

11 - 4 地震のメカニズム解から推定される応力

Stress Field Estimation by Earthquake Focal Mechanisms

防災科学技術研究所

福山英一

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

Eiichi Fukuyama

1. はじめに

地震のメカニズム解は、その地震が発生する応力場を反映したものであることが古くからの研究で言われてきた¹⁾。日本においても、P-/T- 軸の方位分布は、震源分布と並び、地震活動とその応力場を理解する上での重要な指標であった²⁾。近年、広帯域地震波形を使ったモーメントテンソル解析がルーチン的に行われるようになり^{3,4)}、中規模地震のメカニズム解も比較的容易に得られるようになってきた。これらのデータを用いて応力場を推定する手法が各種提案されており、Angelier⁵⁾や Gephart and Forsyth⁶⁾の方法がよく用いられる。日本でも、Horiuchi et al.⁷⁾や、Yamaji⁸⁾の方法がある。これらの方法はいずれも、以下の2つの仮定をおいてメカニズム解から応力場を推定している。ひとつは、応力場は解析対象領域では均質である。もうひとつは、すべりは最大主応力軸方向におこる（つまり B- 軸と中間主応力軸の方位は一致する）ことである。つまり、用いるすべてのメカニズム解のすべり方向が最大主応力軸方向を向くという条件を最もよく満足するような（単一の）応力場を推定することである。

2. 応力テンソル解析からわかること

2000 年三宅島－神津島群発地震⁹⁾や、2000 年鳥取県西部地震の余震のモーメントテンソル解を用いた応力テンソル解析結果^{10,11)}を概観し、これらのデータから、地殻応力に関して何がわかり、何がわかっていないかを紹介する。三宅島の群発地震では、モーメントテンソル解が2000 個以上求められており¹²⁾、データ量に関しては申し分ない。空間変化や時間変化がどの程度捉えられるかが議論可能なデータセットである。鳥取県西部地震余震群では、メカニズム解のばらつきから断層面における平均的な摩擦係数が推定できるかどうかの試みを紹介し、応力場が推定できると摩擦係数（断層強度）の議論が可能になることを紹介する。

2.1 三宅島－神津島群発地震

第1 図に三宅島－神津島群発地震の際に求められたモーメントテンソルの P-/T- 軸の分布および群発地震の発生域の長軸方向に対する地震発生の時間変化を示す⁹⁾。2000 年7 月1 日を境に地震活動パターンが変化していることが認められる。そこで、7 月1 日を境に A, B の2 つの期間に分け、それぞれの期間をさらに空間的に分割し A1-A4, B1-B8 の領域に分けた。B 期間に関しては、時間的な推移を見るため、バースト的な活動をひとまとまりとして C1-C8 のデータセットを作った。それぞれのデータセットは100 個前後のメカニズム解からなり、データセット間で応力場の変化が認められるかどうかの検討を行った⁹⁾。結果は、第2 図、第3 図に示すとおり⁹⁾である。A 期間においては、A1 と A3, A4 では明らかに応力場が異なっていることが認められた。A2 においては、A1 と A3, A4 の間の遷移的な状態と考えられる。しかしながら、B 期間における B1-B8, C1-C8 においては有意な応力場の変化は認められず、ほぼ同じような応力状態下で群発地震活動が継続していたことが推測される。つまり、第4 図に示すように群発地震活動中で時空間的な応力変化が認められたのは、活

動の初期の A1 から A2, A3 と移動していくところで、その後は有意な応力場の変化は検出できなかった⁹⁾。

この解析において、解の安定性を調べるために2種類の数値実験を行った。各データセットは、ほぼ100個程度のメカニズム解からなっていたので、1つは、無作為にデータを減らしていった場合、何個になった時点で解が不安定になるか、もうひとつは、100個のデータセットの中の任意の50個のデータを用いて解析を行った場合、データの選び方により解はどの程度変化するかを調べた。前者は、解析データ総数が30個を切ったあたりで、解が不安定になり、このデータを用いた解析においては、30個以上のデータを用いる必要があることがわかった。後者の解析では、選んだデータによって解の95%信頼区間の範囲が広がったり狭まったりするものの、その領域はオーバーラップしていた。十分な数のデータを用いることができるような場合は、Jack knife test などにより悪いデータをはじき、95%信頼区間の小さい解を求めるようにすべきである。

