	7.4	7.7	1.0	1.5				0.19								
津波DB	1968	5/16/9:49	十勝沖地震	40	43	143	34	7.9	8.2	8.2	2.0	2.5					0.14							
津波DB	1964	3/28/3:36	アラスカ地震	61	2	147	44	-	-	9.1	-	4.0						0.07						
津波DB		10/13/14:17	エトロフ島沖地震	43	45	149			8.2	8.4	2.0	3.0						0.00						
津波DB	1960	5/22/19:11	チリ地震	39	30	74			9.5	9.4	4.0	4.5	0.72					1.95			6.00			
津波DB	1953	11/26/2:48	房総半島南東沖地震	34	9	141	24	7.4	7.9	7.8	1.5	2.0	0.17					1.67						
都司(2006)	1946	12/21	昭和南海地震	32	56	135	51	8.1	_	-	_	3.0									1.50			
都司(2006)	1944	12/7	昭和東南海	33	34	136	- 11	7.9	_	-	-	3.0									3.00			
都司(2006)	1933	3/3	昭和三陸地震	39	8	145	7	8.1	8.4	-	_	3.0									0.60			
津波DB		9/1/11:58	大正関東地震	35	19	139	8	7.9	7.9	8.0	2.0	2.0	12.00								0.91			
都司(2006)	1918	11/8	千島列島ウルップ島東方沖地震2	_	_	_	_	7.7	_	_	_	0.0									0.50			
津波DB		9/7/17:16	千島列島ウルップ島東方沖地震	45	30	152	0	8.0	-	8.7	-	3.0									2.70			
都司(2006)	1896	6/15	明治三陸地震	_	_	-	-	7.6	-	-	-	4.0			ļ					ļ	1.20	2.00		
都司(2006)	1872	秋	小笠原近海の地震	$\perp$	-	_	_	١	_	-	_	1.0				<b></b>				<b>.</b>	3.00			
津波DB		12/23	安政東海地震	34	0	137	48	8.4	-	8.3	3.0	3.0	3.00	0.00							5.00	2.00		
都司(2006)	1826	12/1	小笠原近海の地震	_	_	_	-	<u> </u>		-	-	2.0			ļ						6.00			
津波DB		10/28	宝永地震	33	12	135		8.6	-	8.4	3.0	3.5			ļ	ļ		3.00	6.00					
津波DB		12/31	元禄地震	34	42	139	_			8.4	3.0	3.0	10.00					5.00						
津波DB	1677	, .	延宝房総地震	35	30		_	8.0		8.0								10.00		3.00				
津波DB	1605		慶長地震	33	30	138	30	7.9	-	8.2	3.0	3.0						20.00		<b> </b>				
津波DB	1498	9/20	明応東海地震	_	-	-	_	<u> </u>	-	8.5	3.0	3.0		4.00	3.10			4.00						

黒字:東北大学「津波痕跡データベース」、緑字:気象庁資料(2010)、青字:東京都防災HP、赤字:都司(2006)による。津波高さの表記は資料、年代によって統一されていない。特に、都司(2006)の値は住民による証言をもとにしているため、証言者の記憶や現在と過去の地形の違い等、不確定性がある。※緯度・経度・規模等の情報は元文献に記載されていない場合、他DB及び資料から検索して補完。

参考として 1605 年慶長地震津波とこの地震による可能性のある八丈島における津 波痕跡高に関する既往研究の概要を記す。なお、これら文献のより詳しいレビューは 付録 3 に記載した。

<u>A:大森(1913)</u>…「房総治乱記」から、震源を**安房の東南海岸周辺の海中**と推測し、 元禄 16 年関東地震の震源付近であるとしている。

<u>B: 今村(1943)</u>…津波が紀伊半島~九州地方にも達することから房総沖を震源とするのは不合理であるとし、**南海道沖・東海道沖**を震源とする<u>宝永及び安政地震と同類、</u>同等の地震としている。

<u>C:羽鳥(1975)</u>…地震史料の解釈から<u>元禄津波と似たような津波(波源は**相模トラ**</u> <u>フ)</u>を想定している。八丈島の記録から、明応・元禄津波よりも激しいとし、<u>高台の</u> <u>集落まで達した津波で田畑に被害があったことから、津波は 10~20m と推定してい</u> る。

<u>D:相田(1981)</u>…**東海道及び南海道**に波源を仮定した数値実験で八丈島に大きな津波を想定している。季節風等を考慮することにより、津波高さはより高くなるとしている。

E: 都司 (2012) …静岡県で慶長年間に発生した災害についてまとめた「静岡県史」に慶長地震の記載がないことから、慶長地震は静岡県周辺に大きな被害をもたらすと想像される東海地震ではなく、**関東地方の東南沖**で発生した地震だとする。

<u>F:原田・他(2013)</u>…石橋・原田(2013)の「作業仮説」の検証として、**伊豆-小笠原海溝**沿いのアウターライズ及びプレート間地震を仮定した津波シミュレーションを実施した。その結果、八丈島で7~8mの津波が推定された。

G: 古村・他(東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト, 2012)

…「八丈実記」を参照した羽鳥(1975)の八丈島の津波を  $10\sim20\,$  m とする解釈は誤りであるとしている(※羽鳥(1975)には「八丈実記」を参照したとの記述は無いので確認できない)。著者らの「八丈実記」の解釈から、慶長地震による津波は高台にある集落まで達しておらず、最大でも  $7\sim8\,\mathrm{m}$ 程度と推定している。それに対して、延宝房総地震及び元禄関東地震では集落が浸水していることから、 $10\,\mathrm{m}$ を越えるような津波があったとしても不自然ではないとする。そのため、「八丈島で  $10\sim20\,\mathrm{m}$ の津波」というのは、元禄関東地震の津波と混同されている可能性があると指摘している。著者らが実施した津波シミュレーションの波源は**日向攤~駿河湾**のトラフ軸寄りである。

以上の既往研究についてまとめると次のように分類できる。

### 震源域

- ・南海トラフが主震源域とする …文献 B、D、G
- ・南海トラフ以外が主震源域とする …文献 A、C、E、F
- ・津波(Eは八丈島の津波の記載が無い)
- ・八丈島で巨大津波があったとする …文献 A、B、C、D (論文中の記載で 10 m以上、集落の浸水、巨大津波などがあるもの。)
- ・八丈島の津波は10 mを越えない …文献 F、G

これらの既往研究から、八丈島における  $10\sim20~m$  の津波が慶長地震によるものではなく、元禄関東地震によるものである可能性もあるが、 $10\sim20~m$  の津波の存在が現時点で否定されるものではなく、八丈島に  $10\sim20~m$  の津波が到来する可能性はあると考えることができる。

原田・他(2013)では石橋・原田(2013)の結果を受けて伊豆・小笠原海溝のアウターライズ地震を想定し、長さ 100 km の断層を 3 枚設定した津波シミュレーションを実施している。断層モデルを設定した位置は 2010 年父島近海地震を参照し、父島列島の東側のアウターライズ領域となっている(図 36)。本プロジェクトで設定した断層モデルで最も長い断層モデルは約 161 km と、原田・他(2013)のおおよそ半分強の長さで、位置はやや北側にある。断層位置の比較を図 37 に示す。後述③の結果から IBT-073 から想定される八丈島における津波は、断層下端深度を 40 km とした場合(Mw8.3)に約5 m、下端を 70 km とした場合(Mw8.6)に約9 m となっている。

原田・他(2013)の津波シミュレーションの結果では、八丈島における津波高さを7~8mとしており、慶長地震による八丈島での津波高さは10mを越えないとする考えを支持しているが、それと同時に伊豆・小笠原海溝沿いの巨大地震の想定は今後の防災を検討する上で重要と指摘している。本プロジェクトの断層モデルは原田・他(2013)の想定よりもかなり小さいものの、IBT-023やIBT-073のように高い津波が推定される断層モデルを設定することは伊豆・小笠原地域における防災を検討する上で重要であると考える。

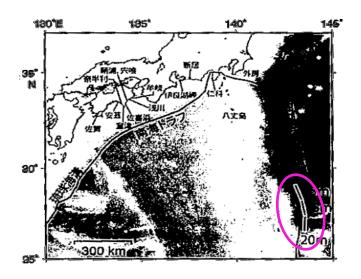


図 36 原田・他 (2013) による津波シミュレーションで想定されている断層位置

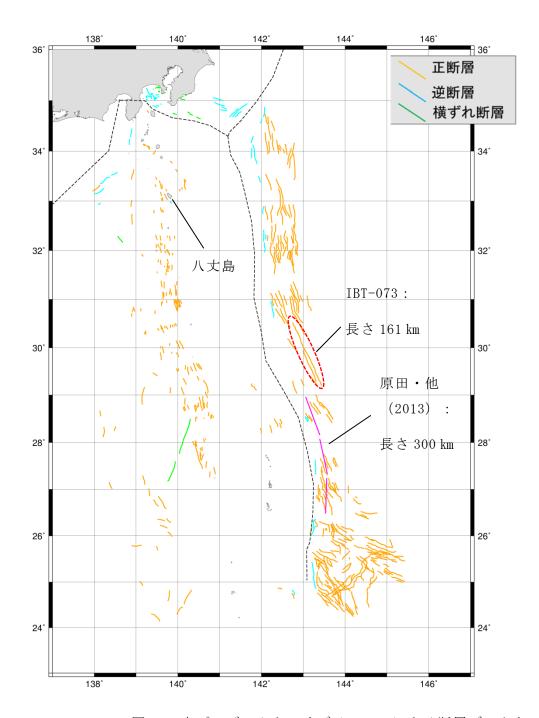


図 37 本プロジェクト、サブテーマ 2 による断層データと 原田・他 (2013) による断層位置の比較

# c) 断層情報が不完全な場合の断層モデルの設定

アウターライズ領域においては、サブテーマ2の3次元速度構造データは得られていない。また、大陸プレートと海洋プレートでは物性や応力、熱構造等の地球物理学及び物理学的な要素が異なることから、断層下端深度の設定はこれまでとは異なる考え方や方法が必要となる可能性がある。アウターライズ領域は海洋性プレートの含水化等に関わり、プレート境界地震の発生に関係するとともに、プレート境

界地震の発生にともなう応力変化に影響をうけて大規模な地震を発生させる可能性 があり留意する必要がある。

- i) アウターライズ領域の地下構造及び地震活動に関する先行研究
- ・アウターライズ領域の物理学的な概要

海溝に沈み込もうとする海洋プレートが撓み、海溝軸の近傍に隆起帯が形成される。隆起帯の頂上は拡張応力が発生し、正断層ができる。アウターライズ領域では、その正断層を通じて海洋プレートに水が取り込まれて、海洋性地殻及びマントルが含水化され、最終的に開口から地球内部に沈み込んでいくと考えられている(尾鼻・藤江,2017:図38)。沈み込むスラブによって、地球内部に持ち込まれた水は、スラブからの脱水を通じて地震活動やマグマ生成に影響していると考えられている(Kirby et al., 1996, Peacock, 2001, Kimura and Nakajima, 2014)。

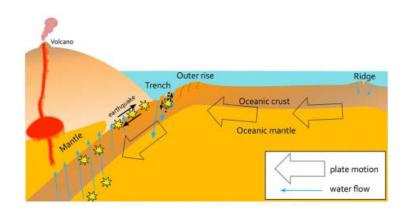


図38 アウターライズ周辺の水の移動と地震活動(尾鼻・藤江, 2017)

・沈み込み帯の速度構造、地震活動

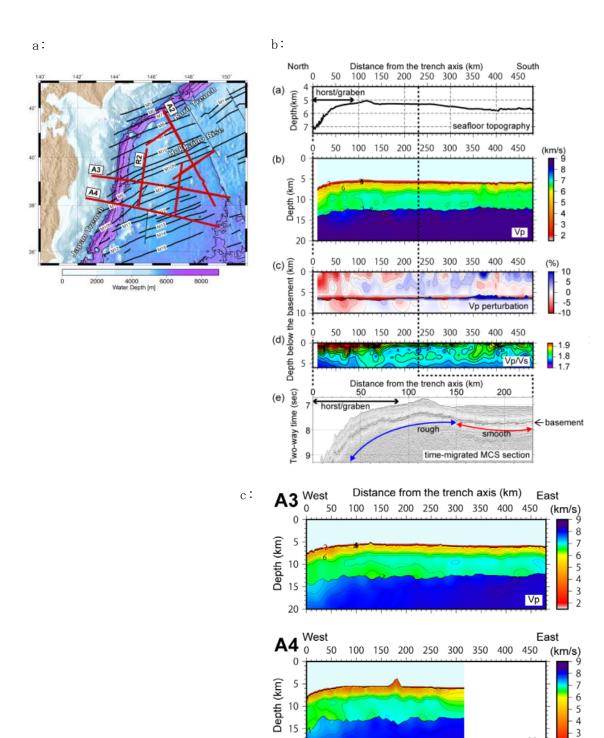
# ア) 沈み込み帯の速度構造

北海道沖の千島海溝から沈み込む直前の太平洋プレート上では、顕著なアウターライズが形成され、北海道ライズと呼ばれている(Kobayashi et al., 1998)。尾鼻・藤江(2017)では、2009 年及び 2010 年に北海道ライズを横切る測線の調査結果を示している。探査測線を図 39-a に示す。P 波速度がアウターライズのほぼ中央部付近(海溝軸の南約 200 km地点)から海溝軸に向かって低下しているのに対して、Vp/Vs はやや海溝寄りの地点(海溝軸から 150 km付近)から海溝軸に向かって増加していく様子が明らかにされている(図 39-b)。地震波反射断面では、堆積層下の基礎(海洋性地殻)の上面からの地震波の反射が海溝軸の南 150 km 付近よりも沖

側(南側)では比較的なめらかで連続性が高いのに対し、Vp/Vs が上昇している海 溝側(北側)ではなめらかではなく、連続性も低い様子がイメージされており、海 溝側では海洋性地殻の上部の破砕がより進んでいることが示唆されている。

海洋性地殻相当の深度では、クラックのアスペクト比が 0.03 より小さい場合、含水率の増加とともに Vp/Vs は増加するが、アスペクト比が大きい場合には、含水率の増加とともに Vp/Vs は減少する(Takei, 2002)。 Vp/Vs の増加がみられる海溝側から南へ約 150km までの範囲では破砕の進んだ海洋性地殻上部においてクラックに水が取り込まれていると推定されている。さらに沖側(南側)ではクラックの発達のみにとどまっているとされている(Fujie et al., 2013)。ホルスト・グラーベン構造が発達する海溝軸から 90 km の範囲において、海洋性地殻下部(第 3 層)やモホ面直下の海洋性マントル最上部でも、P 波速度の低下がみられる(図 39-b(c))。また、ホルスト・グラーベン構造の発達は海洋性地殻を断ち切る正断層の活動と関係しており、マントル最上部の P 波速度の低下は、プレート内正断層を通じてマントルで水が取り込まれて蛇紋岩化していることを示唆しているとされている(Fujie et al., 2013)。

日本海溝海側の太平洋プレートにおける測線 A3、A4 における断面(図 39-c)では、海洋性地殻下部及び海洋性マントルの最上部の P 波速度低下は海溝軸からの距離 80 km 付近から西側(海溝側)に限られている(Fujie et al., 2015)。この傾向は、北海道ライズと同様の傾向である。



a:JAMSTECによる地震波構造探査の測線 b:北海道ライズを横切る A2 測線における断面図 c:日本海溝太平洋側の太平洋プレートの A3、A4 測線における断面図 (尾鼻・藤江, 2017)

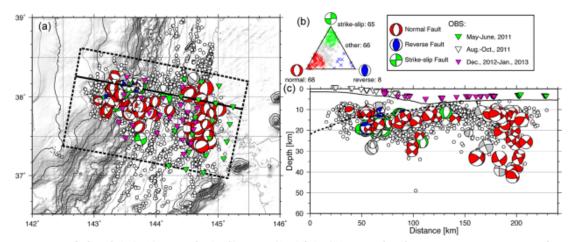
20

3

### イ)アウターライズ周辺の地震活動(尾鼻・藤江, 2017)

2011 年東北地震太平洋沖地震後に宮城県沖の海溝軸周辺で発生した地震活動の範囲は、海洋性地殻下部及び海洋性マントル最上部のP波速度の低下が認められる領域(海溝軸から海側に80km程度の範囲)より更に沖合の110km付近まで広がっている。深さは海洋性地殻及びモホ面直下の最上部マントルに相当する部分に震源決定されている。中には、海面からの深さ40~50km(モホ面下30~35km)に決定された地震もある(図40)。これに対して、2005年に宮城県沖海溝側の太平洋プレート内で発生した正断層地震(Mw7.0)の、0BSを使用した余震観測では、正断層型の地震は深さ20km以浅のみで、深さ40km付近の地震波逆断層型のメカニズムである(Hino et al., 2009)。このことから、東北地方太平洋沖地震の前後で宮城県沖のアウターライズ領域における深さ40km付近の応力場が変化していることが示唆される。海溝型地震とアウターライズの地震は互いに影響しあうと考えられる(Todd and Lay., 2013)。

海洋性地殼上部の Vp は、アウターライズ領域の地形的な高まりのほぼ中央付近から海溝軸に向かって低下するのに対して、含水率に敏感に応答する Vp/Vs はさらに海溝軸側から上昇しはじめている。このことは、海底地形や Vp 構造に見られる変化は海洋プレートの含水過程を直接反映しているものではないことを示している。深さ 40~km 付近まで正断層型の地震が起こるような応力場であれば、Peacock (2001)が指摘するように二重深発地震面の下面に相当する深度の海洋性マントルまでアウターライズ領域での含水化が及んでいる可能性がある。また、太平洋プレートは形成されてから  $130~Ma\sim135~Ma$  と古い海洋プレートであるが、同様の地震波速度構造の変化は中南米沖の沈み込み帯( $15\sim25~Ma$ )でも観測されていることから、含水化は沈み込むプレートの年代に関係なくアウターライズ領域で起こり得ることを示唆している。



2011 年東北沖地震以降の OBS 観測で得られた震源分布と震源メカニズム (Obana et al., 2012, 2013, 2014). 地図 (a) に示した破線内の地震を実線に沿って断面 (c) に投影. 地図 (a) と断面図 (c) の震源メカニズムは Frohlich (1992) の三角ダイアグラム (b) に従って色分けしてある. 正断層, 逆断層, 横ずれ型, その他のメカニズムに区分された地震の数を(b)に示す. 断面図には海洋性地殻上面 (Ito et al., 2005) を破線で表示.

