

甲第
291
号証

武村雅之著

地震と防災

“揺れ”の解明から耐震設計まで



中公新書

1961

第一章 震災に学ぶ

1 関東大震災

日本人は古来、地震列島に住む宿命として地震災害に悩まされ続けてきた。したがって日本には膨大な震災の記録が残されている。そのなかでも関東大震災はわが国の歴史上もっとも大きな被害を出した自然災害であり、地震災害のさまざまな様相を理解する上でまたとない過去の経験である。ところが、関東大震災に関しては、意外に多くの疑問や誤解があった。平成に入った一九九〇年ごろより、それらの疑問を解消すべく残された資料の再調査を行ってきた。

「大正一二（一九二三）年九月一日のおひら午ちよつと前、マグニチュード七・九の巨大地震が南関東地域を襲いました。昼食の支度に多くの家庭で火を使っていたため、東京・横浜を中心に火災が発生し、一四万人もの死者・行方不明者を出す大惨事となりました。これを機に日本ではじめての耐震基準が整備され、それ以後日本の建物は関東大震災規模の地震でも壊れないように設計されるようになりました」

これは、以前から、関東大震災の解説でよくいわれていたことであるが、このなかにも根拠がわからないことや明らかな誤り、理解しにくいことなどがある。そうした点について一つずつ取り上げてみたい。

マグニチュード七・九？

地震の震源の規模を示すのによく使われているのがマグニチュードMである。関東大震災を引き起こした関東地震のMは通常七・九といわれているが、困ったことにその根拠ははっきりしなかった。

そもそもマグニチュードが生まれたのは米国で、関東地震の発生から一〇年余り後、気象庁でマグニチュードMを決める方法が考案されたのは三〇年も経ってからである。その間日本では独自に、昭和一八（一九四三）年に震度から決めるマグニチュードM_kが考案された。

M_kは発案者の東大地震研究所教授の河角廣（なまよびひろ一九〇四〜七二）にちなんで河角マグニチュードと呼ばれる。河角マグニチュードM_kは、震源からの距離一〇〇キロメートルの地点の震度として定義された。いろいろ調査をすると、関東地震の際、東京の中央気象台での震度が6だったということからM_k六を求め、昭和二五年ごろに、それをMとの経験的な関係式に入れてM七・九が評価されたようである。東京を関東地震の震源から一〇〇キロメートルの地点だと決め付けたことや東京の震度も場所によってさまざまであることを考えると、M七・九は、当時としても相当大胆な判断のもとに評価されたといわざるを得ない。

気象庁発表のMも含め、Mは地震計で観測された地震記録の最大振幅値から決められる。関東地震当時、すでに日本では世界でもっとも密度の高い地震観測網があったが、ほとんどすべての観測点で地震計の針が振り切れてしまったといわれていた。それでも調査をすると六地点で、振り切れずに揺れを完全に書きとめた記録が見つかった。それらを用いて、気象庁のやり方でMを決めるとM八・一±〇・二となる。結果的には、M七・九も誤差の範囲で許容できることがわかった。これもひとえに、気象庁の測候所や大学が当時の地震記録を保管してくれていたからである。

阪神・淡路大震災の揺れは関東大震災の三倍？

平成七（一九九五）年に兵庫県南部地震が発生し、西宮から神戸、さらには淡路島にかけて多くの住家やビルが被害を受けた。また、高速道路が倒れたり、新幹線の高架橋が壊れたり、橋が落ちたりと、目を覆いたくなるほどの大きな被害が相次いだ。その際に、構造物や耐震規定を管理する国や地方の役人がよくいった言葉がある。それが「設計の基準にしている関東大震災の三倍の揺れが来たので被害が出た」である。国民の側に立てば、ちょっと言い訳がましく聞こえる一方で、海溝型地震である関東地震の揺れがそれほどでもなかったような印象を受けた。

この言葉のうち、気になるのは「関東大震災の揺れ」という言葉である。この言葉を真に受けた人のなかには、「阪神・淡路大震災の揺れは関東大震災の揺れに比べてはるかに強く、予想もできないほどだった」などと勝手な解釈をし、まことしやかに話す人もいた。ところが、それが偽りであることは図1にある両者の震度分布図をみればすぐにわかる。ではなぜこんな話になったのだろうか。

日本ではじめての耐震基準は、大正一三（一九二四）年六月に市街地建築物法という法律のなかに規定された。もちろん前年の関東大震災の影響を受けてのことである。その際に用いられた方法が、今日でも用いられている静的震度法である。この方法は東大工学部建築学科の佐野利器（一八八〇～一九五六）が大正五、六年に『震災予防調査会報告』第八三号甲・乙で「家屋耐震構造論」上・下編として発表したものである。

ここで震度と呼んでいる量は、我々が耳慣れた、気象庁が発表しているあの震度ではない。地震時に建物を受ける水平の加速度値を標準の重力加速度値 g （約九八一gal）（galは目盛、と同じ）で割り込んだ値をいう。本書では区別して水平震度と呼ぶことにする。佐野はその際、設計用の水平震度（設計震度）として 0.1 つまり約一〇〇galを採用した。その根拠は前年の関東大震災の際に被害調査から推定された東京下町での揺れの強さが水平震度 0.3 （約三〇〇galでほぼ震度6相当）であったことによる。

普通、設計では安全余裕を三倍くらいみていたので、 0.1 をもとに設計すれば、 0.3 でもぎりぎり壊れないようにできると考えたのである。被害調査から東京下町での水平震度を評価したのは今村明恒である。日本の耐震基準は、これ以後さまざまに変遷を遂げるが、揺れの強さの基準は、このとき参照された東京下町での水平震度が引き継がれてきた。「関東大震災にも耐えるように設計している」などとよくいわれるのはこのためである。耐震基準については第四章で詳しく説明する。

話を戻すと、阪神・淡路大震災ではいったいどのくらいの強さの揺れが観測されたのだろうか。関東大震災のときと異なり地震計で観測された記録があり、たとえば神戸海洋気象台

では八一八gal、大阪ガスの重合供給所^{よきあひ}で八〇二galの加速度が記録され、さらに被害の大きいところでは、それ以上の強い揺れがあったことが想像された。

こんな事情から、設計の基準としていた三〇〇galの約三倍という意味で、「関東大震災の三倍の揺れ」という表現になったのである。ただし、関東大震災の際の揺れによる直接の被害は、東京府より神奈川県の方が多く、震源に近い神奈川県や千葉県南部を中心に、震度7の揺れに見舞われ、その広さは阪神・淡路大震災の場合の一〇倍以上にもなっていたことを考えると、数字のルーツをわきまえない軽率な発言であるといわざるを得ない。

2 震災を読み解く

このように、震災に関する資料や言い伝えには、しばしば不可解な点がある。震災の真実を知り、正しい情報として後世に伝えてゆくためには、関連する資料の保存はもちろん、それらをもとに研究や分析を続け、震災を読み解く作業が必要である。その結果は我々の震災に対する理解を深め、来るべき地震に備えるための基礎知識となる。震災とは何か？ 読み解かれたいくつかの結果を紹介しよう。

住家全潰と死者数

表1では、建物被害として大多数を占める木造住家の被害を県別ならびに東京市、横浜市、横須賀市ごとに取り上げている。全体の被害におよぼす火災の影響を区別するために、同時に非焼失地域の全潰数・半潰数も示す。また焼失数には、全潰、半潰後に焼失した数も含まれる。津波による流失と土砂崩れによる埋没数は合わせて示す。合計欄は失われた家屋の総数で、非焼失地域の全潰数・半潰数、焼失数と流失・埋没数の合計が書かれている。

死者数も原因別に分類されている。住家全潰、火災、流失、埋没については、建物被害と同様であるが、工場等の被害を区別した。耐震対策がなされていない当時の工場の倒潰が多くの労働者の命を奪い、土砂災害による死者・行方不明者をも上回っているからである。全体としては火災による死者が断然多いが、先に指摘したように住家の全潰による死者も約一万一〇〇〇人と非常に多い。

住家の全潰は死者を生む大きな原因の一つである。仮に住家全潰が原因とみられる死者数で住家の全潰数を割ると、単純に全潰住家九・九棟に一人の割合で死者が出ていることがわかる。この関係をほかの地震と比較するために、次ページの表2に、明治以降わが国で発生した地震のうち、死者数の多い地震二〇例の死者数ならびに家屋喪失数を示す。家屋喪失数とは全潰、焼失、流失、埋没などによって完全に失われた住家の数である。焼失、流失、埋

うな地震のもつ性格を考えると、その定義は狭義の地震学といわざるを得ない。
 日本で狭義の地震学が一般的になったのは、関東大震災のショックによって、日本の地震学の研究方針に大きな反省が加えられたことによる。その批判は、特に大森房吉（一八六八～一九二三）や今村明恒が震災予防調査会を中心に行ってきた地震学の研究に向けられた。それらが統計的・計測的要素が強く、物理的基礎に基づいて現象を解釈しようという方向性に乏しいというものであった。

批判を唱えた中心は、有名な長岡半太郎（一八六五～一九五〇）や寺田寅彦（一八七八～一九三五）などの物理学者で、その反省にたつて、大正一四（一九二五）年に震災予防調査会が解散し、入れ替わるように東大地震研究所が設立された。ただし、長岡半太郎がそれまでの地震学に対する批判の急先鋒であったのに対して、寺田寅彦は「本当の地震学はこれを地球物理学の一章として見た時に始めて成立するのではないか」としながらも、一方では「地震研究には、統計的・計測的、地質的、物理的の三つの方法があるが、この総合が地震学でなくてはならない」と、総合科学的に地震学をとらえるべきであるとも述べていた（藤井陽一郎著『日本の地震学』昭和四二年）。寺田がそれまでの地震学に一定の評価を与え、地震災害と直接向き合う日本の地震学が、ヨーロッパから輸入された思想だけでは語り尽くせない面があることを理解していたことを感じさせる。

そもそも日本人による組織的な地震についての研究は、明治二四（一八九一）年の濃尾地震の大災害を受けて、国をあげて地震防災に取り組むために、翌年、文部省に震災予防調査会が発足して以来である。地震学において、地震現象の物理的解明だけでなく、地震防災に軸足がおかれたのは当然の帰結だった。

物理学ですべての現象が記述できるわけではない。それを補うためには、たとえば、地震の際の被害についての記載や体験談を、時間的にも空間的にも広く集め、地震を経験的にとらえて、教訓として生かすような手法も必要になる。このため空間的には高密度のネットワークが必要であり、時間的には古代から史料として残されてきた地震に関する文字資料を整理することも必要となる。それらの過程が物理学的手続きに乗せられなくても、日本の地震学が震災対策を通じて社会と結びついて発展してきた以上、地震学としてそれらを包括し総合化する必要がある。先に述べたように地震という言葉が震源に限定して使うということに私がいささか抵抗を覚えるのは、地震学には、物理学だけでなくさまざまな分野のかかわりが必要であり、そのなかで狭義の地震学の都合だけで言葉の使用を限定することに問題を感じるからである。

藤井陽一郎は、関東大震災以後に物理的な方向へ大きく舵を切り近代化されたといわれている地震学の問題を、次のように指摘している。

「昭和に入ってから地震予知を実行するには、地震の本性を知らねばならず、地震の本性を知るためには地球物理の研究を發展させなくてはならないことが強調され、その結果近代化された地震学の中心となっている人々の間では、震災に対する関心が薄れ、近代化された地震学と震災対策は研究の実際面でお互いに異質なものとして結合してない」(『日本の地震学』)

平成七(一九九五)年の兵庫県南部地震の後、国は、地震に関する調査研究成果が国民や防災関係者に十分に伝達、活用される体制になっていなかったという反省のもと、総理府に地震調査研究推進本部を設置した。地震調査研究推進本部は後に文部科学省に籍を移し、多くの地震に関する研究者が活動に加わって地震防災をめざして活動している。どこか一〇〇年以上前の震災予防調査会を思わせる。

地震学は常に震災と隣り合わせの学問である。その意味では単なる自然科学の一分野ではない。大地震による社会的なショックがきっかけで、物理学と防災との間を揺れ動く姿にその特殊性がよく現れている。

大森房吉と今村明恒

ここで、大森房吉と今村明恒を紹介しておこう。すでに名前が出ているが、以後もたびたび登場するからである。

大森房吉は明治元(一八六八)年生まれで、明治二四年の濃尾地震の年に東大の地震学助手になる。一方、今村明恒は明治三年生まれで、この年から学生として地震学を専攻する。二人はともに震災予防調査会の牽引役となって活動したが、身分には大きな差があった。

