

地震活動と地質構造(2)

—余震分布の非対称性—

吉田明夫¹⁾・佐藤興平²⁾

1. はじめに

地震活動と地質構造とに関した話題ということ
で、第1回目に花崗岩分布域と無地震域との対応について紹介した(地質ニュース, no. 468)。今回は、内陸(沿岸域を含む)の地震の余震活動の空間分布にほぼ共通して見られる特徴について紹介し、地質構造やテクトニクスとの関連性を考えてみたい。

火山の爆発等に関係した少数の例外を除いて、地震が断層運動と同等であることは、観測的にも理論的にもいまや確立された事実といってよいだろう。その震源断層は、メカニズム解などに代表されるように、しばしば1枚の面で表されるが、実際の断層運動はすべり量や応力降下量、更には面の走向やすべり方向までも場所によって複雑に変わる極めて不規則な破壊現象であると推定される。最近は大帯域・広ダイナミックレンジの地震波観測と解析手法の高度化とによって、複雑な断層破壊過程の詳細についてもかなりな程度議論できるようになった。そうした解析によってわかってきたことの一つに、余震は断層面(いま述べたように必ずしも1枚の面ではない)上でのすべり量(地震モーメント解放量)の小さなところで多く発生するらしいということがある。このことから、余震とは断層運動のすべり残し部分が時間遅れで破壊したものであるという考えが、現在なんとなしに一般の通説となっているように思われる。ほんとうに余震とはそういうものだろうか、あるいはそれだけだろうかというのがこの小論の主題である。特にここで興味深い事実として指摘したいのは、余震が断層面に対して非対称的に分布する傾向の認められることで、本小論で紹介する

ように、多くの場合、余震活動は断層面に対して一方の側が他方に比べて格段に活発という特徴を示す。

次節では、日本の内陸に近年発生した規模の大きな被害地震について、余震活動の空間分布と断層面との位置関係の実際例を見てみる。ここで年代順にとりあげた地震はすべてストライクスリップ型で、断層面も1,2を除いてはほぼ鉛直と考えられるものばかりである。従って、例えば面が傾いていることによって、地表における断層線が見かけ上余震域の一边を割するという可能性は考えなくてよい。内陸では1945年三河地震や1962年宮城県北部地震のように逆断層的なタイプの地震も起きているが、そのような地震では上盤側と下盤側とで境界条件が対称でないので、余震分布が断層の両側で非対称的に分布したとしても理解できないことはない。例えば、プレート境界のスラスト地震では上盤側で被害が大きく、余震も上盤で多く発生すると見られているが、これは地震時に上盤側がはねかえるためということで一応の説明をつけることができる。しかし、ストライクスリップ型の地震に対しては、断層両側は境界条件も含めて力学的に同等なはずだから、同様な説明を適用することはできない。

横ずれ断層の地震に伴う余震の空間分布の非対称性の原因として最初に思い浮かぶのは、断層両側における地質構造の違いが関係しているのではないかということであろう。もし、断層の両側で岩質や地殻構造が異なっていたとすると、より細かく砕けやすい弱い側で多くの小破壊が生じるということは十分考えられるからである。その意味で、断層付近の地質が重要な鍵を握ると見られるので、それぞれの

1) 気象研究所：〒305 茨城県つくば市長峰1-1

2) 地質調査所：〒305 茨城県つくば市1-1-3

キーワード：余震分布, 非対称性, 地質構造, 断層面, 断層運動, 応力蓄積過程

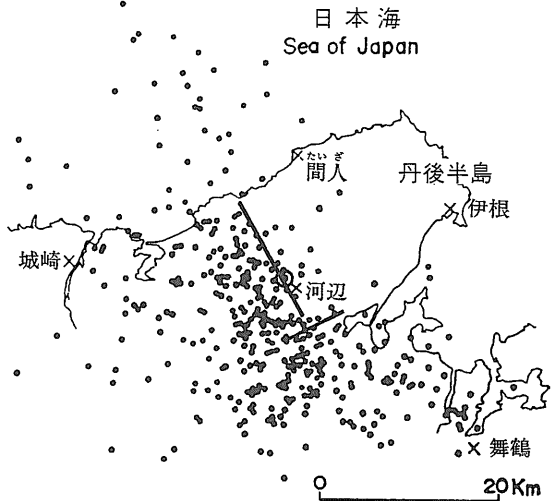
例について、まず周辺の地質構造との対応について検討してみることにする。実は結果を先にいってしまうと、余震が断層面に対して偏って分布することを、地質の違いにのみ帰することは難しい(それが関係していると考えられるものもあるのも事実だが)。それではこの他にどのような可能性が考えられるだろうか。最終節ではこれについて若干の考察を行う。

2. 余震の空間分布と断層面

2.1 1927年北丹後地震

第1図は1927年北丹後地震(M7.3)の余震分布である(那須, 1929)。図中の太い実線はこの時に活動した郷村、山田の両断層で、余震は明らかにこの二つの断層の西および南側で活発だったことがわかる。このことに早くに注目した松澤(1950)は、地殻の不均一構造を考えれば、断層の片方の側が破壊の大部分を受けもってしまっ、余震もそちらで多く発生するのであろうと想像されると述べている。この地震の余震分布に関しては、更に山川(1965)が興味深い事実を指摘した。それは、地震時の地殻変動の上昇域に余震が多く発生しているということである。実際、北丹後地震では郷村断層の西側の地塊が東側の地塊に対してのし上げるように動いたことが地変調査や水準測量の結果知られている(Tsuboi, 1930; Yamasaki and Tada, 1930)。しかし、山田断層については北側が相対的に隆起したことが観測されており(同上)、山川(1965)の指摘とは必ずしも合わないようである。地表で観察された地震時の変動は断層のトレンチ調査でも確かめられ(地質調査所, 1986)、また、その累積した変位は断層両側の地形にも現れていることが調べられている(植村, 1985)。一方、水準、三角測量のデータ解析によって求められた地震のメカニズム解の多くは、鉛直な面を断層面にとっている(Chinnery, 1964; Kanamori, 1973; Sato, 1973; Matsu'ura, 1977)。

ところで、丹後半島とその周辺には後期白亜期—古第三紀の花崗岩類が広く露出し、これを覆う中新世の火山岩・堆積岩類も分布する。トレンチ調査では断層ガウジの内容物から、断層が花崗岩とそれに貫入した安山岩との境界部にあると推定される箇所