図 40 2011 年東北地方太平洋沖地震以降に 宮城県沖のアウターライズ領域で発生した地震活動(尾鼻・藤江, 2017)

・アウターライズを含む海溝近傍の海洋プレートの熱構造・レオロジー

ア)アウターライズを含む海溝近傍の海洋プレートの熱流量(山野・川田, 2017)

前弧域の温度構造は沈み込む海洋プレートの年齢(中央海嶺で形成されてからの冷却期間)や沈み込む速度や角度に強く支配される。ただし、年齢が 100 My を超えるような古い海洋プレート上であっても、海溝海側斜面~アウターライズ領域では高い熱流量が観測されている(Yamano et al., 2008)。日本海溝の海側、沈み込む太平洋プレート上の重点的な熱流量測定の結果では、次のような結果が得られている。

- ・年齢が 100 My を超える古い海洋底では、熱流量は年齢によらず約 50 mW/m<sup>2</sup>でほぼ 一定である (Davis, 1989)。
- ・海溝海側斜面からアウターライズ領域にかけての熱流量測定値には、海底年齢に比べて有意に高い  $70\sim90~\text{mW/m}^2$  程度の値と、年齢相応な値約  $50~\text{mW/m}^2$  が混在し、高いところでは  $100~\text{mW/m}^2$  を超えるところもある。

このような異常は、沈み込み後のプレート境界面(巨大地震発生帯)付近の温度 構造にも影響している可能性がある。日本海溝においては、プレート境界面でおき る逆断層地震の規模や頻度、地殻変動から推定されるプレート間カップリングなど が海溝沿い(南北方向)に大きく変化している(Nishimura et al., 2004, Yamanaka and Kikuchi, 2004)。

Yamano et al., 2014 で実施した日本海溝での熱流量の測定では、多くの地点で海底年齢に対して明らかに高い  $70~\mathrm{mW/m^2}$ 以上の値を示している一方、 $70~\mathrm{mW/m^2}$ より

低くなるような異常はみられなかった(図 41)。これらの高熱流量は、海溝軸から 150 km以内に分布していることから、沈み込みにともなう太平洋プレートの変形に 関係していると考えられる。

海溝軸近傍において、海洋地殻内の Vp 及び Vs が低下し、Vp/Vs が増加している。このような異常を示す範囲は海溝軸に向かって厚さを増している。これは、プレートが曲がることにより、海洋地殻に亀裂ができて水が入り込んだためであると考えられる。速度構造の変化を生じている範囲と高熱流量の範囲が一致していることから、熱流量以上は破砕に関連していると考えられる。海洋地殻の破砕により、地殻上部の透水層の厚さは増加し、間隙流体の循環による熱のくみ上げで熱流量が高まると考えられる(Kawada et al., 2014)。日本海溝海側においては、地震波速度構造から示されたように、海溝に向かって地殻がより深いところまで破砕されていくことにより、透水層の厚さが海溝に向かって増大していくと考えられる。そして、透水層(流体循環層)の成長により、高熱流量が生じる(図 42)。透水層の成長には、Kawada et al. (2014)により、つぎのふたつのモデルが示されている。

- ・「透水層成長型」:日本海溝 …熱は透水層直下からくみ上げられて、ほぼ真上に 運ばれるため、対流による輸送距離は透水層の厚さ(数 km 以下)である。透水層 の直下が冷却されるものの、沈み込むプレート境界の温度構造への影響は小さい。
- ・「透水層沈み込み型」:南海トラフ(室戸沖)…プレート境界に沿った温度勾配が小さい方向の流れであるため、対流が起こるのに十分な温度差を得るためには流れが深くまで達する必要がある。そのため、熱輸送距離はプレート境界の深いところから海溝軸付近までの数 10 km になる。プレート境界面付近は冷却されて、流体循環がない場合に比べて温度は低下する。

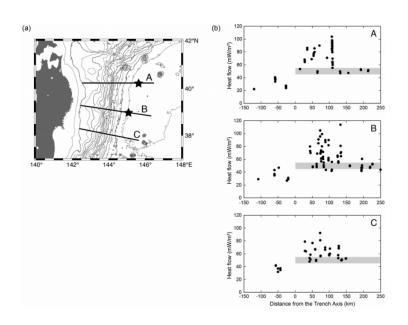


図 41 日本海を横断するプロファイル

:測線の位置と各測線における熱流量データ (Yamano et al., 2014)

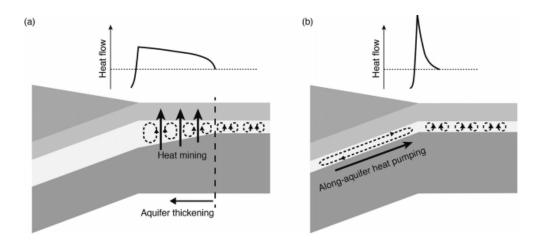


図 42 海溝近傍での液体循環による熱輸送とそれにより生じる熱量分布の模式図 (a)透水層成長型、(b)透水層沈み込み型 (Kawada et al., 2014)

#### 地震活動の不均質性

#### ア) 地震活動の不均質性(望月, 2017)

アウターライズ領域で形成された断層面は海側プレート表面に構造的な特徴として残り、少なからずプレート境界の地震活動に影響を与えると考えられる。地震活動の不均質に反映されていると考えられる構造的特徴または摩擦性質の不均質性の要因の例として、次の2点が挙げられる。

#### 要因① プレート境界面形状の凹凸(沈み込んだ海山)

日本海溝の海溝軸海側では、将来沈み込む太平洋プレートの海底面がみられ、北緯 38°よりも北側では構造的な特徴がなく、平坦な海底面になっているが、その南側の海底には海山の列が存在する。特に北緯 36°には第一鹿島海山が日本海溝の海溝軸に接していて、沈み込み始めている。

### 要因② 境界面に存在する水など、物性の不均質

沈み込むプレート表面の堆積層の構成物質や層厚などで浸食され、海水に運ばれた土砂が積もることによって堆積層が形成される。たとえば、この堆積層の構成物質として水をよく含む粘土鉱物が供給されているような場所では、沈み込みにともなう温度・圧力の上昇による脱水搬送で多くの水が放出されている。これによって間隙水圧が高い状態が保たれて、地震活動が低くなる要因となる可能性がある。

2011年東北地方太平洋沖地震の北限周辺では、地震活動の不均質がみられた。北緯 38.5°より南側では、20~50 kmの深さで活発な地震活動の帯がみられるのに対して、それよりも北側では地震活動がクラスタ的にまとまっている。また、北緯 39°周辺では比較的大きな地震活動の非活発領域がみられる。また、構造探査によるプレート境界からの反射波の振幅は、地震活動と反射波の振幅に反相関がみられた(図

43)。これらは、P 波速度が  $3 \sim 4$  km/s と、深さ約 10 kmのプレート境界としては非常に遅い層がプレート境界面に存在する可能性が考えられる。遅い層は、プレートの沈み込みにともなう脱水反応により生成された水または含水鉱物による影響の可能性がある(Fujie et al., 2002)。

一方、2011 年東北地方太平洋沖地震南限周辺では、M7級地震が繰り返し発生している。M7級地震は、北緯36°、東経141.8°周辺で、約20年間隔で繰り返し発生している(菊地・須藤,1985: Mochizuki et al.,2008)。周辺域における人工震源地震波構造調査の結果、繰り返し地震の震源域から南に約25 km外れたプレート境界面に、比高約3,000 m、直径約50 kmの海山が沈み込んでいることが確認された。ただし、それが繰り返し地震のアスペリティにはなっていないと考えられる。海底地震計を用いた自然地震観測(Mochizuki et al.,2008)による構造調査からは、沈み込んだ海山上のプレート境界面では地震活動がまったく確認されず、沈み込んだ海山前方の基底部周辺に集中して発生していることが分かった。茨城県沖の繰り返し地震から、沈み込んだ海山の、沈み込み前方基底部で断層すべりに初期破壊が起こり、海山上にはすべりは進行せず、それよりも深いプレート境界面にすべりが伝播していると考えられ、沈み込む海山が断層すべりを停止する要因として働いている可能性がある(図44)。

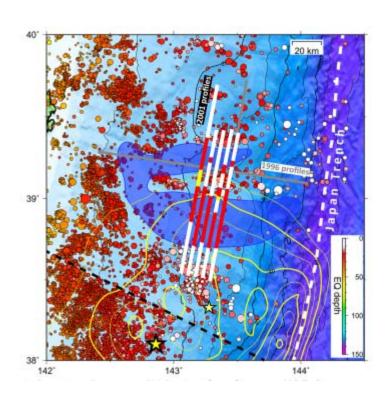


図 43 2011 年東北地方太平洋沖地震北限域周辺における断層すべり分布 2006~2010 年の 5 年間の地震活動と構造調査測線 及びプレート境界反射振幅分布が示されている(望月, 2017)

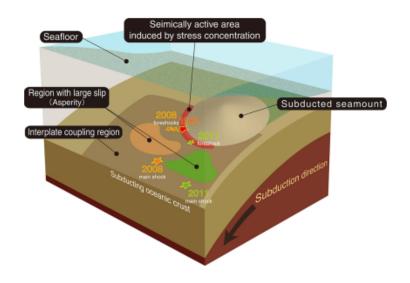


図 44 茨城県沖に沈み込んだ海山とその周辺で発生した地震の震源及びすべり領域との位置関係(望月, 2017)

#### イ) 沈み込み直前の屈曲断層形成にともなう加水作用(森下・他, 2017)

海洋プレートは火成作用による玄武岩質海洋地殻の形成直後から、中央海嶺近傍 に発達する断層によって海水が循環し、変性・変質作用などによって物理・化学特 性が変化する(Alt et al., 1996, Bach et al., 2003)。海溝軸から離れても海洋 プレートの熱流量測定の結果から海洋プレート形成後から 6500 万年程度までは、 海水との反応が進行している可能性が指摘されている(Jacobson, 1992, Stein and Stein, 1994)。トランスフォーム断層・断裂帯では、上部マントルまで海水が浸透 し、蛇紋岩化していると考えられている (Detrick et al., 1993, Van Avendonk et al., 1998, Gregg et al., 2007, Roland et al., 2010) 。海山近傍では、基盤岩 類中の断層や割れ目が発達し、海水の浸透率が上昇している可能性がある(Fisher et al., 2003)。海水の浸透ではなく、ホットスポットマグマのような深部起源マ グマがプレート深部に位置し、結晶化する過程で水を主成分とする流体が分離し、 海洋プレート深部を加水させる可能性がある (Seno and Yamanaka, 1996)。海洋プ レートが沈み込む直前のプレート屈曲部における地形的高まり(アウターライズ) から海溝までの張力場で断層が形成され、その断層を水の通り道として、海洋プレ ートが上部マントルまで大規模に加水し海洋プレートに物質化学や応力状態を大規 模に変化させている可能性がある (Ranero et al., 2003, Fujie et al., 2013) 。

このようなプレート沈み込み直前における海洋プレートの改変は、コスタリカ沖のココスプレートにおいて顕著に見られる。コスタリカ沖では反射法地震探査断面で、正断層により形成された海洋底のホルスト・グラーベン構造からモホ面を通過し、マントル深度にまで達しているようなものも見られる。一方、日本海溝等の北西太平洋沖では、そのような深度での反射断面は明瞭には確認されていない(図45: Nakamura et al., 2013)。コスタリカ沖の調査からは、沈み込む直前の海洋プ

レートに正断層が発達しているアウターライズと海溝の間(海溝から約80km以内 の範囲)の下部地殻・下部マントル相当の深度でのP波速度構造を測定し、この部 分より離れた場所の高速拡大海域でのそれらと比較すると、速度の低下が観察され た。これは、屈曲断層に沿った海水の侵入に伴い、上部マントルが蛇紋岩化してい る可能性を示唆する (Ranero and Sallares, 2004, Grevemeyer et al., 2007, Ivandic et al., 2008, 2010, Van Avendonk et al., 2011)。コスタリカ沖にお いては電気比抵抗の減衰や断層に沿った電磁気構造の異方性が観察されており、断 層が発達しているアウターライズ領域の地下の空隙の増加と断層の発達にともなう 加水の影響であると考えられている (Key et al., 2012)。尾鼻・藤江 (2017) で 述べられていた、2011年東北地方太平洋沖地震後に宮城県沖のアウターライズ領域 で発生した正断層型地震の深度分布について、森下・他(2017)でも海洋プレート 内の応力場の変化について指摘されている(図 46)。東北地方太平洋沖地震の後に は海洋プレートの深さ 40 km付近まで正断層型のメカニズムをもつ地震が記録され ているが、東北地方太平洋沖地震の前には、この場所における正断層地震の記録は 深さ 20 km付近までに限られ(Hino et al., 2009, Obana et al., 2012)、2011 年の地震の前後で海洋プレート内の拡張・圧縮の応力分布が変化した可能性がある (図 46)。さらに、東北地方太平洋沖地震の後に、微小地震の分布がその地域に発 達するホルスト・グラーベン構造が示す方向の分布となっている(Obana et al., 2012, 2014) 。

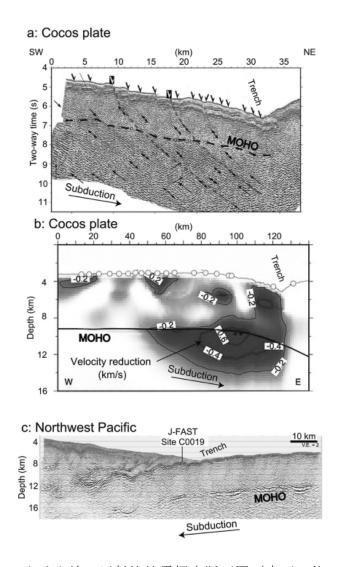


図 45 コスタリカ沖の反射法地震探査断面図 (森下・他, 2017)

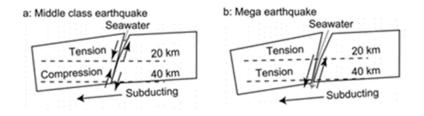


図 46 2011 年東北地方太平洋沖地震後の海洋プレート内の応力変化を示す模式図 (森下・他, 2017)

・地球内部の変形・破壊様式

## ア) プレートの脆性 - 塑性境界 (片山・東, 2017)

地球内部での変形様式は、比較的浅い領域における脆性的な破壊から、地下深部での流動的な塑性変形に移行する。これは、地下浅部では、低温低圧条件により岩石中の微小な破断面が成長しやすく、脆性的な挙動を示すのにたいして、深部では圧力の増加により、微小断面が閉じるとともに温度上昇により塑性変形が促される。

岩石の脆性強度として摩擦力が用いられる。摩擦力は断層面にかかる垂直応力に比例して大きくなり、そのグラフの傾きとして表現される摩擦係数は岩石の種類に関わらず、ほぼ同じであるとされている(Byerlee, 1978)。圧縮応力場における逆断層では、圧力は最小主応力( $\sigma$ 3)に対応する。引張応力場における正断層では、圧力は最大主応力( $\sigma$ 1)に対応する。そのため、引張応力場における摩擦強度は、圧縮応力場で想定されるものの半分以下になる。脆性領域においては、間隙流体が存在する場合、間隙を閉じようとする垂直応力とは逆向きに間隙圧が働くため、断層面にかかる有効応力は間隙圧を差し引いたものとなる(図 47)。

大陸プレートのレオロジー構造について、地温勾配を 10  $\mathbb{C}/km$  とした場合、圧縮応力場でドライ条件下においては、地殻の大部分は脆性的にふるまい、最下部のみが流動的に変形する。含水条件下では強度が大きく低下し、脆性-塑性遷移の深さは大幅に浅くなる。モホ面深度では塑性変形が卓越する。岩相変化により、強度は不連続的に変化する。引張場では摩擦強度が低下することで脆性塑性境界が深くなり、ドライ条件下ではマントル最上部においても脆性的な変形が優勢となると考えられる(図 48)。

地震は脆性的な破壊によって生じるため、地震の分布は地下での変形様式と密接 に関わっている。大陸下での脆性-塑性遷移は一般に地殻内でみられ、深さ 20~30 km 程度である、その遷移深度は温度や水の存在に影響を受けるため、地域によって 異なり、大陸内部では最上部マントルにおいても地震が発生する例が報告されてい る (Chen and Molnar, 1983)。マントル最上部では脆性的な変形が卓越するには、 引張場かつドライな状態である必要があるため、内陸部の最上部マントルは水に乏 しいことが予想される。大陸縁辺部の島弧では地震の震源分布は島弧横断方向で系 統的に変化し火山フロントを境に前弧側は海溝に向かって震源分布の下限が深くな るのに対して、背弧側は火山フロントから離れるにしたがい下限が深くなる。一般 には、島弧の熱流量は海溝から離れるにしたがって増える傾向にあり (Tanaka et al., 2004, Wada and Wang, 2009)、脆性-塑性遷移が温度に支配されるとすると、 海溝から離れるにしたがって地震発生層の下限は連続的に浅くなることが予想され、 観測とは矛盾する。島弧での地震発生層の深さは応力場によっても変化するが、引 張場では摩擦強度が低下することで脆性-塑性境界が深くなるため、その最大深度 は引張応力場での地震に対応すると考えられている(図 48)。温度変化に加えて含 水量の変化により、島弧横断方向の脆性-塑性遷移を説明することができる。火山

フロントではマグマの生成により水が消費され、背弧側では水が枯渇するという島弧マグマ形成プロセス (Sakuyama, 1979, Yoshida et al., 2013) と調和的である。前弧側では沈み込むプレートにより水が供給されるため、マントルを含めて水が豊富であると予想される。

