

神縄・国府津－松田断層帯周辺域における震源分布とメカニズム解の特徴 －稠密地震観測データを用いて－

行竹洋平*

Characteristic of hypocenter and focal mechanism distribution around the Kannawa・Kozu-Matsuda Faults
-by using dense seismic network-

by

Yohei YUKUTAKE*

1. はじめに

神縄・国府津－松田断層帯（以下、本断層帯と呼ぶ）は、丹沢山地南部から小田原市の相模湾岸に至る活断層であり、約 2-3m/千年の平均的な変位速度を持つ（例えば、活断層研究会、1991）。本断層帯は、松田から国府津にかけて北北西－南南東走向に延びる国府津・松田断層のほか、丹沢山地南部で北東－南西走向に延びる塩沢断層など複数の断層で構成されている。地震調査推進本部による活断層の長期評価で算出された 30 年発生確率は最大で 16% であり（2011（平成 23）年 1 月 1 日における算定値）、日本全国で 110 認定されている主要活断層帯の中で最も高い。また、本断層帯が位置する地域は、フィリピン海プレートが複雑な形状で沈み込み（例えば、Sato et al., 2005）、かつ伊豆半島北端では丹沢地塊、伊豆地塊と本州側のプレートが多重衝突する地殻構造が存在し（例えば、Arai et al., 2009 ; Taira et al., 1998）複雑なテクトニクスを有する。

本断層帯のより正確な活動履歴の評価および周辺のテクトニクスとの関係を理解するため、文部科学省プロジェクト「神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測」が 2009（平成 21）年 4 月～2012（平成 24 年）3 月までの 3 カ年で実施されている。東京大学地震研究所（以下、東大地震研）を研究代表機関として、温泉地学研究所（以下、温地研）も同プロジェクトに参加してきた。同プロジェクトは 2 つのサブテーマ「断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測（サブテーマ 1）」及び「断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測（サブテーマ 2）」で構成されており、温地研はこれら 2 サブテーマに対して地震学的あるいは地質学的手法により調査を行ってきた。

本報告では、サブテーマ 1 の下で実施された研究課

題、「神縄・国府津－松田断層帯北縁部（箱根火山－丹沢山地）の地震活動と構造不均質の調査」の調査結果について報告する。この研究課題では、丹沢から箱根にいたる領域で機動地震観測点を展開するとともに、他研究機関の地震観測点データと併せた稠密な地震観測データをもとに、本断層帯周辺で発生する地震活動の不均質特性を明らかにすることを目的とする。この地域の震源およびメカニズム解については、行竹ほか（2006）、行竹ほか（2010）および Yukutake et al., (2011) などの先行研究により推定されているが、これらの研究はいずれもオンライン定常観測点データのみを用いた結果である。ここでは、従来より稠密な観測データから得られた、本断層帯周辺の震源分布およびメカニズム解の分布の特徴について報告する。なお本報告において、機動地震観測点とは、現地収録型のオフライン地震観測点のことを指すものとする。

2. データおよび手法

2.1. 機動地震観測概要

温地研では図 1 に示されるように、丹沢山地の南側から箱根カルデラ内にかけて 20 点の機動地震観測点を 2009（平成 21）年 6 月より展開し、2011（平成 23）年 6 月まで観測を継続した。機動地震観測の詳細は、行竹ほか（2009）に記載されている。さらに防災科学技術研究所（以下、防災科研）により本断層帯周辺から丹沢山地北部にかけての領域で、30 点の機動地震観測点が 2009（平成 21）年 12 月から（内 28 点は 2010（平成 22）年 8 月から）展開されている。本報告では、これらの機動地震観測点で記録された地震波形データに加えて、温地研、東大地震研、防災科研、気象庁のオンライン定常地震観測点データも使用した。

* 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 43 巻, 45-52, 2011

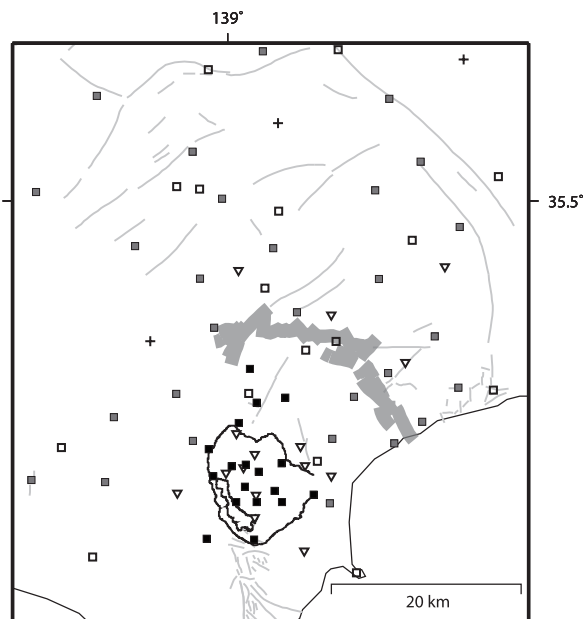


図1 使用した観測点分布。■および灰色□は、温地研および防災科研機動地震観測点、▽は温地研、□は防災科研 Hi-net、▽は気象庁の定常観測点の位置を表す。灰色太線は、本断層帯の地表トレースを示す。

