

# 日本の地震断層 パラメター。 ハンドブック

佐藤良輔 編著

阿部勝征・岡田義光・島崎邦彦・鈴木保典 共著

鹿島出版会

第II部第3章では、このような地震をとりあげ、最近100年間に日本周辺で発生したM 6以上の浅発地震のうち、断層パラメーターが決められている地震が全体からみてどの程度の割合になっているかなどを示している。また、津波源域の推定のみがなされている地震のリスト、および、日本周辺で昭和以降に発生したM 7以上の浅発地震のうちで、まだ断層パラメーターの決定がなされていないもののリストをあげた。

第III部が本書の主要部分といえる。前にまとめた資料の内容を詳細に再検討し、より充実した内容にした。ここには、前述の92個の地震について、複数のモデルが提出されているものも含め、全部で215個の断層モデルがとりあげられている。これらの表には、その断層モデルを決めている研究論文名、断層パラメーターの決定手順、決められた各種パラメーターの値、さらにはそのモデルの平面図、見取り図などがシートにまとめられていて、その利用価値は甚だ高いものがあることを確信している。この種の「辞典」にとつてミスプリントは致命的である。検討に検討を重ね完璧を期したものもあるが、もし万一読者の方がミスを発見されたら是非ご一報頂きたい。完璧の上にも完璧を期し、研究者はばかりでなく、災害対策に携わっている方々、さらには一般の方々にも、机上ではなくてはならないものにしたいと願している次第である。

本書を刊行するにあたり、研究・出版の面でご助成をいただき、また推薦のことばまでいたいた側震予知総合研究振興会の萩原尊禮先生、本書の内容の基礎となつた研究についての示唆をいただいた日本大学文理学部教授の力武常次先生、また、出版に際して多くの助言をいただきお世話をなつた鹿島建設株式会社の水野教宏氏および上記振興会の山田隆三氏と同会の方々、以上の方々には心からお札を申し上げる。

最後に、今回幹事をされた諸先生は皆さん多忙な方ばかりのため、原稿の提出が大幅に遅れ、本書を担当された㈱鹿島出版会の小田切史夫氏には大変ご迷惑をおかけし、またお世話になつた。記して謝意を表する。

東京大学理学部教授  
佐藤 良輔

## 次 目

新原尊禮  
佐藤良輔  
まえがき

推薦のことば	9
第I部 断層パラメーター概説	10
第1章 断層モデル	10
1.1はじめに	10
1.2 地震波の初動分布	11
1.3 力源モデル	12
1.4 食い違いモデル	15
1.5 応力解放モデル	19
1.6 断層パラメーター	23
1.7 非一様な断層運動	25
第2章 断層パラメーター決定手法	28
2.1はじめに	28
2.2 地震のメカニズム	28
2.3 地震の震源断層	32
2.4 地震モーメント	36
2.5 断層運動の動的パラメーター	39
2.6 断層運動の不均質性	42
第II部 断層パラメーター総論	45
第1章 断層パラメーター決定手法一覧	46
1.1 日本周辺の地震断層パラメーターのカタログ	46
1.2 断層モデルの日本地図へのプロット	66

## 1.3 海溝型地震と内陸型地震 ..... 80

<b>第2章 マグニチュードと断層パラメーターとの関係</b> .....	82
2.1 マグニチュードと断層パラメーターとの関係の図示 .....	82
2.2 地震の相似則 .....	83
2.3 相似則からの系統的な差 .....	90

**第1部 断層パラメターオンス**

<b>第3章 断層パラメター未決定の地震</b> .....	93
3.1 断層パラメター未決定の地震の例 .....	93
3.2 断層パラメター未決定の地震の統計 .....	97
3.3 断層パラメター未決定の近年の地震 .....	102

<b>第III部 各地震の断層パラメター資料</b> .....	105
解説 .....	105
断層モデルリスト .....	114
断層パラメター・シート .....	120
参考文献リスト .....	382

図版出典クレジット (第1部, 第2章)  
 図 2-2 (Fig. 4) © *Phys. Earth Planet. Interiors* 5, 367-379. North-Holland Publishing Company,  
 Amsterdam, 1972

図 2-3 (Fig. 8) © THE BULLETIN Vol. 69, No. 5, pp. 1342-1378, Bulletin of the Seismological  
 Society of America, October 1979

図 2-4 (Fig. 11) © *Journal of Physics of the Earth*, 26, 253-274, Center for Academic Pub. Japan,  
 1978

図 2-5 (Fig. 13) © *Journal of Physics of the Earth*, 36, 1-15, 1988

図 2-6 (Fig. 8) © *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7, 143-153, 1973

図 2-7 (Fig. 4) © *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9, 314-327, 1974

図 2-8 (Fig. 6) © *Journal of Physics of the Earth*, 36, 1-15, 1988

図 2-9 (Fig. 8) © *Journal of Geophysical Research*, Vol. 79, No. 29, American Geophysical Union,  
 October 10, 1974

オモテ見返し：全断層モデルのプロット（黒塗アリ）  
 ヴラ見返し：全断層モデルのプロット（日本全国）

## 第2章 断層パラメター決定手法

### 2.1 はじめに

前章では、地震が断層運動によっておこることを述べ、断層運動を記述するパラメーターを決定する手法に基づき、これらの地震現象のさまざまな記録に基づき、これらのパラメーターを決定する手法を解説する。地震現象の記録としては、地震による振動を記録した地震計の記録（地震記象）の他に、地震によって生じた土地の変形を示す測量の結果や、地震によって地表に現われた断層などがある。海底でおきた浅い地震の場合には、津波の記録が、地震によっておきた海底の変形を推定するのに役立つ。

### 2.2 地震のメカニズム

地震のメカニズムは、地震波の初動分布から求めることができる。前章の図1-2に示したように、P波初動の押しと引きとを分けるように引かれる2本の節線から、2枚の節面の走向と傾斜角とが推定される。（パラメーターとしては、 $2 \times 2 = 4$ 個必要であるが、2枚の節面は互いに直交しており、この直交条件を考えると、独立なパラメーターは3個である。）この2枚の節面の一方が、食い違いモデルの断層面に対応する。断層面の同定については後に述べる。

図1-2の例では、2枚の節面が、P波初動の押し引きの分布から、ほぼ一義的に求められている。図1-2の白丸や黒丸の一点ずつは、観測点を表わしている。地震のメカニズムがこのように一義的に定まるには、震源を中心として、観測点が一様に分布している必要がある。

図2-1に、ステレオ投影図と断層運動との関係を示した。右上の図には、震源を中心とする仮想的な球（震源球とよばれる）が、描かれている。震源をとおり丘に直交する2枚の節面a, bによって、震源球はP波の押しの領域と引きの領域

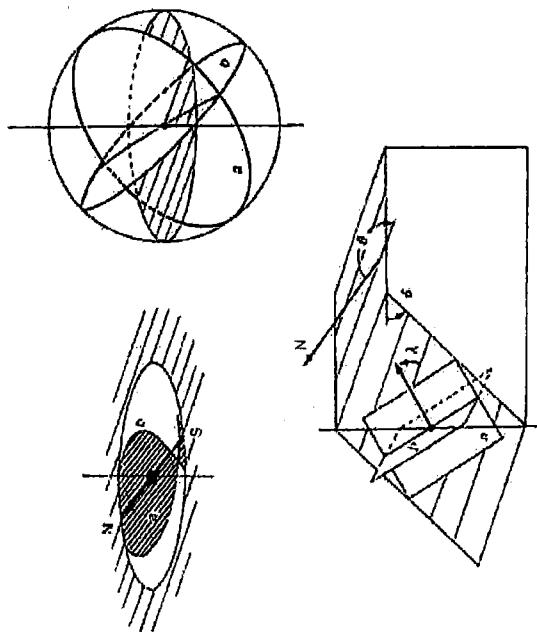


図2-1 震源球と地震の断層運動。地震のメカニズムは、震源を通る2枚の、互いに直交する面（節面）によって与えられる。この図の右上は、震源をとりまく仮想的な球（震源球）と、メカニズムを表わす2枚の節面a, bを示している。なお、斜線で示されているのは、木才投影で示した。第1章図1-2はこのようないすれオ投影による。図の下部は、節面aが断層面の場合の断層運動を、前面a, bとともに示す。

とに4分割される（前章の図1-5参照のこと）。2枚の節面を決めるためには、すでに述べたように、震源から観測点へと向かう地震波が、震源を中心として四方八方へと、一様に分布していかなくてはならない。

実際には、観測点の分布が震源を中心として一様であることはまれである。震源を中心としてみれば、その下部へ向かう地震波は多くの点で観測されるが、上部や水平に近い方向へ進行地震波をとらえる観測点の密度は低い。このため、浅く傾斜している前面は通常、P波初動のみからは、精度よく決めにくい。実際、海溝に沿って通常見られる、低角逆層の断層面は、P波初動のみからは、決めにくいくことが多い。

海溝沿いでは、比較的大きな地震が発生するが、世界標準地震観測網の地震計では波形が振り切れてしまうので、波形をもちいてメカニズムを決めることも難し

い。このような場合には、地震を何回もして、その振幅が地震計で程よく記録されるに減衰した表面波が用いられる。金森博雄、阿部勝征らは、この表面波を使う手法によって、多くの巨大地震を解析した。地球を何回もした表面波は、地球内部の非弾性性質による減衰によって、長周期成分（たとえば、周期  $T = 100 \sim 400$  秒）のみが観測される。このような長周期成分は、地球の比較的深部で、水平方向に変化の少ない構造を反映しているので、地球の成層構造モデルを用いて理論的に再現できる。このため、観測波形と理論波形とを比較して、メカニズムや他の断層パラメーターを推定することが可能となった。

図 2-2 に、表面波の振幅方位分布のメカニズムによる変化を示す。表面波の振

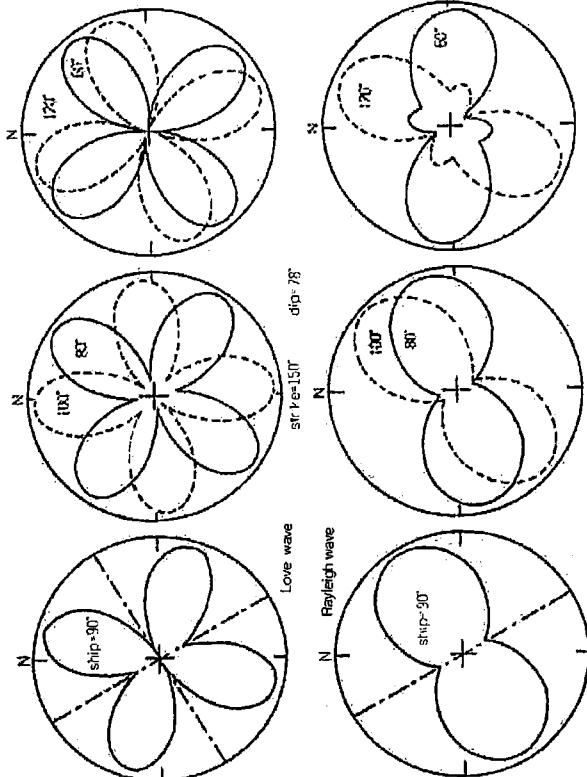


図 2-2 メカニズムによる表面波振幅方位分布の違い (Abe, 1972)。上図はラブ波の集合、下図はレーリー波の場合。蝶の羽のようなパターンは、それぞれの方位における振幅を示す。すなわち、各方位において、中心からの距離がその方位の振幅を表わしている。一点鋼線は節線（振幅の極小となる方向）を示す。1枚の断面の、走向を N 130°E、傾斜角を 70°に固定して、すべり角を変えた場合が示されている。すべり角の定義は、前章と同じ（図 1-12 参照）。d, s は純粋な逆断層、R, M, B は逆断層に左横ずれ成分が、180°、120°は右横ずれ成分が含まれている。

幅は、前章 1.3 のダブルカップルによる変位と同じように、放射パターンによって変化する。その方位分布は図 1-3 と似たパターンを示す。放射パターンは地震のメカニズムによって決まるので、観測された放射パターンから地震のメカニズムが求められる。図 2-2 には、P 波初動から傾斜の大きい断面が求められた場合、傾斜の浅い断面を表面波の振幅方位分布から求めめる方法が示されている。

純粹な逆断層の場合には、ラブ波の振幅方位分布は 4 象限型に、レーリー波は 2 象限型になる。この場合、固定した傾斜の大きい断面の走向と、ラブ波の節線の一方、およびレーリー波の節線とが一致する。横ずれ成分を加えると、この一致はくずれる。横ずれ成分が大きくなると、レーリー波の振幅方位分布も 4 象限型へと移行する。なお、ラブ波とレーリー波の振幅比は、横ずれ成分が増すほど大きくなる。この振幅比の違いは、古い地震記録を用いる場合に、しばしば利用される。古い地震記録では、地震計の特性などが多くわからない場合があるが、同一記録紙上に相次いで現われるラブ波とレーリー波の振幅比は、特性によらず求めることができます。

P 波の初動の他に、S 波の初動を用いてメカニズムを求めることができる。S 波初動 (S 波の偏角ともよばれる) を用いるメカニズムの決定手法は、平沢朋郎により広く用いられた。

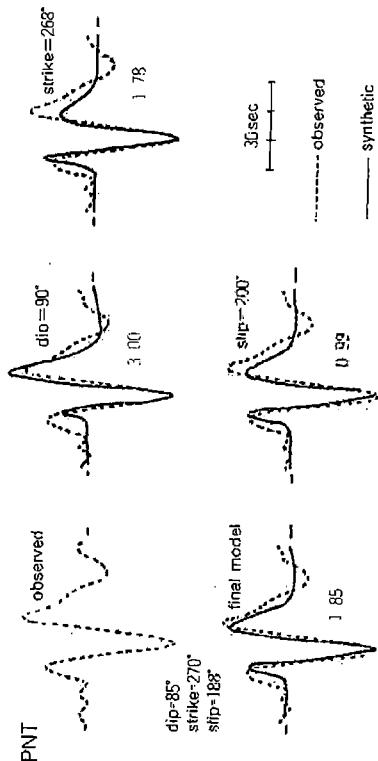


図 2-3 メカニズムによる SH 波波形の違い (Shimazaki and Somerville, 1979 より、一部改変)。1970年1月14日の伊豆大島近海地震のベンティクトン（カナダ）における SH 波波形で、横線は観測波形、実線は理論波形を示す。最適モデルは多数観測点の SH 波の波形から、断層の走向 N 270°E、傾斜 65°、すべり角 10°と求められた。この最適モデルから、どの程度各パラメーターがはすれば、理論波形と合わなくなるかが示されている。

もちろん、P波、S波などの実体波の波形も用いることができる。前章1.3(1)式におけるように、遠方での変位の振幅は、放射パターンによって変化する。このように、地盤のメカニズムによる変化を示す。図2-3に、1978年伊豆大島近海地震のSH波のメカニズムによる変化を示す。このように、理論波形と観測波形とを比較することにより、メカニズムが求められるばかりでなく、個々のパラメーターの許容範囲も得ることができる。図2-3の例では、多数観測点のSH波の波形から、断層の走向N270°E、傾斜85°、すべり角188°が最適モデルとされている。図に示される観測点PNTの波形から、すべり角N268°E未端になると、あるいは傾斜が90°を超えると、あるいはまた、すべり角が200°を越えると、理論波形が観測と合わなくなることが分かる。

最近では、世界地震観測網のデジタル記録化により、ルーチン作業として、地震のメカニズムが求められるようになった。これは、ジェオシシキーラによって開発された手法によるもので、比較的長周期（たとえば周期 $T \geq 45$ 秒）の地震波形を用いる。地震でおきたマグニチュード6.5より大きい地震に関しては、この手法によるメカニズム解が求められている。

**2.3 地震の震源断層**

地震の震源の位置は、観測点でのP波やS波の到着時刻、すなわちこれらの波動の始まった時刻から、決定される。求められた位置は、地球内部のある点を示すが、実際の地震の震源は広がりを持つおり、決して数学的な意味での点ではない。波動の開始時刻によって求められる震源の位置は、地震による破壊の開始点を示すと考えられる。

地震断層の位置、形状、広がりは、余震の空間分布、地殻変動、地表に現われた断層などから推定される。余震は通常、断層面上に分布すると考えられるので、その空間分布は、断層面の推定に役立つ。深発地震を除けば、大きな地震は余震をともなうので、余震の分布は、地震断層の推定に最も多く用いられる。地震による地表面の塑形は、断層面上の食い違いの結果であるから、地殻変動のデータもまた地震断層の推定に用いられる。海底の地殻変動の推定に、津波データが用いられることがある。陸上で起きた浅い大きな地震には、地下の地震断層が地表に現われることが多い。断層面と地表面との交線が、断層線である。地震によって生じた断層の調査から、断層の位置、形状、広がりの他、地震のメカニズムや食い違い量などを知ることができます。

### (1) 断層面の同定

すでに述べたように、地震のメカニズム解から求められる二つの節面の一方が、断層面である。しかし、地震の震源が点と見なされる限りにおいては、二つの節面は同等である。よって、二つの節面のうち、どちらが断層面かを同定するには、震源の広がりを知る必要がある。地表に断層が現われた場合は、その走向や傾斜、運動方向などから同定は容易である。

余震は通常、断層面上に分布すると考えられるので、二つの節面のうち、余震分布と謂和的な面を断層面と同定することができます。垂直な断層面を持つ横ずれ断層の場合は、一つの節面が互いに直交しているので、余震の震央分布の走向から断層面が推定される。

離れた断層の場合の断層面の同定は、余震分布の垂直断面に基づく。たとえば、低角逆断層の場合には、余震は平面的に分布する。しかし、二つの節面が高角で、ともに45度に近い傾きを持つ場合には、どちらの面が断層面であるかを判定するのは、容易ではないことが多い。一般に、震源の深さの精度は、水平方向の精度よりも、直上付近に観測点がない場合は、震源の深さの誤差が大きくなり、特に、震源の直上付近に観測点がない場合は、震源の深さの誤差が大きくなり、断層面の同定が難しい。また、精度よく余震分布が求められている場合でも、余震分布が複雑で、断層面の同定が困難なことがある。1964年6月16日の新潟地震、1970年10月16日の秋田県南東部地震、1982年3月21日の福井沖地震などは、断層面の同定に議論があつた例である。

