

11-2 震度データのインバージョン解析による過去の東海・南海地震の短周期地震波発生域

Short-Period Seismic-Wave Radiation Zones from the Great Historical Earthquakes along the Nankai Trough by the Seismic Intensity Inversion

鹿島建設(株) 小堀研究室 武村雅之・神田克久
M. Takemura and K. Kanda (Kobori Res. Comp, Kajima Co.)

1. 短周期地震波発生域とアスペリティ

震度インバージョン解析は、歴史的な地震についても適用可能な反面、解析によって求められる短周期地震波発生域(以下短周期域という)と波形インバージョンから求められるアスペリティ(すべりの大きな場所)との関連が不明確であり、地震発生の長期予測や強震動予測のための震源モデルの構築に際し、結果をどのように解釈して使えばいいかについて課題が残されていた。

神田・武村¹⁾は、2003年9月26日および1952年3月4日の十勝沖地震の震度インバージョン解析を通して、この課題に対して一つの回答の糸口を見つけた。第1図はその結果である。星印は震源位置で破壊の開始点にあたり、波形インバージョンより求められるすべり分布のコンター²⁾が実線で書かれている。太い点線は70%以上の短周期エネルギーを出した部分で震度インバージョンによって求められた短周期域である。三角印は、短周期域内のエネルギー分布からもとめた短周期域の重心(以下短周期域中心という)を求めたものである。2003年の地震と1952年の地震は全てにおいてそっくりであるが、注目すべきは、アスペリティと短周期域中心の関係である。破壊開始点との位置関係から、アスペリティの破壊の終端部であると思われる場所に短周期域中心があるようにみえる。アスペリティの破壊の終端部で破壊が集中し、それによってすべり速度が局所的に大きくなって短周期成分が強く励起されている可能性が考えられる。

短周期域中心がアスペリティの破壊の終端部に存在するという現象は、1978年6月12日と1936年11月3日の宮城県沖地震、1923年9月1日の関東地震など震度インバージョン解析を行った過去の地震についても見られる³⁾。中でも関東地震には2つの主要なアスペリティが特定されているが、そのそれぞれの終端部に短周期域中心が求められる。また、1994年12月28日の三陸はるか沖地震に対してのエンベロープインバージョン結果と波形インバージョン結果の比較⁴⁾からも同様のことが指摘できそうである。尚、ここで言う短周期とは、震度データの性質からおおよそ2秒から0.1秒の成分を指す。

2. 1944年東南海地震と1946年南海地震

南海トラフ沿いの地震については1707年10月28日の宝永地震、1854年12月23日の安政東海地震、翌日の安政南海地震、さらには、1944年12月7日の東南海地震、1946年12月21日の南海地震について、豊富な震度データがあり、震度インバージョン解析が行われている⁵⁾。波形インバージョンについては昭和の2地震についての解析があり、アスペリティの分布と比較することができる。

第2図は、1944年の東南海地震の結果である。黒い実線で囲った領域は神田・他⁵⁾による短周期域で、三角がそれぞれの短周期域中心である。この論文⁵⁾での、短周期域は、断層上の平均的な短周期エネルギーの2倍以上のエネルギーを出した場所として定義されている。求められた短周期域を、それぞれS1からS4と命名する。インバージョンによるすべり分布に対しては、3つの研究成果が示されて

いる⁶⁾⁷⁾⁸⁾.Baba⁶⁾の結果は、津波波形によるもので、そのうちすべり量が1m以上のメッシュのみを抽出した。Ichinose et al⁷⁾の結果は、国内および海外の地震記録の波形インバージョンによるもので、これも1m以上のメッシュを抽出した。一方、Kikuchi et al⁸⁾の結果は、国内の記録のみを用いたものであり、論文では0.5m間隔ですべり分布が示されているが、ここではそのうち1m以上の領域で1m間隔のコンターを示している。×印はKanamori⁹⁾による震央位置で、いずれの解析でも断層破壊の開始点と仮定している。Ichinose et al.⁷⁾とKikuchi et al.⁸⁾で用いられた国内の記録は、高知ならびに室戸岬の観測点以外は途中で振り切れていて、破壊開始点から離れた断層の東部での評価精度は、高くないものと思われる。両者の結果とも、すべりの大きい部分の主力が破壊開始点から離れた部分にあることは共通しているが、その位置が多少ずれている原因の一つは、データの精度による可能性がある。

