

後方散乱強度を指標とした遠距離海洋レーダによる 津波検知に関する基礎的研究

Fundamental Study on Tsunami Source Detection by using Long-Range Ocean Radar
with Back Scattering Strength as Detection Index

高橋心平¹・高橋智幸²・児島正一郎³・小沼知弘⁴

Shinpei TAKAHASHI, Tomoyuki TAKAHASHI, Shoichiro KOJIMA and Tomohiro KONUMA

An aim of our research is to develop a new tsunami detection system by using an ocean radar. In this study, a back scattering strength is proposed as the new detection index. The index is examined by using the ocean radars data observed in Ishigaki Island and Yonaguni Island. There were 46 earthquakes occurred from April 1, 2004 to March 31, 2006. For the M6.5 earthquake, the back scattering strength became larger rapidly around its epicenter when the main shock occurred. However, the M6.5 is not large for tsunamigenic earthquakes. Then, larger sea surface disturbance due to Typhoon Matsa in 2005 are also analyzed. Accordingly, it is confirmed that the back scattering strength became larger when it passed over the ocean radar observation region.

1. はじめに

2004 年インド洋大津波では津波に関する情報を持たない人々が多く犠牲となり、津波防災・減災における防災情報の重要性が改めて示された。我が国では、沿岸に接近する津波を検知するために、光ケーブルを利用した津波観測システムや GPS 津波観測システムなどが開発され、実用化されるに至っている（例えば、石田ら、1998；永井ら、2003）。しかしながら、これらの津波観測システムは、ある地点における津波を正確に観測することを目的に開発されたため、面的に津波を観測することはできない。また、海溝付近を伝播している津波を捉えることも困難である。

一方、適切な防災情報を提供するためには津波警報システムが必要であるが、その信頼性は津波波源の検知能力に大きく依存している。気象庁は、沿岸域に到達する津波を短時間で予報できる量的津波予報システムを実用化している（例えば、館畑、1998）。しかし、このシステムは地震波を用いて間接的に津波波源を推定しているため、超巨大地震や津波地震、アスベリティなどによる不均一性の強い地震によって発生する津波を過小評価する危険性が高い。

これらのことより、陸上に設置された海洋レーダを用いて津波波源を直接観測することが期待されるが、現在のレーダによる海面の観測はドップラースベクトルを利

用しているため、解析に時間を要するとともに、津波波源上の小流速を観測することは困難である。

そこで、本研究では、地震に伴う急激な海底変動によって生じる海面上の擾乱を用いて、津波波源を識別する方法を検討した。具体的には、海洋レーダによって観測される後方散乱強度を新たな検知指標として提案し、（独法）情報通信研究機構が石垣島および与那国島に設置した遠距離海洋レーダによる実際の観測データを用いて、津波波源の検知の可能性を調べることを目的とした。また、レーダの観測期間中には、被害津波を引き起こすような巨大地震が発生していなかったため、同様に海面擾乱を伴う台風についても解析を実施し、新たな検知指標の有効性を評価することを目的とした。

2. 遠距離海洋レーダによる地震発生時の後方散乱強度の観測および解析

（1）遠距離海洋レーダ

従来の海洋短波レーダ（周波数帯：30 MHz）では、観測距離が 50 km 程度であったが、2001 年に（独法）情報通信研究機構沖縄亜熱帯計測技術センターが最大観測距離 250 km の遠距離海洋レーダの開発を行った（児島ら、2001）。このレーダは 2001 年 7 月から継続して観測データの保存を行っており、本研究ではこのデータを用いて解析を行う。遠距離海洋レーダ（主要諸元：レーダ形式：FMICW、ビーム幅：8 ～ 10°、観測範囲：±60°、周波数：9.25 MHz、掃引周波数幅：22 kHz、周波数掃引間隔：0.7 s、距離分解能：7 km、速度分解能：2.5 cm/s）の観測範囲を図-1 に示す。

（2）地震データの検索

気象庁発表の一元化震源リストを用いて、遠距離海洋レーダの観測範囲付近で発生した地震の検索を行った。

1 正 会 員 修(工) 株式会社竹中土木
2 正 会 員 博(工) 秋田大学准教授工学資源学部 土木環境工学科
3 正 会 員 博(工) (独法)情報通信研究機構 沖縄亜熱帯計測技術センター
4 学生会員 秋田大学大学院工学資源学研究科 土木環境工学専攻