余震分布の他の、震源の広がりを示す情報から、断層面が同定できる場合がある。断層面上の地殻変動は、断層面の同定に役立つ。しかし、たとえば、水道路線が必ずしもよい位置にあるとは限らず、同定が困難な場合もある。また、断層面上の食い違ひの伝播の仕方、たとえば、破壊の伝播方向が用いられることがある。後に述べるように、破壊が一様でなく、頭著な部分破壊がある場合にも、初期破壊に対する部分破壊の相対位置が、断層面の同定に役立つ。

### (2) 断層面の面積

断層面の面積は、余震分布から推定されることが多い。深発地震など、余震が少ない場合には、破壊の伝播や、部分破壊の相対位置などに基づいて、断層面の面積が推定されることがある。

余震の発生地域が、時間とともに拡大する場合がある。大地震の場合には経験的に、主要発生後1日以内の余震面積を断層面積と考えることが多い。余震分布が精

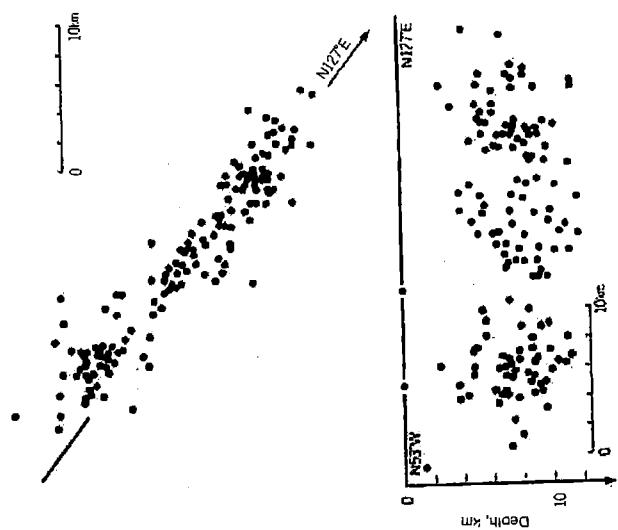


図 2-4 1974年5月9日の伊豆半島沖地震の余震分布 (Abe, 1978)。余震は、5月12日から20日までに発生したもので、臨時観測を行なった余震共同観測班 (1975) により決定された。上部、震央分布図。下部、N127°E の走向を持つ断面への投影。

度よく求められた場合には、余震分布の中央部に余震の空白域が認められることがある。この空白域は、断層面上の最も食い違い量の大きい部分に相当するらしい。

図 2-4 に、1974年伊豆半島沖地震の余震分布を示す。P波初動から推定されるこの地震メカニズムから、この地震は、ほぼ垂直な節面を持つ横ずれ断層であることが分かる。2枚の節面の走向は、N 127°E と、N 34°E であり、前者が断層面であれば、左横ずれ、後者であれば、右横ずれとなる。図の上部に示す余震の震央は、線状に分布しており、その走向はほぼN 127°E となっている。このことから、この走向を持つ断面が、断層面であると推定できる。この地震の場合には、伊豆半島南端部に、ほぼ同じ走向を持つ右横ずれ断層が出現した。

この図の下部には、走向に沿う垂直断面上に投影された、余震の分布図が示されている。

この図の余震は、主震発生後4日から20日までの余震である。余震域の拡大を考

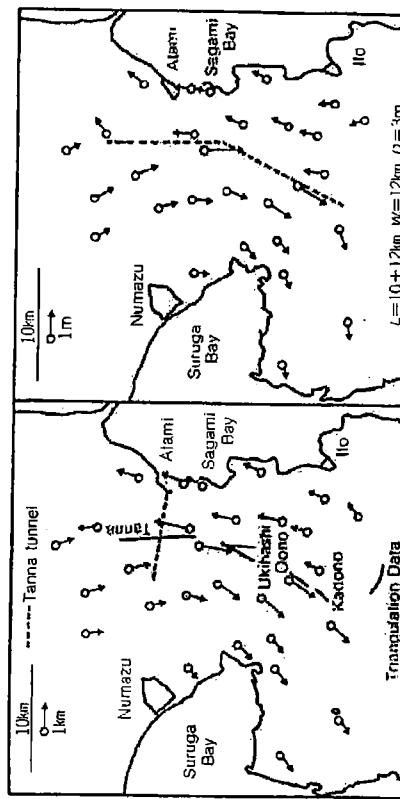


図 2-5 1930年11月26日の北伊豆地震の地盤断層の分布と地震の水平変動 (Abe, 1978 より、一部改変)。左図に観測された水平変動 (矢印) と地盤断層 (実線) を、右図にモデル断層の位置 (破線) と計算された水平変動 (矢印) を示す。矢印の方向は変位の向きを、長さは図内のスケールによる変位量を示す。

$\text{km}^2$  となる。

図 2-5 に、1930年北伊豆地震の地盤断層の分布と地震の水平変動とを示す。左図の太い実線は、断層線の位置を示している。断層の走向は、北部の丹那断層と、南部の浮橋、大野、加賀各断層で、わざかに異なる。このことから、右図の断層モデルでは、走向の異なる2枚の断層が採用された。モデル断層の位置は、地表の断層の位置を基に決められている。断層の長さは、地表断層の分布と、水平変動のデータから、22 km と決められた。

左図には、矢印によって三角形の水平移動方向とその移動量とが示されている。このデータは、地震前 (1924年) と、地震後 (1931年) の三角測量の結果から求められたものである。右図には、食い違い量 3 m、断層の幅 12 km の場合の理論的な水平変動が描かれており、観測結果とよく一致している。この結果、断層面積は  $22 \times 12 = 264 \text{ km}^2$  となる。

海底でおきた深い地震の場合には、津波データによって海底の地殻変動を推定することができる。図 2-6 に、1968年十勝沖地震の津波逆伝播図と海底の推定上下変動とを示す。逆伝播図は、検潮器で記録された津波の到達時刻を基に、検潮器のある港から津波の波源域へ、仮想的に逆に津波を伝播させることにより得られる。すなわち、津波の到達時刻と震源での発震時との差から、津波の伝播時間が求められるので、水深から決まる津波の伝播速度を用いれば、津波の到達距離がわかる。

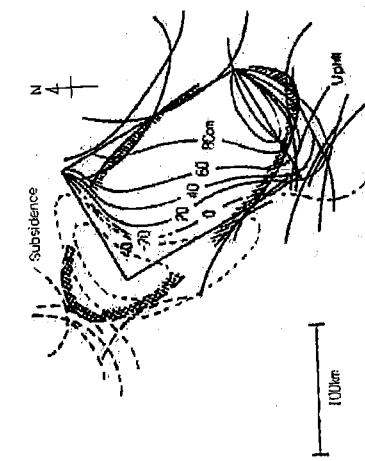


図 2-6 1968年5月16日の十勝沖地震の津波逆伝播図と海底の推定上下変動(Abe, 1973)。太実線と太破線は、それぞれ津波初期が押し、および引きの逆伝播線を、細実線と細破線は、それが流れ海底の隆起、および沈降を示している。長方形は断層の推定位置である。

図の太い実線および破線は、このようにして各検潮器から逆伝播により求められた波線である。実線は、津波の初動が押しであったことを示す。すなわち、津波の波源域では、海底が隆起したと考えられる。破線は、引きで、海底の沈降を示す。細実線と細破線は、長方形の位置にある断層によって生ずる、海底の理論上下変動量を示している。津波の逆伝播で得られた仮想的な波線は、理論的に予想される海底を示している。津波初期のセンスも調和的である。このような結果から、断層の位置や大きさなどが、ほぼ正しく推定されていることが分かる。

#### 2.4 地震モーメント

地震モーメントは地震の大きさを表わす基本的な量であり、剛性率と食い違い量と断層面積との積で表わされる静的な量である。すなわち、地震発生前と発生後との差のみに依存し、地震の破壊過程の詳細、たとえば破壊の伝播速度や経流時間など、にはよらない。地震変動や地震断層の食い違い量などに基づいて、剛性率と食い違い量と断層面積との積で推定されることもあるが、多くは地震波の振幅から求められる。地震波の振幅は地震モーメントに比例するから、地震モーメントと、断層波の振幅から直接、推定される。この場合、食い違い量は地震モーメントと、面積と、剛性率とから、算定される。

図 2-7 に、1973年6月17日の根室沖地震のレーリー波の振幅分布を示す。地震計の特性や伝播途中の影響をなくすために、どの記録も、震源から地球を1周と1/4回りした距離での、同一地震計による同一倍率での記録に変換されている。

観測される地震の波形は、前章でも述べたように、地震計の特性や伝播途中でのさまざまな影響とともに、震源での動きによって決められる。よって、震源での動きは、地震計の特性や伝播の影響を考慮した上で、断層モデルに基づく理論波形を計算し、これと観測波形とを比較することにより求められる。

前章の(1)式で示されるように、震源から十分離れた遠方での変位 $u$ は、放射パタン $R$ とモーメントの時間微分との積によって表わされる。モーメントの時間微分を、常数としてのモーメント $M_0$ と時間に関する関数 $f(t)$ との積の形で表わせば、遠方での変位は

$$u \propto R \cdot M_0 \cdot f(t)$$

となる。ここで、 $f(t)$ は震源時間関数と呼ばれる。(なお、この関数は定義により時間積分が1となる。)

震源での破壊の継続時間より、十分に長い周期の地震波を用いれば、モーメントの時間変化は、階段関数と見なすことができる。この場合上式の震源時間関数 $f(t)$ 、すなわちモーメントの時間変化的微分は、デルタ関数となる。地震内部の伝播の影響や地震計の特性を、ひとつのお答え系と考えれば、このお答え系のインバルス・レスポンスが地震波の理論波形となる。地球内部の構造と地震計の特性から、このレスポンスは計算することができます。上式の常数項は放射パターンと地震モーメントとの積であるから、地震のメカニズムが分かれば、放射パターンが計算でき、地震波の振幅から、地震モーメントを求めることができる。

地震波の周期が、破壊の継続時間より十分長くない場合には、震源時間関数 $f(t)$ を、デルタ関数と見なすことはできない。 $f(t)$ の形は破壊過程の詳細によつて決められる。前章では、食い違いが時間的に傾斜関数で表わされるようになら、空間的にはユニラテラルな破壊伝播を生ずるとして、台形の形の震源時間関数が導かれている。このように、地震波の周期が破壊の継続時間より十分長くない場合には、破壊過程のモデルに依存した形で、地震波の振幅から、地震モーメントが求められる。地震の破壊過程は小さいスケールで見るほど、より複雑になっていると考えられるので、地震波の周期が短くなるほど、地震波の振幅は破壊過程の詳細に、より大きく依存し、地震モーメントに、より小さく依存するようになると予想される。

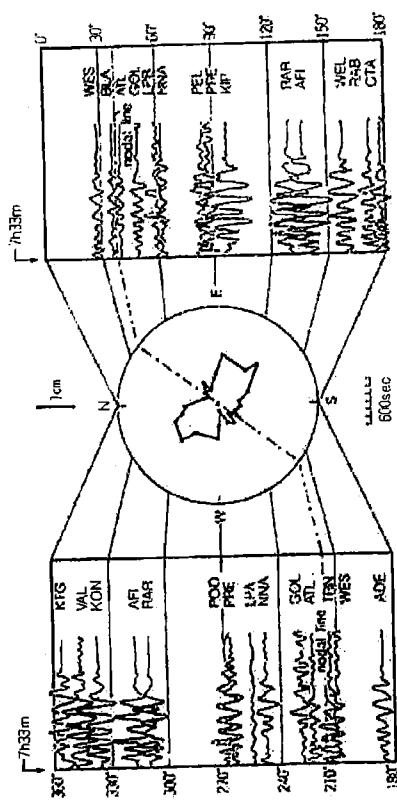


図 2-7 1973年5月17日の根室沖地震のレーリー波の振幅方位分布 (Shimazaki, 1974)。震源から地球を1周と1/4回りした距離におかれた、長周期世界標準地震計(1500台)による記録に変換されている。中心の図形は、各方位で観測された最大(両側)振幅を表わしている。一点鋼線は断層を示す。

振幅方位分布は2象限型を示し、本章2.2(図2-2)で述べたことから、この地震のメカニズムが純粹な逆断層か、横ずれ成分をわずかに含む逆断層であることが分かる。実際この地震は、P波初動と表面波の振幅方位分布から、横ずれ成分をわずかに含む逆断層であると結論されている。

図のレーリー波は周期150~200秒の波が卓越している。この地震の断層の長さは100 kmであるから、破壊伝播速度を3 km/sと仮定すると、モーメントの時秒程度である。よって、対象としている波の周期より、十分短く、モーメントの時間変化は階段関数と見なすことができる。すなわち、破壊過程の詳細に依存せずに、地震モーメントを求めることができる。この地震の場合、理論的に計算される振幅との比較から、ラブ波の結果もあわせて、地震モーメント  $M_0 = 6.7 \times 10^{27}$  dyne-cmと推定された。

図2-3の1978年1月14日の伊豆大島近海地震のSH波の場合は、卓越周期が10数秒で、この地震の主破壊の継続時間約7秒に近い。このため、図2-3のSH波の振幅は、地震モーメントのみでなく、破壊過程にも依存する。次節で述べるように、波形が破壊過程に依存する点を利用して、断層の動的パラメーターが推定される。なお、SH波の振幅は、メカニズムにも依存するので、図2-3のPNTのSH波振幅のみから推定されるモーメントは、メカニズムのパラメータによっても変化する。図の数字は、 $10^{26}$  dyne-cm単位の地震モーメントを示す。なお、この地震

のモーメントは、他の観測点の結果だけでなく、表面波や、地殻変動のデータも合わせて、 $M_0 = 1.1 \times 10^{26}$  dyne-cmと推定されている。

図2-5の1930年11月26日の北伊豆地震の場合には、地震断層と地殻変動のデータから地震モーメントが推定されている。地震断層の食い違い量は、丹那断層で最大3.5 m、浮橋、大野、加殿各断層で、それぞれ3.0, 1.5, 2.0 mで、全体での平均食い違い量は、2.9 mであった。実際、食い違い量3 mの断層モデルは、観測された水平変動をよく説明している。剛性率を  $3.4 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>として、地震モーメントは  $M_0 = 2.7 \times 10^{26}$  dyne-cmと見積られた。

## 2.5 断層運動の動的パラメター

すでに2.3節で述べたように、震源決定によって求められた震源の位置は、破壊の開始点を表わしている。震源の広がりを示す余震域と破壊の開始点(震源)との相対位置は、破壊伝播モードの推定に役立つ。代表的な破壊モードは前章図1-8に示されている。大地震の震源の位置が、余震域の端に多く位置することは、古くから気が付かれていた。このことは、一般にユニラテラルな破壊モードが多いことを示している。

すでに述べたように、断層運動の動的パラメーターを推定するには、現象の継続時間と同程度の周期を持つ地震波を用いないければならない。食い違ひの時間・空間変化が遠方の変位波形にどのような影響を及ぼすかは、前章1.3および1.4節で述べた。以下では、これらの節で用いられた簡単な食い違ひの拡大モデルに基づいて、動的パラメーターの推定法を説明する。

### (1) 破壊の伝播速度

前章のモデルに従い、食い違ひが時間的に傾斜関数で表わされるようにならぬ。この場合、震源時間関数は合形となる。通常破壊の見かけ伝播時間では、食い違ひの立ち上がり時間  $\tau$  より長く、台形の上辺は  $t_0 + \tau$ 、底辺は  $t_0 - \tau$  で与えられる。破壊の見かけ伝播時間  $\tau$  は、前章(7)式で与えられ、地震波と破壊の進行方向とのなす角  $\theta$  により、変化する。断層の長さを  $L$ 、破壊の伝播速度を  $v$  とすれば、 $\theta = 90^\circ$  の場合、すなわち破壊の伝播方向と垂直に伝わる地震波では、 $\tau = L/v$  となり、それは正しい破壊伝播時間を与える。しかし、破壊の進行方向にある観測点では、 $\theta < 90^\circ$  の小さな

り、合形の高さが高く、幅が狭くなる。その反対側では、逆に合形の高さが低く、幅が広くなる。前章図1-9には、 $\tau=0$ の場合が示されている。

このように、破壊の進行方向と地震波の伝わる方向とのなす角、 $\varphi$ による波形の変化から、破壊の進行方向、断層の長さ $L$ 、破壊の伝播速度 $v$ を求めることができる。しかし、 $L$ と $\varphi$ とを独立に推定するには、おらゆる範囲の $v$ が得られるような観測点の配置と十分な精度とを必要とする。多くの場合には、 $L/v$ のみが推定できて、 $L$ と $\varphi$ とを独立に推定することが難しい。このような場合には、他の情報、たとえば余震域の広がりや余震と主震の相対位置から、 $L$ を推定して、 $L/v$ から $\varphi$ を推定するなどの方法が用いられる。

以上の推定には、P波、S波、表面波など、破壊の発端時間に応じた周期の波が用いられる。前章(7)式では、S波の場合が示されているが、他の場合には、S波速度 $\beta$ のかわりに、P波速度あるいは表面波の位相速度を代入すればよい。

図2-8に、1975年4月21日の大分県中部地震のP波波形と、理論波形の破壊伝播速度による変化などを示す。この地震の1日以内の余震の分布は、緯度で北北西～南南東の走向を持ち、その南南東の端に主震が位置する。このことから、破壊はユ

ニラテラルに北北西へと向かって進んだと推定された。余震域から断層の長さを10kmと仮定し、破壊の伝播速度を変化させた場合の、理論波形が図に示されている。破壊速度が速いほど破壊の発端時間は短くなるので、より鋭い波形が得られる。ビーグの幅が適切な長さとなるように選ぶと、 $v=1.5 \text{ km/s}$ の比較的遅い破壊速度を得る。なお、理論波形には、震源の近傍の層構造の影響や地表での反射波の影響が含まれている。