このような問題点も踏まえて、アスペリティの位置を点線のように推定した。一つは断層の中部から東部にかけての大きなすべり域に対応する場所(TA2)、もう一つは主にKikuchi et al⁸⁾のコンターから推定した破壊開始点に近い場所(TA1)である。TA2からTA1の方向には、Baba⁶⁾による津波データの解析からもすべりの大きい領域が伸びているように見える。

これら2つのアスペリティと震度インバージョンによる短周期域の関係を見ると、TA1に対してはS1が、TA2に対してはS3とS4が対応しているように見える。いずれの短周期域も、その中心は、破壊開始点の位置からみると、アスペリティの反対側の縁、つまりすべりの終端部に位置している。このような短周期域中心の性質は、神田・武村¹⁾³⁾の指摘と同じである。TA2についてはS3とS4の2つの短周期域が対応しており、アスペリティそのものが2つ以上に分かれて存在する可能性もあるが、先に指摘したような解析精度の問題があり、詳細は良く分からない。またこの他にS2とした小さい短周期域があり、Ichinose et al.⁷⁾の結果ではすべりの大きいメッシュに対応するが、他の短周期域に比べそれほどはっきりした存在ではない。

次に、第3図で1946年の南海地震の結果を示す。神田・他⁵⁾の短周期域にS1からS3と命名し、それぞれの短周期域中心を三角で示す。南海地震には地震記録による波形インバージョンの結果はなく、Baba⁶⁾とBaba et al.¹⁰⁾による津波データからのインバージョン結果と、橋本・菊地¹¹⁾が国内の記録のP波やS波の位相から求めた星印で示す多重震源位置があるのみである。当時の地震記録の周期特性から考えると、P波、S波の位相がアスペリティまたはその一部から放出されたものと考えられる。このため星印から、初期破壊も含めて少なくとも3つのアスペリティがあると評価した。×印は気象庁による震央位置である。Baba⁶⁾によるすべり分布も考慮して、NA1からNA3のアスペリティを推定した。NA1は破壊開始点とされる震央位置付近にある。Kanamori¹⁰⁾による震央は橋本・菊地¹¹⁾の初期破壊の☆印よりやや北にあるが、いずれの震央の評価もS1の短周期域中心より西側にあり、破壊は震央から東に多少広がったと考えられる。

一方主な破壊は北西側に広がりNA2のアスペリティが先ず破壊しすべったと考えられる。Baba⁶⁾によれば、ここで破壊は海山の潜り込みに行く手を阻まれ、陸地近くへ迂回して西に進んだとされている。土佐湾に沿う第3のアスペリティNA3は、その際に形成されたと考えられる。潜り込んだ海山があると推定される位置は、毛羽付の実線で示した。

南海地震の場合も、これら3つのアスペリティに対応するようにS1からS3の短周期域があり、その中心はいずれも破壊開始点から見た場合、アスペリティの逆側、つまりすべりの終端部に位置することがわかる。

以上のように、1944年の東南海地震と1946年の南海地震に対して、アスペリティと短周期域あるいは短周期域中心が明らかになり、短周期域中心がアスペリティの破壊の終端部に位置するという性

質が共通していることが分かった。このような結果を踏まえ、安政および宝永の際の地震の短周期域やその中心位置から、これらの地震の震源特性を議論することができる。

3. 1854年安政東海・南海地震および1707年宝永地震

昭和の東南海地震ならびに南海地震と同様に、安政東海地震、安政南海地震、宝永地震の3つの地震についても神田・他⁵⁾の震度インバージョン結果がある。第4図は、昭和の地震の結果も含め、それらの結果をまとめたものである。それぞれの地震の際の短周期域を区別し、短周期域中心も求めて対応するカラーの三角印で示している。図には、昭和の地震に際して推定したアスペリティも示す。各回の短周期域は、①-⑥の番号を付した地域にそれぞれ集まっていることが分かる⁵⁾。それぞれの地域の短周期域の特徴を述べると以下ようになる。

