

S波スプリッティングの解析から明らかになった神奈川県西部地域の 異方性の空間的・時間的变化

本多 亮*・棚田俊收*

Variations of S-wave anisotropy in space and time in the crust of western Kanagawa, Japan

by

Ryou HONDA* and Toshikazu TANADA*

1. はじめに

箱根・足柄地域はフィリピン海プレートと陸側のプレートの衝突帯にあたり、箱根火山、神縄・国府津～松田断層帯など複雑なテクトニクスを有する。Ukawa (1991)は、微小地震のP波初動メカニズム解から伊豆半島周辺の応力場を推定した。彼は伊豆半島西側から東側にかけて、富士山付近を要とする扇形に圧縮軸が北東-南西から北西-南東方向に変化していくことから、フィリピン海プレートと陸側のプレートの衝突帯が伊豆ブロック北西部に存在すると考えた。また、Kaneshima (1990)によるS波スプリッティングを用いた応力場の解析では丹沢地域の広域応力場は北西-南東方向であり、これはUkawa(1991)や棚田(2004)による地震のメカニ

ズム解とも調和的である。また、富士山、箱根火山、伊豆大島の主火山体山腹の側火山の分布からも、箱根周辺での主圧縮軸の方向がN30°Wであることが中村(1969)などによって報告されている。

神奈川県温泉地学研究所(以下、温地研)では1989(平成元)年以降、箱根・足柄平野周辺に数キロ間隔で14点の地震観測施設を展開している(図1)。本報告では、温地研の地震観測網によって得られた地震波形のS波スプリッティングの解析から、異方性の時間・空間分布を推定し、より詳細な箱根・足柄地域の応力場について考察を行う。

2. S波のスプリッティングとは

S波のスプリッティング(Shear wave splitting)とはS波が異方性媒質中を伝播する際に、互いに直交する振動ベクトルをもつ異なった速度のS波に分離する現象をいう(図2)。その原因としては、物質を構成する鉱物の物性や地中のクラックなどが考えられている。異方性媒質の特性は、先行波の振動方向(LSPD)と後続波と先行波の到着時間差(DT)の観測から推定される。地中に存在するクラックによってスプリッティングが起こると仮定すると、クラック面に直交する方向に振動する遅いS波と、平行な方向の振動方向をもつ速いS波の2つの波に分離する。

地殻は常に主としてプレートの衝突方向に力を受けている。その際地殻中には、水平最大主圧縮軸と平行な微小クラックが生成される。そのため、S波スプリッティングの解析から観測点付近の広域応力場の方向を推定する研究が多くなされてきた(例えば、Crampin, 1987; Kaneshima, 1990)。一方で、断層破砕帯の中を通過する地震波は、広域応力場の方向よりもむしろ断層の走向

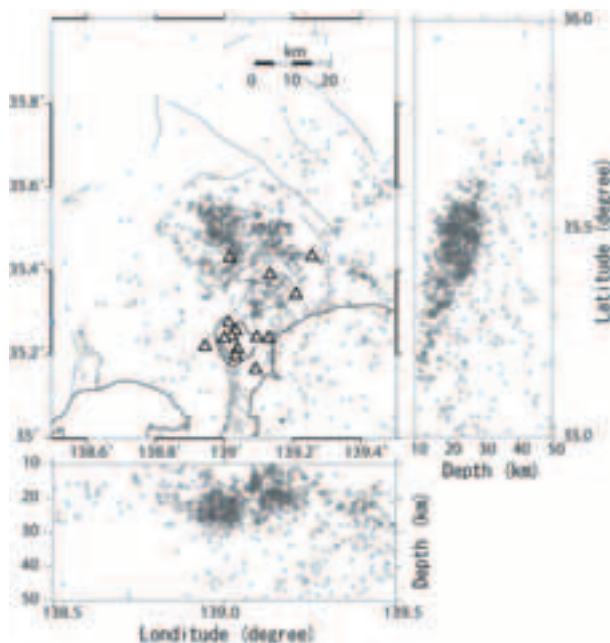


図1 解析に使用した観測点分布(三角)と、1997(平成9)年から2005(平成17)年までに決定された震源分布(白丸)。グレーの線は断層を示す。

* 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586

報告, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第38巻, 47-52, 2006.