海洋プレートは中央海嶺で誕生したのち、年代とともに冷却されて温度が低下す る。そのため、プレートの強度も系統的に変化する。プレートが形成された直後は 比較的高温であるため、海洋地殻の下部においても脆性変形が卓越し、モホ面にお いて強度の不連続がみられる。年代が経過すると、冷却とともに岩石の塑性強度は 増加し、圧縮応力場では脆性-塑性遷移の深さは 20 Myr で 20 km 付近、100 Myr で 30 km 付近となる。引張場では摩擦強度が半減するため、脆性領域が広くなり、海 嶺付近においても地殻全体がやや脆性的にふるまう。含水条件では塑性強度が低下 し、脆性-塑性遷移はやや浅くなり、海嶺付近では地殻下部も塑性的に変形するこ とが予想される。海洋プレートにおける地殻の塑性変形は海嶺のごく近傍に限定さ れる。海洋リソスフェアはプレートの年代とともに厚くなる傾向があり、リソスフ ェアは全体的に剛体のようにふるまい、その下の粘性の低いアセノスフェアとは異 なる運動をすると考えられるが、その境界条件は不確かである。アセノスフェアで は対流が起こり、断熱的な温度勾配になることから、リソスフェアーアセノスフェ ア境界は熱境界であると考えられている(McKenzie, 1967)。海洋リソスフェアが 年代とともに厚くなるのは、温度の低下によってリソスフェアーアセノスフェア境 界が深くなるためであり、年代とともに塑性強度が高くなるため、リソスフェアー アセノスフェア境界が深くなる。含水条件に対するシミュレーションでは、リソス フェアーアセノスフェア境界はやや浅くなり、観測結果とは整合しないことから、 海洋リソスフェアも大陸リソスフェアと同様に水に乏しいと考えられる(図 49)。

海洋リソスフェアは、全体としては剛体としてふるまうが、その下位は流動的な 変形に支配される。中心部付近は脆性変形が卓越する領域であっても弾性的にふる まう。そのような弾性的にふるまう層の厚さ (elastic thickness) はプレートのた わみなどに関する地形の起伏や重力異常から得られる。海洋プレートでは、海山に よる荷重や沈み込みでの折れ曲がりにともなう変形により、elastic thicknessが 20~40 km 程度と見積もられ、この厚さはプレートの年代とともに厚くなる傾向に ある(Bodine et al., 1981)。この elastic thickness はプレートのレオロジー構 造と密接に関係している。海溝付近でプレートが折れ曲がる際には、プレート上位 の応力は引張場となり、下位は圧縮による変形に支配され、プレートの elastic thickness は両者の変形モーメントは釣り合う条件から求められる。千島海溝付近 のプレートの年代は約 100 Myr と見積もられるが、100 Myr でのレオロジー構造か ら求められる elastic thickness はドライ条件で 39 km、ウエット条件で 27 kmで ある。千島海溝付近では地形のたわみから elastic thickness は約37 kmとされて おり(McAdoo et al., 1978)、ドライ条件下での計算結果と一致していることか ら、海洋プレートは水が少ないことが予想される。千島弧よりも古い海洋リソスフ ェアであるマリアナ弧や小笠原弧では、やや薄い elastic thickness が報告されて

いる(図 50: McNutt, 1984)。これはプレート屈曲部での断層運動によって海水がプレート内部に侵入し、水の付加による強度低下が起きたもとが原因の可能性がある。マリアナ弧や小笠原弧では、地震波の速度構造や震源分布からアウターライズ断層沿いに侵入した水とマントルが反応し、蛇紋岩が形成されていると考えられている(Emry et al., 2014)。

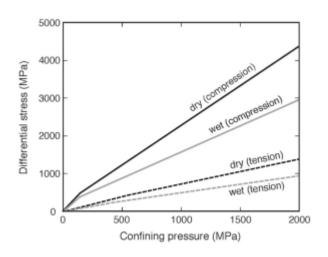


図 47 ドライ及びウエット条件下における脆性破壊強度(片山・東, 2017)

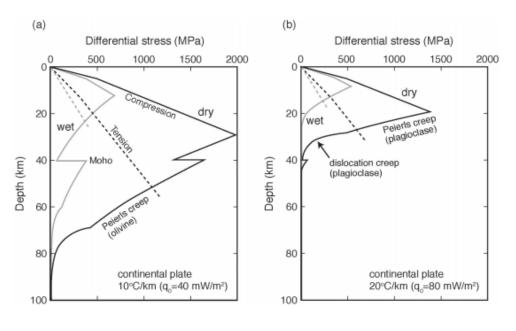


図 48 異なる温度構造における大陸リソスフェアの強度プロファイル (片山・東, 2017)

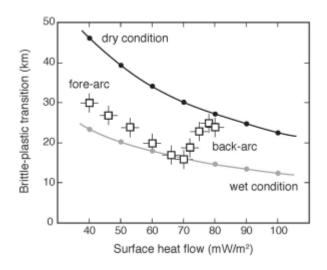
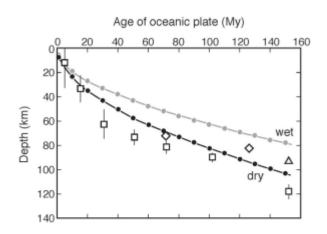


図 49 熱流量と脆性-塑性境界の深さの関係 熱流量の増加にともない、その遷移深度は浅くなる傾向にあるが 水の存在によっても深さは異なってくる (片山・東, 2017)



Plot of the thickness of oceanic lithosphere with different ages. Solid black and gray circles represent the depth of a differential stress of 10 MPa, which we calculated using our models for dry and wet conditions. Open symbols mark the depth of the bottom of the lithosphere inferred from surface wave data, squares from Leeds (1975), triangles from Yoshii (1975), and diamonds from Forsyth (1977).

図 50 年代の違いによる海洋リソスフェアの厚さ □は Leeds (1975)、△は Yoshii (1975)、◇は Forsyth (1977) による 表面波を用いて測定したリソスフェアの下端深度 (片山・東, 2017) ii) アウターライズ領域及び伊豆・小笠原島弧における断層下端深度設定の考え方 先行研究事例に基づき、地震発生層下端の深さについてまとめる。

東北地方太平洋沖地震後、宮城県沖のアウターライズ領域における地震活動から、アウターライズ領域の正断層による地震の分布の下限は 40~50 km 程度と考えられる。リソスフェアのレオロジーについて、海洋リソスフェアは全体的に剛体であるが、その中心部は弾性的にふるまうと考えられている。弾性的にふるまう範囲の厚さは一般に 20~40 km 程度と考えられ、千島海溝で 37~39 km と見積もられる。それよりも古いプレート境界である小笠原海溝やマリアナ海溝では弾性領域の厚さはもっと薄いと考えられる。また、海洋リソスフェアの厚さは、小笠原海溝の年齢を130 Myr と考えるとウエット条件の場合、約70 km 程度である(図50)。これらの知見から、アウターライズ領域の断層の下端深度は、平均的な断層モデルとしては40 km と設定し、認識論的不確定性を考慮した断層モデルでは70 km として設定する。

一方、アウターライズ領域以外の断層の下端深度については、次のような先行研 究による知見がある。

- ・伊豆半島~グアム島周辺までつづく島弧は大陸地殻と似た速度構造をもつとされていて、海洋性地殻が大陸地殻をつくる場所であるとの仮説もある(高橋・他, 2015、 Takahashi et al., 1998、 Taira et al., 1998、 Suyehiro et al., 1996など)。
- ・小笠原弧における島弧地殻の厚さの強化は 10~25 km 程度と多様である。リフティングの際に下部地殻底部に重い物質が付加して厚くなり、背弧拡大時には島弧地殻が伸長して薄化すると考えられている。
- ・青ヶ島海盆においては、リフティング時は表層で正断層が発達しているにも関わらずモホ面は下に凸の形状になっている(Suyehiro et al., 1996)。

以上の先行研究からの知見を踏まえると、これまで大陸地殻上の海域活断層で実施してきた断層下端深度と同様の方法で設定することが可能であると考えられる。よって、アウターライズ領域以外の断層については、平均的な下端深度として、サブテーマ2によるコンラッド面深度分布から設定することとする。また、認識論的不確定性を考慮したモデルとして、下端をコンラッド面として計算したときの断層幅に5kmを加算したときの深度も設定することとする。

iii) アウターライズ領域の断層を対象とした断層下端深度のパラメータスタディ

先行研究をレビューし、断層下端深度の設定方法について考え方を整理した上で、 断層モデルを設定し、津波予測計算の試計算(最小格子サイズ 150 m)を用いた感 度解析を実施した。計算はアウターライズ領域及び小笠原海台周辺に位置する9断層について断層下端深度を変えて実施した。断層下端深度は次の3通りである。

- ・ 20 km:より浅い場合の比較としてモホ面深度を想定
- ・ 40 km: アウターライズ正断層の地震発生領域下端の深さを想定
- · 70 km: 弾性(剛性)/塑性境界の深さを想定

その他のパラメータは本プロジェクトにおける断層パラメータの設定方法に基づき設定した。

- ・断層位置及び走向:サブテーマ2のデータに基づいて設定
- ・ 断層上端深度:海底面として設定
- ・傾斜角及びすべり角:「強震動レシピ」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009)の方法で設定。
- ・断層幅:断層上端及び下端深度と傾斜角の関係から設定。ただし、断層幅が断層長さを上回る場合は断層幅と断層長さが等しくなるように断層下端深度を 浅く設定する。
- ・平均すべり量:入倉・三宅(2001)のスケーリング則の平均値として設定。
- ・剛性率: 3.43×10<sup>10</sup> (N/m<sup>2</sup>) (中央防災会議, 2003)

設定した断層パラメータは、表 12 に示す。

a: 断層下端深度を 20 km (モホ面を想定) とした場合

	Mw	lat	lon	top	strike	dip	rake	L(m)	W(m)	D(m)
IBT-020	7.27	33.94998	142.7731	0	178.5	60W	270	58390	23090	2.19
		33.44546	142.3468	0	157.7	60W	270	36060	23090	3.94
IBT-023-1	7.61	33.1429	142.4887		182.1			42820	23090	
		32.75722	142.4651		170.3			26360	23090	
		31.52281	142.3061		7.7			16920	23090	
IBT-045-1	7.41	31.67379	142.3321	0	346.6	60E	270	18520	23090	2.78
161-045-1	7.41	31.83672	142.2889	Ů	332.2	802	270	16010	23090	
		31.96522	142.2116		2			22670	23090	
IBT-073	7.86	30.51967	142.7383	0	154.3	60W	270	161060	23090	6.03
IBT-109	7.20	26.44564	143.6892	0	342.1	60E	270	51690	23090	1.94
IBT-156	7.09	25.64289	143.2184	0	128.4	60SW	270	42710	23090	1.60
IBT-199-1	7.46	24.69224	143.5192	0	55.5	60SE	270	40910	23090	3.03
101-199-1		24.89527	143.8569	U	44.5	003E	2/0	40000	23090	3.03
		24.44858	144.5723		336.9			14630	23090	3.11
IBT-201-1	7.47	24.57125	144.5192	0	2.1	60SE	270	32690	23090	
	7.47	24.86542	144.5395	U	39.2	0035		20060	23090	
		25.00242	144.6691		32.8			15650	23090	
IBT-217	7.08	24.76197	143.3425	0	140.1	60SW	270	41830	23090	1.57

b: 断層下端深度を 40 km (正断層地震の発生層下限) とした場合 表中の赤文字は断層幅が断層長を上回ったため、下端を浅く設定

	Mw	lat	lon	top	strike	dip	rake	L(m)	W(m)	D(m)
IBT-020	7.67	33.94998	142.7731	0	178.5	60W	270	58390	46190	4.37
		33.44546	142.3468	0	157.7	60W	270	36060		7.88
IBT-023-1	8.01	33.1429	142.4887		182.1			42820	46190	
		32.75722	142.4651		170.3			26360		
		31.52281	142.3061		7.7			16920		
IBT-045-1	7.81	31.67379	142.3321	0	346.6	60E	270	18520	46190	5.55
101-045-1	7.01	31.83672	142.2889	U	332.2	802	2/0	16010	46190	3.33
		31.96522	142.2116		2			22670		
IBT-073	8.26	30.51967	142.7383	0	154.3	60W	270	161060	46190	12.06
IBT-109	7.60	26.44564	143.6892	0	342.1	60E	270	51690	46190	3.87
IBT-156	7.44	25.64289	143.2184	0	128.4	60SW	270	42710	42710	2.96
IBT-199-1	7.86	24.69224	143.5192	0	55.5	60SE	270	40910	46190	6.06
101-133-1		24.89527	143.8569	0	44.5	603E	2/0	40000	40190	6.06
		24.44858	144.5723		336.9		270	14630	46190	6.22
IBT-201-1	7.88	24.57125	144.5192	0	2.1	COCE		32690		
	7.00	24.86542	144.5395	U	39.2	60SE	2/0	20060		
		25.00242	144.6691		32.8			15650		
IBT-217	7.42	24.76197	143.3425	0	140.1	60SW	270	41830	41830	2.84

c: 断層下端深度を 70 km (脆性/塑性境界) とした場合 表中の灰色の文字は b)の段階で断層下端深度が飽和したために計算を実施せず

	Mw	lat	lon	top	strike	dip	rake	L(m)	W(m)	D(m)
IBT-020	7.81	33.94998	142.7731	0	178.5	60W	270	58390	58390	5.53
		33.44546	142.3468	0	157.7	60W	270	36060	80830	13.80
IBT-023-1	8.34	33.1429	142.4887		182.1			42820		
		32.75722	142.4651		170.3			26360		
		31.52281	142.3061		7.7			16920		
IBT-045-1	8.08	31.67379	142.3321	0	346.6	60E	270	18520	74120	8.91
161-043-1	0.00	31.83672	142.2889	U	332.2	BUE	270	16010	74120	
		31.96522	142.2116		2			22670		
IBT-073	8.58	30.51967	142.7383	0	154.3	60W	270	161060	80830	21.11
IBT-109	7.67	26.44564	143.6892	0	342.1	60E	270	51690	51690	4.33
IBT-156	7.44	25.64289	143.2184	0	128.4	60SW	270	42710	42710	2.96
IBT-199-1	8.18	24.69224	143.5192	0	55.5	60SE	270	40910	00010	10.63
101-199-1	8.18	24.89527	143.8569	U	44.5	603E	2/0	40000	80910	10.62
		24.44858	144.5723		336.9			14630	80830	
IBT-201-1	8.20	24.57125	144.5192	_	2.1	COSE	270	32690		10.00
	0.20	24.86542	144.5395	0	39.2	60SE	2/0	20060		10.88
		25.00242	144.6691		32.8			15650		
IBT-217	7.42	24.76197	143.3425	0	140.1	60SW	270	41830	41830	2.84

表 12 の断層パラメータを使用して計算した結果のうち、断層下端深度を 40 kmとした場合について、図 51~59 に最大水位上昇量の平面分布図と汀線付近の 150 m メッシュにおける最大水位上昇量のグラフを示す。なお、これら、断層下端深度 40 kmの例を含むすべての計算結果は付録 4 に示す。

各断層モデルから想定される津波の最大水位上昇量分布の特徴についてまとめる。

- ・ IBT-020 (図 51):本州では、千葉県の太平洋岸で最大約5m程度の津波が 想定される。また、三宅島、御蔵島、八丈島で高くなる傾向にあり、八丈島 では最大で8m程度の津波が予測される。
- ・ IBT-023 (図 52):本州では、千葉県の太平洋岸、伊豆半島、御前崎周辺で津波が高くなる傾向があり、最大で 5 m 程度が予測される。伊豆諸島では八丈島で最大 30 m以上となることが予測される。また、小笠原諸島でも、聟島で 3 m、父島で 2 m、硫黄島で 2 ~ 3 m と、広い地域に影響がみられる。
- ・ IBT-045 (図 53): 本州では、御前崎で最大約 2.5 mの津波が予測される。 伊豆諸島では八丈島及び青ヶ島で高くなり、最大約 8 m 程度と予測される。 IBT-045 は、断層規模としては IBT-020 よりも大きいにもかかわらず、津波は IBT-020 で予測されるよりも低くなっている。理由としては、IBT-045 の傾斜方向が伊豆・小笠原弧とは反対側の東傾斜であることが挙げられる。
- ・ IBT-073 (図 54) :本州では、伊豆半島お及び御前崎で最大 3.5 m 程度の津波が予測される。伊豆諸島では八丈島で最大 8.5 m 程度と予測される。小笠原諸島では、聟島で 11 m、兄島及び父島で 11 m、北硫黄島及び硫黄島で 3~7 m 程度の津波が予測された。IBT-073 は、今年度の作業で設定した断層モデルの中で最も大きい断層であり、長さ約 161 km、断層下端深度を 40 kmとした際に想定される地震の規模は Mw7.86 と推定される。断層規模は大きいものの、IBT-073 の傾斜側の正面には島が無いため、今回、津波計算を実施した領域の沿岸における最大水位上昇量は IBT-023 を越えることはなかった。断層の傾斜側の正面には七曜海山列があり、海山にぶつかった津波は島弧に沿って南北に伝播し、八丈島及び聟島に影響を及ぼした。また、七曜海山列を通り抜けた津波は太平洋に広がり、高知県の足摺岬付近や鹿児島県の種子島、奄美大島で3~5 m の津波が予測された(図 54-c)。ただしこの結果は1,350 m メッシュでの計算結果であり、より詳細な地形モデルを用いて計算した場合には海岸線や入り江の形状等の影響から、これよりも高くなる可能性がある。
- IBT-109(図 55):本州では目立った影響はみられない。小笠原諸島の弟島、兄島、父島において3~4m、姉島、母島においては4.5~6m、北硫黄島で約6mの津波が予測された。