2.2. JHD法を用いた1次元速度構造および観測点補正値の推定

最初に、Joint hypocenter determination (以下、JHD)法 (Kissling et al., 1994) を用いて一次元速度構造および観測点補正値の推定を行った。一次元速度構造の初期モデルとして温泉地学研究所 (2010) による本断層帯周辺の速度構造解析結果を使用した。この速度構造は、表層付近については採石発破記録を使用して推定し、表層より深部の構造については既存の研究結果 (Arai, 2011; 平賀・1987) をあてはめた。解析では、P波およびS波の検測走時が8以上ありかつマグニチュードが1.0以上である711イベントのデータを使用した。JHD法により推定された一次元速度構造を図2、および観測点補正値の分布を図3にそれぞれ示す。正の観測点補正値は、理論走時に対して観測走時が遅れることを表している。

2.3. Double Difference法を用いた高精度相対震源決定

高精度相対震源決定には、2009年6月～2010年10月までに発生した1450イベントの地震を解析対象とした。これらのイベントのマグニチュードは-0.1～4.6の範囲である。各観測点での、P波S波到達時刻、P波極性および最大振幅値は手動で検測した。JHD法で推定された一次元速度構造、観測点補正値、並びにP波S波の観測走時を、hypomh法 (Hirata and Matsu'ura, 1987)

を改良した手法 (P波およびS波速度構造を独立に与えるように改良した、詳細はKawanishi et al. (2008)に記載) に適用し、Double Difference法 (以下、DD法) (Waldhauser and Ellsworth, 2000) のための初期震源位置を決定した。

筆者らは、上記の初期震源位置をもとに、DD法による相対震源決定を実施した。なお、DD法の詳細については、行竹・棚田 (2008) に記載されているため、本論での説明は省略する。本報告では、2つのイベントの走時差 (Double Difference) を相互相関処理 (波形相関データ) ならびに検測時刻 (カタログデータ) から求め、初期震源位置の再決定に用いた。手動検測値から求めた Double difference データは、P波走時に対して20万ペア S波走時に対して15万ペアである。このデータに加えて、波形相互相関処理によって得られた高精度な Double difference データも震源決定に用いた。相互相関処理には、P波およびS波の手動で読み取られた到達時刻を含む0.75秒間の速度波形を用い、3-20Hzの帯域のバンドパスフィルターを使用し、相関係数が0.8以上ある Double difference データのみを使用した。相互相関処理によって得られた Double difference データは、P波走時に対して13万ペア S波走時に対して9万ペアである。DD法を適応することにより、Double difference データのRMS残差は手動検測値に対して146msから68msへ、相互相関データに対して78msから8msへそれぞれ減少した。

2.4. メカニズム解決定

メカニズム解の決定にあたっては決定精度を上げるため、Ide et al., (2003) の手法に従いP波初動極性データに加えて、P波ならびにSH波の変位スペクトルにおける低周波側の振幅情報も用いた。P波極性が12観測点以上で読み取られている地震について、メカニズム解の決定を試みた。この手法で一度メカニズム解を決定した後、各観測点での理論振幅値と観測振幅値との比から観測点振幅補正値を求めた。次に、この観測点振幅補正値を各観測点で観測された振幅値に適用し、再び上記の手法を用いてメカニズム解を決定した。これにより、地表地盤による振幅増幅あるいは減衰の影響が補正され、より精度よくメカニズム解を決定することが可能になる。その結果270イベントのメカニズム解を決定することができた。