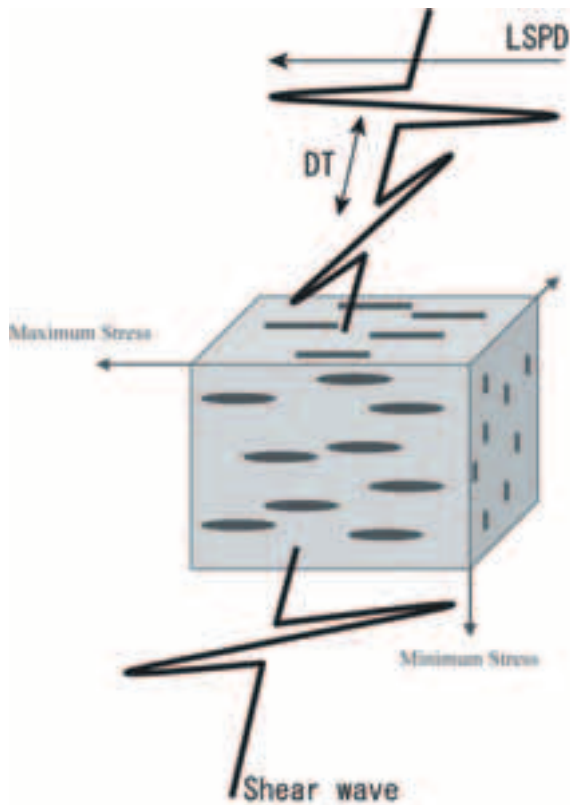


図2 S波スプリッティングの概念図。2つのパラメータ(LSPDとDT)から異方性媒質の性質を推定する。

に平行なLSPDを持つことがTadokoro et al.(1999)などによって示されている。

3. データと解析手法

解析には温泉地学研究所が展開する地震観測網(図1)で観測された地震波形に2-8Hzのバンドパスフィルターをかけたものを使用した。本研究では1997(平成9)年から2005(平成17)年までに当初の観測網で震源決定した地震のうち、フィリピン海プレートおよび地殻内での異方性分布を推定するため、太平洋プレートの地震および箱根火山の火山性の地震を除く深さ10kmから50kmのものを選択した。また変換波による位相の変化を避けるために、観測点への波線の入射角が35度以下の地震のみを使用した。入射角と地震波の伝播距離は、温泉研のルーティン業務で使用している1次元速度構造(平賀、1987)を用いて計算した。

S波スプリッティングのパラメータ(LSPD、DT)はCross-correlation法(例えば、Shin and Meyer、1990)を用いて推定した。図3にスプリッティングを示す波形の例と、Cross-correlation法によるパラメータ推定の例を示す。図の左下に、回転角と時間ずれに対する水平2成分の波形の相関値を示す。縦軸が151、横軸が-0.07の位置で相関係数が最大となり、水平成分の波形をN151Eに

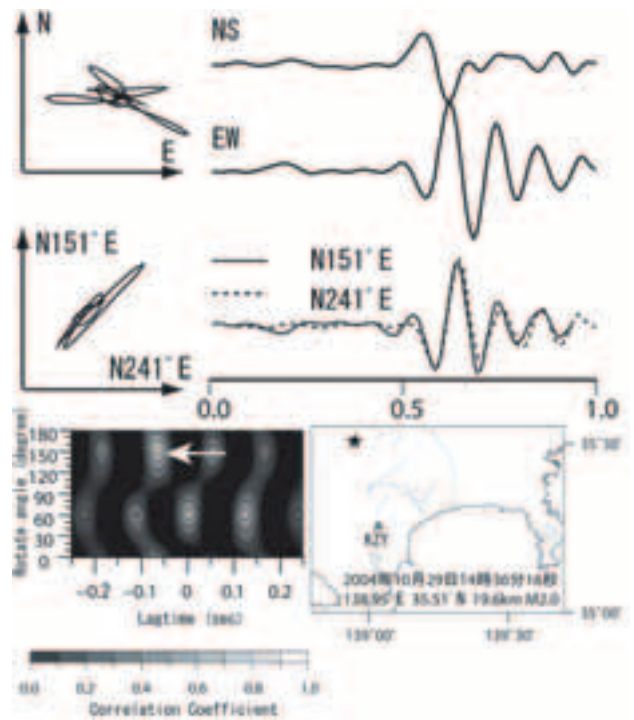


図3 Cross-Correlation法による解析の例。左下に、波形の回転角と時間差による相関係数の変化を示す。もっとも相関が高い回転角151°、時間差0.07秒(白矢印の位置)で南北及び東西成分の波形をずらして重ねたものが、中段に示す波形である。波形が良く似ており、左に示した粒子軌跡が直線状になっていることが分かる。右下に、震源と観測点の位置関係及び発震時を示す。