2.2 鳥取県西部地震

鳥取県西部地震の応力場は、Fukuyama et al.¹⁰⁾によって第5図のように推定された。そこで、Kubo and Fukuyama¹¹⁾は、この推定された応力場の最大主応力軸方向と各地震のメカニズム解のP-軸方向とのずれの分布に注目し、ずれの角度の積算曲線を理論曲線とフィットさせることでこの地震群の平均的な摩擦に関する情報を得ることを考えた(第5図)。その際、最大主応力と最小主応力の比と摩擦係数を未知パラメータとし、グリッドサーチによりもっともらしい摩擦係数の範囲を推定した。各地震の摩擦係数は、推定値のまわりで正規分布していると仮定した。メカニズム解から応力を求める際は摩擦係数の情報を用いていないが、いったん応力場が求まると、応力場とメカニズム解とのずれ具合から、それぞれの地震に働いていた平均的な摩擦係数が推定可能となる。

3. 応力テンソル解析ではわからないこと

上記の解析は、弾性波のデータを用いた解析であるので、必然的に応力の相対値の情報しか得られない。応力テンソル解析で推定可能な量は、3つの主応力軸の方向とその相対値Rである。しかしながら、地震の発生過程を議論する上では、応力の絶対値の情報が必要不可欠である。では、応力の絶対値を地震波の情報から得ることは全くできないのであろうか？Spudichら^{13,14)}は、地震破壊の際のすべりベクトルに着目し、その時間変化が観測されれば、絶対応力の推定は可能であるといっている。しかしながら、それを直接的に推定するには断層面上に残っている断層すべりの線状痕の検出によるが、そのような痕跡が見つかるのは地表近くの浅い場所に限られる。地震発生領域の深さ5kmや10kmといった場所に対しては、波形インバージョンによって推定を行うしかないが、すべり方向の変化の推定精度にはまだ問題である。

最近、より現実的な方法が提案された。ボーリング孔を用いた現位置応力測定と波形インバージョン結果を組み合わせ、断層面上での絶対応力場を推定する方法である¹⁵⁾。この方法では、第6図に示すように、ボーリング孔を用いて測定された応力の絶対値と、地震の断層運動で生じた相対的な応力変化を組み合わせることで、地震前の応力状態を知ることができるというものである。そして、地震前の応力状態は、その地震を起こした地震断層の強度と対応する量と考えることができる。

