

アスペリティ分布が来襲津波の地域特性に及ぼす影響に関する研究

河田恵昭*・奥村与志弘**・越村俊一***

同一規模の地震でも断層面上の大きなすべり領域（アスペリティ）の分布が異なると沿岸方向の津波最大波高分布は変化する。多くの沿岸部自治体は過去の記録に基づく津波想定を実施している。将来発生する津波像を予測する上で、歴史津波の記録は極めて重要な情報であるが、次も同様な来襲津波特性になるとは限らない。まず各自治体にとって重要になるのは、アスペリティ分布によって来襲津波特性がどの程度変動するかである。そこで本研究は、南海地震を対象に様々なアスペリティ分布を想定して津波数値計算を実施することで、最大波高、その到達時間、第一波到達時間の変動幅をプレート境界面形状との関連で明らかにした。

1. 序 論

津波高さの沿岸方向分布は、断層面上の地震時すべり量が局所的に大きな領域（アスペリティ）により、一様すべりを仮定した場合と比較して、局所的な変動が生じることが分かっている（河田ら, 2003）。これは南海地震を事例に行った検討結果である。さらに、各自治体にとって最悪のアスペリティのシナリオを想定すべきことも提唱された。従来の津波想定の見直しを提案するものである。

しかし、現状ではアスペリティを考慮した津波想定を実現するために解決すべき問題が山積している。第一に、波源推定精度である。河田ら（2003）は傾斜角25度の一様勾配を仮定した断層面を用いている。しかし、断層面の傾斜角や深さによって波源は大きく変化する。第二に、どの沿岸地域もアスペリティの影響が大きいのかという問題である。アスペリティの影響が小さな自治体に対して、津波想定の見直しは無用である。第三に、津波高さ以外の来襲津波特性がアスペリティによって受ける影響が検討されていない。防災上重要な来襲津波特性は、津波高さだけではなく、津波避難計画を考える上で、第一波到達時刻や最大波到達時刻も重要である（河田ら, 2004）。

本研究では、多様な来襲津波特性に影響をもたらすアスペリティ分布に着目する。そして、来襲津波特性のアスペリティのシナリオによる変動の幅を、プレート境界面の形状とアスペリティ分布のシナリオの多様性との関連で明らかにする。

2. 本研究で検討するアスペリティ分布

近年アスペリティの場所が不変であることが分かっている。山中・菊地（2001）は隣り合うアスペリティ

が単独で破壊する場合と連動して破壊する場合があると提唱している。その場合、イベント毎に地震や津波及びそれによる被害の特性が変化すると考えられる。ここでは、南海地震の震源過程を推定した研究をレビューした後、本研究で検討するアスペリティ分布について述べる。

（1）アスペリティの場所の不変性

山中・菊地（2001）は2001年より過去70年間に東北地方で発生した Mj6.9以上のプレート間地震11個の断層すべり分布を求め、「個々のアスペリティは離散的に存在し、その場所と面積は予め決まっている」などのアスペリティの特徴を挙げた。彼らによる解釈が正しければ、過去の地震時すべり分布や地震間の歪蓄積状況を調査するなどして、将来起こり得る地震のアスペリティ分布や規模を推定できる可能性があり、このことはその地震に伴う津波像を予測する上でも非常に重要であると言える。

（2）アスペリティ位置の特定に資する既往研究

1946年南海地震の地震時断層すべり分布の推定は津波や地殻変動データを用いて実施されている。Tanioka（2001）は津波波形データのみを、Sagiyaら（1999）は地殻変動データのみを、Katoら（1997）はその両データを用いてすべり分布を推定した。これらの結果に共通する特徴は土佐湾沖の大きなすべりである。さらに紀伊水道沖と潮岬沖にも大きなすべりが確認できるが、これらは全てに共通した特徴ではない。

一方、Ito（1999）は地震間の GPS による測地データからバックスリップ分布を求め、南海トラフ沿いのプレート境界の歪蓄積状況を推定した。土佐湾沖に大きな歪の蓄積が見られる。

（3）本研究で検討するアスペリティ分布

これらの先行研究を踏まえ、本研究では断層に3つのアスペリティを想定する。場所は高知沖と紀伊水道沖と潮岬周辺である。地震調査研究推進本部（2001）（以下、推本と記述）も同様なアスペリティの分布パターンを想定している。図-1に推本の想定南海・東南海地震の震源域を示す。両震源域の範囲に幅をもたせる意味で、境界は大