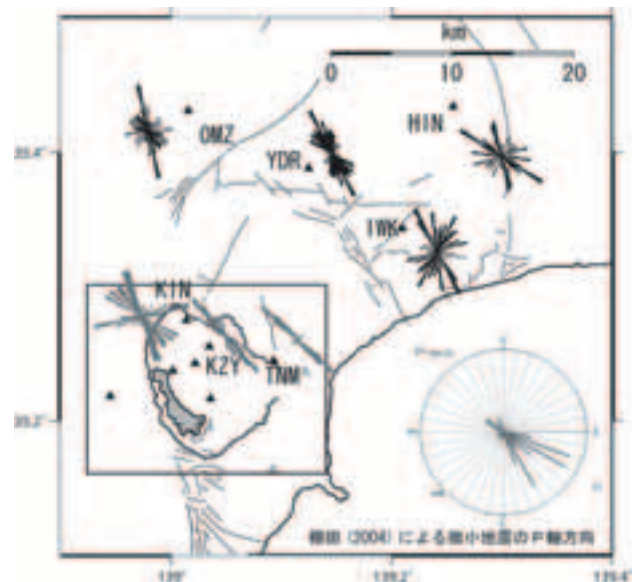


図4 足柄平野周辺の観測点で得られたLSPD。図の右下に棚田(2004)によって微小地震のメカニズムから推定されたP軸の方向を示す。LSPDはほぼP軸の分布の範囲内に収まる。箱根周辺の四角は図7の範囲を示す。