- ・ IBT-156 (図 56) : 約 43 mの、北西 南東走向の断層で、島嶼部への影響は全体的に小さくなっている。ただし、距離が近い硫黄島は最大で約 6 m の津波が 予測されている。
- ・ IBT-199 (図 57):本州及び伊豆諸島への目立った影響はみられない。小笠原諸島において、弟島、兄島、父島で5~8m、母島で6m、北硫黄島及び硫黄島で3.5~5m程度の津波が予測される。
- ・ IBT-201 (図 58):本州及び伊豆諸島への目立った影響はみられない。小笠原諸島において、弟島、兄島で 10~12 m、父島で 7~9 m、姉島、母島で 8~11 m、北硫黄島及び硫黄島で 5~7 m の津波が予測された。IBT-201 は断層の位置や形状が IBT-199 と似ているが、断層規模としては IBT-201 がやや大きいため、島嶼への影響もやや大きくなっている。
- ・ IBT-217 (図 59): 硫黄島で約2mの津波が予測されたが、他の地域でこれを越える影響はみられない。本章でパラメータスタディを実施した断層モデルの中では最も小さい断層であり、北西-南東走向の、南東傾斜の断層である。

これらの結果から、伊豆諸島周辺に位置するアウターライズ領域の断層による地震で、本州において、千葉県の太平洋岸や伊豆半島、御前崎に3~5m程度の津波が到来する可能性があることが示された。また、これらの地震による津波は特に伊豆諸島と小笠原諸島北部の智島周辺に大きく影響し、とくに八丈島で高くなることが示された。小笠原諸島の南部、小笠原海台周辺の断層は小笠原諸島において、特に父島、兄島、弟島及び北硫黄島、硫黄島で高い津波が予測された。予測される津波の高さが10mを越える断層モデルもあった。また、IBT-073のように、伊豆・小笠原周辺海域のみでなく、距離的に離れている南西諸島海域や四国の太平洋側に影響する場合もあるため、ハザード評価として検討する際には留意する必要がある。

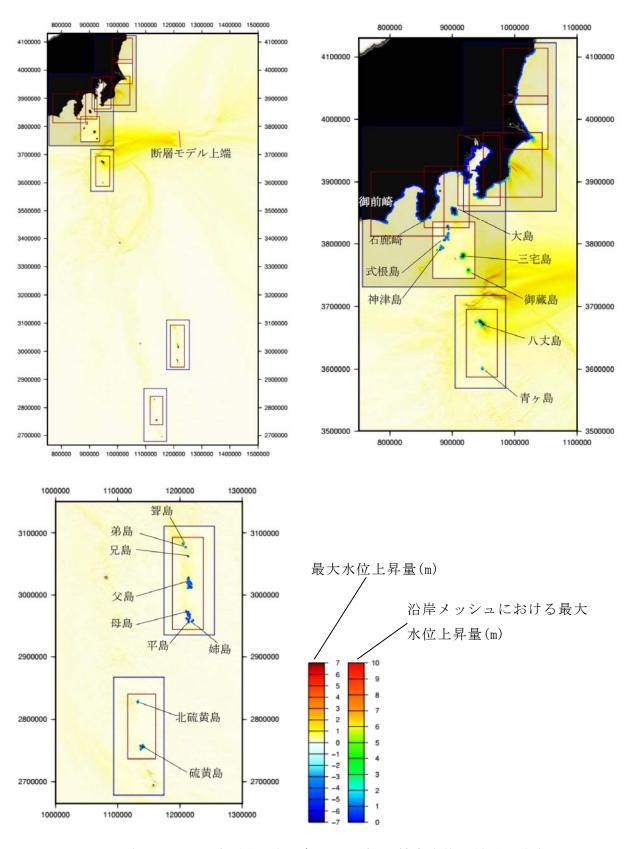
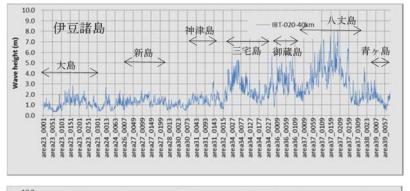
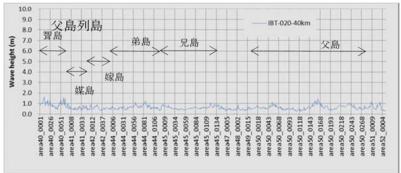
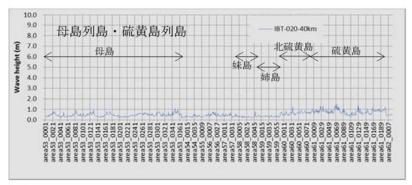


図 51-a) IBT-020 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布 赤枠は 150m メッシュ計算領域、青枠は 450m メッシュ計算領域 その外側は 1,350m メッシュ計算領域を示す







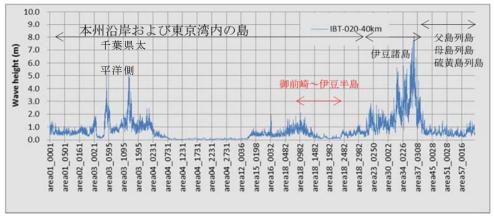


図 51-b) IBT-020 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

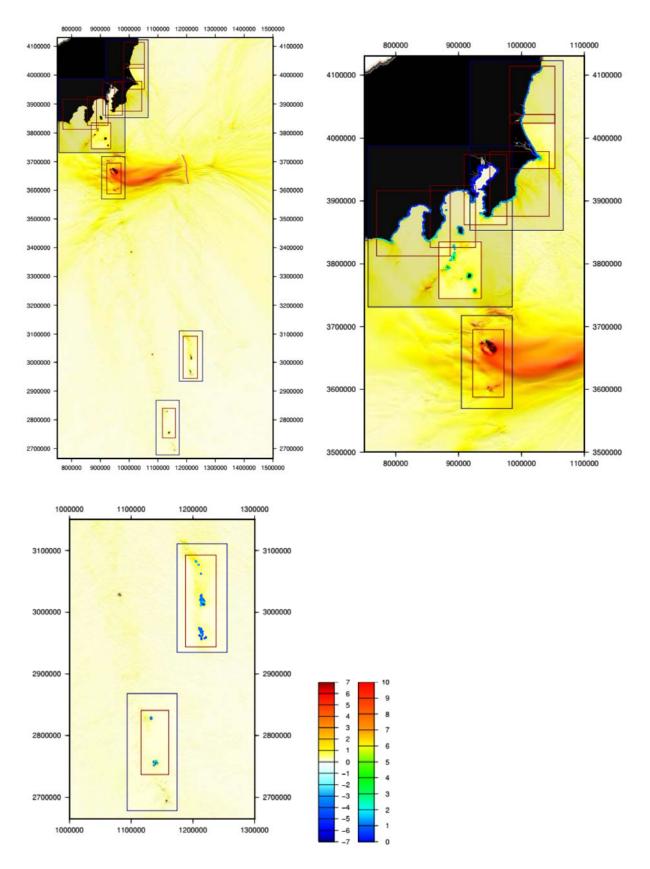
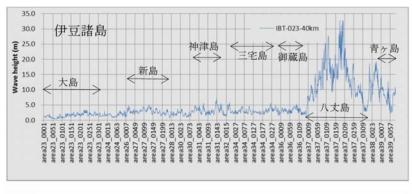
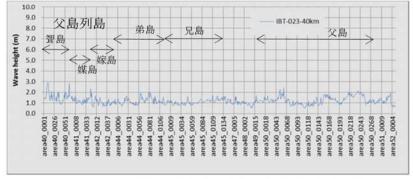
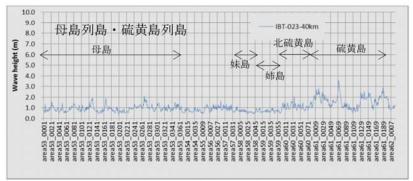


図 52-a) IBT-023 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布







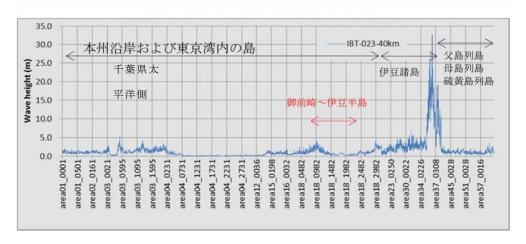


図 52-b) IBT-023 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

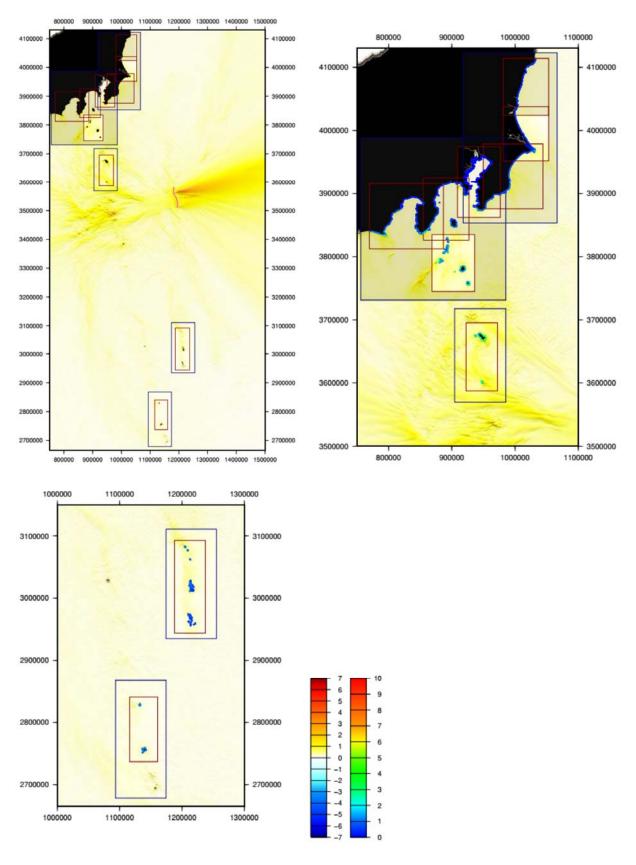


図 53-a) IBT-045 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

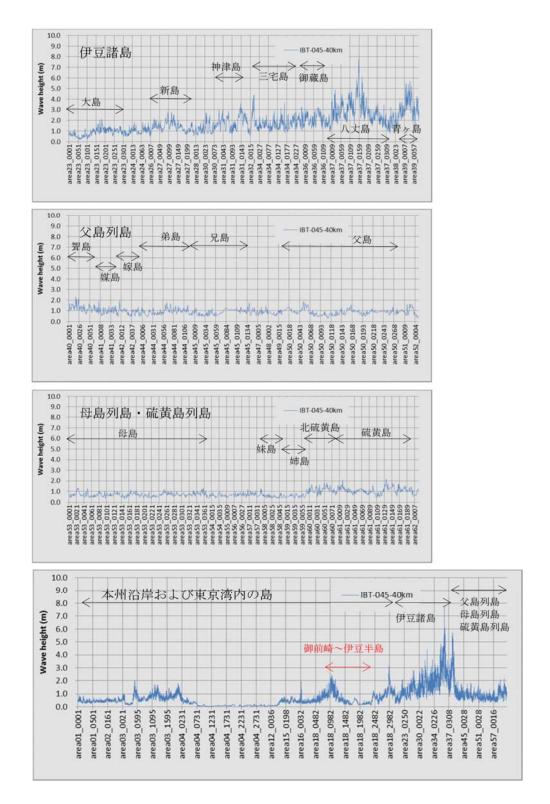


図 53-b) IBT-045 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

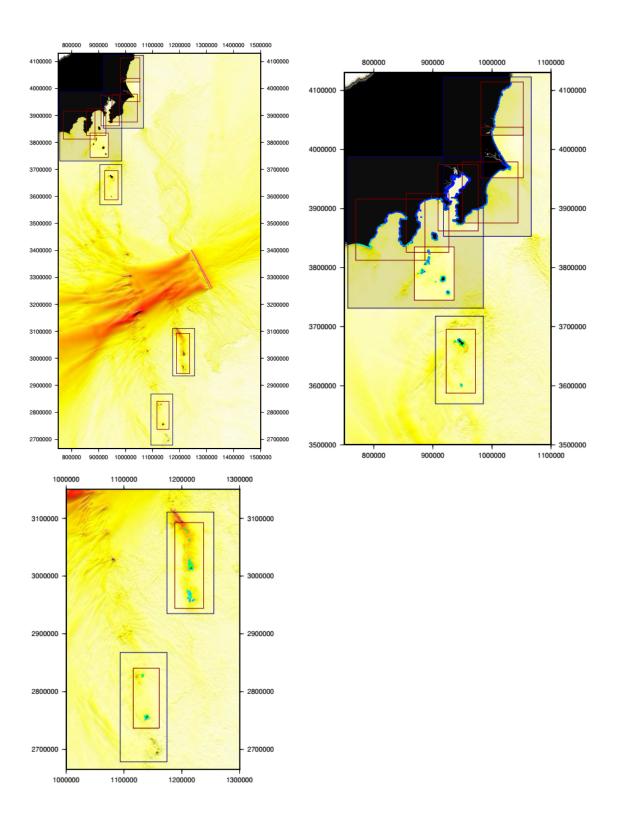


図 54-a) IBT-073 (断層下端深度=40 km) のときの最大水位上昇量の分布

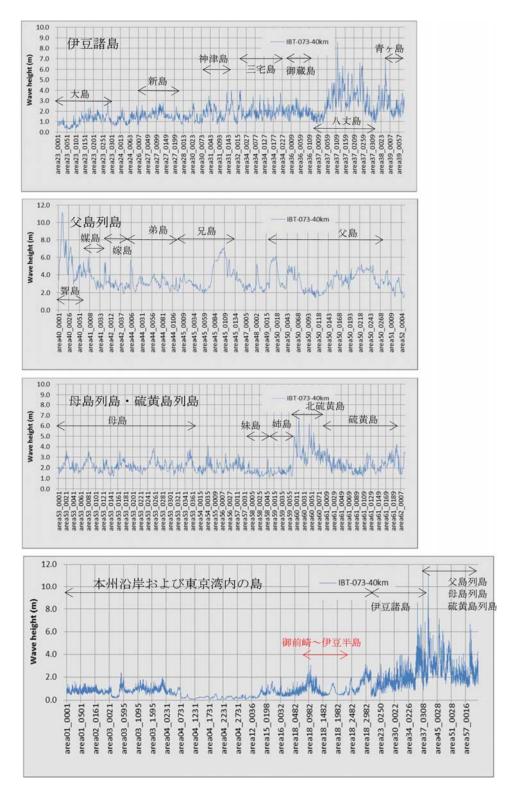


図 54-b) IBT-073 (断層下端深度=40 km) のときの最大水位上昇量の分布

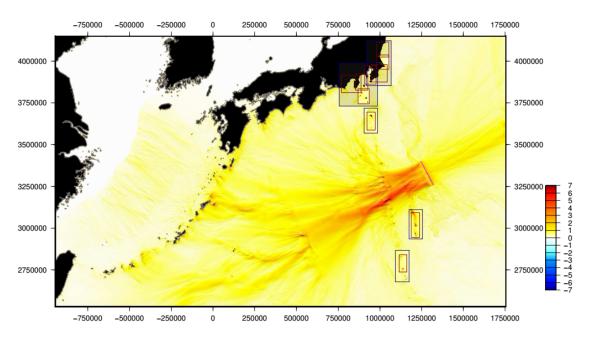


図 54-c) IBT-073 (断層下端深度=40 km) による 広域的な津波の影響 (1,350mメッシュ)