* フェロー 京都大学教授 防災研究所
** 学生会員 修(工) 京都大学大学院情報学研究科社会情報学専攻
*** 正会員 博(工) 東北大学助教授 大学院工学研究科附属防災制御センター

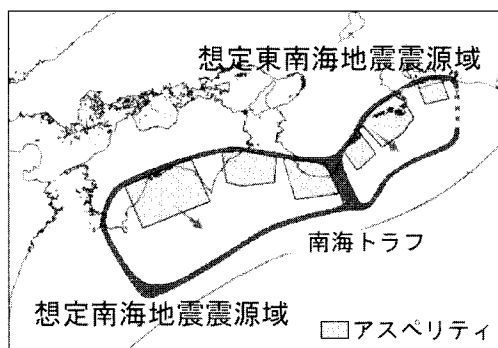


図-1 推本の想定南海・東南南海地震震源域とアスペリティ分布

表-1 推本による想定南海地震の震源特性

	全断層	西側アス ペリティ	中央アス ペリティ	東側アス ペリティ	背景領域
面積 (km ²)	35800	5343	2672	2672	25114
平均すべり量 (cm)	570	1336	945	945	328

線で表現されている。本研究では推本の想定南海地震 (Mw8.5) と同様の震源特性と震源域を用いる (表-1)。

さらに、各アスペリティの位置にシナリオ性を持たせる。つまり、トラフ軸と垂直な方向に、岸側・沖側・その中間の3ケースを想定し、合計27ケースのアスペリティ分布を考える。

これらのシナリオを想定する要因は、①先行研究のアスペリティ位置が完全に一致していないため、その分布特性を一意に決定できないこと、②個々の研究に関しては、観測点が陸域に偏在しているためトラフ軸に垂直な方向の精度が低いこと、③事例が昭和のイベントのみであり、当該エリアのアスペリティ分布を経験的に同定するには十分なサンプル数とはいえないこと、である。さらに、沿岸部に来襲する津波は大きな津波エネルギーを有する海域との距離によって波高はもちろんその時間的特性が大きく変化することも非常に重要な要因である。

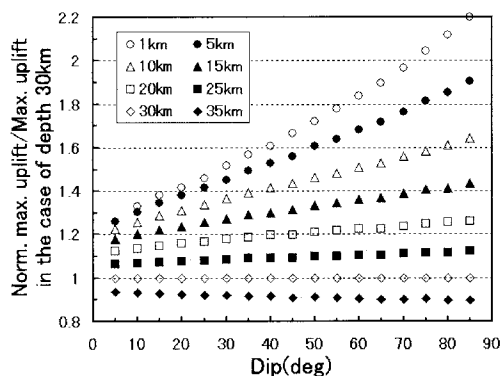
中央防災会議(2002)(以下、中防と記述)は想定南海地震で5つのアスペリティを想定している。このような複雑なアスペリティ分布となっているのは宝永クラスの震度分布を厳密に再現し、来る南海地震によって大きな被害が予測される市町村を防災対策推進地域に指定することを目的としているためである。一方、著者らは現在不確定なアスペリティ分布が来襲津波特性をどの程度変動させるのか明らかにしたい。従って、中防のような複雑なアスペリティ分布を考える必要はない。

ここで、上述した推本や中防の想定南海地震は強震動評価を目的に作成されており、津波評価への転用は理論上正しくない。津波は強震動を生成する断層破壊よりもゆっくりとした破壊からも生成されるため、津波観測デ

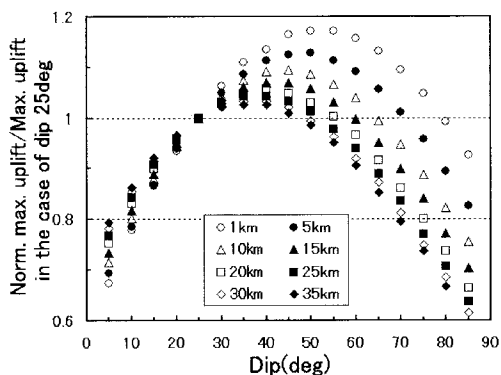
ータを解析して得られるすべり分布は強震動データに基づくすべり分布より大きくなると考えられるためである。しかし、ゆっくりとした断層破壊が卓越しない場合には、両すべり分布は類似すると考えられるため、ここではそういった地震に着目することとし、推本による強震動のアスペリティを用いる。両すべり分布の関係に関しては今後の研究に委ねる。因みに、中防は津波波源モデルも公開しているが、これはアスペリティを考慮していない。