## (2) 立ち上がり時間

すでに述べたように、立ち上がり時間より破壊の継続時間が長いことが多い。この場合には、前節で示したように台形パルスの全幅は、主に破壊の継続時間に依存する。立ち上がり時間は、台形の立ち上がり部分の長さから、求められる。立ち上がり時間は、通常数秒以下なので、P波やS波が推定に用いられる。地震波の伝播時間が長い場合には、地球内部の非弾性的性質による減衰が、立ち上がり部分の鋭さに強く影響するため、震源近傍での観測波形を用いることが多い。

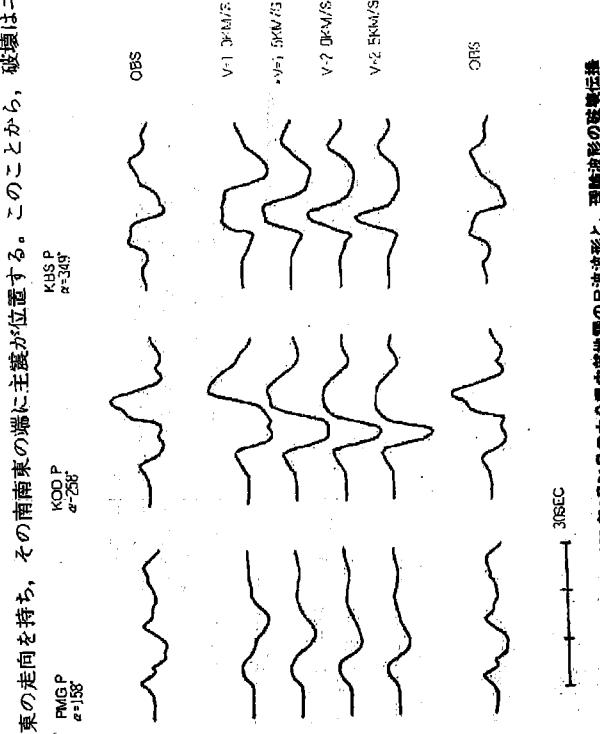


図2-8 1975年4月21日の大分県中部地震のP波の波形と、理論波形の立ち上がり時間による変化 (Hatanaka and Shimazaki, 1980)。上下に観測波形速度による変化 (Hatanaka and Shimazaki, 1980)。上下に観測波形速度を1.0, 1.5, 2.0, 2.5 km/sにした場合の理論波形が描かれている。

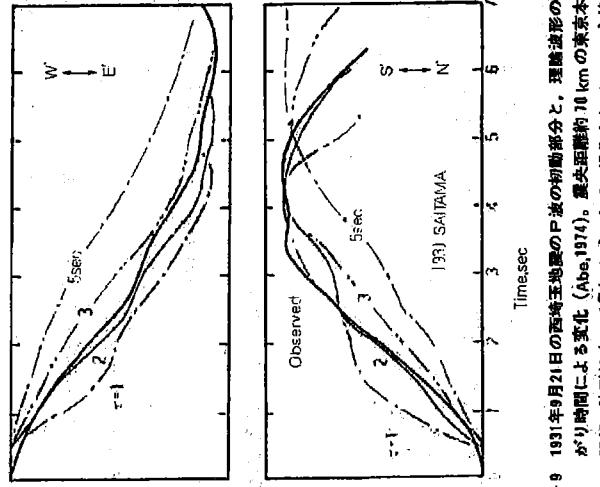


図2-9 1931年9月21日の西南海地震のP波の初期部分と、理論波形の立ち上がり時間による変化 (Abe, 1974)。震央距離約10kmの東京本郷での記録。波形はすべて最初のピーグで規格化されている。実線は観測波形、一点鋼線は理論波形 (立ち上がり時間、1, 2, 3, 5秒の場合)。

図2-9に、1931年9月21日の西埼玉地震のP波の初動部分と、理論波形の立ち上がり時間による変化とを示す。観測記録は震央距離約70kmの東京本郷で得られた。波形はすべて最初のピークで正規化されており、立ち上がり時間が、立ち上がりの傾斜を決めていくことがわかる。図から立ち上がり時間は、約2秒と推定される。この地震の場合は、余震分布と主要な相対位置から、バイラテラルの破壊伝播が示唆され、断層の長さは20kmと推定された。美濃、本郷の波形記録と理論波形との比較から、バイラテラルの破壊が確められ、P波、S波のバルス幅から、破壊伝播速度が2.3km/sと推定されている。

## 2.6 断層運動の不均質性

断層面上の食い違いが一定であると仮定して、断層パラメーターの推定法を述べておきたいが、実際の地震の断層運動は、より複雑である。断層面上の食い違いだけではなく、断層面の形状、分布、さらには、断層運動の方向も不均質であることが考えられる。また、このような静的なパラメーターのみでなく、破壊速度、破壊の拡大のパターン、食い違いの立ち上がり時間なども断層面上で変化することが考えられる。図2-5には、断層面が曲がっている例を示した。このように、地表に現われた地震断層の分布や、地盤変動のパターンから、断層面が複数あることが分かる場合がある。また、地震の波形から、複数回の破壊が推定されることもある。双子地震、双発地震、さらには、多重震源地震（マルティブルショック）などよばれる。P波やS波の波群のなかに、別の破壊による顕著な位相が存在する場合には、各観測点における初動との時間差に基づいて、最初の破壊の位置（普通に推定される震源の位置）に対する、これらの破壊の相対位置を求めることができる。全体の破壊に対し、これらの顕著な破壊は部分破壊とよばれる。すでに述べたように、部分破壊の相対位置は震源の広がりを知る手だとなる。

前節までは、一つずつのパラメーターを、できるだけ独立に、個別に推定する手法を述べてきた。たとえば波形として、顕著に独立した波群であれば、複数の破壊に対する手法を用いることが可能である。しかし、多くの場合にはパラメターワーの数が多くなり過ぎるため、それそれを独立に、かつ精度よく決定することは難しくなる。このような困難を打開するため、逆解法による断層パラメーターの推定が最近行なわれるようになった。あらかじめ、多くのパラメーターを選び、データに最も合うように、これらのパラメーターを決定する。この場合、解が不安定にならない

よう、適当な拘束条件を与える。

断層運動の不均質性を求める場合には、通常この逆解法が用いられる。たとえば、断層面上を多くのセルにわけ、各セル内では食い違いが一様であると仮定し、各セルの食い違い量を未知数 $m_i$ とする。単位食い違い量を与えた場合の変位など、観測量 $G_{ik}$ が計算できれば、観測値 $d_k$ は、次のように表わすことができる。

$$\sum m_i \cdot G_{ik} = d_k$$

上式を適當な拘束条件、たとえば $\sum m_i^2$ 最小、 $|m_i| \geq 0$ 、 $m_i$ のスムーズな変化など、のもとに逆解法によって解けば、未知数 $m_i$ を求めることができる。このようないくつかの逆解法による断層運動の不均質性の研究は、上述のような静的なパラメータのみでなく、動的なパラメーターに対する非線形の問題にも及んでいる。また、逆解法のみでなく、逐次近似的に多數のパラメーターを求める手法も開発されている。

### 参考文献

- Abe, K. (1972): Mechanisms and tectonic implications of the 1966 and 1970 Peru earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 5, 367-379.
- Abe, K. (1973): Tsunami and mechanism of great earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 7, 143-153.
- Abe, K. (1974): Seismic displacement and ground motion near a fault : The Saitama earthquake of September 21, 1931. *J. Geophys. Res.*, 79, 4393-4399.
- Abe, K. (1978): Dislocations, source dimensions and stresses associated with earthquakes in the Izu peninsula, Japan. *J. Phys. Earth*, 26, 253-274.
- 金森博雄編：地震の物理。講座地球科学8、岩波書店、pp. 275, 1987.
- 笠原義一：地震の力学、鹿島出版会、pp. 252, 1983.
- Haanakata, Y., and K. Shimazaki (1983): Rupture process of the 1975 central Oita, Japan, earthquake. *J. Phys. Earth*, 31, 1-15.
- Shimazaki, K. (1974): Nemu-Oki earthquake of June 17, 1973 : A lithospheric rebound at the upper half of the interface. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 9, 314-327.
- Shimazaki, K., and P. Somerville (1979): Static and dynamic parameters of the Izu-Oshima, Japan earthquake of January 14, 1978. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 69, 1343-1378.
- 宇津治治：地震学、共立全書216、共立出版、pp. 310, 1984.
- 宇津治治編：地震の事典、朝倉書店、pp. 568, 1987.
- 余震共同観測班 (1975) : 伊豆半島沖地震とその余震の観測、1974年伊豆半島沖地震調査研究報告、II-20.

### 第Ⅲ部 各地震の断層パラメター資料

## 解説

解説 107

各地震の断層パラメーターに関する資料をとりまとめたものであり、この種の研究は本書では取り上げていない。

また、1921年12月8日の竜ヶ崎地震(石橋, 1973), 1963年10月8日の日向灘地震(Bollinger, 1970), 1965年9月18日の鹿島灘地震(筆谷, 1971), 1976年7月5日の鬼ヶ島地震(佐藤ほか, 1979)等々のように、断層パラメーターの一部を推定した研究論文しか存在しない地震に関しては、冒頭に述べた通り、本書では収録の対象外としている。

各地震の断層パラメーターに関する資料をとりまとめたものであり、ここでは、日本周辺で発生した地震のうち、これまでに断層モデルの研究がなされて、有限断層を定義する9個の静的断層パラメーターすべてが一応定められているもののみを対象とすることにし、別表の92の地震を選択した。

一般に、一つの地震については、さまざまな研究者により異なる観点から複数の断層モデルが提出される場合が多い。それらの違いは、解析に使用するデータの種類や量の違い、データの解釈の仕方の相違、解析手法の差異などによっているが、別な見方をすれば、断層モデルの推定にはそれだけの任意性が含まれることを示している。たとえば、1933年の関東地震や1946年の南海地震、1983年の日本海中部地震などでは、それぞれ10種類ほどの断層モデルの提案がなされている。そこで、取り上げた92の地震については、断層パラメーターの一部しか与えていないものも含め、その断層モデルに関連する研究論文はなるべく網羅するよう心がけ、以下では総数で215の断層モデルを紹介する。ただし、ここで対象とした論文は、原則として断層モデルなしし震源過程の研究を主題としたものに限定しておらず、単に発震機構解や余震分布を扱っているだけの論文は除外してある。また、たとえば1946年南海地震や1923年関東地震に関する Thatcher and Rundle (1979)の論文のように、余剰変動や地震サイクルの議論の方に重点があつて、地震時の断層運動そのものについては極度に理想化した、ごく簡単なモデル化しか行なっていないような例も割愛した。

なお、本書では、静的断層パラメーターのすべてが提出されていても、それらが單一に統計的な推定だけに頼って求められている場合は、それを断層パラメーターの決められた地震と見なさなかった。たとえば、山科 (1975) は1926年から1948年までの国内における主要な地震約200例について断層パラメーターのカタログを提出し、また、Yamashina and Nakamura (1978) も1921年から1975年までの主要地震41例について同様のカタログを与えているが、これらはもっぱらマグニチュード

と断層パラメター間の経験則に基づいて作成されたものであり、この種の研究は本書では取り上げていない。

また、1921年12月8日の竜ヶ崎地震(石橋, 1973), 1963年10月8日の日向灘地震(Bollinger, 1970), 1965年9月18日の鹿島灘地震(筆谷, 1971), 1976年7月5日の鬼ヶ島地震(佐藤ほか, 1979)等々のように、断層パラメーターの一部を推定した研究論文しか存在しない地震に関しては、冒頭に述べた通り、本書では収録の対象外としている。

以下の各断層モデルの紹介にあたっては1モデル1シート形式を採用し、各シートは、地震標題、震源要素、出典、断層パラメーター決定手順、静的断層パラメータリスト、並びに断層モデルの平面図、見取図より構成している。

これらの各項目に関する凡例は、以下の通りである。

### 〈凡例〉

#### 1. 地震標題

- (1) 地震名：西暦年月日と簡単な呼称を記し、気象庁による命名がなされている場合はそれに従つた。
- (2) モデル番号：その地震に対して複数個の断層モデルが提出されている場合、それらを区別するために、原則としてその発表順にモデル番号を付した。モデルが一つしかない場合には空欄としてある。

#### 2. 震源要素

和暦年月日と発震時(日本時間)、震央位置(緯度・経度)、深さH、マグニチュードMをこの順に載せた。ただし、古い地震については正確な発震時や震源の深さが不明なものがある。

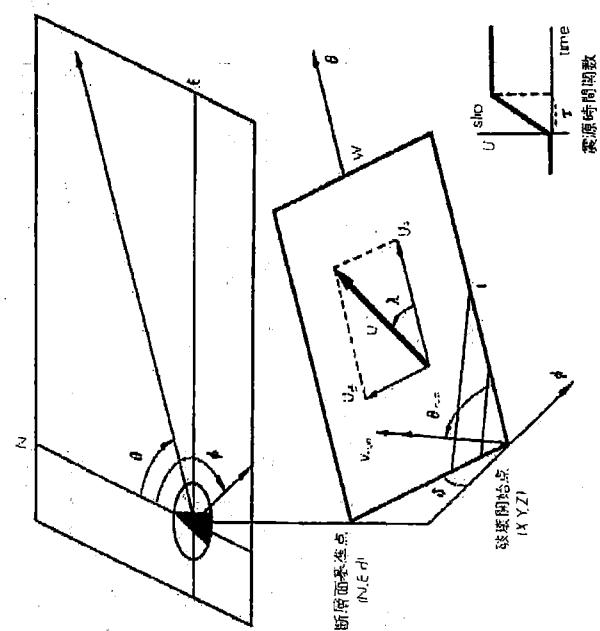
これらの値は、原則として宇津(1982)のカタログにあるものを引用しているが、ここに含まれないものについては、宇佐美(1975)の「資料日本被基盤範囲」または気象庁発行の「地震月報」を参照している。

#### 3. 出典

その断層モデルを提出している論文を示すための簡便なインデックスとして、著者名、発表年、掲載雑誌名、号巻、ページを載せた。詳しくは巻末の文献リストを参照されたい。なお、よく現われる雑誌名については、以下の略号を用いている。

BDPRI	Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ.
BERI	Bulletin of the Earthquake Research Institute (東京大学地震研究所彙報)
BGSI	Bulletin of the Geographical Survey Institute (国土地理院報告)
BSSA	Bulletin of the Seismological Society of America
EPR	Earthquake Prediction Research
GBHU	Geophysical Bulletin of Hokkaido Univ. (北海道大学地球物理学研究報告)
GJRS	Geophysical Journal of Royal Astronomical Society
JFSSHU	Journal of the Faculty of Science, Hokkaido Univ. Ser. VII (Geophysics)
JGR	Journal of Geophysical Research
JPE	Journal of Physics of the Earth
PEPI	Physics of the Earth and Planetary Interiors
TECT	Tectonophysics

が、津波数值実験やインバージョン解析等で全パラメーターが一括に定まっている場合は、単に▲下表と記して、△の前の断層パラメータリストに一括した。なお、文中では、断層パラメーターに下記の記号を用いており、断層面が複数枚ある場合は、これに添す<sub>1,2,....</sub>を付して区別している。



図III-1 断層パラメーターの定義

## (1) 齧的断層パラメーター

- ① N, E, d : 断層面の位置。図III-1に示すように断層面を手前に傾き下がるよう位置する場合、左上に位置する端点を断層面基準点と定め、その緯度、経度および深さを示す。
- ②  $\theta$ ,  $\delta$  (または $\phi$ ,  $\delta$ ) : 断層面の向き。 $\theta$ は断層面の走向方向(図III-1)のように断層面を置いた場合の右手方向、 $\delta$ は断層面の傾きを示す。 $\theta$ のかわりに断層面の傾き方向 $\delta$ が用いられる場合も多い。
- ③  $U$ ,  $\lambda$  (または $U_s$ ,  $U_d$ ) :  $U$ は食い違い量、 $\lambda$ は上盤の下盤に対する食い違い方向を断層面上で走向方向より反時計回りに測った角度を示す。 $U$ ,  $\lambda$ のかわりに、走向方向成分 $U_s$  (左横ずれを正とする)と傾き方向成分 $U_d$  (逆断層成分を正とする)が用いられる場合

本文の記述は、原則として、論文中で断層パラメーターの決定されていく順に従い、▶印のあとにパラメーター値となるべく原著に忠実な表現を用いて並べている

も多い。

④  $L$ ,  $W$ : 断層面の大きさ。通常、走向方向の長さを  $L$ , 傾斜方向の長さ(幅)を  $W$  とするが、破壊伝播方向の長さを  $L$  にとる場合もある。

(2) 動的断層パラメーター

①  $\tau$ : 食い違いの時間経過を表わす震源関数の立ち上がり時間。食い違い量が 0 から  $U$  に達するまでの時間を示す。

②  $V_{up}$ ,  $a_{up}$ : 破壊の伝播速度およびその方向。 $a_{up}$  は、 $\lambda$  と同様、断層面上で走向方向より反時計回りに測った角度で示す。

(3) 他のパラメーター

①  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ : 震源位置(緯度・経度・深さ)。本来、断層面上の破壊開始点に相当する。

②  $M_0$ : 地震モーメント。断層全体を点震源と見た際の強さを表わす。媒質の剛性率を  $\mu$ , 断層面全体での平均的食い違い量を  $U$  とすれば、 $M_0 = \mu U L W$  の関係がある。