大森は、明治二五年に講師の身分で地震学講座担任になり、明治三〇年には教授となつて着実に階段を昇り詰めてゆく。これに対して今村は、大正二二(一九三三)年の関東大震災当時でも、無給の助教授で陸軍の幼年学校(後の陸軍士官学校予科)の教授で生計を立てるという立場に甘んじていた。

このような二人の変則的な関係に影をおとした事件が二つあった。一つは津波の原因論に対する両者の対立であり、もう一つは、東京に大地震が来るかどうかをめぐる二人の確執である。特に後者は、関東大震災の直前の二人の関係を抜き差しならないものにしてしまった。今村が述べたことが、マスコミによって大地震がすぐにも東京に来るかのごとくに世間に伝えられ、地震騒動を引き起こした。これを収めようとした大森は、結果として今村を非難し、当時最高の権威者であった大森に非難された今村には法螺吹きの汚名が残ってしまったというのがそのいきさつである。

関東地震が発生したちょうどそのとき、東京本郷にあった東大の地震学教室では、今村が

3 揺れを測る

震度がいくら総合科学としての地震学の知恵であったにしても、物理学的に揺れを分析するには不十分なデータであることには違いない。地震の震源の正体を明らかにするためにも、揺れによって潰れない建物を造るためにも、物理量によって揺れを記述する必要がある。関東大震災後に地球物理学としての近代的な地震学が始まったとよくいわれるが、物理的な検討のベースとなる揺れを測ることについて、明治・大正期の地震学の果たした役割は大きい。揺れを測るといふことの歴史を振り返ってみよう。

地震とお墓

地震の揺れは単にその場所が震動するだけではなく、震源から揺れの元となる地震波が発生し、それが伝わることで次々と地面を揺らしてゆく結果である。したがって揺れの正体を知るためには、ある場所で震動を測るだけでなく、それを面的に展開してネットワークを組み、どこからどのように揺れが伝わっていったかを知る必要がある。地震計によって正確に地震の揺れを測るに越したことはないが、技術的にも経済的にも問題を解決できなかった時

期に、それを補ったのが墓石である。地震にお墓、縁起でもないと思われても仕方がないが、揺れの物理量を測るために最初に活躍したのは墓石であった。

墓石の転倒から揺れの強さを測る原理は、至って簡単なものである。一言でいえば、どのくらい座りのよいものまで倒れたかを知ることである。横幅が狭く、背が高いものほど座りが悪いことは日常よく経験することである。そこで横幅 b と高さ h の比 b/h を座りの良し悪しの指標にして、どのくらい座りのよいものまで倒れたかを調べれば、揺れの強さがわかる。また倒れた方向は強く揺れた方向を表すと考えられる。

当然、調べる対象はなるべく単純な形のもので、ネットワークの観点からはどこにでもあるものがよく、しかもいろいろな b/h をもっているものということになる。そこで、お墓やその周辺にある石碑等が選ばれたのである。お墓の一番上の石を竿石さおいしというが、どのくらい座りのよいものまで倒れたかを調べることによって、その墓地での揺れの強さがわかり、さまざまな墓地で調査すれば、揺れの強さの分布や揺れが強かった方向もわかるというしくみである。

これだけなら、被害の程度から揺れの強さを分類する震度階とあまり変わらないようであるが、墓石の転倒からは、揺れによって生じた加速度とその方向を計算することができるという利点がある。つまり物理量が測れるのである。たとえば、倒れるか倒れないかの境目の

倒物の調査がなされるたびに引用されているところをみると、調査法も含めその後の一連の調査の基準となったものと思われる。

大森は明治三十一年に『震災予防調査会報告』第二一号で、その後に発生した地震の調査結果を総合し、水平震度から計算される加速度値と被害を対応付けた絶対震度階を提案した。震度階と加速度の関係の先駆けといえる。また水平震度をもとに佐野利器が静的震度法を提案し、それが世界ではじめての耐震基準に繋がったということは先に触れたが、その根源が大森による墓石の調査であったことは、佐野利器の「家屋耐震構造論」(大正五、六年)の冒頭に書かれ、本書でも第四章で一部引用している。

地震の強い揺れを測る地震計が多数設置されるようになったのは、平成七(一九九五)年の兵庫県南部地震以降である。濃尾地震の例を引くまでもなく、昨今の地震を除くと、日本では多くの大地震による揺れが墓石などの転倒物の調査や木造住家の被害率の調査結果として記録されてきた。

私も何度か地震の後にお墓を調査したことがある(図5)。倒れて落ちた墓石を足でまたぐこともあり、お墓には何度も失礼なことをした。そのとき、思わず手を合わせ「御免なさい」ということもよくあった。ときには墓地の真ん中で大森や今村など先人に思いをはせたこともある。あの世の人まで地震の研究に協力してくれる国は、日本くらいのものではない

座りの具合を示す $\beta\gamma$ を k とすると、水平に働いた加速度の値 a は、我々が地球上で日常感じている重力の加速度値 g (\approx 約九八一 cm/s^2) に k を乗じると求めることができる ($a = k \times g$)。言い換えると k は、重力の加速度値の何分の一かで水平に働いた力の強さを表す指標である。つまり先に述べた水平震度そのものである。関東地震の後に耐震基準を作る際、東京の下町での水平震度 $0 \cdot 3$ がベースになったという話をしたが、たとえば、横幅 b が 30 センチメートルの竿石の場合、 $k \parallel 0 \cdot 3$ とすれば、高さ h は $\beta\gamma$ で 100 センチメートルとなり、それより背の高い座りの悪いものが倒れる程度の揺れの強さということになる。

日本の地震学の草創期に墓石や石碑の転倒調査をした例として、忘れてはならないのが、明治二四(一八九一)年一〇月二八日の濃尾地震に対する調査である。当事者は大森房吉である。先に述べたように同年四月に東大の地震学助手になったばかりの弱冠二三歳の新進気鋭の研究者であった。また今村明恒は二つ年下でまだ物理学科の一年生であった。今村もこの地震がきっかけで地震学に一生を捧げる決心をしたと伝えられている(山下文男著『君子未然に防ぐ——地震予知の先駆者今村明恒の生涯』平成一四年)。

$\beta\gamma$ から水平震度を求める式は、大森以前に工科大学(後の東大工学部)のチャールズ・デイクンソン・ウェストが地震の調査にはじめて使い、明治一八年に『日本地震学会英文報告』に発表されたものであるが、大森による転倒墓石の調査は、その後大地震が発生し、転

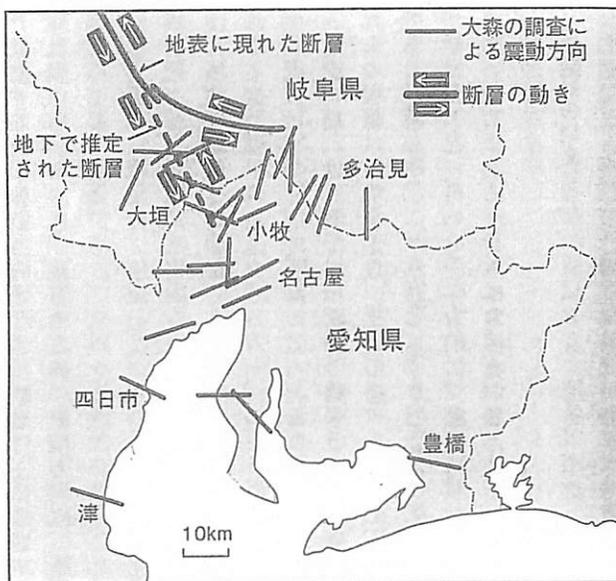


図6 明治24年濃尾地震の際の断層のずれの方向と転倒物より評価された揺れの方向（武村雅之・諸井孝文・八代和彦〔平成10年〕より転載）

である美濃と尾張から一字ずつ取って地震の名前が付けられ、国名に掛けて「身の（美濃）終わり（尾張）」などといわれるほど両県における被害は激しかった。わが国で最大級の内陸直下地震といわれ一六ページの表2に示したように、死者は七〇〇〇人を超えた。

一方、大森が調べた墓石や石碑の転倒方向と、断層の位置およびその動きを見ると、ちよつと不可解な印象をもつ。図6に断層の位置とずれの方向、およびそのとき調査され



図5 平成15年宮城県北部地震の際の涌谷（わくや）町見龍寺での様子（平成15年7月武村雅之撮影）。地震後の墓石の調査ではこんな光景にも時々出くわす

不可解な揺れの方向
明治二四（一八九二）年の濃尾地震に対する調査結果をみると、地下の断層の動きが地表面まで達し、根尾谷を中心にした長さ八〇キロメートルにもわたって各地で左横ずれの断層運動が観察された。震源が岐阜県から愛知県にかけて延びていたことがわかる。大森はこのようななかで、墓石や石碑の転倒状況を詳しく調べた。その結果や住家の被害率等から広い範囲で今日流にいう震度7の強い揺れがあったことがわかる。濃尾地震は、岐阜県と愛知県の昔の国名

かと思う。

必要である。ところが、地震の際には地震計が置かれた地面そのものが揺れるのだから、それを測ることが容易でないことは想像にかたくない。そんな問題を解決してくれたのが振り子の原理である。

ある長さをもつ糸に適当な錘^{つづみ}をつけて、糸の端をもってぶら下げた状況を考えてみよう。その状況で錘を横から引っぱって放すと、錘は往復運動を始める。これが振り子である。振り子が一往復する時間を周期というが、この場合、周期は糸の長さで決まる固有の値で固有周期と呼ばれる。今度は、錘を止めて糸の端をもつ手をゆっくり左右に動かして、往復運動をしてみよう。手をゆっくり大きく時間をかけて左右に動かしているうちは、錘も一緒に動いているが、だんだんと左右に動かす手を早めて、振り子の固有周期よりも短い時間で往復運動すると、錘は静止して動かなくなる。もし仮に手が地面の動きとすれば、振り子は地面の動きとは関係なしに静止する点となる。これを不動点という。

地面に紙を置き、不動点にペンを付けて両者を接触させることができれば、紙には地面の動きと正反対の動きを記録することができる。これが地震計の原理である。ただし、地面の動きが正確に記録できるのは振り子の固有周期よりも短い周期の小刻みな揺れである。より長周期のゆったりとした揺れに対しては、周期が長くなればなるほど、振り子の感度が下がり、動きは急速に地面の動きに近づいて、最後には一緒に動きとなる。たとえば、振り子の

た墓石や石碑の転倒方向を示す。断層は主に北西―南東方向に向き、その方向に沿って横にずれ動いているのに、墓石や石碑の転倒方向は、断層の動きと直交する北東―南西方向に向いているのである。

このような現象は、平成七(一九九五)年の兵庫県南部地震でもみられた。神戸では、地震を起こした断層が六甲山の山麓^{やまもと}に沿う地下ではほぼ西から東に向かって走り、それに沿って主に横ずれが起きたのが、地震の震源の正体だといわれている。それにもかかわらず、地震による揺れはそれと直交する方向、つまり南北方向に強かった。このときは墓石や建物の転倒状況だけでなく、地震計による記録にもはっきりとそのことが現れていた。

地震の揺れは、震源での断層の動きと同じと考えている人は多い。そのように考えるとこれらの現象は説明できない。後で述べるように、この現象は地震の震源の大切な性質の現れである。昭和四〇(一九六五)年ごろに断層モデルの理論が確立するまで、この現象は説明できなかった。その七〇年も前に、墓石は我々の先人に地震の震源を解き明かすヒントを与えていたのである。日本におけるお墓と地震の関係はやはりただごとではない。

地震計の始まり

お墓による揺れの計測には限度があり、地震の際の地面の動きを正確に測るには地震計が

固有周期の二倍の周期の揺れには感度は四分の一、四倍の周期には一六分の一倍と、地面の動きに対する振り子の感度は、地面の揺れの周期の二乗に反比例して下がってゆく。

固有周期よりも短い周期の揺れはそのまま記録されるので、その周期帯の揺れをねらった地震計は、地面の動きそのもの、つまり変位を測ることができるといふ意味で変位型地震計と呼ばれる。これに対し、固有周期よりも長い周期の揺れに対しては周期の二乗に反比例して変位を描く感度が下がる。変位の時間的な変化が速度、速度の時間的な変化が加速度である。変位が周期の二乗に反比例する性質を利用すると、加速度に相当する量を測ることができ、このような地震計を加速度型地震計と呼ぶ。つまり同じ地震計でも、固有周期より十分短い周期成分を測れば変位型、十分長い周期成分を測れば加速度型ということが出来る。一つの地震計ですべての揺れの成分を測ることはできない。そのため地震計は通常、揺れのある成分にねらいを定め、地面の変位を忠実に測る場合には、振り子の固有周期をできるだけ長くする。逆に加速度を測るためには固有周期をできるだけ短くして、測れる揺れの周期範囲を広げるように工夫されている。

