

日本列島の応力蓄積過程をモデル化するための予備的解析

Preliminary analyses for modeling of stress accumulation processes in the Japanese islands

長 郁夫¹・桑原保人¹

Ikuko Cho¹ and Yasuto Kuwahara¹

¹ 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center, ikuko-chou@aist.go.jp)

Abstract: We have numerically evaluated effects of the three factors for the stress accumulations in the Japanese Islands: (i) steady-state subductions of the Pacific and the Philippine Sea plates, (ii) collision of the Izu peninsula, and (iii) westward migration of the Japan trench, to construct a model for the stress accumulation processes in the Japanese Islands. For this purpose we examined four preliminary models obtained by combinations of these three factors. The examination revealed that the pattern of the observed stress field does not fit with the calculated one for a model of either the factors (i) and (ii) or the factor (iii) only, while the pattern of the calculated stress field is consistent with the observed one except for the Kinki triangle in a case of a model with both factors of (ii) and (iii). The pattern of the calculated stress field fit well with the observed one including the Kinki triangle for a model with all factors of (i), (ii), and (iii). It is noted, however, that we need refinements of the models, especially the one representing the factor (iii), as well as further examinations of the theoretical backgrounds for the modeling of each factor.

キーワード: プレートテクトニクス, 日本列島, 収束境界, 島弧, 内陸, 地殻応力, 応力蓄積
Keywords: plate tectonics, Japanese islands, convergent plate boundary, island arc, inland, crustal stress, stress accumulation

1. はじめに

我々は、地震発生の物理モデルに基づく日本列島内陸の地震発生予測を目指し、そのための基礎データとして、地殻の応力状態の評価が必要と考えている。地震が発生する深度での地殻応力を高密度、広範囲で直接計測することはできないので、限られた観測データと地殻応力場を関係付けるための何らかのモデルを介して評価することになる。しかし現時点ではこれが可能な定量的なモデルが確立されていない。

従来、プレートの沈み込みに伴って蓄えられる地殻応力はプレート境界型の地震（再来間隔は100年オーダー）で解消されるため、内陸地震（再来間隔は1000年オーダー）を発生させるための地殻応力の蓄積には寄与しないと考えられてきた。しかし松浦らの研究グループでは、Matsu'ura and Sato (1989) による定量モデル (MS1989 モデル) の提案を始めとし、定常的な沈み込みが内陸地震の再来間隔を超えるオーダーで地殻応力の蓄積に寄与する可能性を指摘してきた (e.g. Sato and Matsu'ura, 1988, 1991, 1992, 1993; Matsu'ura and Sato, 1989; 佐藤・松浦, 1991, 1998; 松浦, 1998; 深畑・松浦, 1999; 大中・松浦, 2002; Takada and Matsu'ura, 2004; Hashimoto and

Matsu'ura, 2004, 2006; Hashima *et al.*, 2008; Hashimoto *et al.*, 2008)。彼らによれば、プレート境界の定常的な沈み込みが dislocation モデルで表現でき、かつプレート境界が屈曲しているならば、プレートの定常的な沈み込みは長期的な地殻変形や応力蓄積に寄与する。これは、プレート境界が屈曲しているために、プレート間の相対変位ベクトルの大きさが一定であっても、その向きがプレート境界に沿って空間的に変化し、その変化が媒質の変形を引き起こす内部力源 (dislocation ソース) となることが原因であると説明されている (例えば、大中・松浦, 2002)。 (以下、定常沈み込み寄与説と呼ぶ)。

日本列島全体の応力場に関しては、Hashimoto and Matsu'ura (2006) (HM2006) は列島周辺のプレートの形状と沈み込みのベクトルをモデル化し、列島規模で応力蓄積を評価した。ただしその計算結果は必ずしも観測データと一致しなかった (同論文の Fig. 6)。そこで HM2006 は部分衝突 (partial collision) という概念を新たに導入し、東北日本の圧縮場を再現した。

一方、Niitsuma (1996) および高橋 (2004ab, 2006) は、松浦らの研究グループとは異なる視点で応力蓄積を論じている。彼らは日本海溝が内陸地殻を短縮

変形させながら定常的に西進している結果として、現在の西南日本 (Niitsuma, 1996) あるいは東北日本 (高橋, 2004ab, 2006) に圧縮場が形成されていると主張する (以下, 日本海溝西進寄与説と呼ぶ)。この時, 従来の考え通り定常的なプレートの沈み込みは地殻応力の蓄積に寄与しないと考えているようである。

定常沈み込み寄与説に基づいて日本列島の地殻応力の蓄積を評価する場合, 応力場形成のもう1つの重要なファクターと考えられるプレート同士の衝突現象が自動的に取り込まれることになる (3節)。したがって定常沈み込み寄与説は, 太平洋プレートとフィリピン海プレートの定常的な沈み込みと, 伊豆半島の衝突という2つの応力場形成ファクターを評価できるものと言える。一方, 日本海溝西進寄与説は日本海溝の西進という単一の応力場形成ファクターを評価することになる。本研究ではこれら3種類のファクターを組み合わせ得られる後述の4種類のモデルについて, 第1図に示すスケールで日本列島の応力蓄積速度 (以下, 応力速度) を数値評価し, 観測データの再現性を比較する。本研究の目的は, これら4種類のモデルによる観測データの再現性から各ファクターの重要性を検討し, 日本列島の応力場形成の定量モデルを確立するための基礎資料を提供することである。

以下, まず本研究で着目する応力場の特徴を述べ (2節), 3種類の応力場形成ファクターについて説明する (3節)。次にこれらの応力場形成ファクターを組み合わせ得られる4種類のモデル (モデルI~IV) に関する検討結果を報告する (4~7節)。モデルI, IIはそれぞれ定常沈み込み寄与説と日本海溝西進寄与説を具体化したものである。定常沈み込み寄与説については, HM2006に倣って日本列島の応力速度を計算する。その際は定常沈み込み寄与説で観測データを再現できる可能性を考えて, モデルパラメータを最新知見のものに変更する。一方, 日本海溝西進寄与説については著者らの知る限りこれまでそれに基づく応力速度の数値評価例はない。そこで本研究では予備解析という位置付けでこれに関するごく単純なモデル化を検討する。モデルIII, IVは日本海溝の西進に他のファクターを組み合わせたモデルとなっている。最後に, 以上のモデル化結果に基づいて3種類の応力場形成ファクターの重要性を議論する (8節)。

2. 本研究で着目する日本列島の応力場の特徴

第2図a~cに示すように, 地震学的データの解析で得られる震源メカニズムによる応力方位のデータは, 現在の日本列島が東西圧縮場にあることを示している。また応力場のタイプとしては, 震源メカニズム (同図a, c), 活断層 (同図d) とともに, 大局的

には東北日本 (棚倉構造線以北~北海道西部) で逆断層が卓越し, 西南日本 (糸魚川~静岡構造線以西~九州北部) で横ずれ断層が卓越する。ただし近畿三角帯 (Huzita, 1962) (第1図参照) と呼ばれる地域では逆断層が多く見られる。東北日本と西南日本の中間地点のフォッサマグナ周辺は逆断層と横ずれ断層が入り混じる。本研究では上記のような日本列島の応力場の特徴に着目し, 各種の応力場形成モデルに基づく数値計算結果と比較する。すなわち数値計算結果の評価基準として定性的に東北日本は東西圧縮の逆断層, 西南日本は横ずれ, 近畿三角帯は逆断層の3つに整合するかどうかに着目する。ただし北海道中央部や東部, 九州中央部や南部も参考までに計算を実施する。

3. 応力場の形成をモデル化するためのファクター

本研究では応力場の形成をモデル化するために, (i) プレートの定常的な沈み込み, (ii) 伊豆半島の衝突, (iii) 日本海溝の西進という3種類のファクターを考え, これらを組み合わせ得られる4種類のモデル (第1表) を検討する。以下にファクター (i) ~ (iii) に関する概念的な説明を付す。

ファクター (i) プレートの定常的な沈み込み

1節で述べた通り, プレートの定常的な沈み込みは従来応力蓄積に寄与しないと考えられてきたが, MS1989モデルの提案以来, 定常的な沈み込みが応力蓄積に寄与するという定常沈み込み寄与説が主張されるようになった。定常沈み込み寄与説が成立するには, プレートの定常的な沈み込みが dislocation モデルで表現されることとプレート境界が屈曲していることの2つの条件が必要となる。逆に言えば, どちらか一方が成り立たなければ応力は蓄積しない。これら2つの条件のうちプレート境界が屈曲していることは自明であるから, 論点はプレートの定常的な沈み込みを dislocation モデル (すなわち MS1989モデル) で表現できるかどうかということになりそうである。そこでここではその観点から MS1989モデルを紹介しつつ, 定常的な沈み込みは応力蓄積に寄与しないとする考え方との違いを説明する。

まず第3図上段を見て頂きたい。同図の通り, MS1989モデルはプレート運動を上盤と下盤の相対変位すなわち dislocation として表すモデルである。これは Savage and Prescott (1978) や Savage (1983) のいわゆるバックスリップモデルにおける考え方と同様, プレート間の固着と滑りの繰り返しは時間に依存しない仮想的な一定プレートの沈み込み成分 (定常成分) とそれに対する擾乱成分に分解される。Savage (1983) は定常成分が地震間の変形や応力の蓄積に与える影響はごく小さいと考えて定常成分を無視した。これに対し定常成分を無視するのは問題

があるとして評価に加えたのが MS1989 モデルである。上盤側の応力蓄積は、プレート境界に定常成分のソースを配置して dislocation 理論に基づいて応答関数を計算することで評価できる。

第3図中段は、最上段の MS1989 モデルの dislocation に等価な絶対変位(沈み込みに平行な成分、地表に向かう向きを正とする)である(絶対変位モデル (a) と呼ぶ)。絶対変位は同図の通り上盤と下盤ともにほぼ同じ大きさで反対向きとなる(厳密には地表面の影響で問題が非対称となるので上盤側の変位が相対的に大きくなるが、ここでは本質を理解するために相異を無視している)。絶対変位モデル (a) で定常成分による上盤側の応力蓄積を評価する際は、上盤と下盤は力学的に分離されていると見做し、上盤側の定常成分を変位境界条件として領域内部の応力蓄積を計算すれば良い。その計算結果は上述の MS1989 モデルの場合と一致することになる。

第3図下段は、プレートの定常的な沈み込みは地殻応力蓄積に寄与しないという主張が立脚すると考えられる絶対変位のモデルである(絶対変位モデル (b) と呼ぶ)。同図では下盤側には下方向の変位が蓄積するが、上盤側は同じ場所で滑りを繰り返すという状況が表されている。絶対変位モデル (a) の場合と同様に上盤側の定常成分を変位境界条件として定常的な応力蓄積を評価すれば、この場合は定常成分の傾きは0であるから、応力蓄積は明らかに0となる。前述の通り Savage (1983) は定常成分は上盤側の応力蓄積に寄与しないと見做したが、厳密にその仮定を成立させるためには、このように定常成分は dislocation ではなく絶対変位モデル (b) で表現されなければならないと考えられる。

第4図 (i) は、第3図の絶対変位モデル (a), (b) の定常成分のイメージである。×印は上盤側では絶対変位がないことを表す。絶対変位モデル (a) は dislocation モデルすなわち MS1989 モデルのイメージであり、(b) は定常的な沈み込みは応力蓄積に寄与しないとする考え方に基づく従来の説のイメージである。定常沈み込み寄与説では、絶対変位モデル (a) の場合にプレート境界が同図のように屈曲していれば内陸部に長期的な応力蓄積が見られることになる。従来の説の基礎となる絶対変位モデル (b) の場合、プレート境界が屈曲しているかどうかに関わらず内陸部には長期的な応力蓄積は見られない。