③  $\Delta\sigma$ : 応力降下量。断層破壊前後の断層面における応力の解放量を表わす。媒質の剛性率を  $\mu$ , 断層面全体での平均的食い違い量を  $U$  として、 $\Delta\sigma$  の計算には以下の式がよく用いられる。

$$(A) \Delta\sigma = 16/3 \pi \cdot \mu U / W \quad (\text{無限長の潜在縫ずれ断層: Starr, 1928})$$

$$(B) \Delta\sigma = 8/3 \pi \cdot \mu U / W \quad (\text{無限長の地表垂直縫ずれ断層})$$

$$(C) \Delta\sigma = 4/\pi \cdot \mu U / W \quad (\text{無限長の潜在縫ずれ断層: Knopoff, 1958})$$

$$(D) \Delta\sigma = 2/\pi \cdot \mu U / W \quad (\text{無限長の地表垂直縫ずれ断層})$$

$$(E) \Delta\sigma = 1.48 \cdot \mu U / W \quad (\text{無限長の潜在断層, 上記 A と C の平均})$$

$$(F) \Delta\sigma = 0.74 \cdot \mu U / W \quad (\text{無限長の地表垂直断層, 上記 B と D の平均})$$

$$(G) \Delta\sigma = 7\pi/16 \cdot \mu U / \lambda = 7 Mo/16 r^2, \pi r^2 = L W \quad (\text{円形断層: Eshelby, 1957})$$

$$(H) \Delta\sigma = 23\pi \cdot \mu U / W \cdot (3 + 4\xi^2) / \sqrt{1 + \xi^2}, \xi = W/L \\ = 2 Mo/3 \pi \cdot (4/L^2 + 3/W^2) / \sqrt{L^2 + W^2}$$

(有限長の潜在縫ずれ断層の中央における値: Chinnery, 1969)

$$(I) \Delta\sigma = \mu U/2\pi \cdot (3/l + 2l/aW - l(3a + 4W)/a(a + W)^2), a = \sqrt{l^2 + W^2}, l = L/2 \\ (\text{有限長の地表垂直縫ずれ断層の地表中点における値: Chinnery, 1964})$$

④  $\Delta\epsilon$ : 互降下量。断層破壊前後の断層面における歪の解放量を表わす。媒質の剛性率を  $\mu$  として、 $\Delta\epsilon = \Delta\sigma/\mu$  の関係がある。

剛性率を  $\mu$  として、 $\Delta\epsilon = \Delta\sigma/\mu$  の関係がある。

### 5. 静的断層パラメータリスト

有限断層モデルを規定する9つの静的断層パラメーターを、統一的な形式で一覧表とした。パラメーター決定手順の項においては、なるべく原著に忠実な表現でのパラメーター値再録に努めているが、ここでは、幅をもつた値についてはその平均値を、論文中で明示されない値については例よりの読み取りや推定、計算等を行なってその値を見積った上、以下に示すような規格化された表現に変換している。

(1)  $N$ ,  $E$ ,  $d$ : 断層面の位置。図 III-1 に示すように断層面を手前に傾き下がるように置いた場合、左上に位置する端点を断層面基準点と定め、その緯度、経度および深さを示す。

(2)  $\theta$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$ : 断層面の向きと食い違ひの方向。 $\theta$  については走向方向(図 III-1 のように断層面の右端を北とする場合の右手方向)を北より東回りに測った角度、 $\delta$  は断層面の傾き角、 $\lambda$  は上盤の下盤に対する食い違ひ方向を断層面上で走向方向より反時計回りに反時計回りに測った角度で定義する。

(3)  $L$ ,  $W$ ,  $U$ : 断層面の大きさと食い違ひ量。 $L$  は走向方向の長さ、 $W$  は傾斜方向の長さ(幅)と定義し、 $U$  は食い違ひ量を示す。なお、複数枚の断層面によるモデルについては、記号①②……をリストの先頭に付して各断層面を区別し、また、パラメーター値の決定されていない項目については、記号--をその該当欄に記している。

### 6. 断層モデル平面図

断層面の地表への投影を、1辺が実線、他の3辺が破綻の矩形として、地図上に表わした。実線の辺は断層面の上端を示し、地表に最も近い辺である。

また、同図には、上盤の下盤に対する食い違ひベクトルの地表投影も、矢印で表現してある。そのスケールは任意にとっているが、複数枚の断層面によるモデルについては、各断層面での食い違ひベクトルの投影量に比例した長さの矢印を記入することにより、相対的には正しい長さの表現を行なっている。なお、断層面が複数枚あるモデルについては、5. の静的断層パラメータリストに対応させて、断層面番号①②……を行なっている。

トに対応させて、断層面番号①②……を行なっている。

## 7. 断層モデル見取り図

断層モデルの立体的形状を示すため、俯角 30°で適当な方位角より断層面を眺めた図を作成した。断層面基準点直上の地表面の位置には、北方向を示す矢印記号を配するとともに、断層面上には、上盤の下盤に対する食い違いのベクトルを示す矢印を記入した。また、被壊伝播モードが知られている場合には、その伝播方向を示す二重矢印も書き入れてある。

なお、平面図の場合と同じく、断層面が複数枚あるモデルについては、各断层面での食い違いをそのまま表示した長さの矢印で表現すると同時に、5. の滑的断層パラメータリストに対応した断层面番号①②…などを付してある。

なお、不均質断層モデルについては、必ずしも上記の平面図や見取り図のよる標準的図表現ができないため、そのような場合は、原著から然るべき図の引用を行なつてある。

## 参考文献

- Boellinger, G. A. (1970): Fault length and fracture velocity for the Kyushu, Japan, Earthquake of October 3, 1963. *J. Geophys. Res.*, **75**, 955-964.
- Chinnery, M. A. (1964): The strength of the earth's crust under horizontal shear stress. *J. Geophys. Res.*, **69**, 2085-2089.
- Chinnery, M. A. (1969): Theoretical fault models. *Pub. Dominion Obs., Ottawa*, **17**, 211-223.
- Estebly, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proc. Roy. Soc. Lond. A*, **241**, 376-396.
- 石橋克彦 (1973): 大正 10 年善ヶ崎地震の震源位置について—アーチ 1 号が発見した「線」との関連—(速報). *地震*, **26**, 362-367.
- Knopoff, L. (1958): Energy release in earthquakes. *Geophys. J.*, **1**, 44-52.
- 笛谷勢 (1971): 実体波による 2 つの浅発地震の震源機構の解析. 北海道大学地球物理学研究報告, **26**, 109-132.
- 佐藤義夫・中田高・今東俊文・大槻憲四郎 (1979): 被害調査から推定される地震動の卓越方向と地震断層モデル—1976 年 7 月 5 日兔首地震一, 地震, **2**, 32, 171-182.
- Starr, A. T. (1928): Slip in a crystal and rupture in a solid due to shear. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, **24**, 489-500.
- Thatcher, W. and J. B. Rundle (1979): A model for the earthquake cycle in underthrust

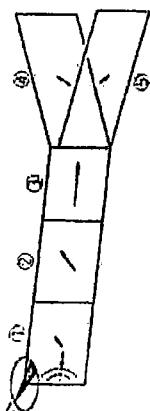
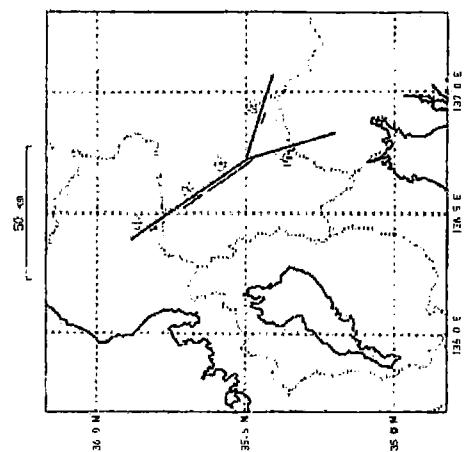
zones. *J. Geophys. Res.*, **84**, 5540-5556.

宇佐美電夫 (1975): 資料日本被害地震統観, 327 pp. 東京大学出版会.

宇津德治 (1982): 日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885 年～1980 年. 東京大学地震研究所彙報, **57**, 401-464.山科達一郎 (1975): 1948 年福井地震に先立つ周辺の主要な地震によって生じた福井地方の歪みの蓄積について. *地震*, **28**, 415-427.Yamashina, K. and K. Nakamura (1978): Correlation between tectonic earthquakes and volcanic activity of Izu-Oshima Volcano, Japan. *J. Volcano, Geoth. Res.*, **4**, 233-250.

1891/10/28 滝尾地震						
震源要素		断層パラメーター				
出典	震源要素	E (°E)	N (°N)	d (km)	θ (°)	δ (°)
Mikumo & Ando (1976), JPE, 24, 63-87.	明治 24/10/28 (06 : 38) 35.6° N, 136.6° E, M = 8.0	136.393° <sup>a</sup>	35.884° <sup>a</sup>	0	145	90
	この地震によつて地表に生じた断層を、地表変動や震度分布のデータを基に、4枚の垂直断層面で近似した。 $\delta_1 = \delta_2 = \delta_3 = \delta_4 = 90^\circ$ , $d_1 = d_2 = d_3 = d_4 = 0$ km。	136.507° <sup>a</sup>	35.751° <sup>a</sup>	0	145	45
	断層の食い違い量は、Matsuura (1974) による断層変位の実測値を参考にして定めた。	136.621° <sup>a</sup>	35.618° <sup>a</sup>	0	145	0
	■ $U_{d1} = 1$ m, $U_{d2} = 3$ m, $U_{d3} = 7$ m, $U_{d4} = 1.5$ m, ■ $U_{d1} = 1$ m, $U_{d2} = 3$ m, $U_{d3} = 0$ m, $U_{d4} = 2$ m,	136.723° <sup>a</sup>	35.500° <sup>a</sup>	0	107	90
	断層の幅は、余震の深さ分布、および理論的上下変動と水平変動データとの比較から、15 kmと推定した。ただし、この値には5 km程度の誤差がある。 $W_1 = W_2 = 15$ km。	136.723° <sup>a</sup>	35.500° <sup>a</sup>	2	163	90
	震度分布や地質構造線等の検討からは、さらにもう1枚の滑り断層の存在が推測され、これを、断層上端の深さ2 km、下端の深さ15 km、長さ34 kmの垂直断層と推定した。 $L_s = 34$ km, $\delta_s = 90^\circ$ , $d_s = 2$ km, $W_s = 13$ km。	136.393° <sup>a</sup>	35.884° <sup>a</sup>	1	315	34
	この値を断層の食い違い量は、理論的な地盤上下変動および水平変動を水準測量や三角測量のデータと比較することにより定めた。 $U_{ss} = (1 \sim 1.5)$ m, $U_{ds} = -(1 \sim 1.5)$ m。	136.393° <sup>a</sup>	35.884° <sup>a</sup>	1	315	34
	地震モーメントおよび応力降下量は、 $\mu = 3 \times 10^{11}$ dyne/cm <sup>2</sup> として <sup>a</sup> , $M_0 = \mu H L W$ および $M_0 = \mu u U / W$ (Chinnery, 1964) により計算している。 $M_0 = 1.5 \times 10^{17}$ dyne·cm (全体), $\Delta\sigma = 40$ bar (平均)。	136.393° <sup>a</sup>	35.884° <sup>a</sup>	1	315	34
	次に、動的パラメーターの推定を行なった。まず、各地の地動卓越方向の分布、岐阜・名古屋での近地震観象の特徴、さらに家庭破裂と断層形成との時間差に関する日報などから、破裂の開始点は、これまで震源とされた岐阜県中央部ではなく、断層の北西端であると推定した。 $X = 35.884^\circ$ N, $Y = 136.393^\circ$ E <sup>a</sup> 。	136.393° <sup>a</sup>	35.884° <sup>a</sup>	1	315	34
	断層破壊は、深さ $W/2$ の点から等速で同心円状の伝播をしたと仮定した。 $Z = 7.5$ km, $\theta_{rop} = 0^\circ$ 。無限弾性体で Haskell の方法による計算をしたと仮定した。 $Z = 7.5$ km, $\theta_{rop} = 0^\circ$ 。無限弾性体で Haskell の方法による計算をしたことにより、震源開数の立ち上がり時間および破壊伝播速度を見積った。 $\tau_1 = 1.0$ sec, $\tau_2 = 2.0$ sec, $\tau_3 = 3.5$ sec, $\tau_4 = 1.5$ sec, $\tau_5 = 1.0$ sec, $V_{rop} = (2.2 \sim 2.5)$ km/s (radial)。	136.393° <sup>a</sup>	35.884° <sup>a</sup>	1	315	34
	これらの動的パラメーターによれば、断層面すべり速度 $\dot{u} = U/2$ は約 100 cm/s 以上、総震源時間はほぼ 10 秒と算定される。	136.393° <sup>a</sup>	35.884° <sup>a</sup>	1	315	34

• 図 1891/10/28 滝尾地震断層パラメーターフィールド図



静的断層パラメータリスト						
N (°N)	E (°E)	d (km)	$\theta (°)$	$\delta (°)$	L (km)	W (km)
① 35.884° <sup>a</sup>	136.393° <sup>a</sup>	0	145	90	45	18* <sup>a</sup>
② 35.751° <sup>a</sup>	136.507° <sup>a</sup>	0	145	90	45	18* <sup>a</sup>
③ 35.618° <sup>a</sup>	136.621° <sup>a</sup>	0	145	90	0	16* <sup>a</sup>
④ 35.500° <sup>a</sup>	136.723° <sup>a</sup>	0	107	90	53	33* <sup>a</sup>
⑤ 35.500° <sup>a</sup>	136.723° <sup>a</sup>	2	163	90	315	34

<sup>a</sup> Mo の値より逆算。<sup>a2</sup> 論文中の Fig. 3 より読み取り。ただし、これらは Fig. 1, Fig. 2 および Table 1 を調和しない。

## 1927/3/7 丹後地震 (モデル1)

震源要素：昭和2/3/7 (18:27) 35.53°N, 135.15°E, H=0 km, M=7.3

出典：Nasu (1929), J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, 3, 29-129.

## ・断層パラメーター決定手順

断層モデルとしては、ロックモデルとして考察を行なっている。郷村断層についてはその西側に余震が分布すること等、余震の立体分布の特徴に基いて、アロックの塊としての断層面を記述した。  
 余震の震央分布および地表変動の様子から、断層の長さと走向を定めた。  
 $\blacktriangleright d_1 = 0 \text{ km}, L_1 = 50 \text{ km}, \theta_1 = N 157^\circ E^*, L_2 = 30 \text{ km}, \theta_2 = N 113^\circ W^*$ 。  
 また、各ロックにおける余震の垂直分布を基に、断層面の傾きと幅を定めた。  
 $\blacktriangleright \delta_1 = 70^\circ$  (南部)  $-80^\circ$  (北部),  $W_1 = 21 \text{ km}^{**1}, \delta_2 = 54^\circ, W_2 = 25 \text{ km}^{**2}$ 。  
 なお、山田断層の北側では約5 km、南側では約2 kmの間隔で平行する断層群によって、地盤内部は細かいブロックに分かれていると考えている。

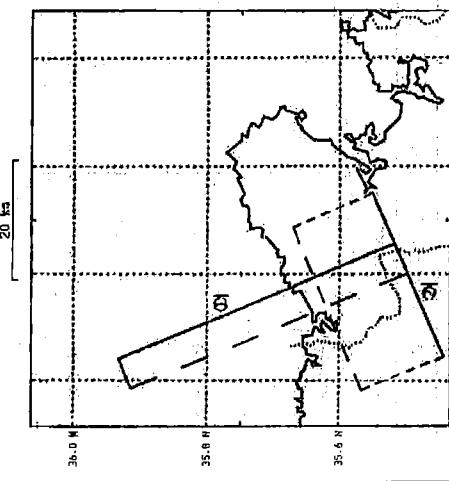
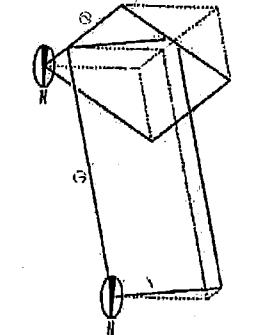
## ・解的断層パラメタリスト

N (°N)	E (°E)	$d$ (km)	$\theta$ (°)	$\lambda$ (°)	$L$ (km)	$W$ (km)	$U$ (cm)
① -	-	0	157°1	75	-	50	21**2
② -	-	0	247°1	54	-	30	25**2

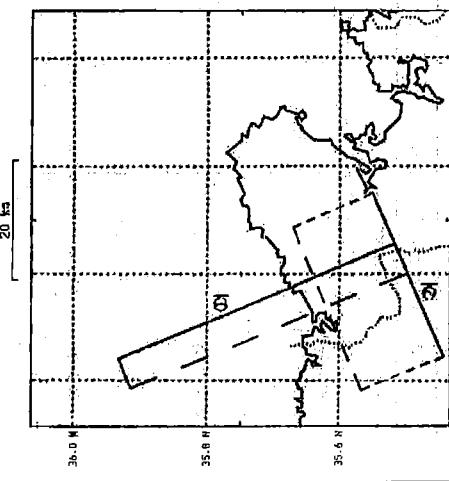
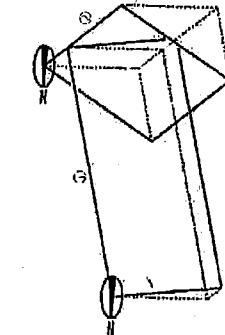
\*\*1 方位NNW, WSW である記述を数値に変換。

\*\*2 余震の深さが20 kmに達しているということから算出。

## ・平面図



## ・見取り図



## 1927/3/7 丹後地震 (モデル2)

震源要素：昭和2/3/7 (18:27) 35.53°N, 135.15°E, H=0 km, M=7.3

出典：Kasahara (1957), BERI, 35, 473-532.