データベースの検索条件としては、断層運動に起因した海面変動が震源地周辺で生じている可能性があることを考慮して、レーダ観測範囲内を含むその周辺 ($N24.50^{\circ} \sim N26.50^{\circ}$, $E122.00^{\circ} \sim E124.50^{\circ}$) を検索範囲、マグニチュードが4.0以上、震源の深さが250 km以下の地震を検索対象、2004年4月～2006年3月を検索期間とした。検索の結果、図-1に示すように46個の地震 (●) で表示、大きさはMを示す) が発生していたことが判明した。これらの中から、震源位置および深さ、マグニチュード (M) を考慮して、海面擾乱を発生させた可能性の高い3つの地震 (地震 a: 2005年10月16日00:51発生, M6.5, 震源は $N25.35^{\circ}$, $E123.40^{\circ}$, 深さ175 km; 地震 b: 2005年12月16日23:36発生, M4.4, 震源は $N25.13^{\circ}$, $E123.57^{\circ}$, 深さ21 km; 地震 c: 2005年12月17日07:33発生, M4.3, 震源は $N25.12^{\circ}$, $E123.57^{\circ}$, 深さ17 km) を以下の解析対象とした。

(3) 解析方法と結果

解析対象とした地震による津波の記録はなかったが、沿岸部に津波が来襲していなくても、海面に擾乱が発生していた可能性がある。そこで、地震発生1分前から2分後まで、震源に近い地点において両レーダ局で観測した後方散乱強度の時間変化を確認した。なお、後方散乱強度は、三日間の平常時観測結果から規格化データを作成し (3. (2) を参照), このデータに対する増幅率で表わしている。また、Mansinha・Smylie (1971) のモデルを用いて地震発生時の静的海底鉛直変位量の再現計算を行い、海面変動の規模を推定して、後方散乱強度の変動と比較検討した。

a) 地震 a に関する後方散乱強度の解析結果

地震 a の震央に近い石垣局の観測点9ヶ所 (震央に近い順に地点 a1～a9) のうち、ほぼ震央の真上に位置する地点 a1 および a2 における後方散乱強度の時間変化 (地震発生1分前から2分後) を図-2 および図-3 に示す。地震発生 (0 s) を境にして約80秒間、後方散乱強度が1.3～2.3倍程度に増幅されていることがわかる。しかし、それ以外の地点 (一例として、地点 a3 での後方散乱強度の時間変化を図-4 に示す) では、このような変化は発生していなかった。これらのことより、地点 a1 および a2 では、地震による急激な海底変動の影響が後方散乱強度の増幅に現れていると予想される。ただし、このような後方散乱強度の変化は、地震の発生時刻と震央位置に関する情報があらかじめ提供されていたために特定できたに過ぎない。この程度の変化は地震時以外にも発生しているため、地震波解析と独立して利用できるほど、後方散乱強度が明瞭な検知指標であるとは、この解析結果からだけでは判断できない。有意な津波を発生させるほどのより大きな地震についての検証が必要である。

