海溝型地震の分岐断層破壊シナリオで発生する 津波の特徴に関する一考察

奥村 与志弘1・後藤 浩之2

¹京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻助教 (〒615-8540 京都府京都市西京区京都大学桂) E-mail:okumura.yoshihiro.8x@kyoto-u.ac.jp ²京都大学防災研究所助教 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄) E-mail:goto@catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp

プレート境界で設定するすべりに対して分岐断層で設定するすべりがどの程度であるべきかについての 知見はこれまで十分に得られていない.本研究では、プレート境界で発生した破壊が浅部に向かって伝搬 する場合に、プレート境界に破壊が伝搬する場合と分岐断層に破壊が伝搬する場合とで、どのように違う のか力学的に考察した.また、発生する津波の特徴の観点からも両シナリオの違いを整理した.

Key Words : Splay fault, Shallow subductino plate boundary, Tsunami

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震ではプレート境界の 大すべりによって大規模な津波が発生し¹⁾²⁾,東北地 方から関東地方にかけての太平洋沿岸に多大な津波 災害を生じた.南海トラフにおいて発生が危惧され る東海・東南海・南海地震においても,その規模は 言及できないものの津波の発生が指摘されており³⁾, 具体的な対策が各地で進められている状況である.

東北地方太平洋沖地震における主な大すべりは, GPSによる地殻変動データによる解析⁴⁾,地震動の 長周期成分による解析⁵⁾,遠地地震記録による解析⁶⁾ 等の共通した特徴として,震源より浅いプレート境 界浅部に認められる.また,海溝軸付近で陸側のプ レートが約50m水平に移動していること⁷⁾,海溝軸 付近ですべりに起因すると思われる構造変化が認め られること⁸⁾から,プレート境界に沿って破壊が海 溝軸に達したことが示唆されている.

一方,南海トラフの熊野灘外縁部で観察されるように,付加帯内部に海底に達する分岐断層が存在する場合がある⁹¹⁰.分岐断層の破壊による津波について詳細に調べられたことは少ないが,津波防災を考える上では,分岐断層が破壊した場合についての議論も進められるべきであろう.しかし,従来のプレート境界で設定するすべりに対して,分岐断層で設定するすべりがどの程度であるべきか,について

の知見は得られておらず,分岐断層が破壊するシナ リオをどのように考慮すべきかについての概念も整 理されていないのが現状である.

本研究では、プレート境界で発生した破壊が浅部 に向かって伝播する場合に、プレート境界に破壊が 伝播する場合と分岐断層に伝播する場合とで、どの ように違うのか力学的に考察する.また、発生した 地殻変動に基づいて津波を励起させ、双方の津波の 特徴について整理する.なお、本研究はプレート境 界が破壊する場合と分岐断層が破壊する場合との相 対的な違いに主眼を置いているため、そのすべり量 の大きさや津波高さの絶対値については議論しない. なお、本研究は面内の波動場、変形のみを考慮した 2次元問題を対象とする.これは面外方向に無限に 同じ場が続くとした3次元問題と等価であり、断層 長さの大きな海溝型の巨大地震を想定した場合に比 較的近い近似であると考えている.

2. 断層破壊シミュレーション

(1) 数値解析手法と解析モデル

断層の破壊様式をモデル化する方法として,運動 学モデルと動力学モデルとがある¹¹⁾.運動学モデル は、断層で生じるすべりの時空間分布を統計的な考 え方などに基づいて直接設定^{例えば12)}し、すべりによ



図-1 断層破壊シミュレーションに用いる地殻構造モデル,プレート境界モデル(黒線),および分岐断層モデル (青線).