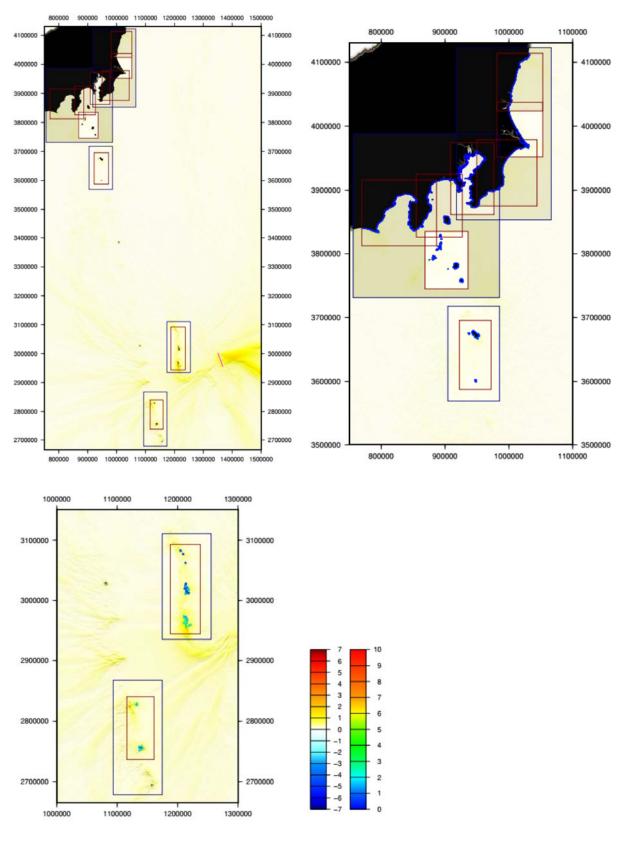


図 55-a) IBT-109 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

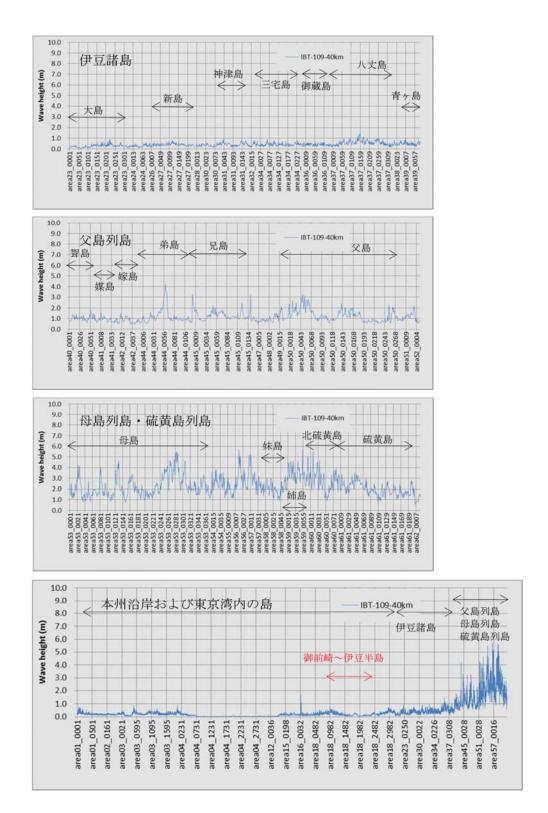


図 55-b) IBT-109 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

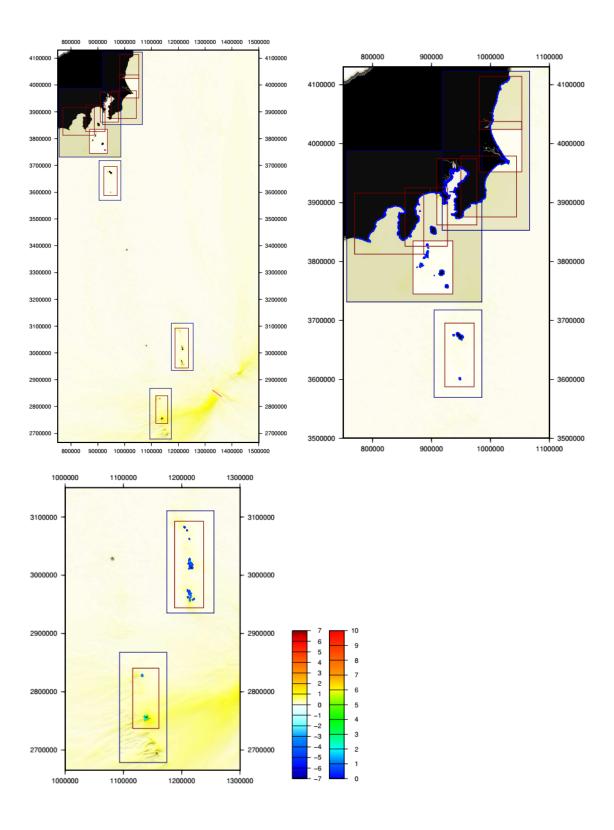
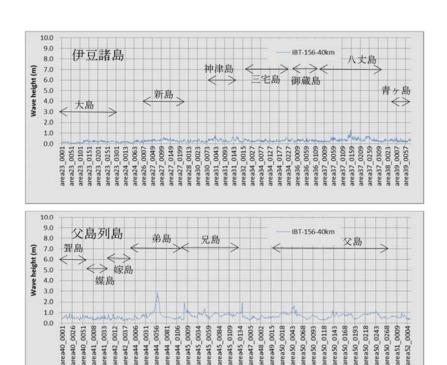
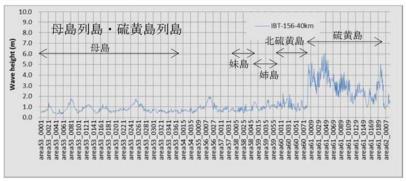


図 56-a) IBT-156 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布





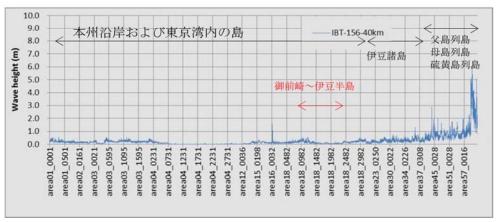


図 56-b) IBT-156 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

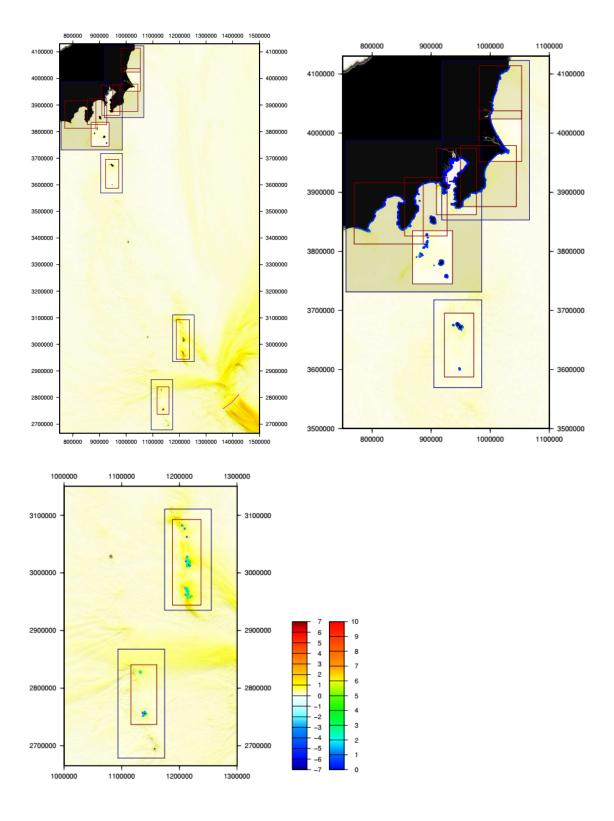


図 57-a) IBT-199 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

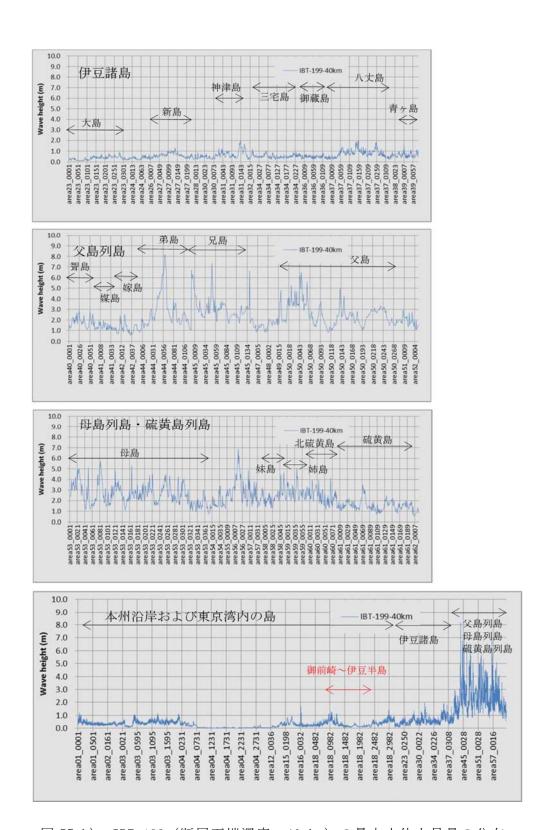


図 57-b) IBT-199 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

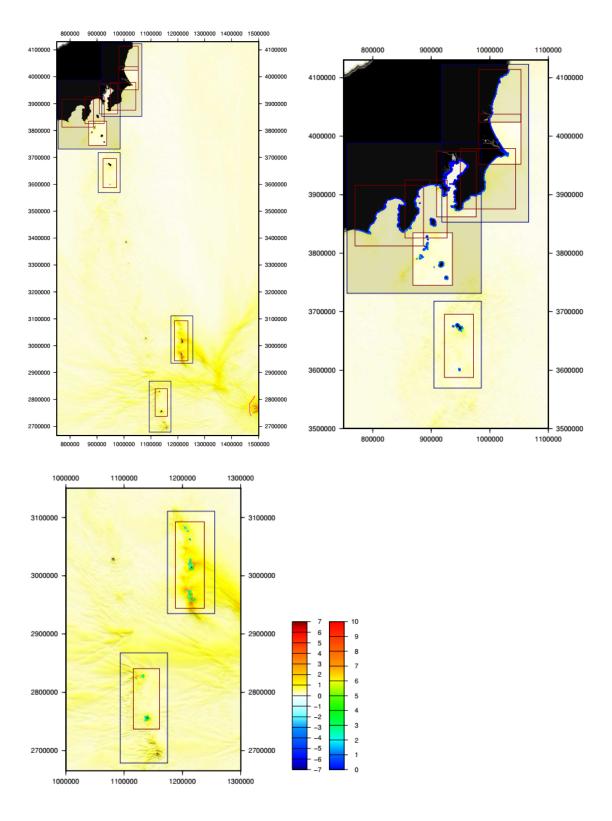


図 58-a) IBT-201 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

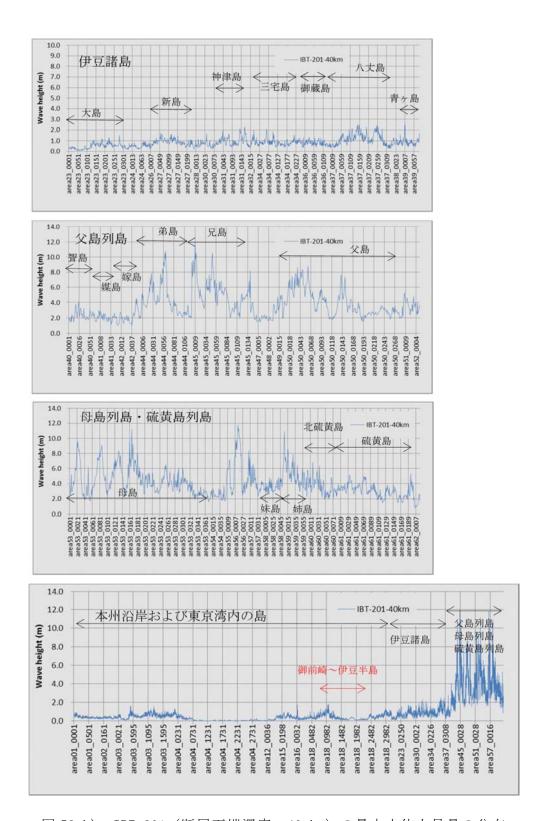


図 58-b) IBT-201 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

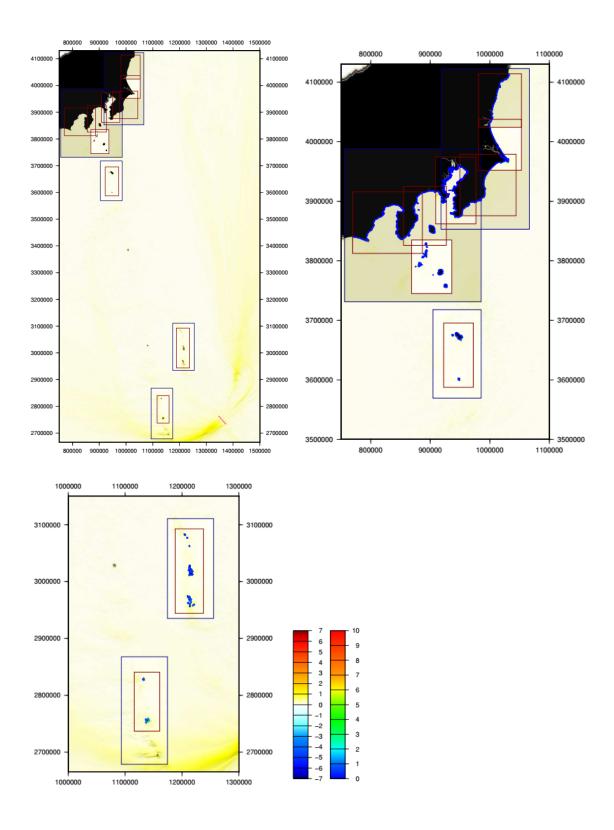


図 59-a) IBT-217 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

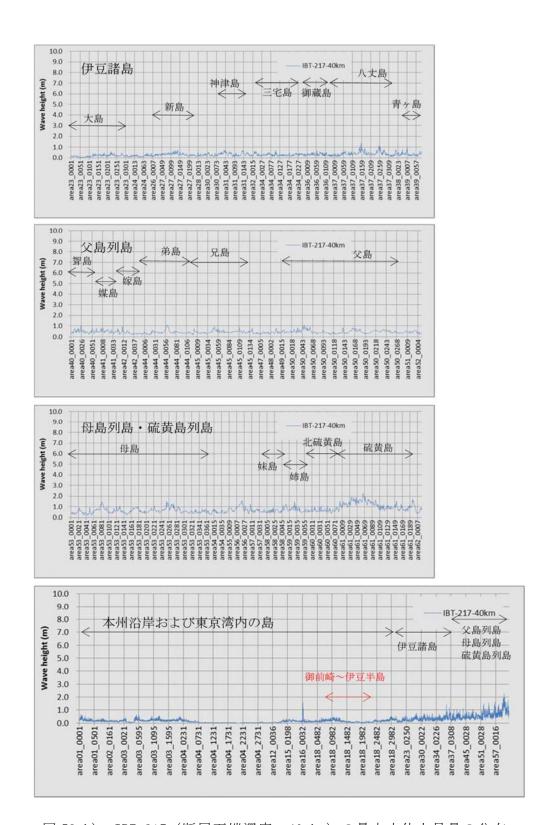


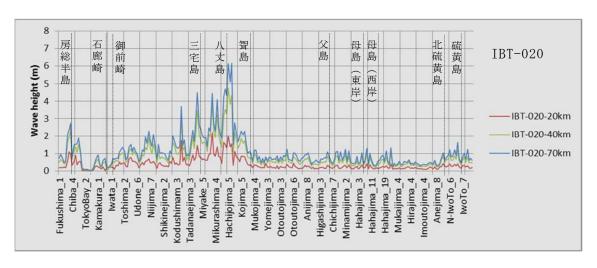
図 59-b) IBT-217 (断層下端深度=40 km) の最大水位上昇量の分布

これまでは、断層下端深度を 40 km とした場合について津波予測計算の結果を示してきたが、断層下端深度を 20 km とした場合と 70 km とした場合についても、予測される津波高さがどの程度異なるかについて比較する。なお、本プロジェクトでは、断層面上の平均すべり量は断層面積と Mo の経験的関係から推定している。そのため、断層下端深度の変化は断層幅の変化であり、Mo 及び平均すべり量の変化でもある。

アウターライズ領域及び小笠原海台周辺の9断層の計算結果の比較を図 60 に示す。断層下端深度が20 km、40 km、70 kmの場合の津波高さを、沿岸の150 mメッシュの中から抽出した評価点において比較している。

断層下端深度を 20 km とした場合は 40 km とした場合に対して  $0.4\sim0.5$  倍程度の最大水位上昇量となる。また、下端を 70 km とした場合は、40 km とした場合に対して  $1.1\sim2.0$  倍程度である。

a:



b :

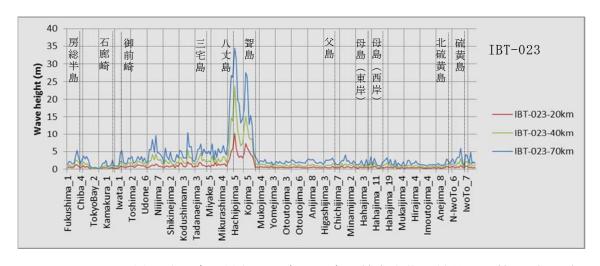
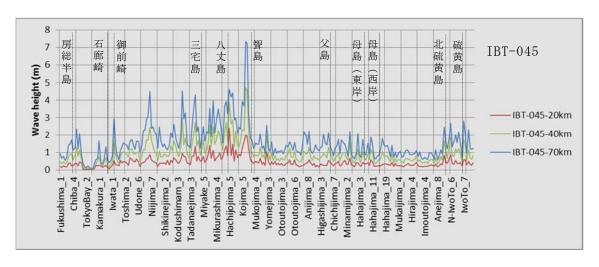
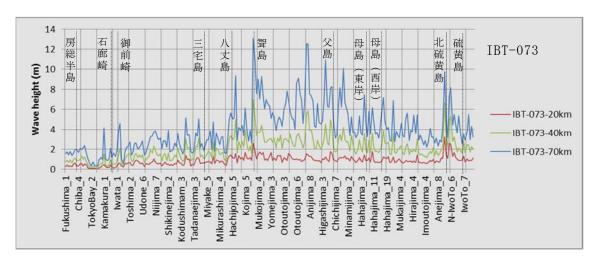


図 60-1 断層下端深度が異なる場合の沿岸の最大水位上昇量の比較 (a~b)

c:



d:



е :

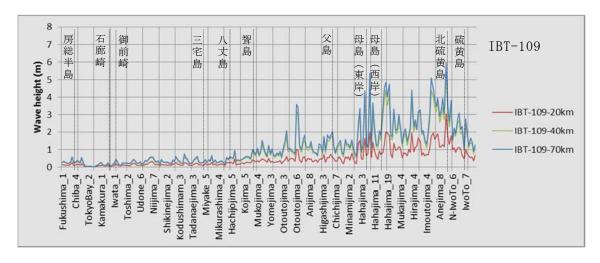
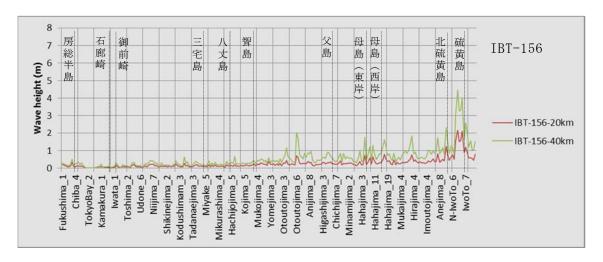
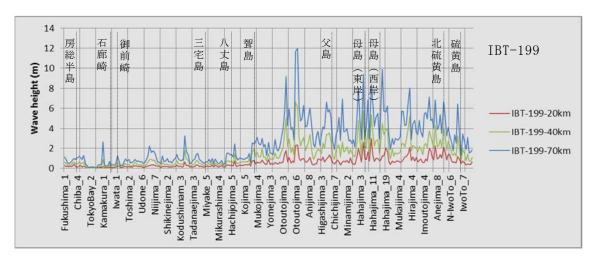


図 60-2 断層下端深度が異なる場合の沿岸の最大水位上昇量の比較 (c~e)

f:



g:



h:

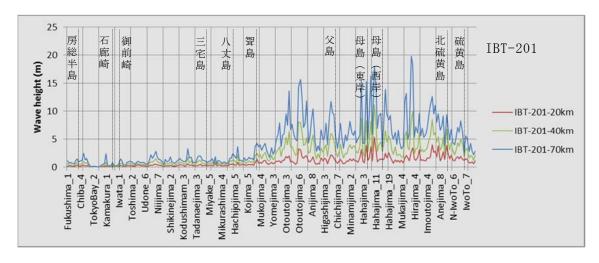


図 60-3 断層下端深度が異なる場合の沿岸の最大水位上昇量の比較 (f~h)

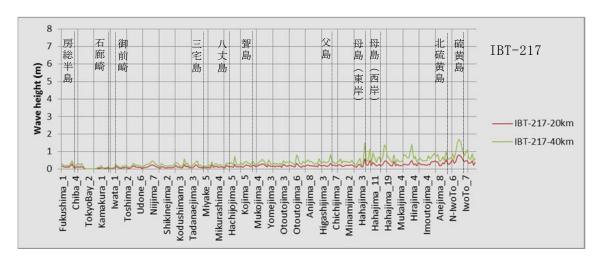


図 60-4 断層下端深度が異なる場合の沿岸の最大水位上昇量の比較 f と i で断層下端深度が 70 km の場合の結果は、断層下端深度を 40 km とする場合の断層 モデルで断層幅が断層長さを越えたことから、断層下端深度を浅く設定したことで省略

## iv) 断層パラメータの不確実性の影響度評価

## ① 剛性率の検討

本プロジェクトにおいて、断層面上の平均すべり量(D)は断層面積(S)と Mo との経験 的関係として入倉・三宅 (2001) の式から Mo を計算し、 $Mo=\mu$  DS として求めている。ここ で、 μ は剛性率である。これまでに断層データのモデル化を実施した日本海海域及び南西 諸島海域では、剛性率を $\mu$ =3.43×10<sup>10</sup> (N/m<sup>2</sup>) として設定してきたが、 $\mu$ =3.43×10<sup>10</sup> (N/m<sup>2</sup>) の値は、陸域である中央構造線の速度構造を根拠とした値であり(中央防災会議,2003)、 大陸プレートと海洋プレートの物性の違いを考慮すると剛性率の値についても検討が必要 である。表 13~表 15 に既往研究における剛性率の設定例を示す。これら3つの既往研究 による剛性率と、本プロジェクトでこれまで使用していた値 ( $\mu = 3.43 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>):中 央防災会議, 2003) の比較を図 61 に示す。ごく浅部を除き、従来の中央防災会議 (2003) の値が最も小さく、土木学会(2016)が最も大きい。Lay et al. (2011)と武藤・他(2014) はどちらも 2011 年東北地方太平洋沖地震の解析から得られた値であるため、互いに似た 結果となっている。また、参考として、剛性率を変化させた場合の平均すべり量の変化を 表すグラフを図62に示す。例として用いていた断層モデルは前述のiii)のパラメータスタ ディで設定したアウターライズ領域及び小笠原海台の断層で、断層下端深度を 40 km とし て設定した場合である。中央防災会議(2003)の値と土木学会(2016)の値では算出され る平均すべり量には2倍程度の相違が生じる。

表 13 土木学会 (2016) による剛性率の設定方法

海域	根拠	剛性率
・南西日本陸側プレート内 ・日本海東縁部 ・プレート境界浅部(断層 面全体が深さ20km以浅に 存在する場合)	$Vp=6.0 \text{ km/s}$ 、 $Vp/Vs=1.6-1.7$ 、 $\rho=2.7-2.8 \text{ g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=3.36\times10^{10}\sim3.94\times10^{10}\text{N/m}^2$ となる。この中間値とする。	3. $5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ (3. $5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ )
・海洋プレート内 ・プレート境界深部(断層 面全体が深さ20 km以深に 存在する場合)	$Vp=8.0-8.1 \text{ km/s}$ 、 $Vp/Vs=1.75-1.80$ 、 $\rho=3.2-3.5 \text{ g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=6.31 \times 10^{10} \sim 7.50 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。この中間値とする。	7. $0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ (7. $0 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ )
・プレート境界中央部(断層面が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合)	浅部と深部の中間的値とする。	$5.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ $(5.0 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2)$

表 14 Lay et al. (2011) による東北地方太平洋沖地震の震源域周辺の地下構造

depth(km)	Layer	Vp(km/sec)	Vs(km/sec)	Density (kg/m³)	Rigidity $(N/m^2)$	Vp/Vs
0-2	Ocean layer	ean layer		-		
2-6	upper crustal layer	4. 4	2.51	2000	1. $26 \times 10^{10}$	1.75
6-16	mid-crustal layer	6. 0	3. 46	2600	3. $11 \times 10^{10}$	1. 73
16-32	deep-crustal layer	6. 7	3.87	2900	4. $34 \times 10^{10}$	1. 73
32-	half-space	7. 7	4. 50	3300	6. $68 \times 10^{10}$	1.71

表 15 武藤・他 (2014) による東北地方太平洋沖地震の震源域周辺の地下構造

Layer	Depth (km)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	Density (km/m³)	Qp	Qs	Rigidity (N/m²)	Vp/Vs
1	0.0	6. 08	3. 50	2640	340	170	$3.23 \times 10^{10}$	1. 74
2	5. 0	6. 23	3.60	2650	360	280	$3.43 \times 10^{10}$	1. 73
3	13. 0	6. 35	3.64	2700	400	250	$3.58 \times 10^{10}$	1.74
4	21. 0	6. 55	3. 68	2750	450	350	$3.72 \times 10^{10}$	1. 78
5	27. 0	6. 95	3. 96	2900	600	350	4. $55 \times 10^{10}$	1. 76
6	32. 0	7. 60	4. 29	3100	700	400	5. $71 \times 10^{10}$	1.77
7	40.0	7. 69	4. 31	3150	1000	500	$5.85 \times 10^{10}$	1. 78
8	65. 0	7. 73	4. 34	3200	1000	500	6. $03 \times 10^{10}$	1. 78
9	90.0	8. 27	4. 56	3300	1000	500	6.86 $\times$ 10 <sup>10</sup>	1.81
10	120.0	8. 37	4. 61	3350	1000	500	7. $12 \times 10^{10}$	1.82

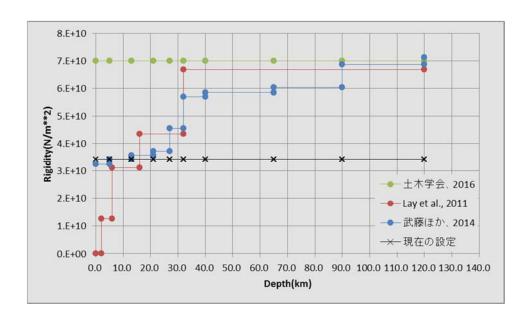


図 61 各深度における剛性率の比較

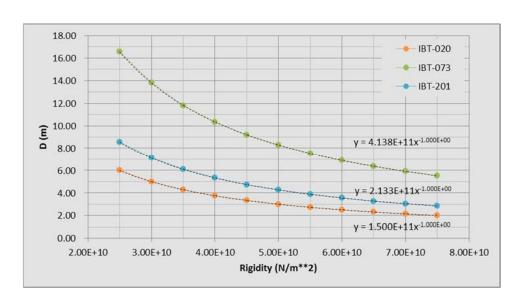


図 62 断層モデルにおける剛性率と平均すべり量の関係

これらの既往研究の事例をふまえ、本項では剛性率の設定を変えて津波予測計算を用いたパラメータスタディを実施することにより、その影響について検討する。剛性率の比較検討のパターンとして以下のように設定する。

・ $\mu$  = 3. 43×10<sup>10</sup> (N/m<sup>2</sup>):本プロジェクトでこれまで用いてきた値(中央防災会議, 2003)

・ $\mu$  =5.0×10<sup>10</sup> (N/m<sup>2</sup>) : 既往研究の中間的な値

・  $\mu$  =7.0×10<sup>10</sup> (N/m<sup>2</sup>) : 土木学会 (2016) による値

断層モデルは、iii) の断層下端深度の検討で用いたアウターライズ領域及び小笠原海台に位置する正断層の断層モデルを用い、断層下端深度は 40 km とした。

設定した断層パラメータを表 16 に示す。なお、表中の赤字の断層については、断層下端深度を 40 km とした場合に断層幅が断層長さを上回るため、断層幅と断層長さが等しくなるように下端を浅く設定している断層モデルである。これらの断層モデルを用いた計算結果の比較を図 63 に示す。ここでは沿岸の 150 m メッシュから抽出した評価点における最大水位上昇量の比較図を示しているが、個々の計算結果については付録 4 に記した。

比較の結果、剛性率を $\mu$ =5.0×10<sup>10</sup> (N/m²) にした場合には最大水位上昇量の平均は $\mu$ =3.43×10<sup>10</sup> (N/m²) に比べて約 0.7 倍に、 $\mu$ =7.0×10<sup>10</sup> (N/m²) の場合には約 0.5 倍になる。

伊豆・小笠原海域の断層パラメータを設定するにあたっては、海洋プレートと陸域プレートの違いを考慮し、浅い地震であることを考慮して既往研究の中間的な剛性率  $\mu$  =5.0×  $10^{10}$  (N/m²) の値を使用することとする。

# 表 16 剛性率の影響を比較するパラメータスタディで使用した断層モデルのパラメータ

a:  $\mu = 3.43 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2)$ 

	Mw	lat	lon	top	strike	dip	rake	L(m)	W(m)	D(m)
IBT-020	7.67	33.94998	142.7731	0	178.5	60W	270	58390	46190	4.37
		33.44546	142.3468		157.7			36060		
IBT-023-1	8.01	33.1429	142.4887	0	182.1	60W	270	42820	46190	7.88
		32.75722	142.4651		170.3			26360		
		31.52281	142.3061		7.7			16920		
IBT-045-1	7.81	31.67379	142.3321	0	346.6	60E	270	18520	46190	5.55
101-045-1		31.83672	142.2889		332.2			16010		
		31.96522	142.2116		2			22670		
IBT-073	8.26	30.51967	142.7383	0	154.3	60W	270	161060	46190	12.06
IBT-109	7.60	26.44564	143.6892	0	342.1	60E	270	51690	46190	3.87
IBT-156	7.44	25.64289	143.2184	0	128.4	60SW	270	42710	42710	2.96
IBT-199-1	7.86	24.69224	143.5192	0	55.5	60SE	270	40910	46190 46190 46190 46190 46190	6.06
101-199-1	7.00	24.89527	143.8569	0	44.5	003L	270	40000		0.00
		24.44858	144.5723		336.9			14630		
IBT-201-1	7 00	24.57125	144.5192	0	2.1	60SE	270	32690	46190	6.22
101-201-1	7.88	24.86542	144.5395	0	39.2	OUSE	270	20060		0.22
		25.00242	144.6691		32.8		1	15650		
IBT-217	7.42	24.76197	143.3425	0	140.1	60SW	270	41830	41830	2.84

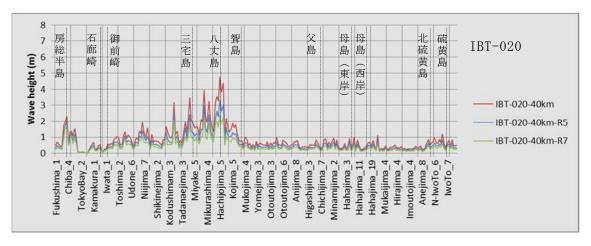
b:  $\mu = 5.0 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2)$ 

	Mw	lat	lon	top	strike	dip	rake	L(m)	W(m)	D(m)
IBT-020	7.67	33.94998	142.7731	0	178.5	60	270	58390	46190	3.00
		33.44546	142.3468		157.7			36060		
IBT-023-1	8.01	33.1429	142.4887	0	182.1	60	270	42820	46190	5.41
		32.75722	142.4651		170.3			26360		
		31.52281	142.3061		7.7			16920		
IBT-045-1	7.81	31.67379	142.3321	0	346.6	60	270	18520	46190	3.81
101-045-1		31.83672	142.2889		332.2		270	16010		
		31.96522	142.2116		2			22670		
IBT-073	8.26	30.51967	142.7383	0	154.3	60	270	161060	46190	8.28
IBT-109	7.60	26.44564	143.6892	0	342.1	60	270	51690	46190	2.66
IBT-156	7.44	25.64289	143.2184	0	128.4	60	270	42710	42710	2.03
IBT-199-1	7.86	24.69224	143.5192	0	55.5	60	270	40910	46190 46190 42710 46190	4.16
101-199-1	7.00	24.89527	143.8569	0	44.5	60	270	40000		4.10
		24.44858	144.5723		336.9			14630	46190	4.27
IBT-201-1	7.88	24.57125	144.5192	0	2.1	60	270	32690		
101-201-1	7.88	24.86542	144.5395		39.2	60	270	20060		4.27
		25.00242	144.6691		32.8			15650		
IBT-217	7.42	24.76197	143.3425	0	140.1	60	270	41830	41830	1.95

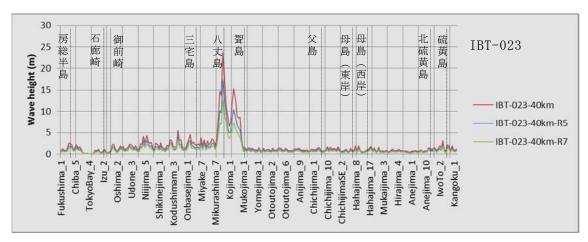
c:  $\mu = 7.0 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2)$ 

	Mw	lat	lon	top	strike	dip	rake	L(m)	W(m)	D(m)
IBT-020	7.67	33.94998	142.7731	0	178.5	60	270	58390	46190	2.14
		33.44546	142.3468		157.7			36060		
IBT-023-1	8.01	33.1429	142.4887	0	182.1	60	270	42820	46190	3.86
		32.75722	142.4651		170.3			26360		
		31.52281	142.3061		7.7			16920		
IBT-045-1	7.81	31.67379	142.3321	0	346.6	60	270	18520	46190	2.70
161-045-1	7.01	31.83672	142.2889	١	332.2		270	16010		
		31.96522	142.2116		2			22670		
IBT-073	8.26	30.51967	142.7383	0	154.3	60	270	161060	46190	5.91
IBT-109	7.60	26.44564	143.6892	0	342.1	60	270	51690	46190	1.90
IBT-156	7.44	25.64289	143.2184	0	128.4	60	270	42710	42710	1.45
IBT-199-1	7.86	24.69224	143.5192	0	55.5	60	270	40910	46190	2.97
101-199-1	7.00	24.89527	143.8569	U	44.5	60	2/0	40000	46190 46190 46190 46190 46190	2.57
		24.44858	144.5723		336.9			14630		3.05
IBT-201-1	7.88	24.57125	144.5192	0	2.1	60	270	32690	46190	
161-201-1	7.00	24.86542	144.5395	U	39.2	- 60	2/0	20060		
		25.00242	144.6691		32.8			15650		
IBT-217	7.42	24.76197	143.3425	0	140.1	60	270	41830	41830	1.39

a:



b:



c:

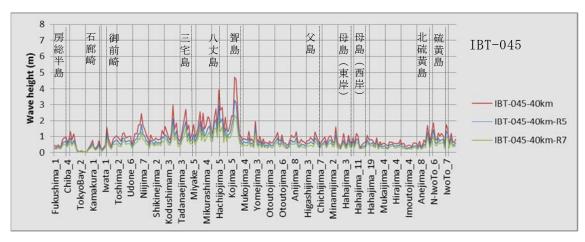
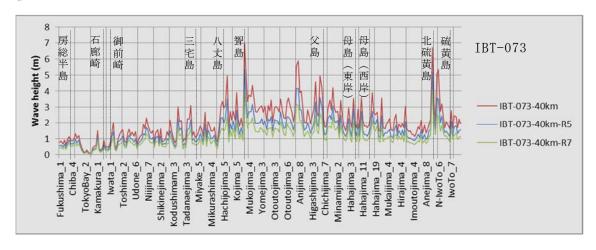
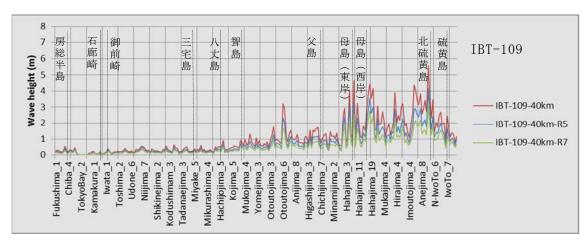


図 63-1 剛性率を変化させた沿岸の評価点における最大水位上昇量の比較 (a~c)

d:



е:



f:

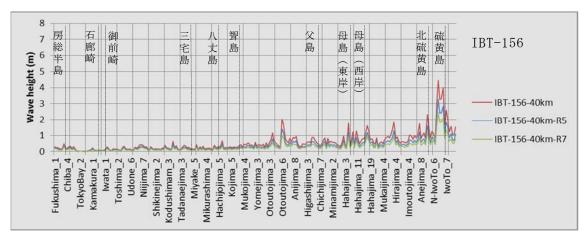
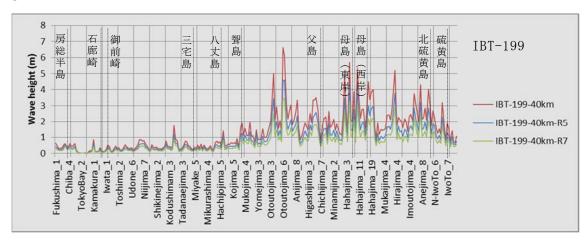
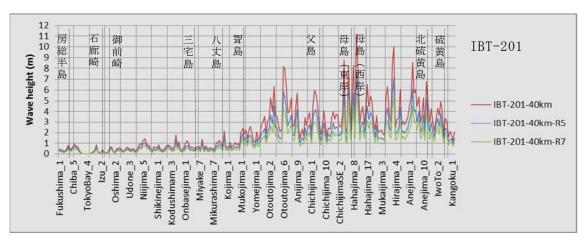


図 63-2 剛性率を変化させた沿岸の評価点における最大水位上昇量の比較 (d~f)

g:



h:



i :