3. 津波波源作成時のプレート境界面の取り扱い

河田ら(2003)は南海地震を事例に、沿岸地域によってはアスペリティを考慮することで、同一規模の地震でも一様なすべりを仮定した場合に比べて来襲津波の最大波高が増大することを示した。彼らは、一様な傾斜を仮定した断層面(基底断層)上に副断層を重ねてアスペリティを表現する簡易モデルを用いている。しかし、断層の深さと傾斜角によって津波初期波形は大きく変化する。震源分布や構造探査により、南海エリアのプレート境界面は傾斜が空間的に不均一であり、曲面構造となっていることが分かりつつある。本章では、断層の深さと傾斜角が津波初期波形に及ぼす影響をケーススタディで定量的



(a): 断層の深さの影響



(b): 断層の傾斜角の影響

図-2 断層の深さと傾斜角が波源に及ぼす影響

に示した後に、当該エリアのプレート境界の曲面形状が津波初期波形に及ぼす影響を考察する。そして、本研究において、この条件を波源推定にどう取り扱うべきか示す。

(1) 断層の傾斜角と深さが初期波源に与える影響

弾性理論に Mansinha・Smylie (1971) の方法を使用し、断層の深さと傾斜角が初期波形に与える影響の大きさを示す。具体的には、断層パラメータのうち深さと傾斜角のみを変化させ、初期波形の最大鉛直変位の変化の様子を示す。断層の深さは 0 km から 35 km まで 5 km ずつ、傾斜角は 5 度から 85 度まで 5 度ずつ変化させる。また、断層の寸法 10 km 四方、走向 270 度、すべり量 5 m、すべり方向 90 度とする。

まず断層の深さによる影響を傾斜角毎に整理した。深さ 30 km の場合で正規化し図-2(a) に示す。最大鉛直変位の変動は数 10% オーダーであり、傾斜角が大きい程断層深さの影響が大きくなることが分かる。傾斜角 25 度の場合、深さ 30 km から 1 km にすると約 40% 増大する。

次に、傾斜角による影響を断層の深さ毎に整理した。傾斜角 25 度の場合で正規化し図-2(b) に示す。40 度から 50 度より低角の場合に着目すると、最大鉛直変位の変動は断層の深さによる変動に比べて小さいが、それでも数 10% オーダーである。断層の深さが浅い程傾斜角の影響が大きくなることが分かる。断層の深さを 10 km とすると、傾斜角 25 度の場合を基準に、傾斜角 5 度の場合は 30% 減、傾斜角 45 度の場合は 10% 増大と大きく変化する。

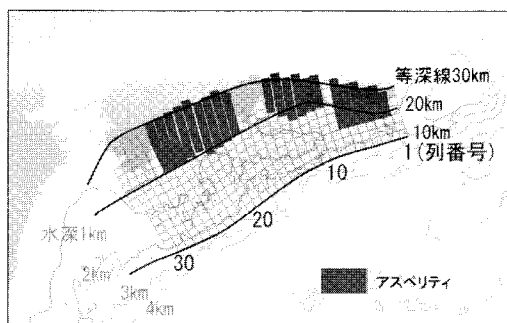


図-3 プレート境界の等深線と小断層

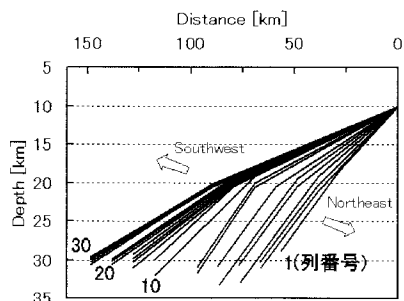


図-4 小断層列の傾斜角の変化の様子

従って、アスベリティの深さと傾斜角を適切に設定しなければ、数 10% 過大な海面変動を推定したり、逆に過小に推定する可能性がある。

(2) 南海トラフ沿いプレート境界面の取り扱い

本研究で用いる推本の想定南海地震震源域の浅部及び深部境界線はそれぞれプレート境界の 10 km, 30 km 等深線に対応している。また、南海エリアのプレート境界面は Satake (1993) が微小地震の震源分布を用いて、馬場ら (2001) がそれに構造探査も併用して推定したものなどがある。本研究ではこれらを参考にして得た 20 km の等深線と共に、計 3 本の等深線で当該エリアのプレート境界面を近似した。断層面は 358 個の小断層で構成する (図-3)。小断層の寸法は 10 km × 10 km である。各小断層の傾斜角と深さは南海トラフに直行する小断層の列毎に 3 本の等深線を端線として 2 平面で結び決定できる。小断層列の傾斜の変化の様子を図-4 に示す。横軸は 10 km 等深線からの岸方向距離である。プレート境界面が北東から南西へ次第に緩勾配となり、また断層の傾斜方向には次第に急勾配となることが、多平面で近似できている。