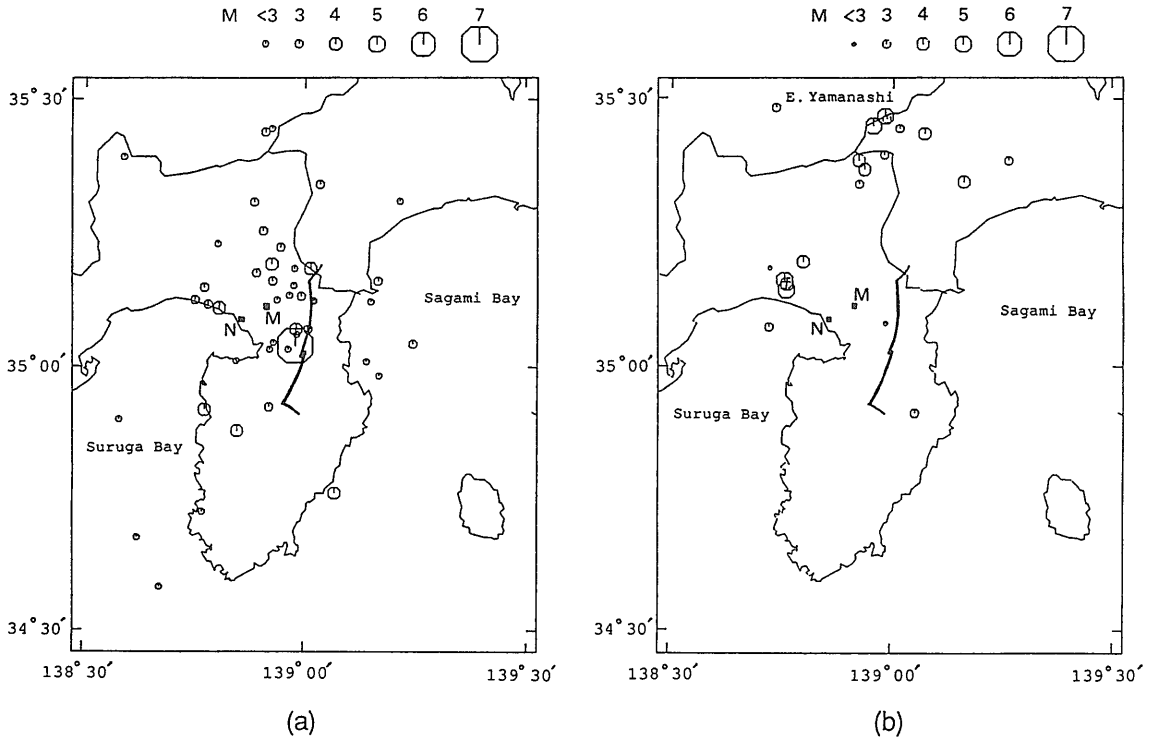
第1図 北丹後地震の余震分布。那須(1929)による。断層線を加筆。

も見られた(地質調査所, 1986)が、一帯の基盤は花崗岩類からなると考えられることから、地下数kmの地震発生場において、断層両側の地質が大きく異なっている可能性は低いと思われる。なお、本シリーズの第1回目で花崗岩分布域が地殻内地震の低活動域に対応するということが指摘した。もし、北丹後地震が花崗岩体の中で発生したとすると、それは一つの例外ということになるが、断層の両側で岩脈の分布などに違いが存在しないかどうか、地殻構造の詳しい差異の検討が待たれる。

2.2 1930年北伊豆地震

第2図(a)は1930年北伊豆地震(M7.3)の余震分布である(Yoshida and Hamada, 1991)。この図から、余震活動が北伊豆地震の震源断層である丹那断層の西側で高かったことは明らかであろう。当時、震源近くには三島測候所(図のM)と沼津測候所(図のN)があったが、沼津のほうが地震波到達時刻の早い地震も観測されているので、余震域が西に広がったことは確かと考えられる。駿河湾北岸では翌年の3月7日にM5.3とM5.4の地震が発生している(第2図(b))。

北伊豆地震の際、丹那断層東側の地塊が西側に対して2mほど北方にずれたことが地表で観察され、また掘削中の丹那トンネル中に北西—南東方向の左横ずれの断層鏡面が現れて抗奥がさえぎられたことが知られている(久野, 1962)。垂直方向の変位に



第2図 北伊豆地震の余震分布。(a)1930.11.26–1930.12.31 (b)1931.1.1–1931.12.31, Yoshida and Hamada(1991)による。M:三島測候所, N:沼津測候所

関しては、一般的な傾向として、丹那盆地南部を蝶番点として、それ以北で東側隆起、以南で西側隆起であったと推定される(久野, 1962; 松田, 1972)が、地震時の垂直成分の向きは1つの地震断層線でも場所によって異なったうえ、既存断層の変位の総和とも必ずしも一致しなかったことが松田(1972)によって指摘されている。いずれにしても断層の西側、あるいは東側が隆起したと単純には言えない変化があったことは事実のようである。地震のメカニズム解については多くの研究があるが(Kasahara, 1957; Chinnery, 1961; Sato, 1973; Abe, 1978; 藤井, 1978など)、すべて鉛直な面を断層面にとっている。

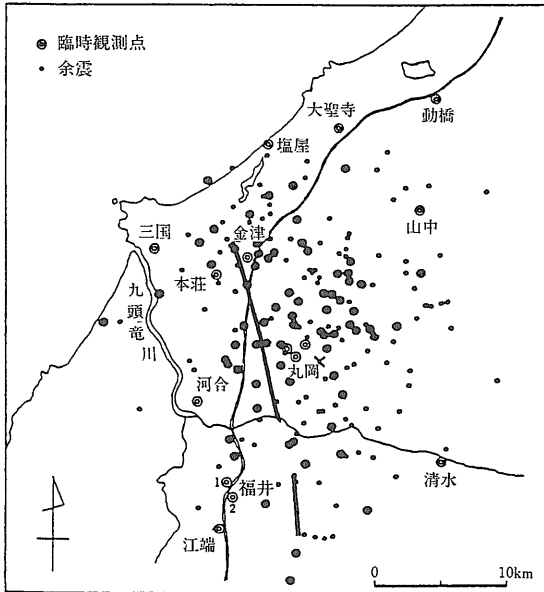
丹那断層周辺の地質に関しては、丹那トンネルが掘られていたことによりかなり詳しく調べられている。久野(1962)による新丹那トンネル地質断面図を見ると、中新世湯ヶ島層群の上を畑玄武岩や多賀・湯河原両火山の噴出物(第四紀)が覆い、断層破砕帯が南北に何本も貫いていることがわかる。しかし、丹那断層を境にその両側の地質や地殻構造に特

筆すべき違いは見られない。

2.3 1948年福井地震

福井地震(M7.1)は典型的な浅い内陸の直下型地震と見なされるものである。しかし、第四紀完新世の堆積物が厚く覆っている福井平野を震源域としていたため、地表に地震断層は現れなかった(Kawasumi, 1950)。地震のメカニズム解析では鉛直、左横ずれの断層面が想定されている(Kanamori, 1973)。しかし、地震後の水準測定の結果からは東上りの動きを伴ったことがわかっており(Nasu, 1949; Nasu and Rikitake, 1950)、推定断層線に沿って亀裂(fissure crack)も観察された(同上)。重力探査からは、不確定要素もあるが、花崗岩の基盤に約200 mの段差(東側が高い)があると推定されている(Takeuchi et al., 1983)。

第3図はOmote(1950)によって求められた福井地震の余震分布である。図には、水準測量および地表における亀裂から推定された地震断層の位置(Nasu and Rikitake, 1950)も示してある。これから、明瞭とはいえないけれども、余震は断層の東



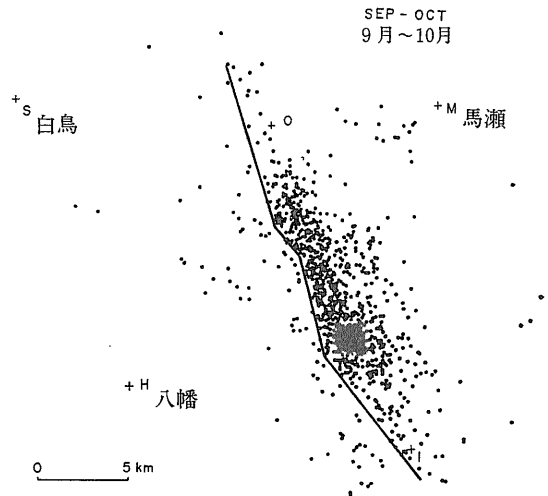
第3図 福井地震(×印が震央)の余震分布。Omote(1950)による。推定断層線を加筆。

側、すなわち隆起した側で多く発生したことがわかる。ただし、大粒の余震震源を再決定した浜田(1987)は、地震断層の西側にシフトした余震分布を提出している。福井地震の余震分布と断層の位置関係については、なお再検討の必要があるかもしれない。

2.4 1969年岐阜県中部地震

岐阜県中部地震(M6.6)も内陸の浅いいわゆる直下型地震であるが、地表で断層変位は観測されなかった(松田・恒石, 1970)。第4図は渡辺・黒磯(1970)による余震分布で、北北西—南南東方向に細く帯状に伸びた形をしている。地震波の初動の押し引き分布は典型的な四象限分布を示し、余震分布と合わせて、北北西—南南東走向の鉛直、横ずれ断層が活動したと考えられる(Mikumo, 1973; Ishida, 1974)。第4図で注目されるのは、渡辺・黒磯(1970)も指摘しているように、余震分布の西側境界は線で区切ることができるほどはっきりしているのに対して、東側は不規則に広がっていることである。この西縁の走向は断層メカニズムとも一致することから、岐阜県中部地震の余震活動は断層の東側で活発だったと推定される。

