

第2章 地震の発生機構

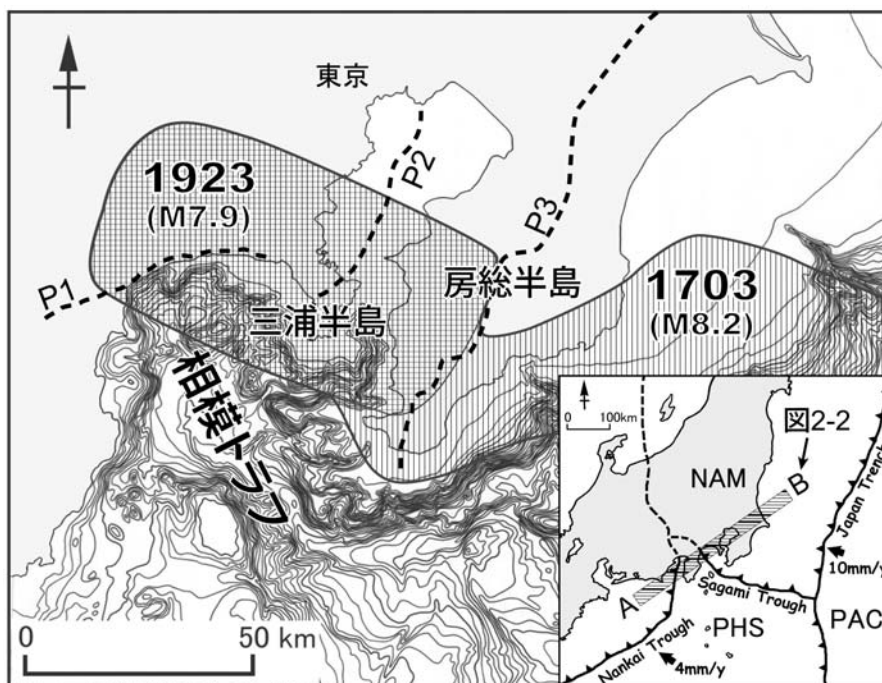
第1節 相模トラフの巨大地震

1 相模トラフとプレートテクトニクス

(1) 相模トラフ周辺の地震活動とプレートの配置

関東地震が起こる仕組みは、基本的にプレートテクトニクスと呼ばれる理論で説明される。プレートとは地球の表面を覆う岩盤で、ひび割れた卵の殻のように十数枚に分かれた大小の地殻が、それぞれ別々の方向に動き、互いにひしめき合っている。プレートは大陸のプレートと海洋のプレートに大別され、両者の境界は主に海溝沿いに位置する。海溝沿いでは、海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込むように動き、その接触面が大地震の震源となっている。関東地震は相模トラフと呼ばれる海溝沿いのプレート境界で生じた地震である。

相模トラフは、相模湾の海底を北西—南東方向に延び、房総半島の沖合で屈曲しながら日本海溝へと続く舟底状の地形で、水深は1,000~3,000mある（図2-1）。ここは南東から年間



海底地形の等深線は100m間隔。NAM：北アメリカプレート、PAC：太平洋プレート、PHS：フィリピン海プレート

図2-1 相模トラフ周辺のプレート配置と関東地震（1923）と元禄地震（1703）の震源域

[作成：宍倉正展]

格子模様の領域は関東地震 格子模様を含む縦線の領域は元禄地震（1703）の震源域、P1-P3は図2-4の測線に対応

約4 cm の速度で移動するフィリピン海プレートが、東日本の陸地をのせる北米プレートの下へと沈み込んでいる。沈み込んだプレートは南関東の地下まで潜り込んでいるが、陸側プレートとの接触面の一部が固着しているため、そこで徐々に歪みを蓄積している。この歪みが限界に達すると、固着していた部分が剥がれ、一気にずれ動く。これが大地を揺るがし、大地震となる。関東地震はこのようにプレート同士が急激にずれ動くことによって生じたのである。

歴史的にみて、関東地震の他に相模トラフで生じた大地震として有名なのは、元禄16 (1703) 年の元禄地震である。この地震は関東地震よりも規模が大きく、マグニチュードは8.2であったと推定されている。震源域も関東地震のそれを含み、さらに房総半島南東沖まで広がっていたと考えられている (図2-1)。元禄地震より前の地震の記録は非常に乏しく、正嘉元 (1257) 年や正応6 (1293) 年に鎌倉に被害をもたらした地震の記録があるが、相模トラフ沿いのプレート境界を震源としていたかどうかは不明である。

南関東から東海地方における最近の地震活動の様子を地下断面として示したのが図2-2である。密度の濃い部分、すなわち地震が多く発生している部分が帯状に分布しており、これが地下におけるプレート同士の境界をおおよそ示す。本地域ではフィリピン海プレートの他に、東から太平洋プレートも年間約10cmの速度で日本海溝より沈み込んでおり、地下では3つのプレートが複雑に分布している。最近の研究では、さらに第4のプレートがブロック状になって地下に潜んでいるという説が提唱されており (図2-3)、首都圏及び周辺地域は、関東地震のようなフィリピン海プレートの沈み込みによって発生する大地震だけでなく、これら複数のプレートが関係する直下型の大震災の発生も懸念されている。

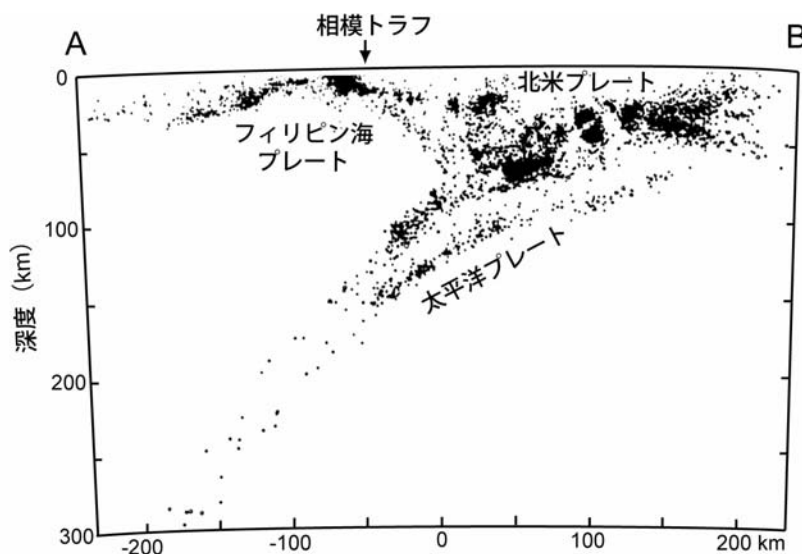


図2-2 南関東および東海地方周辺における地震活動の地下断面 [Noguchi, 2002 より引用]

測線の位置は図2-1に示した。

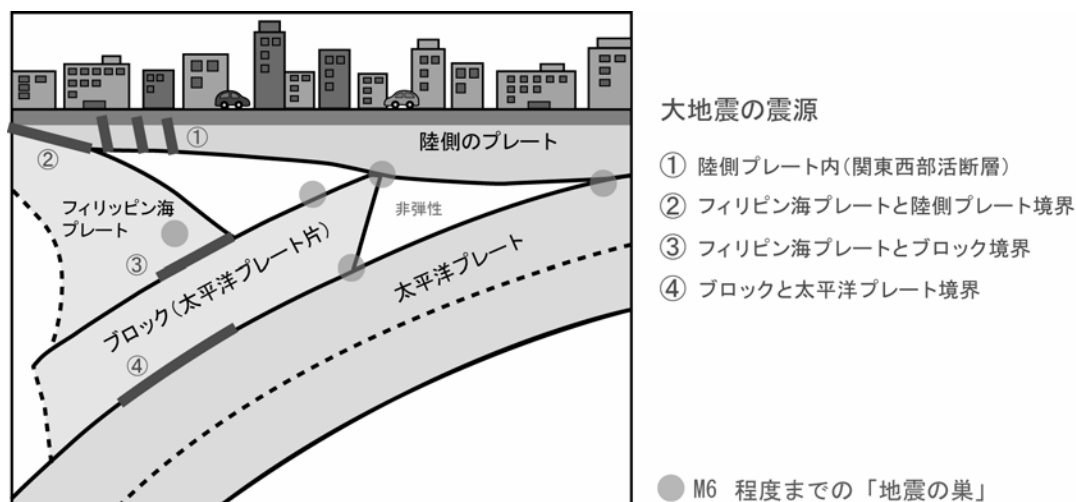


図2-3 南関東の地下におけるプレートの配置 [遠田, 2005より引用]

②が関東地震の震源に相当し、③や④が首都圏直下での大地震の震源になると考えられている。

(2) 反射法地震探査による地下構造調査の最近の成果

沈み込んだプレートの深さや形状を正確に把握することは、関東地震の震源の位置やその過程を解明する上で非常に重要である。しかし、自然に発生した微小地震の解析によって知ることの出来るプレート配置の情報は限られている。そこで近年、反射法地震探査という手法を用いて、地下の構造探査が行われている。反射法地震探査は、バイブレーターと呼ばれる人工的に地震波を発生する装置やダイナマイトの爆破などを用いて弾性波を発生させ、地下から反射した波をセンサーで捉えることにより、地下の構造をイメージングする方法である。最近数年の間に関東で行われた探査の結果によれば、フィリピン海プレートの沈み込む深度は、従来知られていたよりも浅い可能性があることが分かってきた (Sato et al., 2005)。図2-4では、フィリピン海プレートの上面と考えられる反射の強い面が、相模トラフから北西へ低角度で分布し、東京湾の中央部付近での深度は約20kmに分布する。これが関東地震の震源断層となったプレート境界面を示すと考えられる。

このほか、フィリピン海プレートの上面から上方に分岐して地表へ続く断層面の存在も示唆されている。これは地震時にプレート境界がすべった際に副次的に動く断層の可能性もある。実際に関東地震では、房総半島で^{えんめいじ}延命寺断層、三浦半島で^{したうら}下浦断層と呼ばれる長さ1~2km程度の断層が地表に出現しており、最大で約2mも右横ずれ方向に地面が食い違った(大塚, 1929)。将来、次の関東地震が生じた際には、例えば三浦半島に分布する既存の活断層が副次的に活動する恐れがある。

