

2004年紀伊半島沖地震に伴う津波の沖合観測

松本浩幸*・三ヶ田 均**

2004年紀伊半島沖地震で発生した津波は、高知県室戸岬沖約100 km に設置してある高精度海底津波計でも観測された。本論文では、この津波の沖合観測の報告を行うとともに、リアルタイム沖合観測を津波警報システムに利用する場合の留意点などを述べる。津波計の直近に位置する室戸岬検潮所よりも約20分前に観測された津波の振幅は4 cm (前震) と7 cm (本震) 相当であり、検潮所で観測された津波の1/10程度の大きさであった。リアルタイムで沖合津波観測を行うためには地震動ノイズを除去することが不可欠で、簡便な60 s のリアルタイム移動平均を施せば沿岸到達の20分前には津波の検知が実現可能であることを示した。

1. はじめに

最近のスマトラ沖地震の津波災害を契機として、これまで以上に早期津波警報システムの構築が注目されるようになった。沖合のリアルタイム津波観測を実用化して、津波をいち早く捕らえようとする試みも研究段階で進められており (例えば, Kato ら, 2005), その一つが海底ケーブル式地震・津波常時観測システムである。このような観測システムは、1978年に御前崎沖に整備されて以来、房総半島沖、伊豆東方沖、相模湾、三陸沖、室戸岬沖そして釧路沖といった日本の周辺海域に広がっている。システムの仕組みは、地震計や津波計などの海底観測機器を海底ケーブルでネットワーク化して、巨大地震発生帯での地震活動の連続観測と津波の早期検知を目的としたものである。

海洋研究開発機構 (JAMSTEC) は、1997年に高知県室戸岬沖に海底地震総合観測システムを設置して、この海域の地震活動と津波を継続的に観測しており、後述する2004年9月5日の紀伊半島沖地震により相次いで発生した津波を沖合で観測することに成功した。沖合で観測された津波波形を利用した震源断層の理解や津波波源の推定など、すでに地球物理学的なデータ利用はなされている (Baba ら, 2005; Matsumoto・Mikada, 2005; Satake ら, 2005)。本研究では、室戸岬沖の観測システムで観測された津波の報告を行うとともに、津波防災という観点からリアルタイム沖合津波観測を津波警報システムに利用する場合に明らかとなった留意点などをまとめる。

2. 2004年紀伊半島沖地震

2004年9月5日19時07分 (日本時間) および同日23時57分 (同時間) に紀伊半島沖で気象庁マグニチュード

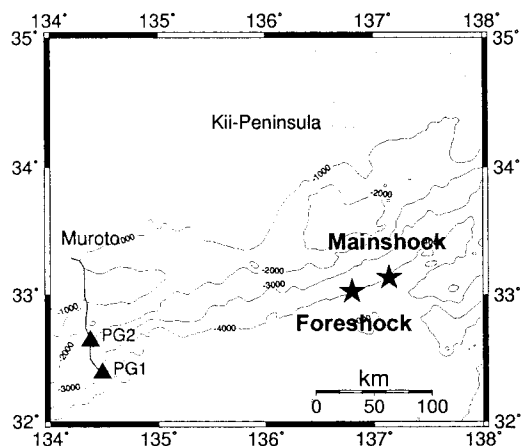


図-1 2004年紀伊半島沖地震の震央(★印)と高知県室戸岬沖海底地震総合観測システムの海底津波計(▲印)

6.9および7.4の地震が発生した。気象庁が決めた震源の深さは38 km および44 km で、プレート境界よりも深いところで発生したプレート内地震であった。この一連の地震を2004年紀伊半島沖地震と呼ぶが、2つの地震の震源は北東-南西方向に約40 km しか離れておらず、発生間隔がわずか5時間であること、地震のマグニチュードが前者よりも後者の方が大きいことから、前者が前震、後者が本震と考えられている (図-1)。

19時07分に発生した前震では、奈良県と和歌山県の一部で最大震度5弱を観測したほか、東北地方南部から九州地方にかけて震度1～4を観測した。気象庁は19時14分には三重県南部と和歌山県に、20時15分には伊豆諸島、小笠原諸島、静岡県、愛知県外海、徳島県、高知県に「津波注意」の津波注意報を発表した。この地震により、静岡県から高知県までの太平洋沿岸および伊豆諸島、小笠原諸島で津波が観測された。気象庁の発表資料 (気象庁, 2004a) によれば、検潮所で観測された、前震にともなう津波の最大波高は神津島神津島港の0.5 m (20時05分に記録) であった。その後の津波観測状況から、同