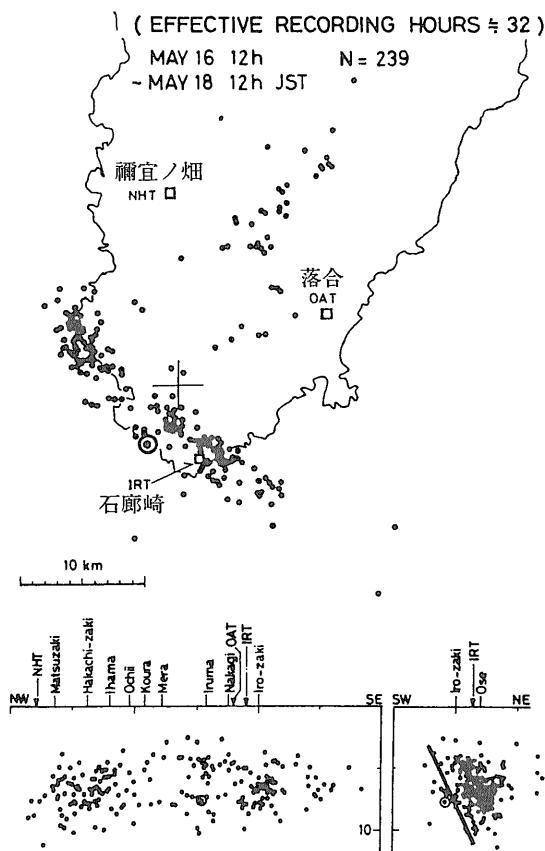
前述のように、地表で地震断層は観察されなかったが、松田・恒石(1970)は家屋の被害状況から小



第4図 岐阜県中部地震の余震分布。渡辺・黒磯(1970)による。西側境界線を加筆。断層は地表には現れなかった。O, M, S, Hは臨時地震観測点の位置。

川断層を、また、梶田(1970)は山崩れの線状配列から畑佐峠—新田線を震源断層と関係づけている。しかし、これらの断層(線)はいずれもNW—SE走向で、余震分布や地震のメカニズム解から推定される震源断層の走向(N27°W)とかなり異なるうえ、余震の震央分布域からも東にずれている。恒石(1976)が候補として提案している畑佐断層はN25°Wの走向をもち、この点で問題はないが、活断層地形として明瞭なものは見られず、岐阜県中部地震の時に動いた形跡もないようである(恒石, 1976)。「日本の活断層」(活断層研究会, 1991)には畑佐断層の活動度に関する記載はない。

岐阜県中部地震の震源域の東、阿寺断層周辺域には、NW—SE方向を長軸として150 km×50 kmほどの広い範囲に、後期白亜紀の火山活動による濃飛流紋岩が分布している。岐阜県中部地震の震源域はこの濃飛流紋岩分布域の西の端近くにあるが、しかしその西縁境界ではない。恒石(1976)は、上述の畑佐断層を地震断層と想定した上で、畑佐断層と濃飛流紋岩との関連性を考慮に入れるならば、断層の東側では西側よりも濃飛流紋岩が厚くなっていると予想されると述べる一方で、畑佐の北東では下位の古生層(原文のまま)が露出しているので、余震が集中的に起きている5—10 kmの深さにまで濃飛



第5図 伊豆半島沖地震の余震分布. 石橋ほか(1975)による. 断面図に推定断層面を加筆.

流紋岩が厚くは存在していないだろうと推定している. そして更に推論を重ねて, 濃飛流紋岩分布地域に花崗岩貫入体の点在が見られることから, 余震はこの花崗岩体の中で起きたのであろうと述べている. しかし, 一般に花崗岩分布域が低地震活動域に対応していることは前回紹介した通りであり, 花崗岩体と余震域とを結び付ける根拠はむしろ薄いと考えられる. 岐阜県中部地震の余震多発域と不活発域とを分けた原因が何であったかは, 今後に残された問題であるといえよう.

2.5 1974年伊豆半島沖地震

1974年伊豆半島沖地震(M6.9)の際には地形的にその存在がすでに知られていた活断層(村井・金子, 1975)が動き, 最大で約50 cmの右横ずれ断層変位が地表で観察された(松田・山科, 1974).

第5図は石橋ほか(1975)による余震の震源分布で

ある. SW-NE方向(断層とほぼ垂直な方向)に投影した断面図では, 断層の北東側に余震が分布している様子が明瞭に見える. この特徴は, 唐鎌ほか(1974)や伊豆半島沖地震余震観測班(1975)の結果でも同様に認められ, その旨の指摘もなされている. この余震の震源分布から推定される北東側にやや傾いた断層面は, 地震波初動の押し引き分布から求められた発震機構解(牧, 1974)や地殻変動等から得られた地震断層モデル(多田, 1976; Abe, 1978)とも調和的である. また, 地震時に活動した石廊崎断層の変位観察では, 右横ずれに加えてほとんどの箇所でも南西側隆起の動きが見られた(松田・山科, 1974)が, これもメカニズム解が正断層成分を若干含む(Abe, 1978)ことと整合している. なお, 石廊崎断層と平行な断層がその北側と南側でも観察された(松田・山科, 1974).

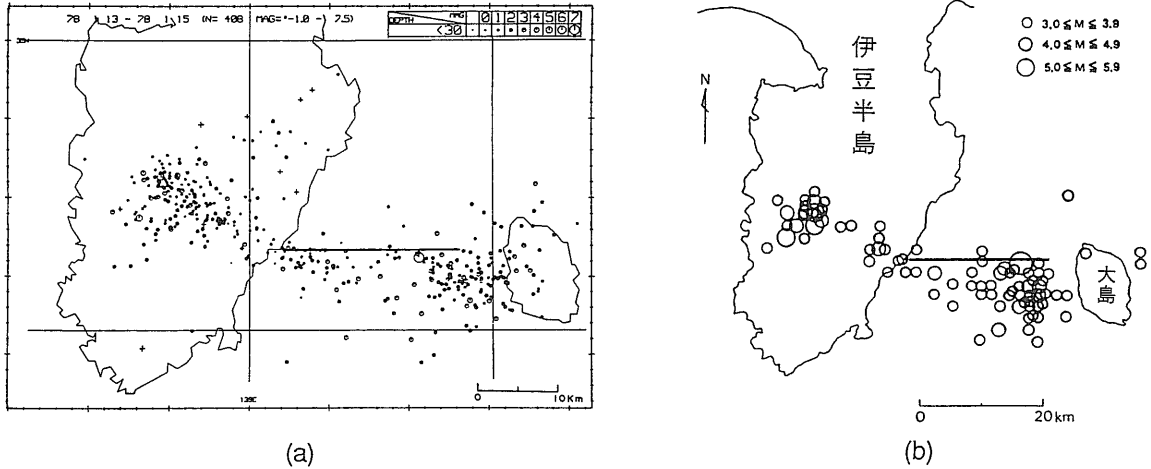
伊豆半島南端部には後期中新世—鮮新世の白浜層群が広く分布し, それは蓮台寺付近, 松崎付近に分布する中期中新世とみられる湯ヶ島層群を不整合に覆っている. また, 村井・金子(1974)によれば, 南伊豆ではWNW-ESE, NNE-SSW, E-W方向の3系統の断裂が観察されて, 特に共役関係にある前2者の小断層系の発達著しく, 石廊崎断層もこれらの断裂系を利用してできたものと推測されている.