松浦らの研究グループは、定常沈み込み寄与説を主張する根拠としてしばしばプレート境界が平面ではない(プレート境界が屈曲している)という観測事実を取り上げてきた(e.g., 佐藤・松浦, 1998; 松浦, 1998; 深畑・松浦, 1999; 大中・松浦, 2002)。確かに、プレート境界がカーブしていれば上盤側の滑りベクトルの方向が空間的に変化するので、定常的な沈み込みにより地殻は変形し応力を蓄積する。しかしここで強調したいのは、定常沈み込み寄与説には定常

成分が dislocation で表されるという基本的な仮定があるということである。これは見方を変えれば定常成分は絶対変位モデル (a) で表されるということであり、上盤側の絶対変位が0ではないということである。この仮定の妥当性がこれまでにほとんど議論されてきていないことには注意が必要であろう(8節)。

ファクター (ii) 伊豆半島の衝突

松浦らの研究グループは、伊豆半島周辺での応力蓄積を論じるために、伊豆半島の衝突部ではプレートの沈み込みが止まっている一方でその周囲ではプレートが定常的に沈み込んでいるものとして衝突帯の運動をモデル化した(e.g., 佐藤・松浦, 1991; 松浦, 1998; Takada and Matsu'ura, 2004; HM2006) (第4図 (ii)。衝突モデル (a) と呼ぶ)。このように松浦らの dislocation モデルによって記載される定常沈み込み寄与説においては、伊豆半島の衝突という応力場形成ファクターはプレートの定常沈み込みというファクターの中に自動的に取り込まれることになる。これは定常沈み込み寄与説の利点と言える。

一方、プレートの定常沈み込みが応力蓄積に寄与しないという主張に沿う場合(第4図 (i) の絶対変位モデル (b)), プレートの定常沈み込み以外のファクター(伊豆の衝突および日本海溝の西進)による応力蓄積を評価することになるので、伊豆の衝突を個別にモデル化する必要が生じる。この場合の最も自然なモデル化方法は、衝突部ではプレートの沈み込みが止まっている一方その周囲では上盤は変位せず下盤のみが変位するような定常的な沈み込みを与えることである(同図 (ii)。衝突モデル (b) と呼ぶ)。同図 (ii)-(a), (b) のいずれの場合も、衝突部境界付近では相対変位の急激な空間変化が地殻変形と応力蓄積のソースとして卓越するであろう。換言すれば、本研究では衝突部境界付近における相対変位の急激な空間変化によって衝突をモデル化することになる。

その観点では、衝突モデル (a) と (b), 更には衝突モデル (b') のいずれの場合も、衝突部境界付近に生成される応力場に大きな相異はないと期待される。ここで衝突モデル (b') は定常沈み込みを dislocation で表すことに等価な絶対変位モデル (a) のバックスリップモデルである。よって、衝突モデル (b) ではソースが衝突部の境界付近に限られていることを考慮すれば、衝突モデル (b) による応力場は (b') で近似できると考えられる。衝突モデル (b') は衝突部のみをソースとするので (b) と比べて計算コストを低く抑えられ、また dislocation ソースによる応答計算プログラムをそのまま利用できることでプログラム開発の手間を省くことができる。本研究で衝突モデル (b) を使う状況では (b') を適用することとする。

ファクター (iii) 日本海溝の西進

第4図 (iii) は、日本海溝が西進する様子を表している。同図の矢印はプレート境界直上および直下の絶対変位であるとする。本研究では、日本海溝西進寄与説における「日本海溝の西進」とは、鉛直断面で見るとこのように太平洋プレート全体がプレート境界の形状を維持したまま西に平行移動する現象と考える。この並進運動によってプレート境界で滑りが発生する可能性はあるが、本研究では問題の単純化のために、太平洋プレートの並進運動がそのまま陸側プレートの運動と見做せるとする（並進運動モデルと呼ぶ）。

4. 定常沈み込みと伊豆半島の衝突を考慮したモデル（定常沈み込み寄与説）：モデル I

定常沈み込み寄与説の具体的表現として、MS1989モデルを用いて定常的な応力速度を評価するモデルをモデル I とする。モデル I はファクター (i) に絶対変位モデル (a) (実際は MS1989 モデル) を、ファクター (ii) に衝突モデル (a) を適用し、ファクター (iii) は考慮しないモデルとなっている (第1表)。1節で述べた通り本節では定常沈み込み寄与説で観測データを再現できる可能性を考えてモデルパラメータを最新知見のものに変更し、HM2006 と同様の評価手順をとる。以下では本報告で用いた具体的なパラメータを述べる。

応答関数の計算には Fukahata and Matsu'ura (2006) による重力下の粘弾性応答の理論解を用いる。この理論解の計算には伝搬行列 (Thomson-Haskell propagator matrix) の計算の際に生じる数値不安定を回避するアルゴリズムが用いられている。彼ら以前の研究で用いられてきたすべての伝搬行列計算コードにはこの数値不安定の問題が含まれる (Fukahata and Matsu'ura, 2005)。粘弾性構造として、第2表の水平成層構造を用いる。

日本周辺の海溝で沈み込むスラブの形状を、 $120^{\circ}\text{E} - 165^{\circ}\text{E}$, $14^{\circ}\text{N} - 57^{\circ}\text{N}$ の範囲でモデル化する (第5図)。深さ 40 km 以深は粘性領域としてあり (第2表)、この領域の構造は時間無限大における完全緩和状態の応答計算に寄与しない (Sato and Matsu'ura, 1988; Fukahata and Matsu'ura, 2006)。そこでスラブの形状は深さ 40km までモデル化することにした (第5図)。具体的には、海溝の形状 (Smith and Sandwell, 1997) と震源分布 (Engdahl and Villasenor, 2002) を参考にしつつ、既存のプレート上面深度のモデル (第3表) を滑らかにつないだ。

プレートの相対運動の計算には DeMets *et al.* (2010) のプレート運動モデル MORVEL を用いた。その際、プレート境界の設定については Bird (2003) のプレート境界モデル PB2002 を参考とした。マイクロプレートは、運動が良く決まっていなかったことを

勘案して本研究では考慮せず、フィリピン海プレート (PS)、ユーラシアプレート (EU)、北アメリカプレート (NA)、太平洋プレート (PC) のプレート境界のみ扱った (第5図)。伊豆半島の付け根部分においては衝突を表現するために、松浦・佐藤 (1998) を参考として部分的に沈み込み速度をゼロとする領域を設けた。

上述のプレート形状モデルおよびプレート間の相対運動を MS1989 モデルに適用するために、HM2006 と同様にランベルト正角円錐図法 (Lambert conformal conic projection) で xyz-Cartesian 直角座標系に変換した。その際、参照点を (36°N , 136°E)、基準緯線 (Standard parallels) を 30°N および 40°N とした。プレート間の相対速度ベクトルを3次的に沈み込むスラブに投影する際は、HM2006 と同様にプレート間の相対速度の絶対値を保つように滑りベクトルの各成分を調整した。

最後に、プレート境界面を概ね $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ のサイズで格子化し、各格子の中央に点震源を配置し、弾性層内の定常的な応力速度を計算した。

第6図 (a)~(e) は、各プレートの沈み込みが日本列島の応力蓄積に及ぼす影響を評価した結果である。これらの図は HM2006 には示されておらず、ここでは各計算結果の検証のために必要と考えて掲載するものであるが、定常沈み込み寄与説において各プレートが日本列島の応力蓄積に与える影響を分析するための基礎データとしても重要と考えられる。同図 (a) を見ると、太平洋プレートの沈み込む前方すなわち北海道東部において正断層型の応力場が形成されていることが分かる。また沈み込みの側方にあたる本州以南では逆断層型の応力場となり、前側方にあたる北海道西部から中部にかけては横ずれ型の応力場になっていることが分かる。同図 (b)~(e) についても総じて沈み込み前方の内陸部には正断層型の応力場が形成され、側方は逆断層型、前側方は横ずれ型の応力場となる傾向が見られる。沈み込み前方の正断層型応力場は、プレートのベンディングの影響によることを明らかにした松浦らのグループの研究成果 (e.g., 佐藤・松浦, 1991; 深畑・松浦, 1999; Hashima *et al.* 2008) と同様である。

第7図は、すべてのプレートの沈み込みの影響を合算した結果である。伊豆半島周辺では横ずれ型応力の蓄積が見られる。このパターンの生成には伊豆半島の衝突が寄与すると考えられるが、伊豆半島の衝突の表現としての沈み込み速度を 0 とする領域の設定にはある程度の任意性がある。そこで仮想的に伊豆半島周辺もすべて MORVEL に従って沈み込ませて計算したところ、伊豆半島周辺から放射状の圧縮軸を持つ横ずれ型のパターンが形成され、定性的に同様の結果が得られた (第8図)。したがってこのパターンの形成には第一に伊豆半島周辺のフィリピン海プレートの複雑な形状が影響していると言える。

沈み込み速度を部分的に 0 としたことは、応力蓄積の増加量に寄与する。いずれにしても、その他の地域ではほぼ日本列島全域にわたり、正断層型の応力蓄積となる。すなわち本研究では HM2006 の場合と較べてモデルパラメータを最新のものに変更したが、単にプレートの定常沈み込みをモデル化しただけでは現実の応力場（第 2 図）を再現できないという結論が得られた。

第 9 図は、第 7 図で東北沖（点線部）の沈み込み速度を 15% 低減した場合の結果である。ここで沈み込み速度を恣意的に低減させたのは、HM2006 における partial collision の導入に対応する。第 9 図に示される結果は、partial collision を導入することで HM2006 と同様に東北日本を圧縮場にできることを示している。しかし partial collision を導入してもなお西南日本は正断層の場のままである。我々は沈み込み速度の低減率を変化させたり、低減化させる領域を広げたりと様々な試行錯誤をしたが、西南日本の正断層の場を横ずれの場に変化させることは困難であった。partial collision を導入しても、本研究による設定では、モデル I で日本列島全域の応力場を再現するのは難しそうである。

5. 日本海溝の西進を考慮したモデル（日本海溝西進寄与説）：モデル II

日本海溝西進寄与説の具体的表現として、次の手順で評価するモデルをモデル II とする。なお定常沈み込み（ファクター (i)）に関しては絶対変位モデル (b) とし、応力蓄積には寄与しないとす。まず、プレートを厚さゼロの弾性板と仮定し、第 10 図に示されるような線分 0_10_2 （方位 N20°E）の直交方向西向きに均等に圧縮力を作用させた場合に日本列島陸域に形成される応力場、すなわち平面応力問題の解を単位時間あたりの応力とみなす。ここで、線分 0_10_2 は、関東沖で日本海溝が西側に屈曲するように見える部分、すなわち Niitsuma (1996) の 'Minimum circle' に対応する位置に配置している。

境界条件として、太平洋プレートと北米プレートは日本海溝の西進部（線分 0_10_2 ）以外は力学的に分離されていると考え、線分 0_10_2 の延長上（同図の点線部）では応力フリーとする。すなわち 0_10_2 よりも西側に半無限弾性板が広がると想定する。この時、点 A における応力速度は、N20°E 方向に p 軸、鉛直下方向に q 軸、N70°W 方向に r 軸をとった局所座標系を用いて、次式で与えられる (Johnson (1987) の式 (2.27))。すなわち、

$$\begin{cases} \dot{\sigma}_{pp} = -\frac{p}{2\pi} \{2(\theta_1 - \theta_2) + (\sin 2\theta_1 - \sin 2\theta_2)\}, \\ \dot{\sigma}_{rr} = -\frac{p}{2\pi} \{2(\theta_1 - \theta_2) - (\sin 2\theta_1 - \sin 2\theta_2)\}, \\ \dot{\sigma}_{pr} = \frac{p}{2\pi} (\cos 2\theta_1 - \cos 2\theta_2). \end{cases} \quad (1)$$

\dot{P} は線分 0_10_2 に与えた法線応力速度（圧縮を正とする）、 θ_1 、 θ_2 はそれぞれ線分 AO_1 、 AO_2 と p 軸とのなす角である。平面応力問題なので、 q 成分に関する応力はすべて 0 となる。