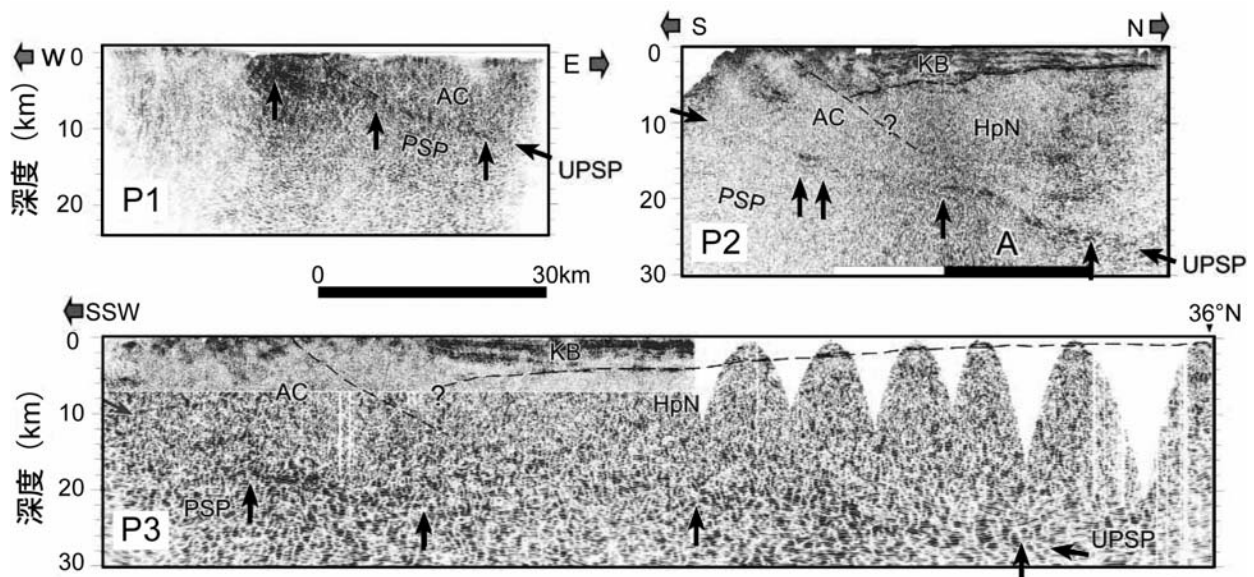


図2-4 南関東における反射法地震探査断面 [Sato *et al.*, 2005 より引用]

各測線の位置は図2-1に示した。上向きの矢印付近に見られる強い反射面がフィリピン海プレートの上を示すと考えられる。

2. 関東地震に伴う地殻変動

(1) 陸地測量部による測地データからみた地殻変動

関東地震では、地下の断層運動に伴って地殻変動を生じたことが測地によって明らかになっている。例えば神奈川県三浦市油壺にある検潮所では、地震直後に平均潮位が一気に1.4mも下がり、地盤が急激に隆起したことを示している。また南関東では、主に海岸線沿いに水準点路線が設定されており、陸軍の陸地測量部（現在の国土交通省国土地理院）によって地震後に改測が行われた。また、1～3等三角点の改測も行われており、これらの結果から関東地震に伴う地殻上下変動分布を示したのが図2-5（左）である。この図から分かるように、房総半島南端や三浦半島南端、そして大磯海岸で大きく隆起していることが分かる。最大の隆起量を記録したのは房総半島の布良で、2mに達する。隆起量は房総半島では北東へ向かって、三浦半島や大磯海岸では北西へ向かってそれぞれ減じており、隆起の中心が相模湾にあることがうかがえる。一方、丹沢山地周辺では逆に沈降したことが明らかになっており、同心円状に沈降域が存在する。沈降量は最大0.8mである。このほか三角点の基線測量から水平変動も測定されており、房総半島や三浦半島が南東方向へ最大3～4m移動したことが明らかになっている。以上の結果は陸地測量部が1930（昭和5）年に発行した『関東震災地復旧測量記事』にまとめられている。

測地から知られる地殻変動のデータから、関東地震の震源断層をおおよそ推定することができる。相模トラフ沿いで隆起量が多いこと、隆起の分布が房総半島側に偏っていること、丹

第2章第1節

沢山地周辺で沈降していることなどの地殻変動パターンは、断層モデルに基づけば、相模トラフ沿いの低角な逆断層の上盤側が斜め（南東方向）へ乗り上げるようにずれ動いた場合の理論的な地殻変動パターンとよく一致する（図2-5右）。実際には1枚の矩形断層^{くけい}だけで説明できるほど単純ではない（第2章第2節参照）が、この断層モデルは、前節で説明した地下のプレート境界面がずれ動いたことを示すものである。

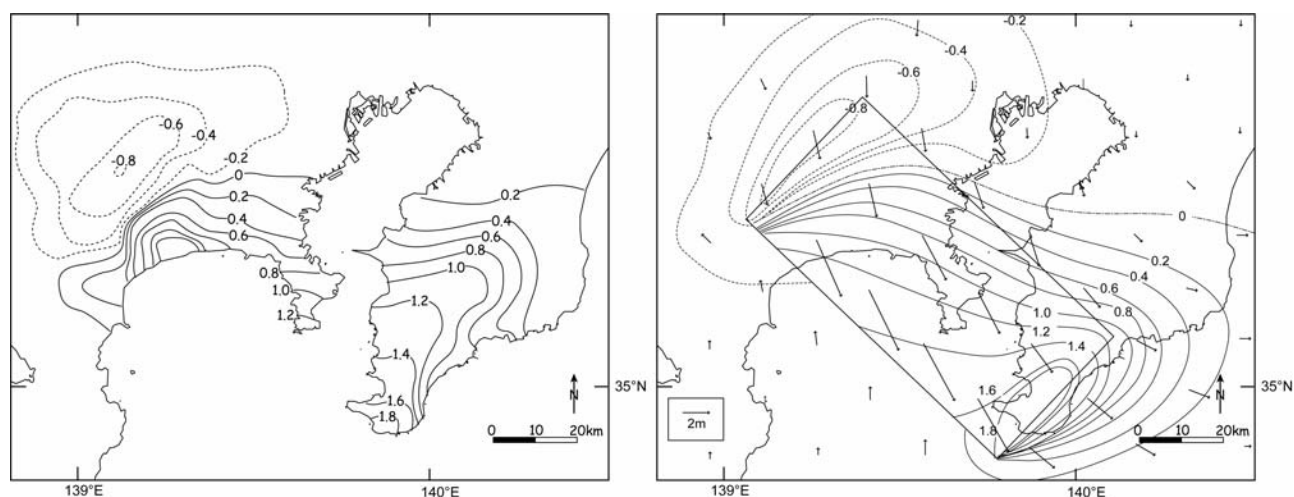


図2-5 測地から明らかになった関東地震に伴う地殻上下変動（左）と断層モデルによる地殻変動の理論値（右） [金森・安藤, 1973より引用]

図中の等変動量線の単位はm。測地の結果（左）は陸地測量部（1926）およびMiyabe（1931）に基づいて作成。断層モデル（右）は走向を相模トラフ沿いに置き、傾斜 30° の逆断層がすべり角 153° で6.7mすべったと設定。

(2) 地盤の上下変動を記録した海岸地形と生物化石

沿岸域では、地盤の上下変動を海岸の離水・沈水現象として確認することができる。一般に磯では、海面付近で沖に向かって広く平坦な面が広がっていることが多く、これを波食棚^{はしょくだな}と言う。波食棚は岩石の風化と波の侵食作用などによって形成され、平均海面付近のレベルで分布しているのが普通である。地震に伴って急激に地盤が隆起すると、波食棚は海面より上まで持ち上げられ、干上がる。房総半島や三浦半島の南部沿岸では、関東地震による隆起で海面から1～2mの高さまで波食棚が持ち上げられたことが知られており、その様子は山崎（1925）や田中館（1926）による地震直後の調査によって詳しく報告されている。現在でもこの隆起した波食棚は、海岸段丘として観察することが出来る。例えば千葉県館山市見物^{けんぶつ}では、海拔（asl: above sea level）1.5mの高度に段丘が分布し、測地で明らかになった隆起量とほぼ等しい（図2-6）。さらにそれより高く、海拔4.5mには元禄地震で隆起した段丘も見られる。段丘の比高や面積の広さから見て、隆起量は元禄地震の方が大きかったと考えられ、房総半島南端の布良では、6mにも達したと推定されている（宍倉, 2000）。



図2-6 房総半島南部に見られる歴史地震の隆起で形成された海岸段丘 [館山市見物にて宍倉により撮影]

海岸段丘だけでなく、生物化石も隆起の証拠となる。海岸段丘の発達している磯では、段丘とほぼ同じレベルで、かつての生物の棲み跡とみられる石灰質の殻が密集して帯をなしている様子が観察できる。三浦半島南端の城ヶ島では、幅0.3m程度の生物化石群集が平均海面（M. S. L. : Mean Sea Level）から1.45mと2.25mの2つのレベルで見つかった（図2-7）。これはヤッコカンザシと呼ばれるゴカイの仲間で、通常は平均海面付近の岩礁に固着して生息する種である。すなわち2列の生物化石群集は、それぞれがかつての平均海面を示し、急激な隆起によって持ち上げられたと考えられる。この地域は関東地震の際に1.5m程度隆起しているので、下位の群集はその時離水したことが分かる。一方、上位の群集は元禄地震で離水した可能性が高く、高度分布から推定される隆起量は関東地震と同程度である。