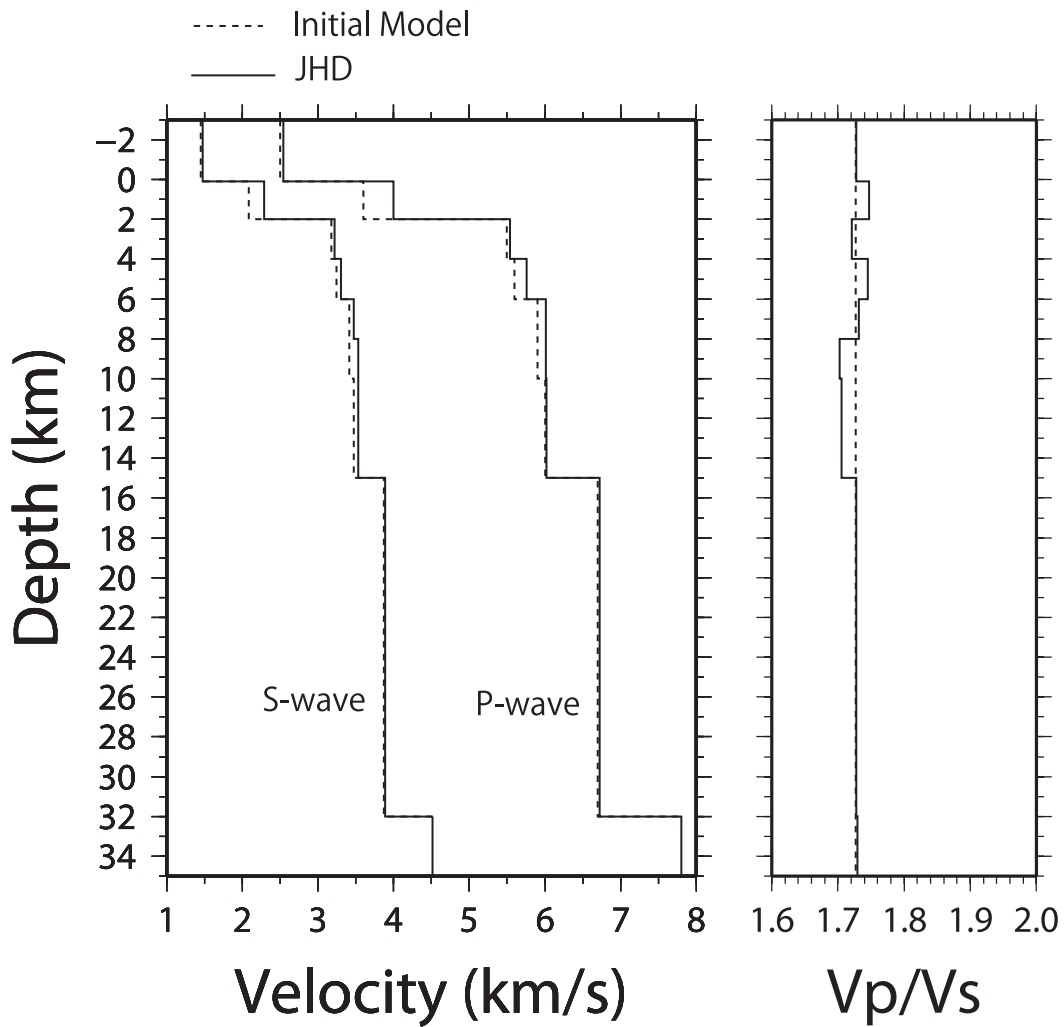


図2 JHD法により決定された一次元速度構造。Vp/Vs比も右図に示す。点線は、初期速度構造モデルを表す。実線は、JHD法により決定された速度構造を表す。

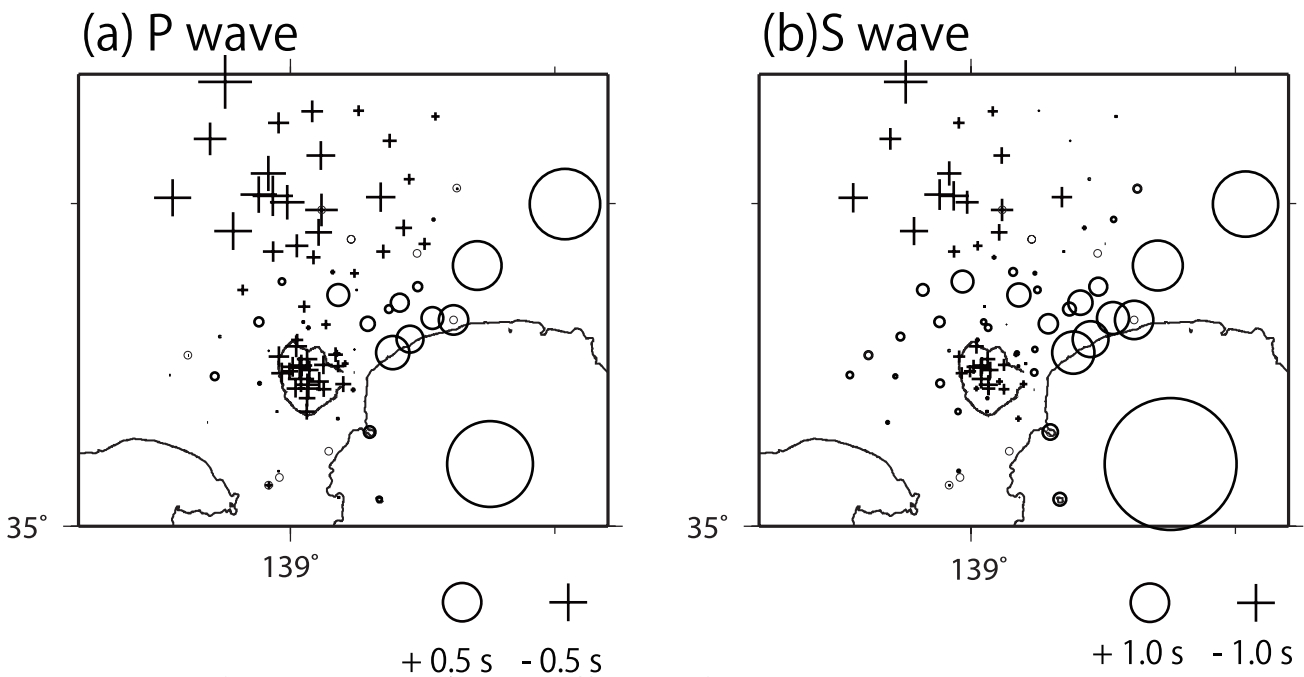


図3 JHD法により推定されたP波およびS波観測点補正值の分布。(a)P波 (b)S波。○は正の残差、+は負の残差を表す。

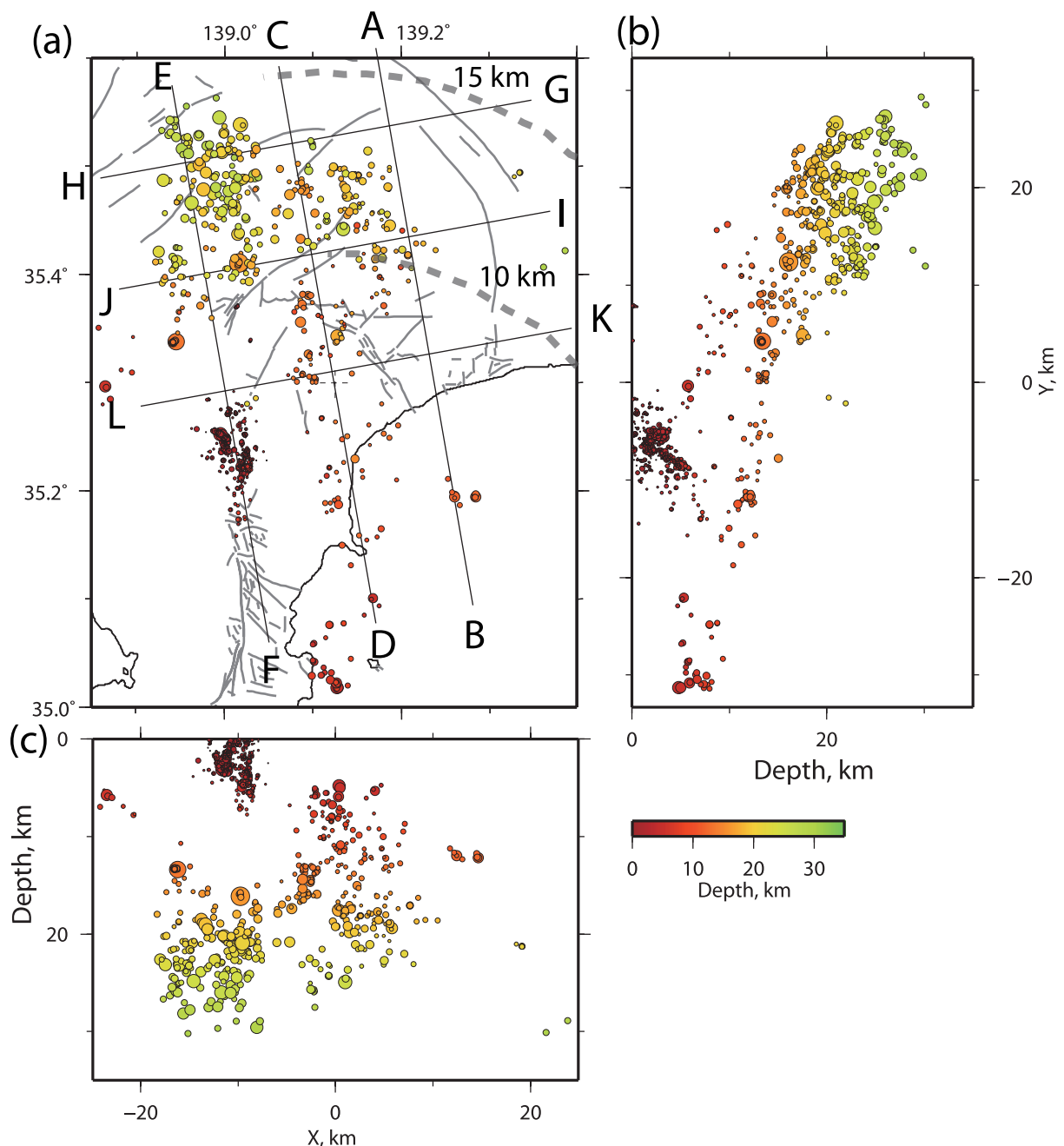


図4 DD法により決定された震源位置。(a) 震央分布、(b) 南北断面および (c) 東西断面に投影した震源の深さ分布。