第 11 図に計算結果を示す。日本列島全部が逆断層の場となることが分かる。最大主圧縮軸が線分 0_10_2 と直交し、距離が遠ざかるにつれて放射状に広がるようなパターンである。西南日本は圧縮軸が東西方向となるが、東北日本では南北方向となっている。

圧縮源を更に北方まで延長すれば東北日本でも東西圧縮が再現できると考えられるので、太平洋プレートが沈み込む方向に直交するようなジオメトリとして、仮に線分 $0'_10'_2$ の位置（第 10 図）に圧縮源を置いて再度計算を実行した。なお、ここではこの圧縮源で北海道を東西圧縮にすることを考えて北側の点を $0'_2$ 程度まで北方に延長したが、本研究で着目する東北日本の東西圧縮を再現するだけならば $0'_2$ はもっと南方にずらすことができる。

結果として、予想通り東北日本でも最大主圧縮軸は東西方向となることが確認された（第 12 図）。しかし日本列島全域で逆断層の場となることには変わりがなく、西南日本の横ずれの場は再現されなかった。

上記のように半無限弾性板の仮定が現実に則しているか自明ではない。そこで無限弾性板を仮定した場合の平面応力問題の解も計算して比較する。具体的には次式を用いて解を計算する（導出は付録を参照）。すなわち、

$$\begin{cases} \dot{\sigma}_{pp} = -\frac{p}{4\pi} \left\{ 2\nu(\theta_1 + \theta_2) - \frac{1+\nu}{2} (\sin 2\theta_1 - \sin 2\theta_2) \right\}, \\ \dot{\sigma}_{rr} = -\frac{p}{4\pi} \left\{ 2(\theta_1 - \theta_2) - \frac{1+\nu}{2} (\sin 2\theta_1 - \sin 2\theta_2) \right\}, \\ \dot{\sigma}_{pr} = \frac{p}{8\pi} \left\{ (1+\nu)(\cos 2\theta_1 - \cos 2\theta_2) + (1-\nu) \ln \frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1} \right\}. \end{cases} \quad (2)$$

ここで ν はポアソン比である。

結果として、式 (2) を用いて線分 0_10_2 および $0'_10'_2$ を圧縮源として応力速度を計算しても、式 (1) の解と比較して応力速度が全域で半分以下となる以外は顕著な相異は現れなかった。日本列島全部が逆断層の場となり、圧縮軸の方位パターンも第 11, 12 図に示される結果とほぼ同様であった。

6. 伊豆半島の衝突と日本海溝の西進を考慮したモデル：モデル III

モデル II に伊豆半島の衝突の影響を加えたモデルをモデル III とする。ファクター (ii) として衝突モデル (b') を適用する。具体的には、伊豆半島の衝突部に MORVEL に従う沈み込み速度を負符合にして与える。伊豆の衝突のみによる応力速度の計算結果を第 13 図に示す。

第 14 図はモデル III の評価結果である。ファクター

(iii) として、線分 $0'_{1}0'_{2}$ に圧縮源を置いて式 (1) を用いて計算した応力速度 ($\dot{P}=1.5 \text{ kPa/y}$) を重ね合わせた結果を示す。ここで応力速度 \dot{P} の設定値は、1 から 5 kPa/y の範囲で 0.5 kPa 刻みで \dot{P} の値を変えながら応力場を計算し、東北日本と西南日本の応力場パターンが観測 (第 2 図) になるべく近くなるように決定した。第 14 図より、モデル III では日本列島全体で概ね東西圧縮の応力場となり、かつ東北日本で逆断層、西南日本で横ずれ断層となるパターンが得られることが分かる。ただし関東以西では基本的に横ずれ断層が卓越しており、近畿三角帯での逆断層は再現されていない。

7. 定常沈み込みと伊豆半島の衝突と日本海溝の西進を考慮したモデル：モデル IV

プレートの定常的な沈み込みと日本海溝の西進および伊豆半島の衝突が同時に地殻応力の蓄積に寄与する可能性を考え、モデル I と同様、ファクター (i) に絶対変位モデル (a)、ファクター (ii) に衝突モデル (a) を適用し、更にモデル II の日本海溝の西進の影響を重ね合わせたモデルをモデル IV とする。

第 15 図はモデル IV の評価例を示す。この例ではモデル II の計算において、圧縮源として線分 $0'_{1}0'_{2}$ を南西に 500 km 延長して線分 $0''_{1}0''_{2}$ とし (第 10 図)、応力速度 \dot{P} を 2.5 kPa/y とした。圧縮源の端点 $0''_{1}$ の位置および応力速度 \dot{P} は、計算の結果得られる応力場が観測データを良く説明するように試行錯誤的に決めた。こうして細部をチューニングした結果、東北地方が逆断層型、西南日本が全般的に横ずれ、ただし近畿三角帯が逆断層の場になることが示された。こうしてモデル IV により観測データ (第 2 図) の全般的な特徴をほぼ再現することができたと考える。

8. 議論とまとめ

現在の日本列島の地殻応力の形成に関わる仮説として、定常沈み込み寄与説と日本海溝西進寄与説がある (1 節)。これらの仮説の妥当性を判断するための直接的な方法は、地質学的証拠等に基づいてプレート境界直上直下の絶対変位を確認して絶対変位モデル (a)、(b) のどちらでモデル化するのが妥当かを見極めることである。しかしそのことは容易ではないので、本研究では応力場形成の定量モデルを確立するための基礎資料として、応力場形成のファクター 3 種類 (プレートの定常的な沈み込み、伊豆半島の衝突、日本海溝の西進) を考え、それらを組み合わせた 4 種類のモデルを用いて応力速度を評価し、観測データの再現性を比較した。

結果として、プレートの定常的な沈み込みが日本列島の応力場を形成しているとするモデル (モデル I、定常沈み込み寄与説に立脚) および日本海溝の西進が応力場を形成しているとするモデル (モデル II、

日本海溝西進寄与説に立脚) はそれぞれ単独では日本列島全体の応力場の観測データを反映することはできなかった。一方、日本海溝の西進と伊豆半島の衝突の影響を重ね合わせたモデル (モデル III) は観測データのある程度説明することができた。更に、定常沈み込み、日本海溝の西進および伊豆半島の衝突が応力場を形成しているとするモデル (モデル IV) では、近畿三角帯を含む日本列島の応力場パターンが再現された (第 1 表)。

以上の結果を踏まえて、我々は、少なくとも日本海溝の西進と伊豆半島の衝突は日本列島の応力場の形成ファクターとして最低限考慮しなければならないものと考えている。一方、プレートの定常的な沈み込みについては、これを日本列島の応力場の形成ファクターとみなせるならば近畿三角帯の圧縮場も説明できることになるが、ここでは結論を控えたい。前述の通り定常的なプレートの沈み込みが上盤側に絶対変位の蓄積を生じさせるか否かに関する理解が不十分であり、したがって定常成分に dislocation あるいは絶対変位モデル (a) を適用することの妥当性を判断できないからである。例えば、絶対変位モデル (a) に従えば、東北日本は太平洋プレートの沈み込む方向と反対向きの $N112^{\circ}E$ に動く一方、西南日本はフィリピン海プレートと反対向きの $N125^{\circ}E$ に動くことになる。水平速度ベクトルの差をとれば、東北日本は西南日本から見て東北東に逃げていくように動いていることになる。問題は、定常的な沈み込みによって上盤側にこのような変形を生じさせるようなメカニズムが存在するかということである。他方、海洋プレートが海嶺で生成され海溝で沈み込む一方で大陸プレートはその場に留まるというプレートテクトニクスの直観的なイメージに基づけば、プレート境界のジオメトリ (形状と位置の両方) が不変な限り、定常成分は絶対変位モデル (b) で表されるほうが自然と感じられる。その直観が正しければ、近畿三角帯の圧縮場は本研究で扱わなかった別のファクターで説明しなければならない。今後はもっと現実的なモデルを用いたり、プレートの沈み込みの力学的な問題や近畿三角帯の応力場を再現するファクターを検討するなどしてこの問題を追及したいと考えている。

謝辞 粘弾性応答の計算には深畑幸俊博士に頂いたプログラムを改造して用いました。

付録：無限弾性板内の線分に作用する垂直応力による応力場

無限弾性板内の 1 点に作用する力 P による応力分布は次式で与えられる (e.g., Timoshenko and Goodier (1987) の式 (76)).

$$\begin{cases} \sigma_{pp} = \frac{P}{4\pi} \frac{\cos\theta}{R} \{1 - \nu - 2(1 + \nu)\sin^2\theta\}, \\ \sigma_{rr} = \frac{P}{4\pi} \frac{\cos\theta}{R} \{-(3 + \nu) + 2(1 + \nu)\sin^2\theta\}, \\ \sigma_{pr} = -\frac{P}{4\pi} \frac{\sin\theta}{R} \{1 - \nu + 2(1 + \nu)\cos^2\theta\}. \end{cases} \quad (A1)$$

ここで p 軸は第 10 図と同様に力の作用する向きに直交方向, r 軸は力の作用する向きにとっている. θ は r 軸と観測点の位置ベクトルとのなす角, R は力の作用点と観測点間の距離である. 力の作用点を原点として成分で表示すれば,

$$\begin{cases} \sigma_{pp} = \frac{P}{4\pi} \frac{r}{p^2+r^2} \left\{1 - \nu - 2(1 + \nu) \frac{p^2}{p^2+r^2}\right\}, \\ \sigma_{rr} = \frac{P}{4\pi} \frac{r}{p^2+r^2} \left\{-(3 + \nu) + 2(1 + \nu) \frac{p^2}{p^2+r^2}\right\}, \\ \sigma_{pr} = -\frac{P}{4\pi} \frac{p}{p^2+r^2} \left\{1 - \nu + 2(1 + \nu) \frac{r^2}{p^2+r^2}\right\}. \end{cases} \quad (A2)$$

圧縮源が p 軸方向に線状に分布している場合, 線素 ds による応力分布は次式で表される.

$$\begin{cases} d\sigma_{pp} = \frac{Pds}{4\pi} \frac{r}{(p-s)^2+r^2} \left\{1 - \nu - 2(1 + \nu) \frac{(p-s)^2}{(p-s)^2+r^2}\right\}, \\ d\sigma_{rr} = \frac{Pds}{4\pi} \frac{r}{(p-s)^2+r^2} \left\{-(3 + \nu) + 2(1 + \nu) \frac{(p-s)^2}{(p-s)^2+r^2}\right\}, \\ d\sigma_{pr} = -\frac{Pds}{4\pi} \frac{(p-s)}{(p-s)^2+r^2} \left\{1 - \nu + 2(1 + \nu) \frac{r^2}{(p-s)^2+r^2}\right\}. \end{cases} \quad (A3)$$

$[-b, a]$ の範囲 ($-b, a$ はそれぞれ θ_1, θ_2 の p 座標に対応) で積分し, 5 節で定義される角 θ_1, θ_2 を用いて整理すれば次式を得る.

$$\begin{cases} \sigma_{pp} = -\frac{P}{4\pi} \left\{2\nu(\theta_1 + \theta_2) - \frac{1+\nu}{2}(\sin 2\theta_1 - \sin 2\theta_2)\right\}, \\ \sigma_{rr} = -\frac{P}{4\pi} \left\{2(\theta_1 - \theta_2) - \frac{1+\nu}{2}(\sin 2\theta_1 - \sin 2\theta_2)\right\}, \\ \sigma_{pr} = \frac{P}{8\pi} \left\{(1 + \nu)(\cos 2\theta_1 - \cos 2\theta_2) + (1 - \nu)\ln \frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1}\right\}. \end{cases} \quad (A4)$$