4. 最後に

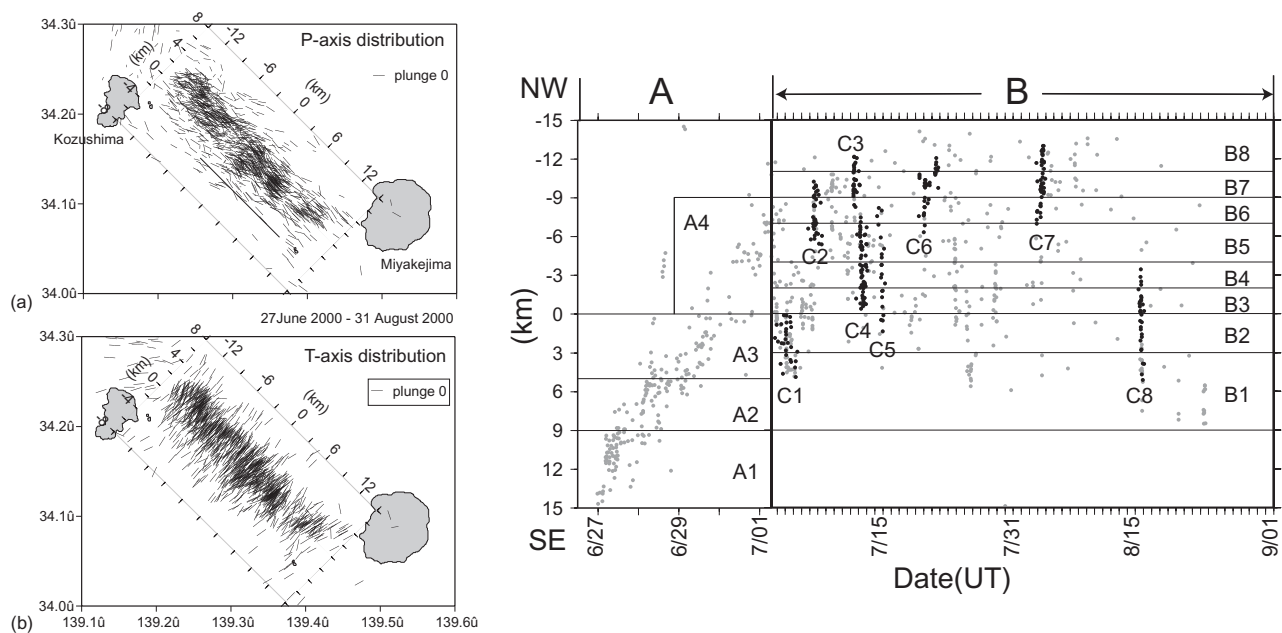
上記の結果は、何かイベントが発生した際に得られたデータを用いての解析結果である。地震予知の目的のためには、通常地震活動の中で上記のような解析を行う必要がある。もっとも、地域によっては、マグニチュード1程度の微小地震のメカニズム解を用いればある程度目的を達せられるかも知

れない。しかしながら、小さな地震のメカニズム解は、非常に局所的なひずみ場の変化を反映し、それに対応する地質構造がわかっていない限り、応力場と直接関係づけるのは、難しそうである。中規模の地震は活動度がそれほど高くないために、解析に耐えうるデータセットを用意するのはより困難である。

現実的な戦略としては、Yamashita et al.¹⁵⁾のような考えに基づき、ボーリング孔を用いた応力測定調査を高密度に行い、地殻構造探査結果や、GPS, SAR などから得られるひずみ場の情報と比較し、応力集中域のあぶり出しを行うことが有効であろう。

参考文献

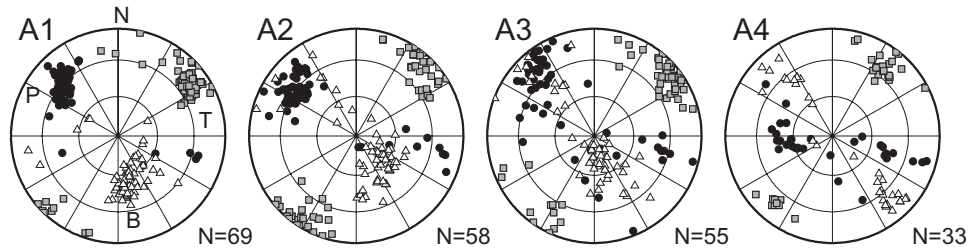
- 1) McKenzie, 1969, Bull. Seis. Soc. Am., 59, 591-601
- 2) 塚原・池田, 1991, 地質学会誌, 97, 461-474
- 3) 福山・他, 1998, 地震第2輯, 51, 149-156
- 4) Kubo et al., 2002, Tectonophys., 356, 23-48
- 5) Angelier, 1979, Tectonophys., 56, T17-T26
- 6) Gephart and Forsyth, 1984, J. Geophys. Res., 89, 9305-9320
- 7) Horiuchi et al., 1995, J. Geophys. Res., 100, 8327-8338
- 8) Yamaji, 2000, J. Struct. Geol. 22, 441-452
- 9) 福山・久保, 2004, 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会, V065-009
- 10) Fukuyama et al., 2003, Bull. Seis. Soc. Am, 93, 1468-1478
- 11) Kubo and Fukuyama, 2004, Tectonophys., 378, 223-239
- 12) Fukuyama et al., 2001, Tech. Note Nat' l Res. Inst. Earth Sci. Disas. Prev., 217, 1-131
- 13) Spudich, 1992, Tectonophys., 211, 99-106
- 14) Spudich et al., 1998, Bull. Seis. Soc. Am, 88, 413-427
- 15) Yamashita, Fukuyama and Omura, 2004, Science, 306, 261-263
- 16) Sibson, 1994, Pure Appl. Geophys., 142, 645-662
- 17) Yoshida et al., 1996, J. Phys. Earth, 44, 437-454
- 18) Ikeda et al., 2001, Island Arc, 10, 252-260
- 19) Tsukahara et al., 2001, Island Arc, 10, 261-265