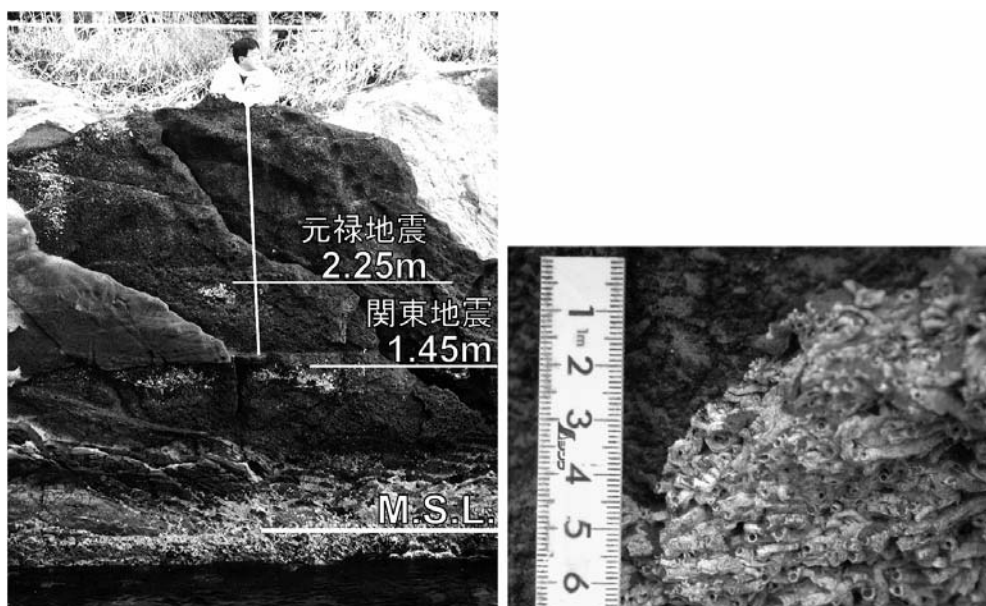


図2-7 三浦半島城ヶ島に見られる隆起した貝化石 [宍倉, 2004より引用]

地形や化石の証拠で明らかになった元禄と大正の地震に伴う地殻上下変動を比べると、三浦半島では似たような変動であるが、房総半島では大きく異なっていたようである。これは2つの地震が、三浦半島周辺では基本的に同じ震源域を持つが、元禄の地震ではさらに房総半島の南東沖まで震源域が広がっていたことを意味する（図2-1）。

(3) 水路部による海底変動

海軍の水路部（現在の海上保安庁水路部）が関東地震直後に行った相模湾の水深の改測結果によれば、震源断層の上盤側（隆起側）にある湾北東部では最大250m浅くなり、相模トラフの底部では逆に100m近く深さを増したと報告されている。すなわちおよそ150mもの海底の上下変動が生じていたということになる。茂木（1959）は、当時の測定精度に問題があったことを指摘し、海底の起伏が測定に大きく影響していたと考えた。そこで1951（昭和26）～1955（昭和30）年に行われた測量結果を用いて同じ地点での地震前（1913（大正2）年測量）の水深との比較を行ったところ、水深差の頻度分布（図2-8）は相模湾北東部で+20m、南西部で-40mと-80mにピークが見られた。茂木はこの結果から、南西部でおよそ50mの沈降があったと結論づけている。これでも沿岸の地殻上下変動が最大2m程度だったのに比べ、異常に大きい変動である。仮にこれだけの量の海底変動が地震時に生じていたとしたら、津波も相当に大きくなるものと想像されるが、第3章3節で示すように異常に高い津波は観測されていないことから、実際に数十m以上もの海底変動が起こったとは考えにくい。例えば凹凸のある海底が横ずれすると、海面上の同じ地点からの水深が見かけ上大きく変動することも考えられる。一概に上記の水深変動を否定するものではないが、近年様々なデータから評価された断層モデルから推定すると、実際の海底における地殻上下変動は最大でも10mを超えるものではなかったと考えるのが妥当であろう。

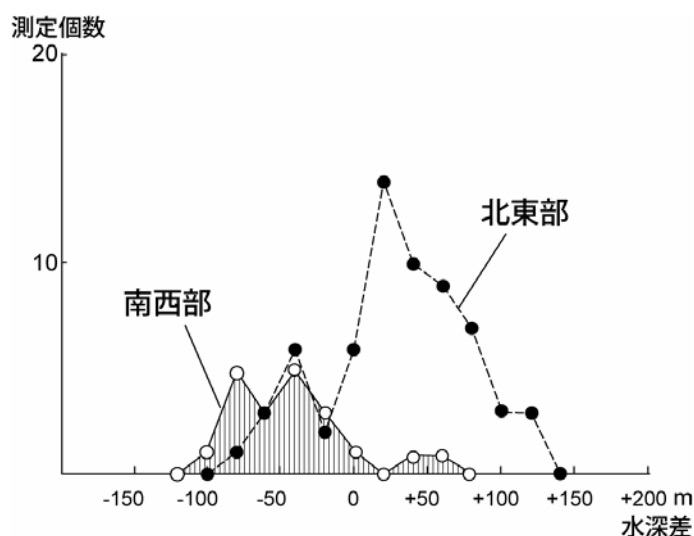


図2-8 測深による1913（大正2）年と1951（昭和26）～1955（昭和30）年の相模湾北東部と南西部における水深差の頻度分布 [茂木, 1959より引用]

3 過去にくり返し発生した関東地震と将来の発生予測

(1) 地形・地質学的証拠に基づく過去の関東地震の年代と再来間隔

ある震源から発生する大地震は、一般に固有の再来間隔でくり返し発生すると考えられている。例えば南海トラフ沿いに発生する東海～南海地震は、歴史的に100～150年程度の間隔で発生していることが明らかになっている。相模トラフ沿いを震源とする関東地震も、過去にくり返し生じていたと考えられるが、前述のように歴史的には元禄16（1703）年の元禄地震以外は知られていない。有史以前の地震の発生時期や規模を明らかにするには、地形や地質に記録された地殻変動や津波の痕跡を基に推定するしかない。例えば海岸段丘は過去の間欠的な隆起の証拠となり、段丘の高度からはおよそその隆起の規模が分かる。さらに段丘を構成する堆積物を調べ、年代測定を行えば、隆起の発生時期を知ることができる。

房総半島南部沿岸には、前述の関東地震と元禄地震で形成された段丘のさらに高いところに、同様の形の海岸段丘が何段も発達している（図2-9）。これらは大きく見て4段に区分でき、高位から沼Ⅰ面～沼Ⅳ面と呼ばれている。沼Ⅳ面が元禄の段丘である。沼Ⅰ～Ⅲ面は沼Ⅳ面と似た形状を示し、すなわち元禄地震と同規模の大きい隆起（元禄型）で形成されたと考えられる。それぞれの年代は、中田他（1980）によって放射性炭素同位体による年代測定から推定されており、年代較正を行うと、沼Ⅰ面：7,200年前、沼Ⅱ面：5,000年前、沼Ⅲ面：3,000年前となる。これらの各段丘面の中の崖をさらに詳しく見ると、比高1～2mの段が細かく発達していることが分かる（図2-10）。これは関東地震と同規模の1～2mの隆起（大正型）で形

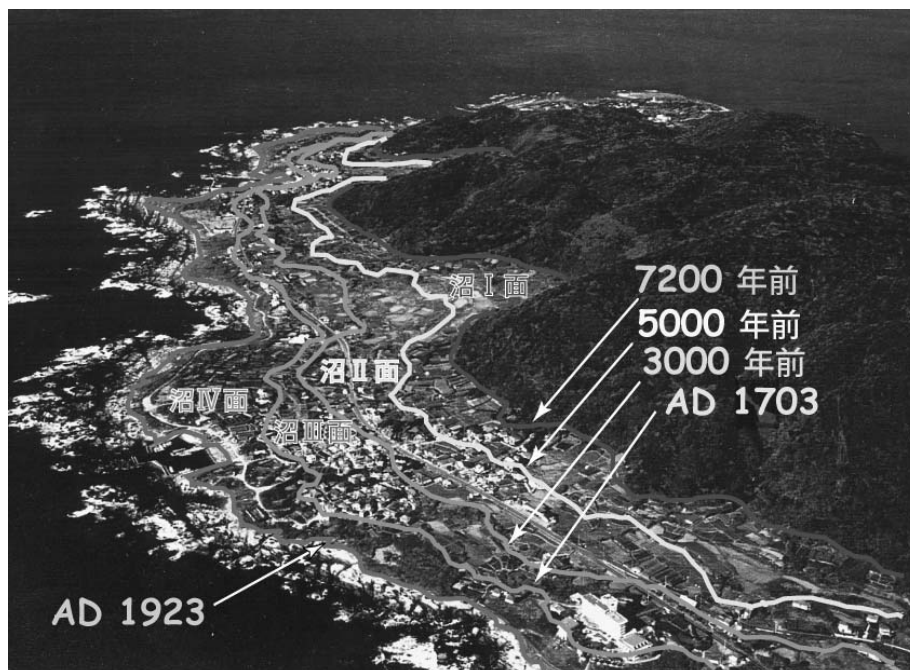


図2-9 房総半島南部沿岸に発達する完新世海岸段丘（沼Ⅰ～Ⅳ面） [宍倉，2004を修正]

海岸線沿いを縁取るように、かつての海岸線の跡が分布している。 [写真提供；千葉県史料研究財団]

第2章第1節

成されたと考えられ、その段数からみて少なくとも11回分の隆起イベントが確認できる。これらの各段丘の年代を測定し（宍倉他, 2001）、沼面群の年代とともに年表にまとめたのが図2-11である。すなわち相模トラフ沿いを震源とする地震は、過去7,200年間に合計で少なくとも15回発生しており、再来間隔は平均すると約400年と推定される。そのうちの数回に1回（2,000～2,700年間隔）が、震源域が広く隆起の大きい元禄型の地震であったと考えられる。



図2-10 関東地震と同規模の1～2mの隆起がくり返し生じたことを示す細かい段丘地形
[南房総市千倉町にて宍倉により撮影]