文 献

- Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P. R. and Uhira, K. (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.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 4, 1525-2027, doi:10.1029/2001GC000252.
- Creager, K. C. and Jordan, T. H. (1984). Slab penetration into the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, 89, 3031-3049.
- DeMets, C., Gordon, R. G. and Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 181, 1-80, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Engdahl, E. R. and Villaseñor, A. (2002). Global seismicity: 1900-1999, in Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C. and Kisslinger, C. (editors), *International handbook of earthquake and engineering seismology, Part A, Chapter 41*, 665-690, Academic Press.
- Frohlich, C. and Apperson, K. D. (1992). Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics*, 11, 279-296.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・若松加寿江・石川 裕・奥村俊彦・石井 透・松島信一・早川 讓・遠山信彦・成田 章 (2009). 「全国地震動予測地図」作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 336 号.
- 深畑幸俊・松浦充宏 (1999). 島弧-海溝系の形成: 力学的作用と熱的構造進化, 月刊地球 / 号外, No. 23, 58-66.
- Fukahata, Y. and Matsu'ura, M. (2005). General expressions for internal deformation fields due to a dislocation source in a multilayered elastic half-space, *Geophys. J. Int.*, 161, 507-521, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02594.x.
- Fukahata, Y. and Matsu'ura, M. (2006). Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, *Geophys. J. Int.*, 166, 418-434, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02921.x.
- Hashima, A., Fukahata, Y. and Matsu'ura, M. (2008). 3-D simulation of tectonic evolution of the Mariana arc-back-arc system with a coupled model of plate subduction and back-arc spreading, *Tectonophysics*, 458, 127-136, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.005.
- Hashimoto, C., Fukui, K. and Matsu'ura, M. (2004). 3-D modeling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 2053-2068, doi:10.1007/s00024-004-2548-8.
- Hashimoto, C. and Matsu'ura, M. (2006). 3-D simulation of tectonic loading at convergent plate boundary zones: internal stress fields in northeast Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 163, 1803-1817, doi:10.1007/s00024-006-0098-y.
- Hashimoto, C., Sato, T. and Matsu'ura, M. (2008). 3-D simulation of steady plate subduction with tectonic erosion: current crustal uplift and free-air gravity anomaly in northeast Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 165, 567-583, doi:10.1007/s00024-008-0321-0.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D. and Müller, B. (2010). Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release

- 2008, *Tectonophysics*, 482, 3-15, doi:10.1016/j.tecto.2009.07.023.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008). Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭 (2008). Double-Difference Tomography 法による関東地方の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, *地震* 2, 60, 123-138.
- Huzita, K. (1962). Tectonic development of the Median zone (Setouti) of southwest Japan, since the Miocene with special reference to the characteristic structure of central Kinki area, *J. geosciences, Osaka City Univ.*, 6, 103-144.
- Johnson, K. L. (1987). *Contact mechanics*, Cambridge Univ. Press, 452 pp.
- Katsumata, M. and Sykes, L. R. (1969). Seismicity and tectonics of the western pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions, *J. Geophys. Res.*, 74, 5923-5948.
- 松浦充宏 (1998). 地震発生過程のモデリングと予測, *地震* 2, 50, 213-227.
- Matsu'ura, M. and Sato, T. (1989). A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries, *Geophysical Journal*, 96, 23-32.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007). Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, *J. Geophys. Res.*, 112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770.
- Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa, A. (2009). Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *J. Geophys. Res.*, 114, B08309, doi:10.1029/2008JB006101.
- 中村 衛・兼城昇司, (2000). 地震分布から求めた南西諸島における沈みこんだフィリピン海プレートの形状, *琉球大学理学部紀要*, No. 70, 73-82.
- Niitsuma, N. (1996). The trench-trench-trench type triple junction and tectonic evolution of Japan, *静岡大学地球科学研究報告*, 23, 1-8.
- Oakley, A. J., Taylor, B. and Moore, G. F. (2008). Pacific plate subduction beneath the central Mariana and Izu-Bonin fore arcs: New insights from an old margin, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 9, 1525-2027.
- 大中康譽・松浦充宏 (2002). 地震発生の物理学, 東京大学出版会, pp.378.
- 産業技術総合研究所 (2011). 活断層データベース 2011年5月20日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所. <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>
- Sato, T. and Matsu'ura, M. (1988). A kinematic model for deformation of the lithosphere at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 93, 6410-6418.
- 佐藤利典・松浦充宏 (1991). 伊豆及びその周辺地域におけるプレート内部の応力蓄積過程, *日本地震学会予稿集*, No. 2, D57.
- Sato, T. and Matsu'ura, M. (1992). Cyclic crustal movement, steady uplift of marine terraces, and evolution of the island arc-trench system in southwest Japan. *Geophys. J. Int.*, 111, 617-629.
- Sato, T. and Matsu'ura, M. (1993). A kinematic model for evolution of island arc-trench systems, *Geophys. J. Int.*, 114, 512-530.
- 佐藤利典・松浦充宏 (1998). プレート境界における応力蓄積過程と大地震の繰り返しに伴う地殻変動サイクルのモデル化について, *地震* 2, 50, 283-292.
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 88, B6, 4984-4996.
- Savage, J. C. and Prescott, W. H. (1978). Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle, *J. Geophys. Res.*, 83, B7, 3369-3376.
- Smith, W. H. F. and Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1956-1962
- Takada, Y. and Matsu'ura, M. (2004). A unified interpretation of vertical movement in Himalaya and horizontal deformation in Tibet on the basis of elastic and viscoelastic dislocation theory, *Tectonophysics*, 383, 105-131, doi:10.1016/j.tecto.2003.11.012.
- 高橋雅紀 (2004a). 地質学的制約による3 Ma以前のフィリピン海プレートの運動とTTT三重会合点の安定性, *地震学会予稿集*, P090.
- 高橋雅紀 (2004b). 日本列島のE~W短縮テクトニクスの原因とその開始時期, *地震学会予稿集*, B048.
- 高橋雅紀 (2006). フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス, *地学雑誌*, 115, 116-123.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010). The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- Timoshenko, S. P. and Goodier, J. N. (1987). *Theory of elasticity*, Third edition, McGraw-Hill, New York, 567 pp.

(受付: 2011年9月7日, 受理: 2011年10月10日)

第1表. 応力場形成モデル.

Table 1. Models forming the stress fields.

応力場形成モデル	応力場形成ファクター			応力場の再現性	本文中の場所
	(i)	(ii)	(iii)		
モデル I	絶対変位モデル(a)	衝突モデル(a)	—	× 正断層と横ずれの場. Partial Collision 導入で東北地方が逆断層に変化.	4 節 Figures 7, 9
モデル II	絶対変位モデル(b)	—	並進運動モデル	× 全域で逆断層.	5 節 Figures 11, 12
モデル III	絶対変位モデル(b)	衝突モデル(b')	並進運動モデル	△ 東北/西南の全般的な応力場パターンを再現.	6 節 Figure 14
モデル IV	絶対変位モデル(a)	衝突モデル(a)	並進運動モデル	○ 東北/西南/近畿三角帯の全般的な応力場パターンを再現.	7 節 Figure 15

第2表. 地殻マントル構造モデル.

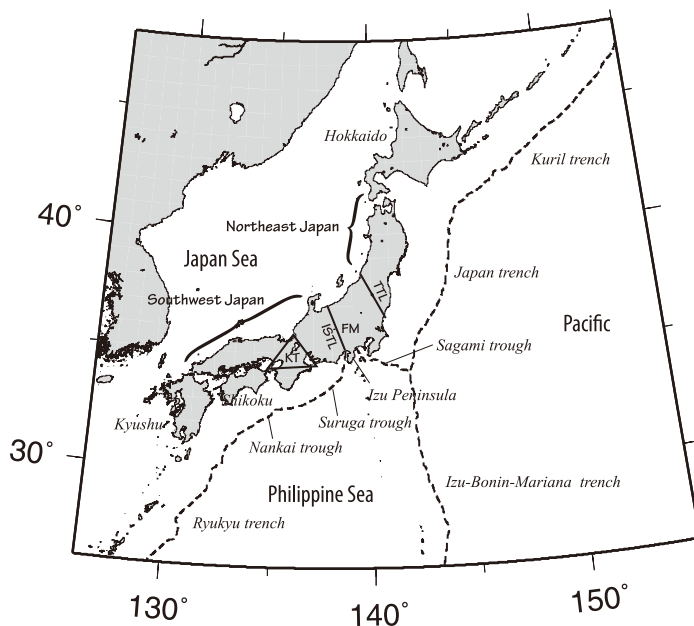
Table 2. Structure model of the crust-mantle system.

Thickness [km]	Vp [km/s]	Vs [km/s]	Density [kg/m ³]	Viscosity [Pas]
40	5.575	3.65	3.0 × 10 ³	∞
—	7.07	4.20	3.3 × 10 ³	5.0 × 10 ¹⁸

第3表. プレート形状モデルの作成に利用したデータ.

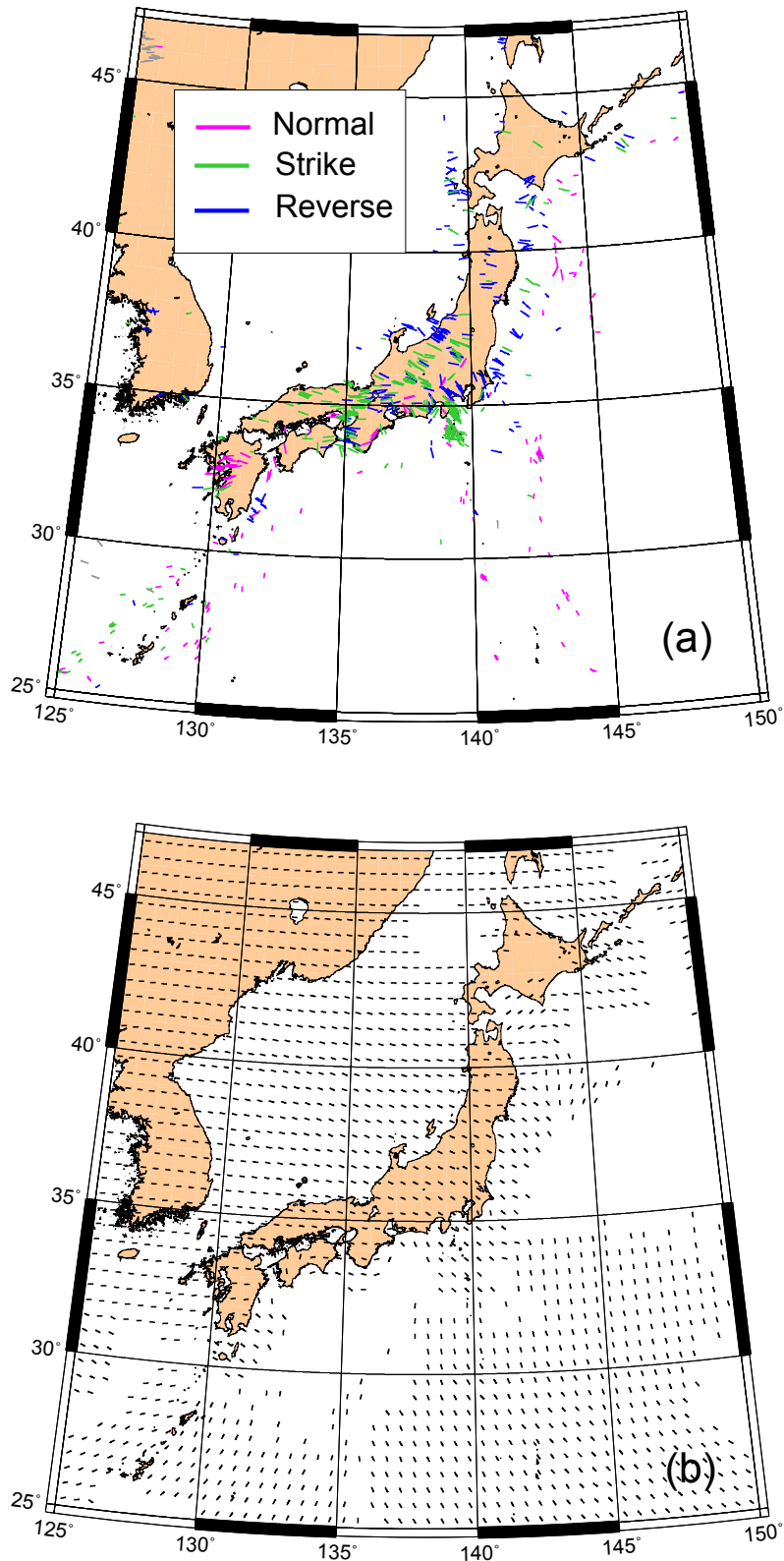
Table 3. Data used to construct the plate-geometry model.