プロットの色濃淡は震源の深さを表す。線A-B～線K-Lは、図5において示される、A-B～K-L断面の位置を表す。灰色波線は、Sato et al. (2005) によって推定されたフィリピン海プレート上端の深さを表す。

3. 震源分布

DD法により決定された震源分布を図4に示す。さらに、図4中の線A-B～線K-Lに沿った震源の深さ分布を図5に示す。研究対象領域では地震が深さ0km～30kmの範囲で分布する。東西断面(図4(c))に着目すると、丹沢山地下深さ10km～30kmの震源分布の特徴に違いが見られ、西部では東部と比べて比較的広範囲にばらついて分布する。これらは先行研究(行竹・他(2010)、Yukutake et al., (2011))でも指摘されている。これらの研究では、東西での震源分布傾向の違いは丹沢山地下

の地震発生場のテクトニクスの違いを反映していると解釈されている。また、本断層帯周辺では深さ10km～20kmの範囲において地震が発生している。

図5での北北西-南南東方向の断面(A-B、C-D、E-F断面)において北方向に向かって深くなる震源の分布をみることができる。この領域では、Sato et al. (2005)による反射法構造探査解析により、フィリピン海プレートの上端がイメージングされている(図中の灰色波線)。解析に用いた速度構造の違いの影響により、本報告で決定された震源位置との厳密な比較はできないが、図5の