## ・断層パラメター決定手順

無限長の垂直直角断層面上に働く応力を解放する問題をフーリエ級数により理論的に考察し、郷村断層に適用した。  
 $\blacktriangleright d = 0 \text{ km}, \delta = 90^\circ, \lambda = 0^\circ$ 。  
 この理論から期待される地表での水平変位分布を、断層中央部で観測された、断層からの距離と断層に平行な水平変動の関係と比較することにより、食い違い量を推定した。  
 $\blacktriangleright W = 15 \text{ km}, U = 3 \text{ m}$  (地表食い違い量)。

会議分布と地表変形の様子から、断層の長さと走向を推定した。この走向は、中央気象官のP波初動分布の示す一方の節面に一致している。  
 $\blacktriangleright L = 30 \text{ km}, \theta = N 29^\circ W$ 。

これらのパラメーターを用い、 $\mu = 5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ として、上記理論により断層面上で解放された応力値を推定した。  
 一方、東京(本郷)での長周期地震記録をスペクトル解析して卓越周期を求め、球震源の理論と比較することによっても、震源域の広がりの見せりを行なつてある。その結果は半径16 kmといふ値を与え、これは上記の断層の長さとよく調和すると述べている。

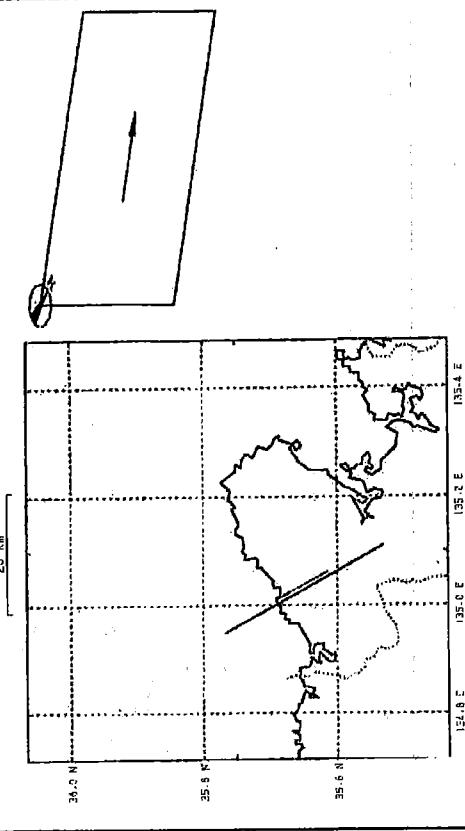
## ・骨的断層パラメタリスト

N (°N)	E (°E)	$d$ (km)	$\theta$ (°)	$\lambda$ (°)	$\delta$ (°)	$L$ (km)	$W$ (km)	$U$ (cm)
35.53*1	135.11*1	0	331	90	0	30	15	300*2

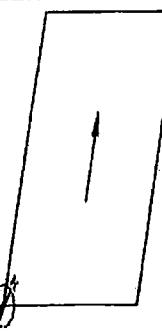
\*1 論文中のFig. 32より推定。

\*2 断層面上の平均でなく、地表での食い違い量。

## ・平面図



## ・見取り図



## 1927/3/7 丹後地震 [モデル3]

震源要素：昭和2/3/7 (18:27) 35.53°N, 135.15°E, H=0 km, M=7.3

出 奥：Chinnery (1961), BSSA, 51, 355-372.

Chinnery (1964), JGR, 69, 2085-2089.

## ・断層パラメター決定手順

食い違い理論により、有限長の垂直横ずれ断層にともなう変位場を求める式を導いて、郷村断層に適用した▲  $\delta = 90^\circ$ ,  $\lambda = 0^\circ$ 。  
 水準測量・三角測量による上下・水平変動・パターンの対称性から、日本海の海岸線のあたりが断層の中央部に相当し、地表に現われた18 kmとほぼ同じ長さだけ、断層は日本海へ延びていると推定した▲  $d = 0$  km,  $L = 36$  km,  $\theta = N 30^\circ W^{*1}$ 。  
 断層中央部で、断層からの距離に対する断層に平行な水平変動量の分布を求め、理論曲線と比較することにより、断层面の幅と食い違い量を定めた▲  $W = 12$  km,  $U = 3.4 \text{ m}^{**2}$ 。

なお、断層の長さの誤差を考慮すると、 $W = 10 \sim 12$  kmであろうと述べている。  
 地表に達する垂直横ずれ断層の断層線中点における応力降下量は  $\Delta\sigma = \mu U / (2\pi a)$ 。  
 $\cdot (l(3a + 4W) - 3al - 2l/W)$ ,  $a = \sqrt{l^2 + W^2}$ ,  $l = L/2$  で与えられる  
 ので、 $\mu = 3 \times 10^1 \text{ dyne/cm}^2$ として算定を行なった▲  $\Delta\sigma = 37 \text{ bar}$ 。

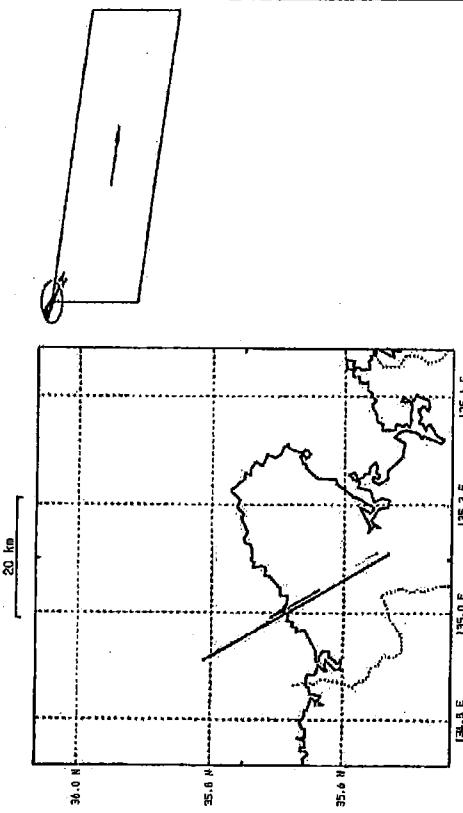
## ・静的断層パラメタリスト

N (°N)	E (°E)	$d$ (km)	$\theta$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)	$L$ (km)	$W$ (km)	$U$ (cm)
35.53	135.11	0	330*	90	0	36	12	340**
①	—	—	0	—	—	75	—	—
②	—	—	0	—	—	40	—	—

\*1 論文中の Fig. 8 より推定。

\*\*2 論文中の Fig. 9 より読み取り。

## ・平面図



## ・見取図

## 1927/3/7 丹後地震 [モデル4]

震源要素：昭和2/3/7 (18:27) 35.53°N, 135.15°E, H=0 km, M=7.3

出 典：Walsh (1969), JGR, 74, 2070-2080.

## ・断層パラメター決定手順

断層が地表に達した点での上盤側と下盤側の変位を  $W_h$ ,  $W_l$  すると、断层面の傾斜角は近似的に  $\delta = \pi W_l / (W_h + W_l)$  で表わされる。これを用いて断层面の傾斜角を推定を行なった▲  $d_1 = d_2 = 0$  km。  
 断層が地表に達した点での水平変動の断層線に対する非対称性から、上式を用いて断层面の傾きを推定した▲  $\delta = 80^\circ W$ 。同様にして、上下変動の非対称性からも見積りを行なった▲  $\delta = (70 \sim 75)^\circ W$ 。これら二つの推定値は互いによく一致し、かつ、Wickens & Hodgson (1967) による発震機構解説の示す  $\delta = 64^\circ W$ 、また、Tsuboi (1930) による余震分布からの  $\delta = 70^\circ W$ 、現地調査からの  $\delta = (60 \sim 80)^\circ W$  とも調和する述べている。

一方、山田断層についても、同様に、上下変動の非対称性から断层面の傾きを推定した▲  $\delta_2 = 40^\circ N$ 。この値も、Tsuboi (1930) による見積り  $\delta = (40 \sim 50)^\circ N$  とよく一致すると述べている。

## ・静的断層パラメタリスト

N (°N)	E (°E)	$d$ (km)	$\theta$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)	$L$ (km)	$W$ (km)	$U$ (cm)
①	—	—	0	—	—	75	—	—
②	—	—	0	—	—	40	—	—

## 1927/3/7 丹後地震 [モデル5]

震源要素：昭和2/3/7 (18:27) 35.53° N, 135.15° E,  $H=0$  km,  $M=7.3$ 

出 奥：Kanamori (1973), Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1, 213-239.

## ・断層パラメーター決定手順

この地震に際し、舞村・山田両断層が出現した ▶  $d=0$  km。  
三角点の水平変位の分布から、舞村断層はほぼ垂直の左横ずれ断層で、最大水平変

位2.5 m、長さは30 km以上と推定した。本震直後の余震分布はこの断層にはほぼ沿つており、また、P波初動分布の一軒面もこの走向に合っている ▶  $\theta=N 25^\circ W$ ,  $\phi=90^\circ$ ,  $\lambda=0^\circ$ 。

その他のパラメーターは、東京(本震)で観測された地震記録を理論地盤記録と比較することにより定めた。なお、本震の位置から両側に伝播したと推定している ▶  $L=12$  km(南側)と23 km(北側)に分ける点から両側に伝播したと推定している ▶  $L=35$  km,  $W=13$  km,  $U=3$  m,  $\tau=6$  sec,  $\theta_{\text{up}}=0^\circ$  &  $180^\circ$  (bilateral)。

共震震時間は、約10秒であったと思われる。また、ここに得られた断層モデルは、断層からの距離に対する、断層に平行な水平変位の分布をよく説明するとしている。

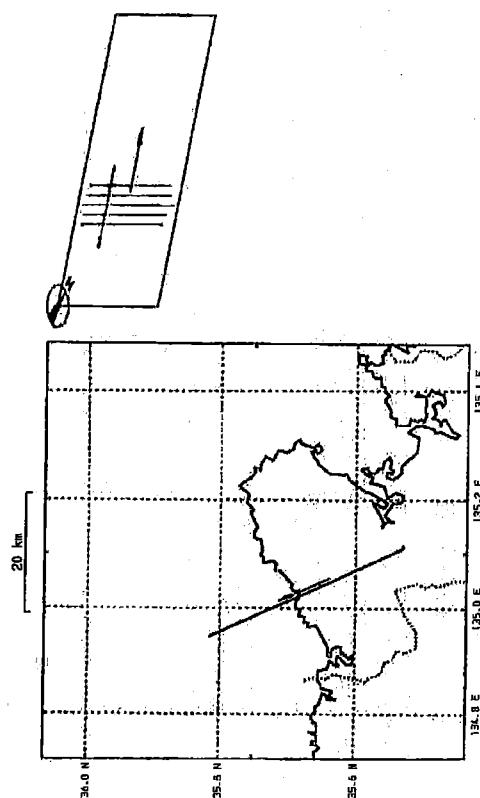
地震モーメントとおびただけ降下量は、 $\mu=3.4 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  として、 $M_0=\mu U L W$  および  $2\sigma=4/\pi \mu U/W$  により計算している ▶  $M_0=4.6 \times 10^{22} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$ ,  $2\sigma=100 \text{ bar}$ 。

## ・静的断層パラメータリスト

N (° N)	E (° E)	$d$ (km)	$\theta$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)	$L$ (km)	$W$ (km)	$U$ (cm)
35.53 <sup>a</sup>	135.11 <sup>a</sup>	0	335	90	0	35	13	300

<sup>a</sup>  $M_0$  の値より逆算。<sup>a2</sup>  $\Delta\sigma$  の値より計算式を推定。<sup>a3</sup> 論文中の Fig. 9 により推定。

## ・平面図



## ・見取り図

## 1927/3/7 丹後地震 [モデル6]

震源要素：昭和2/3/7 (18:27) 35.53° N, 135.15° E,  $H=0$  km,  $M=7.3$ 

出 典：Sato (1973), BGSI, 19, 89-130.

## ・断層パラメーター決定手順

この地震の震央近傍域の三角測量結果による水平歪の厳密な再解析を行ない、郷村断層について得られた水平歪の分布を、Chinnery (1963) の垂直横ずれ断層による理論的な歪パターントと比較した ▶  $d=0$  km,  $\delta=90^\circ$ ,  $\lambda=0^\circ$ 。この比較により、陸上に現われた断層部分15 kmは全体のほぼ半分であり、残る半分は海中にあると推定した ▶  $L=30$  km。なお、この地震による主歪の変化量は  $1 \times 10^{-4}$  程度であったと算定している。

## ・静的断層パラメータリスト

N (° N)	E (° E)	$d$ (km)	$\theta$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)	$L$ (km)	$W$ (km)	$U$ (cm)
—	—	0	—	90	0	30	—	—

## 1927/3/7 丹後地震 [モデル7]

震源要素：昭和 2/3/7 (18:27) 35.53° N, 135.15° E,  $H=0$  km,  $M=7.3$

出典：Matsu'ura (1977), JPE, 25, 233-255.

## ・断層パラメーター決定手順

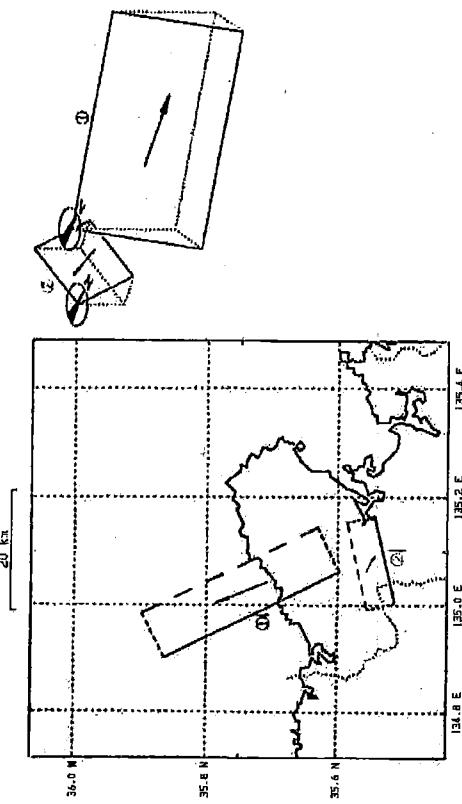
この地震で地表に現われた郷村・山田断層による地表変動、三角測量・水準測量結果、および余震分布のデータを基に、面断層を各々1枚の断層面で近似する初期モデルを設定し、Matsu'ura (1977) の方法によるインバージョン解析を行なった。  
(1884-1889) 年-1927年の間の、丹後地震における270点の三角測量データ、および1888-1927年の間の50点の水準測量データのうち、1925年但馬地震の影響を受けていると思われる西方地域のデータを除いた85点の水平変動データを未知数とする垂直変動データを入力とし、 $2 \times 9 = 18$  個の断層パラメータを未知数とするインバージョンは5回の逐次近似で収束し、2枚の断層面で近似した際の最適断層モデルを得た。▲下表。

ここで得られたモデルは余震分布に調和し、観測された水平変動データも、但馬地震の影響とみられる西方での不一致を除きほぼ説明できるが、水準測量による上下変動データはより複雑であり、この2枚の単純なモデルではうまく説明できないとしている。

## ・静的断層パラメタリスト

$N(^{\circ} N)$	$E(^{\circ} E)$	$d(km)$	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$L(km)$	$W(km)$	$U(cm)$
① 35.597*	135.062*	0.4	334	64	352	33	19	370
② 35.544*	135.165*	0.2	257	58	120	15	9	180
* 論文中の Table 4 にある端点の $x$ , $y$ 座標値より換算。								

## ・平面図



\* 論文中の Table 6 にある端点の  $x$ ,  $y$  座標値より換算。

## 1927/3/7 丹後地震 [モデル8]

震源要素：昭和 2/3/7 (18:27) 35.53° N, 135.15° E,  $H=0$  km,  $M=7.3$

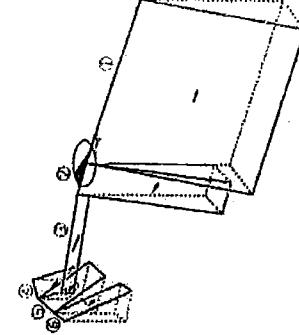
出典：Matsu'ura (1977), JPE, 25, 233-255.

## ・断層パラメーター決定手順

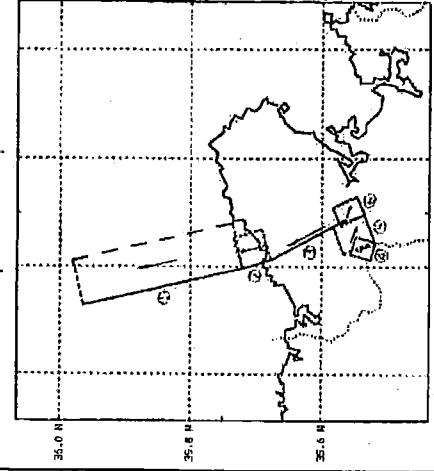
この地震を2枚の断層面で近似した際の最適モデル（モデル7）を参考として、郷村・山田断層を各々連結された3枚の断層面で近似する初期モデルを設定し、Matsu'ura (1977) の方法によるインバージョン解析を行なった。  
(1884-1889) 年-1927年の間の、丹後地震における270点の三角測量データ、および1888-1927年の間の50点の水準測量データのうち、1925年但馬地震の影響を受けていると思われる西方地域のデータを除いた85点の水平変動データおよび25点の垂直変動データを入力とし、 $6 \times 9 - 4 \times 2 = 46$  回の断層パラメーターを未知数とするインバージョンは9回の逐次近似で収束し、6枚の断層面で近似した際の最適断層モデルを得た。▲下表①②③（郷村断層）、④⑤⑥（山田断層）。

$N(^{\circ} N)$	$E(^{\circ} E)$	$d(km)$	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$L(km)$	$W(km)$	$U(cm)$
① 35.721*	134.997*	0.3	347*	72	357	27.7*	25	410
② 35.678*	135.013*	0.3	343*	76	344	5.0*	22	310
③ 35.563*	135.088*	0.3	332*	90	346	14.4*	2	420
④ 35.518*	135.046*	0.1	285*	54	118	3.1*	6	190
⑤ 35.535*	135.097*	0.1	249*	51	122	4.9*	9	210
⑥ 35.547*	135.130*	0.1	245*	66	111	3.3*	11	220

\* 論文中の Table 6 における端点の  $x$ ,  $y$  座標値より換算。



## ・見取り図



## 1927/3/7 丹後地震 [モデル9]

震源要素：昭和2/3/7 (18:27) 35.53°N, 135.15°E, H=0 km, M=7.3

出 奥：長谷川 (1986), 東京大学修士論文。

## ・断層パラメタ決定手順

断層面の幾何学的形状や物理量の空間的变化を見るため、郷村・山田両断層を各々8枚①～⑧、4枚⑨～⑫の小断層で近似して、モデル化を行なった。  
 (1)これまでに得られた地質学的・地質学的情報を基に推定されるパラメタ値に近いという条件、(2)隣接する小断層が上端で連結している、(3)各パラメタ一箇間に弱い束縛滑らかに変化する、という3条件を先見的情報として、断層パラメタ一箇間に弱い束縛を作り、Tsuboi (1927) による85個の水平変動データ、および水準測量による24個の上下変動データを入力とし、12枚の断層面の断層パラメターを未知数とする非線形インバージョン解析を行ない、最適モデルを得た▲下表、断層総延長・35.1 km (郷村断層), 14.1 km (山田断層)。