* 正会員 博(工) (独法)海洋研究開発機構研究員 地球内部変動研究センター

** 理博 京都大学講師 大学院工学研究科 社会基盤工学専攻

表-1 室戸岬沖海底地震総合観測システムの構成

海底観測機器	設置位置, 設置水深
先端観測ステーション ・地中温度計 ・流向流速計 ・層別流速プロファイラー (ADCP) ・水温・塩分・圧力計 (CTD)	沖合約110 km, 水深約3,500 m
海底地震計1/海底津波計1	沖合約100 km, 水深約2,300 m
海底地震計2/海底津波計2	沖合約70 km, 水深約1,500 m

日21時15分には全ての津波注意報は解除された。

23時57分に発生した本震では、三重県、奈良県、和歌山県の一部で最大震度5弱を観測したほか、東北地方南部から九州地方にかけて震度1～4を観測した。気象庁は6日00時01分、和歌山県に「津波」の津波警報を、徳島県と高知県に「津波注意」の津波注意報を発表した(気象庁, 2004b)。その後00時03分、三重県南部、愛知県外海に「津波」の津波警報を、千葉県九十九里・外房、伊豆諸島、小笠原諸島、静岡県、伊勢・三河湾に「津波注意」の津波注意報を発表した。前震と同様に静岡県から高知県の太平洋沿岸および伊豆諸島、小笠原諸島で津波が観測された。検潮記録による本震の津波の最大波高は串本町袋港の0.9 m (6日00時22分に記録)、第一波が最も早く到達した地点は那智勝浦町浦神で、その時刻は00時17分であった。気象庁から発表された津波予報は、6日02時40分に解除された。

以上が地震と津波の概要であるが、詳細は日本地震学会(2004)によりまとめられている。この一連の紀伊半島沖地震による津波波高は検潮所の観測値よりも大きく、小池ら(2005)の現地調査によれば三重県紀宝町では4.6 mの津波痕跡が認められている。

3. 室戸岬沖海底観測システムと津波

(1) 室戸岬沖海底地震総合観測システム

フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に年間4 cmの速度で沈み込む高知県室戸岬沖の南海トラフ沿いの海域はおおよそ180年間隔でマグニチュード8クラスの巨大地震が発生し、その沿岸では津波に襲われてきた。

海洋研究開発機構は1997年3月に、この海域の地震活動や海底変動現象、海底環境変動を長期間連続的にリアルタイムで観測する目的で、海底地震総合観測システムを高知県室戸岬沖に設置した。観測システムは表-1に示すように、2台の海底地震計と2台の津波計および先端観測ステーションから構成されており、これらの観測機器は海底ケーブルでリンクされている。各観測機器は水深1500 m以上の海底に設置されており、取得されたデータは室戸岬にある陸上局へリアルタイムで転送されている。本論文で述べる海底津波計は水晶発振式の水圧

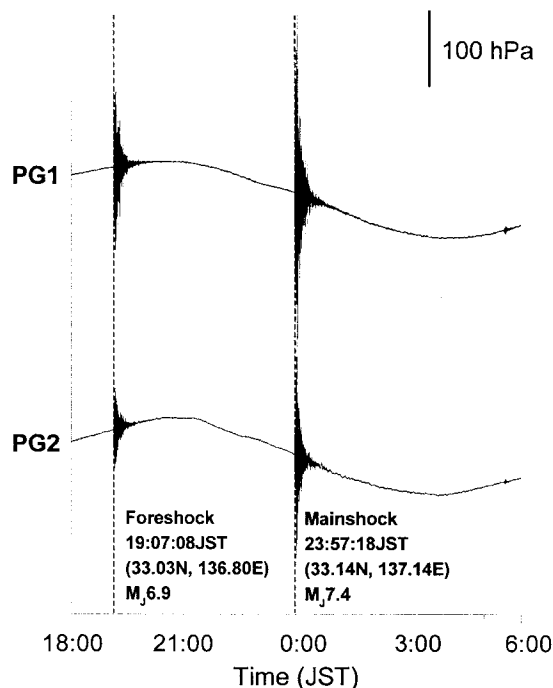


図-2 津波計PGで観測された水圧記録(2004年9月5日18時00分～2004年9月6日06時00分)