①の地域は、駿河湾の奥で、宝永地震と安政東海地震に対する解析で短周期域が認められる。昭和の東南海地震では、震源域が駿河湾に入り込んでいない。このためこの地域には第2図でもアスペリティは特定されず、短周期域の存在も認められていない。これに対して、安政や宝永の地震の際には短周期域が確認される。これらのことから、それらの短周期域中心を破壊の終端部とするアスペリティが存在した可能性が示唆される。ただし、宝永地震については、翌日10月5日に甲斐方面で強い余震が発生しており、その被害と本震の被害が完全に分離できないことから、①の地域の短周期域を完全に本震のものと断定することはできない。

②の遠州灘沖の地域については、安政の際も、宝永の際も昭和の東南海地震と同様に短周期域が確認される。これらは昭和の東南海地震ですべったと思われるTA2のアスペリティの活動に伴う短周期域であると考えられる。この地域はトラフより南東側に、銭洲海嶺と呼ばれる高まりがあり、同種の高まりが以前から次々と沈み込んだ形跡が明らかになっている⁵⁾。この地域の短周期域は、他の場合と異なり地震によって位置がかなり移動する傾向があり、沈み込む海嶺の影響が、破壊過程を複雑にしている可能性もある。またこの地域で破壊が停止する昭和の東南海タイプと駿河湾まで破壊が及ぶ安政タイプで短周期域の分布が微妙に異なるが、その物理的な意味付けについては今後の課題である。

③は熊野灘沖の地域で、宝永、安政、昭和ともに短周期域があり、その中心もほぼ同じ位置に確認できる。TA1のアスペリティが毎回同様の様式で活動するものと考えられる。

④は潮岬沖の地域である。この地域が震源断層の縁になった昭和南海地震と安政南海地震の時のみ短周期域が確認できるが、宝永地震の際には短周期域は認められない。宝永地震は、南海地震と東海地震がほぼ同時に発生したと考えられる。従って先に指摘したように③の短周期域も同時に現れるため、震度データが陸側にしかないことを考えると、この短周期域の存在が隠れてしまっている可能性がある。その意味では、NA1のアスペリティが毎回同様の様式で活動している可能性も否定できない。

⑤は紀伊水道の入口付近で、熊野灘と同様、宝永、安政、昭和の全ての地震で強い短周期域がみられ、それらの中心の位置もそれほど大きく変化しない。NA2のアスペリティが毎回同様の様式で活動している可能性が高い。第5図は得られた短周期域を海底地形図の上に重ねて書いたものである⁵⁾。地下構造などとの関連を見ると、この地域の東側には点線で示す位置に、海洋スラブの裂け目があると指摘されている。また図には、深さ約30-40kmにある深部低周波微動の発生域も示されている。紀伊水道の短周期発生域は陸域に入り込んだ位置にあるが、深部低周波微動発生域と重なることはなく、むしろそれらを分断するような位置関係にあることも興味深い⁵⁾。

⑥は、高知県西部沿岸付近で、毎回短周期域を認めることができ、それらの中心位置もそれほど大きく変動しない（第4図）。このことは、NA3のアスペリティが毎回同様に活動していることを示唆するものである。

以上のように、安政東海地震および安政南海地震は、駿河湾内を除き、昭和の東南海地震、南海地震と、短周期域に関して共通点が多い。このことは、安政の際にも昭和の際と同じアスペリティが活動するとともに、紀伊半島の潮岬付近ないしはその先端から破壊が始まり伝播するという破壊の伝播様式も、類似していたことを強く示唆するものである。

また、宝永地震についても、昭和の地震との関係において安政の地震と同様の指摘をすることができるが、□の短周期発生域のさらに西方の室戸岬沖にきわめて強い別の短周期域が認められ、この点は大きく異なっている。この場所は、昭和南海地震や安政南海地震の時に、破壊伝播のバリエーションとなつたとみられる海山^{6) 10)}の北西方向にあり、短周期域中心はその縁に位置する。これは、宝永地震の際も、昭和や安政の時と同じく、潮岬沖にある破壊開始点から進んできた破壊が、南東方向から海山に到達し、宝永の際にはバリエーションでなく、アスペリティとして活動したと考えると理解できる。すなわち、海山の位置をアスペリティとすれば、短周期域中心は、破壊開始点と逆側のアスペリティ破壊の終端部に位置することになるからである。この短周期域の影響は、四国南部から大阪に至る地域の震度レベルを大きく上げることに寄与し、宝永地震による西日本での震動被害を大きくする要因を生み出したものと考えられる。

