

## 強震動予測に期待される活断層研究



武村雅之\*

Expectations for active fault research to realize a useful strong motion prediction

Masayuki Takemura\*

## Abstract

Severe damage from the 1995 Hyogoken-Nanbu earthquake gave us a lesson that a cooperation of research of active fault and strong ground motion is very important for the prediction of strong ground motion from inland shallow earthquake. That is an ace of the scientific world for the mitigation of earthquake damage. In this paper we take up two subjects which are important to put the strong motion prediction to the practical use. One is to estimate the magnitude of a future big earthquake from the active fault data and the other is to estimate the upper level of strong ground motions caused by blind faults. Expectations for active fault research to realize a useful strong motion prediction are described.

## §1. はじめに

1995年の兵庫県南部地震以降、強震動予測への地震防災上の期待が高まり、現在まで国の地震調査推進本部や内閣府などで盛んに強震動予測が試みられている。反面、予測技術のレベルは未だ研究段階にあり、普遍的に社会で活用できる域に達しているとは言い切れない。

いうまでもなく強震動予測は、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以上のモデルに従って数値計算によって強震動を計算する。の4つの過程から成り立っている。どの1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。

①の過程は、地震予知のうちのどこで、どの位の規模の地震が起こるか、つまり震源を予測することと完全に一致している。場合によってはその地震の起こる可能性についての言及も避けられないとすれば、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と考えるべきである

う。地震予知を直前予知に限るとすれば理解できない訳ではないが、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て認めることはできない。

地震の震源を予測する場合、地震がどの程度同じように繰り返すかは重要なポイントである。この点に関する知識の現状は、海溝型地震と内陸地殻内地震では異なっている。海溝型地震に対しては、アスぺリティモデルが成り立つことがしだいに明らかになり、将来発生する地震の震源のモデル化に光が見えてきた。これに対し内陸地殻内地震（以後内陸地震と呼ぶ）に関してはどのように震源域の周辺に歪が集中してゆくのか、その原因は未だによく分からない（日本地震学会地震予知検討委員会、2007）。

兵庫県南部地震以降、地震記録の解析などから、断層面のすべりは一様ではなく、すべりが大きい部分が存在することは分かってきたが（たとえば、武村、1996）、海溝型地震のアスぺリティのように、内陸地震では、同じ断層で次に地震が起こる際に同じようにすべりが起こるかどうかは分からない。海溝型地震では地震の前にゆっくりすべり域がすべるが、内陸地震にはそのような部分の存在は知られていない。もし同じ場所が常に大きくすべるとすれば、

\* 鹿島建設㈱小堀研究室

\* Kobori Research Complex, Kajima Corporation

すべらない部分との間はどうようになってゆくのだろうか。今のところきちんと説明できるモデルは存在しない。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(入倉・三宅, 2001)。内陸地震では、活断層のデータが在る場合に、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”の一つの目的である。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かなり分かりやすくなり、強震動予測が地震学の専門家以外にも広がった功績は大きい。ただレシピが造られても、内陸地震の震源の理解には不十分な面があり、モデル設定に関し不確定さが残っている。

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M7.5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、より小規模な地震が防災上問題になることは極めて少ない。

一方、内陸地震ではこの点についても状況が多少異なっている。内陸地震は内陸直下でしかも極浅いところに震源があるため、震源の規模が小さくても、その直上では決して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、被害をあたえる震源断層が存在する可能性が否定できないということである。

一部の例外を除いて、耐震設計に際し設定される地震荷重に、強震動予測によって計算された地震動をもとに建物にかかる地震力を算定した結果が使われることは稀である。全国一律に近い設計用の地震荷重を過去の被害経験をもとに工学的判断によって設定しているのが普通である。地震の揺れは震源から想定しないとけないと筋論を言う人は多いが、建物側から見れば、震源が全て特定されているわけでもなく、予測されていない震源から思わぬ強い揺れがくるかもしれない状況では、そんなに簡単に強震動予測の結果を採用する訳には行かない。また一方では、震源が特定されていない地震に対して設けられる揺れのレベルが大きければ、結局全国一律で、震源を考慮しない地震動が設計荷重の基になることは必定で、なんら現状と変わらないということにもなり、強震動予測不要論に繋がってしまう。

地震防災上、強震動予測が置かれた状況はこのように厳しいものがあり、その状況を打開できるかどうかの鍵は活断層研究にあると言っても過言ではない。つまり防災上は強震動予測と活断層研究は一心同体である。

そんな意識をもって、筆者が活断層と関わりを持ちだし

たのは、1995年の兵庫県南部地震の時からである。その後いくつかの論文も発表してきた。そんなことを振り返りながら、強震動予測が今必要とする活断層研究とは何かについて、筆者の考えを述べてみたい。