隣接プレート	トラフ/海溝名 (地域)	既存研究, 備考
PC-NA	千島-カムチャツカ海溝 (北海道東方沖-カムチャツカ半島南部)	Creager and Jordan (1984) のスラブ形状との連続性を考慮しつつ震源分布を参考にモデル化した.
PC-NA	日本海溝 (関東, 東北, 北海道沖)	防災科学技術研究所の公開データ(藤原他, 2009)を利用した.
PC-PS	伊豆-小笠原-マリアナ海溝 (伊豆南部-小笠原諸島)	伊豆南部, マリアナ北部の深さ20kmまでOakley <i>et al.</i> (2008) の反射断面, それ以外の地域はKatsumata and Sykes (1969) のスラブ形状および震源分布を参考にモデル化した.
PS-NA	(関東地方下)	弘瀬他(2008)のスラブ形状モデルを利用した.
PS-NA, PS-EU	相模/駿河トラフ(伊豆半島周辺)	Nakajima <i>et al.</i> (2009) のスラブ形状モデルを利用した.
PS-EU	南海トラフ(中部-九州)	Baba <i>et al.</i> (2002), Nakajima and Hasegawa (2007) および Hirose <i>et al.</i> (2008) のスラブ形状モデルを利用した.
PS-EU	琉球海溝(九州南部-琉球)	中村・兼城 (2000) のスラブ形状モデルを利用した.



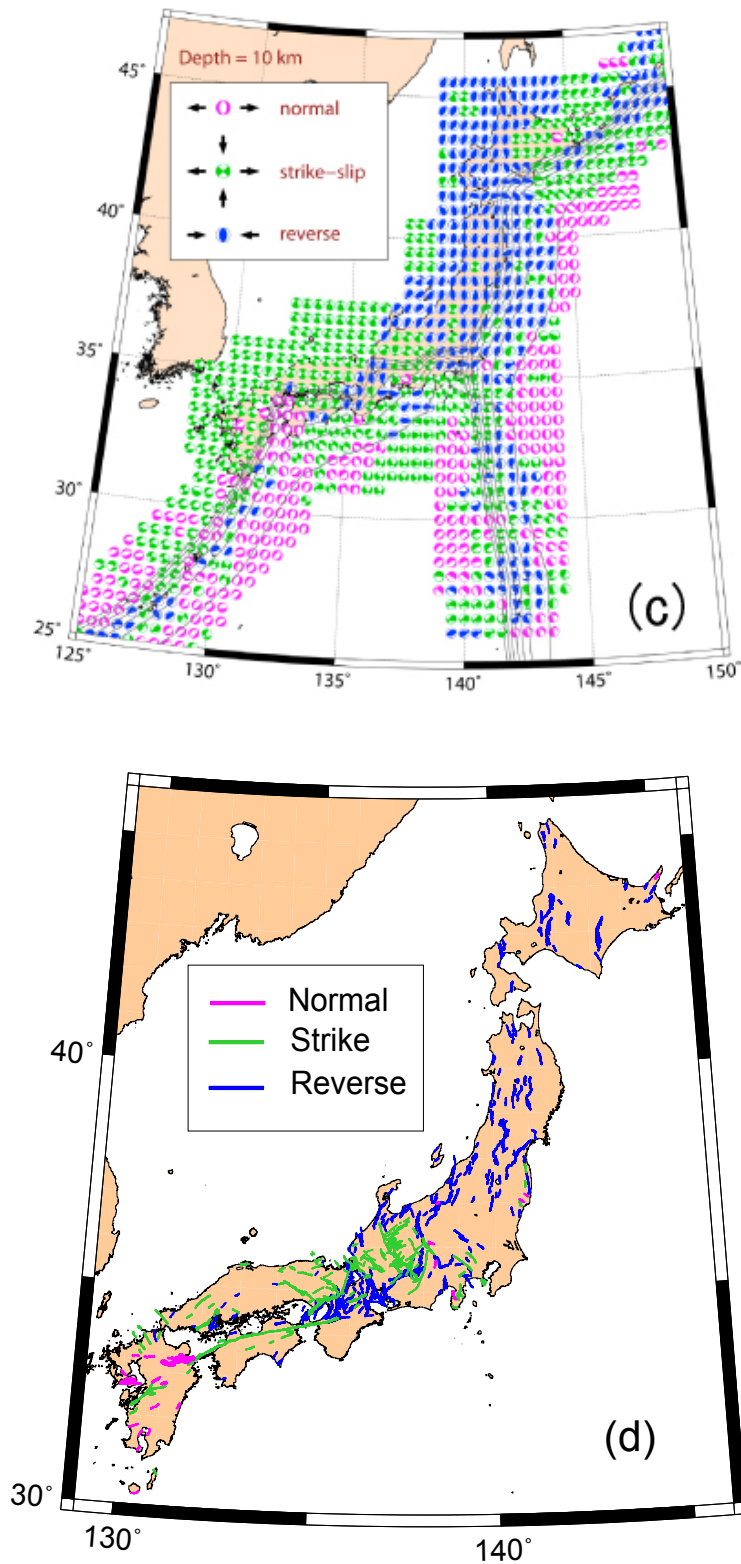
第1図. 日本列島と周辺の海溝を示す地図. FM: フォッサマグナ, ISTL: 糸魚川-静岡構造線, TTL: 棚倉構造線, KT: 近畿三角帯. 参照点を (36°N, 136°E), 基準緯線を 30°N, 40°N としたランベルト等角円錐図法で表示する. 以下, 本論ではこの投影法を用いる.

Fig. 1. Map showing Japanese islands and trenches. FM: Fossa magna, ISTL: Itoigawa-Shizuoka tectonic line, TTL: Tanakura tectonic line, KT: Kinki triangle. The Lambert conformal conic projection is used with a reference point of (36°N, 136°E) and the standard parallels of 30°N and 40°N. Hereafter this projection is used in this study.



第2図. 日本列島の地殻応力場を表す観測データ。(a) World Stress Map Release 2008 (Heidbach *et al.* 2010). 線分は水平最大圧縮軸方位を表す。線分の長さはデータの品質 A~C (Heidbach *et al.* 2010) に比例させている。(b) (a) を平滑化したもの (Heidbach *et al.* 2010)。

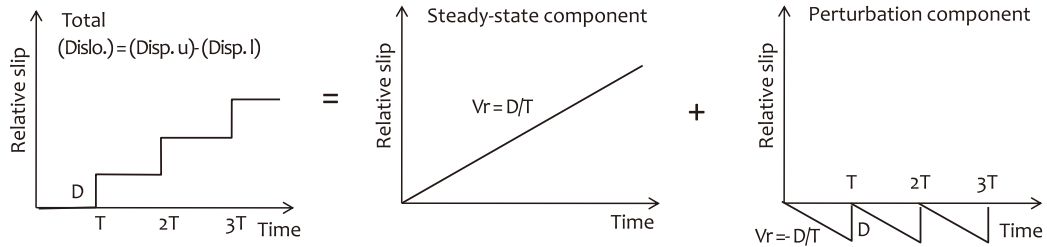
Fig. 2. Observed data indicating the current stress field of Japanese islands. (a) World Stress Map database release 2008 (Heidbach *et al.* 2010). Lines represent the orientations of maximum horizontal compressional stresses. Line length is proportional to quality A-C (Heidbach *et al.* 2010). (b) Smoothed stress map of (a) (Heidbach *et al.* 2010).



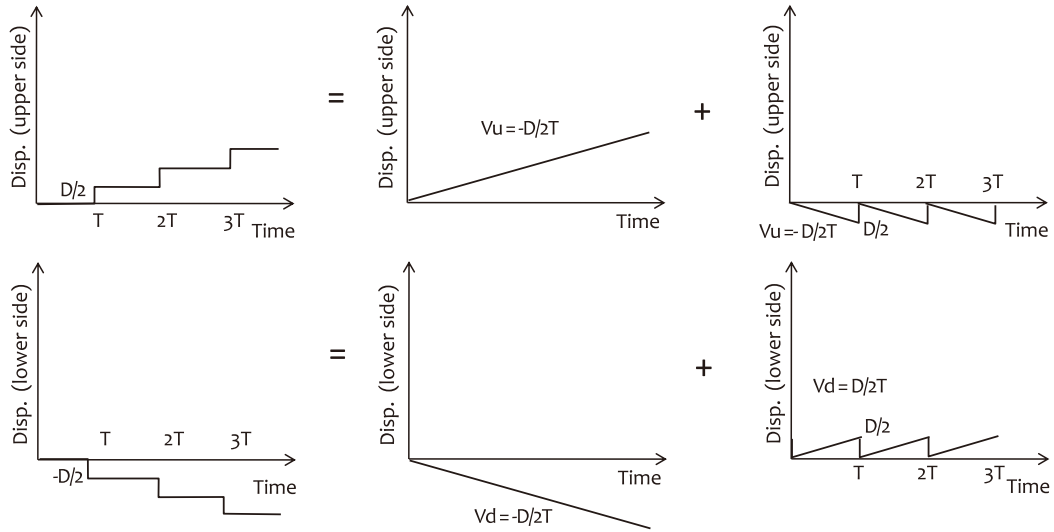
第2図. 続き. (c) 震源メカニズムデータを用いた応力インバージョン解析結果 (深さ 10 km の断面). 応力場は震源球の下半球投影で表されている. Terakawa and Matsu'ura (2010) の Fig. 3 をそのまま掲載した. (d) 活断層分布 (産業技術総合研究所, 2010).

Fig. 2. continued. (c) Analysis results of a stress inversion using focal mechanisms (10 km depth). The lower hemisphere representation of focal mechanism is used to indicate the stress field. Fig. 3 in Terakawa and Matsu'ura (2010) is shown as is. (d) Distribution of active faults (AIST, 2010).