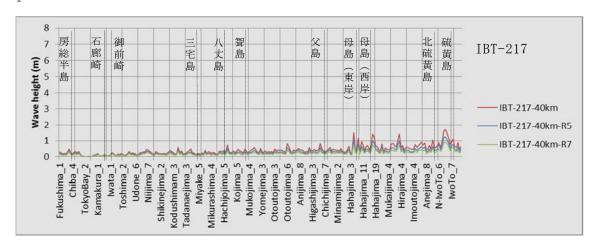


図 63-3 剛性率を変化させた沿岸の評価点における最大水位上昇量の比較 グラフ中の赤: $\mu$ =3.43×10<sup>10</sup>(N/m²)、青: $\mu$ =5.0×10<sup>10</sup>(N/m²) 緑: $\mu$ =7.0×10<sup>10</sup>(N/m²)を示す(g~i)

#### ② すべり角の検討

本検討における断層モデルのパラメータの設定方法では、横ずれ断層の傾斜角を90°とし、すべり角を0°もしくは180°として縦ずれ成分を含まない「完全な横ずれ断層」として設定している。しかし、実際には「完全な横ずれ断層」というのは稀なものであり、いくらかの縦ずれ成分を含んでいることが一般的である。ここでは、前述のb)-i)で計算を実施した断層モデルグループであるG6-1を例に、横ずれ断層に縦ずれ成分を考慮することで生じる沿岸で予想される津波への影響のちがいについて検討する。G6-1は孀婦岩構造線に相当する断層であり、伊豆・小笠原海域の断層モデルでは最も長い横ずれ断層である。孀婦岩構造線の活動度は低いと考えられており、本当に活断層であるのかは不明であるが、活動する可能性を否定する根拠は現時点では無いため、モデル化の対象としている。そして、この断層モデルの規模が比較的大きいことから、このような感度解析に適していると考え、すべり角に関する影響の評価に使用することとした。

#### 【縦ずれ成分を含む断層モデルの設定】

G6-1 は島弧付近に位置する断層であり、周辺には正断層が分布していることから、正断層成分を含む横ずれ断層として設定した。断層の傾斜方向は、サブテーマ2のデータから北東傾斜とした。傾斜角は高角な断層を想定し、70°として設定した。すべり角は横ずれ断層と正断層の中間的な値として315°として設定した。検討用の断層パラメータを表17に示す。

表 17 縦ずれ成分を考慮した G6-1 の断層パラメータ

断層下端深度をコンラッド面とした場合

Lon.		Lat.	Тор.	Bot.	Str.	Dip	r.	L.	W.	Мо	Mw	D.	Name	モデル名	連動破壊
140.	.0363	27.76012	0.0	15.0	17.8	70	315	85.61	15.96	1.04E+20	7.28	1.52	OGS-034		
139.	7523	27.17288	0.0	15.0	27.0	70	315	34.62	15.96	3.66E+19	6.98	0.90	OGS-040-1	G6-1dip70-con	0
139	9.908	27.45273	0.0	15.0	12.2	70	315	16.17	15.96	3.66E+19	6.98	0.90	OGS-040-2	ao raipro con	1

断層下端深度をコンラッド面としたときの幅に 5 ㎞を加算した場合の深度

Lon.	Lat.	Тор.	Bot.	Str.	Dip	r.	L.	W.	Мо	Mw	D.	Name	モデル名	連動破壊
140.0363	27.76012	0.0	20.0	17.8	70	315	85.61	21.28	1.85E+20	7.44	2.03	OGS-034	G6-1dip70-Wpls5km	0
139.7523	27.17288	0.0	20.0	27.0	70	315	34.62	21.28	6.5E+19	7.14	1.20	OGS-040-1		
139.908	27.45273	0.0	20.0	12.2	70	315	16.17	21.28	6.5E+19	7.14	1.20	OGS-040-2		

#### 【計算結果】

孀婦岩構造線に相当する断層グループ G6-1 を例に、横ずれ断層に対して縦ずれ成分を考慮することにより、本州沿岸及び島嶼部の沿岸で予測される津波がどのように変化するかについて感度解析を行った。計算結果を図  $64 \sim 66$  に示す。図 64 は断層下端深度をコンラッド面として設定した場合、図 65 は下端をコンラッド面としたときの断層幅に 5 km を加算した場合の深さを下端として設定した場合の計算結果である。図 66 は、66-1 について、完全な横ずれ断層として設定した場合と、横ずれ断層に正断層成分を考慮した場合の沿岸で予測される津波高さを比較したものである。完全な横ずれ断層とした場合に予測される津波の最大水位上昇量はごく小さいものであるが、縦ずれ成分を考慮することにより、父島列島及び母島列島の周辺で  $1 \sim 2$  m 程度以上の津波が予測されるという結果になった。

横ずれ断層で、縦ずれ成分の大きさや断層のすべりの方向によって、沿岸で予測される 津波高さは大きく変化する。津波に対するハザード評価を検討する際には、不確定性とし て縦ずれ成分を考慮する必要も考えられる。

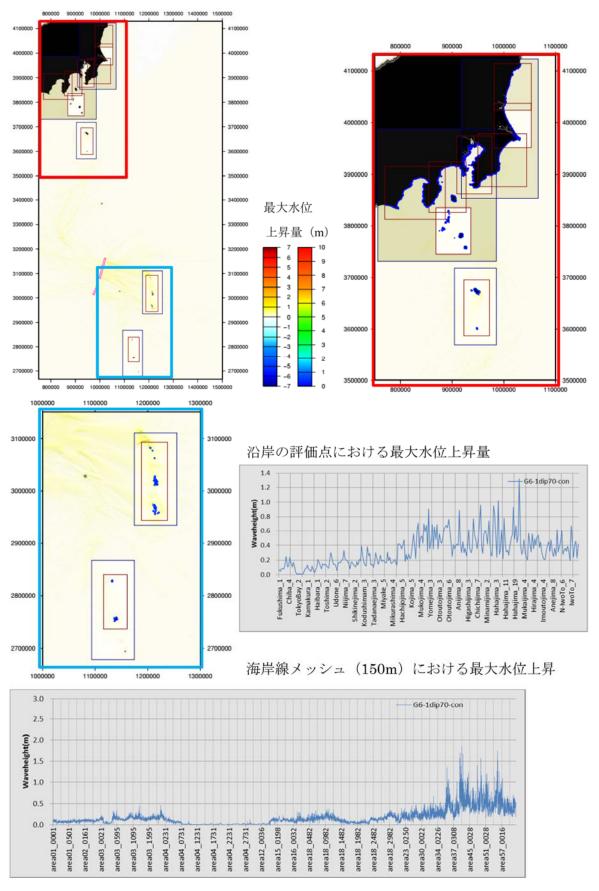


図 64 横ずれ断層に正断層成分を考慮した場合

断層下端=コンラッド面

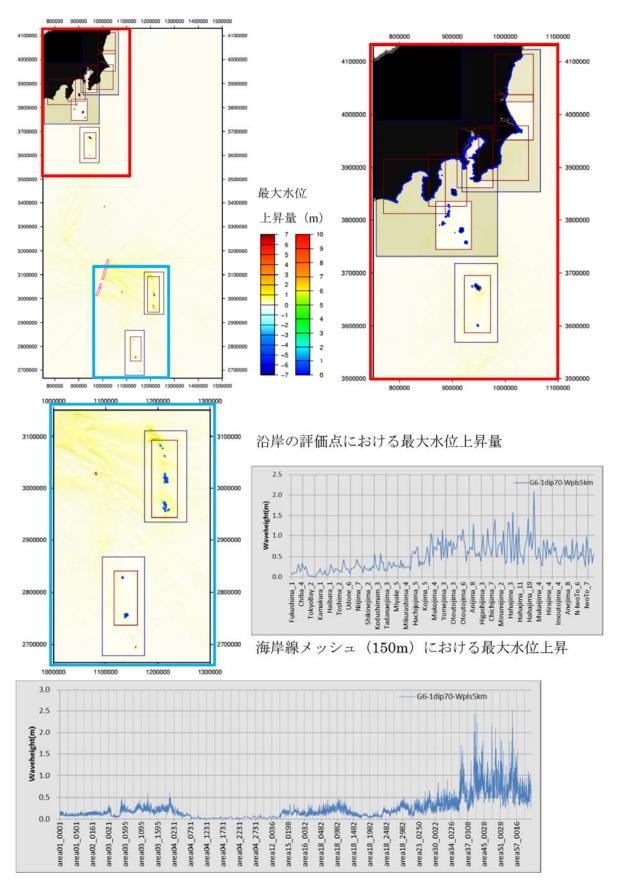
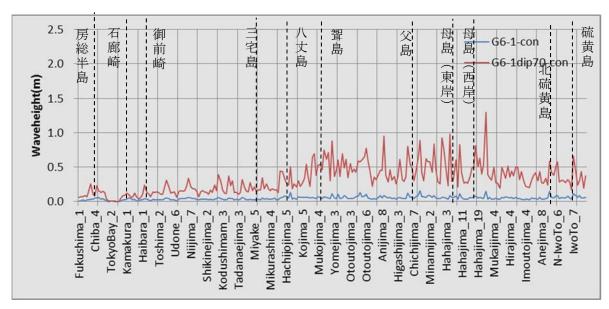


図 65 横ずれ断層に正断層成分を考慮した場合

: 断層下端=下端をコンラッド面としたときの断層幅に 5km を加算したときの深度

a:



b:

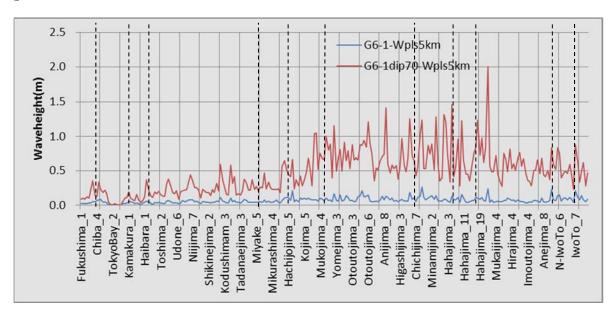


図 66 G6-1 断層モデルを完全な横ずれ断層として設定した場合と正断層成分を含む 横ずれ断層として設定した場合の沿岸で予測される津波の最大水位上昇量の比較

- a:断層下端深度をコンラッド面として設定した場合
- b:下端をコンラッド面としたときの断層幅 5 km を加算した場合の深さを下端とした場合  $(a \sim b)$

## (d) 今年度成果

伊豆・小笠原周辺海域における断層モデルの設定方法について検討し、断層モデルの構築を行った。特に、これまでに本プロジェクトにおいて断層モデルの設定を行ってきた海域とは異なる、海洋プレート同士の沈み込み帯周辺を対象とするため、断層下端深度の設定および物性値の設定方法についての検討を実施した。本検討の成果については、サブテーマ1のデータベース作成のために整理し、提供する予定である。

また、サブテーマ2によりこれまで断層モデルを設定した海域のデータが追加・更新された場合には断層モデルもそれにともない、追加・更新する予定である。

本検討の具体的な成果として、伊豆・小笠原海溝におけるサブテーマ 2 による全 473 本の断層データについてパラメータの設定方法を検討し、次に述べる平均的な断層下端深度と不確定性を考慮した場合の断層下端深度の 2 ケースの断層モデル(合計 946 個)を構築した。断層の下端は、アウターライズ領域の断層については、既往研究をレビューしパラメータスタディを実施することにより、平均的な下端深度を 40 km(アウターライズ正断層地震の発生領域の下限)、不確定性を考慮した場合の下端深度を 70 km(地殻の弾性(剛性)/塑性境界)とした。アウターライズ以外の断層の下端は、海洋性地殻に位置する島弧は大陸地殻と似た性質を持つとの先行研究の知見により、平均的な下端深度をコンラッド面として設定し、不確定性を考慮した場合の下端深度については、コンラッド面として設定したときの断層幅に 5 km を加算した場合の深さとして設定した。また、断層面積とモーメント量の経験的関係を示すスケーリング則を用いて得た地震モーメントから、平均変位量を計算する際に使用する剛性率の値を検討するため、既往の断層モデル設定方法や先行研究を参照して剛性率についてのパラメータスタディを実施した。結果、剛性率は 5.0 × $10^{10}$  ( $N/m^2$ ) として設定した。

構築した断層モデルのうち、相模湾周辺、銭洲海嶺周辺及び島弧周辺の断層モデルとアウターライズの断層モデルについて、最小150 mメッシュの地形モデルにおける津波予測計算の概略計算を実施した。とくに、短い断層の多い相模湾周辺、銭洲海嶺周辺及び島弧周辺の断層については、近接する断層をグルーピングし、複数断層が同時的に破壊した場合についても検討を行った。相模湾周辺の断層モデルでは、今回計算を実施したものでは1mを超える津波が到達することはなく、影響は小さいことがわかった。銭洲海嶺周辺の断層モデルでは、複数断層の同時的破壊を想定した場合において、最大で1.5 m程度の津波が予測された。島弧周辺の孀婦岩構造線に対応する断層モデルでは、断層長さは最大約135 kmと長いが、横ずれ断層であるため、予測される沿岸における津波はごく小さかった。この断層について、完全な横ずれ断層のみではなく、縦ずれ成分を含む場合についても津波の計算を実施したところ、縦ずれ成分を考慮することにより周辺の島嶼部に1~2m程度以上の津波が到来することが予測された。この結果から、横ずれ断層の断層モデルを使用した津波ハザード評価を検討する際には、不確定性として縦ずれ成分を考慮する必要があると考えられる。一方、アウターライズの断層モデルでは、上記の断層に比べてはるかに大きな津波が予測された。

さらに、伊豆・小笠原海域に到来した過去の津波について資料を収集し計算結果と比較 した。過去に到来した津波は、八丈島において最大20m程度、父島でも5~6mであ り、今回の計算結果は、過去に到来した津波の傾向を津波高さとして包含していることがわかった。

### • 引用文献

- 相田勇, 東海道沖に起こった歴史津波の数値実験, 東京大学地震研究所彙報, 56, 367-390, 1981.
- Alt, J.C., C. Laverne, D.A. Vanko, P. Tartarotti, D.A.H. Teagle, W. Bach, E. Zuleger, J. Erzinger, J. Honnorez, P.A. Pezard, K. Becker, M. Salisbury and R.H. Wilkens, Hydrothermal alteration of a section of upper oceanic crust in the eastern equatorial Pacific: A synthesis of results from site 504 (DSDP LEGs 69, 70 and 83, and ODP LEGs 111, 137, 140 and 148), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 148, 417-434, 1996.
- Arai, K., Y. Okamura and S. Kuramoto, Preliminary results on seismic reflection surveys of the offshore Tokai districy, Geol. Surv. Japan Cruise Rep., 24, 23-32, 1999.
- 荒井晃作, 岡村行信, 池原研, 芦寿一郎, 徐垣, 木下正高, 浜松沖前弧斜面上部に発達する活断層とテクトニクス, 地学雑誌, 122-12, 749-759, 2006.
- Bach, W., B. Peuccker-Ehrenbrink, S.R. Hart and J.S. Blusztajn, Geochemistry of hydrothermally altered oceanic crust: DSDP/ODP Hole 504 Bimplications for seawater-crust exchange budgets and Sr- and Pb-isotopic evolution of the mantle, Geochem. Geophys. Geosys., 4, 2003.
- Bodine, J., H. Steckler and M.S. Watt, Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere, Jour. Geophys. Res., 86, 3695-3707, 1981.
- Byerlee, J., Friction of rocks, PAGEOPH, 116, 615-626, 1978.
- Chen, W-P. and P. Molnar, Focal depths of intra-continental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, Jour. Geophys. Res., 88, 4183-4214, 1983.
- 中部電力, 浜岡原子力発電所 4 号炉敷地周辺の活断層評価, 2015.
- 中部電力, 浜岡原子力発電所基準津波の策定について, 2017.
- 中央防災会議首都直下地震対策検討ワーキンググループ,首都直下地震の被害想定と対策 について(最終報告)~本文~,2013.

- 中央防災会議東南海・南海地震等に関する専門委員会,2003.
  - http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai\_nankaijishin/index\_nankai.html
- 中央気象台,昭和二一年一二月二一日南海道大地震調査委概報,1947.国立国会図書館デジタルコレクション,
  - http://dl.ndl.go.jp/info:ndljp/pid/1140446/15
- Davis, E.E., Thermal aging of oceanic lithosphere. in Handbook of Seafloor Heat Flow edited by Wright, J.A. and Louden, K.E., CRC Press, 145-167, 1989.
- Detrick, R.S., R.S. White and G.M. Purdy, Crustal structure of North Atlantic fracture zones, Reviews of Geophys., 31, 439-458, 1993.
- 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会,原子力発電所の津波評価技術 2016, 2016.
- Emry, E. L., D.A. Wiens and D. Garcia-Castellanos, Faulting within the Pacific plate at the Mariana Trench: Implications for plate interface coupling and subduction of hydrous minerals, Jour. Geophys. Res., 119, 3076-3095, 2014.
- Fisher, A.T., E.E. Davies, M. Hutnak, V. Spiess, L. Zühlsdorff, A. Cherkaoui, L. Christiansen, R. Macdonald, H. Villinger, M.J. Mottl, C.G. Wheat and K. Becker, Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank, Nature, 421, 618-621, 2003.
- Forsyth, D. W., The evolution of the upper mantle beneath midocean ridges, Tectonophysics, 38, 89-118, 1977.
- Fujie, G., J. Kasahara, R. Hino, T. Sato, M. Shinohara and K. Suyehiro, A significant relation between seismic activities and reflection intensities in the Japan Trench region, Geophys. Res. Lett., 29, 2002.
- Fujie, G., S. Kodaira, M. Yamashita, T. Sato, T. Takahashi and N. Takahashi, Systematic changes in the incoming plate structure at the Kuril trench. Geophys. Res. Lett., 40, 88-93, 2013.
- Fujie, G., S. Kodaira, H. Iwamaru, T. Shirai, A. Dannowski, M. Thorwart, I. Grevemeyer and J. Phipps Morgan, Wide-angle seismic survey in the trench-outer rise region of the central Japan Trench, Abstract, Presented at 2015 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 14-18 Dec, T12C-03, 2015.