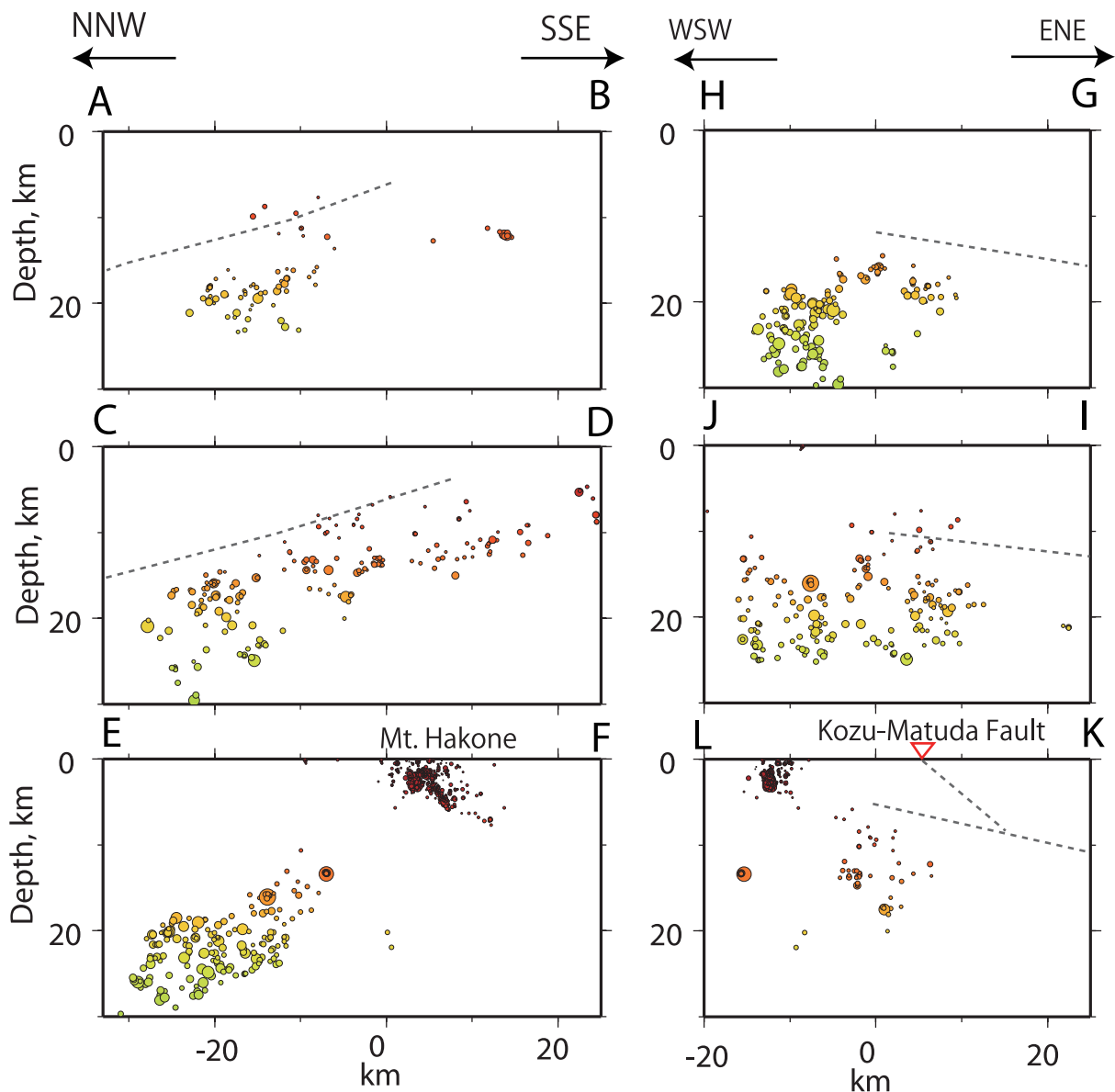


図5 線 A-B ~線 K-L (図4) に沿った震源の深さ分布。線 A-B, C-D, E-F は各線から±5km の範囲内に、線 G-H, I-J, K-L は各線から±6km の範囲内に位置する震源が、深さ断面にプロットされている。プロットの色濃淡は震源の深さを表す。灰色波線は、Sato et al. (2005) によって推定されたフィリピン海プレート上端の深さを表す。

A-B、C-D 断面から、箱根火山を除いて、ほとんどの地震はフィリピン海プレート上端近傍あるいはその内部で発生しているといえる。図5のK-L断面ではSato et al., (2005) により推定された国府津・松田断層深部延長構造を示した。Sato et al., (2005) によると、国府津・松田断層は東方向に高角に傾斜し、深さ8km付近でフィリピン海プレート上端に収束する。国府津・松田断層とフィリピン海プレートが収束する領域では、地震活動がほとんど見られない。

4. メカニズム解分布

メカニズム解およびP軸方位角の空間分布を図6に示す。また、Frohlich(1992)により考案されたメカニズ

ム解タイプを表す三角ダイヤグラムを図7に示す。深さ5-15kmの範囲では、地震活動は本断層帯から足柄平野にかけての領域と塩沢断層の西部延長部に存在する(図6(a))。これらの地震のメカニズム解のP軸は概ね北西-南東方向を向いている(図6(c))。メカニズム解のタイプは、逆断層、横ずれ断層およびその中間型のものが多い(図7(a))。深さ15-30kmの範囲では、ほとんどの地震活動は丹沢山地の領域に限られる。これらの地震のメカニズム解のP軸方向は、北西-南東方向と東西方向に卓越している。このうち東西方向のP軸を持つメカニズム解は、塩沢断層西部延長付近に多く分布しているように見える(図6(d))。メカニズム解は、逆断層型その他、正断層成分を含んでいるものも見られる(図7(b))。