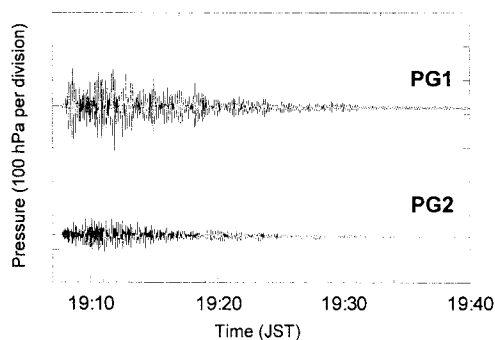
計を使用しているので、Pressure Gaugeの頭文字をとって便宜上PGと略称を用いる(図-1)。

(2) 2004年紀伊半島沖地震の津波観測

2004年紀伊半島沖地震を含む津波計PG1とPG2の観測記録を図-2に示す。地震の震央とPGまでの距離は直線で約250 kmあった。図-2は、2004年9月5日18時00分から翌日06時00分までの記録を1 sサンプリングでプロットしたものである。通常、津波計は潮汐を記録しているが、津波計の近傍で地震が起こると入力地震動の影響で、潮汐に加えてパルス状の水圧変化を記録する。図-2には2度のパルス状の波形が記録されているが、それぞれ前震と本震に対応している。すなわち前震は、2004年9月5日19時07分08秒に発生して、本震は同日23時57分18秒に発生していることと対応している。前震は潮汐が押しのかきに、本震は潮汐が引きのかきに発生したということが分かる。

地震発生から約30分間のPG1とPG2の記録を図-3に示す。すなわち図-3は、図-2と同じもので地震発生時の水圧変動を拡大表示したものである。図-3(a)と図-3(b)はそれぞれ前震時と本震時であるが、前震時には100～300 hPa、本震時には300～500 hPaの短周期かつ大振幅の水圧変動が卓越していることから、入力地震動によるノイズが格段に大きいことが分かる。この場合、1 sサンプリングのデータをそのまま海面の波高とみな

(a) Foreshock



(b) Mainshock

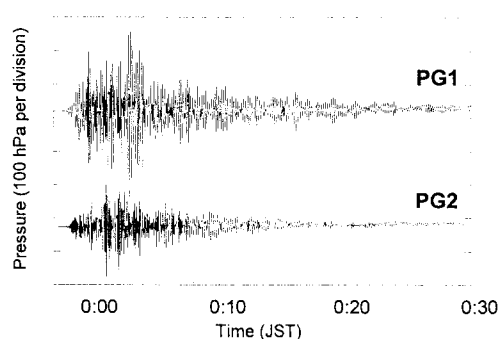
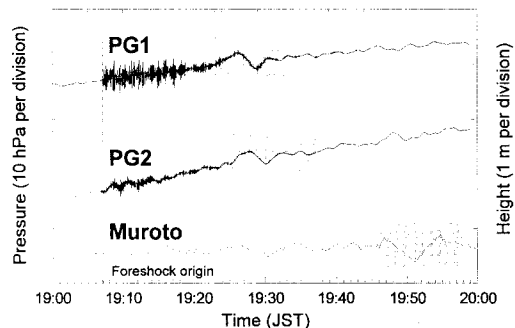


図-3 津波計PGで観測された水圧記録(地震発生後約30分間)

(a) Foreshock



(b) Mainshock

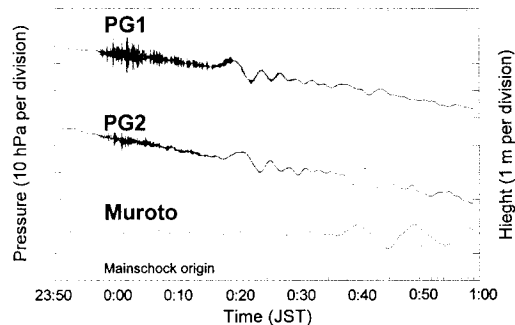


図-4 60 sの移動平均をした後の水圧記録と室戸岬の検潮記録 (ハッチを施した部分は津波第一波)