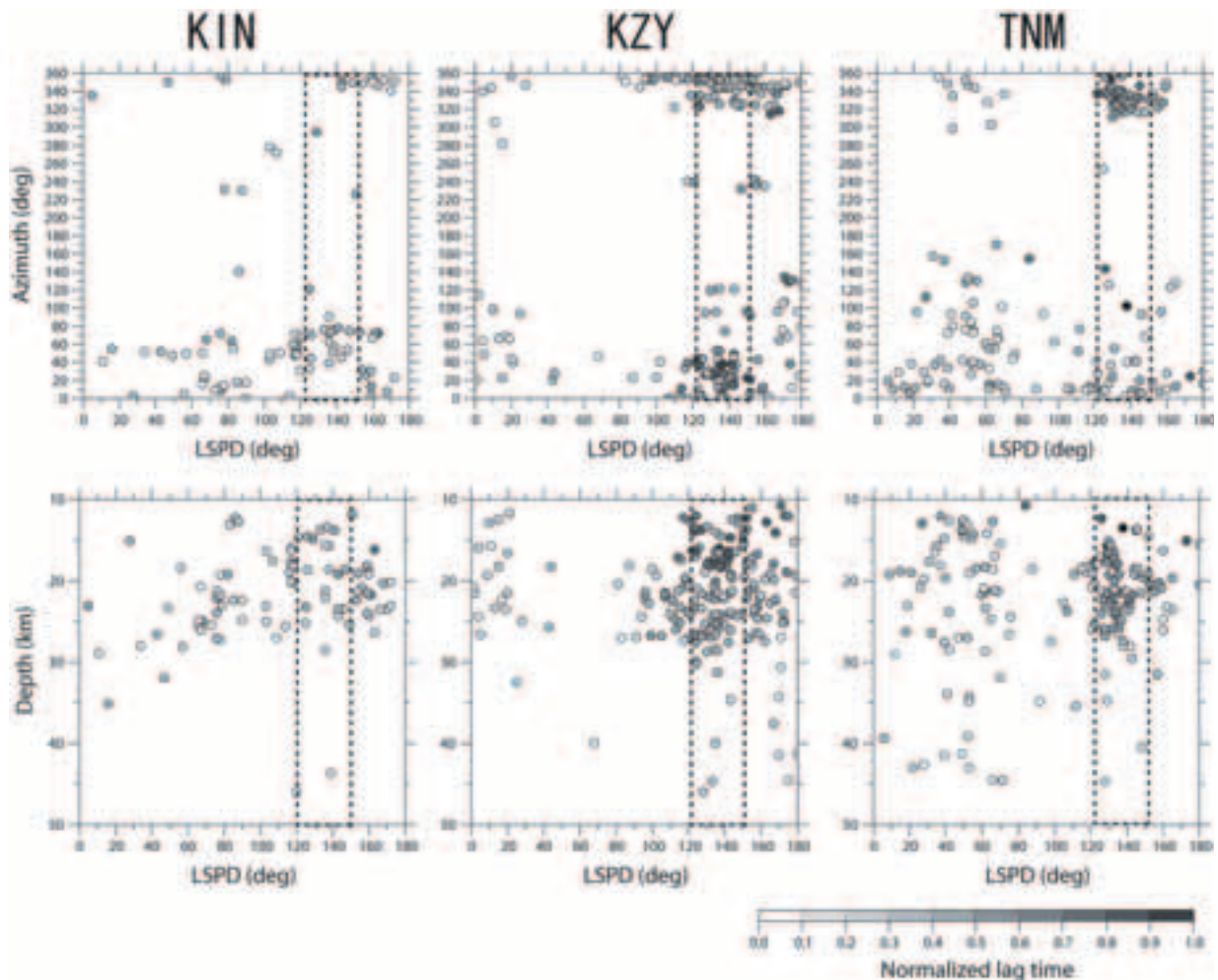


図5 KIN, KZY, TNMで観測されたLSPDとDTの震源深さと入射方向に対するプロット。点線はLSPDがN120°EからN150°Eの範囲を示す。またDTの大きさは、波の伝播距離で正規化し0から1の範囲に入るよう係数を掛けたものをグラデーションで表している。色が濃いほど単位距離を伝播する間にずれる時間差が大きい。

回転させ、0.07秒だけずらすと、ふたつの波形が非常によく似ていることを示している。図の中段に、水平成分の波形を回転させて時間をずらして重ねたものを示す。相関係数が0.8以上の地震について、S波スプリッティングのパラメータとして採用した。

4. 解析結果

4.1. LSPDの空間的变化

図4に、足柄平野周辺にあるOMZ, YDR, IWK, HINの各観測点でのS波初動の偏向方向を示す。Cross-correlation法によって得られた偏向方向に波の伝播距離によって規格化した時間差(DT)を重み付けした。さらに0から1の範囲に入るように適当な係数をかけてローズダイアグラムで示した。以後のLSPDを示す図は全て同様の表示である。

IWKはごく近傍に東名高速道路が走っておりまたHIN, OMZは地表にセンサーが置いてあるため、波形のノイズレベルが高くややLSPDに散らばりが見られるの

に対し、ポアホール観測点であるYDRでは明瞭にS波の偏向が観測され、北西-南東方向(N120°EからN170°E)にLSPDが卓越することが分かった。OMZについてもややばらつきは大きいものの同様の傾向が見られる。これらは、周辺の微小地震メカニズム解のP軸方位(棚田, 2004; 行竹ほか, 2006)と調和的であり、周辺の広域応力場を反映していると考えられる。IWK, HINはそれぞれ南北方向、北西-南東方向にS波初動の偏向が見られるが、地震数が他と比較して少ないためか明瞭な傾向は見えない。

TNM, KZYの2点では、北西-南東方向(N120°EからN150°E)にS波初動の偏向が観測された(図4)。この方位は周辺の微小地震メカニズム解のP軸に近く、広域応力場の影響とも考えられる。しかし、DTの入射方位に対する分布を見ると(図5)、DTの大きさが入射方向によってかなり異なることから、地震波の伝播経路上に周囲と異なる局所的な異方性構造が存在する可能性が強いと考えられる。例えば、TNMでは方位角N320°Eから