また、揺れの成分のなかに固有周期と同じ周期の成分が含まれていると、振り子はその成分に対してより敏感に反応する。このような現象を共振と呼ぶ。共振が起こると揺れの成分のうち固有周期と同じ成分が何倍にもなって選択的に選ばれ、ほかの成分が記録できなくな

る。このようになると地震計としてはあまり適切ではない。このため共振の効果を緩和するために、振り子の揺れを抑える減衰装置を地震計に施すのが一般的である。第四章で述べるように建物にも固有周期があり、固有周期と同じ周期の揺れに対しては共振して建物が大きく揺れることがある。共振を防ぐことは耐震設計においても重要な課題である。

地震計に実際用いる振り子は、水平方向の揺れに対しては、水平振り子や逆立振り子など特殊な振り子を用い、二成分に分けて揺れを記録する。また上下方向の揺れに対しては、錘をバネで吊り下げた振り子を用いることが多い。記録方式は、ドラムに記録紙を巻きつけて、ドラムを回転させながらそれぞれの錘に付けたペンで記録する方式が一般的である。

揺れの大きさを拡大し、小さな揺れまで記録するためには、錘の動きをてこを用いて拡大してペン先まで伝える工夫がなされている。記録紙には一様に煤を塗りつけ、それを表わらなどできるだけ軽くて先の細いペンで引っ掻いて記録する。このようにすると、細くて鮮明な線で揺れを記録できるだけでなく、ペン先が軽いためてこによる拡大率を大きくすることが出来る。

揺れの記録は地震記録と呼べ、記録紙は記録紙と呼ばれる。地震計には一般にクロノメーターといわれる時刻の信号を発する器械を装着し、揺れを記録すると同時に、記録紙には一分ごとに時刻を刻む信号が記録されるようになっていた。記録が終わると記録紙をドラム

から外し、煤が乱されないようにニスを塗って定着させる。古い地震の記録紙が黒いのはこの煤のせいである。

以上のような記録方式をもつ地震計を一般に機械式地震計という。これに対して、振り子の先にコイルを巻いて、磁石の間を動かし電磁誘導によって生じた電流で揺れを記録する方式を取る地震計を電磁式地震計という。最近用いられている地震計はすべてこの種類の地震計であるが、古い型の地震計の多くは機械式地震計であった。

日本で地震計による観測が始められたのは明治八(一八七五)年に東京気象台にバルミエリ式地震計が設置されたのがはじめてだといわれているが、本格的な地震計が登場し、全国各地の測候所に配備されるようになったのは明治二〇年代になってからである。その際中心となった最初の標準地震計が、グレイ・ミルン・ユースティング(GME)式地震計である。お雇い外国人の総力でできたような名前をもつこの地震計は、普通地震計とも呼ばれ、大正時代の初期までに全国で五〇地点近くの測候所に設置された。

倍率は通常五〜一〇倍で振り子の固有周期は三秒程度である。トリガー式で、揺れが始まるとストップバーがはずれ、記録紙を巻いたドラムが回転し、揺れを記録するというものである。通常水平二、上下一の三成分よりなっていた。その後には登場する変位型地震計の原型をなすものである。この地震計によって観測された有名な記録としては、明治二四年の濃尾地

震を岐阜や名古屋で観測したものや、明治二七年の明治東京地震の記録を東京で観測したものなどがある。これらの記録は、地震の震源についての理解が進んだ一〇〇年後になって、ようやくそれぞれの地震の震源で断層がどのように動いたかを知ることになった。地震の記録の価値は永遠になくなることはない。

GME普通地震計以前にもさまざまなタイプの地震計が考案されていたが、全国的に広がることはなかった。そのなかでも大正一二(一九二三)年の関東地震の際に、東大本郷で振り切れることなく揺れを記録したユースティング円盤記録式地震計は有名である。この地震計は名前からわかるように、ドラムではなく円盤上に揺れを記録する方式の地震計であった。関東地震当時にはすでに参考資料として東大の地震学教室においてあったものがたまたま貴重な記録を残したのである。

不断観測と初期微動

GME普通地震計をはじめ、これら黎明期の地震計の問題は、揺れを検知してからドラムが回り始めるために、揺れ始め(初動)が計測されないということである。また、遠くで発生した大地震などのように人体にも感じない揺れの場合には、ドラムが回らず結局は記録できないという問題もあった。これらの問題を解決し、地震学の新たな時代を切り開いたの

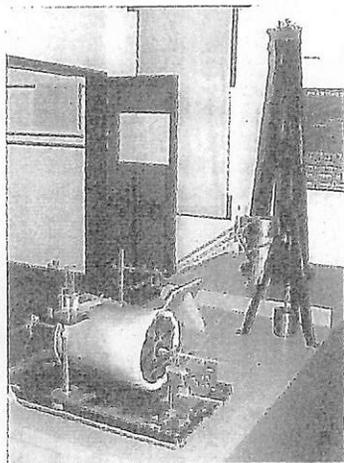


図7 国立天文台水沢観測所（旧緯度観測所）に展示されている大森式微動計（平成12年6月武村雅之撮影）。外観は大森式地動計とよく似ている

多いが、震源から少し離れば、大地震の揺れを確実に記録した。大正一一（一九二二）年の関東地震の記録を振り切れずに観測した今村式強震計もその例である。これらの記録によって関東地震の震源の規模を示すマグニチュードが再決定できたことは先に述べたとおりである。またこの変位型地震計による観測ネットワークはのちの気象庁の観測網に発展する。現在、地震が発生すると震源位置やマグニチュードが気象庁から発表されるが、その基となるデータを観測するネットワークである。

ここで、不断観測によって実現した地震の初期微動を完全にとらえることの意味について

は、大森房吉による不断観測（今日流に言えば常時観測または連続観測）を可能にする地震計の開発であった。明治三〇年代初頭のことである。

不断観測をするには、記録紙を巻いたドラムをゆっくりと、しかも低速度で長時間回し続ける必要がある。電気が常に使え、高性能のモーターがある今日では容易なことでも、ぜんまいによるねじ巻きを動力にそのような性能を実現することは非常に難しいことであった。大森はこの問題を克服し、さらに地震計の倍率を三〇倍まで引き上げて、固有周期を一分まで延ばした地震計を実現させた。大森式の地動計と呼ばれる地震計の登場である。固有周期を延ばせた結果、長周期の地震波がとらえられるようになり、倍率を上げること、今まで不可能であった遠くで起こる地震の揺れもとらえることができるようになった。

大森式の地動計はその後開発された不断観測ができる変位型地震計の先駆けとなり、さらに倍率を高めた大森式微動計（図7）、専門家がいない測候所でも使えるように固有周期を五秒程度に下げ取り扱いを簡単にした簡単微動計、倍率を低くし近くの大地震でもできるだけ針が振り切れないようにした変位型強震計などが生み出された。それらは全国の測候所に配備され、その結果、大正期には世界でも類を見ない不断観測のネットワークが日本列島に実現した。

大地震の震源の近くでは揺れ幅が大きく、強震計でも変位型であるため振り切れる場合が

考えてみよう。地震の揺れが、まずガタガタガタという小さな揺れで始まり、ユサユサユサという主要動に移ることは誰しも体験することである。このガタガタガタが初期微動といわれる部分である。地震の揺れを運ぶ地震波には、P波とS波の二種類の波があり、P波は波の進行方向に振動する縦波で速度が速く、S波は進行方向と直交する方向に振動する横波で速度が遅い。主要動を形成するのはS波であり、速度の速いP波がそれより前に到達して初期微動を形成するというのは、今日では中学校の理科の教科書にも書かれている。

P波のPはPrimaryで最初、S波のSはSecondaryで二番目という語の頭文字であることからわかるように、明治から大正期には、世界的に見てもまだ地震波の種類やその伝播についての十分な理解がすすんでいなかった。一九世紀前半にはすでに、弾性体を伝わる波に縦波と横波があることは指摘されていたが、理論的に予想されるこれらの波の存在を裏証し、その速度を求めるといふような実験的な研究は、日本で地震計ができてはじめて可能になったのである。

今村明恒の『地震学』（明治三八年）を読むと、初期微動はP波であると考えていたようではあるが、主要動がS波だという記述はない。また二年後に出された大森房吉の『地震学講話』（明治四〇年）では、さらにその点の記述はあいまいである。このあたりが、関東大震災後、大森や今村がすすめた地震学が、観測や統計に偏り、物理学の解釈が甘かったと批判さ

れたところでもある。

それはさておき、大森は、当初から初期微動の長さが震源距離とともに長くなることに注目し、その関係を地震計の観測記録をもとに何度も修正して正確なものにしていた。大森が最終的に結論を出したのは、不断観測による観測記録が蓄積されるようになった大正七（一九一八）年のことである。今日我々が「大森公式」と呼ぶ関係がそれで、 X を震源距離（キロメートル）、 t を初期微動継続時間（秒）とすれば、 $X = 7.42 \times t$ という関係である。今村は、いつでもどこでも地震に遭遇すると秒数を数えながら初期微動の長さを体感で計測し、この式から震源距離を予測し即座に震源の位置を想像していたようである。関東地震の折にも、東大本郷の地震学教室の自席で神経を集中させて初期微動の秒数を数えていたことは、先に述べたとおりである。

また、揺れ始めの震動が震源の方向を向くこともある程度わかっていたので、この式を用いて初期微動継続時間から震源距離がわかれば、一地点の観測でも震源の位置を割り出すことができるし、複数点あればより精度よく震源の位置を決めることができる。それまでは、主に震度分布からよく揺れた場所を見つけてどのあたりが震源かといまいに推定していたのだから、まさに隔世の感といふべきである。

前述の式は、震源距離 X が一〇〇〇キロメートル以内で、初期微動継続時間 t が一三〇秒

以内で適用されるものとなっているが、さらに遠い距離にある震源にも同様の経験式が導き出され、大森や今村は、世界のどこでいつ大地震が発生しても、不断観測による地震記録から震源位置を評価することができるようになった。当時極東の発展途上国であった日本が世界の地震学をリードできた大きな要因は、まさにこの点にあったといわれている（金凡性著『明治・大正の日本の地震学——ローカルサイエンスを超えて』）。

なお、今日では震源決定をする場合、多数の観測点で得られたP波初動の到達時刻を用いるのが一般的である。しかしながら、当時は地震観測に使われていた時計の精度が悪く、時刻を校正するための絶対時刻を伝える体制も十分整っていなかった。そのため観測点間の時刻の同時性を確保することが非常に困難であり、その意味では絶対時刻に左右されない初期微動継続時間を用いた震源決定法がもっとも有効な方法であった。

強震観測網への発展

地震が発生すると、震源の近傍では強い揺れによって建物が壊れるなどの被害が出るが、その被害を防ぐためには、まず強い揺れの性質をつかむ必要がある。ところが、そのためには、変位型地震計のネットワークでは限界がある。その様子を大正一二（一九二二）年の関東大地震の際の東京大手町にある中央気象台にみる事ができる。当時、中央気象台の地震掛

で後に東北大学の教授となる中村左衛門太郎（二八九一—一九七四）は『気象集誌』に次のように書き記している。

「一、地震計の破損 地震計の破損は少しく大きい地震に対しては止むを得ないとして当分覚悟しなければなりません。今回の地震に於て強震計すら破損し普通地震計も大森式微動計も支点が外れて破壊されました。簡単微動計はその儘十度許回転しました。

二、地震計修繕と観測続行 私を取りました第一は肉體観測を続行せしむる事でした。これは当然な事ですが大地震の際身の危険を避くるに急の場合にはこれが最も閉却され勝つです。クロノメーターを戸外に運んで先ず安全地帯に於て観測続行を企てました。そうした上に第一に強震計の修理に取り掛りました。これは幸いに直ちに代用品を以て取付を終わりましたから簡単微動計を修理しましたがこれは十度許回転した儘にして取付けました。これは然しその夕刻までは地震が強くて成功しませんでした。

三、普通地震計観測の中止 これは今回の大地震にあたって臨機の処置として当然の事と思ひます。この器械の無能はこの度の大地震に於て遺憾なく発揮されました。第一その観測は少なくとも毎時間十枚以上の用紙が必要です。若しこの様な器械を働かして居たらば観測は一日とは続行できなかったでしょう。神戸からの救援がくるまでの間の数日は全くこの用紙ニスの欠乏のみに苦しみました。……」（中村左衛門太郎著「大地震の観測」大正一二年）