第5図を見ると、この短周期域より南西側の地域は、マルチ反射法探査によってDSR（深部強反射面）が確認される地域に含まれ、非地震性すべりが定常的に起こっていると指摘されており、アスペリティも短周期域もその領域までは延びてない⁵⁾。

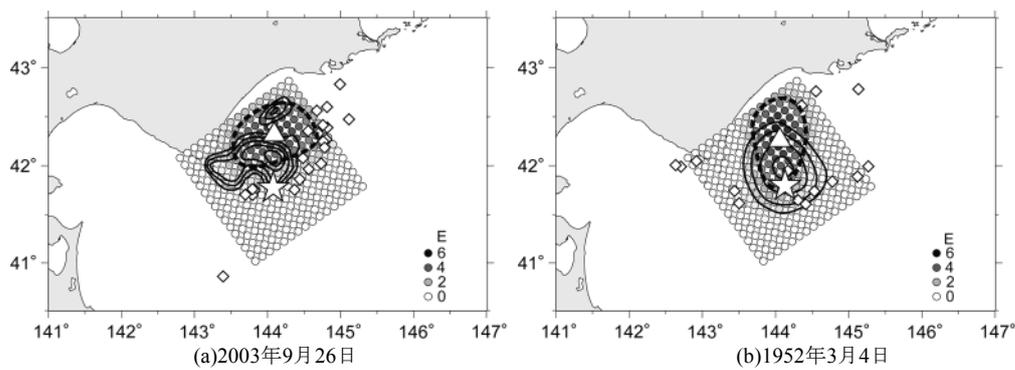
以上のように、南海トラフでは、ほぼ毎回、同じような破壊パターンで同じアスペリティが破壊し、その結果ほぼ同じ場所に短周期域が形成されていることが分かってきたが、中には、室戸岬沖のアスペリティのように、何回かに一度の活動によって、震度分布に大きな影響を及ぼすものも存在することがある。過去に一度だけ起こった地震の解析結果を基に、固有地震説をベースに、将来の地震の長期予測をする際には十分な注意が必要である。

謝辞 短周期地震波発生域とアスペリティの関係については、東大地震研究所加藤尚之助教授に未発表の理論的検討結果を見せていただき、貴重な御意見を頂いた。記して感謝の意を表します。

参 考 文 献

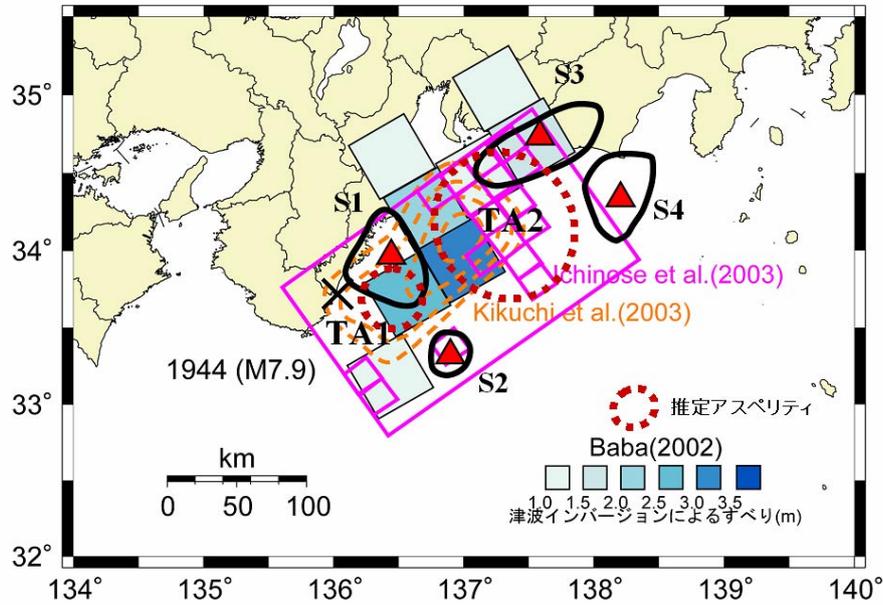
- 1) 神田克久・武村雅之, 2006, 十勝沖地震の震度インバージョン解析, 月刊地球, 号外 (投稿中) .
- 2) 山中佳子, 2005, 長周期地震動から見た 2003 年十勝沖地震の震源モデル, 月刊地球, 号外 49, 34-39.
- 3) 神田克久・武村雅之, 2006, 震度インバージョン解析による短周期地震波発生域のエネルギー重心とアスペリティの関係, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (投稿中)
- 4) Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato and M. Ohtake, 1998, Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, **103**, B1, 855-867.
- 5) 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発生域, *地震* 2, 57, 153-170.
- 6) Baba, T., 2002, Slip distributions of the 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes estimated from tsunami inversion using a new plate model, Doctor thesis of Kanazawa Univ., Japan, 58pp.