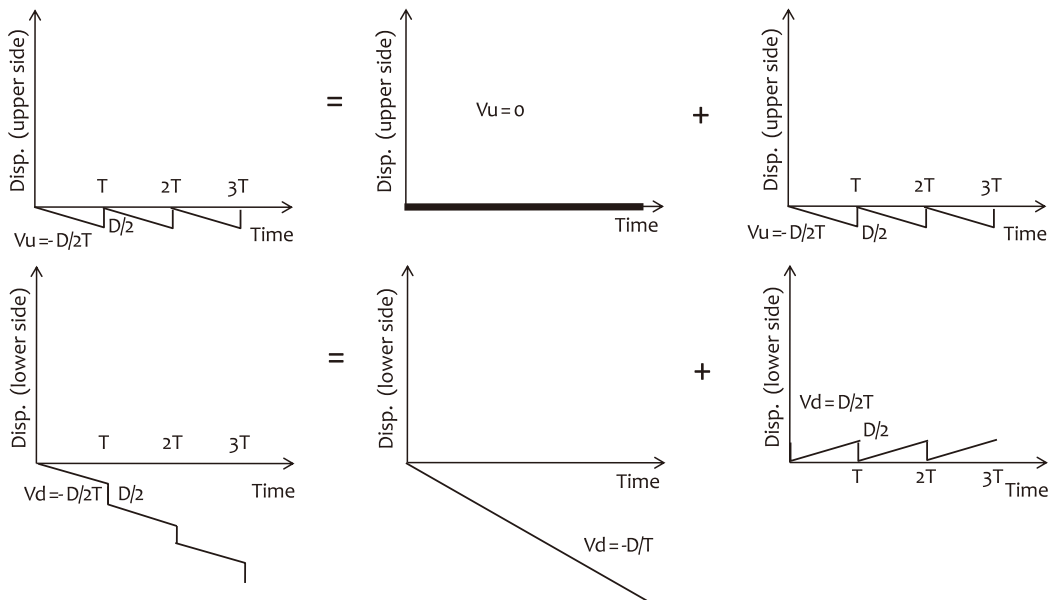
MS1989 model



Absolute displacement model (a)

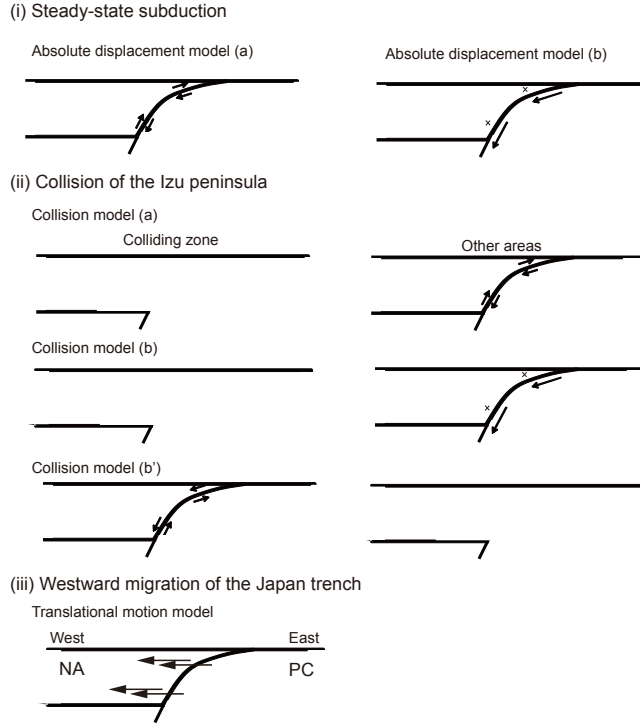


Absolute displacement model (b)

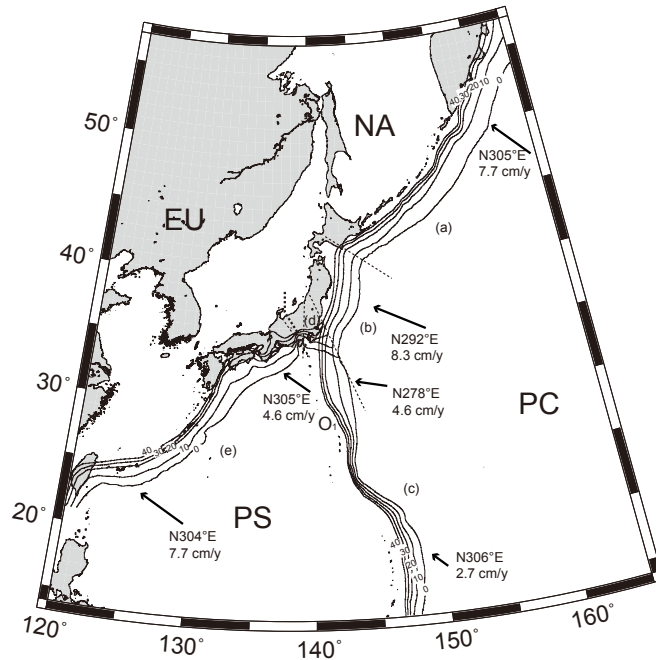


第3図. 地震の繰り返しに伴う dislocation あるいは変位の蓄積を表すモデル. 最上段 MS1989 モデル. 中段 絶対変位モデル (a) MS1989 モデルを絶対変位で表したモデル. 下段 絶対変位モデル (b) 定常沈み込みは地殻応力の蓄積に寄与しないと見做す立場が立脚するモデル.

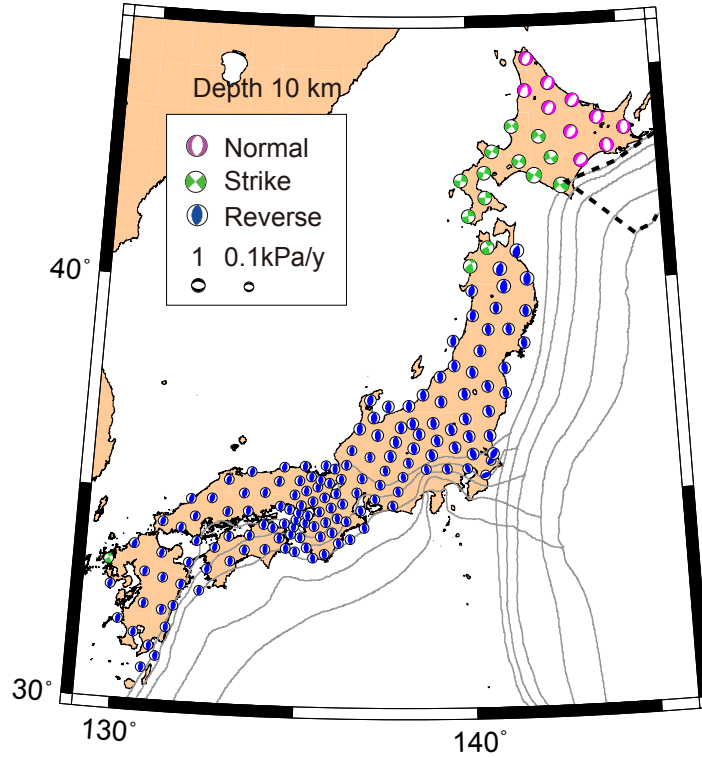
Fig. 3. Models representing the accumulations of dislocation or displacement that accompanies with repetition of earthquakes. Top, the MS1989 model. Middle, Absolute displacement model (a) the MS1989 model, represented by absolute displacements. Bottom, Absolute displacement model (b) a model constructed based on a view point that the steady subductions do not contribute to the accumulations of the crustal stresses.



第 4 図. 本研究のモデル化に適用する日本列島の応力場の形成ファクター. 各図は沈み込む (右) / 沈み込まれる (左) プレートの鉛直断面を表す.
 Fig. 4. Factors for the formation of the stress field in the Japanese Islands. Each figure represents the vertical sections of subducting (right) and subducted (left) plates.

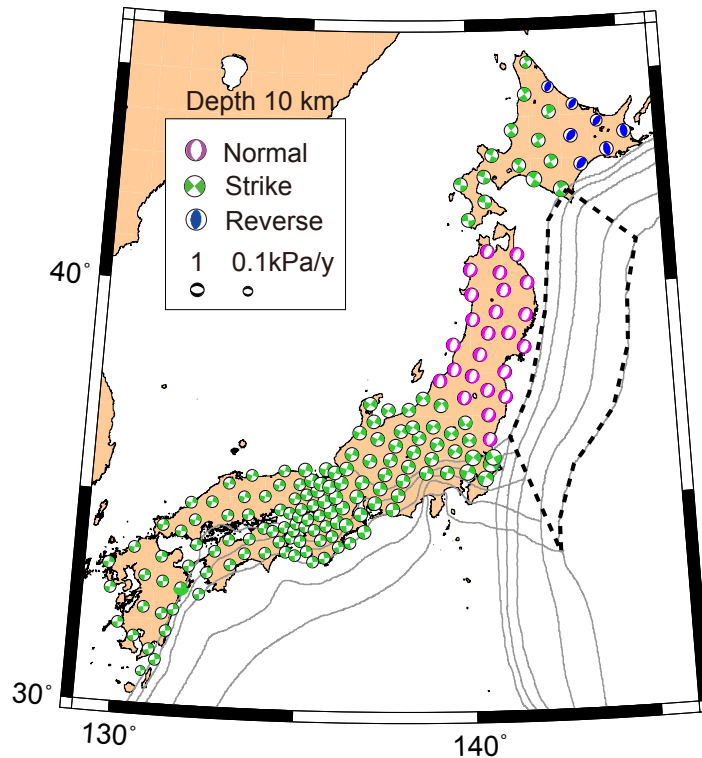


第 5 図. 日本周辺で沈み込むプレートの上面形状のモデル. 等深度線は深さ 10 km 間隔. PS はフィリピン海プレート, EU はユーラシアプレート, NA は北アメリカプレート, PC は太平洋プレートを意味する. 本州中央部の点線は北アメリカプレートとユーラシアプレートの境界を表す. 矢印は隣り合うプレート間の平均的な相対変位速度を表す. 細点線で区切られる (a)~(e) 部は第 6 図 (a)~(e) に示されるプレートの各部分に対応する.
 Fig. 5. Model geometries of the upper surfaces of the subducting plates around Japan. Isodepth contours are drawn at 10 km intervals. PS: Philippine Sea plate, EU: Eurasia plate, NA: North America plate, PC: Pacific plate. Dotted line at the center of Japan represents the boundary between the North America plate and the Eurasia plate. Arrows represent the relative velocities of adjacent plates. Parts (a)-(e), which are separated by thin dashed lines, correspond to the parts of the subducting plates shown in Figs. 6 (a)-(e), respectively.



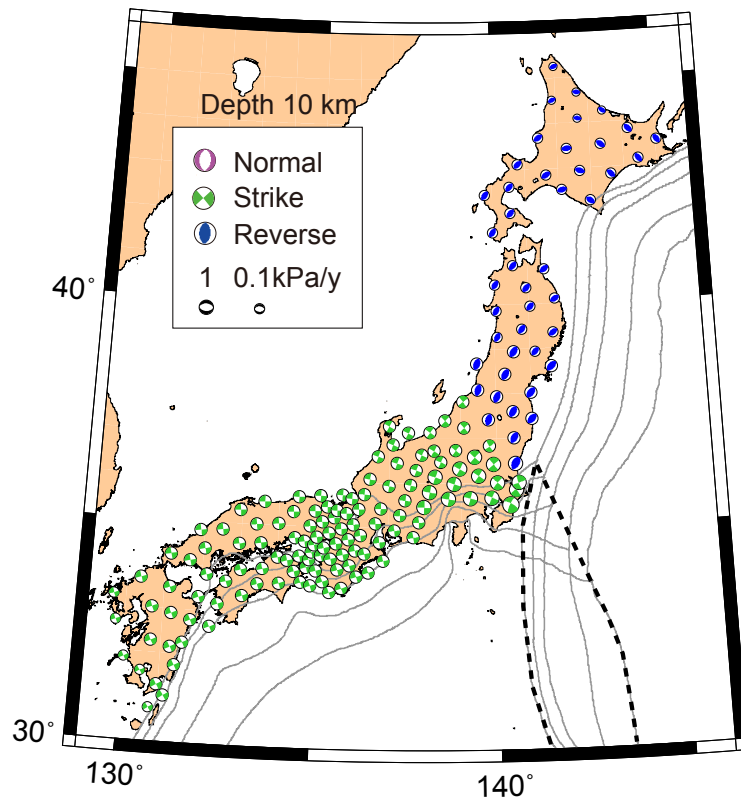
第 6 図. 理論応力速度の計算結果. (a)北海道中央部よりも東側で北米プレートに沈み込む太平洋プレートの影響(点線部). MS1989 モデルを用いて計算した応力速度の深さ 10 km 断面を示す. 震源球の下半球投影で表す. 応力場のタイプ(正断層 (Normal), 横ずれ断層 (Strike), 逆断層 (Reverse)) の判断は Frohlich and Apperson (1992) の基準による.

Fig. 6. The calculation results of theoretical stress rates. (a) Influences of the Pacific plate subducting beneath the North American plate in the east of the central Hokkaido (dashed line). The horizontal section at 10 km depth obtained using the MS1989 model is shown. The lower hemisphere representation of focal mechanism is used. The type of the stress field (the normal-, strike-, and reverse-fault types) is identified following the standard of Frohlich and Apperson (1992).