2.6 1978年伊豆大島近海地震

伊豆半島沖地震の4年後に, その北で伊豆大島近海地震(M7.0)が発生した. 最大主圧力軸方向は前者が南北方向であったのに対し, 後者は北西—南東方向であった. これは1930年北伊豆地震の場合と同じであるが, 断層は丹那断層と共役な東西方向に生じた(Shimazaki and Somerville, 1978).

第6図(a)は津村ほか(1978)によって求められた伊豆大島近海地震の直前の前震と余震の分布, また第6図(b)は山川ほか(1979)による同じく直前の前震と余震の分布である. 後者ではM \geq 3の地震のみプロットされている. 震源計算には伊豆大島や三宅島の火山観測点のデータも用いられているので震央の精度はかなりよいと見てよい. 全体的な傾向は両図でよく似ており, その著しい特徴は, 余震が断層の南側に多く分布していることであろう.

断層のメカニズム解析では, 地震波データによっても(Shimazaki and Somerville, 1978), また地殻



第6図 伊豆大島近海地震の直前の前震および余震の震央分布。(a)は津村ほか(1978), (b)は山川ほか(1979)による。Shimazaki and Sommerville (1978)による推定断層位置を加筆。

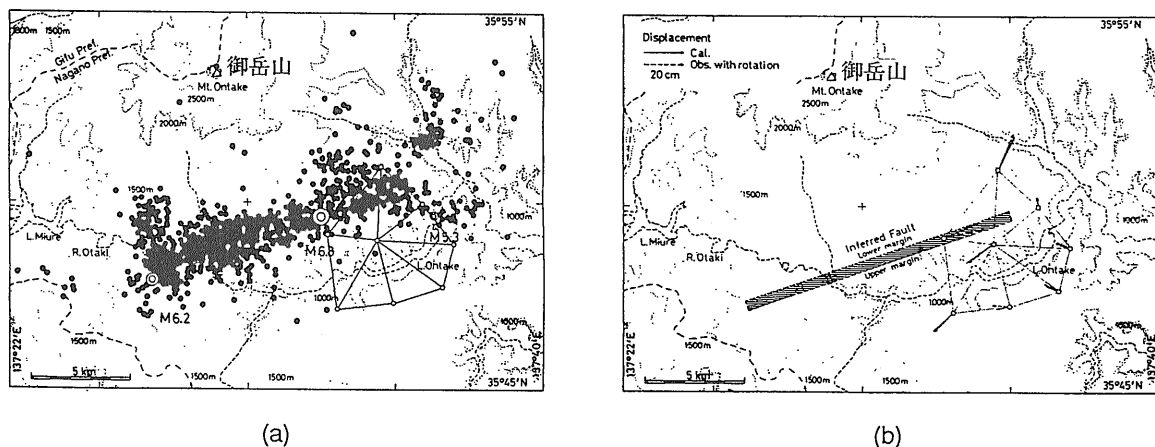
変動データによっても(岡田, 1978; Inouchi and Sato, 1979), 走向が東西で, 鉛直かもしくは $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 北に傾斜する面に沿う右横ずれ断層が推定されている。もし, これらの解が正しく, 上述の余震分布が事実とすると, 余震は断層運動の上盤側で活発だったとはいえないことになる。なお, 余震活動は伊豆半島に入って北西方向に広がり, 更に半島中央部で南西方向に伸びた。伊豆半島内におけるこの余震活動は, その空間分布の形から, 半島内に多く存在する北西—南東方向とそれに共役な北東—南西方向の断層が, 伊豆大島近海地震に誘発されて活動したことを示唆する。地震記象から求めた解(Shimazaki and Somerville, 1978)の西端にあたる稲取付近では地表でも北西—南東走向の断層変位が観察されたが, それは既存の活断層に沿って生じたものであったことが報告されている(Tsuneishi et al., 1978; 村井ほか, 1978)。

海域において断層が海底まで達したかどうかは明らかでないが, 前述の断層メカニズム解ではいずれも断層上端の深さは0 kmと想定されている。岩石のドレッシング(葉室ほか, 1980; 1983)や地磁気異常分布から, この海域の海底には火山岩が露わっていると考えられ, 伊豆大島近海地震の地震断層はそれを切って生じたと推定される。海上保安庁水路部(1979)の行った海底地形・地質構造調査では, 伊豆大島近海地震の震源域に東西方向性を持った多数の断層が見つかっている。

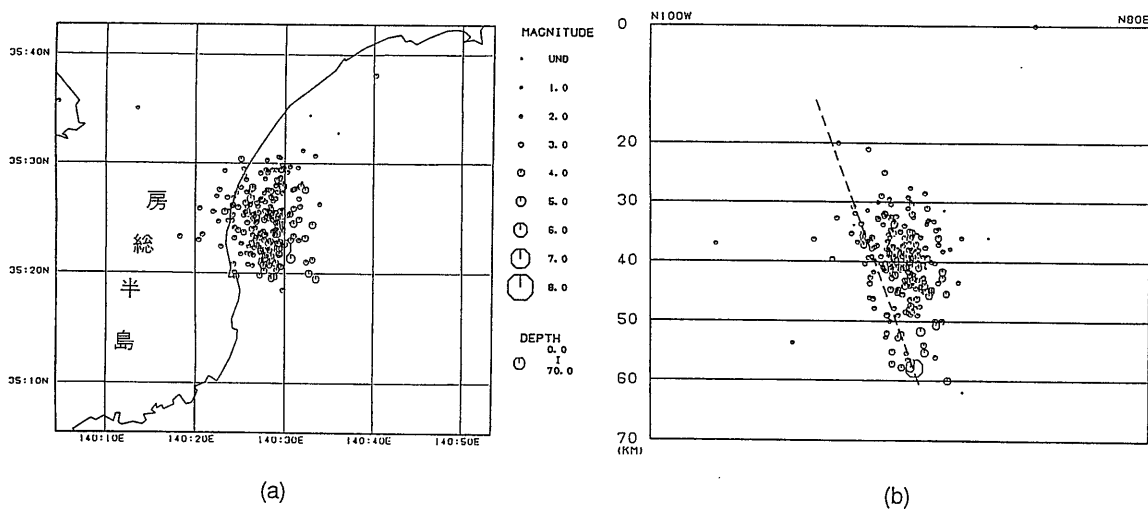
2.7 1984年長野県西部地震

1984年長野県西部地震(M6.8)は御岳山の山麓で発生した。震源から南西20 kmほどのところには阿寺断層というA級の活断層が存在するが, 震源付近には活断層は知られていなかった。しかし, 地震後実施された詳細な重力調査では, 地震波動および地殻変動データから推定された震源断層に沿ってブーゲー異常の急変するゾーンの存在することが明らかにされた(Shichi et al., 1992)。第7図(a), (b)は長野県西部地震の余震分布(名古屋大学理学部, 1985)と, 震源域東部の三角点網の辺長距離の変化から求められた断層モデル(山科・多田, 1985)で, 余震分布域の南縁が直線的に区切られ, かつ余震は断層の北側で多く発生している様子が見える。この余震域のシャープな南縁は, 震源域付近で1970年代半ばに始まった群発地震活動を南北に分ける境界線と一致し(Ooida et al., 1989), 何らかの地殻内構造線の存在を示唆する。上述のように, ブーゲー異常はこの線に平行してその北側が急勾配で小さくなっており, Shichi et al. (1992)はここに落差500 m—1 kmの断層の存在を推定している。ただし, 地表の地質にはこの境界の両側で特に差異は見られない。

地震波初動から求めたメカニズム解(気象庁地震予知情報課, 1985)のうち東西走向の節面をとれば, 北傾斜で傾斜角 79° , 正断層タイプの右横ずれ断層となる。地震波形解析に基づくメカニズム解



第7図 (a)長野県西部地震の余震分布(名古屋大学理学部, 1985)。(b)地殻変動から推定された地震断層。
(a), (b)図とも山科・多田(1985)による。