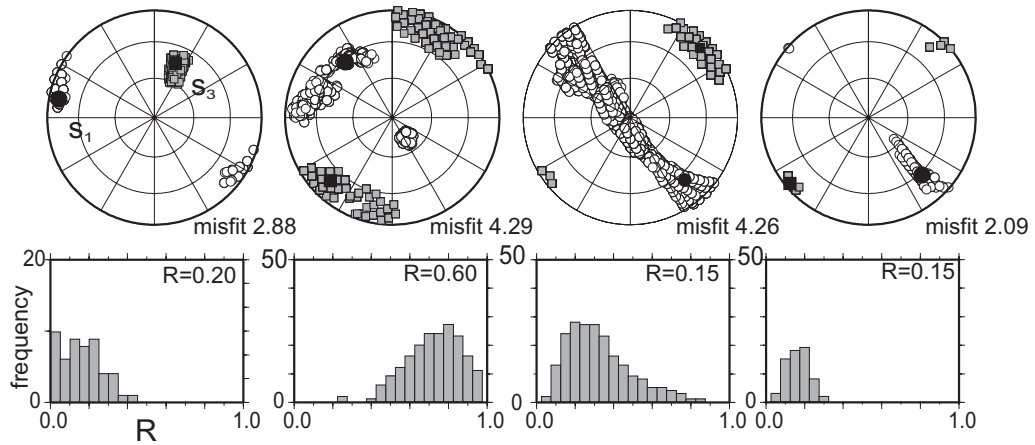
第 1 図 2000 年三宅島神津島群発地震のモーメントテンソル解の P 軸（左上）と T 軸（左下）の分布、および、群発地震域長軸方向の地震発生の時空間分布（右）⁹⁾。活動のパターンにより A,B の 2 つの期間に分け、それぞれを A1-A4, B1-B8 の領域に分割した。また、B 期間の時間変化を見るためにバースト的な発生を C1-C8 のグループに分けた。

Fig. 1 (left) Distribution of P- and T- axes estimated by moment tensor analysis during the 2000 Miyakejima-Kozushima seismic swarm activity. (right) Space-time variation of swarm activity along the trend of swarm activity⁹⁾. Two time windows A and B are chosen based on the swarm activity pattern. In each period, dataset are divided into several sub-dataset such as A1-A4 and B1-B8. Since several cluster activities were recognized, sub-datasets C1-C8 are selected to see a temporal variation of the stress field in period B.