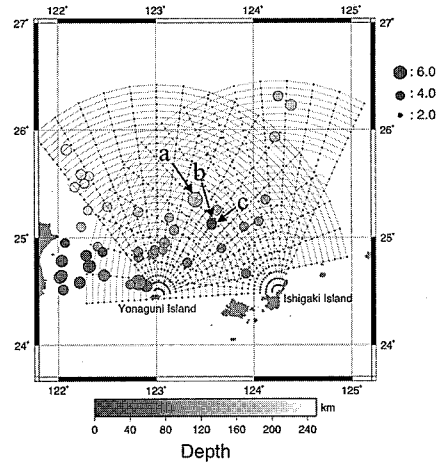


図-1 遠距離海洋レーダ観測範囲と地震検索結果

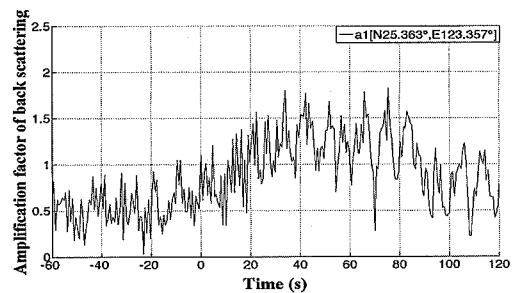


図-2 地点 a1 における石垣局での後方散乱強度の時間変化

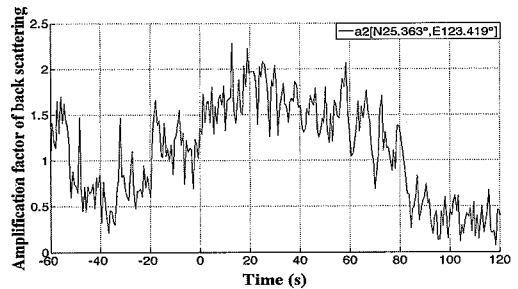


図-3 地点 a2 における石垣局での後方散乱強度の時間変化

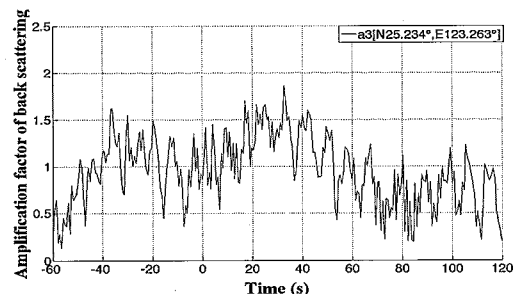


図-4 地点 a3 における石垣局での後方散乱強度の時間変化

次に与那国局の観測データについても同様の解析を行ったが、震源に近い点においても後方散乱強度の急激な変化は確認できなかった。そこで、平常時における与那国局の後方散乱強度を調べたところ、石垣局に比べて20～30 dB程低くなっており、観測視線方向の風波等の進行成分が小さくなっている場合が多いと考えられる。このことは、地震による海面擾乱は通常の波浪が増幅されていることを示唆しており、水中振動台を用いた水理実験結果(渡部ら, 2007)とも整合している。

地震aの海底変位計算に用いた断層パラメータとしては、気象庁が発表した断層面解1(断層の長さ: 23.44 km, 幅: 11.72 km, 走向: 2°, 傾斜角: 13°, すべり方向: -143°)を採用した。なお、断層の剛性率は1968年5月に発生した口之島やや深発地震(Mikumo, 1971)を参照し、 $7.2 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ として計算した。以上の断層パラメータから、Mansinha・Smylie (1971)のモデルによって計算された静的な海底変位量を図-5に示す。鉛直海底変位の静的解析では最大隆起が1 mm, 最大沈降が2 mmと極めて小さいため、後方散乱強度の増加には海震のような粗密波が寄与しているものと予想される。また、1 mm以上変位した隆起部面積が8,582 km^2 , 沈降部面積が12,734 km^2 であるが、後方散乱強度の増加がみられた地点a1とa2を直径とする面積は約38.5 km^2 であり、海面擾乱の発生した範囲は海底変位量の計算結果に比べて非常に狭い範囲であることがわかる。よって、この規模の地震においては、海面擾乱が増幅されるのは震央付近に限られ、津波波源全域には及ばないものと考えられる。

b) 地震bに関する後方散乱強度の解析結果

地震bの震央に近い石垣局の観測点9ヶ所(地点b1～b9)のうち、震央に最も近い地点b1およびb2での後方散乱強度の時間変化(地震発生1分前から2分後)を図-6および図-7に示す。いずれの地点でも後方散乱強度の変化は見られるが、地震発生前にも周期的に変化していたり、わずかな時間での変化であったりすることなどから、地震による海面擾乱を観測しているとは判断できない。よって、この規模の地震、すなわちマグニチュード4.4、震源の深さ21 kmでは、遠距離海洋レーダで観測されるような海面擾乱は起きていないと考えられる。また、この地震における静的な海底変位量の計算結果では、隆起および沈降の変位が1 mm以下であった。この計算結果も、この規模の地震による海底変位量は極微少であり、海面変動およびそれに伴う海面擾乱が発生していないことを裏付けている。