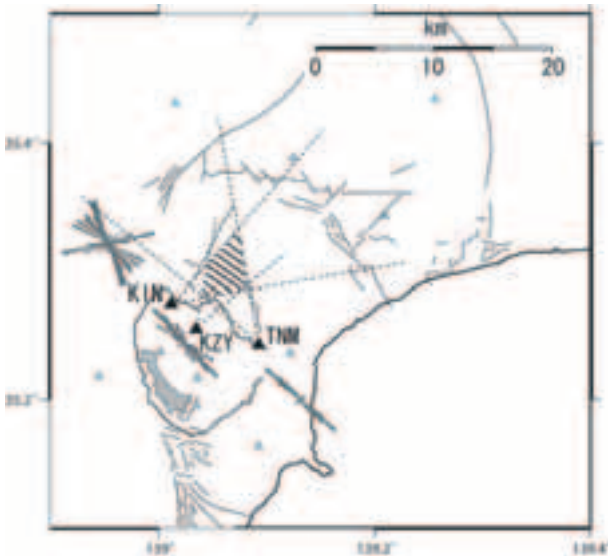


図6 KIN、TNM、KZYで観測された地震波形のうち、LSPDがN130°EからN160°Eの範囲に入る震源の方位を地図上に点線で示す。3観測点の結果から異方性が強いと判断される場所を斜線で示した。

N10°E、KZYではN20°EからN60°Eの範囲から観測点に入射してくるS波がN140°Eの方向に強く偏向する。また、20キロよりも浅い地震からの2つのS波の単位距離あたりの時間差が大きいことから、この異方性の原因はこれらの震源より浅い部分に集中していることが分かる。LSPDがN130°EからN160°Eの範囲に入る震源の方位をTNM、KIN、KZYについて地図上に示すと、この偏向異常の原因は図6の斜線で示した付近に存在すると推定される。

箱根火山中央部に位置するOWD、KOM、KZRでは、TNMなどで観測されたLSPDよりもさらに東西に近いN110°E付近が卓越するLSPDが観測された(図7)。OWD、KOMの直下では2001(平成13)年に大規模な群

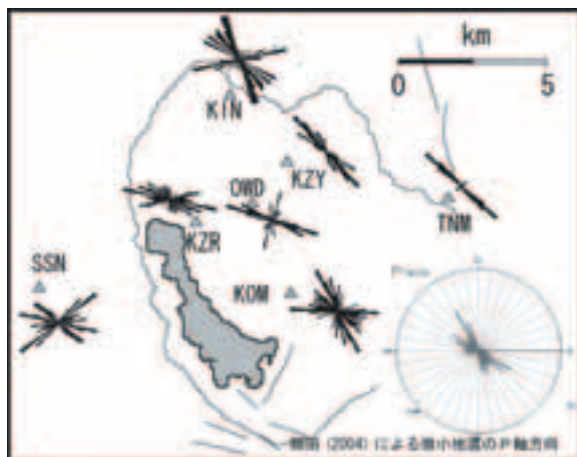


図7 箱根火山周辺の観測点で得られたLSPD。右下に棚田(2004)による、微小地震の解析から得られたP軸の報告を示す。

発地震が発生し、海拔0km付近に走向N100°EおよびN140°Eの開口クラックの存在が示唆されている(代田、私信)。この群発地震前後で卓越するLSPDがそれまでと比べて大きくかわることから、群発地震に伴うクラックの影響を強く受けていると考えられる。このことは、2000年及び2001年について震源の深さと2つのS波の伝播距離あたりの時間差が、浅い地震ほど大きい(図8)とも調和的である。この2つの観測点の詳しい時間変化については後述する。KZRでも同様に西北西に強い偏向が観測されるが、観測期間と入射方位に関わらずN110°EのLSPDが観測されることから、KZR近傍にS波を西北西に偏向させる異方性構造が存在すると考えら