本論は、関連研究を網羅した論説でもなく、ましてや新しい発見を記した論文でもない。地震学と地震工学の狭間に身を置く筆者が、地震防災の観点から今後の活断層学会の発展に多少なりともお役に立てればと、思いつくままに書いた小論である。勉強不足や見当違いがあるかもしれないがその節はご教示願えれば幸いである。

## §2 活断層と強震動

強震動の研究者が活断層を強く意識しだしたのはおそらく1995年の兵庫県南部地震からだと思う(少なくとも筆者はそうだった)。地震直後に神戸から西宮にかけてほぼ東西に、後に震度7と判定される被害の大きい地域が見つけれられ、活断層の研究者によって、“震災の帯”と命名されるとともに、その原因が伏在断層にあるのではないかと言われたことに始まったと記憶している(鶴本・他, 1995; 中田・他, 1995)。

伏在断層と被害が直結したのでは、強震動の出る幕が無い!そんな危機感があったかどうかは分からないが、一方で強震動の研究者は、地下に震源があることは確かであるが、帯状に揺れの強いところが出るのは、一義的には地盤構造のせいであるという論を展開した(源栄・永野, 1996; 川瀬・他, 1998)。筆者も被害調査に現地に行くと先ず感じたのは、これほど地盤の差が被害に明瞭にでた地震は珍しいということだった(鹿島都市防災研究会編著, 1996)。両分野の研究者とも、専門が違うと同じ現象を見ても、片や断層に、片や地盤にと異なる発想が生まれることを認識する良い機会であったと思われる。

武村・他(1998)は、この種の問題の理解がより深まるよう、明治以後発生した内陸地震で、震度7(住家の全潰率が30%以上)の地域がある程度明瞭なものを調べて、震度7の発生条件について整理した。図1に評価された震度7の領域を示す。図には同時に地表地震断層と震源断層のうち伏在すると推定される部分の位置ならびに平野・盆地の領域がまとめられている。ここで平野・盆地とは100万分の1地質図で完新世及び後期更新世の堆積層に分類された地域を意味し、論文ではそれ以外の地域を山地と呼んでいる(武村・他, 1998)。

その結果から、震度7の領域は平野や盆地など地盤が比較的柔らかい所に大きく広がること。地盤が固い山地では、断層にそって最大でも幅10km以内にしか震度7の地域は広がらないことが指摘されている。図1をさらに詳しく見