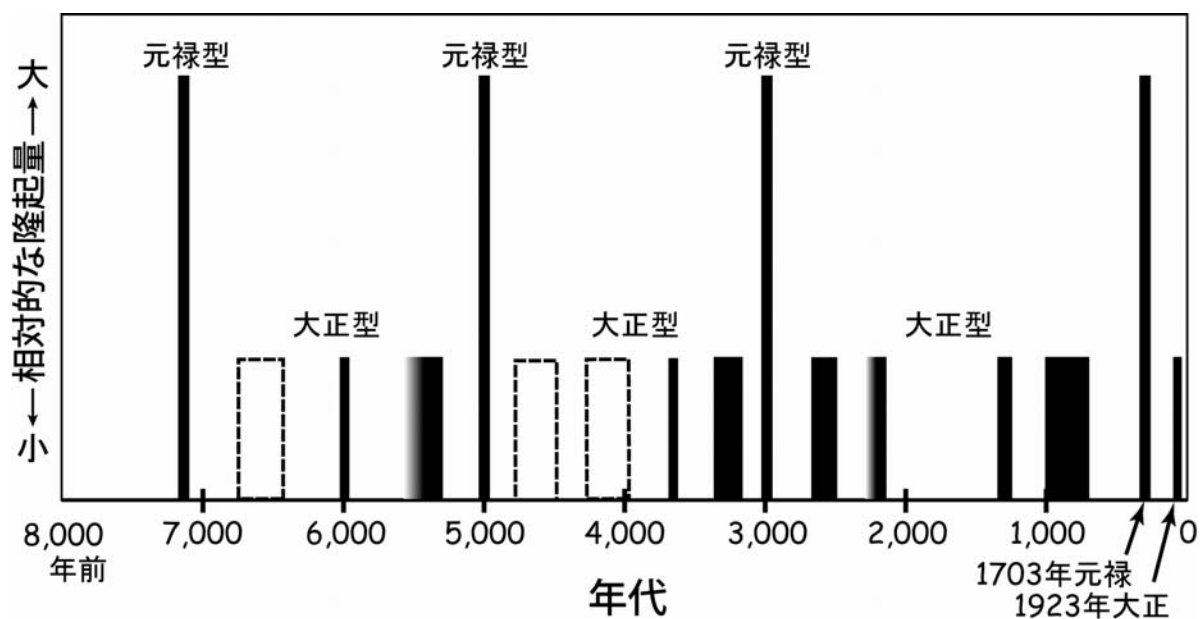


図2-11 相模トラフ沿いに繰り返し発生する地震の履歴と房総半島における相対的な隆起量
[宍倉, 2003]

(2) 関東地震の長期的発生予測

次の関東地震がいつ来るか？という問いに対する答えは、過去に相模トラフ沿いで発生した地震の再来間隔を評価することで得られる。既に述べたように、段丘地形からは平均400年間隔で沿岸を隆起させる地震が発生していたことが明らかになった。しかしながら元禄地震と関東地震の間隔は220年と短い。最近のGPS観測から知られるフィリピン海プレートの収束する速度と、1回の地震で断層がズレ動く量との関係からみると、再来間隔は200年程度である。果たして実際の再来間隔はどれくらいなのであろうか。地形・地質の痕跡は、侵食によっていくつかの地震の証拠を見落としている可能性が否定できない。一方、地球物理学的な推定方法も短期間の観測結果に基づいており、誤差が含まれているなど、それぞれに問題点がある。現在のところ、両者を併せて200～400年という幅をもった値を示すにとどまっている。政府の地震調査研究推進本部が行った長期発生予測の評価では、この再来間隔の値を用いて確率計算を行っている。それによれば、今後30年以内の発生確率は0～0.8%と低く見積もられており、切迫性はないと判断される。

第2節 関東地震の本震・余震活動

1 マグニチュード

(1) マグニチュードとは

関東地震のマグニチュードMについて説明するにあたり、マグニチュードとは何かについて簡単に解説する。一口に言うと、マグニチュードは震源からどのくらい強い地震波が出たかを表すことによって震源の規模を測ろうとする尺度である。もともとマグニチュードは、1935(昭和10)年に米国のリヒターという地震学者が考え出したものである。リヒターは、地震計によって観測された記録の最大の振れ幅(最大振幅)が、震源からの距離によってどのように減るかの関係(距離減衰式)をカリフォルニアで研究し、その結果をもとに距離100km相当の地点に、観測された最大振幅値を揃え、その平均を取って地震の大きさを表すことにした。その考え方を、戦後、ウィーヘルト式地震計を主体とする気象庁の観測網に当てはめたのが現在気象庁の発表しているマグニチュードである。

米国でリヒターがマグニチュードを考え出した数年後の1943(昭和18)年に、日本では河角^{かわすみ}広^{ひろし}が震央距離100kmにおける震度をもって震源の大きさを定義した。これを河角マグニチュードM_kと呼ぶ。考え方はリヒターのマグニチュードと同じで、観測された記録の最大振幅値を用いる代わりに各地で観測される震度の値を用い、震度の距離減衰式を使って震央距離100km相当の震度を求め、その平均を取るというやり方である。河角は戦後2つのマグニチュードの関係を以下のように求めている。

$$M=4.85+0.5M_k \quad (1)$$

河角マグニチュードを考えれば、震度は地震の際のある地点での揺れの強さ、マグニチュードは、地震毎に同じ震央距離に揺れの強さを揃え、それを基に震源から出る地震波の強さを相対的に比べようとした値であることが容易に理解できるだろう。

(2) マグニチュード7.9の信憑性

関東地震のマグニチュードは、多くの文献や書物に7.9と書かれている。マグニチュードが最初に考案されたのが、関東地震の10年以上後の1935(昭和10)年であり、その値は地震直後に決められたわけではない。誰が、何時、どのようなデータを基に決めたのであろうか。これだけ有名な値なのに明確に分かっているわけではない。マグニチュード7.9の値が現れるのは、1952(昭和27)年版の中央气象台(現気象庁)の地震観測法の付録12『日本附近における地震規模表(1885年-1950年)』においてである。一方、河角広による1951(昭和26)年の論文によれば、日本における過去の大地震について河角マグニチュードM_kの一覧表があり、関東地震のM_kは6.0と書かれている。どのようなデータを基に6.0と定められたか必ずしも明らかでないが、関

東地震の際に震央距離が約100kmの東京での震度が6であったことが、重要な資料となっているようである。M_k = 6.0として(1)式を用いてマグニチュードを求めるとマグニチュード7.85となり、四捨五入してマグニチュード7.9、これが関東地震のマグニチュードの真相らしい。後で述べるように同じ東京でも、場所によって揺れ方に相当の違いがあり、基にしたデータが、当時の中央気象台が発表した東京での震度6だけだとしたらあまりにも心許ない評価と言わざるを得ない。その後、他の研究者によってもこの値の妥当性が検討されているが、直接、観測記録に立ち戻ってマグニチュードを評価した結果は無かった。それどころかマグニチュードを決めるのに必要な、振り切れていない完全な地震計による記録が日本には無いという話さえあった。

ところが、第4章第5節で述べるように、当時の観測記録を調査すると、振り切れていない完全な記録が全国の6地点であることが分かってきた。最近それらの記録をもとに、気象庁が決められている方法によって関東地震のマグニチュードを評価すると、ほぼマグニチュードM = 8.1 ± 0.2であることが分かった。つまり従来から用いられているマグニチュード7.9はやや小さ目であるが標準偏差を考慮すれば許容範囲内の値であるということである。

2 震源モデルの進化

(1) 断層モデルの始まり

関東地震が発生した大正末期、地震の震源で何が起きているのかは分かっていなかった。地震の震源が地下で動く断層であることがはっきり確信されたのは、ずっと時代が下って1965（昭和40）年頃である。地震の震源として断層モデルの基礎が固まった時期である。その頃いわゆるプレートテクトニクスの考えも確立された。第2章第1節で説明したように、かなもりひろお金森博雄やまさたか安藤雅孝によって関東地震の断層モデルが評価されたのは、地震発生後50周年を迎える1970（昭和45）年頃のことである。彼らは、陸軍の陸地測量部（現国土地理院）による水準測量の結果のみならず、外国で観測された波形記録も解析した。

図2-12を用いて、関東地震の震源断層の概要を再度説明すると以下のようになる。図の点線はもぐり込むフィリピン海プレートの上面の等深線であり、楯円の領域の下のプレートの境界面が関東地震の断層面である。金森は海外で観測された地震記録と余震分布をもとに断層面を矩形に近似し、長さ130km、幅70kmの断層面が、平均して約2mの食い違いを生じたと評価した。

一般に地震の断層が食い違うときは、同時に断層面全体が食い違うわけではなく、断層面上のどこか一点ですべりが始まり、順次すべる領域を拡大してゆく。関東地震では楯円の領域のほぼ西の端にあたる小田原の直下付近からすべり始め、すべりは領域を拡大しながら次第に東へと広がっていった。震源位置は通常すべりの始まる位置のぶおに対応し、浜田信生（1987）によれ