本震ですべての地震計が壊れ、引き続く余震のなかでそれらを修理しながら観測を続けた様子がよくわかる。普通地震計はGME普通地震計で、揺れでトリガーが掛かるたびに新しい用紙に交換しなければならず、事実上観測ができなかった様子が書かれている。また強震計と書かれているのは変位型強震計であるが、変位型では本当の意味での強震計にはなり得ないこともわかる。震源近傍で揺れの変位がどの程度になるかは、どの程度の周期の地震波を対象にするかによるが、平成七(一九九五)年に発生した兵庫県南部地震の震源直上に位置する葺合で観測された記録を見ると、周期三秒程度の波でも変位は五〇センチメートルに達している。また関東地震の東京の場合も周期一〇秒余りで五〇センチメートルくらいに達したと推定される。さらに周期が長い地震波を対象にすれば、変位はより大きくなる。したがって地震波の変位を計測しようとするれば、倍率を一〇分の一以下にでもしない限り針が振り切れてしまうことが予想される。

そこで、もう一つの地震計のタイプである加速度計で強い揺れを観測しようとするのが考えられるようになった。先に説明したように加速度計は、周期が長くなると変位に対する感度が悪くなり、周期とともに変位が大きくなるという地震波の性質をうち消して、震源近傍の強い揺れに対しても振り切れることなく地面の動きを記録できるからである。

加速度計の開発は東大地震研究所の二代目所長となる石本巳四雄(一八九三—一九四〇)

が手がけた。昭和五(一九三〇)年末に完成し、翌年発生した西埼玉地震(M6.9)の揺れを本郷で観測したのが最初といわれている。その年に米国土木学会の招きで米国を訪れた東大地震研究所初代所長の末広恭二(一八七七一—一九三二)は、「Engineering Seismology」と題した講演をカリフォルニア大学、スタンフォード大学、カリフォルニア工科大学、マサチューセッツ工科大学など米国の一流大学で行い、地震工学上特に加速度の実測値が必要で、大地震のときには普通の地震計は使えないので、加速度型強震計が設置される必要があることを強調した。

この勧告を受けて米国では加速度型強震計を開発し、カリフォルニア沿岸数十箇所に強震計を設置した。それによって昭和八年には、ロングビーチ地震の強震計記録を取ることに成功した。動きが遅かった日本は、その後日中戦争から第二次世界大戦を経て、強震観測網の設置がなされないままに戦後を迎えることになる。このときの末広の講演の題名が「地震工学」という熟語の始まりだといわれている。

日本での加速度型強震計の観測が本格化するのには、昭和二八年からである。その二年前の昭和二六年に標準地震計試作委員会(Strong Motion Accelerometer Committee)が設立され、石本巳四雄による機械式加速度計を基本にSMAC型強震計が開発された。SMAC型強震計は設置されている構造物が破壊しても耐えられることを目標にして設計がなされ、昭和三

七年までの一〇年間で八四台、昭和六〇年代までに一五〇〇台以上が官民あけて全国に設置された。

その間昭和五〇年代前半には世界に先駆けて、電磁式強震計によるアレー（群列）観測が民間の電力共通研究で開始されている。日本の強震観測の特徴は、官民のさまざまな機関が、科学技術庁国立防災科学技術センター（現在は独立行政法人防災科学技術研究所）に設置された強震観測事業推進連絡会議の下で観測を実施してきた点である。

このような日本における強震観測網を大きく変えるきっかけも平成七（一九九五）年の兵庫県南部地震であった。その際、震度情報が迅速に出せなかったことを主な反省点として、気象庁をはじめとする関係省庁や研究機関が、強震観測点や震度観測点を増強し、より地域に密着した揺れの情報を出すことを目的に観測網を整備した。その結果、現在日本における強震観測点の数は優に五〇〇〇を超えて、世界一高密度の観測体制が整えられるに至っている。

新たな問題

ここまで強震観測点の数が増えると、こんなに観測点を増やして何に使うのかという疑問も湧いてくる。地震の震源や地震波の伝播に関する研究など、学術的な利用は当然のことと

して、一般国民の立場からは、地震防災上の役割が期待される。

強震観測点のうち、観測した揺れの記録から計測震度を計算して利用している観測点を、震度観測点と呼ぶ。平成一九（二〇〇七）年三月現在、震度観測点として全国で約四二〇〇カ所の強震観測点が稼働している。その多くは、たとえば震度5強が観測されれば、自治体が職員を招集するなど、地震時の初動体制構築の判断に使われている。

ところが、最近そのうちの地方自治体が管理する震度観測点に異変が起きつつある。それらの観測点は、もともと自治省（現在は総務省）の指導のもと、平成八年に震度の観測が体感から計測震度に変更されるにもなつて、市町村に最低一つという基準で設けられたものである。それを逆手に取って、最近の市町村合併によってその数が減らされる可能性があるというのである。

震度観測点の役割は地震時にいち早く地域の震度を把握することにある。観測点の数をどのくらいにすればその役割が果たせるのだろうか。私は『関東大震災——大東京圏の揺れを知る』（平成一五年）で、大正一二（一九二三）年に発生した関東大震災の震度分布を発表した。図1（二〇ページ）はそれをもとに作成したものである。もちろん地震発生当時は震度計などない時代なので、当時の市町村ごとに集計された木造住家の全潰率から震度を推定したのである。その結果、震度は地盤の違いと驚くほどに相関し、隣接する当時の市町村でも

第三章 揺れを予測する

1 鯨の正体

地震時の揺れを正確に予測できれば地震で潰れない建物を経済的に造ることが可能になるし、地震時の防災対策も立てやすくなる。地震による強い揺れを「強震動」というが、強震動をとらえて科学的に分析すると、さまざまな要素が絡み合った現象であることがわかる。震源で何が起きているのか？ またそれによって生まれた地震波がどのような経路をたどって我々のいるところまで到達するのか？ そして最後に、我々のいる場所がどのような地盤上にあるのか？

強震動を正確に予測するには、これらすべての要素を明らかにして総合化する必要がある。そのなかでもっとも重要な要素は、地震の震源をどのようにモデル化するかである。日本では古来、鯨が地震を起こすといわれてきたという。鯨の正体は何か？歴史をたどりながら、現在どこまで震源のことがわかり、モデル化が可能になっているかを探ってみよう。

江戸時代の人々の地震観

地震の原因についての記録が多く残っているのは江戸時代以降である。江戸時代を通じて、日本人が考える地震の原因には大きく二つの要素があったように思われる。いずれも中国の影響を強く受けている。

一つは神罰の観念で、天子が不徳で王道に違背するとき、天の警告で地震が起こるとする考えである。このため大地震が起こると、為政者は政治を改める意味で改元をよく行った。嘉永から安政に年号が変わったのも嘉永七（一八五四）年の東海地震、南海地震の影響が少なからずあったものと思われる。ところが大地震は収まらず、さらに引き続いて、安政二（一八五五）年には、幕府のお膝元で安政江戸地震が発生している。

もう一つの要素は、陰陽道の思想の影響を受けたもので、寛文二（一六六二）年の『太極地震記』（作者不詳）、正徳五（一七一五）年の『萬物怪異辯断』（西川如見）、享保一五（一七

三〇）年の『天經或問』（中国明代の書に西川正休が訓点を施す）などの専門書が出されている。いずれも、地中の陽気（風や火）が外に出るとき、地の上部を厚く覆う陰気を破壊するため、震動が生じ地震となるという基本的な考え方は同じである。

後で説明するように、今日の地震学では、地震の原因は地下の岩盤が断層破壊することであり、その際生じる地震波が伝わって来て地面を揺らすということとはよくわかっている。しかしながら、一般人がすべてそのことを正確に理解しているとは思われない。おそらく当時も同じことで、陰陽道の理屈は庶民には難しく、地震の原因は地下で何かとつものないことが起こっている程度の理解ではなかったかと思われる。大鯨はそれを象徴的に、ユーモアをこめて表したものであろう。西川如見は『萬物怪異辯断』のなかで、「魚は陰中（水は陰）の陽物であるので風に例えて言えるならん」と、巷にある鯨の俗説に言及している。また、宝永七（一七一〇）年発行の『天地或問珍』では、「鹿島の要石という事兒女の謔にして云うに足らず」と述べられている。いつの時代も学者は威張っていたようである。

鹿島の要石とは茨城県の鹿島神宮にある石で、鹿島大明神がこの石で地下の鯨が暴れて地震を起こすのを抑えているという言い伝えがある。同様の石は三重県伊賀市の大村神社にもあり、図8はそれにちなんだ同社の絵馬である。安政二年の安政江戸地震は、旧暦の一〇月二日に起こった。一〇月は神無月といわれ、全国の神々が出雲大社に一堂に会し、地元で神

模を評価しようとして生まれたのがマグニチュードである。

マグニチュード

マグニチュードは、昭和一〇（一九三五）年に米国のチャールズ・フランシス・リヒター（一九〇〇～八五）が考え出した。リヒターはカリフォルニアで地震観測をし、震源リストを作りながら何か物足りなさを感じたという。震源の大きさが評価できないか。当時、リヒターはウッド・アンダーソン型地震計という地震計を用いた観測を行っていた。その地震計の固有周期は〇・八秒、倍率は二八〇〇倍である。そこで、地震計によって観測された記録の最大振幅値が震源からの距離によってどのように減るかをもちに、仮に距離一〇〇キロメートル相当の地点にウッド・アンダーソン型地震計があったとしたらどのくらいの最大振幅値になるかでマグニチュードを定義したのである。

具体的には、最大振幅値を M （ミクロン）で表し、その常用対数値をマグニチュード M とした。たとえば、震源から距離一〇〇キロメートルのウッド・アンダーソン型地震計による記録の最大振幅値が一〇センチメートルなら、一センチメートルは一〇〇〇〇 M だから、一〇センチメートルは一〇の五乗 M となり、常用対数値五をとってマグニチュード M 五といったところである。今日我々は、マグニチュード七の直下地震とか八の巨大地震などといって

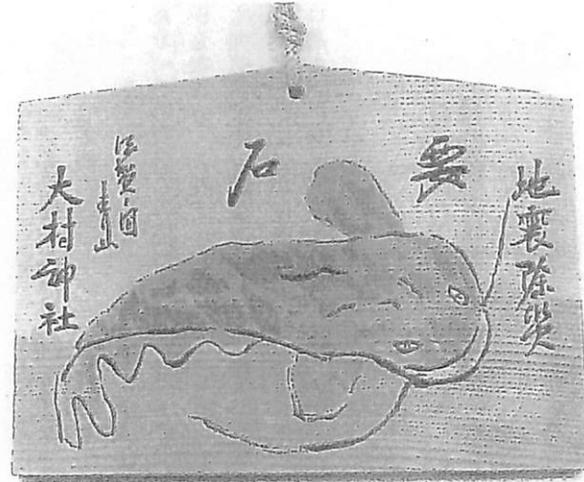


図8 三重県伊賀市阿保（あお）の大村神社の要石と記された鯨の絵馬

様がいなくなる月である。鹿島大明神が留守にしている間に鯨が暴れて地震が起こったなど、地震後、鯨と地震の関係を描いた絵が江戸市中に多数出回った。これらの絵は鯨絵と呼ばれている。

地震はなぜ起こるのか？ 震源は果たして何か？ 江戸時代の人々があった疑問は、近代地震学が始まってもなかなか明らかにはならなかった。結局この問題に決着がついたのは、昭和四〇年ごろのことである。日本で地震学会が生まれ近代地震学がスタートしてから実に八〇年以上もの歳月が流れていた。その間、震源の正体ははっきりしないままに揺れの記録から震源の規

いるが、このときリヒターがたまたま倍率の異なる別の地震計を用いていたら、M七やM八がもっと小さな地震になっていたかもしれないし、ありえないほど大きい地震になっていたかもしれない。リヒターがマグニチュードを考え付いたころ、日本でも河角廣が震度を用いて同じように地震の規模を評価する方法を考えていた。そのことは、関東地震のMに関連して先に述べたとおりである。

マグニチュードMを地震のエネルギーに換算することがよくあり、Mが一違うとエネルギーが三〇倍違うといわれる。これはまったく後付けの解釈で、地震波の放射エネルギーを正確に評価するのは、現在の地震学の技術をもってしてもそれほど容易なことではない。