a) Focal mechanism distribution

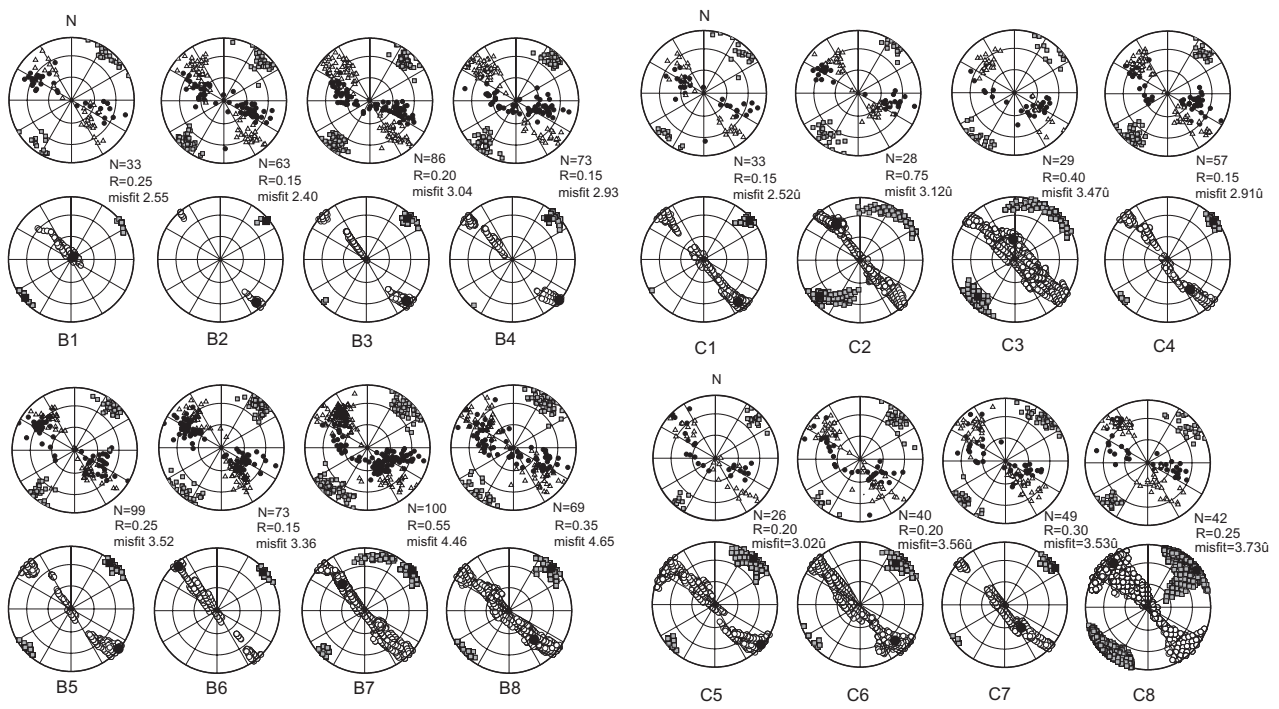


b) Stress tensor inversion result

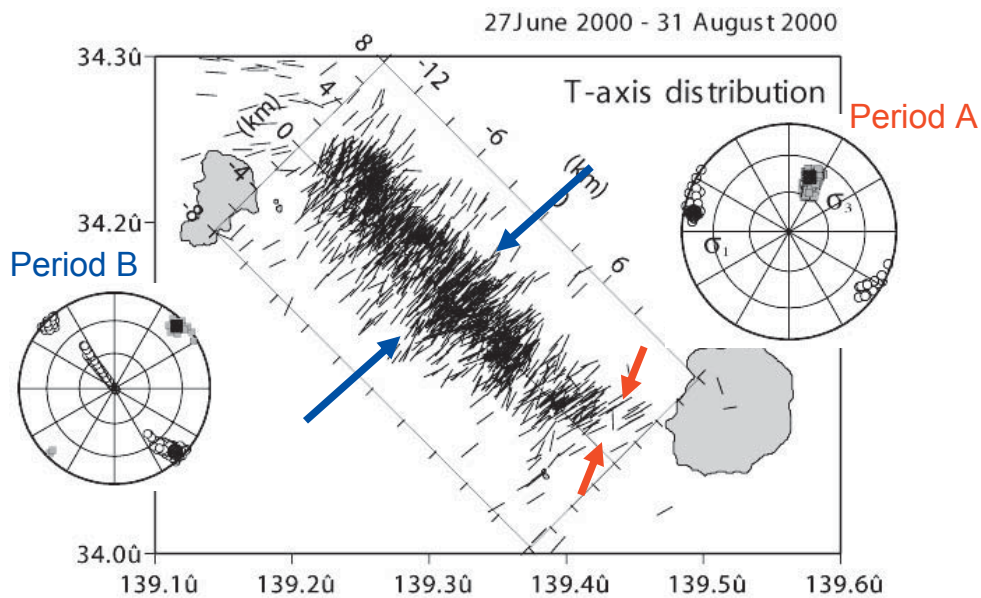


第 2 図 A 期間における応力テンソル解析の結果⁹⁾。上段は応力テンソル解析に用いた P-, T-, B- 軸の方位分布。中段は、応力テンソル解析により得られた最大主応力軸 (σ_1)、および、最小主応力軸 (σ_3) の最適値およびその 95% 信頼区間 (中間主応力 σ_2 は、図が煩雑になるため省略)。下段は、応力比 $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ の最適値とその分布である。

Fig.2 Result of stress tensor inversion for period A⁹⁾. Upper row shows P-, T- and B- axes distribution used as input data of the stress tensor inversion. In middle row, the results of stress tensor inversion are shown. Bold symbols stand for the optimum solution of maximum (σ_1) and minimum (σ_3) principal stress directions and open symbols show their 95% confidence regions. (Intermediate stress (σ_2) directions are not shown to avoid overlapped plots.) In bottom row, optimum stress ratio $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ and its distribution are shown.