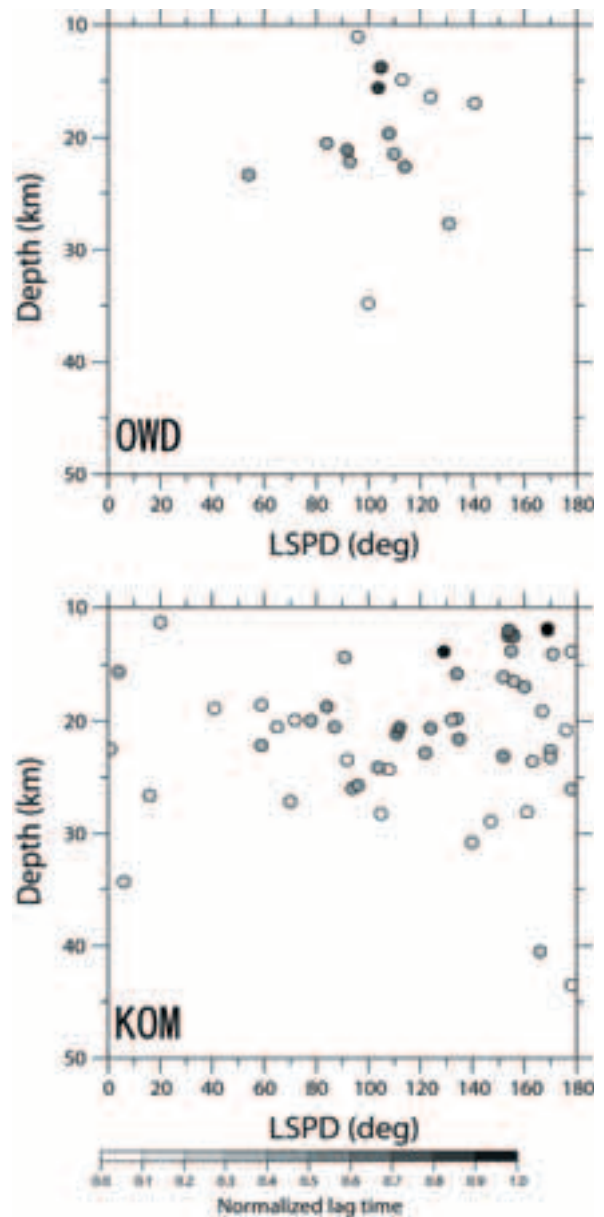


図8 KOMとOWDの2000年及び2001年の観測データから得られたLSPDと単位距離あたりの時間差。OWDではN110°E、KOMではN140°EのLSPDが卓越するが、いずれの観測点でも浅い地震ほど単位距離あたりの時間差が大きい。

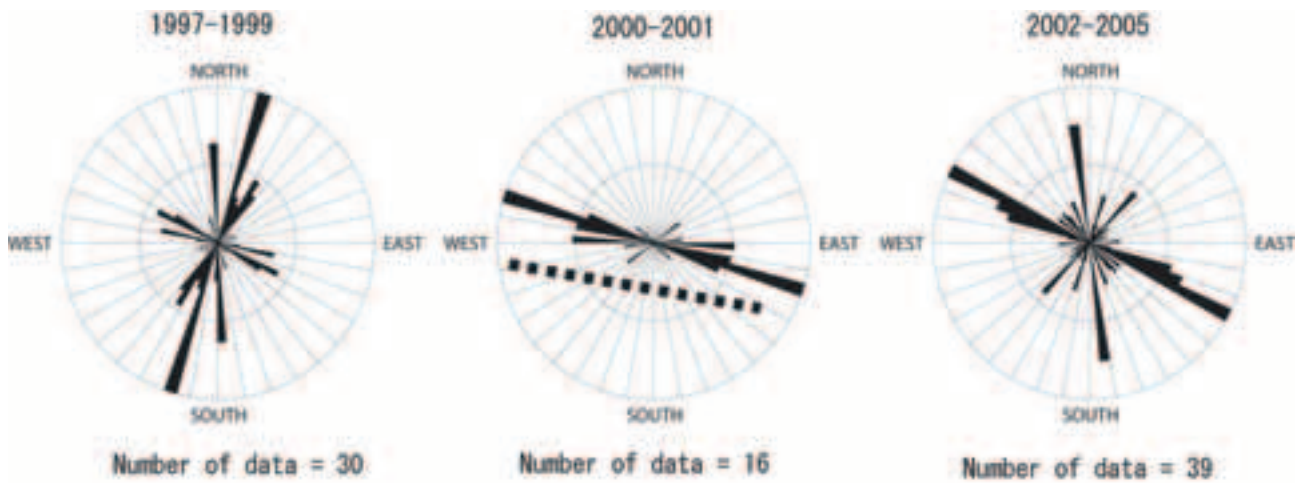


図9 OWDでのLSPDの時間変化。90年代は北東-南西方向が卓越するのに対し、2000年以降は西北西-東南東方向が卓越する。点線は代田(私信)による開口クラックの走向。