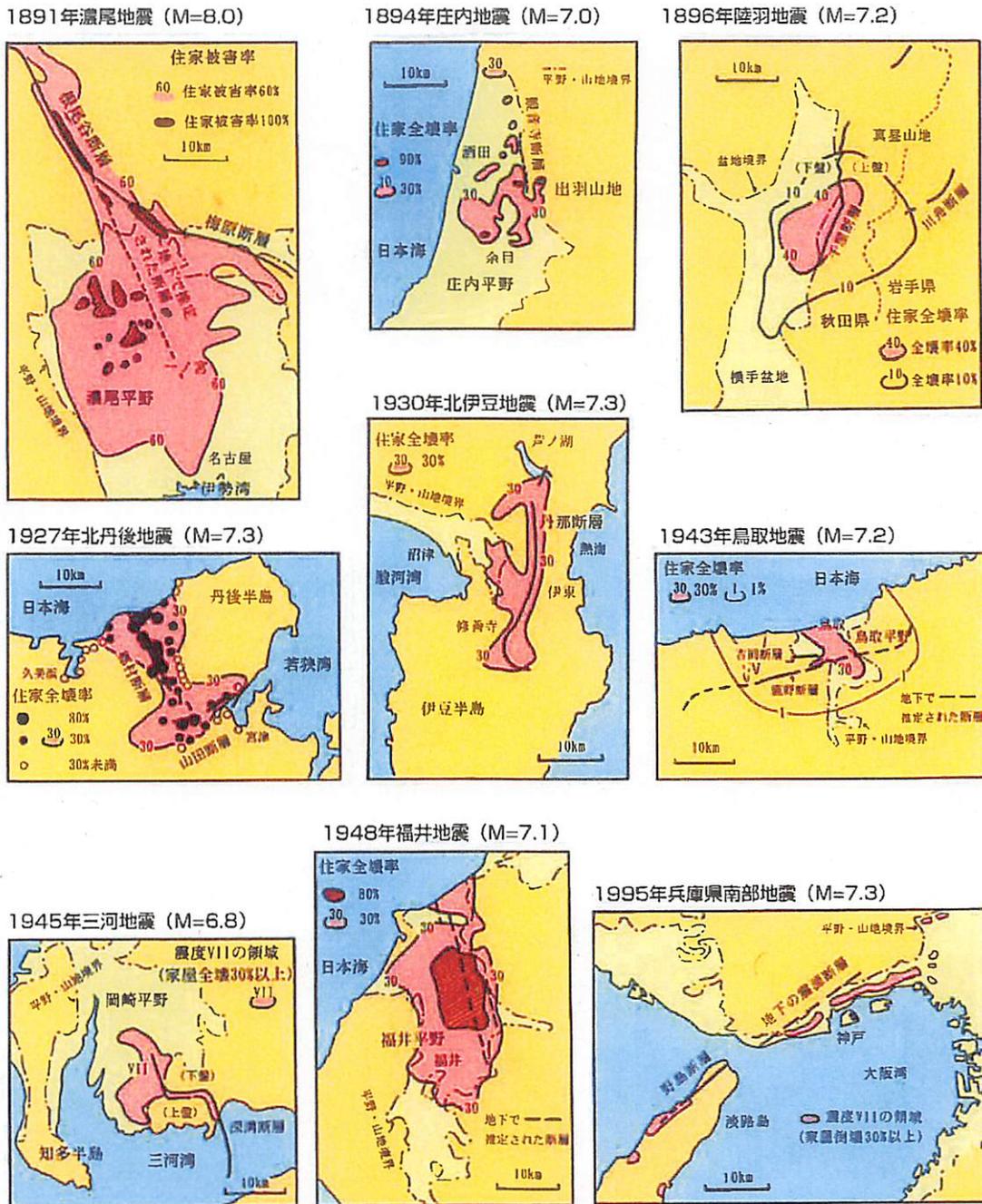


図1 震度7の分布と平野・盆地と山地の関係(武村・他(1998)をもとに、武村(2002)で作成)。実線は地表地震断層、点線は推定される震源断層の伏在部分

ると1943年の鳥取地震などでは地表地震断層沿いであっても震度7にならない場合があることも分かる。

1995年の兵庫県南部地震では淡路島の西岸で野島断層に地表地震断層が現れ、民家の建物すれすれにずれが生じた(中田・他, 1995)。その跡は現在北淡震災記念公園として整備され、地震直後の民家の台所の様子などが再現されている(北淡震災記念公園, 2008)。それを見ると、座りの

悪い食器棚が倒れ、テーブルが多少回転しているが、掛け時計など壁にかけられたものやテレビや炊飯器、ポットなどは転倒していない。もちろん建物には大きな被害はなかった。武村・他(1998)によれば、地表地震断層の出現した野島断層周辺は第三紀層や花崗岩の地層が地盤を構成し山地に分類されている。このような地域では例え震源断層が地表に達しても揺れは震度7に達しないことがある。

先に指摘した1943年の鳥取地震の際にも地表地震断層が出現した鹿野断層や吉岡断層沿いの民家で同様の例が報告されている。断層が住宅の脇や下を通過したにも拘わらず建物は傾いた程度で全潰は真逃れたという報告である(津屋, 1944; 岸上, 1945)。

また明瞭な震度7の地域が認められず図1の対象にならなかった地震もある。1974年の伊豆半島沖地震(M=6.9)では南伊豆町石廊崎の民家の裏庭にある火山角礫岩の岩盤の壁に30cm余りの明瞭な断層のずれが現れた。ずれは、木造の民家の基礎をずらせたが民家の被害はその部分に限られ、強い揺れによって建物全体が全壊するようなことは無かった(阿部・他, 1985)。

以上の結果はいずれも地盤条件が震度7の発生に大きく関与していることを示唆するものである。つまり断層、即強震動ではなく、断層と強震動の間には必ず地盤が介在することを意味している。言い換えれば強震動予測には活断層研究者と強震動研究者の協力が不可欠であることを示している。

武村・他(1998)は、同時に震度分布について興味ある指摘をしている。その一つは破壊伝播効果から予想される地震動の空間的分布がはっきりとは見えないこと、また逆断層の場合、傾斜が30度ないしそれ以下であれば、上盤側で震度7の範囲が顕著に広がる傾向があることなどである。前者については理論的結果を重視して破壊伝播効果による強震動の方位依存性を強調する立場を取る研究が多いが(たとえば, Somerville et al., 1997), 武村・他(1998)と同様に、観測結果を重視すると方位依存性が明瞭に見られないとする結果もある(大野・他, 1998)。また、後者について武村・他(1998)は、地表に現れた断層線からの距離は同じでも、上盤側の広い範囲で地中の断層面からの距離が短くなるためであると理由を述べている。特に逆断層では強震動予測にとって地下深部まで断層面の幾何学的形状を知ることが重要であることを意味している。

### §3 活断層からの地震規模推定

内陸地震の強震動を予測する場合、まず初めに活断層からそこで将来起こるであろう地震の規模Mを推定する場合が多い。その際、活断層の長さから地震規模Mを推定するのに広く用いられているのがいわゆる松田式である(松田, 1975)。松田式は昔から活断層と地震とを結ぶ重要な役割を果たしてきた。