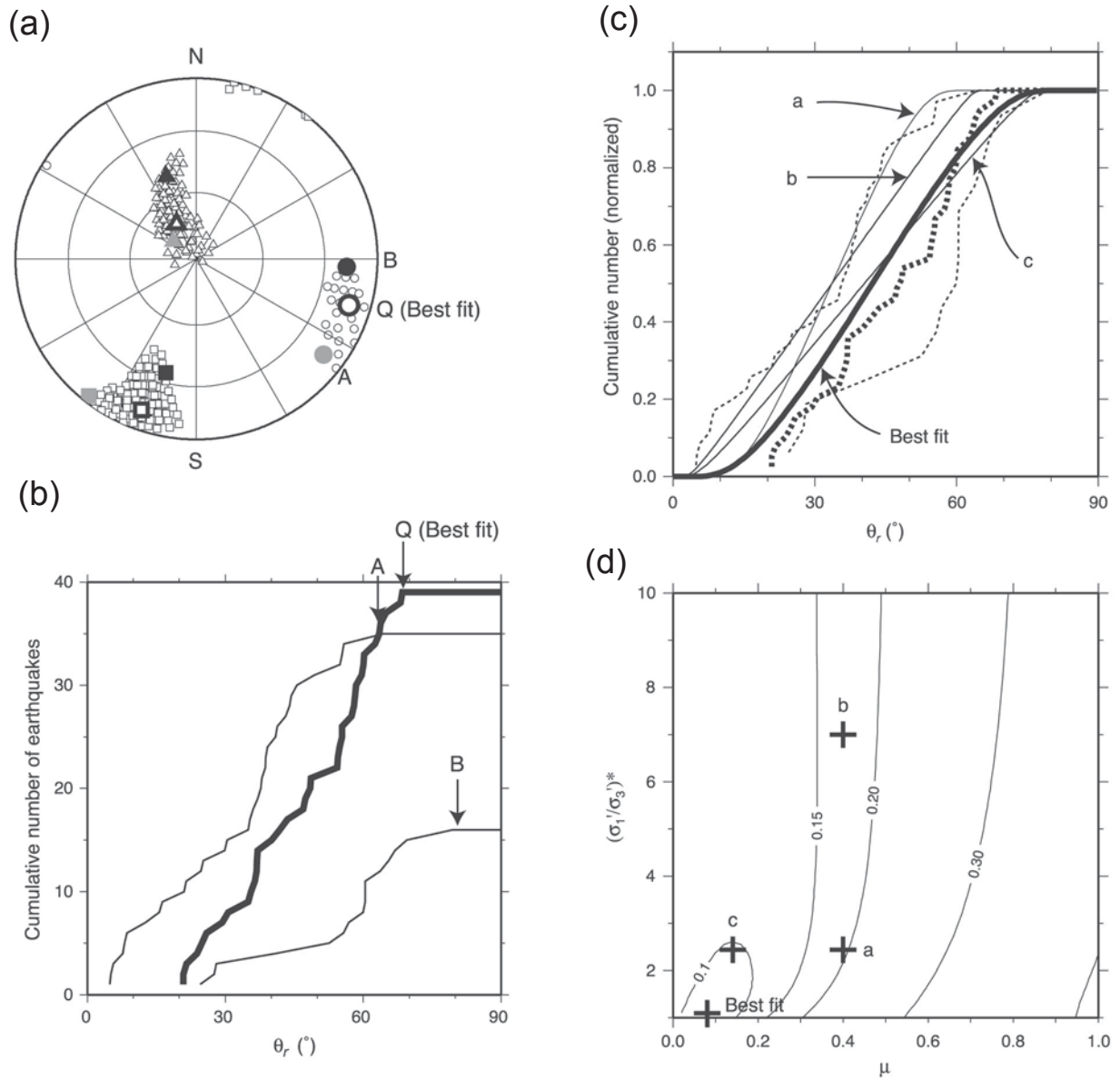


第 3 図 B 期間における応力テンソル解析の結果⁹⁾。表記は第 2 図と同様である。
 Fig. 3 Result of stress tensor inversion for period B⁹⁾. Notations