って励起される地震動や対応する地殻変動などを計 算する方法である.一方,動力学モデルは、断層に 働く応力状態、断層面の摩擦特性などをモデル化し、 すべりそのものを力学に基づいて発生させる方法で ある.運動学モデルと比較して、動力学モデルで設 定すべきパラメータの統計的性質などに未解明な部 分が多く、主に実地震に見られた現象を事後に分析 するために利用されている^{例えば1314)}.本研究ではプ レート境界が破壊する場合と分岐断層が破壊する場 合とについて、可能な範囲で等しい条件下で比較す るため、動力学モデルを採用し、断層破壊シミュレ ーションを実施する.

数値解析に用いる地殻構造モデル、プレート境界 モデル,および分岐断層モデルを図-1に示す.概ね, 南海トラフの熊野灘外縁部に認められている地殻構 造,プレート境界,分岐断層⁹⁾¹⁰⁾に準拠して設定し ており、プレート境界と分岐断層が接する分岐点は 深さ10kmとしている.分岐点以深のプレート境界は 傾斜角10度の直線断層,分岐点以浅のプレート境界 と分岐断層は曲線断層で表現している. プレート境 界の傾斜角は概ね10度より低角で平均傾斜角は6度、 分岐断層は浅くなるにつれて傾斜角が高角となり, 平均傾斜角は14度としている.海洋性プレート,お よび陸側プレートのS波速度、P波速度は大都市大直 下特別プロジェクトで採用された値を利用する¹⁵⁾. なお,図中の赤色で示した領域は、周囲の領域と比 較してS波速度、P波速度の遅い付加体をモデル化し たものである.

数値解析手法は有限要素法を用いる.破壊面に2 倍の節点自由度を与えるDouble Node法¹⁶⁾を用いて, すべりに相当する食い違い変位を表現する.要素は 4節点のアイソパラメトリック要素とし,プレート 境界,構造境界に沿うような非構造格子状の要素レ イアウトをGmshにより生成した¹⁷⁾.なお,断層面上 の要素幅は400m,境界面の交叉する点では200m幅と なるように設定している.解析領域は,水平方向に 海溝軸から沖側に50km,陸側に175kmの225km,鉛直 方向に40kmとする.

(2)応力状態と摩擦特性

断層破壊シミュレーションでは、応力状態と断層 面の摩擦特性とを設定する必要がある.応力状態は、 地殻内の最大主応力方向が空間的に均一であると仮 定し、その方向をパラメータとして複数のケースで 数値解析を行う.ただし、本研究の目的は浅部の破 壊様式の違いを調べることであるため、分岐点より 深い部分で発生する初期の破壊そのものが最大主応 力方向に依存して変化すると、破壊様式の違いが分 岐点以深の影響なのか、分岐点以浅の破壊する面の 違いによる影響なのか分離することが難しい.そこ で、分岐点以深の断層面に働く応力は最大主応力方 向に依らず一定とする.これは、1つ1つのケース が、それぞれ独立したシナリオに対応することを意 味しており、例えば同じ発生確率であるとして統一 的に取り扱うことができないことを意味している.

分岐点以深の初期応力状態は既往の研究¹³⁾と同様 に一定値であると仮定し、一様に法線応力120MPa、 せん断応力57MPaと設定する.分岐点以深のプレー ト境界面の傾斜角 δ と、水平面と最大主応力方向と のなす角 ϕ とを用いて、分岐点以深の最大主応力 σ_i 、 最小主応力 σ ,は以下のように定まる.

$$\sigma_{1} = \sigma_{n} + \sigma_{s} / \tan(\delta + \phi)$$

$$\sigma_{2} = \sigma_{n} - \sigma_{s} / \tan(\delta + \phi)$$
(1)

ここに、 σ_n 、 σ_s はそれぞれ法線応力、せん断応力 を表し、圧縮側を正としている。分岐点以浅の主応 力は、海水圧を加味するため海面からの深さに比例 すると仮定し、分岐点で分岐点以深の主応力値と一 致させる。すなわち、

$$\sigma_{1}(z) = \frac{z}{10} \sigma_{1}(z = 10)$$

$$\sigma_{2}(z) = \frac{z}{10} \sigma_{2}(z = 10)$$
(2)

とする.ここにzは海面からの深さ(km)である.従って,分岐点以浅の断層面に働く初期の法線応力,



図-2 断層面の摩擦特性として採用するすべり弱化型摩 擦則¹⁸⁾.