c) 地震cに関する後方散乱強度の解析結果

地震cの震源位置は地震bとほぼ同じである。この地震について、震央に近い点における後方散乱強度の時

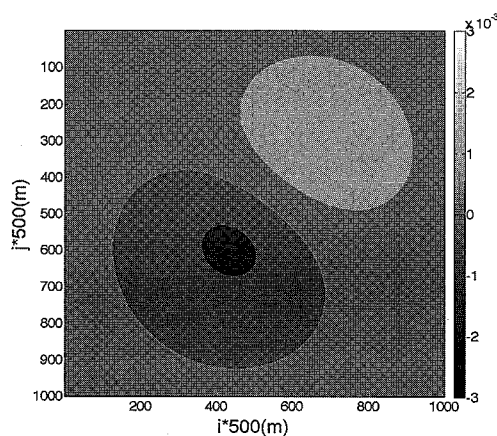


図-5 地震a発生時の静的海底鉛直変位量

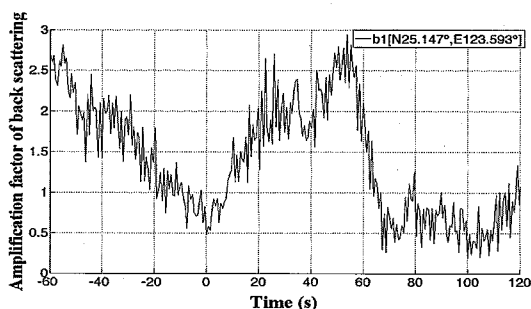


図-6 地点b1における石垣局での後方散乱強度の時間変化

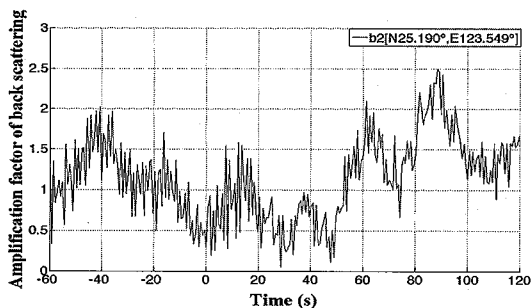


図-7 地点b2における石垣局での後方散乱強度の時間変化

間変化を確認したところ、地震bと同様に、石垣局および与那国局とも地震発生を境とした後方散乱強度の変化は確認されなかった。よって、この規模の地震、すなわちマグニチュード4.3、震源の深さ17 kmにおいても、遠距離海洋レーダで観測されるような海面擾乱は起きていないと考えられる。また、Mansinha・Smylie (1971)のモデルを用いた静的な海底変位量の計算結果も、地震bと同様に隆起および沈降の変位が1 mm以下であった。

3. 遠距離海洋レーダによる台風通過時の後方散乱強度の観測および解析

レーダの観測期間および観測範囲内では大きな地震が発生していなかったため、津波波源の検知指標としての後方散乱強度の有効性を十分に検証するまでに至らなかった。そこで、より海面擾乱を引き起こしていた可能性の高い台風通過時を対象として、後方散乱強度の解析を行った。

(1) 台風データの検索

RSMC Tokyo-Typhoon Center が公開している台風データベースを用いて、遠距離海洋レーダの観測範囲付近を通過した台風の検索を行った。データベースの検索条件としては、レーダ観測中心点 (N25.50°, E123.50°) から半径 150 km 以内を検索範囲、2004 年 4 月～2006 年 9 月を検索期間とした。検索の結果、9 個の台風が観測範囲付近を通過していることが判明した。台風通過に伴う海面変動は、台風の気圧の低さに加えて、台風通過方向の中心からやや東側に位置する海域で大きくなる。そこで、検索された台風の中から、気圧が低く、レーダ観測域のほぼ上空を通過した 2005 年台風 9 号 MATSA を選択して、以下の解析対象とした。

台風 MATSA の諸元を表-1 に示す。また、進路図を図-8 に、進路図と対応した中心気圧の時間変化を図-9 に示す。台風 MATSA がレーダの観測付近 (石垣島北西近海) を通過したのは 8 月 4 日の夜から 8 月 5 日の朝にかけてであり、その際の気圧は 950 hPa から 955 hPa と最も発達していたことがわかる。