リヒターのマグニチュードMは、Mが評価された地震に対して、ほかの観測網で観測された記録の最大値から同じような値になるように経験式をつくるというふうにして、次々と異なるマグニチュードを生み出して世界中に広がっていった。昭和二〇年代後半にその考え方を気象庁の観測網にあてはめたのが、現在の気象庁マグニチュードである。

地震の震源からは、短周期から長周期までさまざまな揺れの成分を含む地震波が発生する。これに対し、それらを観測する地震計は、普通ある特定の周期範囲の地震波しか観測できない。リヒターが観測した最大振幅値は周期一秒前後の成分、気象庁のものは周期五秒前後の成分が中心といった具合である。

昭和四〇(一九六五)年ごろに地震の震源の正体が明らかになると、地震波の異なる周期成分から決められたマグニチュードは、規模の異なる地震に対して同じ値を与えることが原理的に無理であることがわかってきた。同時に地下の断層の大きさを表すために地震モーメント M_0 という量が定義され、昭和四〇年代後半になると実際の地震に対し次々と M_0 が評価されるようになった。それら M_0 の値から新しいマグニチュードとして定義されたのが、モーメントマグニチュード M_w である。 M_w は多くのマグニチュードのなかで理論的なバックグラウンドをもち物理的な意味が明快な唯一のものである。

通常、地震モーメントは周期が数十秒から一〇〇秒以上の成分から求められるので、 M_w は長周期成分を代表するマグニチュードである。異なる周期成分の地震波から決められる M_0 や M_w は、それぞれが、地震の震源の特徴を知るための重要な情報である。人の体にとえると、身長だけでなく座高や足の長さや胴回りなどを測るとその人の体型がよくわかるのと同じようなことである。つまり異なる複数のマグニチュードの値が同じ場合を平均的な地震とすれば、人間にまったく同じ体型の人がいないように、地震にもそれぞれ個性があり、思い思いに平均からずれたマグニチュードの値を示すのである。

物理学を重視する人たちのなかには、物理的に意味の明快な M_w に地震規模を統一しようという考えもある。ここで思い出してほしいのは、地震学には地球物理学の一分野という側面

第三章 揺れを予測する

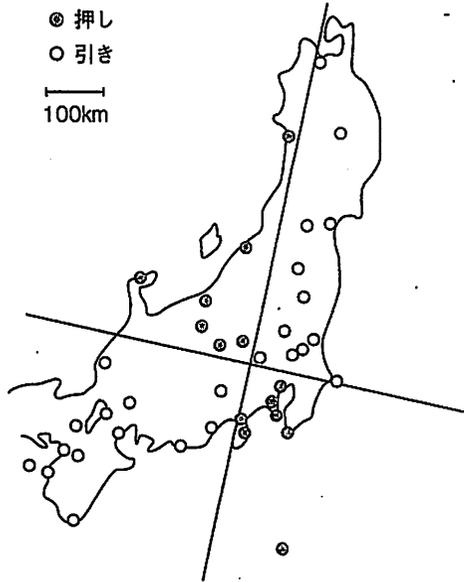


図9 大正6年静岡県中部地震 (M6.3) のP波初動の押し引き分布 (国立科学博物館編『THE 地震展』図録 [平成15年] より転載)

不断観測が始まって一五年余りが経過したころ、大正七(一九一八)年に京大に新設された地球物理学講座の教授となる志田順(一八七六―一九三六)は、前年に静岡県中部で発生したM六・三の地震のP波初動の押しと引きの分布に面白い特徴を見出した。押しとは地面に立っている人を押し上げる動き。引きとは逆に引き下げる動きである。

だけでなく、地震防災に繋がる総合科学としての側面があるという点である。気象庁マグニチュードは、現在防災対策や津波予報など幅広く使われている。また、気象庁は大正二二(一九三三)年の関東地震までさかのぼって、日本付近の主な地震について気象庁マグニチュードを決めている。そればかりか、歴史時代を通じてわが国の地震のマグニチュードを決める基準はすべて気象庁マグニチュードになっている。物理的な意味がはっきりしないという理由から簡単に片付けられる問題ではない。本書でも特別のことわりがない限りMとして気象庁マグニチュードを採用している。

平成六(一九九四)年以後、気象庁の観測網が地震計も含めて大きく変わった。そのため平成一三年に気象庁で学識経験者の委員会がつくられ、マグニチュードに対する影響が検討された。私も委員の一人であった。委員会での結論は、できるだけ同じ特性をもつマグニチュードを気象庁マグニチュードとして今後も評価し続けるということであった。また同時に、モーメントマグニチュードも発表されれば、より豊かな震源情報になるとの意見も出された。そのためには一般国民に、マグニチュードが一つでないことをよく理解してもらい、無用な混乱が起きないようにすることが必要である。その際のキーワードは「地震の個性」である。

正体は断層

バで生まれた。日本では東大地質学教授の小藤文次郎（一八五六〜一九三五）が明治二四（一八九一）年の濃尾地震の際に根尾谷で断層を見つけ、世界に発表した。この発表は高い評価を受け、みずからも断層地震説を確信した。この後も明治三九年のサンフランシスコ地震で地表に断層が現れたが、その後日本では断層の明瞭でない地震の例もいくつか発見され、断層地震説もそれだけでは確たるものとはならなかった。

断層はある面を境にして地下の岩盤が食い違うもので、先の二種類の力の組み合わせをみると、直感的にはシングルカップルが有利にみえる。これに対して、中央気象台の本田弘吉（一九〇六〜八二、昭和二六（一九五一）年に東北大学教授となる）は、二種類の組み合わせで、理論的に震動方向のパターンが違うS波に注目し、昭和六年ごろから精力的に観測記録の分析を始めた。P波では押し引きのパターンがともに四象限型になるのに対して、S波では、シングルカップルでは二象限型、ダブルカップルでは四象限型を示すからである。本田は戦争を挟み昭和二〇年代までに、多くの地震で観測されるS波の震動方向が四象限型であることを明らかにして、ダブルカップルモデルの正しさを主張した。

この議論によりやく決着をつけたのは東大地震研究所の丸山卓男（一九三三〜）で昭和三八年に弾性体中の食い違いとダブルカップルの力の組み合わせが等価であることを理論的に証明する論文を発表した。これによって、震源の正体が地下の岩盤中で起こる断層であるこ

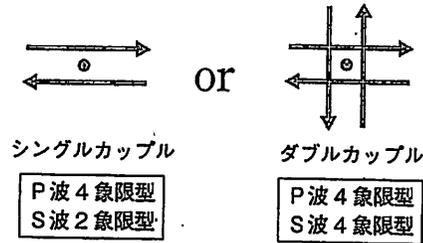


図10 震源に関する解釈を2分したシングルカップル力とダブルカップル力

地震波の初動の動きに最初に注目したのは大森房吉であるが、実際にはつきりした例を確かめたのはこれをはじめである。図9に結果を示す。押しと引きの分布がきれいに四象限に分かれ、第一象限と第三象限が引きの領域、第二象限と第四象限が押し領域になっている。この発見は岩盤のなかでどのような力が作用して地震が発生しているかを考える上で重要なヒントとなった。

たとえば、震源で爆発のような力が働いているとすれば、観測される地震波はどこでも押し波となるはずである。P波の押し引きが四象限型となるのはどのような場合であろうか。そこで考え出されたのが図10に示すシングルカップルとダブルカップルと呼ばれる力の組み合わせである。

一方、地質学者は地震の震源の一端をすでに捕まえていた。地震の震源が断層であるとする説はヨーロッパ

とが確実になった。図11の白い矢印は断層の食い違いを示し、その際に生じるP波とS波の振幅分布と震動方向を示す。P波は断層面とそれに直交する面の方向には放射されず二つの面の間で大きくなるのに対して、S波は逆に断層面とそれに直交する面の方向で振幅が大きくなる。また、断層面が仮に直交した面であってもP波やS波の震動パターンは同じになり、P波やS波から震源の断層面を一意に決めることができないこともわかる。

すべりと広がり

断層などというとなし難いのだが、ガラスが割れるのと同じように地球規模の大きな力が日本列島にかかり、その力に耐え切れなくなって地下で岩石が割れる現象が地震の正体である。その弾みで震動が生じ、それが伝わるのが地震波と考えればよい。ただしその割れ方が、ある面を境としてその両側の部分が面に沿ってそれぞれ反対方向にすべるのである。これが断層破壊である。ガラスの場合、ひび割れ全体がまったく同時にできるわけではない。あるところに入ったひび割れが目にも止まらぬ速さで進行して大きなひび割れとなる。これと同じように震源の断層でも普通は断層面の一点からすべりが始まって、それが広がって広い範囲に食い違いを起こすのである。このような震源を伝播性震源と呼ぶ。

図12に震源断層のイメージ図を示す。左上の図のように二つのブロックがある面を境とし

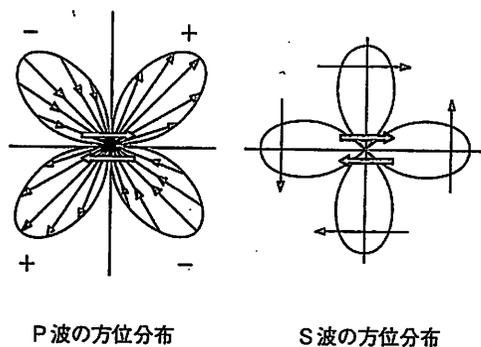
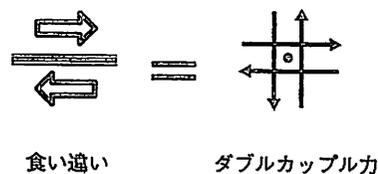


図11 断層とダブルカップル力の等価性と、P波とS波の振幅分布と震動方向

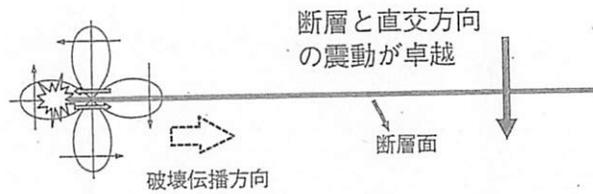


図13 伝播性震源の効果で断層の走行と直交する方向の震動が強くなるしくみ

地震の場合、すべり速度は毎秒一メートル程度、これに対してすべりが広がる速度を表す破壊伝播速度は、毎秒三キロメートル程度とまさに目にも止まらぬ速さである。地震の震源が伝播性震源であることも、地震の正体が判明する直前の昭和三五年ごろに地震記録の解析から確認された。

このような伝播性震源の効果が思わぬ強い揺れをもたらすことがある。図6(六三ページ)に示した濃尾地震の場合、左横ずれ断層で、強い揺れの方向が断層のすべる方向に直交している。先にこのような関係が断層モデルによって説明できるようになったと書いたが、そのことを説明するための図が図13である。図13は図6と同様に断層を上からみたもので、二重線が断層で、すれも同じ左横ずれを想定している。断層破壊が左端からすべり始めたすると、すべりの進行した部分から出るS波は、図11で説明したように振幅が大きくなる方向が四つある。そのうちの二つが破壊の伝播する方向と一致し、四つの矢印のうちその方向へ出るS波の震動方向は断

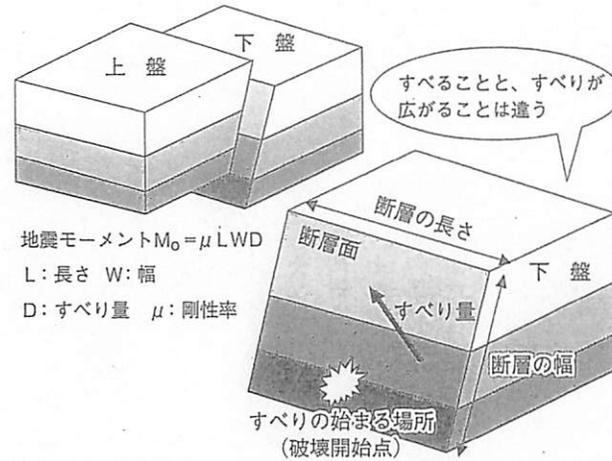


図12 震源断層のイメージ図

て反対方向にずれた状況が断層で、それぞれのブロックを上盤、下盤と呼ぶ。図のように上盤がの上がるようなすべり方を逆断層、下がれば正断層と呼ぶ。また手前のブロックを基準に向こう側が右にずれるのを右横ずれ断層、左にずれるのを左横ずれ断層という。したがって図の場合は右横ずれ断層でもある。

右下に下盤の断層面を取り出した図を示す。矢印は上盤のすべる方向を示し、すべりの始まった場所を破壊開始点と呼ぶ。通常、地震計で観測した記録から震源を決める場合、P波やS波の初動の到達時刻を用いて決めるために、最初に地震波を発生した地点、つまり破壊開始点の位置を決めていることになる。通常の