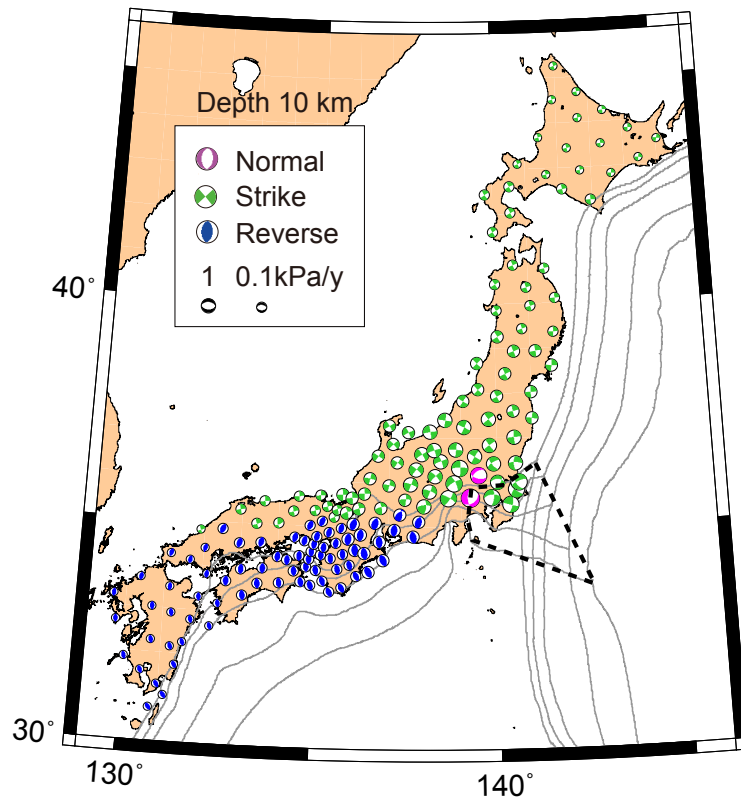


第 6 図. 続き. (b)北海道中央部よりも西側で北米プレートに沈み込む太平洋プレートの影響.

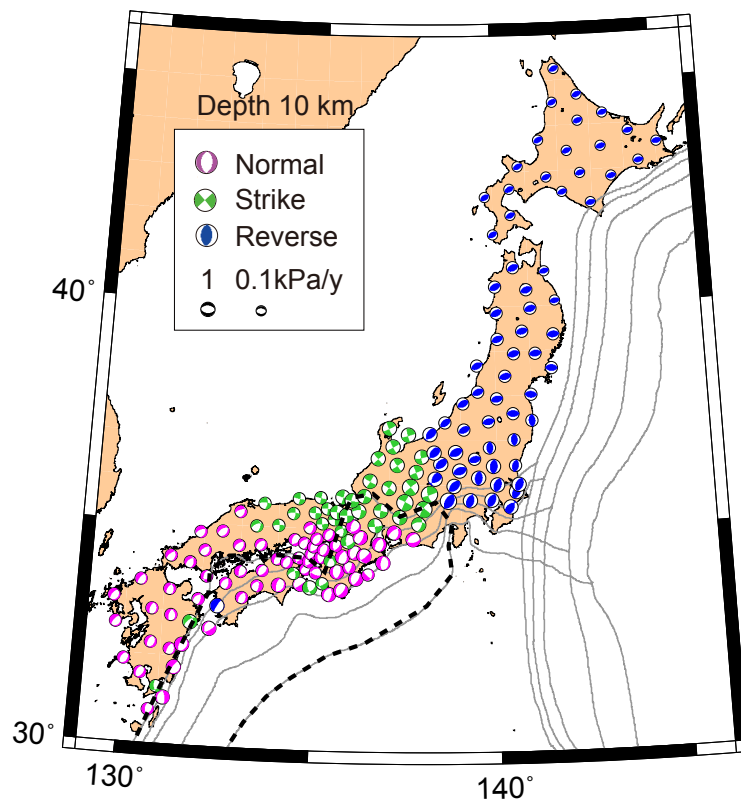
Fig. 6. continued. (b) Influences of the Pacific plate subducting beneath the North America plate in the west of the central Hokkaido (dashed line).



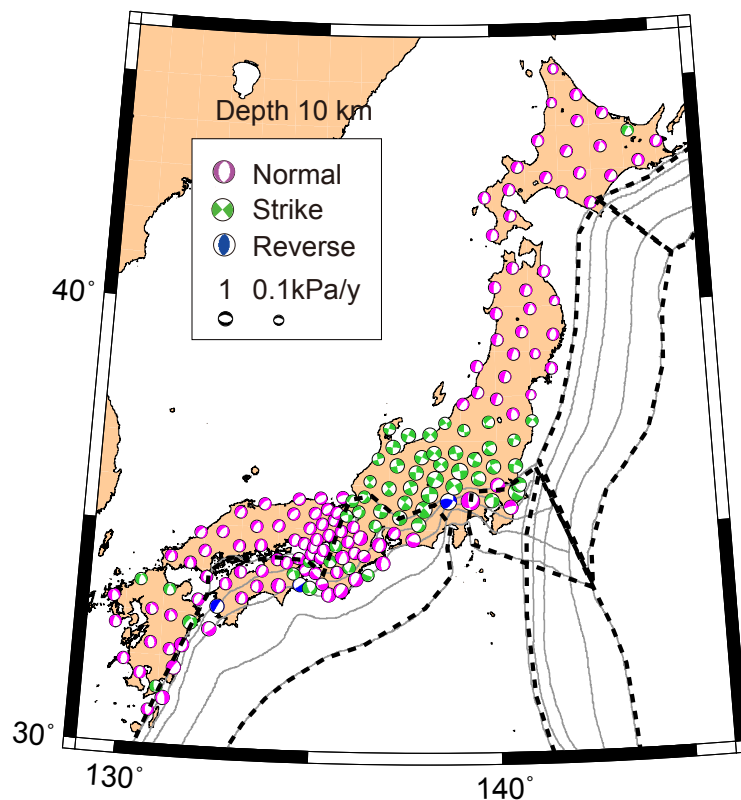
第6図. 続き. (c) フィリピン海プレートに沈み込む太平洋プレートの影響.
Fig. 6. continued. (c) Influences of the Pacific plate subducting beneath the Philippine Sea plate (dashed line).



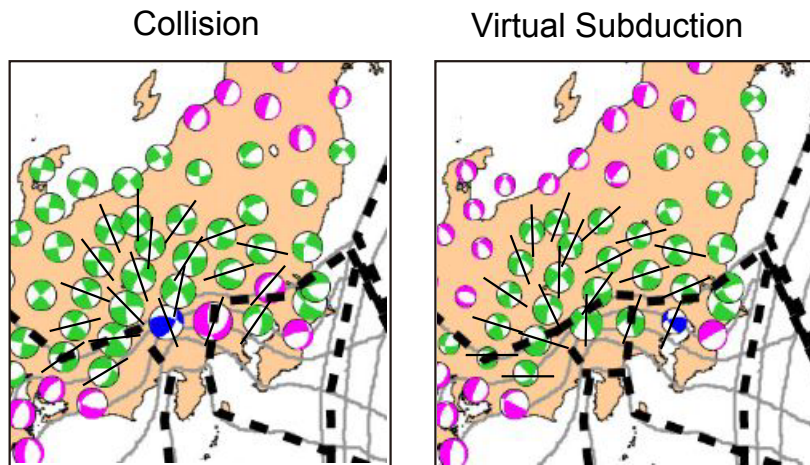
第6図. 続き. (d) 北米プレートに沈み込むフィリピン海プレートの影響.
Fig. 6. continued. (d) Influences of the Philippine Sea plate subducting beneath the North America plate (dashed line).



第6図. 続き. (e) ユーラシアプレートに沈み込むフィリピン海プレートの影響.
Fig. 6. continued. (e) Influences of the Philippine Sea plate subducting beneath the Eurasia plate (dashed line).

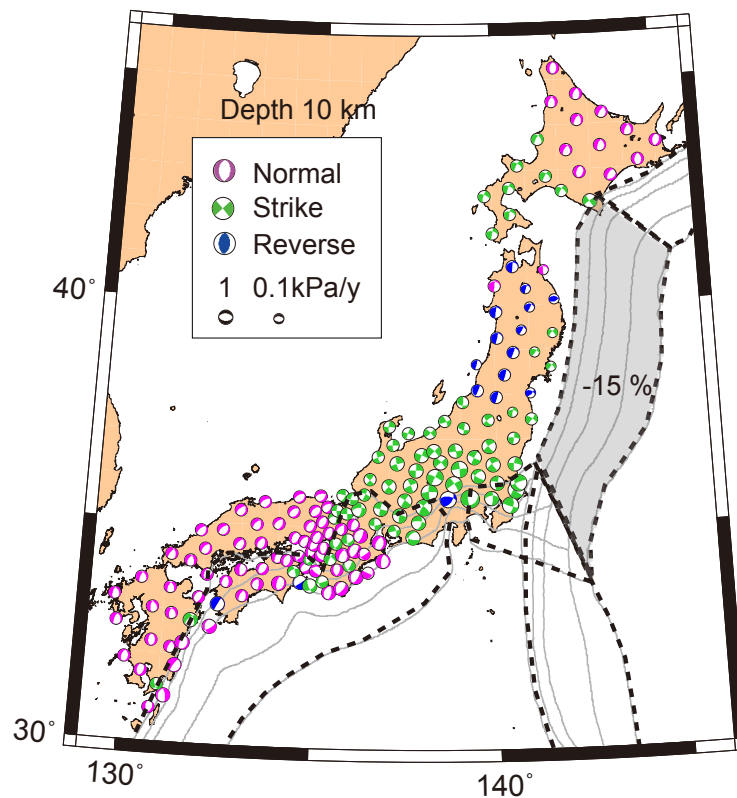


第7図. 第6図と同様. ただしすべてのプレートの影響を合算した結果 (モデルII).
Fig. 7. The same as in Fig. 6 except for including the effects of all plates (Model II).



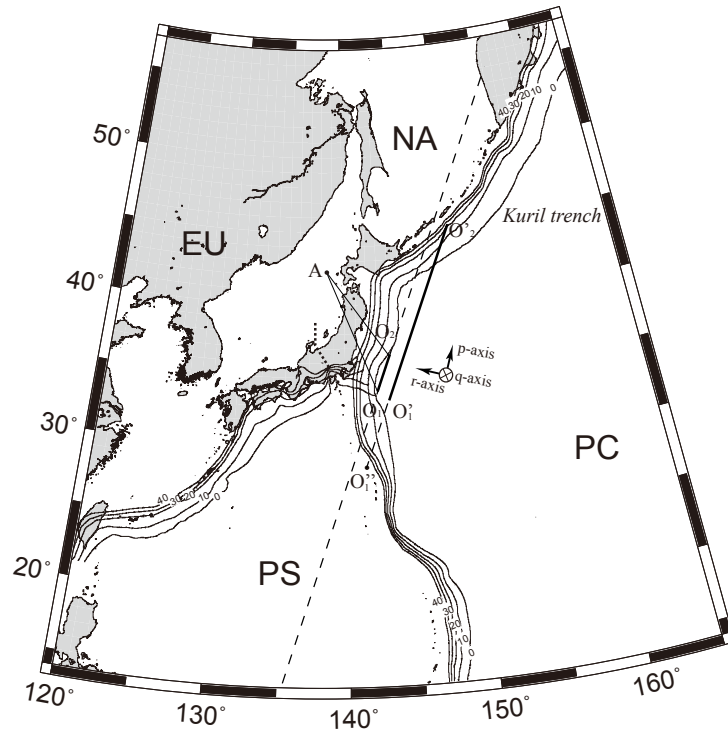
第8図. 第7図において伊豆半島付近を拡大した場合（左）と第7図と同様だが伊豆周辺も仮想的に沈み込ませた結果（右）の比較. 黒棒は伊豆周辺の計算点における最大主圧縮軸の方向を示す.