してしまうと、静水圧の1 hPaは水頭換算すると1 cmに相当するので、津波波高が沖合で数 mのオーダーとなり津波を過大評価してしまう。したがって、津波波高を正確に評価するためには、地震動ノイズと津波成分を分離しなければならない。巨大地震発生後の沖合津波計のリアルタイムデータを取得できるということは、前もって正確な津波情報を利用できるということなので、沿岸の津波防災に寄与できる有効な手段になりうる。そのためにはリアルタイムで地震動ノイズを除去して、精度のよい津波波高を評価できる手法をあらかじめ検討しておく必要がある。

4. 沖合の津波波形と検潮記録

以前、松本ら(2003)は釧路・十勝沖にある同様の海底ケーブルシステムで観測された水圧データから微小振幅をもつ津波成分を抽出した。このときは、観測データをフーリエ変換した後、バンドパスフィルターを適用する数学的手法を利用して津波成分を抽出した。潮汐成分まで除去することを目的としていたので、数学的手法を用いた。しかしながら、このような数学的手法は長周期のタイムウィンドウを必要とするため、現場観測をリア

ルタイム津波防災に役立てるためには実用的手法とはいえない。したがって、ここでは転送されてくる1 sサンプリングデータから単純に60 s間の移動平均をとって、その時刻の代表値とした。

図-4(a)、図-4(b)はそれぞれ前震、本震時のPG波形データに60 sの移動平均を施した後のPG波形である。波形には、潮汐による水圧変動そして依然として地震動ノイズが残っているが、ハッチの部分に周期が6~7分の長周期成分の水圧変動が明瞭に記録されていることが分かる。100 sのローパスフィルターを適用して数学的に地震動ノイズを除去しても同程度の結果となった。これらが紀伊半島沖地震で発生した津波成分で、前震ではPG1とPG2でそれぞれ19時23分と19時25分に津波の立ち上がりを観測している。同様に本震ではPG1とPG2でそれぞれ00時16分と00時18分に津波の到達を観測している。すなわち、地震発生から20分後に津波の第一波がPGを通過したことになる。一方、振幅はPG1とPG2で大差はなく、前震と本震でそれぞれ4 hPaと7 hPaを示している。津波の場合、波高は静水圧にほぼ等しいことから、沖合での波高は前震と本震でそれぞれ4 cmと7 cmということになる。

沖合のPG上を伝播した津波は、いずれ沿岸に到達す

表-2 数値シミュレーションに用いた断層パラメータ

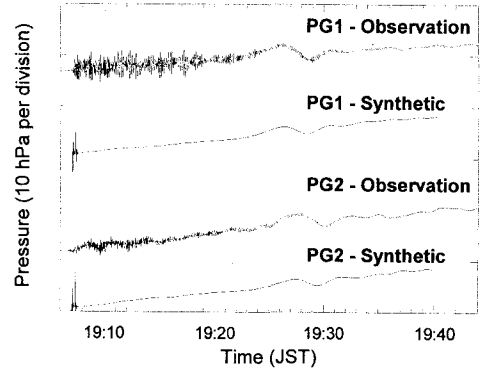
断層パラメータ	前震	本震
破壊開始点の深さ(km)	15.0	15.6
走向(°)	71	135
傾斜(°)	56	40
すべり角(°)	75	123
断層長さ(km)	50	70
断層幅(km)	30	40

る。津波の沖合観測と沿岸到達までの時間と波高のギャップがどれくらいあるのかを見るために、PGに最も近い室戸岬の検潮記録を図-4に併せてプロットした。振幅は同じスケールで表示すると、検潮記録が大きいために飽和してしまうので、図-4のPG用の水圧変化を表す右軸スケールは1目盛を10 hPa (0.1 m) 表示してあるのに対して、検潮記録用の波高変化を表す左軸スケールは1目盛を1 m 表示してある。したがって、室戸岬の検潮記録には同じ潮汐成分が記録されているが顕著に現れていない。気象庁の報告(気象庁, 2004a, 2004b)によれば、室戸岬での津波の第一波到達時刻は、前震と本震それぞれ19時48分と00時37分である。すなわち、津波は地震発生から約40分後、PGを通過してから約20分後に室戸岬まで到達したことになる。沿岸での津波振幅は前震に伴う津波が50 cm であるのに対して、本震に伴う津波は100 cm である。すなわち沖合の波高に比べて10倍の増幅が起きていることが明らかとなった。また津波の周期は第一波に関しては沖合と沿岸で大差はないものの、第二波以降に沖合では短周期の後続波として海面変動が現れるが、沿岸ではそのような短周期の後続波は観測されていない。