第8図 千葉県東方沖地震の余震の(a)震央分布と(b)震源断面図。草野・吉田(1990)による。

(Takeo and Mikami, 1987)や、地震波形と測地データの両方を使って求めたメカニズム解(Yoshida and Koketsu, 1990), また CMT 解(Dziewonski et al., 1985)もこれとほとんど変わらない。従って、もし、上で述べたように余震が断層の北側で実際に多く起きたとすると、余震活動域は上盤側ではあるが上昇した側ではなかったということになる。なお、地震時に大きな加速度を受けて地表で石が飛んだ、あるいは動いたと見られる箇所が、第7図(b)に示した断層東部の南側で多く見つかっている(Umeda et al., 1987; Iio et al. 1992)。ただし、地表で断層変位そのものは観察されなかった(山科ほか、

1985)。

2.8 1987年千葉県東方沖地震

第8図は1987年千葉県東方沖地震(M6.7)の余震分布である(草野・吉田, 1990)。震源の深さは58 km とやや深かったにもかかわらず多数の余震が観測された。第8図(b)内の破線はメカニズム解(気象庁地震予知情報課, 1988)に基づく断層面で、これから余震は断層の上盤側で多く発生していることがわかる。断層のすべり方向は逆断層成分をわずかに含むほぼ水平右横ずれであったと推定される(気象庁地震予知情報課, 1988; 国立防災科学技術センター, 1988)。

第8図(b)からは、余震が断層の上盤側で多く発生したということだけでなく、分布のパターンも上盤側と下盤側とで異なっていた様子が見てとれる。すなわち、断層の東側の余震域はふくらんでいるのに対して、西側のそれはシャープに切れている。断層を境にしたこのような空間分布のパターンの違いは、先に述べた北伊豆地震、岐阜県中部地震、伊豆半島沖地震、伊豆大島近海地震、長野県西部地震の余震活動でも共通して見られたものである。なお、千葉県東方沖地震(1987年12月17日発生)の余震活動は翌年の1月に入ってからその中心が断層の西側に移り、活動の減少率も大森の公式から大きくずれて再び活発化した。この1月以降の活動は、千葉県東方沖地震に誘発された新たな破壊に伴う広義の余震であったと考えられる(草野・吉田, 1990)。草野・吉田(1990)はまた、千葉県東方沖地震の前2年間の地震活動が、震源断層の西側(下盤側)で活発だったことを指摘している。

Okada and Kasahara (1990)は千葉県東方沖地震のテクトニックな意義として、太平洋プレートに強く固着したフィリピン海プレート東端部が沈み込む西側のスラブから切り放されるような断層運動であったと考えている。実は、1930年北伊豆地震と1974年伊豆半島沖地震も、本州弧に衝突した伊豆半島地塊が沈み込むフィリピン海スラブから切り離されるプレート内地震だったということができ(吉田, 1993)、その意味で、これらはテクトニックに見て同種の地震だったと考えることもできる。そして、これら3つの地震に共通して、余震活動がスラブから切り放された側で活発だったことが注目される。このことに関しては次節の議論のところで再び触れる。

2.9 1891年濃尾地震

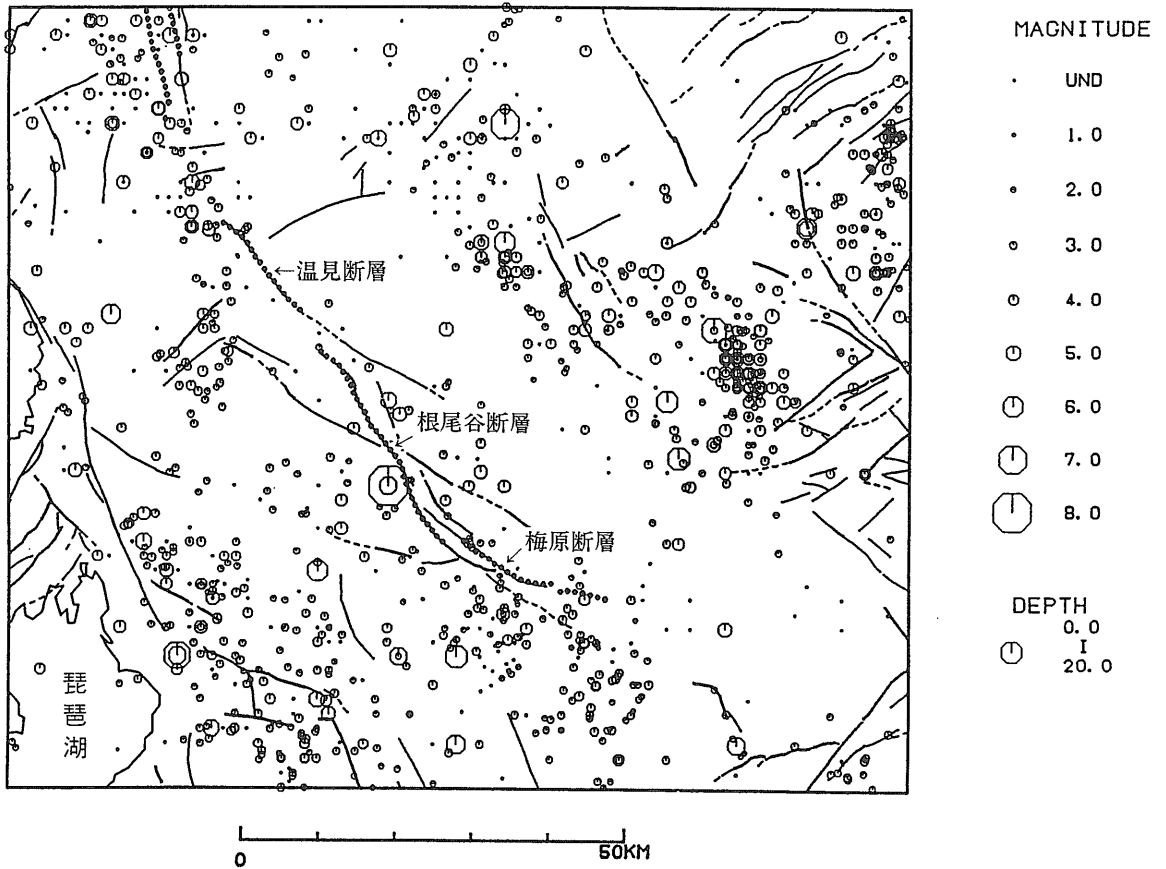
第9図は1891-1990年の100年間に根尾谷断層周辺に発生した浅い地震の震央分布である。一見して地震活動は根尾谷断層系の南西側で高いことが明らかであろう。根尾谷断層は内陸で発生した地震の中では歴史上最大といわれる1891年濃尾地震(M8.0)の時に活動した。直後の余震が断層の南西側に集中していた(村松, 1963)だけでなく、近年の微小地震活動を見ても南西側で活発なことは以前から知られていた(Muramatsu et al., 1963; 渡辺・中村, 1967; 浅田, 1968; 大井田ほか, 1971)。なお、

Utsu(1969)は1960年代においても震源域では余震活動が続いているとみなしうることを指摘している。

濃尾地震の際の断層運動については多くの調査・報告がある(別所, 1967; 岐阜測候所, 1894; 井関・守屋, 1968; 小藤, 1892; Koto, 1893; 大森, 1894; 1899; 1900; 松田, 1974など)。その中で、特に本小論の主題である断層線に対する地震活動の偏りとの関連で注目されるのは、断層の両側の地盤が地震時に非対称的な動き方をしたことが見いだされていることであろう。以下に、松田(1974)にまとめられている例を引用すると、「大森房吉(1900)は金原および温見において断層線に近接した樹木・野菜の列や畑の境界線が断層線の東側の地盤では地震前と同様に直線のままであるのに西側では非常に擾乱され南へ凸の弧をえがくように変形していることに気づき、「東側の地は不動で、西側の地のみが主に横すべりしたようだ」と述べている。また別所文吉(1967)は、日当対岸の瀬美野の茶の木の列が断層線に接してその西側の部分だけがひどく引きずられて乱されていることから、大森の推測と同様に“西方地塊の滑動”を考えている。また、根尾谷板所の杉本氏宅における井戸の破壊状態の非対称性も“西側の移動”を示唆している」。