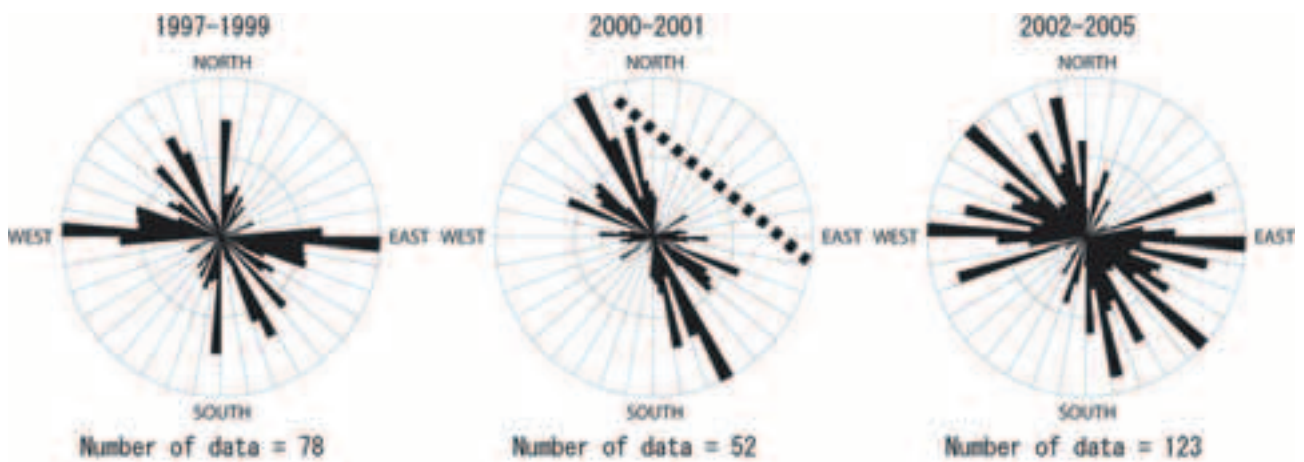


図10 KOMでのLSPDの時間変化。2000年から2001年にかけて北西-南東方向のLSPDが卓越する。点線は代田(私信)による開口クラックの走向。

れる。SSNについてはLSPDのばらつきが大きいので本報告では詳しくは述べない。

4.2. LSPDの時間的変化

OWDとKOMでは明瞭なLSPDの時間変化が観測された。OWDについては、図7にあるように観測期間全体ではN110°EのLSPDが卓越しているが、1997(平成9)年から1999(平成11)年、2000(平成12)年から2001(平成13)年および2002(平成13)年以降に分けてLSPDをプロットすると、明らかに2000(平成12)年から2001(平成13)年以降にLSPDが変化することが分かる(図9)。この期間には、2001(平成13)年に箱根で群発地震が発生しており、その際に傾斜計で記録された地殻変動から、中央火口丘の直下2km(海拔0km)程度のところにN100°Eの走向をもつ開口クラックの存在が推定されている。2000年から2001年にかけてのLSPDの変化は、このクラックの影響を強く受けていると考えられる。小塚山直上のKZYでこの変化が見えないのは、直下に地震が少ない

ためにKZYに到達する波線がこのクラックのある領域を通過しないためであると考えられる。

KOMについてもOWDと同様に2000(平成12)年から2001(平成13)年にかけての期間をはさんで、LSPDが大きく変化していることがわかる。これは2001(平成13)年の箱根群発地震の際に傾斜計の記録から推定された、駒ヶ岳直下の開口クラックの方向(N140°E)とよく一致する(図10)。

5. まとめ

足柄平野周辺部の観測点、特にボアホールに設置されたYDRとノイズが少ないOWDでは震源の位置に寄らず北西-南東方向にS波初動の偏向が観測され、過去の研究で得られた広域応力場の方向とよい一致を示した。

箱根火山内の観測点では全体として浅い地震からのS波が東西に近く強い偏向を示す。これらのうち、OWD、KOMでは2001(平成13)年の群発地震の前後でLSPDに変化が見られ、群発地震に関連したクラックの走向を反

映したと考えられる。2002(平成14)年以降のLSPDの分布をみると、KOMはほぼ群発地震以前と同様のパターンを示すのに対し、OWDについては群発地震の前後に見られるN110°EのLSPDが2002(平成14)年以降も比較的是っきりとしている。このことは、箱根火山の地下において、未だにN110°Eの走向を持つクラックが閉じていないことを示唆している。