図-3 摩擦パラメータの深さ分布.

せん断応力は,主応力値,断層面の傾斜角,および 最大主応力方向によって次のように与えられる.

$$\sigma_n = \sigma_2 + (\sigma_1 - \sigma_2)\sin^2(\delta + \phi)$$

$$\sigma_s = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}\sin 2(\delta + \phi)$$
(3)

断層面の摩擦特性は、地震時のような高速すべり に対して適用可能とされているすべり弱化型の摩擦 則のうち、実例も多く、少ないパラメータ数で表現 できるIdaのモデル¹⁸⁾ (図-2)を採用する. Idaのモ デルは、すべりに応じて摩擦係数が区分的に線形に 振る舞うモデルであり、最大静止摩擦係数 μ_p 、動摩 擦係数 μ_r 、および動摩擦係数に至るまでに要するす べり量 D_c がパラメータである. なお、法線応力と せん断応力との比で初期応力比 $\mu_0 = \sigma_s / \sigma_n$ を定義す る.

設定する摩擦パラメータの深さ分布を図-3に示す. 最大静止摩擦係数は分岐点以深を0.6,分岐点以浅 を0.5とする.震源に相当する破壊核形成領域を深 さ15kmの位置を中心として6kmの幅で設け,破壊核 形成領域の動摩擦係数を0.4,破壊核形成領域から 分岐点にかけての動摩擦係数を0.45と設定し,破壊



図-4 最大主応力方向15度の場合におけるすべりの時間発展の様子(上:プレート境界破壊シナリオ,下:分岐断層破壊シナリオ).黒,赤線は2秒毎,10秒毎の等時線.

核形成領域より深い領域の動摩擦係数は初期応力比 と等しくする.なお,破壊核形成領域では断層の破 壊を自発的に発生させるため,初期応力比を最大静 止摩擦力より高い0.65に設定している.また,D_c は破壊核形成領域から分岐点にかけて0.4m,破壊核 形成領域より深い領域では1.6mとしている.

分岐点以浅は、海底深さ z_s から分岐点にかけての 領域を深さで上半分と下半分に区分し、下半分での 動摩擦係数を0.45から初期応力比まで線形に、上半 分では初期応力比から最大静止摩擦力まで線形に変 化させる.これは、地表に近い断層面周辺の媒質の 特性が、拘束圧に依存して徐々にひずみ軟化を示さ ない状態になることをモデル化している¹³⁾.また、 D_c は上半分は1.6m、下半分は0.4mと1.6mとを線形 で補間する.

なお、分岐点以浅では最大静止摩擦係数と初期応 力比を独立に設定しているために、断層面角度、主 応力方向の条件によっては初期応力比が最大静止摩 擦係数を上回ることがある.このとき、破壊がその 領域から発生してしまうため、本研究では望ましく ない.そこで、事前に地震や非地震性すべりなどに よって応力が解放されていると仮定して、分岐点以 浅での初期応力比の最大値を0.495に制限している.

以上のパラメータはプレート境界,および分岐断 層のそれぞれが破壊する場合に,安定して海底面ま で破壊が伝播するように,また可能な限り単純な分 布で実現できるように設定したものである.実際の パラメータ分布はより複雑で不均質であると考えら



図-5 最大主応力方向を5-35度まで変化させた時の最終 すべり量の比較(上:プレート境界破壊シナリ オ,下:分岐断層破壊シナリオ).

れるため、ここで示す結果は、そのような条件下の シナリオであることを強調しておく.