- 7) Ichinose, G.A., H.K. Thio, P.G. Somerville, T. Sato and T. Ishii, 2003, Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (Ms8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms, *J. Geophys. Res.*, 108, No.B10,2497, doi:10.1029/2003JB002393.
- 8) Kikuchi, M., M. Nakamura and K. Yoshikawa, 2003, Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space*, 55, 4, 159-172.
- 9) Kanamori, H., 1972, Tectonic implication of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquake, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 5, 129-139.
- 10) Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins and K. Uhira, 2002, The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 59-73.
- 11) 橋本徹夫・菊地正幸, 1999, 地震記象から見た 1946 年南海地震の震源過程, 月刊地球号外, 24, 16-20.



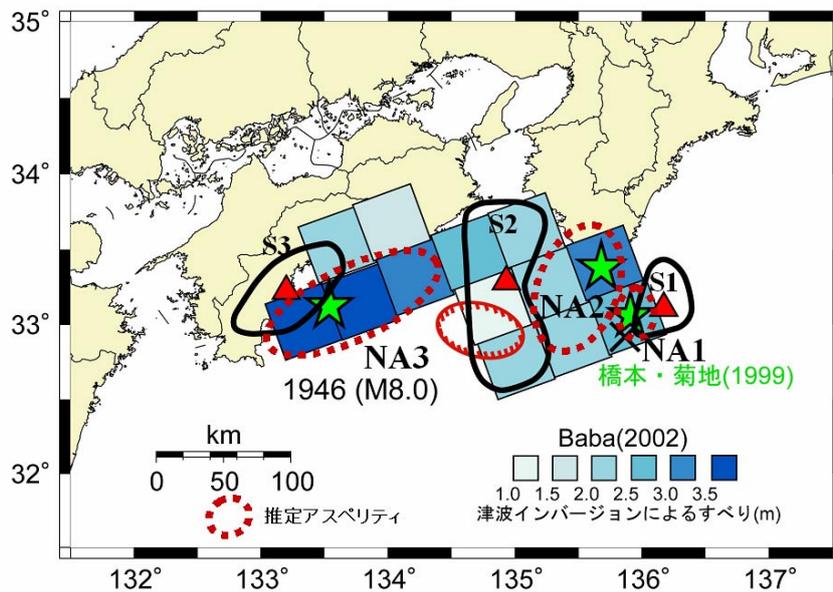
第1図 2003年と1952年の十勝沖地震の震度インバージョン解析結果¹⁾. 破線は短周期域, 実線のコンターは山中²⁾によるすべり分布. △は短周期域中心で☆は気象庁による震央である. ◇は本震発生後1年間に発生したM5.5以上の地震の震央である.

Fig.1 Short-period seismic-wave radiation zones (SPRZ) surrounded by broken curves from the 2003 and the 1952 Tokachi-oki earthquakes¹⁾. Solid curves show contours of fault slip by Yamanaka²⁾. △ shows the center of SPRZ and ☆ the epicenter by JMA for each event.