5. 津波シミュレーションによる再現

数値シミュレーションから予測される津波も沖合では数 cm の振幅をもつことを検証するため、地震の震源断層モデルから津波の数値シミュレーションを行うことにする。沖合の実測データは深海底の水圧記録であり、流体領域を三次元的にモデル化して数値シミュレーションによって再現された水圧との比較を行う。津波の数値シミュレーションで用いる震源断層は、山中(2004)が地震波解析に基づいて提案した断層パラメータとした。本研究で採用した津波発生モデルは、マグニチュード8クラスの巨大地震に比べて今回の地震は震源断層の大きさがひとまわり小さいことから破壊伝播過程の影響は小さいと考えて、次のようにした。山中(2004)が提案した断層モデルを用いて、海底面の上下変位量を計算する。次に、地震の震源時間関数に等しい時間をかけて、先に計算された上下変位を流体底部に入力する。この手

(a) Foreshock



(b) Mainshock

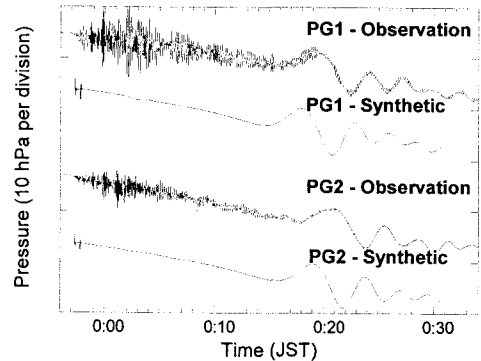


図-5 観測記録と数値シミュレーションの比較

順を数値シミュレーションで再現することにより、津波が発生して伝播する。

計算に用いた前震と本震の主要な断層パラメータを表-2に示す。最近、河田ら(2003)も指摘しているように、断層面内のすべりの不均一性、すなわちアスペリティが津波に及ぼす影響は無視できないと考え、本研究でも小断層に異なるすべり量を与えて断層運動のアスペリティを考慮した。詳細は、Matsumoto・Mikada(2005)に記述されている。

津波計で観測された波形には潮汐成分も含まれており、津波成分よりも振幅が大きい。したがって潮汐成分を考慮する必要があり、TOPEX/POSEIDON 海面高度計に基づく海洋潮汐モデル(Matsumotoら, 2000)で別途計算して上述の計算された水圧に足し合わせた。

図-5は観測記録と計算結果との比較である。図-5(a)、図-5(b)はそれぞれ前震、本震を表している。PG1、PG2ともに津波第一波の周期と振幅は一致するが、本震については到達時刻が計算の方が1~2分程度早い結果となった。このように計算でも数 cm の波高に相当する津波の再現ができて、前述の60 s の移動平均で津波を抽

出することは可能であることを示すことができた。しかしながら現段階では本震に関して、到達時刻が観測と計算で一致しないという問題は残っている。例えば、2004年紀伊半島沖地震について同じ地震波形データのインバージョン解析もモデル間で断層パラメータが異なっており、断層の位置などの精査が必要なことを示唆している。

6. 結 論

以上、2004年紀伊半島沖地震の前震と本震のときに高知県室戸岬沖の津波常時監視システムで観測された津波の報告と数値シミュレーションによる精度の比較・検討について述べた。

政府の地震調査研究推進本部によると、南海トラフ沿いでマグニチュード8超の東海、東南海、南海地震が発生する確率は、今後30年以内で50～60%程度と評価されている。2004年紀伊半島沖地震の震源域は、このうちマグニチュード8.0の1994年東南海地震の震源域に近いところで発生した。今回の津波は、高知県から静岡県にかけての太平洋沿岸、伊豆諸島および小笠原諸島で観測されたが、想定東南海地震が発生しても津波はほぼ同様の振る舞いを示すと考えられる。