(3) 数值解析結果

本研究では、最大主応力方向が陸側の水平面から 上方の範囲にある場合のみを解析対象とし、水平面 からの角度で最大主応力方向を表す.このため、既 往の研究^{例えば19)}のように断層面と最大主応力方向と のなす角での表示ではないことを断っておく.また、 分岐点以浅のプレート境界に破壊が伝播する場合、 分岐断層に破壊が伝播する場合をそれぞれ独立に取 り扱い、両方が同時に破壊する場合や破壊の乗り移 りについては取り扱わないこととする.

図-4は最大主応力方向が15度の場合について、プレート境界が破壊するシナリオ、分岐断層が破壊するシナリオそれぞれのすべりの時間発展の様子を示したものである.図の横軸は図-1の横軸と対応する 水平方向の距離を表しており、55km地点が分岐点、 0km、25kmがそれぞれ断層が海底に達する点に対応 する.黒線、および赤線は2秒毎、10秒毎のすべり 分布を描いたものである.破壊が分岐点に達する14 秒までは、プレート境界破壊シナリオ、分岐断層破 壊シナリオともに等しいすべりの時間発展の様子を 示すが、以降は両者に明瞭な違いが表れている.

分岐点以深での破壊伝播速度は約2.2km/sであり, 速度の遅い側である海洋性地殻第2層のS波速度の 約80%に相当する.分岐点以浅では深さ分布する応 力状態,摩擦特性に応じて一定速度ではないが,速 いところでプレート境界破壊シナリオでは約 1.3km/s,分岐断層シナリオでは約1.6km/sであり,付加体のS波速度の約80%,約100%にそれぞれ対応する.分岐断層の場合にS波速度に限りなく近い伝播速度に達しているが,これは応力状態によるものであると考えられる. Rankine理論における主動土圧下での破壊面は、最大主応力方向に対して45°- $\frac{1}{2}$ tan⁻¹ μ_p の角度をなすと見積もられる. なお,この角度をcritical wedge angleとして示す文献もある²⁰⁾.分岐断層の平均傾斜角がRankine理論の破壊面に相当するように設定した場合の最大主応力方向は17度であり,ここで示した15度の場合と非常に近いため,破壊しやすい応力状態にあったと言える.

図-5は最大主応力方向を5-35度まで5度ずつ変化 させた時の最終すべり量を比較したものである. Rankine理論で見積もられる破壊面角度がプレート 境界、分岐断層の平均傾斜角に近い場合がそれぞれ 25度、15度であるため、その場合を赤線で示してい る. また, その角度を基準にして最大主応力方向の 角度が大きい場合と小さい場合とでそれぞれ色分け して示している. プレート境界破壊シナリオでは、 25度が最も海底面付近のすべり量が大きく生成され、 最大主応力方向が水平に近くなるとすべりが成長し ない傾向が見られる.一方,分岐断層破壊シナリオ では、15度の場合に水平距離40km付近でのすべり量 が最大となるが、海底面付近のすべりはあまり成長 しない.より最大主応力方向が水平に近づくにつれ て海底面付近のすべり量が成長する傾向にある. れは, 海底面付近の分岐断層の形状が平均傾斜角よ りもやや高角になっていることが要因として考えら れ、この部分を破壊させるためには、より最大主応 力方向が水平に近いことを要請している. なお,分 岐断層が破壊するために水平に近い最大主応力方向 を必要とすることは既往の研究と矛盾しない¹⁹⁾.

また、分岐点付近のすべり量に着目すると、プレート境界が破壊する場合はすべりが促進される傾向にあるのに対して、分岐断層の場合はすべりが抑制されている。これは、分岐点以浅のプレート境界面は引張側のクラック、分岐断層面は圧縮側のクラックに分類され¹⁹、すべりの発達に伴いプレート境界の場合は法線応力が低下する傾向、分岐断層の場合は法線応力が増加する傾向となるためと考えられる。既往の研究においても、分岐断層に破壊が進展する場合に分岐点でのすべり量が周囲より小さく見積もられることは共通した特徴である²¹⁾²².