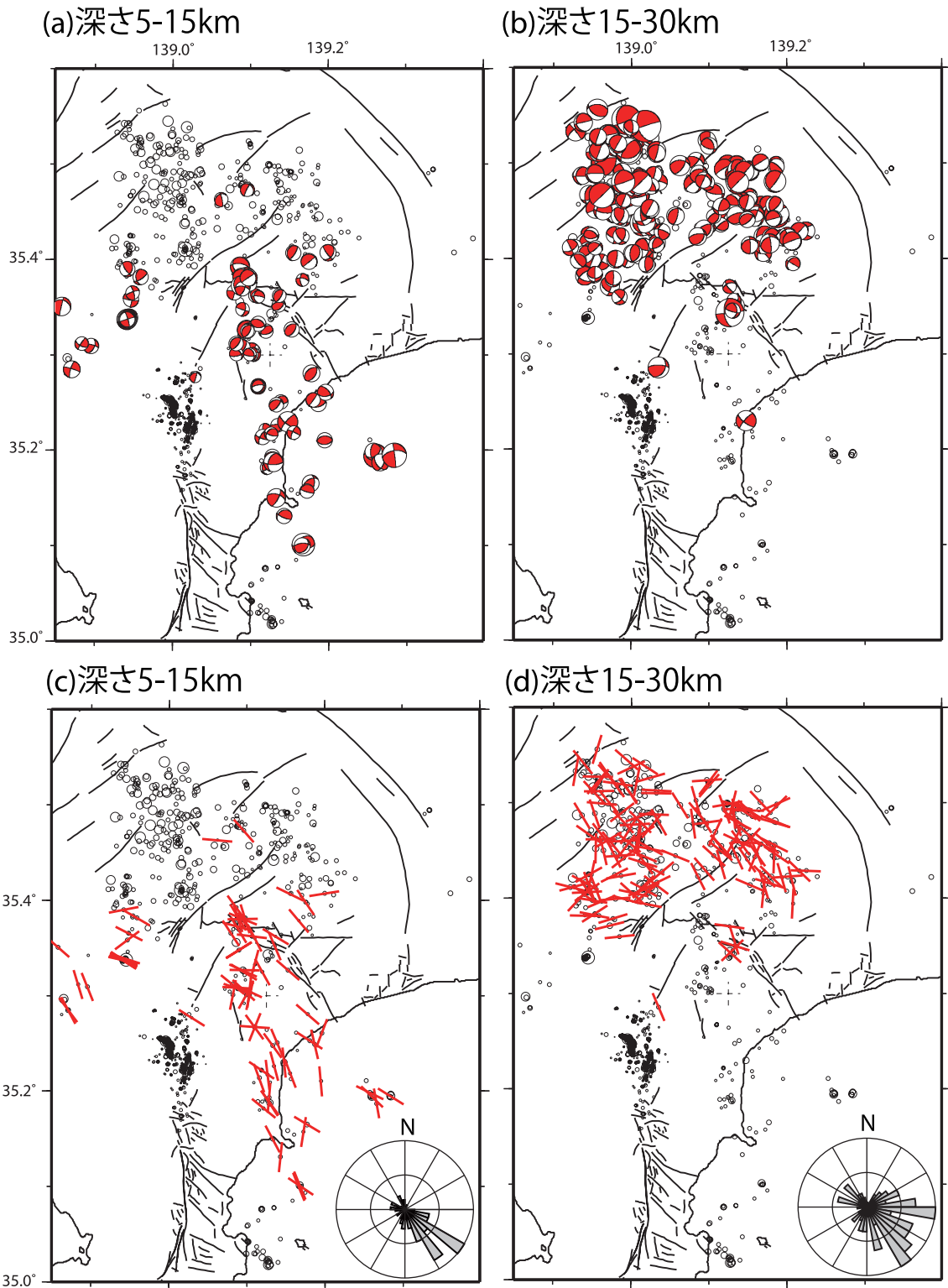


図6 (上段)メカニズム解の空間分布 (a) 深さ 5-15km、(b) 深さ 15-30km。(下段) P 軸方位角の空間分布 (c) 深さ 5-15km、(d) 深さ 15-30km。

こうしたメカニズム解タイプの空間的な変化は、フィリピン海プレート内に存在する応力場の不均質構造を反映したものかもしれない。

5. まとめ

本報告では、「神縄・国府津-松田断層帯における重

点的な調査観測」プロジェクトにより設置された機動地震観測データをもとにした本断層帯周辺部の震源およびメカニズム解分布の特徴について記載した。本報告で得られた震源分布の特徴と他の研究結果から考えて、本断層帯周辺で発生する地震活動は、フィリピン海プレート境界近傍あるいはその内部で発生していると考えられ