are the same as those in Fig. 2.



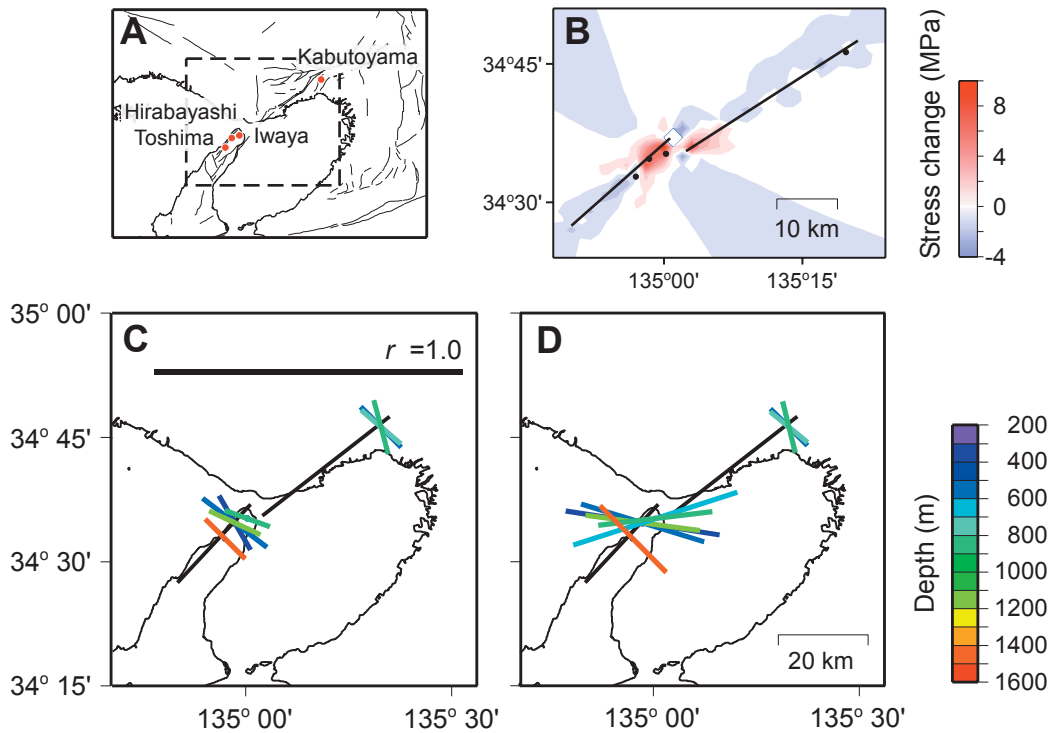
第 4 図 2000 年三宅島神津島群発地震のモーメントテンソル解を用いた応力解析によって得られた応力場の時空間的な変化⁹⁾。