このため、プレート境界破壊シナリオでは分岐点 以深のすべり量も以浅のすべりの成長に伴って増加 するが、分岐断層では分岐点以深のすべり量にほと んど違いが見られない.このことは結果として有効 なクラックとみなせるサイズがプレート境界の場合 には分岐点以深に広がる一方、分岐断層の場合には 分岐点までとなる.分岐点以浅の断層長さがプレー ト境界の方が約2倍長いことと分岐点でのすべりの 拘束とが相まって、分岐断層破壊シナリオでの最大 すべり量は同条件であればプレート境界破壊シナリ



図-6 地殻の上下変動の比較(上:プレート境界破壊 シナリオ、下:分岐断層破壊シナリオ、角度は 最大主応力方向).

オよりも小さく見積もられる傾向にあると考えられ る.

3. 津波伝搬シミュレーション

(1) 数値解析手法と解析モデル

津波の初期波源は、前章で実施した断層破壊シミ ュレーションによって得られる海域における地殻変 動の最終変位を海面変位として与えることで作成す る.地形モデルは図-1の地形を用いる.海岸線は 134.7km地点とし、それより左側を海域、右側を陸 域とみなす.陸域における標高は一様に0mを初期値 とする.ただし、津波伝搬シミュレーションをする 際には、断層破壊による地殻変動を地形モデルに反 映させるため、結果として陸域の標高は0mにはなら ない.また、海岸線には我が国において標準的な 5.0mの海岸堤防を考慮する.

津波伝搬シミュレーションは,非線形長波理論を staggered格子を用いた1eap-frogスキームで解いた ^{23) 24)}.空間格子間隔は50m,時間格子間隔は0.1秒, 計算時間は3時間とする.海域および陸域の抵抗は マニング則をもとにした抵抗項に適当なマニングの 粗度係数を与えることで表現する.ここでは,小谷 ほか²⁵⁾に従い,海域を0.025,陸域を0.04(低密度 居住区に対応)とする.海岸堤防は陸域と海域とを 分断する空間メッシュの境界に配置させ,堤防を越 える津波の越流量は本間の越流公式^{26) 27)}を用いて算 出する.

(2) 数值解析結果

図-6は断層破壊シミュレーションによって得られ た地殻の上下変動を示したものである.隆起を正, 沈降を負とする.図の横軸は図-1の横軸と対応する



凶-7 海面の最大変位分布の比較. (上:ブレート境 界破壊シナリオ,下:分岐断層破壊シナリオ, 角度は最大主応力方向).

水平方向の距離を表し、色分けは図-5の最大主応力 方向による色分けに対応させた.地殻の上下変動の 最大値に関しては、プレート境界破壊シナリオと分 岐断層破壊シナリオで大きな差は認められない.前 者のシナリオにおける最終すべり量が後者の2から3 倍程度に達していたにも関わらずこうした結果にな ったのは、分岐点以浅のプレート境界が分岐断層に 比べて低角であることが主な原因であると考えられ る.断層面が低角である場合、断層面上に大きなす べりが生じても、それによって生じる地殻変動は水 平成分が卓越し鉛直成分は相対的に小さくなる.

また、プレート境界破壊シナリオの地殻変動は、 分岐断層破壊シナリオに比べて広域に及んでいる. 分岐点以浅の断層長さがプレート境界の方が約2倍 長くなっていることが主な原因であると考えられる. こうした特徴の違いは、発生する津波の周期の違い として現れ、陸域へ流入する海水の流量に大きな影 響を及ぼす可能性がある.