(2) 台風 MATSA を対象とした後方散乱強度の解析

2005 年台風 9 号 MATSA について、遠距離海洋レーダで観測された後方散乱強度の時間的・空間的変化の解析を行った。まず、台風の影響を受けていない 3 日間の平常時観測データを用いて、各地点における後方散乱強度の全平均をとり規格化データを作成した。図-10 に作成した規格化データを示すが、横軸に受信アンテナ・ナンバー、縦軸に観測方向距離をとり、直行座標表示にしてある。以下の解析では、後方散乱強度をこの規格化データで除して、平常時に対する増幅率の空間分布で表現している。また、台風の平均速度 (17.5 km/h) とレーダの距離分解能 (7 km) を考慮して、後方散乱強度を 30 分間の平均値で表わしている。すなわち、30 分間隔で、規格化データに対する後方散乱強度の増幅率の空間分布を求め、それらの時間変化を調べている。

石垣局が観測した後方散乱強度の増幅率の空間分布の解析例を図-11 および図-12 に示す。台風の影響を受けていないと考えられる時間帯 (8 月 4 日 18:00 以前) では、レーダの観測範囲全般で後方散乱強度は概ね穏や

表-1 台風 MATSA の諸元

発生日時	2005 年 7 月 31 日 12:00 UTC
消滅日時	2005 年 8 月 7 日 12:00 UTC
継続時間	168 時間 / 7.0 日
最低気圧	950 (hPa)
最大風速	40 (m/s)
移動距離	2983 (km)
平均速度	17.5 (km/h)
移動幅	緯度 21.2 度, 経度 15.4 度

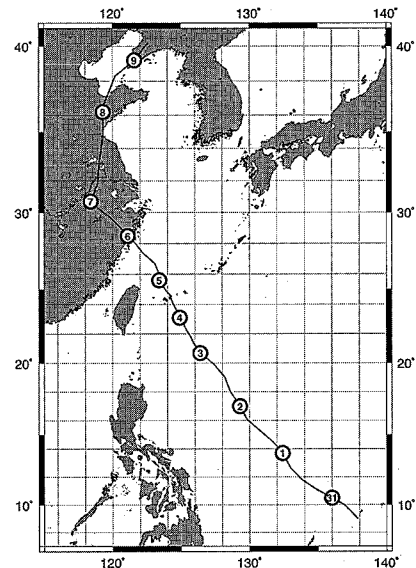


図-8 台風 MATSA の進路図 (図中の丸囲い数字は日付)

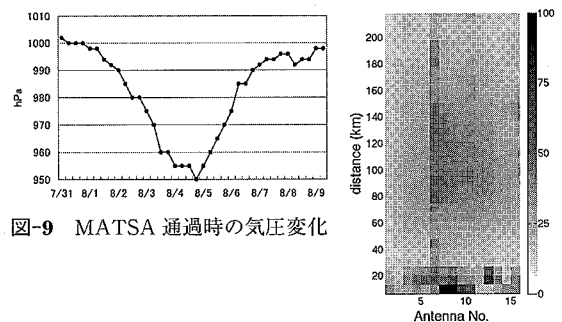


図-9 MATSA 通過時の気圧変化

図-10 規格化データ

かであった (図-11 左)。その後、台風中心域がレーダ観測範囲を通過するのに伴い、後方散乱強度は規格化データに比べて約 1.5 から 3.0 倍まで急激に増幅していた (図-11 右および図-12 左)。この増幅傾向は翌朝 4:00 まで続き、台風 MATSA のレーダ観測範囲通過時間帯と概ね一致していた。そして、台風通過後 (図-12 右) は、急速に後方散乱強度が低下して、規格化データに近づくことが確認された。