松田(1974)は、このような非対称性は表層地質の不均一性や断層面が鉛直でないことによっても生じる可能性はあるが、濃尾地震の場合には観察された断層面はどこでも鉛直ないしやや東傾斜だったことや、地震断層の両側に露出する地質・岩石に特に系統的な差異が認められない(別所, 1967)ことなどから、そのような原因によるのではなく、大森(1894)等の推測したように、実際に地震時には西側地塊が主に動いたのだらうと考えている。松田(1974)は更に次の事実を指摘した。それは、地震断層線の東南部南側には著しく広い末端隆起部が生じたのに対して、西北部北側の末端隆起部はほとんど発達しなかったことである。このことも、主として動いたのが西側地塊であったことを示していると思われる(松田, 1974)。

地震活動が根尾谷断層の西側で活発なことは、濃尾地震時に断層が上記のような非対称的な動き方をしたと密接に関係しているものと思われる。



第9図 濃尾地震(震央は図の中心付近にある大きな丸)の震源域とその周辺に、1891-1890年の100年間に発生した深さ ≤ 20 kmの地震の震央分布と活断層。震源データは気象庁地震月報による。

2.10 外国の地震の例

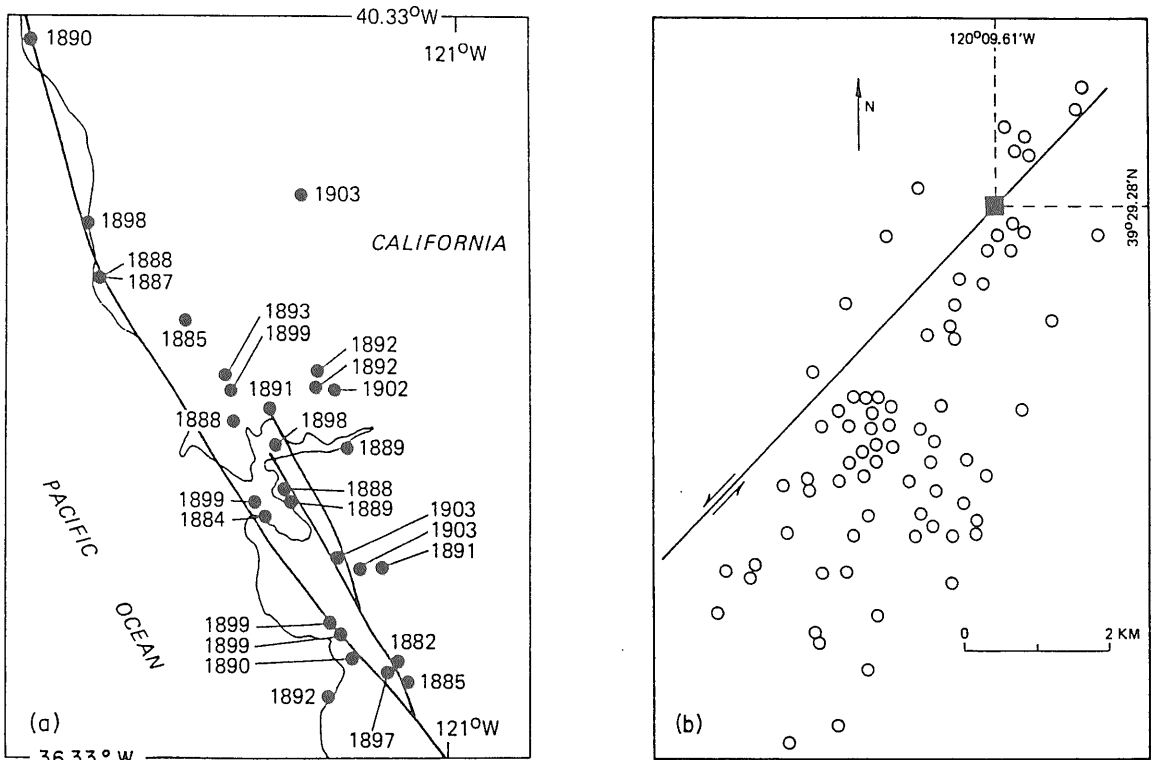
余震が断層面に対して偏って分布する傾向のあることについては外国でも報告例がある(Kelleher and Isacks, 1982)。彼らは余震活動のみでなく、前駆的活動も断層面に対して非対称的な分布を示すことに注意している。第10図はその1つの例で、(a)図から1906年サンフランシスコ地震(M8.3)の前に、サンアンドレアス断層の東側で地震活動が活発だったこと、また(b)図からトラッキー地震(M6.0-6.5)の余震が断層の南東側で多く発生していることが見てとれる。

なお、Kelleher and Isacks (1982)は、前駆的活動と余震活動とは断層面に対して必ずしも同じ側にくるとは限らないことも指摘している。

3. 議 論

余震活動が断層面に対してしばしば非対称的であることは、これまで多くの研究者によって気づかれ、その原因についてもいくつか可能性が考えられてきた。このことを最初に指摘したのは多分、松澤だったと思われる。浅田(1968)は、濃尾地震の余震活動が根尾谷断層の西側で活発なことを示す図を見せながら、「松澤が述べている“余震は断層の片側に発生する”という規則が支配していることがこの図からわかる」と記している。

山川(1965)は余震域と本震に伴った地殻変動との関係に着目して、南海道地震、北丹後地震、福井地震、Kern County地震等の場合に、地殻の上昇域に多くの余震が発生していることを指摘した。Yamakawa(1972)は、更にこの特徴を地震の発震



第10図 (a)1906年サンフランシスコ地震の前26年間の地震活動。(b)1966年トラックキー地震の余震活動。両図とも Kelleher and Isacks(1982)による。

機構と関連づけて、余震のほとんどは押しとなる2つの象限のうち上側にくる領域内で発生するという仮説を提唱している。

地震に伴った地殻変動と断層周辺の地震活動との関係については、その後、福井・小林(1978)や福井(1979)によっても調べられ、彼らも隆起域で微小地震活動(余震活動)が活発であると述べている。

本小論で紹介した内地震の余震分布と断層運動との関連についてまとめてみると、余震の多く発生した側が上昇域に対応していると思われるのは、山川(1965)等によってすでに指摘されている北丹後地震、福井地震、濃尾地震のほかに千葉県東方沖地震があげられる。しかし、伊豆半島沖地震や長野県西部地震では余震域がむしろ沈降した側にあっており、その他の北伊豆、岐阜県中部、伊豆大島近海の各地震もほとんど鉛直な断層面だったことから、断層面に対する余震分布の偏りの原因を地震時に隆起したか、沈降したかのみ帰することは難しいように思われる。地震メカニズム解で押しとなる象限

の地表側ゾーンで余震が多く発生するという Yamakawa(1972)の主張も、伊豆半島沖地震や長野県西部地震の場合にはあてはまらないように見える。ただし、傾いた断層面の下盤側で余震が多く発生している例はなく、これには何らかの意味があるのかもしれない。

次に、本小論の初めに作業仮説として考えた地質構造との対応については、少なくとも表層地質で見ると限りほとんどの場合に断層両側で岩質の違いは認められず、これに原因を求めるのもやはり難しいように思う。もっとも、地震が発生している地下数kmのところは何らかの違いが存在して、それが余震分布の非対称性をもたらしている可能性は残っている。将来、3次元的な詳細な地質構造解析ができるようになることが望まれる。

吉田・森(1987)は、定常的な地震活動、前震、余震活動にしばしば断層を境にした非対称的な分布が見られるのは、断層両側の地塊がテクトニックな意味合いで同等でないこと、例えば歪の蓄積過程に