Fig. 8. Comparison between the closeup of Fig. 7 (left) and the one same as in Fig. 7 except for assuming virtual subduction of Izu peninsula (right). Solid bars represent the direction of the maximum compression axis of the calculation points around the Izu peninsula.

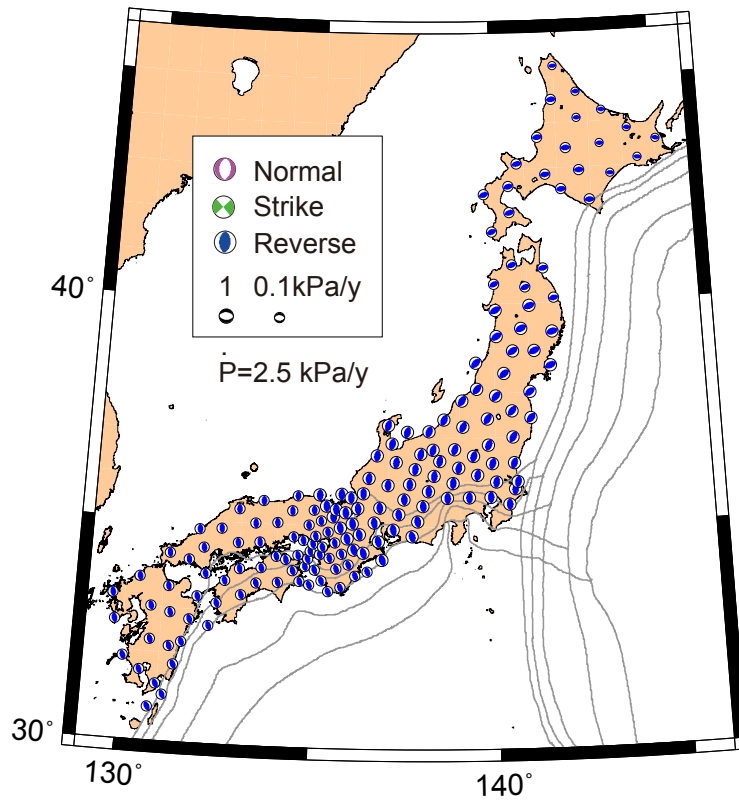


第9図. 第7図と同様. ただし東北沖（灰色部）の沈み込み速度を15%低減させた結果（モデルI）.

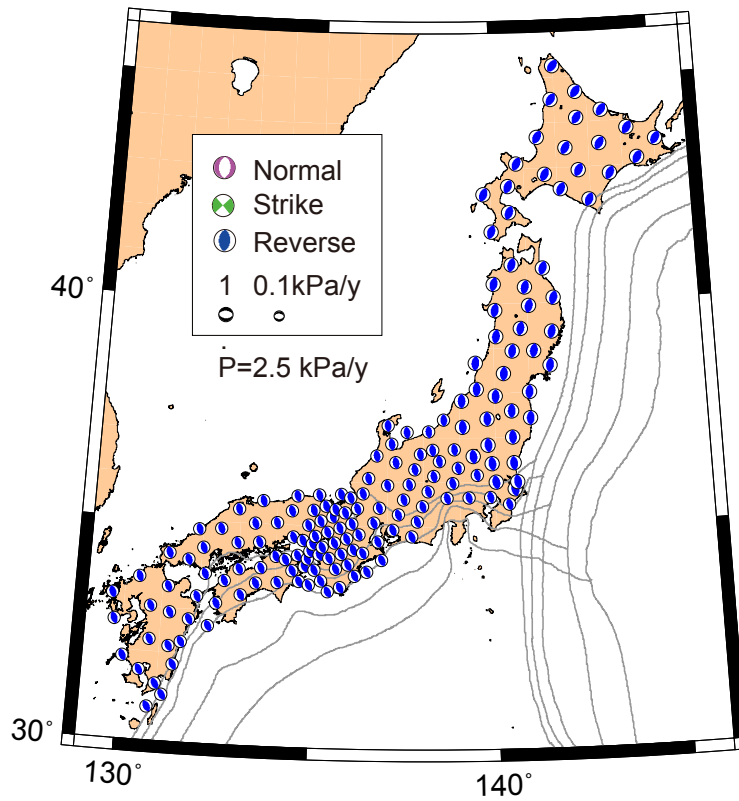
Fig. 9. The same as in Fig. 7 except for decreasing the relative velocity of the subducting plate off Tohoku (represented by gray region) by 15% (Model I).



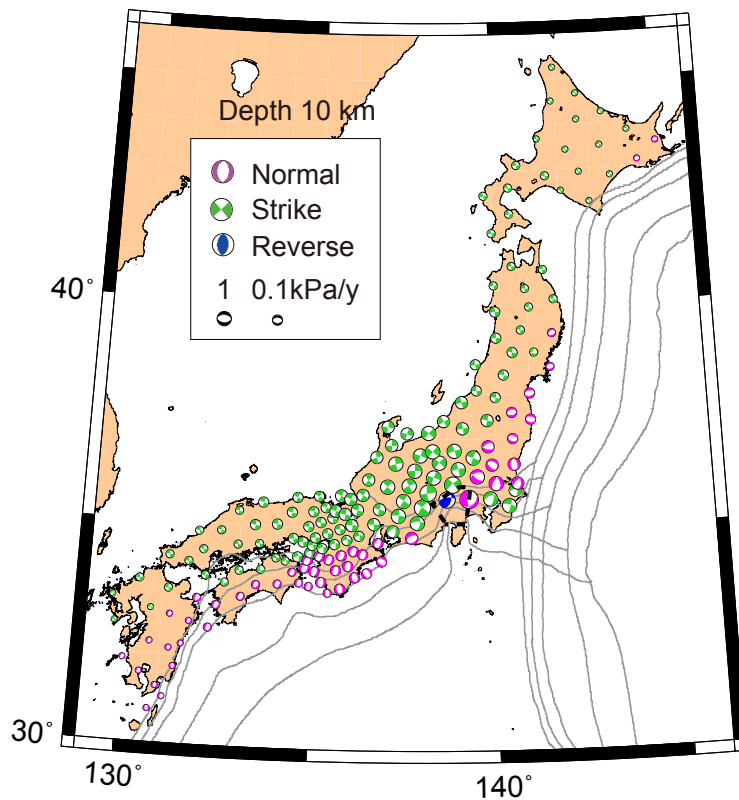
第 10 図. 日本海溝の西進による圧縮を表すモデルのジオメトリ.
 Fig. 10. Geometry of the model representing the pressure by the westward migration of the Japan trench.



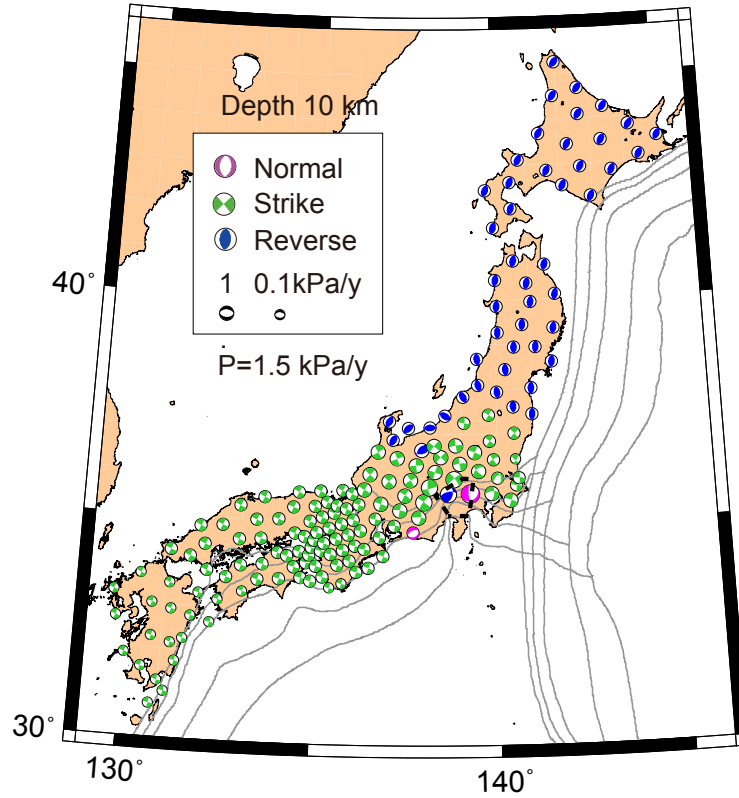
第 11 図. 線分 O_1O_2 に圧縮源を置いて式 (1) を用いて計算した応力速度 (モデル II).
 Fig. 11. Stress rates for the pressure source O_1O_2 (Equation (1)) (Model II).



第 12 図. 線分 $O'_1O'_2$ に圧縮源を置いて式 (1) を用いて計算した応力速度 (モデル II).
 Fig. 12. Stress rates for the pressure source $O'_1O'_2$ (Equation (1)) (Model II).

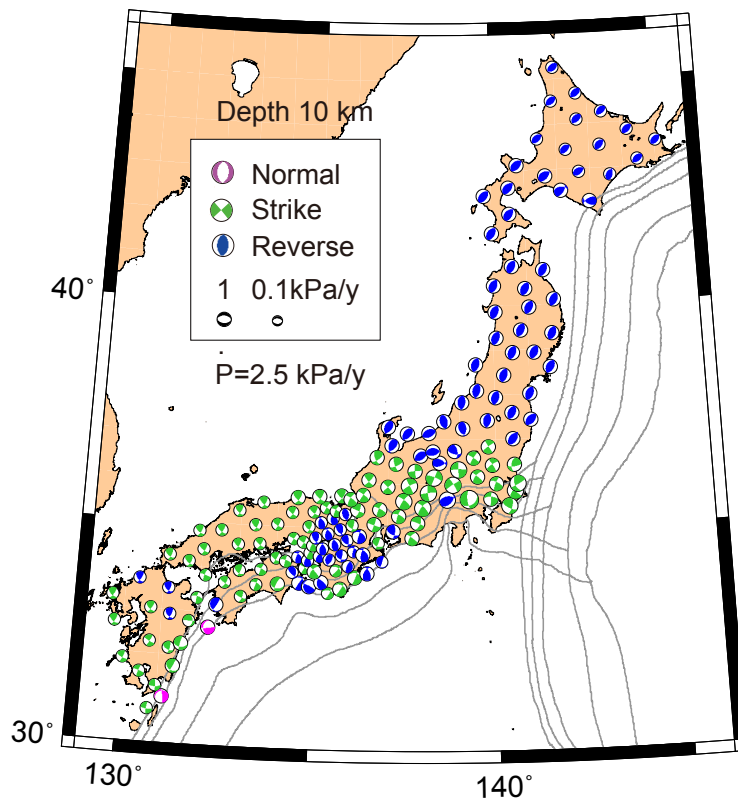


第 13 図. 伊豆半島の衝突 (ファクター (ii)) による応力速度. 衝突モデル (b') について計算した.
 点線は衝突部としてバックスリップを与えた領域を示す.
 Fig. 13. Stress rates produced by the collision of Izu peninsula (factor (ii)). The calculation is based on the collision model (b'). The dashed line indicates the region of back slip.



第 14 図. 第 13 図と同様だが, 線分 O_1O_2 に圧縮源を置いて式 (1) ($\dot{P}=1.5\text{kPa/y}$) を用いて計算した応力速度を重ね合わせた結果 (モデル III).

Fig. 14. The same as in Fig. 13 except for placing a pressure source with \dot{P} 1.5kPa/y in Equation (1) along line O_1O_2 (Model III).



第 15 図. モデル IV による応力速度. モデル I (第 9 図) にファクター (iii) を重ね合わせた結果である (モデル IV).

Fig. 15. Stress rates by Model IV, a model obtained by superposing the factor (iii) on Model I (Fig. 9).