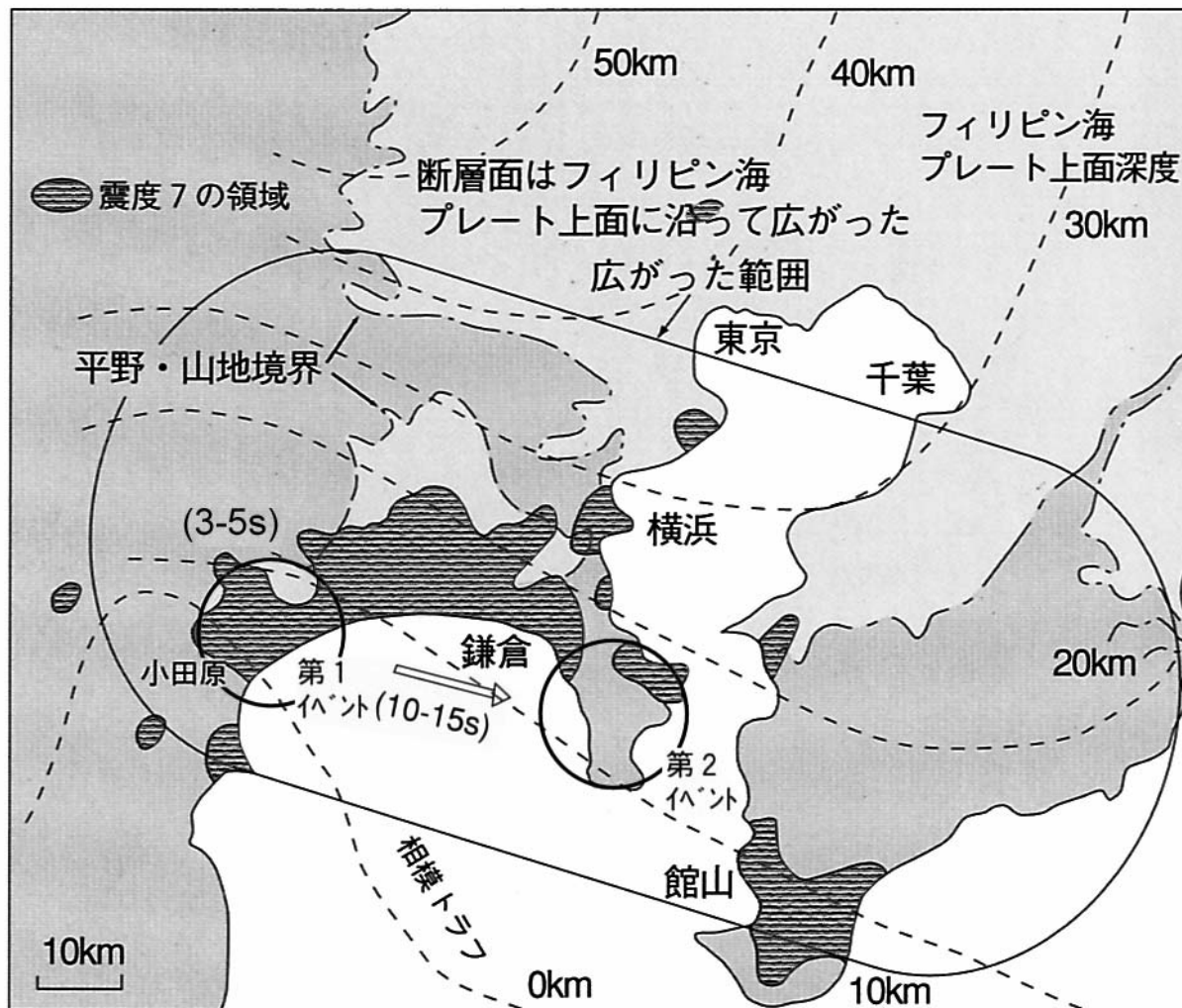


図2-12 関東地震の震源断層の破壊過程 [武村, 2003 より引用]。

一点鎖線を境に色の濃い領域が山地、薄い領域が平野を示す。

ば、小田原の北約10kmにある松田町の地下深さ25kmに震源が決められている。すべる領域が拡大する速度(破壊伝播速度)は毎秒約3kmと、超音速ジェット機より遙かに早い速度である。それでも長さ130kmにも及ぶ巨大な領域を全て食い違わせるためには40秒以上もかかる計算になる。これが、今から30年前に推定された関東地震の震源モデルである。

(2) 複雑な観測波形とその解釈

その後、地震学の進歩により震源断層は、断層面のどこでも同じようにすべるのではなく、すべりの大きな領域が島状に分布し、それら1つ1つを要素地震(イベント)と見れば、あたかも複数の要素地震が寄り集まって1つの大地震を形成し、要素地震の時間的空間的な分布によって複雑で強い揺れがもたらされることが分かってきた。関東地震でも約10年前から、このような震源断層の不均質構造の研究が始められた。その取っ掛かりとなったのは、当時日本中

で観測されていた地震記録のうち、多くの地点で比較的振り切れずに記録された初期微動部分（P波部分）の記録であった。

図2-13は国内において観測されたP波の記録例である。北海道の函館と奈良県の八木は震央距離や震源からの方位が全く異なるが、波形の特徴に共通した点が認められる。それはP波初動後比較的小さな振幅が継続し、その後振幅が急に大きくなること、さらに少し経って振幅がやや小さくなるが再度大きくなることである。1度目と2度目に振幅が大きくなり始める位置を①、②として示している。この他の地点のP波波形にも同様の特徴が見られることから、それぞれの位相の時間差から断層すべりの時間的な推移が推定できた。つまり、松田町付近で始まった小さなすべりは、3ないし5秒後小田原付近で第1の大きなすべり（第1イベント）に拡大し、その後約10～15秒後に三浦半島付近で第2の大きなすべり（第2イベント）を発生させた。イベント間の距離は約40kmである。図2-12の丸印は2つのイベントの位置である。

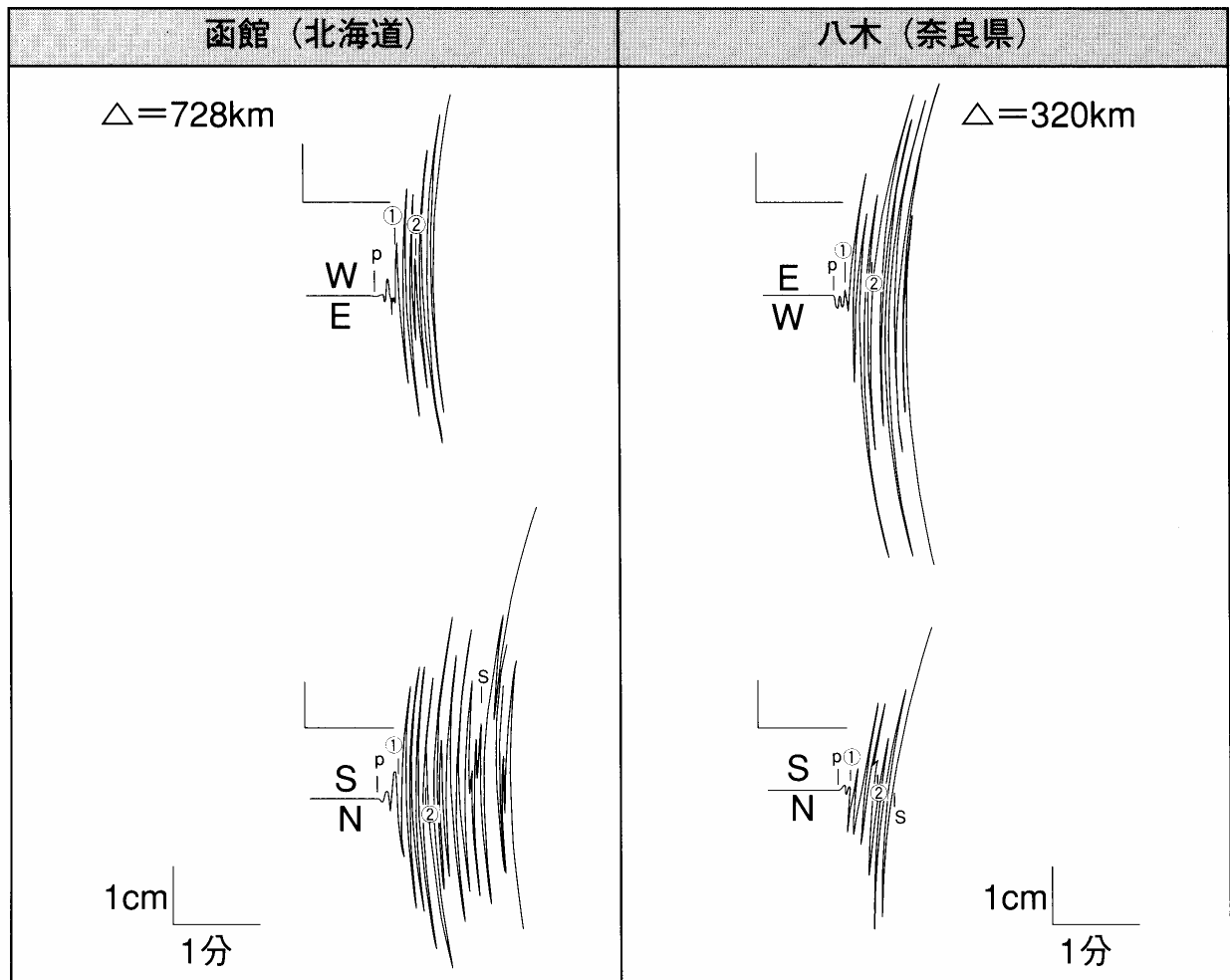


図2-13 地震計によって記録されたP波波形の例 [武村, 2003より引用]

Δ は震央距離、NSEWは北南東西の方向を示す

(3) 震源の素顔

さらに、最近では、国内外の地震記録や測量による地震前後の地面の変動量をデータに、それらを説明するように、断層面上でのすべり量を直接求めるインバージョンという手法を適用した結果も求められている。図2-14はKobayashi and Koketsu(2005)の結果である。断層面の位置の仮定やデータの差はあるものの、第1イベントと第2イベントに対応した2つの大きなすべり領域が求められ、そこでは、最大10m近くすべったことが分かってきた。また図2-15は被害データから推定された震度分布をデータとして、やはりインバージョンによって、断層から放出された地震波のエネルギー分布を求めた神田・武村(2004)の結果である。この結果からも断層面上に2つの目玉があることが分かる。つまり、関東地震が双子地震であることは、ほぼ間違い無い事実として分かってきたのである。このように、地震記録や被害データが保存されてきた結果、発生当時は思いもよらなかった関東地震の震源の素顔が発生後80年を経て詳細に解明されるようになったのである。

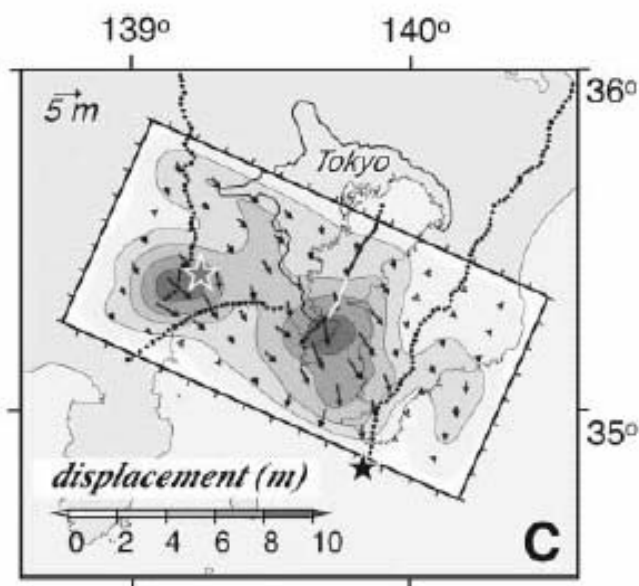


図2-14 Kobayashi and Koketsu(2005)による結果をフィリピン海プレートの潜り込み深さについての新しい調査結果を踏まえて断層面位置を再設定して計算し直したインバージョン結果 [Sato et al., 2005より引用]