図-7は海面の最大変位分布を示したものである. 図の横軸は図-1の横軸と対応する水平方向の距離を 表し,色分けは図-5の最大主応力方向による色分け に対応している.また,図の右端は海岸線であり, 海岸線には5mの防潮堤を考慮した.プレート境界破 壊シナリオも分岐断層破壊シナリオも水位が浅くな る海岸付近で浅水変形により津波が大きく増幅して いるのが分かる.海岸付近の海面の最大変位は,両 シナリオともに地殻変動の規模の大きさに対応して 大きくなっていることが分かる.すなわち,最大主 応力方向が,プレート境界破壊シナリオ,分岐断層 破壊シナリオそれぞれ35度,5度の場合に,海岸付 近で特に大きな海面変位となった.ただし,同規模



の海面変位であれば、水深の深い海域で発生した津 波の方が浅海域に到達したときにより大きく増幅さ れる(浅水変形)ため、本研究の条件ではプレート 境界破壊シナリオの方がより大きな津波が来襲して いることが分かる.

図-8は津波の浸水深を示したものである.図の左端は海岸線であり、横軸は海岸線からの水平距離を表している.色分けは図-5の最大主応力方向による色分けに対応している.プレート境界破壊シナリオは、分岐断層破壊シナリオよりも最大浸水深が大きく、また、内陸奥深くまで津波が到達している.浅水変形により、海岸付近で津波の波高が大きく増幅されることに加え、地殻変動領域の広さに伴う津波の周期が長いことも寄与していると考えられる.

図-9は津波の陸域への総流入量を比較したもので ある.分岐断層破壊シナリオの中で海岸付近で最も 大きな津波となる最大主応力方向5度のケースでさ え、同シナリオのそれ以外のケースとあまり大きな 差がないことは津波の周期が短いことが原因である と考えられる.

4. おわりに

本研究では、プレート境界で発生した破壊が浅部 に伝搬する際に、プレート境界に破壊が伝搬する場 合と分岐断層に伝搬する場合とで力学的にどのよう に違うのかを考察した.また、発生した地殻変動に 基づいて津波を励起させ、双方の津波の特徴につい て整理した.

その結果、プレート境界に破壊が伝搬する場合の 方が、分岐断層に破壊が伝搬する場合よりも相対的 に大きな最終すべり量が生じることが分かった.本 研究の条件においては、その差は3倍以上に達した。 しかし、浅部のプレート境界は分岐断層に比べ低角 であるため、このすべり量の差が地殻変動には顕著 な差としては現れなかった.しかし、浅部のプレー ト境界における断層破壊が生成する地殻変動はトラ フ沿いの水深の深い領域に生じるため、沿岸に到達 した津波はプレート境界に破壊が伝搬する場合の方 が大きく増幅された. その結果, 堤防を越えて陸域 に流入する津波の浸水深は大きく、また内陸奥深く にまで到達する.一方,分岐断層に破壊が伝搬する 場合は、たとえ大きな津波が沿岸に到達したとして も周期が比較的短くなるため、陸域への総流入量は 大きくなりにくいことが分かった.

参考文献

- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ,痕跡調 査結果,http://www.coastal.jp/ttjt/,2012.
- 2) Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara and T. Kanazawa, Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, 63, pp.815-820, 2011.
- 3) 南海トラフの巨大地震モデル検討会,南海トラフの巨 大地震による震度分布・津波高について(第一次報 告), 2012.
- Miyazaki, S., J.J. McGuire and P. Segall, Seismic and aseismic fault slip before and during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.637-642, 2011.
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi and T. Kunugi, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.38, L00G16, 2011.
- 6) Koper, K.D., A.R. Hutko, T. Lay, C.J. Ammon and H. Kanamori, Frequency-dependent rupture process of the 2011 Mw9.0 Tohoku earthquake: comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models, *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.599-602, 2011.
- 7) Fujiwara, T., S. Kodaira, T. No, Y. Kaiho, N. Takahashi and Y. Kaneda, The 2011 Tohoku-oki earthquake: displacement reaching the trench axis, Science, Vol.334, p.1240, 2011.
- 8) Kodaira, S., T. No, Y. Nakamura, T. Fujiwara, Y. Kaiho, S. Miura, N. Takahashi, Y. Kaneda and A. Taira, Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki

earthquake, Nature Geoscience, in printing.