地震モーメントおよび応力降下量は、 $\mu = 3.27 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  として、 $M_0 = \mu U W$  および  $\Delta\sigma = 4\pi \cdot \mu U / W$  により計算している ▲  $M_0 = 5.6 \times 10^{20} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$  (郷村断層全體),  $M_0 = 6.2 \times 10^{20} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$  (山田断層全體),  $\Delta\sigma = 110 \text{ bar}$  (郷村: 断層面積による加重平均),  $\Delta\sigma = 64 \text{ bar}$  (山田: 断層面積による加重平均)。  
 なお、郷村断層については、食い違い量が断層の端へ行くほど小さくなること、応力降下量が震源付近で最大値をとること、の両特徴が見出されたと述べている。

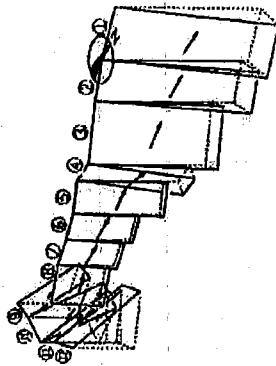
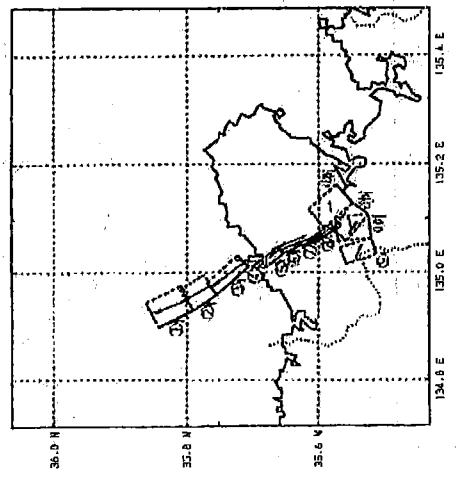
## ・静的断層パラメタリスト

N (° N)	E (° E)	d (km)	$\theta (^\circ)$	$\delta (^\circ)$	$\lambda (^\circ)$	L (km)	W (km)	$\Delta\sigma$ (bar)	U (cm)
① 35.790*1	134.930*1	0.20*2	333*1	76*2	340*2	6.35*1	19*2	340*2	75*2
② 35.754*1	134.959*1	0.18*2	327*1	77*2	340*2	4.77*1	18*2	370*2	88*2
③ 35.706*1	135.010*1	0.16*2	319*1	80*2	340*2	7.04*1	15*2	390*2	108*2
④ 35.680*1	135.009*1	0.13*2	2*1	82*2	341*2	2.89*1	13*2	390*2	125*2
⑤ 35.654*1	135.035*1	0.11*2	321*1	85*2	342*2	3.72*1	11*2	380*2	151*2
⑥ 35.628*1	135.049*1	0.12*2	336*1	85*2	343*2	3.15*1	8*2	350*2	182*2
⑦ 35.600*1	135.060*1	0.16*2	342*1	84*2	346*2	3.26*1	7*2	320*2	190*2
⑧ 35.567*1	135.086*1	0.21*2	327*1	80*2	342*2	4.35*1	6*2	280*2	194*2
⑨ 35.523*1	135.063*1	0.18*2	252*1	50*2	126*2	2.85*1	8*2	160*2	83*2
⑩ 35.527*1	135.107*1	0.15*2	264*1	54*2	127*2	4.00*1	9*2	160*2	74*2
⑪ 35.549*1	135.128*1	0.14*2	218*1	56*2	130*2	3.09*1	10*2	150*2	66*2
⑫ 35.573*1	135.162*1	0.15*2	229*1	51*2	133*2	4.06*1	10*2	110*2	46*2

\*1 論文中の図4より読み取り、計算。

\*2 論文中の図5より読み取り。

・見取図



・平面図

## 1930/11/26 北伊豆地震 [モデル1]

震源要素：昭和5/11/26 (04:02) 35.08° N, 139.05° E, H=0 km, M=7.3

出 奥：Kasahara (1957), BERI, 35, 473-532.

## ・断層パラメーター決定手順

無限長の垂直横ずれ断層面上に働く応力を解放する問題をフーリエ級数により理論的に考案し、丹那断層に適用した。 $d=0$  km,  $\delta=90^\circ$ ,  $\lambda=0^\circ$ 。

この理論から期待される地表での水平変位分布を、断層中央部で観測された、断層からの距離と断層の関係と比較することにより、断層の幅と地表の食い違い量を推定した。 $W=8$  km,  $U=4$  m (地表食い違い量)。

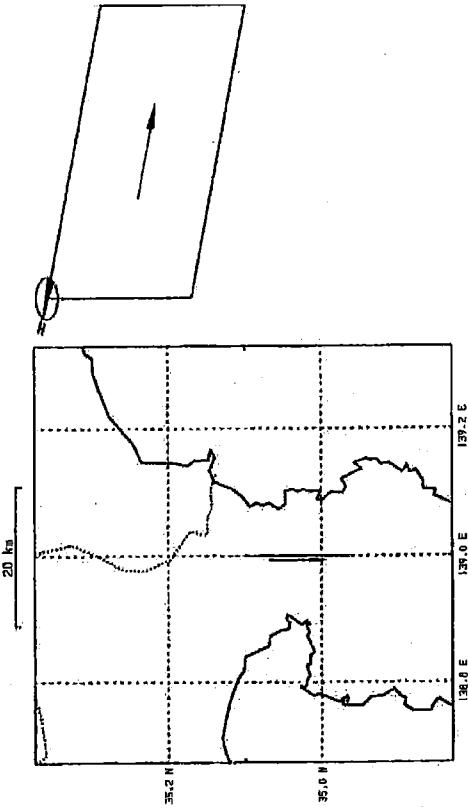
余震分布と地表変形の様子から断層の長さを推定した。 $L=15$  km。  
これらのパラメーターを用い、 $\mu=5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>として、上記理論により断層面上で解放された応力値を推定した。 $\Delta\sigma=80$  bar。  
なお、この地震にともない、160 m の深さの丹那トンネルで 2.7 m のずれが観測され、地表での 3 m のずれと異なることは、ここで考えた理論から期待される深さ方向の食い違い量分布に調和するとしている。

## ・静的断層パラメタリスト

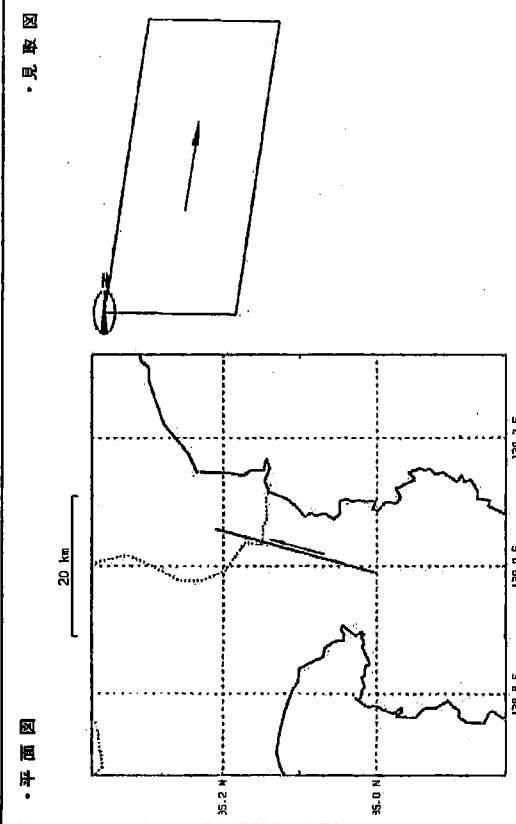
$N(^{\circ} N)$	$E(^{\circ} E)$	$d$ (km)	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$L$ (km)	$W$ (km)	$U$ (cm)
35.1 <sup>*1</sup>	139.0 <sup>*1</sup>	0	180 <sup>*1</sup>	90	0	15	8	400 <sup>*2</sup>

<sup>\*1</sup> 論文中の Fig. 33 より推定。<sup>\*2</sup> 断層面上の平均ではなく、地表での食い違い量。

## ・平面図



## ・見取図



## 1930/11/26 北伊豆地震 [モデル2]

震源要素：昭和5/11/26 (04:02) 35.08° N, 139.05° E, H=0 km, M=7.3

出 典：Chinnery (1961), BSSA, 51, 355-372.

Chinnery (1964), JGR, 69, 2085-2089.

## ・断層パラメター決定手順

食い違い理論を用いて、有限長の垂直横ずれ断層にともなう変位場を求める式を導いて、丹那断層に適用した。 $\delta=90^\circ$ ,  $\lambda=0^\circ$ 。  
水準測量・三脚測量による上下・水平変動ノバーンの様子から、地表に現われた断層線の北側部分は深部での断層運動位置からずれていると想定して、断層の長さを見積った。 $d=0$  km,  $L=24$  km,  $\theta=N 15^\circ E^{\star 1}$ 。

断層中央部で、断層からの距離に対する断層に平行な水平変動量の分布を求め、理論曲線と比較すると、断層面の幅と食い違い量を定めた。 $W=12$  km,  $R=3.8$  m<sup>\*2</sup>。なお、断層の長さの誤差を考慮すると、 $W=10\sim12$  km であろうと述べている。

地表に達する垂直横ずれ断層の断層線中点における応力降下量は  $\Delta\sigma=\mu U/(2\pi a)$  ので、 $(l/3)(a+4W)/(a+W)^2-3a/l-2l/W$ ,  $a=\sqrt{l^2+W^2}/L/2$  で与えられる。

$\star 1$  論文中の Fig. 10 より推定。  
 $\star 2$  論文中の Fig. 11 より読み取り。

## ・平面図



## ・見取図



## 1930/11/26 北伊豆地震 [モデル3]

震源要素：昭和 5/11/26 (04:02) 35.08° N, 139.05° E, H=0 km, M=7.3

出 奥：Sato (1973), BGSI, 19, 89-130.

## ・断層パラメター法定手帳

この地震の4年前、この地域は1923年関東地震の改測のための改測は陸軍陸地測量部によって行なわれたが、この地震についての報告はほとんどなされていないので、改めて三角測量結果の厳密な再解析を行なった。その結果、断層の両側の水平変動量はほぼ等しいことが分かり、断層の中央点での相対変位が累積られた  $U = 2.7 \text{ m}$ 。なお、Imamura (1931) は、現地調査により相対変位量を約 2.4 m と報告している。

断層の長さおよび幅は、Chinnery (1961) の求めた値を採用した  $\blacktriangleright L=24 \text{ km}$ ,

$W=12 \text{ km}$ 。  
断層中点における応力降下量は、 $\mu = 3 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  として、Chinnery (1961) の式  $\Delta\sigma = \mu U / (2 \pi a) \cdot [(13a + 4W) / (a + W)^2 - 3a/l - 2l/W]$ ,  $a = \sqrt{l^2 + W^2}$ ,  $l=L/2$  により見積った  $\blacktriangleright \Delta\sigma = 37 \text{ bar}$ 。

なお、この地震による歪の変化量は、主歪値で  $1 \times 10^{-4}$  程度、最大ずり歪値で  $1.5 \times 10^{-4}$  程度であったと算定している。

## ・断層パラメターリスト

N (° N)	E (° E)	a (km)	$\theta$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
① 35.14*	139.02*	0	180	90	348*	10	12	300
② 35.05	139.02	0	207	90	348*	12	12	300

\* 論文中の数値 27 bar はミスプリントと思われる。

## 1930/11/26 北伊豆地震 [モデル4]

震源要素：昭和 5/11/26 (04:02) 35.08° N, 139.05° E, H=0 km, M=7.3

出 奥：Abe (1978), JPE, 26, 253-274.

## ・断層パラメター法定手帳

地表に現われた断層変動、三角剖量による水平変動データは、延長 22 km、委位置は 3 m の垂直左横ずれ断層を示している  $\blacktriangleright d_1 = d_2 = 0 \text{ km}$ ,  $\delta_1 = \delta_2 = 90^\circ$ ,  $U_1 = U_2 = 3 \text{ m}$ ,  $L_1 + L_2 = 22 \text{ km}$ 。

地表に現われた断層運動は北から南にかけて走向が変化しており、また、地質学的データでも、北側の丹那断層と、南側の浮橋・大野・門野断層とは、走向が異なっている  $\blacktriangleright L_1 = 10 \text{ km}$ ,  $\theta_1 = N 180^\circ \text{ E}$ ,  $L_2 = 12 \text{ km}$ ,  $\theta_2 = N 153^\circ \text{ W}$ ,  $N_1, E_1 = 35.05^\circ \text{ N}, E_2 = 139.02^\circ \text{ E}$ 。断層の幅について H. Chinnery (1961) による値を採用した  $\blacktriangleright W_1 = W_2 = 12 \text{ km}$ 。

これらのパラメーターを用いて理論的な水平変動量を計算してみると、観測された三角測量結果とよく調和するとしている。また、P 波初動による発震機構解は南北方向の左横ずれ垂直断層を示すので、破壊は北側の断層面から開始されたのであろうと推測している。

地盤モーメントおよび応力降下量は、破壊は北側の断層面から開始されたのであろうと推測している。  
地盤モーメントおよび応力降下量は、 $\mu = 3.4 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  として、 $M_0 = \mu ULW$  および  $\Delta\sigma = 2/\pi \cdot \mu U/W$  (地表断層) により計算している  $\blacktriangleright M_0 = 2.7 \times 10^{25} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$  (全体),  $\Delta\sigma = 54 \text{ bar}$ 。

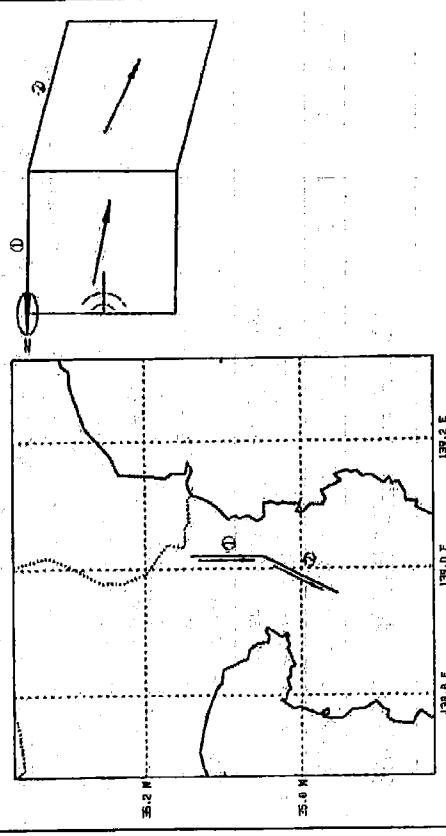
## ・断層パラメターリスト

N (° N)	E (° E)	$d$ (km)	$\theta$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
① 35.14*	139.02*	0	180	90	348*	10	12	300
② 35.05	139.02	0	207	90	348*	12	12	300

\*  $(N_2, E_2)$  の 10 km 北として算出。

\*\* 発震機構解の補助面の向きを用いて算出。南側断層も同じ値と仮定。

## ・平 面 図



## 1930/11/26 北伊豆地震 [モデル5]

震源要素：昭和5/11/26 (04:02) 35.08° N, 139.05° E, H=0 km, M=7.3

出典：藤井(1978), 地震学会誌, 24, 50-51.