矢印は上盤のすべりの向き、データは測量による地殻変動データ、遠地記録、国内の近地記録。星印は震央位置。

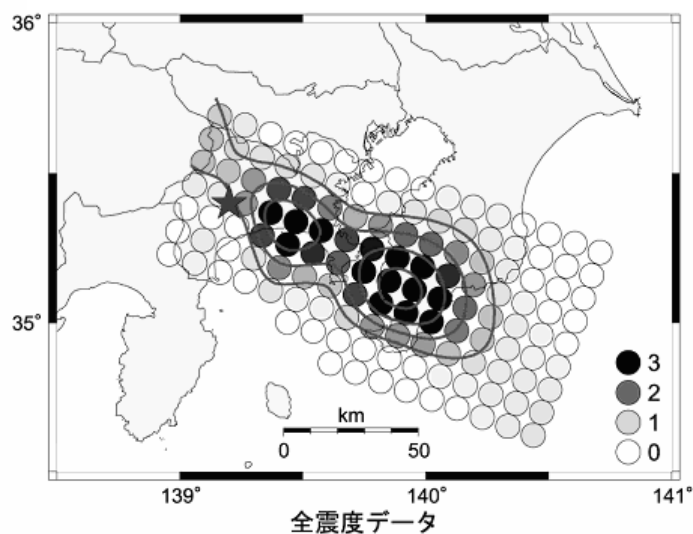


図2-15 震度データをもとに求めた相対的な短周期エネルギー放出分布 [神田・武村, 2004より引用] 値は断層面の位置を設定するプレート境界領域での平均値に対する倍率。データが異なるため図2-14の結果に比べ多少東側に目玉の中心が移動しているが2つの中心が見える。星印は震央位置。

3 本震による各地の揺れ方

(1) 藤沢小学校での体験談

関東地震の断層面のほぼ中央部直上に位置する藤沢市は、鎌倉の西に隣合う神奈川県中部の町である(図2-12)。ここにある藤沢小学校は明治5(1872)年の学制によりその前身が生まれ、1901(明治34)年に現在の校地に新築移転され現在に至っている。関東地震当日は、始業の日でもあり、土曜日でもあったため、生徒は1人も学校にいなかったが、教師約30名が学校で地震に遭遇した。当時6年制の尋常科とさらにその上に2年制の高等科があった。教師の体験談は、学校の復興の様子などと共に震災後1周年を記念して作成された『藤沢震災誌』に掲載されている。

当時の校舎は全て木造平屋建てである。関東地震でからくも全潰を免れたのは、裁縫室のみで他は全て一瞬にして全潰したが、幸い死者は1人も出なかった。紙面の都合上、全ての体験談を掲載できないが、表2-1(a)に、機械室(理科準備室)にいた3人の教師の体験談を要約して示す。

表2-1 藤沢小学校での体験談の例と小田原の体験談 [武村, 2003より引用]

(a) 藤沢小学校での体験談の例

氏名 遭遇場所等	①初期震動はじまり ②強烈地震動襲来	③校舎倒壊 ④本震震動終了	本震終了後 ⑤直後余震
柏木 勝 理科室・機 械室	①篠田と椅子の下に頭を突っ込む ・何時の間にか反対の方を向く ②途端激しい上下動と共に戸棚が 倒れ来た	③“駄目だ”と言い終るか終らないうちにあ たりは暗黒 ・“倒れたな”と暫くして思う ・屋根をむしってもらったのでしようと したが両足が梁の下敷	⑤引き続いて起こる余震で右足の痛 さは増すばかり“痛い痛い出してく れ出してくれ” ・高橋, 桂島に助けられ中庭へ ・小使に足を洗ってもらって仮包帯
篠田 隆 理科室・機 械室	①柏木と椅子の下にもぐり込む ②左右動は上下動と変わり勢い益 々猛烈 ・戸棚倒れがガラス飛び剥製躍りです ・薬品ジュージュー悪臭	③百雷の一時に轟くような音響一面暗黒 ・小野口, 野口, 柏木の救助を求める声	⑤柏木の“痛いよ痛いよ”のうめき声 余震は追っかけやってくる ・出路探しもがく, 一隅より光線 ・漸くのことで中庭に這い出る ・小野口, 野口も出てくる
高橋高治郎 理科室・機 械室	①さしたることもないと様子見 ②猛烈な上下動も加わって来た ・これは勝手が違うぞ ・渡辺は窓外へ つられて僕は右, 桂島は左の窓から中庭へ ・更に激震加わる ・転びながら黄楊の根本へ逃れる	③息着く間もあらばこそ大音響蒙々と揚が った土埃 ④少時してやや静まった ・目を開けると土埃の中より校舎の倒壊の 様子が見えた ・助けての声(小野口か)に機械室に近づ く	・3人(渡辺, 桂島, 高橋)協力し瓦 をはねのけた ・篠田, 野口, 小野口と出てくる ・声をたよりに中に入り桂島と協力 柏木を梁下より救出

(b) 小田原での体験談の例

氏名(場所)	① 体験内容
石井富之助 (小田原荻窪)	強烈に上下動が3-4回, 茶碗や湯呑みが一尺二寸も上がり, 後は砂煙になる, 家屋倒壊
小沢 (小田原)	突然凄い音とともに上下に揺れ始め, 母は柱に捕まったまま, 私は出たが転ろがされた
神谷信雄 (小田原下府中)	地震と同時に壁が倒れ始め, 土間が50-70cm地割れ, 70-80cm噴水, 外へ飛出すが立てず
相沢栄一 (小田原)	地震と気付いた瞬間とても立って居られない, 家は傾き床が落ち這って表へ出た

第2章第2節

(2) 揺れの様子

これら3人を含む13人の教師の体験談をもとに、本震の揺れが始まってからの様子を大きく5段階に分けることができる。

- ①初期震動始まり
- ②強烈地震動襲来
- ③校舎倒壊
- ④本震震動終了
- ⑤直後の余震

全ての体験談に5段階に対応する記述が在るわけではないが、対応すると思われる記述は表中に番号を付して示した。まず、柏木と高橋の体験談に注目すると②の強烈な地震動に至るまでに多少時間をかけた緩い揺れがあったことが分かる。また②の強烈な揺れになった時に柏木、篠田、高橋の3人とも強い上下動が襲ってきたと述べている。このような特徴は、藤沢だけでなく三浦半島周辺での体験談に共通したものである。

さらにその次の段階では、③で校舎が倒壊する。校舎倒壊も3人全員の体験談で確認できる。その後震動は静まり、やがて④本震震動終了に至る。その過程で、同じく機械室で校舎の下敷きとなった小野口の助けを求める声が篠田や高橋の記述に共通して表れる。さらに⑤本震直後の余震やその際に梁の下敷きで痛がる柏木の声が篠田が聞いている等、時間の流れに関する体験談相互の関係を知る上で有益な情報も認められる。

(3) 断層モデルによる解釈

比較のために断層面の西端直上に位置する小田原付近での体験談の要約例を表2-1(b)に示す。これらの体験談では、藤沢のようにしばらく揺れが続いてから校舎を倒壊させるような上下動を伴う強い揺れが来るのではなく、最初から突然上下動を伴って強い揺れが襲ってきた様子が良く分かる。その様子は兵庫県南部地震の際の神戸の体験談とよく似ており、大半はそれだけで終わっているが、中にはその後の揺れの様子が記されているものもある。それらによれば10秒から20秒位の間やや弱まった揺れは、再び水平動に富む大きな揺れとなって襲ってきたということである。

以上2つの体験談を同時に解釈しようとするれば、小田原の直下(第1イベント)と藤沢に近い三浦半島の直下(第2イベント)の2箇所ですべりの大きな場所を考え、それらがほぼ10秒余りの時間差ですべったと考える。つまり関東地震を双子地震であると考えると都合が良い。

まず第1イベントに近い小田原では、すべりが始まった途端に第1イベントの影響で上下水平入り交じった強い震動が伝わってきたものと解釈できる。一方藤沢では、やや離れた第1イベントから伝わって来た震動を感じているうちに、藤沢に近い第2イベントがすべり、校舎を全潰させるほどの震動になったと解釈できる。揺れの途中から来る上下動を伴う強い揺れは第2イベントの影響と考えられる。一方、小田原では第2イベントの影響は、最初の強い揺れに

襲われてからかなりの時間が経って感じられるはずで、先に紹介した一部の体験談はそのことを物語っている。

4 余震活動と揺れの特徴

(1) 3度揺れて2度目が強かった東京

「大正十二年の関東地震の時の大揺れは、この三回までであったと思う。だが三回のうちでも第一回目が一番猛烈で、上下、左右の動きが迅速だった。二回目は一回目より少し弱く、第三回目は二回目より大分弱かったと思う。だがその後、たびたび東京で私は地震に遭ったが、このときの三回目ほどのものはない。これは、東京の京橋で地震に遭遇した秋山清が1977（昭和52）年に出版した自伝『わが大正』（第三文明社）に出てくる一節である。

「昨年の九月一日の地震とはむろん比較にはならぬ。あの時は連続的に強いのが三回ばかり襲うて来た。」これは、関東地震の翌年の1月15日に丹沢山地で発生した余震の際に、大阪朝日新聞に掲載された中央気象台地震掛かかりの中村左衛門太郎さえもんたろうのコメントの一部である。

いずれの記述も、関東地震の際に、強い揺れが3回来たことを示している。なぜだろうか。この他にも表2-2に示すように多くの体験談で3回揺れたと述べられている。しかも北園孝吉が、最初の震動は数十秒位続き、その後震動がとにかく止まったと述べるなど、それぞれの揺れの間には、それなりに震動が止まった時間があったと考えられる。先に、関東地震の本震が双子地震だったらしいと述べたが、双子地震でも震動の強弱こそあれ、断層すべりが続いている限り、揺れは連続し1つの地震として感じるはずである。したがって、後の2回は本震の揺れではないと判断される。

表2-2をさらによく見ると、多くが、2度目の揺れでは立っていられなかったと言っている。哲学者の和辻哲郎わつじてつろうも「女達は」と断っているが立ってられない程の震動であったと述べている1人である。さらに酒井佐昌や河野伊三郎はその強さが前、つまり1度目より強かったと述べているのである。2度目の揺れについては、さらに多くの人の証言がある。

東大の地震学教室にいた今村明恒もその1人で、本震から続く余震の内「かなり強い余震が急激な震動を与えた為再び肝を冷やした。初震から3分目頃のもの特に著しい。」（『震災予防調査会報告』100号甲(1925)）と述べている。また上野の美術館にいた寺田寅彦てらだとらひこは、色々な書物に震災の体験談を残しているが彼も「最初にも増したはげしい波が来て二度びっくりさせられた。」と述べている（例えば、『震災日記』（1935））。彼は随筆家として有名であるが、東大の地震学者の1人でもあった。また当時中学生で後に建設省建築研究所所長となる地震工学者の竹山謙三郎は自宅で震災を体験し「二三分後に来た余震がまた激しいものであった。庭から眺めた主屋は軒先で左右に一尺二三寸も振幅があったらうか」と述べている（『中央公論・特集関東大震災の日』（1964））。さらに作家の田山花袋たやまかたいも自宅で「二度目がきた。最初