(3) プレート境界の曲面形状が波源に及ぼす影響

当該エリアのプレート境界の曲面形状を考慮して断層の傾斜角を不均一とした場合 (case-A) に対して、断層面全域で均一とした場合 (case-B) の津波初期水位の比率の空間分布を求める。得られた波源の海面変動が両モデル共に 0.1 m 以上上昇した領域を対象とする。前者の波源には前節のモデルを、後者の波源には河田ら (2003) のアスベリティモデルの基底断層を用いる。これは深さ 1 km、傾斜角 25 度の 2 枚断層である。すべり方向、すべり量は両ケースともそれぞれ図-1 の矢印の方向及び 1 m とする。

結果を図-5 に示す。case-A に対し case-B の方が海面変動を数倍も大きく見積もることが分かる。第 3 章 1 節での数 10% オーダーに比べるとかなり大きい。これは傾斜角が緩やかであると断層面の深い側の延長領域で沈降が生じることが寄与していると考えられる。詳細に見

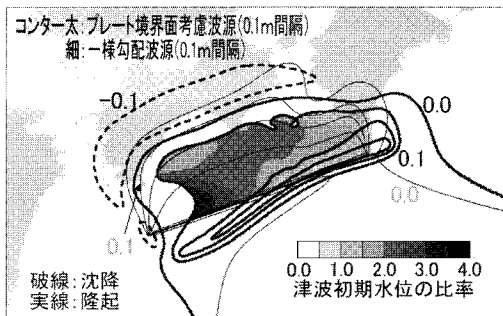


図-5 プレート曲面形状を考慮したモデルに対する一様勾配を仮定したモデルの津波初期水位の比率

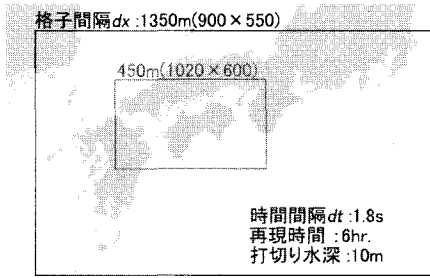


図-6 津波数値計算の計算緒言

ると、西方領域では比率が3.0倍以上に達している。これは当該エリアのプレート境界面は西方が東方に比べて傾斜角が小さいためであることに加え、既述の沈降の影響が大きいためと考えられる。西方領域では波源が沖に拡がっているからである。この結果が示すように、プレート境界面を考慮せず断層面にアスぺリティを導入すると、例えば傾斜角25度の一様勾配を仮定した場合には過大な津波を想定することになる可能性があり、この条件は決して無視できないことが分かった。

4. アスぺリティ分布が来襲津波特性に及ぼす影響

第2章3節で述べたアスぺリティの分布特性27ケースを想定し、津波数値計算を実施する。数値計算は非線形長波理論を staggered 格子を用いた leap-frog スキームで実施する。計算緒言を図-6に示す。津波初期波形の推定には南海エリアのプレート境界面を考慮した358個の小断層からなるモデルを用いる。

アスぺリティ分布のシナリオによって津波の最大高さ、第一波到達時刻、最大波の到達時刻の3つの重要な特性には変動（ばらつき）が生じる。以下、その変動幅の空間分布を各種来襲津波特性毎に図示し、考察する。

アスぺリティの分布シナリオ i に対応した津波高に関する変動 H_i は、予測値 h_i と全てのシナリオによる予測値の平均値 H_{av} との比 ($H_i = h_i / H_{av} \times 100$) で定義する。津波の第一波や最大波の到達時刻に関する変動 T_i は、予測値 t_i と全てのシナリオによる予測値の平均値 t_{av} との差 ($T_i = t_i - t_{av}$) で定義する。そして、最大変動と最小変動の差を変動幅と定義し、それぞれ H' 、 T' とする。

(1) 最大波の大きさについて

津波高の変動幅 H' の空間分布を図-7(a)に示す。紀伊水道から大阪湾にかけては波源に近づくに連れ H' が大きくなるのに対し、豊後水道の四国側では逆に波源から離れるに連れ大きくなるのが分かる。波源近傍の四国太平洋沿岸においては、足摺岬～須崎間と室戸岬～海南間で変動幅 H' がそれぞれ約80%、約120%となり、周囲に比べて非常に大きくなるのが分かる。両地域の沖にはそれぞれ周囲に比べて外洋に張り出した陸棚及び