層面と直交する方向である。破壊が進行するにつれて地震波を発生させる場所が断層に沿って右方向に移動してゆくが、各部分からS波が放出されるパターンは同じで、特に破壊の進行方向では断層のどの部分から出る波も断層に直交する方向に震動がそろることがわかる。このため、震動が重なり合って強い揺れをもたらすのである。

図6の濃尾地震の断層破壊は北西から南東に向かって進行したとされ、図6のように断層の南東方向の延長線上でも断層と直交する方向の震動が卓越して大きな被害を出した。このように、破壊が進行する効果とS波の放射パターンが重なり合って揺れが大きくなる現象は、NFRD (Near Fault Rupture Directivity) 効果と呼ばれている。NFRD効果は内陸直下地震(あとで内陸型地震と呼ぶ)による強震動発生の大きな特徴とされ、重大な被害を生み出す要素の一つとして恐れられている。

図12に戻って、断層の大きさを決める量に着目すると、断層の長さL、幅W、すべり量Dの三つがあり、さらにその三つの量の積に、断層面の剛性率 μ を掛け合わせた値を地震モーメントMと呼んでいる。この値は先に説明したダブルカップル力のうちの一组のカップル力をもつモーメント量に対応する。 $M = \mu \times L \times W \times D$ という式こそダブルカップル力と断層との等価性を表す関係式なのである。すべり速度、破壊伝播速度も含めてこれらの量を断層パラメータまたは震源パラメータと呼んでいる。

多くの異なる規模の地震について断層パラメータを決めると、きわめて大雑把な関係としてLとWとDには比例関係があり、MはマグニチュードMが一違うと三〇倍違う関係にあることがわかっている。このような関係をスケールリング則(相似則)と呼ぶ。

スケールリング則にしたがって、地震の大略の大きさを示すと、関東地震のようなM8クラスの地震の断層長さLは、一五〇キロメートル程度で通常の県二つ分くらいの広さの断層面積をもち、断層面上で平均して三メートルくらいのすべり量がある。M7クラスではLは五〇キロメートル程度で小さめの県ないしは通常の県の一部程度の大きさですべり量は一メートルくらいである。

過去の被害地震の名前をみても明治二四(一八九一)年の濃尾地震はM8クラスで断層は愛知、岐阜両県にまたがっているが、昭和二(一九二七)年の北丹後地震(M7・三)は北丹後すなわち京都府北部、昭和一八年の鳥取地震(M7・二)、昭和二三年の福井地震(M7・一)、平成七(一九九五)年の兵庫県南部地震(M7・三)、平成一六年の新潟県中越地震(M6・八)など、M7クラスだと名前に冠される県名は一つとなる。みな名は体を表しているのである。

2 震源断層を知る

地震を引き起こす地下の断層を震源断層と呼ぶ。強震動を予測する場合に避けて通れない最初の関門は、どこでどの程度の規模の震源断層が動くかをあらかじめ知ることである。日本列島で大きな被害をもたらした地震を見ると、海のプレートと陸のプレートとの境界で発生するプレート境界地震と、内陸直下で発生する内陸地殻内地震がある。最新の地震学でこれらの地震の震源断層がどの程度予測できるかをみてみることにしよう。

内陸型地震と活断層

表2(一六ページ)で主な被害原因の欄に震動と書かれた地震は、すべて内陸地殻内地震(以下、内陸型地震と略す)である。強震動予測が震動による被害の軽減をはかるために試みられていることを考えると、内陸型地震の震源予測は強震動予測にとってまさに最重要課題である。

そこで、手がかりとして注目されるのが活断層である。活断層は阪神・淡路大震災を引き起こした兵庫県南部地震で一躍大きな注目を集め、それ以後、国も大規模な調査に乗り出し

た。調査結果は文部科学省の地震調査研究推進本部のホームページで公開されている。地震が発生したときに震源断層の動きに引きずられてその一部が地表に顔をだすことがあることは、先に濃尾地震やサンフランシスコ地震の例をあげて紹介した。このように地表に現れた断層を、震源断層と区別して地表地震断層と呼んでいる。兵庫県南部地震の際、淡路島に現れた断層も地表地震断層である。

一方、震源断層が繰り返しずれ動き、何度も同じところで地表地震断層を生じた結果生まれる地形の傷跡のことを、活断層と呼んでいる。兵庫県南部地震の地表地震断層は以前から知られていた淡路島の野島断層という活断層に沿って生じた。つまり、その際の地表地震断層の出現は、今まで何度も地表地震断層が出現し、野島断層を形作ってきた活動のひとつといえる。活断層研究会編『新編日本の活断層』(平成三年)によれば、約二〇〇万年前から始まる最新の地質時代である第四紀に活動してできた傷を活断層と呼ぶこととしている。活断層の形成過程を考えれば、現在影響のある活動をしているかどうかは別にして、その下に地震の原因である震源断層があることは明らかで、活断層は内陸型地震の震源を想定する上で有力な手がかりとなる。日本列島全体では約二〇〇〇の活断層が知られている。

そこで、活断層と震源断層の関係をもう少し詳しく説明してみよう。先に内陸型地震を内陸地殻内地震と呼んだが、その理由はそれらが内陸の地殻内、しかもその上部に限って震源

活断層データの限界

次に問題になるのは、活断層の下でいつごろ地震が起こるかということである。地震調査研究推進本部が出す『地震がわかる! Q&A』というパンフレットには「活断層を掘削し

活断層の下にある震源断層の全体像を正確に把握することも夢ではない。研究者の努力が続けられている。

これに対し、活断層は地下の震源断層が何度か動き、そのたびに生じた地表地震断層が、積もり積もって地形に傷を作ったものである。一度の地震で出現する地表地震断層が震源断層の全長を現さなくとも、活断層はより高い確率で震源断層を反映している可能性がある。また活断層を含む周辺の地形の成り立ちを分析することによってその精度はさらに高まるものと期待される。最近では地下構造探査の技術も進み、それらを同時に活用すれば、

では、地震が起こった際に出現する地表地震断層の長さは震源断層の長さに一致するかという、話はそう単純ではない。ほぼ同じ場合もあるがそれより短い場合もある。特にM六・八程度になると地表地震断層が見えられたかどうか、専門家の間で議論を呼ぶほど微妙な問題となる場合も多い。最近発生した新潟県中越地震や新潟県中越沖地震のMはいずれも六・八である。

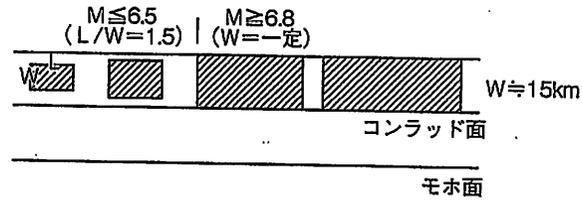


図14 地殻内での地震の発生域と地震規模 (山中ほか [平成18年]より転載)。LとWは震源断層の長さ、幅、Mは気象庁マグニチュード。

断層をもつからである。日本列島の地殻は約三〇キロメートルの厚さをもち、その下のマントルとはモホロビッチ不連続面(モホ面)と呼ばれる地震波速度の不連続面で境されている。そのうちの上部約一五キロメートル分が、震源断層の存在が可能な上部地殻である。上部地殻と下部地殻との境界は、コンラッド不連続面と呼ばれる面で境されていることが多い。

日本列島で過去に発生した内陸型地震の断層の長さや幅を調べ、一方で地表地震断層をともなったかどうかを調べると、気象庁マグニチュードMが六・五〜六・八付近を境にして、それよりMが大きい地震では、断層の幅が一五キロメートル付近で飽和し、同時にほとんどすべての地震が地表地震断層をともなうことがわかってきた。図14はその様子を模式的に表したものである。つまり、それらの大地震では、幅方向に、地震が発生できる上部地殻の厚さで制限を受け、長さ方向にしか断層が成長できないのである。

第三章 揺れを予測する

表3 歴史地震との対応が推定される活断層（地震調査研究推進本部『主要活断層帯の長期地震発生確率値』（平成19年1月1日算定）から作成）

断層名	歴史地震
沖軽山地西縁	1766年（明和3年）の地震
能代	1694年（元禄7年）能代地震
真昼山地東縁北部	1896年（明治29年）陸羽地震
横手盆地東縁	1896年（明治29年）陸羽地震
会津盆地西縁	1611年（慶長16年）会津地震
北伊豆	1930年（昭和5年）北伊豆地震
信濃川（長野盆地西縁）	1847年（弘化4年）登光寺地震
防潭川	1858年（安政5年）飛越地震
阿寺主部南部	1586年（天正13年）天正地震
福井平野東縁西部	1948年（昭和23年）福井地震
濃尾（温見北西部・根尾谷・梅原）	1891年（明治24年）濃尾地震
木浦川	1854年（安政元年）伊賀上野地震
三方・花折北部	1662年（寛文2年）の地震
山田郷村	1927年（昭和2年）北丹後地震
有馬—高槻	1596年（文禄5年）歴長伏見地震
六甲・淡路島主部（淡路島西岸）	1995年（平成7年）兵庫県南部地震
山崎主部北西部	888年（貞観10年）播磨国地震
別府—万年山（別府湾—日出生東部）	1596年（歴長元年）歴長翌後地震
水鏡	679年（天武7年）筑紫地震
畿国断層帯北西部	2005年（平成17年）福岡県西方沖地震

て調査を行うと、過去に繰り返し発生した地震の規模や間隔などがわかり、将来の活動の可能性を推定することができず」と書かれているが、その実態はどんなものなのだろうか。たとえば、首都圏にある立川断層は、東京都西部の多摩地区を北西から南東に走る活断層で、全長は三三キロメートル、M7.4の地震を起こす規模と想定され、問題の活動の可能性は三〇年以内に〇・五〜二％、一〇〇年以内に二〜七％などと書かれている。さらにこの確率が出された根拠をみると、平均活動間隔が一萬〜一萬五〇〇〇年程度、最新活動時期が約二萬年前から一萬三〇〇〇年前の間、つまりそれ以後地震は発生していないというのである。これらの情報からどのようにして先に述べた発生確率を出すかの説明は省くが、我々の日常生活の実感からして「将来の活動の可能性を推定している」などとは到底いえるものではない。現在までに調査された全国一〇九の活断層の調査結果も大同小異の感が強い。

ただし、いえることはどの活断層から調査された結果をみても、そこで起こる地震の平均活動間隔は一〇〇〇年以上で、一萬年以上のものもかなりある。結局、最新の活動が歴史時代に確認されているものを除いては、いつ地震が発生してもおかしくないと考えて想定の対象とするしかないということである。

ちなみに、表3に歴史地震との対応が推定されている活断層をまとめた。当然、いずれの活断層でもここ一〇〇年程度の地震発生確率はゼロに近い評価がなされている。つまりシロ

の判定である。このように活断層にシロの判定を下すには、古文書などの記述をもとに歴史時代に起こったことが確認できる地震が大きな役割を果たす。歴史地震の発生年代の特定は、活断層による地震の発生履歴の推定に比べてはるかに精度がよい。わが国には歴史資料が多数残されている。活断層の調査と同時に、歴史地震に関する調査研究をすすめることも重要である。

以上は、比較的規模が大きい内陸型地震の震源断層の特定に関する状況である。残る問題は、活断層としてはもちろん、地形にも痕跡を残さないような比較的規模の小さい地震の震源をどのように扱うかである。この点については後でも触れるが、今のところ強震動予測の枠組みからははずさざるを得ない。M₆・五より小さい地震はほぼもれなくこのような地震であると考えてよい。平成一五(二〇〇三)年に発生した宮城県北部地震(M₆・四)もその一つである。はつきりとした活断層の直下で発生した地震ではないが、震源直上の地域にかなり大きな被害をもたらした。活断層が近くにないからといって、内陸型地震に対する備えを怠るとすれば、不幸な結果になることも十分にありえるのが現状である。

アスペリティモデル

プレート境界地震は、日本では海溝沿いで起こるため海溝型地震と呼ばれている。内陸型

地震が一〇〇〇年以上の発生間隔で起こるのに対して、海溝型地震は数十年から一〇〇〇年程度の周期で繰り返し起こる。このため、近代地震学がスタートしてから同じ場所で二度目の発生を迎えるところもあり、また歴史時代までさかのぼれば場所によっては一〇回近くも繰り返しを確認できることもある。このことが海溝型地震の理解を早めた第一の要因である。