表2-2 本震時に3回強く揺れたとする体験談（東京）の例〔武村, 2003より引用〕

氏名, 場所, 出典	地震時の行動および揺れの様子
<p>●◆酒井佐昌</p> <p>東京・牛込 自宅</p> <p>大震の日・一高国 漢文学科・六合館 (1924)</p>	<p>①二階でうとうとして起きあがろうとした刹那、異様の響き。 [第一震開始]</p> <p>大したこともあるまいと思ひながら飛ぶように下へ。その時グラグラと揺れ始めた。</p> <p>②おや地震だなどと思う間もなく地軸も折れんばかりの大震動。</p> <p>もう止むだろうと何時ものように平気でいたが普通ではないようだ。</p> <p>③屋根瓦は飛ぶ、戸障子ははずれる、四辺騒擾、黄塵天日を被う。</p> <p>④やっと静まった頃、一同飛んではだして庭の隅へ逃げた。 [第一震終了]</p> <p>⑤すると間もなくまた来た、前にも勝る大きな奴。 [第二震開始]</p> <p>⑥庭にちじこまって見ると、二階は草木の如く揺れている。</p> <p>自分達は立っていることもできず樹にしがみついて頑張った。</p> <p>⑦しかし案外早くおさまったので門外へ出て見た。 [第二震終了]</p> <p>⑧通りは町の人でいっぱい、大通りへ出ると両側の家は殆ど将棋倒し。</p> <p>この時3度目の大きい揺れが来た。立木にすがってブルブルふるえていた [第三震]</p>
<p>●◆河野伊三郎</p> <p>東京・四谷 自宅</p> <p>大震の日・一高国 漢文学科・六合館 (1924)</p>	<p>①寝ころんで天井を見ていた。グラグラと背中が持ち上がった。 [第一震開始]</p> <p>②すぐ止むと思っていたが揺れは次第に激しくなる</p> <p>③もう終わるかもう終わるかの予想に反し柱のきしむ音、梁の打ち合う音、階段のきしむ音、あたりは塵埃でもうもう。</p> <p>④起き上がり座る。ゆれ方はひどくなる一方。</p> <p>⑤本棚転倒、手水鉢が大きな音とともに落下、台所で陶器の打ち合うような音。</p> <p>⑥兄が母を庇って筆筒の傍にうづくまる。妹も一緒。</p> <p>⑦二階へ行こうと立ち上がる。電灯が天井板に当たりそう。止まっても直に揺れる。</p> <p>⑧ちょっと止んだと思った。 [第一震終了]</p> <p>⑨兄が揺り返しが来ると言うか言わないかうちに前より強いのが、 [第二震開始]</p> <p>立って歩けない。</p> <p>⑩やっと次のが止んだ。その時二階へ、父、弟二人、妹が固まっていた [第二震終了]</p> <p>⑫三度目が来た、二階は階下より揺れ方がひどい。 [第三震]</p> <p>⑬三度目が終わった時に皆が二階へ、二階に籠もることにする。</p>
<p>● 和辻哲朗</p> <p>東京・千駄ヶ谷 自宅</p> <p>地異印象記・思想 (1923・10)</p>	<p>①家族と昼食を終えようとしていた時、揺りは始める。 [第一震開始]</p> <p>②立って縁側に出る。予想外に猛烈な震動。</p> <p>③反射的に庭へ飛び降りた。二階が三尺も動くかと思われる程揺れている。</p> <p>④子供を助けるため縁側に戻ろうとしたが普通に歩けない。</p> <p>⑤縁側のガラス戸が倒れる。家が倒壊したとすればあの瞬間であったかも知れない。</p> <p>⑥座敷へ飛び上がり2階へ。震動がおいおい弱くなる。 [第一震終了]</p> <p>⑦階段を降りて家族と空き地へ避難、空き地の向こうの家が倒壊しているのを目撃。</p> <p>⑧まもなく気味の悪い地鳴りがしてひどく揺れ出す、女達は立ってられない。</p> <p>もまれている家を見て倒れるかもしれないと思う。 [第二震開始]</p> <p>⑨大砲のような大きな音が三度程最初に南の方からしたのはこの頃か。 (多分高輪御殿の薬品の爆発であったらしい)</p> <p>⑩二度目の揺れがやや鎮まる [第二震終了]</p> <p>⑪家へ戻り下駄や傘を取り出し空地へ戻る。。</p> <p>⑫三度目にひどく揺れる。なすの畑の波動の仕方を興味深く観察する。 [第三震]</p> <p>⑬そのうち北の方に火事の煙があがった</p>

●立ってられない
○立ってられる

第二震の揺れが ◆本震と同じないしそれ以上
◇本震より弱い

表2-2 本震時に3回強く揺れたとする体験談（東京）の例（続き）〔武村, 2003より引用〕

氏名, 場所, 出典	地震時の行動および揺れの様子
<p>●◇大曲駒村</p> <p>東京・新宿 友人宅</p> <p>東京灰燼記・ 東北印刷出版部 (1923)</p>	<p>所用で有人宅の二階で話込む。大震の最中にドンを聞いた。第一、第二、第三震を二階で過ごす、この間四、五分を要したと思う。その内第一震は最も強烈であった。 (詳細は以下の通り)</p> <p>①最初余震が大風のようにドドドッと来た確かに上下動。 [第一震]</p> <p>②「大きいやつが来るらしい」という余の言葉が終わらぬ内に果たして揺りだしてきた</p> <p>③背後の箆笥が揺れ、水差し、煙草盆が飛んできた。</p> <p>④これはいけないと立ち上がる。</p> <p>⑤第二震が来た。余は北口の窓の柱に無意識に取り縋っていた。 [第二震]</p> <p>上下左右に動揺、激浪に揉まれる小舟のよう。</p> <p>⑦第三震が襲ってきた。その間に柱から離れて、落ちた水差し、煙草盆、位牌等散乱した物を整えた。柱から手を離すと泥酔者のように畳の上によるめき倒れる。 [第三震]</p> <p>⑧この時ドンが鳴った。二階の時計は12時5分で止まっていた。この時計は十分位進んでいたなと思った。</p> <p>⑨隣の瓦斯会社の爆発をおそれて二階を飛び降り、電車路上に出る。タンクが無いので破裂なんぞあるはずが無い等と考えた。</p> <p>⑩第四震には電車線路上で逢着した。</p>
<p>● 北園孝吉</p> <p>東京・東銀座 映画館前</p> <p>大正・日本橋本町 ・青蛙房(1978)</p>	<p>①映画館（豊玉館）前で写真を見ている、足元から突き上げる感じ。 [第一震開始]</p> <p>②瞬間街の風景が斜めに傾く。傾斜が反対になり右へ左へ激動が数回つづく。</p> <p>③よろめく足を踏みしめ、こうもりを地面に突き立てて転ぶまいとする。</p> <p>④上下動から水平動に変わって時間にすれば数十秒か、 [第一震終了]</p> <p>とにかく震動は止まった。</p> <p>⑤往来にはもうもうと土埃、屋根瓦が落ちた商店から人々が外へ出てきた。</p> <p>⑥すぐまた突き上げるようにズズンときて、グラグラ第二震がきた。 [第二震開始]</p> <p>⑩これは容易ならない事態だと、映画を見ずに帰ろうと友人と歩き出す。 またしても<u>立ってられない程</u>身体が傾きめまいがして思わず目をとじ踏んばった。</p> <p>⑦まもなく揺れはうそのように停った [第二震終了]</p> <p>⑨人々の呼び声、土蔵のひび、老婆を背負った男が店から往来へ飛び出す。老婆の額から血、この分ではけが人が出ただろう等とノンキに思う。</p> <p>⑩するとゴオッという地なりが聞こえ次の瞬間三つめの激震が起こった。 [第三震]</p> <p>⑪これは容易ならない事態だと、映画を見ずに帰ろうと友人と歩き出す。</p>

●立ってられない
○立ってられる

第二震の揺れが ◆本震と同じないしそれ以上
◇本震より弱い

のものより大きかったかもしれない。家がぎいぎい揺らぐ、瓦が落ちる。」と述べている（『東京震災記』(1924)）。強さだけではなく、震動の継続時間についての証言もある。水野慶誌は「初回の震動は鎮まった。数分の後揺り戻しの第二の激震が来た時間はやや短かったが強度は初回に譲らなかった。」と、二回目の揺れが本震の揺れに比べて継続時間が短かったことを述べている（『中央公論』10月号（1923））。この指摘は、表2-2にある酒井佐昌が2回目の揺れが「案外早くおさまった。」と述べていることと整合する。

(2) 揺れはじめからの5分間

以上、東京での揺れに関する様々な体験談を紹介したが、ここで、揺れ始めからの様子を整理してみよう。まず、最初の揺れは11時58分44秒つまり59分頃から始まり、北園孝吉が述べているように数十秒で止まった。中央气象台地震掛の中村左衛門太郎も別の資料（『震災予防調査会報告』100号甲(1925)）で本震の揺れ初めから終わりまでの時間が30～40秒であったと述べている。この揺れの長さは、先に本震の断層がすべり終わるまでの時間を約40秒と推定したが、その間震源から震動が連続して出ていたとすれば理解できる。これが1回目つまり本震の揺れである。次に2回目の揺れは、今村明恒は3分目頃、竹山謙三郎は2～3分後と述べており、12時1分頃と推定される。和辻哲郎は2回目の揺れの最中に高輪御殿たかなわごてんの薬品の爆発音を聞いたと述べている。高輪御殿の発火時間は午後零時頃、12時5分頃など資料により多少異なるが、大曲駒村おおまがりくそんが第1震から第3震の終了まで4～5分を要したと述べていることとも考え合わせると、2回目の揺れを12時1分頃としてもそれほど矛盾しているとは言えない。