2001(平成13)年の群発地震では箱根火山内に設置されたボアホール傾斜計によって、群発地震の起こる約3週間前から地殻変動の変化が観測されている(代田ほか、2002)。本研究の対象地域では火山に対して地震分布が偏っており地震数も少ないために時間的空間的に均質なデータが得ることが難しいが、空間的に密な観測網によって本研究のようなS波スプリッティングの時間変化が捉えられれば、設置が比較的容易な地震計の記録によって火山活動のモニタリングができる可能性がある。

TNM、KZYでは箱根火山内の観測点と異なり北西-南東方向に強い偏向が観測された。TNM、KZY、KINについて北西-南東に偏向を示すS波の入射方向から波線が重なる部分を推定すると、足柄平野の北西端に局所的に異方性の強い領域が存在すると考えられる。これらの異方性の原因について(1)マグマなどの貫入による結晶の選択配向、(2)応力の集中により周辺よりも地殻内のクラック密度が大きい、などが考えられる。これを検証するためには、ボーリングなどの解析結果と比較するか、あるいはGPSなどの臨時観測を行って歪場の観測を行うことが必要である。S波スプリッティングのパラメータは歪速度に敏感である可能性が指摘されていることから(例えばHiramatsu, 2005)、今回異方性が強いと推定された地域では周辺よりも歪速度が速い可能性がある。小田原周辺は約73年ごとに地震の被害を受けており、またその震源断層として西相模湾断裂が存在するとされる地域(石橋、1985)でもあることから、強い異方性の原因を突き止めることはこのような地震の震源域の推定を行う上でも重要である。スプリッティングの時間差DTはクラックに対する波線の入射角によっても変化するため、今後は入射角によるDTの補正も行い、異方性の強い領域についてより詳細に議論していく予定である。

謝辞

本報告の図はGMT(Wessel and Smith, 1995)によって作成しました。記して感謝いたします。

参考文献

- Crampin S. (1987) Shear-wave splitting above small earthquakes in the Kinki district of Japan, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **45**, 45-58.
- 代田 寧・棚田俊收・伊東 博 (2002) 2001 (平成13)年箱根群発地震活動に関連した地殻傾斜変動, 温地研報告, **34**, 35-44.
- 平賀士郎 (1987) 箱根火山と箱根周辺海域の地震活動, 温研報告, **18**(4), 125p.
- Hiramatsu Y. (2005) Seismological evidence on characteristic time of crack healing in the shallow crust, *Gephys. Res. Lett.*, **32**, L09304, doi10.1029/2005GL022657.
- 石橋克彦 (1985) “神奈川県西部地震”と地震予知 I, *科学*, **58**, 537-547.
- Kaneshima S. (1990) Origin of crustal anisotropy: Shear wave splitting studies in Japan., *J. Geophys. Res.*, **95B**, 11121-11133.
- 中村一明 (1969) 広域応力場を反映した火山体の構造, *火山*, **2**, 8-20.
- Shin, X. R. and Meyer R. P. (1990) Observation of shear wave splitting from natural events: South Moat of Long Valley Caldera, California, June 29 to August 12, 1982. *Journal of Geophysical Research*, **95B**, 11179-11195.
- Tadokoro K., Ando M. and Umeda Y. (1999) S wave splitting in the aftershock region of the 1999 Hyogo-ken Nanbu earthquake, **104B**, 981-991.
- 棚田俊收 (2004) 神奈川県西部地域における震源ならびにメカニズム分布と“神奈川県西部地震”想定断層との関係, 日本地震学会秋季大会予稿集 P150.
- Ukawa M. (1991) Collision and Fan-Shaped Compressional Stress Pattern in the Izu Block at the Northern Edge of the Philippine Sea Plate, *Journal of Geophysical Research*, **96B**, 713-728.
- Wessel, P. and Smith W. (1995) New version of the generic mapping tools, *EOS. Trans. Am. Geophys. Un.*, **76**, 329.
- 行竹洋平・棚田俊收・本多 亮・伊東 博・原田昌武 (2006) 神奈川県西部域におけるメカニズム解の決定, 温地研報告, **38**, 69-76.