海洋プレートが陸側のプレートの下に潜り込む地域、日本では太平洋プレートが潜り込む日本海溝沿いとフィリピン海プレートが潜り込む相模トラフから南海トラフ沿いの地域が、海溝型地震の発生場所である。プレート境界におけるおおまかな地震発生モデルは、プレートテクトニクス理論ができあがった昭和四〇年代にはすでに存在していた。それによれば、海洋プレートが沈み込む際には沈み込むプレートと陸側のプレートとが固着していて、沈み込むプレートが陸側のプレートを引きずっている。陸側のプレートが引きずりに対抗して反発する力は、海洋プレートの沈み込みにもなって次第に大きくなり、その力がプレート間の摩擦力を上回った瞬間に固着がはずれて陸側のプレートが急激に跳ね返る。これが海溝型地震の発生メカニズムである。

ところが最近の研究によって、このプレート間の固着の様子が一概でないことがわかってきた。普段は強く固着していて地震のときにだけ急激にすべる領域と、普段からじわじわす

次に地震波が地盤で増幅されるしくみを考える。地震波の増幅には、伝播する波の速度が大きくかわっている。たとえばS波速度が三キロメートル毎秒の地震基盤から、その上の一・五キロメートル毎秒の地盤にS波が透過したとする。基盤でのエネルギーが保存されて地震波が境界を通過したとすると、エネルギーが蓄えられる範囲は、速度が遅くなる半分になる。このため、その分振幅が大きくなり、増幅されるのである。伸びた蛇腹が縮められた状況を連想すればわかりやすい。地震波は地層間の速度のコントラストが大きいほど増幅されることになる。基盤の揺れを基準にすれば、地盤が柔らかいほど揺れが大きくなるのはこのためである。

地盤による地震波の増幅を左右するもう一つの要因は減衰である。たとえば、地盤が緩く堆積した層でできている場合、地震波の速度は低下するが、地盤を構成する粒子の結びつきが弱く、揺れによって粒子間に摩擦が生じるなどして地震波のエネルギーが消費され、逆に振幅が減少することがある。このように、地盤を構成する物質の挙動によって地震波の振幅が減る効果を総称して減衰と呼んでいる。地震の際によく話題になる砂地盤の液化化現象も減衰を大きくする。減衰の要因についてはさまざまあり、すべてがわかっているわけではない。一般に軟弱な埋立地盤などでは減衰が大きく、揺れがかえって弱くなる可能性がある。ただし軟弱な地盤では、揺れが収まった後でも地盤が元に戻らず、不同沈下や亀裂などが生じ、

それらによる建物等への影響は避けられない。

神戸の揺れ

平成七（一九九五）年に兵庫県南部地震が発生し、地震発生直後から現地に入った私は、神戸・芦屋・西宮地域の被害の様子や墓石の転倒率をくまなく調査した。そのとき、被害の凄さへの驚きもさることながら、被害の大きい地域のすぐ脇にはほとんど被害を受けていない地域があるのに驚いた。

大阪湾に面する神戸・芦屋・西宮地域は、海岸線から北に向かって五キロメートルも歩くと、どこでも道は急な上り坂となり、御影石と呼ばれる花崗岩でできた六甲山地に入る。その際に六甲断層帯と呼ばれる一連の活断層がある。図18の上側に地図を示す。細い線が六甲断層帯の活断層である。今回の地震では、淡路島の野島断層のように地表地震断層は出現しなかったが、調査した墓石の転倒率 γ をみると、六甲山地の縁から南側の海岸に向かって約二・五キロメートルまで転倒率 γ が八〇%以上と高く、地震による揺れが強かったことを物語っていた。住家が多数全壊して多くの死者を出し、気象庁が震度7と判定した地域である。震度7の範囲は図で黒く塗った地域で、地震発生当初より「震災の帯」といわれていた。

一方、断層を挟み北側の六甲山地では急激に転倒率が下がる。たとえば、神戸市東灘区御

影山手の御影霊園や兵庫区天王町の石井墓地など、ほとんど墓石が転倒していない所もあった。調査の際、高台にある石井墓地の近くに住む主婦が、すずしい顔をして「下の方は大変そうですね」と言っていたのが印象的であった。このように、地震の際に揺れにくいのは、この地域に花崗岩が露出していて、地震波をあまり増幅させないためである。表5と対応させると地震基盤が露出している地域と考えてよい。

一方、大阪湾に沿っては、逆に柔らかい土で覆われた埋立地が広がっている。この地域でも墓石の転倒率は四〇%以下に下がっていた。先に述べたように、柔らかい地盤が地震波のエネルギーを吸収して、かえって揺れを減衰させる効果があったのではないかと考えられる。ただし、柔らかい地盤は地震の際に沈んだり、横に動いたりするため、道路に亀裂が生じたり、橋が落ちたり、港の岸壁が壊れたりといった被害が多数みられた。

この地域の地盤は六甲山に平行に同じような構造が続いている。図18の下側に、A-Bの線で切ったときの、深さ二キロメートルくらいまでの地盤の断面図を例として示す。六甲断層より海側は、大阪層群と呼ばれる堆積層に覆われているが、大阪層群は新第三紀から洪積世（最近は更新世と呼ぶ）にかけての堆積層の総称で上に行くほど柔らかくなる。さらに海岸付近、たとえばポートアイランドを例にとれば、その上に二〇メートル程度の沖積層、さらには二〇メートル程度の柔らかい埋立土砂の層がある。一方、地震基盤である花崗岩の地

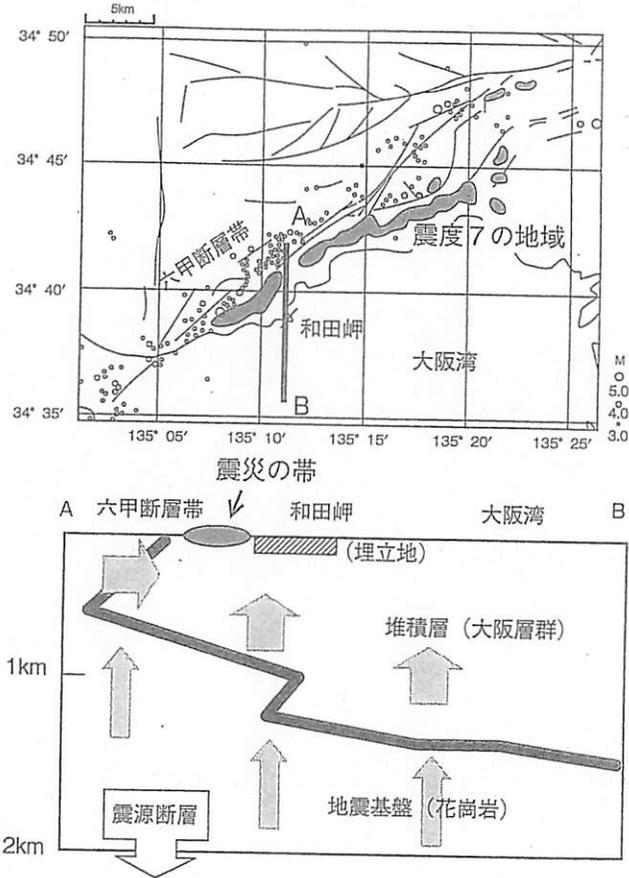


図18 気象庁による震度7の分布と地下構造の関係 (上図は気象庁編【平成7年】に加筆)。上図の影の領域は震度7の地域、丸は余震、線は活断層。A-Bでの断面が下図にあたる。下図の矢印は地震波の伝播方向を示す

層は、六甲断層帯を挟んで海に向かって一気に一〇〇〇メートル以上も落ち込み、大きな段差構造を示している。今回の地震では地表まで断層が達しなかったが、六甲断層帯の活動によってできた構造である。「震災の帯」は、ちょうど埋立地と六甲山の花崗岩の露出地帯との間に出現した。

「震災の帯」の原因

「震災の帯」という呼び名は、当時東大地震研究所の嶋本利彦氏によったと記憶している。地震直後に、現地調査をしながら新聞でそれを見たとき、実的に射た表現だと思った。言葉どおり神戸から西宮にかけて、被害の大きい地域は、東西に帯状に広がっていたからだ。「震災の帯」での被害がまわりに比べてあまりに大きかったために、地震発生直後は、その下に震源断層が延び、伏在する断層が隠れているのではないかといわれた。震源に近いほど揺れが強いと思った結果である。ところが不思議なことに震源断層で起こっているはずの余震の分布の中心は「震災の帯」をはずれ、それより北側の六甲断層帯と重なっていた。図18の上側の図には、気象庁による余震の震源の位置が規模に応じた丸印で書かれている。つまり、余震分布からは震源断層が六甲断層帯の真下にあると考える方がよいことになる。また、その後の地震記録の解析などから、強い地震波を出した部分は深さ一〇〜二〇キロメートル

の比較的深い場所にあることもわかってきた。

その結果、「震災の帯」は、地震基盤が段差状に食い違う地盤構造の影響ではないかと考えられるようになった。図18の下側に示すような地盤構造をモデル化して、地震基盤の下から地震波が入るような条件で数値計算すると、「震災の帯」での強い揺れには、その直下の地盤による増幅作用だけでなく、地震基盤の段差から新たに生まれた地震波の影響も加わっていることがわかってきた。図18の下側の図を使って説明すると以下のとおりである。

神戸では、震源断層で強い地震波を出した部分は比較的深部にあり、そこから出た地震波が段差のある地震基盤に下から入射する。その際、「震災の帯」となった地点には主に二つの経路から地震波が到達する。一つは上向きの矢印が示すような、大阪層群中を下から上に伝わる波動である。大阪層群は花崗岩に比べ柔らかいので、地震基盤を通過する過程で地震波は大きく増幅される。これに対しても一つは、段差の縁に沿って花崗岩のなかを地表まで伝わった波が縁から新しい地震波を生み出し、それが右横向きの矢印のように大阪層群中を伝わる経路である。震度7を記録した「震災の帯」付近で、二つの経路を伝わる波の到達時刻が一致し地震波が重なってさらに揺れを大きくしたのである。図のように地震基盤に一・五キロメートル程度の段差のある地盤構造を考えると、「震災の帯」で卓越する地震波の周期は一〜二秒程度となり、観測記録ともよく一致する。

第三章 揺れを予測する

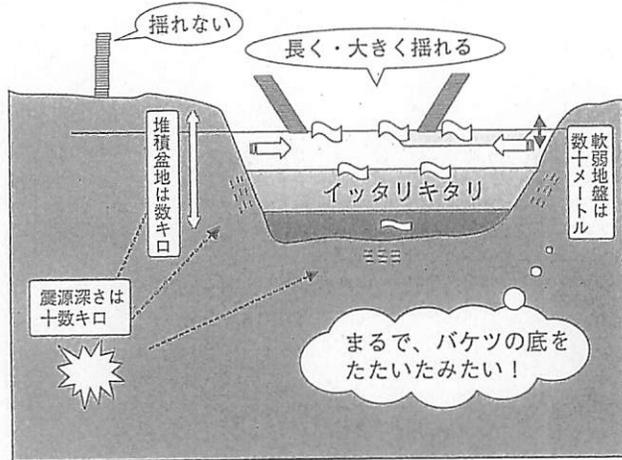


図19 平野での長周期地震動の発生のしくみ

六本木ヒルズでのことである。震度は3程度でそれほどでもなかったのに、地震の揺れを感じてエレベータを緊急停止させる装置が働かないエレベータがあり、そのまま運転を続けたために、機器が損傷したりワイヤーが絡まったりする事故が発生した。なかにはワイヤーの一部が切断したものもあった。また震源に近い新潟県ではほとんどなかったエレベータの閉じ込め事故が、首都圏では一〇件ほど発生した。これらの被害の原因はいずれも長周期地震動によるものである。なお、六本木ヒルズではその後、長周期地震動にも対応できる装置を導入し、平成一九年七月一六日の新潟県中越沖地震(M6.8)の際には、無事エレベータが緊急停止して事故は発生しなかった。

長周期地震動

計算の条件によって多少異なるが、地震基盤から入射する地震波の振幅を一とすると、大阪層群を下から伝わる波の振幅はほぼ二倍になり、段差の縁から生じる波の影響で「震災の帯」ではさらに一・五倍加算され、両者を合わせると地震基盤に入射する地震波の三倍くらいの大きな揺れになることがわかった。

地震基盤の段差から出る地震波は、ちょうど水を入れたバケツの底をたたいたとき、バケツの縁から中心に向かって出る波とよく似ている。バケツが花崗岩の基盤、水が大阪層群に対応すると考えればよい。この種の波が最近さらに注目を集めている。