2回目の揺れの強さについては、先に幾つか紹介したが、この他にも多くの証言があり、調査の範囲でまとめると、本震（第1震）と同等またはそれ以上と述べているのは、表2-2で黒四角（◆）を付した酒井佐昌、河野伊三郎など12名に対し、本震より弱かったと証言しているのはたったの4人であった。このうち秋山清は3回の揺れの内、本震の揺れが一番猛烈だとしながらも、2回目は1回目より少し弱いだけだと述べている。またさらに3回目は2回目より大分弱かったとし、それだけではなく、「その後度々東京で地震に遭ったがこのときの三回目ほどのものはついで出遭わない」と付け加えている。秋山清の体験談が出版されたのが1977（昭和52）年のことである。関東地震後の1924（大正13）年から1977（昭和52）年までの東京での有感地震は、震度5が最大で4回あるが、これらはいずれも1929（昭和4）年以前の記録で、1929（昭和4）年の山梨県東部地震（マグニチュード6.3）を最後にそれ以後1977（昭和52）年まで震度5をもたらした地震はなく、東京での揺れの最大は震度4である。以上を総合して考えると3回目の揺れは震度5程度で、2回目はそれよりずっと強く、本震と同じ震度6程度ということになる。このことは、2回目の揺れの際に立っていられなかったとする体験者が調査の範囲で13人いるのに対し、立っていられたとする人が1人であることとも整合する。多くの人が立っていられない状態は震度6と判定される。

しかしながら、2回目の揺れの継続時間は酒井佐昌や水野慶誌が述べているように本震に比べて短かった。これは、地震の震源の規模が本震に比べて小さい、つまりマグニチュードが小さいことに対応するものと思われる。また体験談からは2回目の揺れの後、3回目がいつ頃始まるかはよく分からないが、大曲駒村が言うように第3震の終了まで4、5分を要したとすれば、12時3分頃に3回目の揺れがあったものと思われる。

(3) 大きな余震の連発

東京では以上のように、本震の3分後に本震とほぼ同じ程度の揺れが、5分目頃にそれよりやや弱い揺れが、相当強い揺れが襲ってきた。これは本震の3分後と5分後に大きな規模の余震が本震の震源のどこか近くで起こったことを意味している。本震の震源の近くと言っても、関東地震の震源の断層面は長さ130kmもある巨大なもので、その断層のどのあたりに余震が起こったのであろうか。先に紹介したように、日本はもとより世界中に置かれていた地震計の記録にこの2つの余震は記録されていないのだろうか。

調査の結果、岐阜測候所の今村式強震計の上下動の記録が本震直後の2つの余震を完全に記録していることが分かった。図2-16に記録を示す。図には観測に用いられた今村式の強震計の写真も示す。

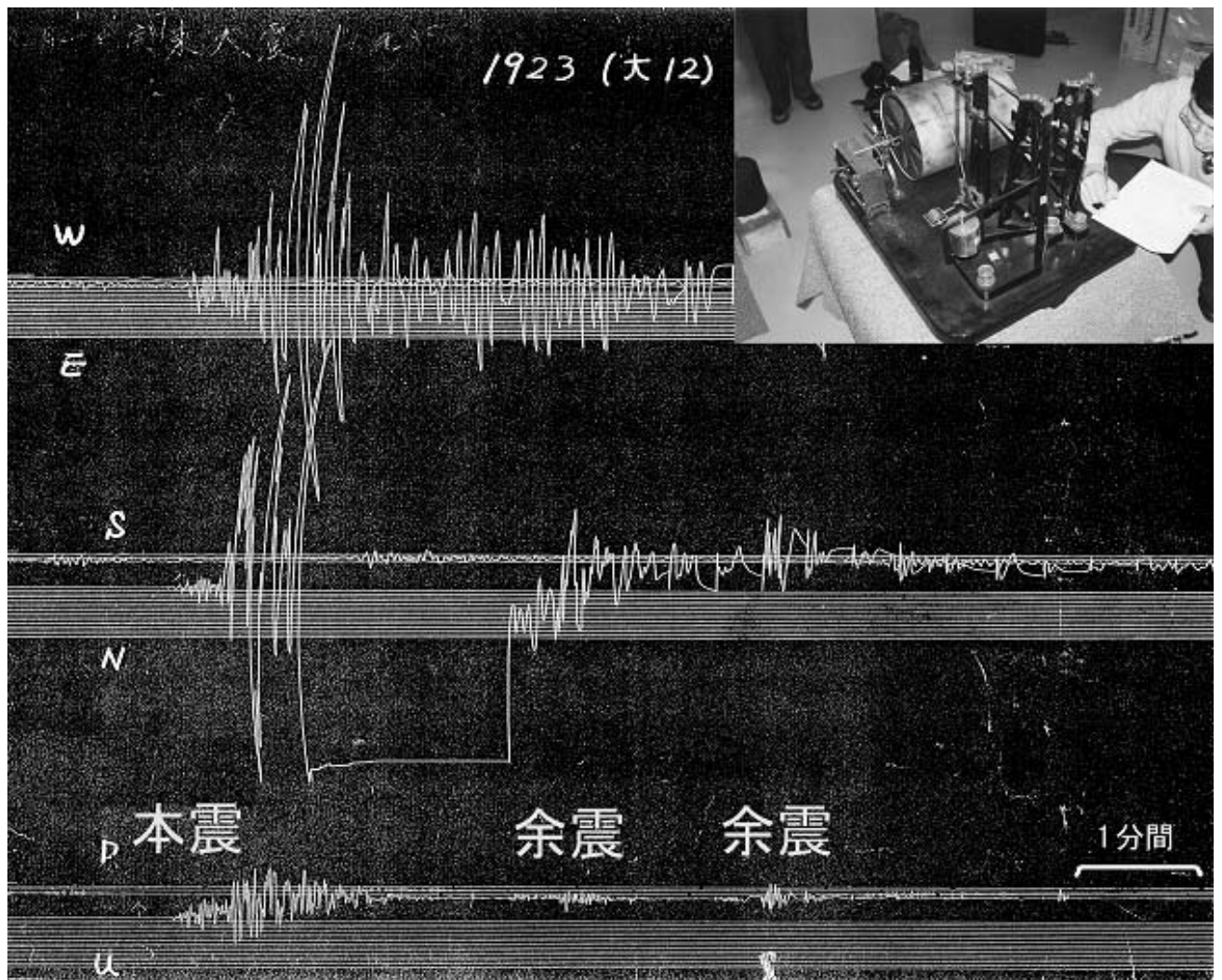


図2-16 岐阜測候所の記録と観測した今村式強震計 [作成：武村雅之]

NS成分の途中で描針が引っかったようである。また本震・余震の文字は解説用に入れたものである。

第2章第2節

当時の地震観測の状況は第4章第5節で詳しく説明するが、上下動成分の記録から、第一の余震は本震の約3分後、第二の余震は本震の約4分半後に起こり、最大振幅値を検討した結果、マグニチュードは、3分後が7.2、4分半後が7.3と推定できた。余震と言えどもさすが関東地震の余震である。兵庫県南部地震のマグニチュード7.3に匹敵する大地震であったことが分かる。

今村式強震計は、本震だけでなく、多くの余震についても完全な記録を残している。これらの記録や先の体験談の記述も参考に震源位置やマグニチュードも評価した。その結果、本震直後の2つの余震を含め、実に6つの余震がマグニチュード7以上で兵庫県南部地震に匹敵する規模であることが分かった。図2-17には、余震の発生場所と本震の断層面の位置、さらには本震の際に断層面上で4m以上の大きなすべりがあったと推定されている場所(Wald and Somerville(1995))を斜線で示す。▲は本震の震源位置(断層すべりが始まった場所)で、先に述べたように小田原の北、松田付近の地下約25kmにある。また6大余震の震源位置は、本震で大きくすべった領域を取り囲むように分布していることが分かる。多分、本震の断層面上ですべり残ったところが余震としてすべったのであろう。

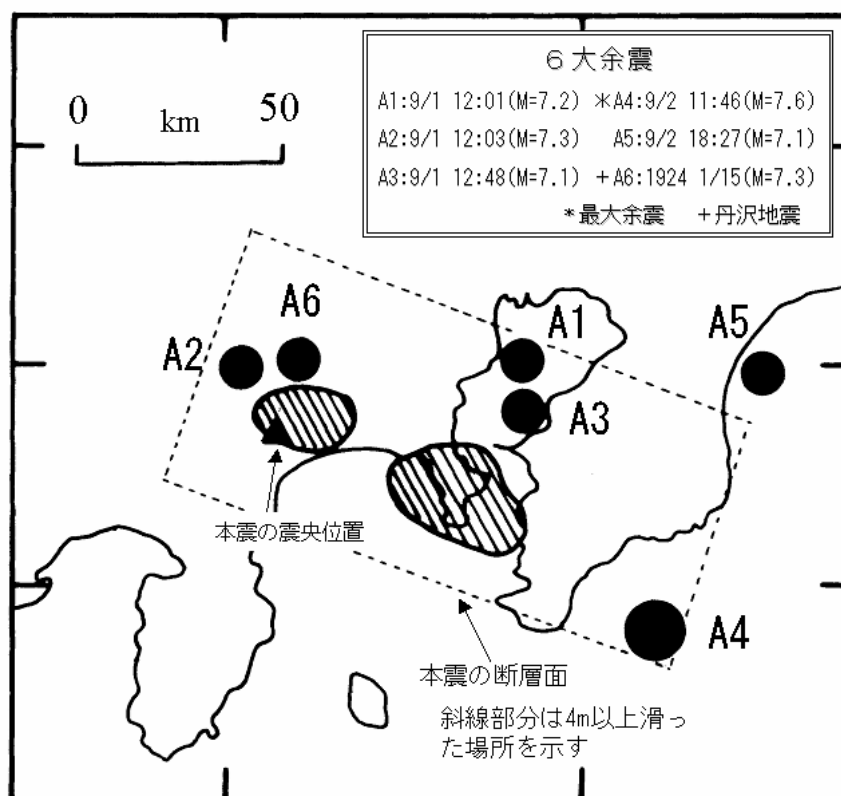


図2-17 本震の震源断層で大きく滑った部分と6大余震の震源位置の関係 [武村, 2003より引用]

日本付近には、関東地震のようにマグニチュード8クラスの巨大地震が度々発生するが、これほどの数の規模の大きな余震が起きることは珍しい。この原因については、必ずしもよく分からないが、将来再び関東地震が起こった際にも、同様に大規模な余震活動が起こることが十分考えられる。大きな地震の後は揺り返しに注意しろとよく言われるが、関東地震は其中でも特に注意が必要な地震だったのである。