において一方の側がより能動的な役割を果たしていることが原因ではないかと指摘した。また、Kelleher and Isacks(1982)は断層に対して地震活動が偏った分布をすることについて2つの可能な説明を提案している。その1つは岩石の分布の非対称性による応力の蓄積と解放に対する両側地殻のレスポンスの違いであり、もう1つは吉田・森(1987)と同じく、テクトニックな応力蓄積過程に内在する方向性である。

本小論で筆者らは先に(2.8千葉県東方沖地震のところで)、北伊豆地震、伊豆半島沖地震、千葉県東方沖地震のいずれも、沈み込むフィリピン海スラブの主要部から切り放された側で余震活動が活発だったことを指摘した。応力蓄積過程として見た時、これらに共通した特徴は、能動的なスラブ主要部と、それと一対して沈み込みにくいプレート末端部との相対運動が歪蓄積の主要因となっていることであり、地震は歪蓄積過程において受動的な側であったブロックが反発することによって発生したと見ることができるとである。これはプレート間巨大地震が、沈み込むスラブによって引っ張り込まれた上盤側プレートが反発することによって生じるということにアナログカルである。

もしこのような見方が妥当だとすれば、余震は地震時に主として動いた側で多く発生するということができるかもしれない。濃尾地震の際の断層変位の特徴と余震分布との関係はまさにこれを示しており、また、同じく地表で顕著な地震断層が観察された北伊豆地震の場合にも、地殻変動から主として動いたのは余震の多く発生した西側地塊であったと推定されている(Tsuboi, 1932)。

プレート運動が介在している地震以外の場合についてもテクトニックな応力蓄積過程に方向性が存在し、それに関係して地震時に断層両側の地塊が非対称的な動き方をすることが余震活動の偏りの原因であるといえるのかどうか、現時点では明らかではない。これを解明するには内陸地殻のブロック構造と、その境界にあたる活断層近傍での応力蓄積の仕組みについて様々な面から研究を進めていく必要がある。そして、もしこれらのことに関して基本的な理解が得られるならば、地震がどこで、いつ、なぜ起きるのかという問いに対しても答えることができるようになるかもしれない。

1995年2月号

[謝辞] 原稿の注意深い査読によって多くの建設的な助言を下された宮崎光旗氏に厚く感謝します。

文 献

- Abe, K. (1978): Dislocations, source dimensions and stresses associated with earthquakes in the Izu Peninsula. *J. Phys. Earth*, **26**, 253-274.
- 浅田 敏(1968): 微小地震研究—地震現象解明のために—, *科学*, **38**, 670-678.
- 別所文吉(1967): 山嶽の動静. 金沢大学教育学部地学教室地質彙報, **1**, 1-364.
- Chinnery, M. A. (1961): The deformation of the ground around surface faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **51**, 355-372.
- 地質調査所(1986): 丹後半島・郷村・山田断層系の発掘調査, 地震予知連絡会会報, **36**, 370-381.
- Dziewonski, A.M., Franzen, J.E. and Woodhouse, J.H. (1985): Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1984. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **38**, 203-213.
- 藤井陽一郎(1978): 1930年北伊豆地震にともなった地殻歪の場(理論値). *測地学会誌*, **24**, 50-51.
- 福井謙三・小林洋二(1978): 横ずれ活断層の変位と地震活動について. *地震学会講演予稿集*, no. 2, 15.
- 福井謙三(1979): 活断層周辺の大地震時変位量と微小地震活動. *地震*, **2**, 201-203.
- 岐阜測候所(1894): 明治二十四年十月二十八日大震報告, 193p.
- 浜田信生(1987): 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義. *気象研究所研究報告*, **38**, 77-156.
- 葉室和親・荒牧重雄・加賀美英雄・藤岡換太郎(1980): 東伊豆沖海底火山群—その1—, *地震研究所彙報*, **55**, 259-297.
- 葉室和親・荒牧重雄・藤岡換太郎・石井輝秋・田中武雄・宇都浩三(1983): 東伊豆沖海底火山群—その2—および伊豆諸島近海海底火山. *地震研究所彙報*, **58**, 527-557.
- Iio, Y. and Yoshioka, K. (1992): Strong ground motion in the source region of the 1984 western Nagano prefecture earthquake—Inferred from displaced boulders—. *J. Phys. Earth*, **40**, 407-419.
- Inouchi, N. and Sato, H. (1979): Crustal deformation related to the Izu-Oshima Kinkai earthquake of 1978. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **23**, 14-24.
- 石橋克彦・末広 潔・稲谷栄己・松崎孝文・浅田 敏(1975): 1974年伊豆半島沖地震の超高感度余震観測. 1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, 21-26.
- Ishida, M. (1974): Determination of fault parameters of small earthquakes in the Kii Peninsula. *J. Phys. Earth*, **22**, 177-212.
- 井関弘太郎・守屋以智雄(1968): 根尾谷断層に関する資料. *地学雑誌*, **77**, 155-165.
- 伊豆半島沖地震余震共同観測班(1975): 伊豆半島沖地震とその余震の観測. 1975, 1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, 11-19.
- 海上保安庁水路部(1979): 伊豆大島近海地震震央付近の海底地形・地質構造調査結果について. *地震予知連絡会会報*, **21**, 81-82.
- 梶田澄雄(1970): 岐阜県中部地震—1969年9月9日—の地震域の