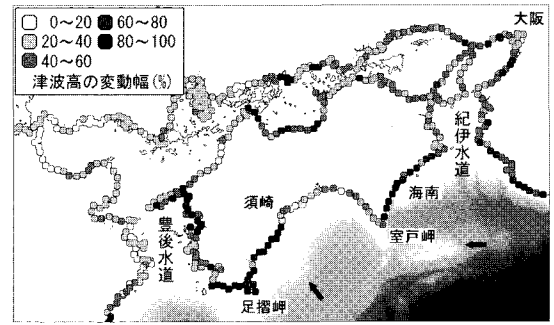
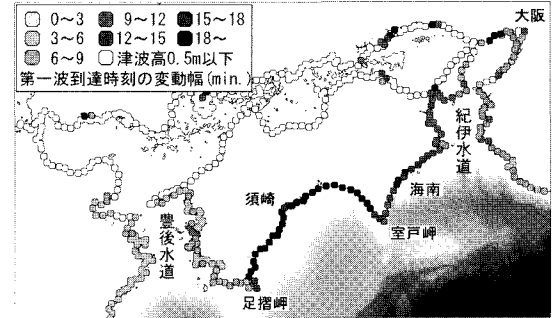
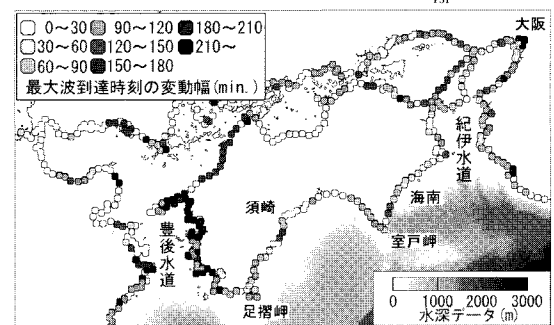

 (a) : 推定津波高の変動幅 H'

 (b) : 推定第一波到達時刻の変動幅 T'_{1st}

 (c) : 推定最大波到達時刻の変動幅 T'_{max}

図-7 各種来襲津波特性の変動幅の空間分布

水深の浅い海域が存在しており（図-7(a)の矢印）、アスぺリティが沖側にあるシナリオではこれらの地形特性により津波の集中やレンズ効果が発生する。このため特に津波高が大きくなるシナリオが存在するこれらの地域では周囲より津波高の変動幅が大きくなると推測される。

(2) 津波第一波到達時刻について

第一波到達時刻の変動幅 T'_{1st} の空間分布を図-7(b)に示す。ここでいう津波第一波とは沿岸の海面上昇量が初めて0.5 mに達する時刻として表現した。変動幅 T'_{1st} は四国太平洋沿岸では平均約17分、紀伊水道沿岸四国側では平均約9分、同紀伊半島側では平均約7分となった。図-3から分かるように、四国太平洋沿岸沖の断層面は潮岬沖に比べて幅が大きいので、岸から沖にあるアスぺリティまでの距離がシナリオによって大きく変化する。

そのため、津波第一波到達時刻の変動幅が大きくなる。豊後水道沿岸では高知沖のアスペリティの位置が変化しても、当該エリアまでの津波の伝播距離が大きく変化しないため T'_{1st} は比較的小さく6分未満の地域が多い。但し、断層面が本研究の設定以上に九州側に延びている可能性もあり、その場合は再検討が必要である。

(3) 最大波の到達時刻について

最大波到達時刻の変動幅 T'_{max} の空間分布を図-7(c)に示す。全体的には波源から離れるに連れて変動幅 T'_{max} は大きくなる傾向にある。具体的には、大阪湾で平均約87分、紀伊水道沿岸で平均約60分、四国太平洋沿岸で平均約60分、豊後水道沿岸で平均約120分となった。波源に面しているエリアでは T'_{max} が比較的小さくなるようである。しかし、局所的に最大波到達時刻が極めて大きくなる地域もあるので注意が必要である。

5. 結 論

南海地震では、アスペリティが来襲津波の津波高さを局所的に増大させることは河田ら(2003)により分かっていた。そこで本研究では、多様なアスペリティの分布特性を想定して、津波高さ以外の特性も含めた各種来襲津波特性の変動幅を、プレート境界の曲面形状を考慮した新たなアスペリティモデルを用いて定量的に評価した。主要な結論を以下に列挙する。