- Gregg, P.M., J. Lin, M.D. Behn and G.J. Montési, Spreading rate dependence of gravity anomalyes along oceanic transform faults, Nature, 448, 183-188, 2007.
- Grevemeyer, I., C.R. Ranero, E.R. Flueh, D. Kläschen and J. Bialas, Passive and active seismological study of bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench, Earth and Planetary Science Letters, 258, 528-542, 2007.
- 原田智也,石橋克彦,佐竹健治,伊豆-小笠原海溝沿いに(超)巨大地震を想定した場合の津波シミュレーション,日本地震学会2013年秋季大会講演予稿集,P2-20,2013.
- 羽鳥徳太郎, 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, 東京大学地震研究所彙報, 第50, 2, 171-185, 1975.
- 羽鳥徳太郎,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,地震,2,41,215-221,1988.
- Hino, R., R. Azuma, Y. Ito, Y. Yamamoto, K. Suzuki, H. Tsushima, S. Suzuki, M. Miyashita, T. Tomori, M. Arizono and G. Tange, Insight into complex rupturing of the immature bending normal fault in the outer slope of the Japan Trench from aftershocks of the 2005 Sanriku earthquake (MW = 7.0) located by ocean bottom seismometry. Geochem. Geophys. Geosys., 10, 2009.
- 飯田汲事,昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布,飯田汲事教授論文選集 東海地方地震・津波災害誌,449-570,1985.
- 今村明恒,慶長九年の東海南海両道の地震津浪に就いて,地震,1,15,150-155,1943.
- 今村明恒, 遠州沖大地震所感, 地震, 1, 16, 299-303, 1944.
- 猪間明俊, 佐々木栄一, 東海沖の第関盆地の分布と性格, 石技誌, 44, 272 278, 1979.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875, 2001.
- 石橋克彦,原田智也, 1605 (慶長九) 年伊豆-小笠原海溝巨大地震と 1614 (慶長十九) 年 南海トラフ地震という作業仮説,日本地震学会 2013 年秋季大会講演予稿集,D21-03, 2013.
- Ivandic, M., I. Grevemeyer, A. Berhorst, E.R. Flueh and K. McIntosh, Impact of

- bending related faulting on the seismic properties of the incoming oceanic plate offshore of Nicaragua, J. Geophys. Res., 113, 2008.
- Ivandic, M., I. Grevemeyer, J. Bialas and C. J. Petersen, Serpentinization in the trench-outer rise region offshore of Nicaragua: Constraints from seismic refraction and wide-angle data, Geophys. J. Inter., 180, 1253-1264, 2010.
- 岩淵義郎, 紀伊半島沖の地形・地質, 東海大出版会, 星野・青木編, 島弧と海洋, 149 151, 1970.
- Jacobson, R.S., Impact of crustal evolution on changes of the seismic propertyes of the uppermost ocean crust, Reviews of Geophys., 30, 23-42, 1992.
- 地震調査研究推進本部,関東地方の地震活動の特徴 伊豆諸島及び小笠原諸島. https://www.jishin.go.jp/main/yosokuchizu/kanto/p13\_2\_izu-ogasawara.htm
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,富士川河口断層帯の調査と評価について,1998.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,伊勢湾断層帯の評価,2002.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (平成 21 年 12 月 21 日改定), 2009.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,「活断層の長期評価手法」報告書(暫定版), 117, 2010.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,南海トラフの地震活動の長期評価(第二版),2013.
- 海上保安庁水路部,120万分の1大陸棚海の基本図「遠州灘」海底地質構造図,no.6361,1976.
- 海上保安庁水路部,伊予・日向灘の海底地形と地質構造,地震予知連絡会会報,53,669-673,1995.
- Kanamori, H., Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes Phys. Earth Planet. Interiors, 5, 129-139, 1972.
- Kanamori, H., The energy release of great earthquakes, J. Geophys. Res. 82, 2981-2987, 1977.

- 片山郁夫,東真太郎,岩石の変形特性に対する水の効果と大陸・海洋プレートのレオロジー構造,地質学雑誌,123,365-377,2017.
- 活断層研究会編, 1991, [新編]日本の活断層, 東京大学出版会, 437.
- Kawada, Y., M. Yamano and N. Seama, Hydrothermal heat mining in an incoming oceanic plate due to aquifer thickening: Explaining the high heat flow anomaly observed around the Japan Trench, Geochem. Geophys. Geosys., 15, 1580-1599, 2014.
- Key, K., S. Constable, T. Matsuno, R. Evans, D. Myer, Electromagnetic detection of plate hydration due to bending faults at the middle America trench, Earth and Planetary Science Letters, 351, 45-53, 2012.
- 菊地正幸, 須藤 研, 1982 年 7 月 23 日-茨城県沖地震の震源過程—海山の沈没と Asperity —, 月刊地球, 7 (2), 72-78, [Kikuchi, M. and K. Sudo, Source process of an Off-Ibaraki earthquake on July 23, 1982 A subducted seamount and asperity —. Chikyu Monthly, 7 (2), 72-78. (in Japanese)], 1985.
- Kimura, J.-I. J. Nakajima, Behaviour of subducted water and its role in magma genesis in the NE Japan arc: A combined geophysical and geochemical approach, Geochimica et Cosmochimica Acta, 143, 165-188, 2014.
- Kirby, S., E.R. Engdahl and R. Denlinger, Intermediate-depth intra slab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slab, in Subduction Top to Bottom edited by G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby and J.P. Platt, Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 96, 195–214,1996.
- 気象庁, 地震火山月報(防災編),2010.
- Kobayashi, K., M. Nakanishi, K. Tamaki and Y. Ogawa, Outer slope faulting associated with the western Kuril and Japan trenches, Geophys. J. Inter., 134, 356-372, 1998.
- Kodaira, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, and Y. Kaneda, Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake, Science, 289, 104-106, 2000.

- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, L. Xue and M. J. Kim, Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, 63, 687-692, 2011.
- Leeds, A. R., Lithospheric thickness in the western Pacific, Phys. Earth Planet. Inter., 11, 61-64, 1975.
- Mazzotti, S., P. Henry, X. LePichon, T. Sagiya, Strain portioning in the zone of transition from Nankai subduction to Izu-Bonin collision (central Japan); implications for an extensional tear within the subducting slab, Earth planet. Sci. Lett., 172, 1-10, 1999.
- McAdoo, D. C., J.G. Caldwell and D.L. Turcotte, On the elastic perfectly plastic bending of the lithosphere under generalized loading with application to the Kuril Trench. Geophys. Jour. R. Astron. Soc., 54, 11–26, 1978.
- McKenzie, D., Some remarks on heat flow and gravity anomalies, Jour. Geophys. Res., 72, 6261-6273, 1967.
- McNutt, M. K., Lithospheric flexure and thermal anomalies, Jour. Geophys. Res., 89, 11180-11194, 1984.
- 三橋明,廉津宏,吉川宗治,岩崎好規,藤田和夫,音波探査による紀伊水道及び紀伊半島 南岸沖海域の活構造,海洋調査技術,12,11-29,2000.
- 宮村攝三, 東海道地震の震害分布(その一), 東大地震研究所彙報, 24, 99-134, 1946.
- 宮崎県, 宮崎県地震・津波及び被害の想定について, 2013.
- 望月公廣,沈み込み帯におけるプレート境界面の不均質と地震活動 日本海溝およびヒクランギ沈み込み帯を例として , 地学雑誌, 126, 207 221, 2017.
- Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa, Weak interpolate coupling by seamounts and repeating M  $\sim$  7 earthquakes, Science, 321, 1194–1197, 2008.
- 茂木昭夫,日本近海海底地形誌, 東京大学出版会, 90 , 1977.
- 文部科学省研究開発局,国立研究開発法人海洋研究開発機構,海域における断層情報総合 評価プロジェクト平成29年度成果報告書,2018.

- 森下知晃,藤江剛,山野誠,中西正男,尾鼻浩一郎,中村恭之,斎藤実篤,小平秀一,木村純一,黒田潤一郎,小野重明,古い海洋プレートの沈み込み直前での屈曲断層形成に伴う加水作用解明に向けた海洋掘削計画概要,地学雑誌,126,247-262,2017.
- 武藤大介,上野寛,川添安之,岩切一宏,平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析,験震時報,78,29-44,2014.
- Nakamura, Y., S. Kodaira, S. Miura, C. Regalla and N. Takahashi, High-resolution seismic imaging in the Japan Trench axis area off Miyagi, northeastern Japan, Geophys. Res. Lett., 40, 1713-1718, 2013.
- Nakanishi, A, H. Shiobara, R. Hino, K. Mochizuki, T. Sato, J. Kasahara, N. Takahashi, K. Suyehiro, H. Tokuyama, J. Segawa, M. Shinohara, and H. Shimamura, Deep crustal structure of the eastern Nankai Trough and Zenisu Ridge by dense airgun-OBS seismic profiling, Mar. Geology, 187, 47-62, 2002.
- 中田 高,後藤秀昭,渡辺満久,鈴木康弘,徳山英一,佐竹健治,隈元 崇,西澤あずさ, 伊藤弘志,松浦律子,新しい海底活断層図からみた南海トラフの地震像,日本地球惑星 科学連合大会 2011 年大会予稿集,SSS035-1,2011.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会,南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告) 津波断層モデル編一津波断層モデルと津波高・浸水域等について-,2012.
- Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura and K. Tanaka, Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, Geophys. J. Inter., 157, 901-916, 2004.
- 尾鼻浩一郎, 藤江剛, アウターライズ地震学 海溝海側太平洋プレートの地殻構造と地震活動 , 地学雑誌, 126, 113 123, 2017.
- Obana, K. and S. Kodaira, Low-frequency tremors associated with reverse faults in a shallow accretionary prism, Earth Planet. Sci. Lett., 287, 168-174, 2009.
- Obana, K., G. Fujie, T. Takahashi, Y. Yamamoto, Y. Nakamura, S. Kodaira, N. Takahashi, Y. Kaneda and M. Shinohara, Normal-faulting earthquakes beneath the outer slope of the Japan Trench after the 2011 Tohoku earthquake: Implications for the stress regime in the incoming Pacific plate, Geophys. Res. Lett., 39, 2012.

- Obana, K., S. Kodaira, Y. Nakamura, T. Sato, G. Fujie, T. Takahashi and Y. Yamamoto, Aftershocks of the December 7, 2012 intraplate doublet near the Japan Trench axis, Earth, Planets and Space, 66, 24, 2014.
- 岡山県備前県民局,岡山県南部における南海地震の記録-昭和南海地震・安政南海地震 , 2007.
- Okino, K. and Y. Kato, Geomorphological study on a clastic accretionary 58 prism: The Nankai Trough, Island Arc, 4, 182-198, 1995.
- 大森房吉, 本邦大地震概説, 震災豫防調查會報告, 68(乙), 93-109, 1913.
- Park, J.-O., T. Tsuru, S. Kodaira, P.R. Cummins and Y. Kaneda, Splay fault branching along the Nankai subduction zone, Science, 297, 1157-1160, 2002.
- Park, J. -0. and S. Kodaira, Seismic reflection and bathymetric evidences for the Nankai earthquake rupture across a stable segment-boundary, Earth Planets Space, 54, 299-303, 2012.
- Park, S. -C. and J. Mori, The 2004 sequence of triggered earthquakes off the Kii peninsula, Japan, Earth Planets Space, 57, 315-320, 2005.
- Peacock, S.M., Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle?, Geology, 29, 299-302, 2001.
- Ranero, C.R., J.P. Morgan and C. Relchert, Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America Trench, Nature, 425, 367-373, 2003.
- Ranero, C.R. and V. Sallarés, Geophysical evidence for hydration of the crust and mantle of the Nazca plate during bending at the north Chile trench, Geology, 32, 549-552, 2004.
- Roland, E., M.D. Behn and G. Hirth, Thermal-mechanical behavior of oceanic transform faults: Implications for the spatial distribution of seismicity, Geochem. Geophys. Geosys., 11, 2010.
- Sakuyama, M., Lateral variations of H2O contents in Quaternary magmas of northeastern Japan. Earth Planet, Sci. Lett., 43, 103-111, 1979.

- 佐藤良輔, 岡田義光, 鈴木保典, 阿部勝征, 島崎邦彦, 日本の地震断層パラメター・ハンドブック, 鹿島出版会, 1989.
- Seno, T. and Y. Yamanaka, Y., Double seismic zones, compressional deep trenchouter rise events, and superplumes, Geophysical Monograph, 96, 347-355, 1996.
- 島崎邦彦, 完新世海成段丘の隆起とプレート内およびプレート間地震, 月刊地球, 2, 17-24, 1980.
- 静岡県、津波浸水想定について (解説), 2015.
- 首藤伸夫,越村俊一,佐竹健治,今村文彦,松冨英夫,津波の事典,朝倉書店,2007.
- 首都直下地震モデル検討会,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、2013.
- Stein, C. and S. Stein, Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithospherer from global heat flow, J. Geophys. Res., 99, 3081-095, 1994
- Suyehiro, K., N. Takahashi, Y. Ariie, Y. Yokoi, R. Hino, M. Shinohara, T. Kanazawa, N. Hirata, H. Tokuyama and A. Taira, Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc, Science, 272, 390-392, 1996.
- Taira, A., S. Saito, K. Aoike, S. Morita, H. Tokuyama, K. Suyehiro, N. Takahashi, M. Shinohara, S. Kiyokawa, J. Naka and A. Klaus, Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation, Island Arc, 7, 395-407, 1998.
- 高橋成実,小平秀一,佐藤壮,山下幹也,海宝由佳,三浦誠一,野徹雄,瀧澤薫,野口直人,下村典夫,金田義行,伊豆・小笠原島弧の速度構造,地学雑誌,124,813-827,2015.
- Takahashi, N., K. Suyehiro and M. Shinohara, Implications from the seismic crustal structure of the northern Izu-Ogasawara arc, Island Arc, 7, 383-394, 1998.
- Takei, Y., Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to cracks, J. Geophys. Res., 107, B2, 2002.
- 武村雅之, 虎谷健司, 1944年東南海地震の広域震度分布の再評価と被害の特徴, 日本地震

- 工学会論文, 15-7, 2-21, 2015.
- Tanaka, A., M. Yamano, Y. Yano and M. Sasada, Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan, Digital Geosci, Map DGMP-5, Geol. Surv. Japan, 2004.
- Tanioka, Y. and K. Satake, Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai Earthquake estimated from tsunami waveforms, Geophys. Res. Lett., 28, 1075–1078, 2001.
- Todd, E.K. and T. Lay, The 2011 Northern Kermadec earthquake doublet and subduction zone faulting interactions, J. Geophys. Res., 118, 249-261, 2013.
- 東北大学災害科学国際研究所,「津波痕跡データベース」. http://irides.tohoku.ac.jp/project/tsunami-db.html
- 東海沖海底活断層研究会編,東海沖の海底活断層,東京大学出版会,151,1999.
- 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23年度成果報告書,2012.
- 東京都防災ホームページ携帯電話版,「島しょごとの地震津波状況」. http://www.bousai.metro.tokyo.jp/mobile/taisaku/1000216/1001270.html
- 都司嘉宣,小笠原諸島の津波史,歴史地震,21,65-79,2006.
- 都司嘉宣,「温故地震」大震災編 慶長東海地震はなかった,産経ニュース(2012:掲載期間切れ).
- 宇佐美龍夫, 最新版日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 605, 2003.
- Utsu, T., Estimation of parameters for recurrence models of earthquakes, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 59, 53-66, 1984.
- Van Avendonk, H. J. A., A. J. Harding, J. A. Orcutt and J. S. McClain, A two-dimensional tomogramphic study of the Clipperton transform fault, J. Geophys. Res., 103, 17885-17899, 1998.
- Van Avendonk, H. J. A., W. S. Holbrook, D. Lizarralde and P. Denyer, Structure and serpentinization of the subducting Cocos plate offshore Nicaragua and Costa Rica, Geochem. Geophys. Geosys., 12, 2011.

- Wada, I. and K. Wang, Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones, Geochem. Geophys. Geosys., 10, 2009.
- 和歌山県総務部危機管理局防災企画課,津波浸水想定について,2013. https://www.pref.wakayama.lg.jp/bcms/prefg/011400/bousai/130328/sinsui.html
- Yamaji, A., T. Sakai, K. Arai and Y. Okamura, Unstable forearc stress in the eastern Nankai subduction zone for the last 2 million years, Tectonophysics, 369, 103-120, 2003.
- 山野誠,川田佳史,海溝近傍の熱流量異常-海洋地殻内の流体循環による熱輸送-,地学雑誌,126,147-161,2017.
- Yamano, M., M. Kinoshita and S. Goto, High heat flow anomalies on an old oceanic plate observed seaward of the Japan Trench, Inter. J. Earth Sciences, 97, 345-352, 2008.
- Yamano, M., Y. Kawada and H. Hamamoto, Heat flow survey in the vicinity of the branches of the megasplay fault in the Nankai accretionary prism, Earth, Planets and Space, 66, 126, 2014.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, J. Geophys. Res., 109, B7, 2004.
- Yonekura, N., Quaternary tectonic movements in the outer arc of Southwest Japan with special reference to seismic crustal deformations, Bull. Dept. Geography, Univ. Tokyo, 7, 19-71, 1975.
- Yoshida, T., J.-I. Kimura, R. Yamada, V. Acocella, H. Sato, D. Zhao, J. Nakajima, A. Hasegawa, T. Okada, S. Honda, M. Ishikawa, O. Prima, T. Kudo, B. Shibazaki, A. Tanaka and T. Imaizumi, Evolution of late Cenozoic magmatism and the crustmantle structure in the NE Japan arc, Geol. Soc. London Spec. Pub., 385, 335-387, 2013.
- Yoshii, T., Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and the thickening of the plate, Earth Planet. Sci. Lett., 25, 305-31, 1975.