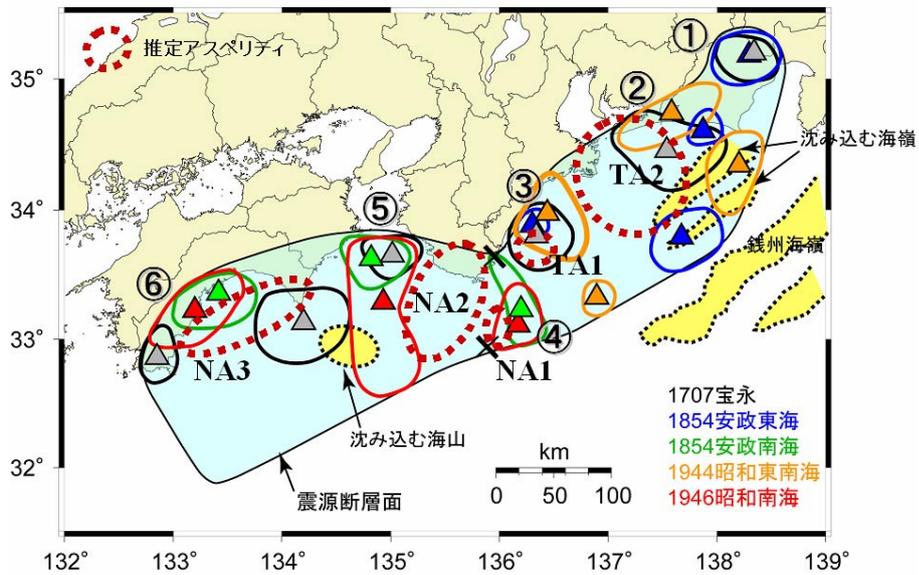
第2図 1944年東南海地震の震度インバージョン結果. 実線で囲まれた領域 (S1-S4) が短周期域⁵⁾で,△印はそれぞれ短周期域中心を示す. ×印は Kanamori⁹⁾による震央であり, Ichinose et al⁷⁾と Kikuchi et al⁸⁾ならびに Baba⁶⁾によるすべり分布も示す. 点線で囲まれた領域 (TA1 と TA2) は推定されるアスペリティである.

Fig.2 SPRZ's from the 1944 Tonankai earthquake. Areas with S1-S4 surrounded by the solid curves show SPRZ's⁵⁾ and □'s show their centers. × is the epicenter by Kanamori⁹⁾. TA1 and TA2 indicate areas of asperity estimated based on the results of the wave form inversion⁶⁾⁷⁾⁸⁾.



第3図 1946年南海地震の震度インバージョン結果. 実線で囲まれた領域 (S1-S3) が短周期域⁵⁾で,△印はそれぞれ短周期域中心を示す. ×印は気象庁による震央である. ☆は橋本・菊地¹¹⁾によるイベント位置で, Baba⁶⁾によるすべり分布も示す. 点線で囲まれた領域 (NA1-NA3) は推定されるアスペリティである.

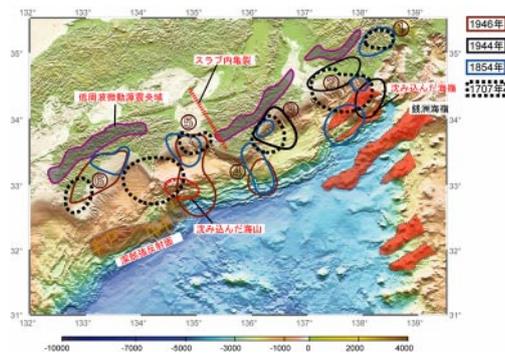
Fig.3 SPRZ's from the 1946 Nankai earthquake. Areas with S1-S3 surrounded by the solid curves show SPRZ's⁵⁾ and □'s show their centers. × is the epicenter by JMA. NA1 and NA2 indicate areas of the asperity estimated based on the results of the analysis of regional long-period seismograms¹¹⁾ and the inversion of observed tsunami waves⁶⁾¹⁰⁾.



第4図 (Fig.4)

第4図 宝永, 安政, 昭和の地震の震度インバージョン結果. 実線で囲まれた領域が短周期域⁵⁾で, △印はそれぞれの短周期域中心を示す. X印は昭和の地震の震央および点線で囲まれた領域 (TA1-TA2, NA1-NA3) は推定されたアスペリティである (第2図, 第3図参照) .

Fig.4 SPRZ's integrated from the inversion analysis for the Hōei, Ansei and Showa earthquakes. Areas surrounded by the solid curves show SPRZ's⁵⁾ and △'s show their centers. × is the epicenter of the Showa events and areas surrounded by the broken curves show the asperities estimated for the showa events (Figs. 2 and 3).



第5図 (Fig.5)

第5図 短周期域と海底地形, 深部低周波微動発生域, 深部強反射面域, スラブの裂け目, 海山・海嶺の潜り込み.

Fig.5 SPRZ's for Hōei, Ansei and Showa earthquakes. Epicenters of low-frequency seismic tremor, a deep strong reflector, a tear in-slab, and a subducted seamount and ridges are depicted on topography (image courtesy of Y. Kaneda, JAMSTEC).