(1) ケーススタディにより、断層の深さと傾斜角を適切に設定しなければ、数10%過大な海面変動を推定したり、逆に過小に推定する可能性があることが分かった。すなわち、同じすべり分布であっても断層面の傾斜角と深さが異なると来襲津波特性も変化するため、断層面が複雑な形状の場合にはそれを適切にモデル化する必要がある。

(2) 一樣勾配(傾斜角25度)を仮定した断層モデルにより得られる海面変動は南海地震エリアのプレート境界面を近似した断層モデルにより得られる海面変動と比較して、西方領域で3.0倍以上になることが分かった。当該エリアのプレート境界面の傾斜が10度未満と小さいことが寄与している。従って、当エリアでこの条件を無視した波源推定はできない。

(3) 南海地震を引き起こす断層面上のアスペリティの多様性を考慮して、津波高に現れる変動幅 H' の空間分布を求めた。特に室戸岬-須崎間、室戸岬-海南間でそれぞれ平均80%、120%程度と非常に大きな変動が生じることが分かった。

(4) 気象庁の津波注意報の基準となる0.5mの津波の第一波到達時刻に関しては、その変動幅 T'_{1st} の大きさは、観測地点からその近傍に存在するアスペリティまでの岸沖方向距離に依存し、特にその距離が大きい室戸岬・足摺岬間では約17分もの変動幅があることが分かった。

(5) 最大波到達時刻の変動幅 T'_{max} の空間分布も求めた。波源から離れるに連れて変動幅が大きくなることが分かった。豊後水道沿岸では平均約120分にも達し、どのアスペリティ分布を想定するかで警報や避難勧告解除のタイミングが大きく変動するため注意が必要である。

(6) どの来襲津波特性が大きく変動するのは地域によって異なる。従って自治体毎に、それぞれの防災対策にとって重要な津波の特性がどの程度変動するのかを確認し、変動が大きい場合には、現在の津波想定結果に注意が必要である。次の地震のアスペリティ分布が過去の地震と異なると想定外の外力が来襲する可能性があることを認識しておかなければならない。

神田ら(2004)は古文書から推定した震度データを解析し、昭和に加えて安政や宝永の南海地震の震源過程を求めている。そして、繰り返し発生する地震の震源過程が完全には一致しないことを示唆している。

なお、本研究は文科省の大都市大震災軽減化特別プロジェクト(代表 河田恵昭)の一環として行ったものである。

参 考 文 献

- 河田恵昭・奥村与志弘・越村俊一・藤岡功司・永井紀彦(2004): エッジ波の発生を考慮した津波予警報の改良に関する研究, 海工論文集, 第51巻, pp. 261-265.
- 河田恵昭・奥村与志弘・高橋智幸・鈴木進吾(2003): アスペリティに起因する南海地震津波の波源不均一性に関する研究, 海工論文集, 第50巻, pp. 306-310.
- 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫(2004): 震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波解析, 地震2, 57, pp. 153-170.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会(2001): 南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について(中間報告), 6p.
- 中央防災会議(2002): 東南海・南海地震等に関する専門調査会(第7回)資料, 126p.
- 馬場俊孝・谷岡勇市郎(2001): 構造探査結果から推定したフィリピン海プレートの形状と1946年南海地震のすべり量分布, 月間地球, Vol.23, No.10, pp. 697-702.
- 山中佳子・菊地正幸(2002): 見えてきたアスペリティの特徴, 月刊地球, Vol.4, No.7, pp. 526-528.
- Ito, T., S. Yoshioka, S. Miyazaki (1999): Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of data, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 115, pp. 17-34.
- Kato, T. and M. Ando (1997): Source mechanisms of the 1994 Tonankai and 1996 Nankaido earthquakes: Spatial heterogeneity of rise times, Geophysical Research Letters, Vol.24, No.16, pp. 2055-2058.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp. 1433-1440.
- Sagiya, T. and W. Thatcher (1999): Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, Journal of Geophysical Research, Vol.104, No.B1, pp. 1111-1129.
- Satake, K. (1993): Depth Distribution of Coseismic Slip Along the Nankai Trough, Japan. From Joint Inversion of Geodetic and Tsunami Data, Journal of Geophysical Research, Vol.98, No.B3, pp. 4553-4565.
- Tanioka, Y. and K. Satake (2001): Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, Earth Planets Space, Vol.53, pp. 235-241.