- 地質. 地震研究所彙報, 48, 1281-1286.
- Kanamori, H. (1973): Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **1**, 213-239.
- 唐鎌郁夫・津村建四朗・高橋正義・荻野 泉・酒井 要(1974): 1974年伊豆半島沖地震の余震観測—伊豆半島下賀茂, 松崎および奥野における観測速報—. 地震研究所研究速報, 第14号, 55-67.
- Kasahara, K. (1957): The nature of seismic origins as inferred from seismological and geodetic observations (1). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 473-532.
- 活断層研究会(1991): 「新編」日本の活断層. 東京大学出版会, 437pp.
- Kawasumi, H. (1950): The Fukui earthquake of June 28, 1948, Chap.1 General description. Report of the Special Committee for the study of the Fukui earthquake, Tokyo, 1-28.
- Kelleher, J. and Isacks, B. (1982): Directional hypothesis: late stage preearthquake loading may often be asymmetric. *J. Geophys. Res.*, **87**, 1743-1756.
- 気象庁地震予知情報課(1985): 昭和59年(1984年)長野県西部地震. 地震予知連絡会会報, **33**, 116-122.
- 気象庁地震予知情報課(1988): 千葉県東方沖の地震活動(1987年12月). 地震予知連絡会会報, **40**, 72-80.
- 国立防災科学技術センター(1988): 1987年12月17日千葉県東方沖地震. 地震予知連絡会会報, **40**, 81-86.
- 小藤文次郎(1892): 濃尾大地震ノ震源. 東洋学芸雑誌, **9**, 147-158.
- Koto, B. (1893): On the cause of the great earthquake in central Japan, 1891. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Japan*, **5**, 296-353.
- 久野 久(1962): 旧丹那トンネルと新丹那トンネル. *科学*, **32**, 397-401.
- 草野富二雄・吉田明夫(1990): 1987千葉県東方沖地震の余震活動. *地震* **2**, **43**, 459-469.
- 牧 正(1974): 1974年伊豆半島沖地震のメカニズムについて. 1974年伊豆半島沖地震調査概報, 東京大学地震研究所研究速報. 第14号, 23-36.
- 松田時彦(1972): 1930年北伊豆地震の地震断層. 伊豆半島, 東海大学出版会, 73-93.
- 松田時彦(1974): 1891年濃尾地震の地震断層. 地震研究所研究速報. no. 13, 85-126.
- 松田時彦・恒石幸正(1970): 岐阜県中部地震—1969年9月9日—被害地調査報告. 地震研究所彙報, **48**, 1267-1279.
- 松田時彦・山科健一郎(1974): 1974年伊豆半島沖地震の地震断層. 1974年伊豆半島沖地震調査概報, 東京大学地震研究所研究速報. 第14号. 135-158.
- Matsu'ura, M. (1977): Inversion of geodetic data, Part II, Optimal mode of conjugate fault system for the 1927 Tango earthquake. *J. Phys. Earth*, **25**, 233-255.
- 松澤武雄(1950): 地震学, 角川書店, 374p.
- Mikumo, T. (1973): Faulting mechanism of the Gifu earthquake of September 9, 1969, and some related problems. *J. Phys. Earth*, **21**, 191-212.
- 村井 勇・金子史朗(1973): 南関東のネオテクトニクス・ノート. 関東地震50周年論文集, 地震研究所, 125-145.
- 村井 勇・金子史朗(1974): 1974年伊豆半島沖地震の地震断層, とくに活断層および小構造との関係. 1974年伊豆半島沖地震調査概報, 東京大学地震研究所研究速報, 第14号, 159-203.
- 村井 勇・松田時彦・中村一明(1978): 1978年伊豆大島近海地震に伴う稲取付近の地震断層. 地震研究所彙報, **53**, 995-1024.
- 村井 勇・角田信子・辻村芳子(1978): 1978年伊豆大島近海地震の被害・震度と地震断層. 地震研究所彙報, **53**, 1025-1068.
- 村松郁米(1963): 濃尾地震激震域の震度分布および地殻変動. 岐阜大学学芸学部研究報告, **3**, 202-224.
- Muramatsu, I., Endo, Y., Shimono, H., Kooketsu, H. and Suzuki, S. (1963): Observation of microearthquakes in Mino district in Gifu prefecture, central Japan. *J. Phys. Earth*, **11**, 35-48.
- 名古屋大学理学部(1985): 1984年長野県西部地震について. 地震予知連絡会会報, **33**, 123-134.
- 那須信治(1929): 丹後地震の余震観測調査報告(第1報). 地震研究所彙報, **6**, 245-331.
- Nasu, N. (1949): Block movement along the seismic fault (1). (Fukui fault and others). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **27**, 27-33.
- Nasu, N. and Rikitake, T. (1950): The Fukui earthquake of June 28, 1948, Chap.5 Crustal deformation. Report of the Special Committee for the study of the Fukui earthquake, Tokyo, 93-130.
- 岡田義光(1978): 地殻歪みから見た1978年伊豆大島近海地震. 地震研究所彙報, **53**, 823-840.
- Okada, Y. and Kasahara, K. (1990): Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988. *Tectonophysics*, **172**, 351-364.
- Omote, S. (1950): The Fukui earthquake of June 28, 1948, Chap.3 Aftershocks. Report of the Special Committee for the study of the Fukui earthquake, Tokyo, 37-78.
- 大井田 徹・山田功夫・多田 堯・伊藤 潔・杉山公造・佐々木 嘉三(1971): 中部地方の微小地震活動(1). *地震* **2**, **24**, 240-247.
- Ooida, T., Yamazaki, F., Fujii, I. and Aoki, H. (1989): Aftershock activity of the 1984 western Nagano prefecture earthquake, central Japan, and its relation to earthquake swarms. *J. Phys. Earth*, **37**, 401-416.
- 大森房吉(1894): 濃尾地震概況, 大震報告, 48-88.
- 大森房吉(1899): 明治二十四年十月二十八日濃尾大地震に関する調査. 震災予防調査会報告, **28**, 79-95.
- 大森房吉(1900): 明治二十四年十月二十八日濃尾大地震ノ調査(第2回報告). 震災予防調査会報告, **32**, 67-87.
- Sato, H. (1973): A study of horizontal movement of the earth crust associated with destructive earthquakes in Japan. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **19**, 89-130.
- Shichi, R., Yamamoto, A., Kimura, A. and Aoki, H. (1992): Gravitmetric evidences for active faults around Mt. Ontake, central Japan: specifically for the hidden faulting of the 1984 western Nagano prefecture earthquake. *J. Phys. Earth*, **40**, 459-478.
- Shimazaki, K and Somerville, P. (1978): Summary of the static and dynamic parameters of the Izu-Oshima-Kinkai earthquake of January 14, 1978. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 613-628.
- 多田 堯(1976): 1974年伊豆半島沖地震の測地学的断層モデル. *地震* **2**, **29**, 117-126.
- Takeo, M. and Mikami, N. (1987): Inversion of strong motion seismograms for the source process of the Naganoken-Seibu ear-

- thquake of 1984. *Tectonophysics*, **144**, 271-285.
- Takeuchi, F., Hirano, N., Satomura, M. and Kono, Y. (1983): Observation of gravity to reveal a buried fault associated with the Fukui earthquake. *Bull. Disast. Prev. Inst., Kyoto Univ.*, **33**, 147-162.
- Tsuboi, C. (1930): Investigation on the deformation of the Earth's crust in the Tango district connected with the Tango earthquake of 1927. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **8**, 153-221.
- Tsuboi, C. (1932): Investigation on the deformation of the Earth's crust in Idu Peninsula connected with the Idu Earthquake of Nov.26, 1930. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **10**, 435-448.
- 津村建四郎・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義(1978): 1978年伊豆大島近海地震前後の地震活動. *地震研究所彙報*, **53**, 675-706.
- 恒石幸正(1976): 岐阜県中部地震に関連した断層. *地質学論集*, no. 12, 129-137.
- Tsuneishi, Y., Ito, T. and Kano, K. (1978): Surface faulting associated with the 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 649-674.
- 植村善博(1985): 郷村・山田断層系の変位地形と断層運動. *活断層研究*, **1**, 81-92.
- Umeda, Y., Kuroiso, A., Ito, K. and Muramatsu, I. (1987): High accelerations produced by the Western Nagano Prefecture, Japan earthquake of 1984. *Tectonophysics*, **141**, 335-343.
- Utsu, T. (1969): Aftershocks and earthquake statistics (1). *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII*, **3**, 129-195.
- 渡辺 晃・黒磯章夫(1970): 岐阜県中部地震—1969年9月9日—の余震について. *地震研究所彙報*, **48**, 1195-1208.
- 渡辺 晃・中村正夫(1967): 根尾谷近傍に発生する微小地震の2, 3の性質. *地震* **2**, **20**, 106-115.
- 山川宜男(1965): 余震に関する二, 三の調査(第1報). *地震* **2**, **18**, 25-40.
- Yamakawa, N. (1972): Aftershocks and focal mechanisms of main shocks. *Geophys. Mag.*, **36**, 15-30.
- 山川宜男・吉田明夫・岸尾政弘(1979): 「1978年伊豆大島近海の地震」の前震・余震の時空間分布. *地震* **2**, **32**, 89-101.
- Yamasaki, N. and Tada, F. (1927): The Oku-Tango earthquake of 1927. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **4**, 159-177.
- 山科健一郎・松田時彦・有山智雄(1985): 1984年長野県西部地震による地変. *地震研究所彙報*, **60**, 249-279.
- 山科健一郎・多田 堯(1985): 1984年長野県西部地震の断層モデル. *地震研究所彙報*, **60**, 221-230.
- 吉田明夫(1993): 神奈川県西部およびその周辺の地震活動とテクトニクス. *地学雑誌*, **102**, 407-417.
- Yoshida, A. and Hamada, N. (1991): Redetermination of hypocenters of foreshocks, main shock, and aftershocks of the Kitazuru earthquake and the Ito earthquake swarm of 1930. *J. Phys. Earth*, **39**, 329-344.
- 吉田明夫・森 滋男(1987): 余震の空間分布の断層面に対する非対称性. *地震学会講演予稿集*, no. 2, 78.
- Yoshida, S. and Koketsu, K. (1990): Simultaneous inversion of waveform and geodetic data for the rupture process of the 1984 Naganoken-Seibu, Japan, earthquake. *Geophys. J. Int.*, **103**, 355-362.

YOSHIDA Akio and SATO Kohei (1995): Seismicity and geologic structure (2)—Non-symmetrical distribution of aftershocks against the fault plane—

<受付: 1994年11月16日>