今回発生した津波の沖合観測に成功して、海底ケーブル式沖合津波観測が有利な点だけでなく、実際の津波警報システムに利用するにあたりいくつかの注意点を残した。沖合100 km程度のところに津波計があれば、沿岸に到達する20分前には津波の観測が可能である。ただし、地震時には津波の振幅を越える地震動ノイズが卓越するため、実用的には60 sの移動平均をかけてリアルタイムデータを観測する必要がある。沿岸での津波は沖合での波高に比べて10倍の増幅が認められた。沿岸到達の数十分前に沖合の津波波高を検知できることは、津波予警報情報の修正に利用できる可能性を示唆している。

現段階では、本震の津波シミュレーションの結果は良好とは言えないが、地震データのインバージョン解析でもモデル間で断層パラメータが大きく異なっており、さらに精査が必要である。逆に言えば、今後さらに地震を含めた室戸システムの観測データは、地震時の海底地殻変動の理解および断層パラメータの推定に寄与できると期待される。

謝辞：本論文の海底津波計データは高知県室戸岬沖「海底地震総合観測システム」で取得されたもので、海洋研究開発機構の海底ケーブルデータセンターから提供して

いただいた。また室戸岬の検潮記録は気象庁から提供していただいたデジタルデータを使用した。本論文の執筆にあたり、リアルタイム海底変動観測システム計画検討委員会（委員長：金沢俊彦東大地震研教授）の専門委員の方々からの意見は大変有益であった。本研究の一部は、文部科学省科学研究費補助金（若手研究(B) No. 17710160）の助成を受けて行われた。末筆ながら、これらの関係機関および関係各位に謝意を表す。

参 考 文 献

- 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，海岸工学論文集，第50巻，pp. 306-310.
- 気象庁(2004a)：2004年9月5日19時07分頃の紀伊半島沖の地震について（第2報），平成16年9月5日報道発表資料。
- 気象庁(2004b)：2004年9月5日23時57分頃の東海・南海の地震について（第2報），平成16年9月6日報道発表資料。
- 小池信昭・越村俊一・高橋智幸・今井健太郎・河田恵昭・原田賢治・鈴木進吾・奥村与志弘・今村文彦・藤間功司・嶋原良典・谷岡勇市郎・西村裕一・加藤照之・行谷佑一・寺田幸博(2005)：2004年紀伊半島沖地震津波に関する現地調査と防災上の課題，海岸工学論文集，第52巻，pp. 1336-1340.
- 日本地震学会(2004)：日本地震学会ニュースレター，第16巻，第4号，pp. 34-42.
- 松本浩幸・平田賢治・末廣薫(2003)：海底ケーブル式水圧計により観測されたマイクロ津波の特性，海岸工学論文集，第50巻，pp. 311-315.
- 山中佳子(2004)：EIC 地震学ノート（オンライン），http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/，No. 152.
- Baba, T., P. R. Cummins, and T. Hori (2005), Compound fault rupture of the 2004 Off Kii-Peninsula earthquake (Mjma 7.4) inferred from tsunami waveform inversion with a new technique, *Earth Planets Space*, Vol. 57, No. 3, pp. 167-172.
- Kato, T., Y. Terada, K. Ito, R. Hattori, T. Abe, T. Miyake, S. Koshimura, and T. Nagai (2005) : Tsunami due to the 2004 September 5th off the Kii peninsula earthquake, Japan, recorded by a new GPS buoy, *Earth Planets Space*, Vol. 57, No. 4, pp. 297-301.
- Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe (2000) : Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan, *J. Oceanography*, Vol. 56, pp. 567-581.
- Matsumoto, H. and H. Mikada (2005) : Fault geometry of the 2004 Off-Kii Peninsula earthquake inferred from offshore pressure waveforms, *Earth Planets Space*, Vol. 57, No. 3, pp. 161-166.
- Satake, K., T. Baba, K. Hirata, S. I. Iwasaki, T. Kato, S. Koshimura, J. Takenaka, and Y. Terada (2005) : Tsunami source of the 2004 Off-Kii Peninsula earthquakes inferred from offshore tsunami and coastal tide gauges, *Earth Planets Space*, Vol. 57, No. 3, pp. 173-178.