- Park, J., T. Tsuru, S. Kodaira, P.R. Cummins and Y. Kaneda, Splay fault branching along the Nankai subduction zone, *Science*, Vol.297, pp.1157-1160, 2002.
- 10) Moore, G.F., N.L. Bangs, A. Taira, S. Kuramoto, E. Pangborn and H.J. Tobin, Three-dimensional splay fault geometry and implications for Tsunami generation, *Science*, Vol.318, pp.1128-1131, 2007.
- 11) 日本建築学会,地盤震動 -現象と理論-,日本建築学会, 2005.
- 12) Irikura, K. and H. Miyake, Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys.* Vol.168, pp.85-104, 2011.
- 13) Wada K. and H. Goto, Generation mechanism of surface and buried faults: Effect of plasticity in a shallow crust structure, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.102, pp.1712-1728, 2012.
- 14) Goto, H., Y. Yamamoto and S. Kita, Dynamic rupture simulation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake: multi-event generation within dozens of seconds, *Earth, Planets and Space*, in printing.
- 15) 文部科学省「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」, 平成17年度成果報告所, pp.490-500, 2006.
- 16) Oglesby, D.D., R.J. Archuleta and S.B. Nielsen, The threedimensional dynamics of dipping fauls, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.90, pp.616-628., 2000.
- 17) Geuzaine, C. and J.F. Remacle, Gmsh: a three-dimensional finite element mesh generator with built-in pre- and postprocessing facilities, *Int. J. Numer. Meth. Engng*, Vol.79, pp.1309-1331, 2009.

- 18) Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, J. Geophys. Res., Vol.77, pp.3796-3805, 1972.
- 19) Kame, N., J.R. Rice and R. Dmowska, Effects of prestress state and rupture velocity on dynamic fault branching, J. Geophys. Res., Vol.108, 2265, 2003.
- 20) DeDontney, N. and J. Hubbard, Applying wedge theory to dynamic rupture modeling of fault junctions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.102, pp.1693-1711, 2012.
- Aochi, H., E. Fukuyama and M. Matsu'ura, Spontaneous rupture propagation on a non-planar fault in 3-D elastic medium, *Pure appl. Geophys.*, Vol.157, pp.2003-2027, 2000.
- 22) Tamura, S. and S. Ide, Numerical study of splay faults in subduction zones: the effect of bimaterial interface and free surface, *J. Geophys. Res.*, Vol.116, B10309, 2011.
- 23) 後藤智明・小川由信, Leap-frog法を用いた津波の数値 計算法, 東北大学工学部土木工学科, 52p., 1982.
- 24)IOC(Intergovernmental Oceanographic Commission), IUGG/IOC TIME PROJECT, Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-frog Scheme (Manuals and Guides 35),UNESCO, pp.1-24, 1997.
- 25)小谷美佐ほか,GISを利用した津波遡上計算と被害推 定法,海岸工学論文集,45,pp.356-360,1998.
- 26)本間仁,低越流堰堤の流量係数,土木学会誌, Vol.26, No.6, pp.635-645, 1940.
- 27) 本間仁,低越流堰堤の流量係数,土木学会誌, Vol.26, No.9, pp.849-862, 1940.

A STUDY ON CHARACTERISTICS OF TSUNAMI GENERATED BY SPLAY FAULT RUPTURING

Yoshihiro OKUMURA and Hiroyuki GOTO

Relation between spray fault slip and shallow subduntion plate boundary fault slip have not studied enough. In this study, we consider dinamically the difference between the ruputuring process of spray fault and the rupture process of shallow subduction plate boundary fault when fault rupture propagates from deep area to shallow area of the plate boundary. Also, we consider it in the view point of characteristics of generated tsunami.