## ・断層パラメーター決定手順

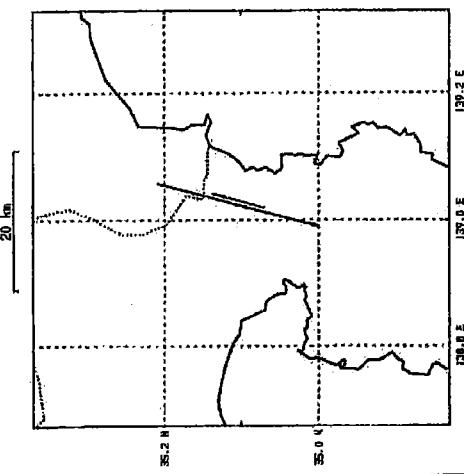
三角測量により見出された、この地震にともなう地殻水平変動データを説明するよ  
うに、断層モデルを定めた▼下表。得られたモデルは Chinnery (1961) の与えたパラメーターと結局同じであると述べ  
ているが、食い違い量はわずかに異なる。

## ・静的断層パラメタリスト

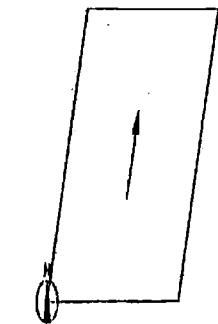
N(° N)	E(° E)	d(km)	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	L(km)	W(km)	U(cm)
35.00*	138.99*	0	15	90	0	24	12	360

\*論文中のFig. 1より推定。

## ・平面図



## ・見取り図



## 1930/11/26 北伊豆地震 [モデル6]

震源要素：昭和5/11/26 (04:02) 35.08° N, 139.05° E, H=0 km, M=7.3

出典：長谷川(1986), 東京大学修士論文。

## ・断層パラメーター決定手順

断層面の幾何学的形状や物理量の空間的变化を見るため、姫ノ湯断層を1枚①、丹那断層系を5枚②～⑥の小断層で近似して、モデル化を行なった。  
①これまでに得られた地震学的・地質学的知見を基に推定されるパラメーター値に近い  
②接する小断層が上端で連結しているという条件、③各パラメーター値について  
は空間的に滑らかに変化するという条件(ただし、姫ノ湯断層に等しいといいう条件の  
つかわりに、走向が地表断層の調査等により得られた走向に等しいといいう条件)、の三  
つを先見的情報として、断層パラメーター間に弱い束縛を作り、Sato (1973) による  
29個の水平変動データ、および Tsuboi (1931) による97個の上下変動データを入  
力とし、6枚の断層面の断層パラメーターを未知数とする非線形インバージョン解析を  
行ない、最適モデルを得た▼下表、断層総延長：36.1 km。

地震モーメントおよび応力降下量は、 $\mu = 3.27 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  として、 $M_0 = \mu U W$  および  $\Delta\sigma = 4/\pi \cdot \mu U/W$  により計算している▶  $M_0 = 3.2 \times 10^{16} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$   
(全体)、 $\Delta\sigma = 147 \text{ bar}$  (断層面積による加重平均)。

なお、全体的特徴として、食い違い量が断層の端へ行くほど小さくなること、応力  
降下量が震源付近で最大値をとること、をあげている。

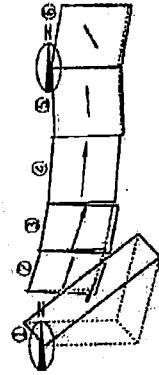
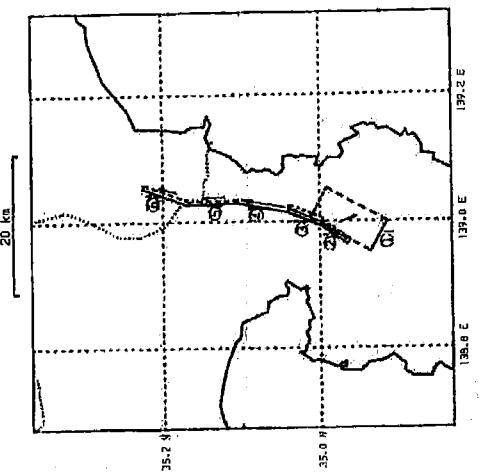
## ・静的断層パラメタリスト

N(° N)	E(° E)	$d(\text{km})$	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$L(\text{km})$	$W(\text{km})$	$U(\text{cm})$	$\Delta\sigma(\text{bar})$
① 34.913*	139.000*	0	44.42	299.41	48.42	129.42	4.87*	14.8**	240.42
② 34.963*	138.964*	0.3942	34.41	84.42	359.42	4.93**	7.77*	295.42	68.42
③ 35.000*	138.994*	0.3342	22.41	82.42	352.42	5.14**	7.88*	415.42	222.42
④ 35.043*	139.015*	0.3142	11.41	90.42	359.42	6.91**	7.99*	450.42	237.42
⑤ 35.104*	139.030*	0.3942	358.41	87.42	2.42	7.11**	8.0**	230.42	130.42
⑥ 35.168*	139.027*	0.2942	21.41	86.42	39.42	6.78**	8.0**	250.42	130.42

\*論文中の図8より読み取り、計算。

\*\*論文中の図9より読み取り。

・見取図  
平 面 図



1931/3/9 八戸沖地震

震源要素：昭和6/3/9 (12:48) 41.2° N, 142.5° E, H=0 km, M=7.6

出 典：相田 (1977), BERI, 52, 71-101.

・断層パラメーター決定手順

Ichikawa (1971) によるこの地域での平均的発震機構解に基づいて、断層面を定めた ▶  $\theta = N 168^\circ$  W,  $\delta = 20^\circ$ ,  $\lambda = 90^\circ$ 。

次に、本震の震央位置や余震分布を参考として、断層の位置および大きさを定めた  
▶  $L = 100$  km,  $W = 30$  km。

教値実験による津波計算波形を、観測された八戸の検潮記録と比較することにより、断層の深さおよび食い違い量を求めた ▶  $d = 50$  km,  $U = 0.74$  m。

地震モーメントおよび応力降下量は、 $\mu = 4.5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>として、 $M_0 = \mu U L W$  および  $\log M_0 = 1.5 \log S - \log \Delta\sigma + \log(3\pi/8 \cdot \sqrt{W/L})$  すなわち、 $\Delta\sigma = 8/3 \pi \cdot \mu U / W$  により計算している ▶  $M_0 = 1 \times 10^{27}$  dyne · cm,  $\Delta\sigma = 9$  bar\*1。

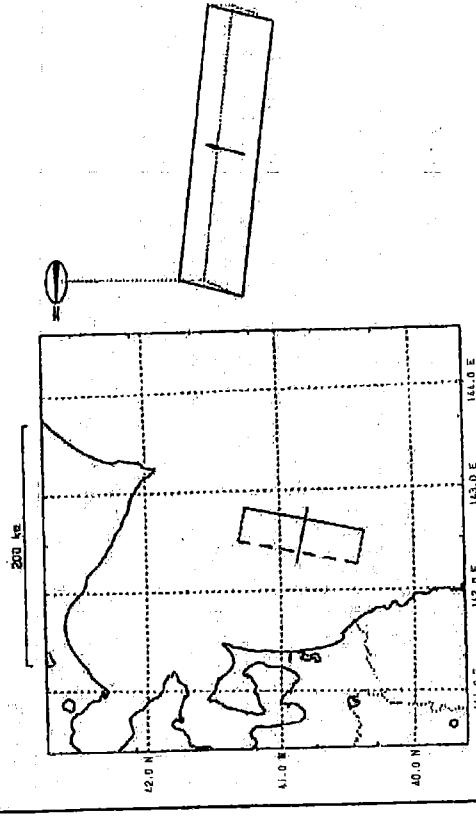
・静的断層パラメタリスト

N (° N)	E (° E)	$d$ (km)	$\theta$ (°)	$\lambda$ (°)	$L$ (km)	$W$ (km)	$U$ (cm)
41.25*2	142.83*2	50	192	20	90	100	30

\*1 論文中では Fig. 17 上のプロットのみ。

\*2 論文中の Fig. 15 より読み取り。

・見取図  
平 面 図



## 1940/8/2 稚丹半島沖地震 [モデル2]

震源要素：昭和15/8/2 (00:08) 44.25° N, 139.47° E, H=10 km, M=7.5

出典：Satake (1986), PEPI, 43, 137-147.

## ・断層パラメーター決定手順

Ichikawa (1971)によるこの地震の震源機構解を採用し、下記の津波数値実験結果から断層面を選択した。 $\theta = N 13^{\circ} W$ ,  $\delta = 40^{\circ}$ ,  $\lambda = 90^{\circ}$ 。

この地震による津波記録を見直すと、岩内の調査時は5分ほど遅いと見られ、Hatori (1969) の津波記録は大きく見落され過ぎていると判断した。一方、札幌におけるS-P時間の分布から推定された余震域の広がりよりも、他の地震におけるデータとの比較統計的結果、やはり大きく見落され過ぎていると推察した。

そこで、Fukao & Furumoto (1975) のモデルの他に、その食い違いだけを0.6倍にしたモデルと、断層長を100 kmに短くし比例的に断層の幅を狭くしたモデルについて、断層面が東下りの場合は各々を仮定し、計5種の断層モデルについて津波数値実験を行なった。その結果を5カ所の震源所における津波記録と比較することにより、最適の断層モデルを選択した。 $\blacktriangleright L = 100 \text{ km}$ ,  $W = 35 \text{ km}$ ,  $U = 1.5 \text{ m}$ 。断層面の向きについては、各地ににおける检测記録の初動の様子から、東へ傾く断層面を選択するが、その差はあるまいとしている。

地震モーメントおよび応力降下量は、 $\mu = 4.5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ として、 $M_0 = \mu U L W$  および  $\Delta \sigma = 16/3 \pi \cdot \mu U / W$  により計算している。 $\blacktriangleright M_0 = 2.4 \times 10^{32} \text{ dyne-cm}$ ,  $\Delta \sigma = 33 \text{ bar}$ 。

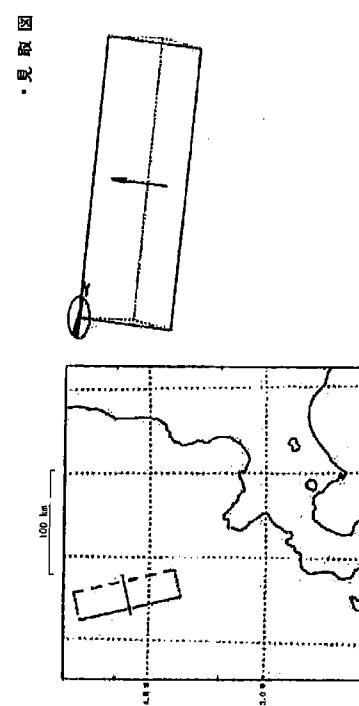
この地震モーメントの値は、Fukao & Furumoto (1975) が表面波 (約 100 sec) から地盤学的に求めた  $2.1 \times 10^{32} \text{ dyne-cm}$  と大差がない。この差を、震源時間での有効長断層による周期Tの地震波に対する効果  $\sin(\pi x/T) / (\pi x/T)$  によるものと考えれば、震源時間では約 30 秒と見落されるので、この地震はいわゆる「津波地震」とは考えられないとしている。

## ・静的断層パラメータリスト

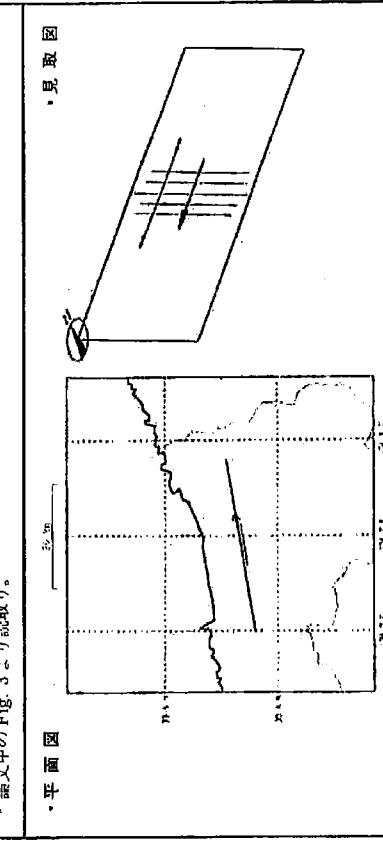
$N(^{\circ}) N$	$E(^{\circ}) E$	$d(\text{km})$	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$L(\text{km})$	$W(\text{km})$	$U(\text{cm})$
43.73*	139.53*	—	347	40	90	100	35	150

\* 論文中の Fig. 3 より読取り。

## ・平面図



## ・見取図



## 1943/9/10 黒取地震 [モデル1]

震源要素：昭和18/9/10 (17:36) 35.52° N, 134.08° E, H=0 km, M=7.2

出典：Kanamori (1972b), PEPI, 5, 426-434.

## ・断層パラメーター決定手順

P波初動による発震機構解は垂直横ずれ断層を示し、その1節面は地表に現われた断層の走向にほぼ一致する。また、本震後約1カ月間の余震は、ほぼ東西に40 kmほどの長さで分布し、その深さは13 km程度に分布していることから、断層面を推定した。 $\blacktriangleright d=0 \text{ km}$ ,  $\theta=N(70-80)^{\circ} E$ ,  $\delta=90^{\circ}$ ,  $\lambda=180^{\circ}$ 。

一方、三角測量の結果より得られた、断層からの距離に対する断層に平行な水平変動量の分布を、Knopoff (1958) の理論曲線と比較することにより、断層の幅と食い違い震を推定した。 $\blacktriangleright L=(30-40) \text{ km}$ ,  $W=(8-13) \text{ km}$ ,  $U=2.5 \text{ m}$ 。次に、動的パラメーターを推定した。無限媒質中に置かれた長さ  $L$ , 幅  $2W$  の断層による理論地震記象を Haskell の方法により計算し、阿武山で観測された地震記象と比較した。まず  $L=33 \text{ km}$ ,  $\theta=N 80^{\circ} E$  に固定し、断層面の幅 ( $8 \text{ km}$  または  $13 \text{ km}$ )、破壊伝播モード (東から西への伝播または中央より両側への伝播)、および破壊速度の組合せをいろいろに変えて、理論波形と観測波形との最もよい一致を求めた。その際の振幅比較より、 $W=13 \text{ km}$ なら  $U=2.5 \text{ m}$ ,  $W=8 \text{ km}$ なら  $U=4 \text{ m}$  が最適値となつた。 $\blacktriangleright L=33 \text{ km}$ ,  $W=13 \text{ km}$ ,  $\theta=N 80^{\circ} E$ ,  $V_{up}=2(2-3) \text{ km/s}$ ,  $\theta_{up}=0^{\circ}$  &  $180^{\circ}$  (bilateral)。ここで  $V_{up}=2.3 \text{ km/s}$ ,  $U=2.5 \text{ m}$  と固定し、地震波形の立ち上がり部分を比較することにより、震源開数の立ち上がり時間を探定した。 $\blacktriangleright V_{up}=2.3 \text{ km/s}$ ,  $\tau=3 \text{ sec}$ 。これらの値を用いると、断層面の食い違い速度  $U/\tau$  は  $84 \text{ cm/s}$ 、すべり速度は  $42 \text{ cm/s}$  と見積られる。

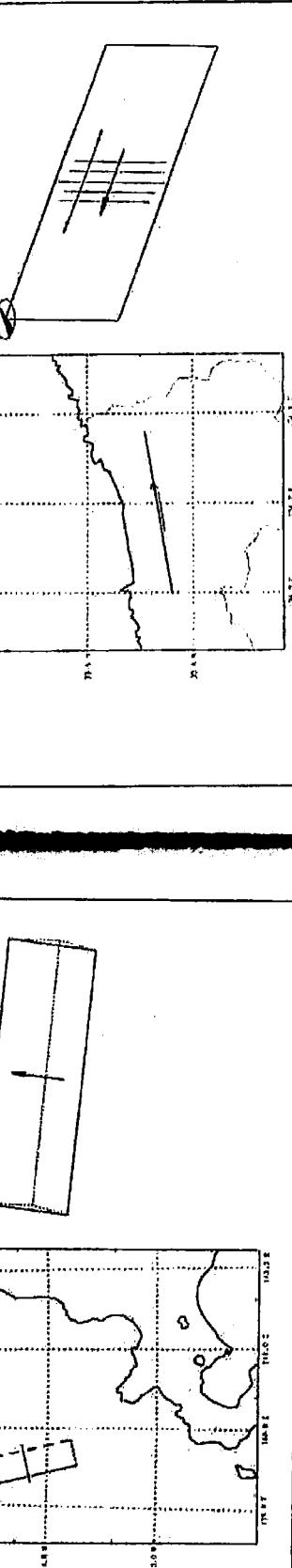
地震モーメントおよび応力降下量は、 $\mu=3.4 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  として、 $M_0=\mu U L W$  および  $\Delta \sigma=4/\pi \cdot \mu U / W$  により計算している。 $\blacktriangleright M_0=3.6 \times 10^{32} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$ ,  $\Delta \sigma=83 \text{ bar}$ 。また、以上の結果を用いて、幾つかの理論式に基づき、有効応力の算定を行なつた。 $\blacktriangleright G_{eff}=(30-10) \text{ bar}$ 。この値は応力降下量とはほぼ同じであり、この地震で有効応力がほぼ完全に解放されたことを示していると述べている。

## ・静的断層パラメータリスト

$N(^{\circ}) N$	$E(^{\circ}) E$	$d(\text{km})$	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$L(\text{km})$	$W(\text{km})$	$U(\text{cm})$
35.44*	134.00*	0	80	90	180	33	13	250

\* 論文中の Fig. 3 より読取り。

## ・平面図



## ・見取図

## 1943/9/10 鳥取地震 [モデル2]

震源要素：昭和18/9/10 (17:36) 35.52° N, 134.08° E, H=0 km, M=7.2

出 典：Sato (1973), BGSI, 19, 89-130.