Fig.4 Summary of the result of stress tensor analysis using moment tensors of the 2000 Miyakejima-Kozushima seismic swarm earthquakes⁹⁾. Spatio-temporal change of σ_3 direction was detected,



第5図 (a) 2000年鳥取県西部地震の余震群のモーメントテンソル解を用いた応力テンソル解析結果¹⁰⁾。Qが最適値であり、A、Bは95%信頼区間の両端に位置する点である。(b) 主応力軸方向がそれぞれQ、A、Bの方向にあると仮定した場合の最大主応力軸方向とそれぞれの地震のすべりベクトルの方向のなす角(θ_r)の積算曲線¹¹⁾。(c) $\sigma_1/\sigma_3 = (1+\mu \cot \theta_r)/(1+\mu \tan \theta_r)$ の関係式¹⁶⁾を用いて図(b)の積算曲線をグリッドサーチによりフィットさせた曲線¹¹⁾。 μ は摩擦係数である。Bestfitは、最もよくデータを説明するパラメータの組み合わせで、a、b、cは、(d)で示すパラメータをとったときの積算曲線である。(d) σ_1/σ_3 と μ をfree parameterとしてグリッドサーチをしたときの積算曲線Qとの2乗残差の分布¹¹⁾。Bestfitは残差が最小となったときのパラメータの組み合わせ。

Fig.5 (a) Result of stress tensor inversion of moment tensors of the 2000 western Tottori earthquake sequence¹⁰⁾. Q indicates the optimum solution and A and B are solutions located at both edge of the 95% confidence region. (b) Cumulative curves of the number of earthquakes as a function of θ_r , the angle between the maximum principal stress direction and the slip vector of each earthquake¹¹⁾. A, B, and Q corresponds the assumed uniform stress shown in (a). (c) Comparison of observed cumulative curves in (b) and theoretical ones using the relation $\sigma_1/\sigma_3 = (1+\mu \cot \theta_r)/(1+\mu \tan \theta_r)$ ¹⁶⁾. In this relation, σ_1/σ_3 and μ are free parameters and μ is the coefficient of friction. Bestfit indicates the theoretical curve whose residual was the smallest as shown in (d). Cumulative curves a, b, and c are computed using the corresponding parameters shown in (d). (d) Residual distribution to the cumulative curve Q as a function of σ_1/σ_3 and μ ¹¹⁾. Bestfit shows the smallest residual.



第 6 図 a) 1995 年兵庫県南部地震の断層と地震後に応力が測定された孔井の位置¹⁵⁾。b) Yoshida et al.¹⁷⁾ によって波形インバージョンから求められたすべり分布によって生じる応力変化。断層と平行方向の剪断応力値をプロット¹⁵⁾。c) 地震発生後に水圧破壊法によって測定された応力^{18,19)} の正規化された剪断応力 ($r=(\sigma_1-\sigma_3)/(\sigma_1+\sigma_3)$) と最大主応力軸 σ_1 の方向¹⁵⁾。d) 地震発生後の応力測定値^{18,19)} から地震発生時の応力変化を考慮して復元した地震前の応力¹⁵⁾。断層面の強度をあらわしていると考えられる。

Fig.6 a) Locations of the fault traces of the 1995 Kobe earthquake and the boreholes where in-situ stress were measured after the earthquake. b) Shear stress change parallel to the fault¹⁵⁾ due to the slip distribution of the earthquake modeled by Yoshida et al.¹⁷⁾ by waveform inversion analysis. c) Normalized shear stress ($r=(\sigma_1-\sigma_3)/(\sigma_1+\sigma_3)$) and maximum principal stress direction measured by in-situ hydraulic fracturing experiments^{18,19)}. d) Reconstructed pre-shock stress¹⁵⁾ using post-shock stress measurements^{18,19)} and co-seismic stress change computed by the slip model of Yoshida et al.¹⁷⁾ These stress correspond to the strength of the fault.