平成一五(二〇〇三)年九月二六日、北海道の十勝沖でM8.0の地震が発生した。このとき震源から二〇〇キロメートル以上も離れた苫小牧とまこまの出光興産北海道製油所で石油タンクに入っていた油を共振させるスロッシングという現象が起こり、タンクの浮き蓋と側壁が接触して火花が発生し、油に引火したのが原因であった。

また翌一六年一〇月二三日の新潟県中越地震(M6.8)では、震源から二〇〇キロメートルも離れた東京でエレベータに関する事故があった。港区六本木の五四階建ての高層ビル、

た地域、海側の埋立地で地盤の液化化などによって被害が出たが、揺れによる建物の被害が比較的小さかった地域などである。

図から、葦合や海洋気象台は「震災の帯」の縁に位置するし、震度7と6強の境目付近であることがわかる。残念ながら「震災の帯」のなかでは観測記録は得られなかったため、白抜きで計算された波形からの推定値を示す。値は震度7となる。神戸大学は山側のほとんど被害のない地域、ポートアイランドは海側の埋立地に属し、それぞれ震度6弱ないし、6強との境目に対応する。地盤の液化化によって揺れの小刻みな成分が相対的に少なくなったポートアイランドの記録は、やや a と v の比が小さく五以下である。これに対しほかの記録は震度の大小にかかわらず、 a/v は五と一〇の間に位置することがわかる。

これに対し、宮城県沖の地震の震央付近で観測された記録を黒丸で描いてみると、水平方向の加速度がほぼ重力の加速度と同じ一〇〇〇gal近くもある。これらは兵庫県南部地震の葦合や海洋気象台の値に匹敵する。ところが速度は、それらの約四分の一で、 a/v 比が二〇〜四〇と非常に高い値を示すことがわかる。おかげで震度は、神戸大学なみの6弱となり、重大な被害を出すには至らなかったことが説明できる。

以上のように、地震計で観測された加速度値だけで被害を論じると「加速度が大きいのになぜ被害が出ないのか？」という例の疑問に行き当たる。工学でいう加速度値の元は基石に

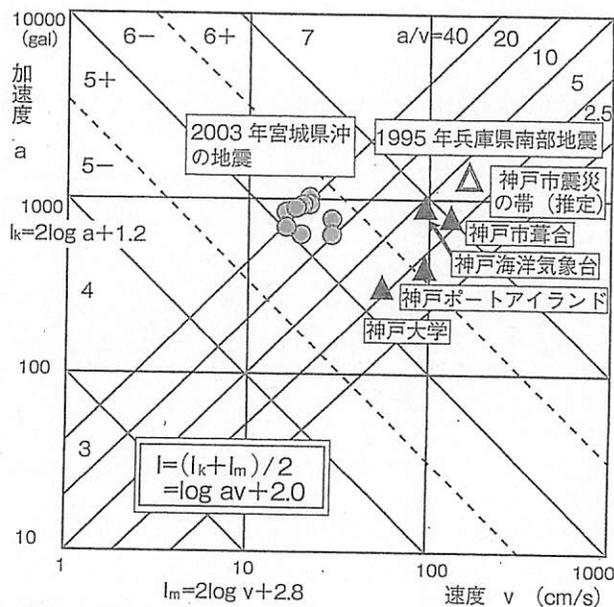


図22 震度と加速度、速度の関係

ンチメートル毎秒)、縦軸に a (gal)を取りそれぞれ「対数」で表示されている。図には震度の領域も示されている。いうまでもなく、震度が大きければ被害は出るし、小さければ被害はない。

宮城県沖の地震とは反対に大きな被害を出した兵庫県南部地震の強震記録の a と v も図に描いてみた(三角印)。神戸市内では、いくつかの地点で強震記録が観測されていた。「震災の帯」として有名になった被害の甚大な地域を中心に、山側の六甲山地でほとんど被害のなかつ

よって定義された水平震度である。水平震度はゆっくり一方方向に力をかけ続けたときを想定している。小刻みな揺れになるほど往復運動が激しくなり、対応する最大加速度値でも墓石の竿石は倒れにくくなる。倒れそうになると反対方向に力が働くからである。つまり、水平震度から求められる加速度値は、もとからゆったりした揺れをある程度選択するようにになっていたとすることができる。墓石から評価される水平震度の値は、揺れの最大加速度値という視点からみた場合には厳密さを欠いているが、地震の揺れによる被害という視点からみれば、それなりに合理的な指標になっているのである。

4 現状と課題

以上のように、地震の性質は以前に比べてよくわかってきたし、揺れに対する震源や地盤の影響も明らかになってきた。そのようななかで強震動予測の現状と課題を整理してみよう。強震動予測の手順を簡単にいえば、①対象とする地震を想定する、②その地震に対して震源モデルを構築する、③揺れを予測する地点の地盤を含む、震源から予測地点までの地下構造をモデル化する、④以上のモデルにしたがい、数値計算によって強震動を計算する、の四つの過程から成り立っている。どの一つの過程が達成できなくても対象地点の揺れは予測でき

ない。

強震動シミュレーション

強震動のシミュレーションとは、すでに起こった過去の地震による揺れの再現を指す場合が多い。シミュレーションに用いる計算手法の概要や再現例については、山中浩明ほか『地震の揺れを科学する』（平成一八年）にわかりやすくまとめられている。このためここでは、手法についての細かな説明はしないが、過去に起こった地震を対象にした途端に、強震動予測の①と②の過程は不必要になる。このため難易度はかなり下がる。それでも③の地下構造のモデル化は必要で、精度よく過去を再現するためには、地下構造に関する相当な情報が必要である。揺れを予測する地点で、対象となる地震の震源近傍で発生した中小地震の記録があれば、地下構造モデルの検証に使えたり、また計算手法によっては地下構造モデルの代用になったりすることもある。長年にわたる地震観測結果の蓄積も同時に必要である。

第三章 揺れを予測する

『地震の揺れを科学する』では、大正一一（一九二二）年の関東地震と平成七（一九九五）年の兵庫県南部地震の強震動のシミュレーションを取り上げている。地下構造に関していえば、関東平野ならびにその周辺では長年の地下構造探査の結果の蓄積があり、また神戸周辺を含む大阪平野についても、兵庫県南部地震後に精力的な地下探査が行われて十分なデータ

この際に、断面面のどこが大きくなるかの情報を得ることは難しい。その点は揺れの予測にとっての大きな不確定要因となっている。同時に、予測された震源断層が、隣に予測されているものと一つの地震として連動するかしないかも、震源モデルを構築する際のもう一つの不確定要因である。

過去に発生した複数の地震の解析結果から地震のスケールリング則（九九ページ）を求め、それをベースに経験的に震源モデルを決める「レシピ」と呼ばれる強震動予測の手順書が提案されている（地震調査研究推進本部編『全国を概観した地震動予測地図』報告書』平成一九年）。活断層のデータがある場合に、誰でも震源断層のモデルを構築できるようにするのが「レシピ」の目的である。レシピとは料理の調理法のようにという意味で名付けられたもので、レシピによって煩雑な震源モデルの設定の過程がわかりやすくなり、強震動予測が地震学の専門家以外にも広がった。ただ、レシピが作られても、内陸型地震の震源の理解が進んだわけではない。おそらくレシピのなかのレシピらしくない部分がそれを物語っている。

震源を特定できない地震

海溝型地震では北海道から九州に至るまで、過去に起こったM七・五クラス以上の地震の震源がずらっと並び、それらの地震のほとんどでアスペリティの評価がなされている。こ

のためそれらの地震による揺れを計算すれば、より小規模の地震が防災上問題になることはきわめて少ない。

一方、内陸型地震ではこの点についても状況が多少異なっている。内陸型地震は内陸直下でしかもごく浅いところに震源があるため、震源の規模が小さくてもその直上では無視できない被害が生じることがある。つまり、活断層の情報をもとに特定された震源断層について強震動予測をしても、それ以外に、被害を与える震源断層が存在するということがある。

具体的には、内陸型地震の発生域は上部地殻に限られるために、図14（二〇二ページ）で説明したようにMが六・五以上になるとそろそろ震源断層が地表に顔を出し、Mが六・八を超えたとんらかの疵が地表地震断層として確認できると考えるのが一般的である。

ところが、なかにはM七クラスでも地表地震断層がはつきりとは現れなかったという報告もある。活断層情報で、どこまで小さな規模の地震の震源まで特定できるかという疑問に答えるための一つの目安が、前述のような一度の地震による地表地震断層の出現の有無であることは否定しない。しかしながらそれだけでは、到底問題の答えには到達できない。大事な点は、活断層など過去の内陸型地震が残した地形への痕跡や地下構造調査から震源断層を推定する技術の確立である。はつきりとした活断層についての研究は数多く行われているが、震源を特定できない地震の観点から活断層や地形を研究する例はきわめて少ない。活断層研

システムの構築も必要である。単なる作業仮説に基づく注意喚起に終わることなく、責任もつて定量的な評価をめざすべきである。さもなければ、かえって社会的損失をもたらす危険性がある。

自然現象を相手にしている以上、すべてがわかることはない。地震予知であれ強震動予測であれ、現状の知識の到達点をわきまえて、未解決な部分を補う方策をさまざまに人々の協力によって考えてゆくことが重要である。そのためにも地震学には、単なる地球物理学の一分野に留まることなく、専門の垣根を取り払った総合科学としての発展が求められているのである。

究の成果を強震動予測に生かすためには、同時に、震源が特定できない地震の最大規模の評価とそれによる強震動レベルを推定することが一つの大きな課題である。

以上のように、現在の強震動予測技術には、特に震源の想定に関して完全に解決できていない問題点がある。新聞やマスコミに先端技術として華々しく取り上げられる際には、そのような点についての言及はあまりないが、未解決な部分をどのような方法で補うかが社会に役立つかどうかの大きなポイントである。

地震予知は難しい、これからは強震動予測に重点を置くべきだと考えている人もいるようである。地震予知はいうまでもなく、どのくらいの規模の地震がいつどこで起こるかを事前に予測することである。強震動予測において地震を想定する過程は、地震予知のうちのどこでどのくらいの規模の地震が起こるかと同じ、場合によってはその地震の起こる可能性については言及も避けられないとすれば、「いつ」の予測からも完全に解放されているわけではない。そのように考えると、強震動予測の一部に地震予知の多くの部分が含まれていることになる。地震予知を直前予測に限ると理解できないわけではないが、それでも、地震予知はできないが、強震動予測はできるといふ考えを手放しで認めることはできない。

強震動予測はまだまだ一般的に普及できる段階の技術ではない。高度な専門知識のもとで実施されるべきものである。活用の対象にもよるが、予測がはずれた場合のバックアップシ

武村雅之 (たけむら・まさゆき)

1952年京都市生まれ。東北大学大学院理学研究科博士課程修了(理学博士)。鹿島建設株式会社技術研究所入所後、同研究・技術開発本部小堀研究室を経て、現在、名古屋大学減災連携研究センター・エネルギー防災寄附研究部門教授。日本地震学会、日本地震工学会、日本建築学会等の理事や委員、中央防災会議専門委員などを務める。2007年日本地震学会論文賞受賞。

著書『関東大震災』(鹿島出版会, 2003)
『手記で読む関東大震災』(古今書院, 2005)
『地震の揺れを科学する』(共著, 東京大学出版会, 2006)
『天災日記——鹿島龍蔵と関東大震災』(鹿島出版会, 2008)
『未曾有の大災害と地震学——関東大震災』(古今書院, 2009)
『関東大震災を歩く——現代に生きる災害の記憶』(吉川弘文館, 2012)

地震と防災

中公新書 1961

2008年8月25日初版

2013年8月10日再版

著者 武村雅之

発行者 小林敬和

本文印刷 三晃印刷
カバー印刷 大熊整美堂
製本 小泉製本

発行所 中央公論新社

〒104-8320

東京都中央区京橋 2-8-7

電話 販売 03-3563-1431

編集 03-3563-3668

URL <http://www.chuko.co.jp/>

定価はカバーに表示してあります。
落丁本・乱丁本はお手数ですが小社
販売部宛にお送りください。送料小
社負担にてお取り替えいたします。

本書の無断複製(コピー)は著作権法
上での例外を除き禁じられています。
また、代行業者等に依頼してスキャ
ンやデジタル化することは、たとえ
個人や家庭内の利用を目的とする場
合でも著作権法違反です。

©2008 Masayuki TAKEMURA

Published by CHUOKORON-SHINSHA, INC.
Printed in Japan ISBN978-4-12-101961-5 C1240