## ・断層パラメター決定手順

この地震は震中に発生したため、三角測量の改測は地震後10年を経過した。1953-1956年に実施されているが、その結果の縮尺は再解析を行なった。

この地震で地表に現われた鹿野断層と吉岡断層はそれぞれ8 kmと4 kmの長さしかないが、水平変動の分布から推定される垂直右横ずれ断層はもっと大きなものであり、また、その両端は走向を逆S字型に変えていると推測した。▶ d=0 km, L=34 km, δ=90°, λ=180°。

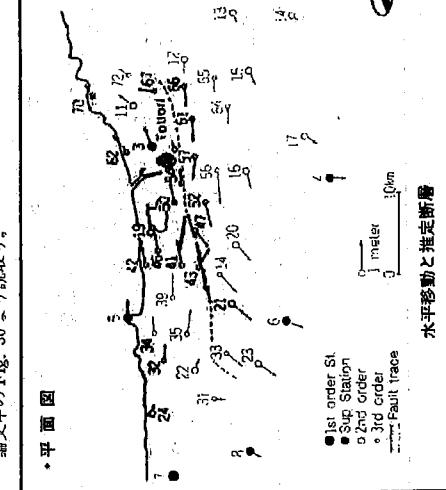
Chinnery (1961) の式により、断層からの距離と断層に平行な水平変動量との関係を理論計算し、観測された分布と比較することによって、断層の幅と食い違い量を推定した。▶ W=10 km, U=1.8 m。  
 $\mu = 3 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  として、断層中点における応力降下量を Chinnery (1961) の式  $\Delta\sigma = \mu U / (2\pi a) \cdot [(3\sigma + 4W)^2 - 3(a/l - 2/l)W] / (a + W)$ ,  $a = \sqrt{l^2 + W^2}$ ,  $l=L/2$  により計算し、さらに垂降下量を  $\Delta\epsilon = \Delta\sigma/\mu$  により見積った。▶  $\Delta\sigma = 25 \text{ bar}$ ,  $\Delta\epsilon = 8 \times 10^{-5}$ ,  $15 \text{ km}$ とした場合には、 $\Delta\sigma = 25 \text{ bar}$ ,  $\Delta\epsilon = 8 \times 10^{-5}$ になると算定している。

## ・静的断層パラメタリスト

N(°N)	E(°E)	d(km)	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	L(km)	W(km)	U(cm)
① 35.445*	134.015*	0.53**	249*	86**	3.68**	10.6**	225**	88**
② 35.453*	134.065*	0.48**	259*	88**	175**	4.61*	10.3**	235**
③ 35.464*	134.105*	0.43**	251*	90**	170**	3.82**	10.2**	102**
④ 35.474*	134.137*	0.38**	238*	91**	175**	3.53**	10.2**	265**
⑤ 35.474*	134.173*	0.36**	270*	91**	178**	3.26**	10.1**	275**
⑥ 35.483*	134.223*	0.37**	258*	89**	180**	4.63**	10.2**	275**
⑦ 35.484*	134.258*	0.40**	268*	84**	180**	3.16**	10.4**	275**
⑧ 35.507*	134.296*	0.47**	233*	77**	175**	4.28**	10.7**	265**
⑨ 35.512*	134.322*	0.55**	257*	69**	180**	2.41**	11.1**	250**

\*論文中の Fig. 30 より読み取った。

\*平面図



2•

\* 論文中の図12より読み取り、計算。

\*\* 論文中の図13より読み取った。

## 1943/9/10 鳥取地震 [モデル3]

震源要素：昭和18/9/10 (17:36) 35.52° N, 134.08° E, H=0 km, M=7.2

出 典：長谷川 (1986), 東京大学修士論文。

## ・断層パラメター決定手順

断層面の幾何学的な形状や物理量の空間的变化を見るため、全体を9枚の小断層で近似して、モデリ化を行なった。

(1)これまでに得られた地震学的・地質学的情見を基に推定されるパラメター値に近い、(2)隣接する小断層が上端で連結している、(3)各パラメター間に弱い束縛を作り、変化する、の三条件を先見の情報として、断層パラメター間に弱い束縛を作り、Sato (1973)による42個の水平変動データ、および陸軍陸地測量部 (1944)による113個の上下変動データを入力とし、9枚の断層面の断層パラメターを未知数とする非線形インバージョン解析を行ない、最適モデルを得た。▶ 下表、断層総延長：35.4 km。

地震モーメントおよび応力降下量は、 $\mu = 3.27 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  として、 $M_0 = \mu U L W$  および  $\Delta\sigma = 4/\pi \cdot \mu U / W$  により計算している。▶  $M_0 = 3.1 \times 10^{26} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$  (全体),  $\Delta\sigma = 103 \text{ bar}$  (断層面積による加重平均)。

なお、全体系特徴として、食い違い量が断層の端へ行くほど小さくなること、応力降下量が震源附近で最大値をとること、をあげている。

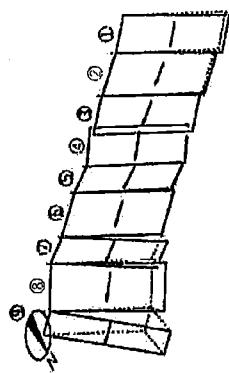
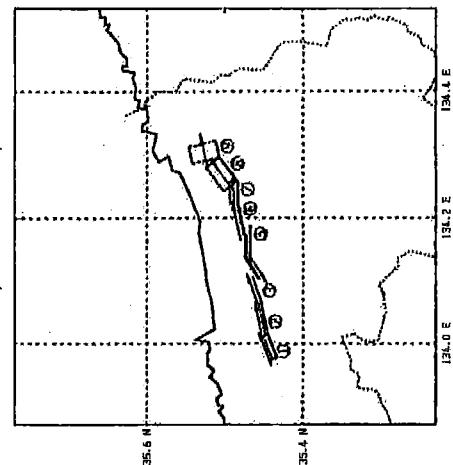
## ・静的断層パラメタリスト

N(°N)	E(°E)	d(km)	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	L(km)	W(km)	U(cm)
① 35.445*	134.015*	0.53**	249*	86**	3.68**	10.6**	225**	88**
② 35.453*	134.065*	0.48**	259*	88**	175**	4.61*	10.3**	235**
③ 35.464*	134.105*	0.43**	251*	90**	170**	3.82**	10.2**	102**
④ 35.474*	134.137*	0.38**	238*	91**	175**	3.53**	10.2**	265**
⑤ 35.474*	134.173*	0.36**	270*	91**	178**	3.26**	10.1**	275**
⑥ 35.483*	134.223*	0.37**	258*	89**	180**	4.63**	10.2**	275**
⑦ 35.484*	134.258*	0.40**	268*	84**	180**	3.16**	10.4**	275**
⑧ 35.507*	134.296*	0.47**	233*	77**	175**	4.28**	10.7**	265**
⑨ 35.512*	134.322*	0.55**	257*	69**	180**	2.41**	11.1**	250**

\* 論文中の図12より読み取り、計算。

\*\* 論文中の図13より読み取った。

## ・見取図



## 1944/12/7 東南海地震 [モデル1]

震源要素：昭和 19/12/7 (13:35) 33.80° N, 136.62° E, H=30 km, M=7.9

出典：Kanamori (1972a), PEPI, 5, 129-139.

## ・断層パラメーター決定手順

ISS と中央気象台のデータを用いて、震源の再決定を行なった► X=33.70° N, Y=136.05° E, Z=30 km。また、世界の 8 箇測点で、表面波 (周期約 20 sec) の振幅からマグニチュードを算出した► M=8.16 (平均値)。

震源の深さを 33 km に仮定して、P 波初動と S 波偏角による発震機構解を求める。

余震分布を参考に断層面を決定した► φ=N 306° E, δ=10°, λ=90°。

この地震による周期約 100 秒の表面波の振幅は、1923 年関東地震の時とほぼ同程度であり、1968 年十勝沖地震や 1933 年三陸冲地震の時よりも小さかったことを参考として、地震モーメントの概略値を推定した► Mo=1.5×10<sup>28</sup> dyne · cm。断層面の大さきおよび位置は、本震後 1 日の余震分布から定めた► L=120 km, W=80 km。

平均食い違い量、応力降下量および歪降下量は、 $\mu = 3.7 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup> として、 $U = Mo/(\mu L W)$ ,  $\Delta\sigma = 16/3 \pi \cdot \mu U/W$  より計算している►  $U=3.1$  m,  $\Delta\sigma=33$  bar,  $\Delta\varepsilon=6 \times 10^{-5}$ 。

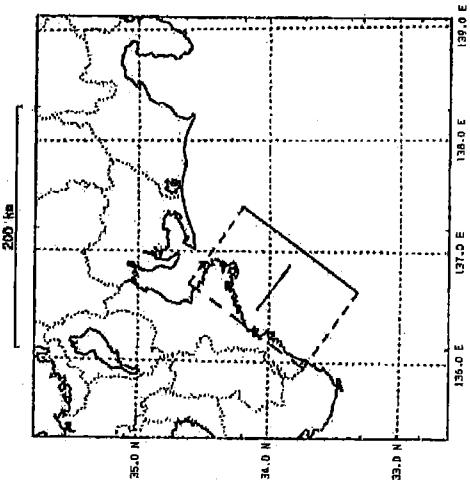
また、断層面上の応力がすべて解放されたと仮定して、静的食い違い理論により、歪エネルギー解放量を算定した►  $\Delta E_{\text{str}}=5 \times 10^{28}$  erg。

## ・静的断層パラメータリスト。

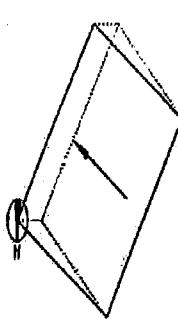
N(°N)	E(°E)	d(km)	θ(°)	δ(°)	λ(°)	L(km)	W(km)	U(cm)
34.2*	137.4*	--	216	10	90	120	80	310

\* 論文中の Fig. 4 より推定。

## ・平面図



## ・見取図



## 1983/5/26 日本海中部地震 [モデル10]

**震源要素**: 昭和58/5/26 (11:59) 40.35°N, 139.08°E,  $H=14$  km,  $M=7.7$

**出典**: 小菅ほか (1986), 测地学会誌, 32, 290-302.

**断層パラメター決定手順**

弘前大学による余震の震央分布およびSato (1985)による断層破壊過程モデル (モデル9)を基に、断層面を北部・中央部・南部の三つに分け、中央部と南部については断層面の走向・幅・傾斜角を同じと仮定した。Sato et al. (1986)が傾斜面速度構造モデルで得た精密な余震の深さ分布を考慮して、断層面傾斜角は20°と25°の二つの場合を考え、また、これまでの研究で実体波および表面波から求められた各地震モーメント値に対応した食い違い量を与えることにより数種の断層モデルを設定し、Mansinha & Smalley (1971)の式による理論地盤変動の計算、および相田の方法による津波波高実験を行なった。

久六島の写真撮影より見抜られた同島の約30 cmの沈降、国土土地理院の水準測量結果による男鹿や深浦での3~4 cmの沈降、および日本海沿岸の各検潮所で得られた津波波形記録を用いて、これら複数データーに最もよく合うモデルを求めた。この最も良いモデルは、表面波から得られた地震モーメント値に対応する食い違い量を与えたものであって、その地震モーメントは、 $\mu = 3.5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>として、 $M_0 = \mu ULW$ から計算される。 $\blacktriangleright M_0 = 6.5 \times 10^{11}$  dyne · cm (全休)。

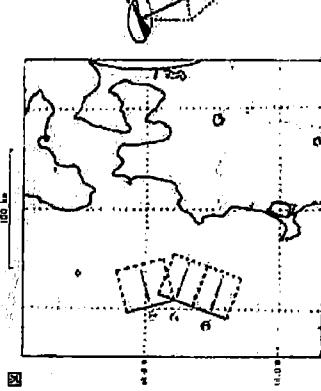
このモデルによる津波波形の計算結果は全体として相田 (1984)のモデルによるものと大差ないが、本モデルでは、余震分布に調和する低角の断層面傾斜角をとっている点が相田 (1984)と異なるとしている。なお、この地震を1枚の断層面で近似してその走向・傾斜をいろいろと変え、各地の伸縮計で記録された歪ステップ値とその理論値との差の二乗平均を計算してみると、走向 N 0°E・傾斜角 10°の場合に最小となるので、このことからも断層面は低角であったことが窺けられるとしている。

**断層パラメタリスト**

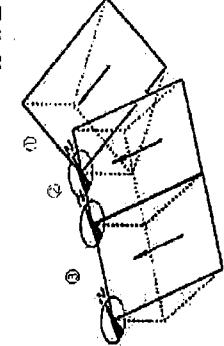
$N(^{\circ}N)$	$E(^{\circ}E)$	$d(km)$	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$L(km)$	$W(km)$	$U(cm)$
① 40.79*	139.09*	--	34.5*	25	90*	40	40	400
② 40.65*	139.03*	--	20*	25	90*	30	40	500
③ 40.39*	138.91*	--	20*	25	90*	30	40	500

\*1 論文中の Fig. 6B より採取り。  
\*2 基準。

**平面図**



**見取図**



## 1983/5/26 日本海中部地震 [モデル11]

震源要素	昭和58/5/26 (11:59) 40.35°N, 139.08°E, $H=14$ km, $M=7.7$
出典	Fukuyama & Irikura (1986), BSSA, 76, 1623-1640.

**断層パラメター決定手順**

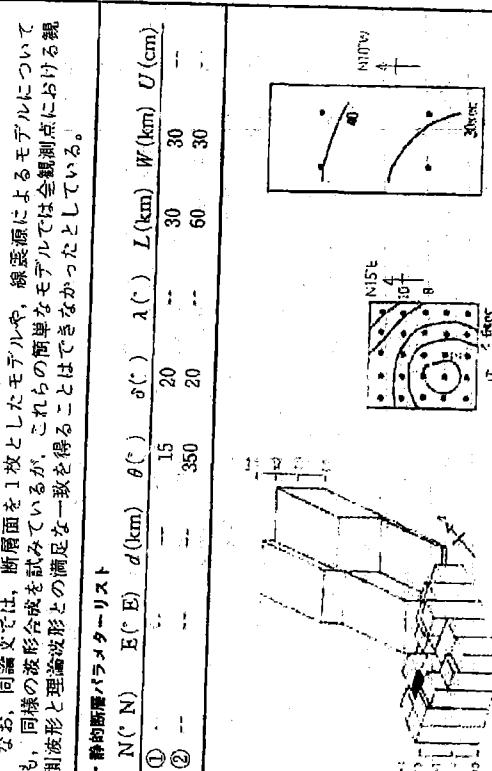
この地震についてこれまでになされた研究を基に、2枚の断層面よりなるモデルを設定し、その大きさと向きを定めた。 $\blacktriangleright L_x = 30$  km,  $W_x = 60$  km,  $V_x = W_x = 30$  km,  $\theta_x = N 15^{\circ} E$ ,  $\delta_x = \theta_x = 20^{\circ}$ 。全次の地盤モーメントは Dziewonski et al. (1983) の結果より、その 1/3 は南側断層で、2/3 は北側断層で解放され、木曾南側の余震 (M 6.1) と北側の余震 (M 6.1) による地震波形を経験的グリーン関数に用いて本震の波形を合算し、式を用いて、また、Mari & Shimazaki (1983) の結果より見つけた地盤モーメント比から木曾と小糸の地盤のケーブル比率を定め、南側の断層面は  $5 \times 5$  に分割して合成を行なった。Mori & Shimazaki (1983) 等の結果から、北側断層の破壊は初期断層より 25 km 遅れて開始されたと仮定し、終盤は、南側断層では  $3.0$  km/s で同心円状の伝播をしたと仮定した。なお、本震の震源断層の立ち上がり時間は 4 秒に固定した。 $\blacktriangleright$   $\tau_{\text{立ち上}} = 4$  sec,  $V_{\text{震源}} = 2.5$  km/s,  $V_{\text{終盤}} = 2.0$  km/s, 次に、ここで与られた断層モデルを初期モデルとし、谷小糸のモードント値と破壊開始時刻を未知数とせず、ベイスの方法に基づく波形の非線形インバージョン解析を行なってこれら2断層の分布を求める。さらに、 $3.5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>として、モードント値分布を食い違い量分布に較換した。その後、良い良い量は主断層の北端と南端で大きく、中間の折れ曲り部では小さいことが判明した。 $\blacktriangleright$  下図。

なお、向論文では、断層面を一枚としたモデルや、線源源によるモデルについても、同様の波形合成を試みているが、これらの簡単なモデルでは全観測点における観測波形と理論波形との満足度はできなかつたとしている。

**静的断層パラメタリスト**

$N(^{\circ}N)$	$E(^{\circ}E)$	$d(km)$	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$L(km)$	$W(km)$	$U(cm)$
①	-	-	-	-	-	15	20	-
②	-	-	-	350	20	-	60	30
③	-	-	-	-	-	-	-	-

**断層伝播の様子**



せいせい伝播の様子  
食い違い量の分布

- 武尾実・阿部勝征・辻秀昭 (1979) : 1953年7月11日静岡地震の発生機構, 地震, 2, 32, 423-424.
- 武尾実・笠原稔・阿部勝征 (1983) : 1982年3月21日浦河沖地震の発生機構, 1982年3月21日浦河沖地震調査報告, 1-11.
- Takeo, M. and N. Mikami (1987): Inversion of strong motion seismograms for the source process of the Naganoken-Siebu earthquake of 1984. Tectonophysics, 144, 271-285.
- 武尾実・閔田康雄 (1988) : 1987年房総半島沖地震の震源過程, 地震学会講演予稿集, No. 1, 18.
- 田中和夫・佐藤義夫・小菅正裕・佐藤裕 (1984) : 日本海中部地震の特性, 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, 39-45.
- 辻秀昭 (1984) : 地震の発生様式, 奈良県高槻型化学会会報, 23, 38-46.
- Walsh, J. (1969): Dip angle of faults as calculated from surface deformation. J. Geophys. Res., 74, 2070-2080.
- 矢吹哲一郎・松浦元宏 (1988) : ABICを用いた断層面上のたき分布の推定-1946年南海道地震への応用-, 地震学会講演予稿集, No. 1, 17.
- 山田尚幸 (1983) : 体積歪計で観測された1987年12月17日千葉県東方沖の地震, 地震学年譲稿予稿集, No. 1, 66.
- 山科健一郎・多田亮 (1985) : 1984年長野県西部地震の断層モデル-三角点測量データの解析-, 東京大学地震研究所彙報, 60, 221-230.
- 吉岡直人 (1974) : 地震の発生機構と地殻変動及び津波, 東京大学地震学系研究科地球物理学専門過程修士論文.
- Yoshioka, N. and K. Abe (1976): Focal mechanism of the Iwate-Oki earthquake of June 12, 1968. J. Phys. Earth, 24, 251-262.

日本の地震断層パラメーター・ハンドブック  
1989年3月25日 発行◎

## &lt;編著者&gt;

佐藤良輔 (さとう りょうすけ)

昭和25年4月 東京大学理学部地球物理学科(日制)入学  
昭和28年3月 同  
昭和28年4月 同 大学院(17制)入学  
昭和33年3月 同  
昭和33年4月 東京大学理学部助手修了

昭和35年4月 理学博士(東京大学)

昭和38年9月 フルアライド交換研究員として米国コロンビア大学ラモント地質研究所で研究(2年間滞在)  
昭和41年4月 東京大学理学部助教授  
昭和42年4月 アリバティッシュ・カウンシルの招聘で英国ケンブリッジ大学で研究(半年間滞在)

昭和55年4月 東京大学教授

## &lt;執筆者&gt;

阿部勝征 (東京大学地震研究所助教授, 理博)

岡田義光 (科学技術省立防災科学技術センター第二研究部地震予知統括主任研究官, 理博)

島崎邦彦 (東京大学地震研究所助教授, 理博)

鈴木保典 (東京大学理学部地球物理学教員助手)

編著者 佐藤 良輔  
著者 阿岡 伸也  
著者 伊藤 光彦  
著者 岩崎 彦典  
著者 河相 金次郎

発行所 東京出版社  
六丁目5番13号 Tel(032)2251 手数料6-180863

方法の如何を問はず、全額もしくは一部の賠償、金銭を請求せんことを禁す。  
著丁・乱丁はお取扱いいたしません、  
ISBN 4-306-03232-9 C3052

岡本印刷・富士製本

Printed in Japan