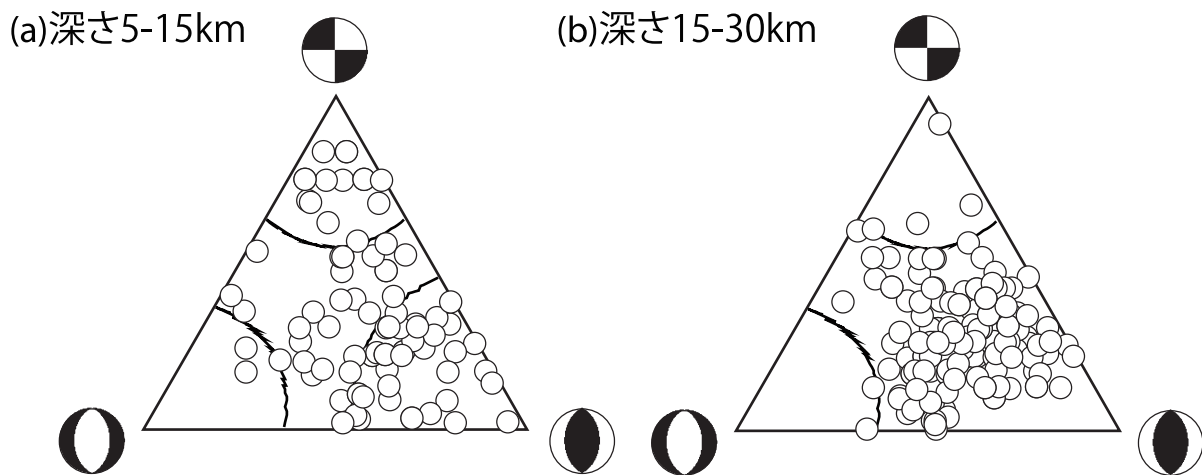


図7 Frohlich(1992)によるメカニズム解タイプを表す三角ダイヤグラム (a) 深さ 5-15km、(b) 深さ 15-30km。

る。また、メカニズム解は空間的に変化していることが明らかになり、これは沈み込むフィリピン海プレート内部の応力場不均質構造を反映している可能性がある。今後は、応力逆解析手法を用いて、応力場の空間分布を定量的に推定しプレート内部の応力状態を明らかにするとともに、本断層帯と沈み込むフィリピン海プレートとの関係性についてより踏み込んだ議論につなげたいと考えている。

謝辞

気象庁、東大地震研、防災科研の定常観測点における地震波形データを使用した。F. Waldhauser 博士には、hypoDD プログラムのソースコードを提供していただいた。メカニズム解の決定には、東京大学の井出哲博士から提供していただいたプログラムを使用した。本報告中の図は、Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1995) により作成した。本研究は、文部科学省プロジェクト「神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測」のもと実施された。

参考文献

- Arai, R. (2011) Multiple collision and subduction structure of the Izu-Bonin arc revealed by integrated analysis of active and passive source seismic data, Doctoral thesis, Tokyo Univ., 126pp.
- Arai, R., T. Iwasaki, H. Sato, S. Abe, and N. Hirata (2009) Collision and subduction structure of the Izu-Bonin arc, central Japan, revealed by refraction/wide-angle reflection analysis, *Tectonophysics*, 475, 438-453.
- Frohlich, C. (1992) Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal

mechanisms, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 75, 193-198.

- 平賀士郎 (1987) 箱根火山と箱根周辺海域の地震活動. 神奈川県温泉地学研究所報告, 18, 149-273.
- Hirata, N. and M.Matsu'ura (1987) Maximum-likelihood estimation of hypocenter with original time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Interior*, 47, 50-61.
- Ide, S., G.C. Beroze, S. G. Prejean and W. L. Ellsworth (2003), Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings, *J. Geophys. Res.*, 108(B5), 2271, doi:10.1029/2001JB001617.
- 活断層研究会 (1991) 日本の活断層、東京大学出版会、437pp.
- Kawanishi, R., Iio, Y., Yukutake, Y., Shibutani, T. and Katao, H. (2008) Local stress concentration in the seismic belt along the Japan Sea coast inferred from numerous precise focal mechanisms -Implications for the stress accumulation process on intraplate earthquake faults-, *J. Geophys. Res.*, 114, B01309, doi:10.1029/2008JB005765.
- Kissling, E., Wllsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D., and Kradolfer, U. (1994) Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, 99, 19635-19646.
- 温泉地学研究所 (2010) 神縄・国府津－松田断層帯北縁部（箱根火山－丹沢山地）の地震活動と構造不均質の調査、神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測・平成 22 年度成果報告書、77-85.
- Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K. and Harder, S. (2005) Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, *Science*, 309,

462-464.

- Taira, A., S. Saito, K. Aoike, S. Morita, H. Tokuyama, K. Suyehiro, N. Takahashi, M. Shinohara, S. Kiyakawa, J. Naka, and A. Klaus (1998) Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation, *Isl. Arc*, 7, 395-407.
- Yukutake, Y., T. Takeda, R. Honda, and A. Yoshida (2011), Seismotectonics in the Tanzawa Mountains area in the Izu-Honshu collision zone of central Japan, as revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms, *Earth Planets Space*, in press.
- 行竹洋平・武田哲也・吉田明夫 (2010) 伊豆衝突帯北縁部における震源及びメカニズム解分布の特徴、神奈川県温泉地学研究所報告書、42、9-18.
- 行竹洋平・伊東博・板寺一洋・原田昌武・本多亮・棚田俊收 (2009) 箱根火山域における 2009 年機動的観測の概要、神奈川県温泉地学研究所報告書、41、77-80.
- 行竹洋平・棚田俊收 (2008) 箱根火山で発生する群発地震の精密震源決定、神奈川県温泉地学研究所報告書、40、35-50.
- 行竹洋平・棚田俊收・本多亮・伊東博・原田昌武 (2006) 神奈川県西部地域におけるメカニズム解の決定、神奈川県温泉地学研究所報告書、38、69-76.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth (2000) A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1352-1368.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1995) New version of the generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, 76, 329.