以上のことから、台風の通過に伴う強風や気圧低下に

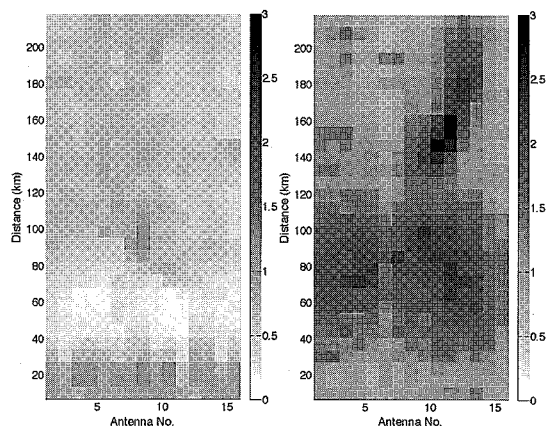


図-11 石垣局の後方散乱強度の空間分布，左が8月2日14時（台風通過前），右が8月4日22時（台風通過時）

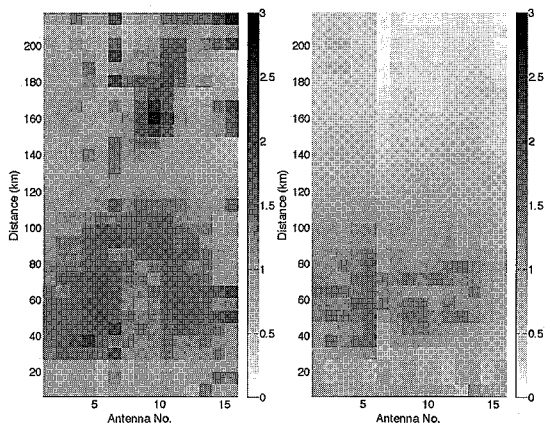


図-12 石垣局の後方散乱強度の空間分布，左が8月5日2時（台風通過時），右が8月5日14時（台風通過時後）

よって増幅された海面擾乱は，後方散乱強度の急激な増幅をもたらすと考えられる。すなわち，海面擾乱の増加を検知する指標として，後方散乱強度が有効であることが示されている。

4. ま と め

本研究では，地震に伴う急激な海底変動によって生じる海面擾乱に着目して，遠距離海洋レーダで観測される後方散乱強度を津波波源の新たな検知指標として提案した。そして，石垣島および与那国島のレーダによる観測データを用いて，その有効性を検討し，以下のような結果を得た。

1) 地震 **a** (M6.5, 震源の深さ 175 km) の発生直後，震央付近において，後方散乱強度が約 80 秒間，1.3

から 2.3 倍程度に増幅していることが確認された。しかし，この程度の増幅は地震時以外でも発生するため，今後は有意な津波を発生させるほどのより大きな地震についての検証が必要である。

- 2) 地震 **a** による静的な海底変位量を計算したところ，鉛直変位はわずかであったため，後方散乱強度の増加には海震のような粗密波が寄与していると予想される。
- 3) 地震に起因した海面擾乱は，通常の波浪が増幅されて発生している可能性を示唆していた。
- 4) 地震 **b** (M4.4, 震源の深さ 21 km) および地震 **c** (M4.3, 震源の深さ 17 km) 程度の地震では，震央付近においても後方散乱強度の急激な変化は観測されないことが確認された。
- 5) レーダの観測期間および観測範囲では大きな地震が発生していなかったため，大きな海面擾乱を引き起こす台風を対象に後方散乱強度を解析した。その結果，2005 年台風 9 号 MATSA の中心域がレーダ観測範囲を通過する時間帯で，後方散乱強度が約 1.5 から 3.0 倍に増幅していることが確認された。よって，海面擾乱の増加を検知する指標として後方散乱強度が有効であることが示された。

参 考 文 献

- 石田祐介・今中 剛・今村文彦(1998): 三陸沖での新しい監視方法による津波情報提供の可能性，海岸工学論文集，第 45 巻，pp. 386-390。
- 気象庁: <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/mech/index.html>，参照 2006. 6.30。
- 児島正一郎・佐藤健治・松岡建志・藤井智史(2003): 外洋の広域波浪計測のための遠距離海洋レーダの開発，海岸工学論文集，第 50 巻，pp. 1391-1395。
- 館畑秀衛(1998): 津波数値計算技術の津波予報への応用，月刊海洋，号外 No.15，pp. 23-30。
- 土木学会海岸工学委員会・研究現況レビュー小委員会(2001): 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測，土木学会，212p。
- 永井紀彦・小川英明・寺田幸博・加藤照之・久高将信(2003): GPS ブイによる沖合の波浪・津波・潮位観測，海岸工学論文集，第 50 巻，pp. 1411-1415。
- 渡部勇太・高橋智幸・菅野高弘(2007): 急激な底面変動により水面に発生する高周波成分に関する水理実験，海洋開発論文集，pp. 111-116。
- Mansinha, L and D.E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bull. Seismol. Soc. Amer., Vol. 61, pp. 68-89。
- Mikumo, T. (1971): Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period P and S waveforms, 2. Deep-focus and intermediate-depth earthquakes around Japan, J. Phys. Earth Vol. 19, pp. 303-320。
- RSMC Tokyo-Typhoon Center: http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/RSMC_HP.htm，参照 2006. 6.30。