この式のもとになったデータは明治以後我国で発生した気象庁マグニチュードMで6.2以上(13地震中12地震は6.9以上)の内陸地震のデータである。データの中味をみると地表地震断層の長さLaと地震学的、測地学的に推定した

震源断層の長さLが混在しているが活断層の長さは使われていない。一般に活断層は一度の地震で形成されたものではないので当然であるが、使用の仕方から見ると微妙な食い違いが存在している。

また、この式の解釈を巡って一つの障害となっていたのは気象庁マグニチュードMのクセであった。気象庁マグニチュードMは、震源が浅い内陸地震の場合には、海溝型地震とは異なるクセがあることが、長い間認識されていなかったのである(武村, 1990)。日本における内陸地震についての震源パラメータのスケーリング則は、すでにShimazaki(1986)によって、地震モーメントMoと震源断層の長さLの関係として求められていた。それによればMo-Lの関係には、 $Mo = 7.5 \times 10^{25}$  dyne·cmで不連続が生じ、そこを境に傾きが変わる。またその原因は震源断層が上部地殻の地震発生層いっぱいになり、地表へ突き抜けて地表地震断層を生じるためではないかと指摘されていた。

武村(1998)は、このようなShimazaki(1986)の指摘に基づき、明治以後日本で発生した33の内陸地震について震源断層のパラメータを再整理し、Shimazaki(1986)によって指摘されている不連続の原因が、断層長さLではなくすべり量Dにあることを指摘した。同時にその影響がMoやMに反映して、これらのパラメータにも不連続を生じさせていることを明らかにした。この指摘は、不連続の原因が地表を震源断層が突き抜ける影響ではないかとしたShimazaki(1986)の指摘を支持するものである。

また武村・他(1998)は、武村(1990)による気象庁マグニチュードMと地震モーメントMoとの関係を用いれば、 $Mo = 7.5 \times 10^{25}$  dyne·cmはM=6.8に対応することも明らかにした。同時に求めた気象庁マグニチュードMと震源断層の長さLの関係のうちM $\geq$ 6.8の関係が松田(1975)の関係式と極めて近いものであることを明らかにした(図2)。同様の結果は、松田(1975)による断層の変位量と気象庁マグニチュードMとの関係式にも言えることを明らかにした。これによって松田式は日本におけるM $\geq$ 6.8の内陸地震の震源断層のLやDと気象庁マグニチュードMとの関係を表すものであることが明らかとなった。なお、入倉・三宅(2001)は $Mo = 7.5 \times 10^{25}$  dyne·cmでの不連続はないとする立場を取っているが、その場合でも誤差の範囲で、松田式の関係はM $\geq$ 6.8の地震の震源断層の長さLとMの関係をはほぼ満足すると指摘している。

一方、松田(1998)は、松田(1975)が用いたデータを見直し、純粋に地表地震断層だけのデータとして、新たに長さLaと気象庁マグニチュードMの関係求めた。図3の黒丸がそのデータ、bはそれらに対する回帰直線、cは1891年の濃尾地震を除いた結果である。aは松田(1975)

の関係式を表している。論文では、「松田 (1975) の式aの基礎となった大地震の気象庁マグニチュードMや地表地震断層の長さLはその後の再調査で一部変わったので、それらの改定値によってMとLの関係図を書き直した。」としか書かれておらず、松田 (1975) の式との性格の違いが明確にされなかった。このため、従来松田式を用いて活断層の長さからMを推定してきた人々の中には、bやcのLaを活断層長さとしてMを評価するものもあり、混乱する場面もあった。

これに対し、武村 (2000) は、図3の結果に対し、「関係式cを導くためのデータはそもそもばらつきが非常に大きく、同じMの値に対して約10倍近くある。つまりデータから見れば $6.8 \leq M \leq 7.3$ の範囲でLaとMとの相関は小さく、Mが6.8以上になれば、何らかの地表地震断層が現れることを表しているに過ぎない。」と指摘した。

また同時に以下の3点を指摘している。①活断層は一般には地下の震源断層が繰り返し活動し、その痕跡が残ったものと考えられる。一回の地震で、地下の震源断層の全てが地表に顔を出さなくても、何度かの繰り返しによって震源断層のほぼ全長が地表に顔を出すものと考えられる。②関係式aは、震源断層の長さLと気象庁マグニチュードMの関係を表しており、図3のデータのほとんどがその線上ないしはその線より下側にあるのは、このような地表地震断層の性質を表しているためだと考えられる。③一度の地震による地表地震断層の長さLaから将来発生する地震規模を推定する場合には大きな不確定さがあると考えられるが、ある程度の長さをもつはっきりとした活断層の長さを震源断層の長さLと見なし、その長さから地震規模を推定する場合、その不確定さは少なくなるものと考えられる。

以上①から③は、活断層の長さから来るべき地震の規模

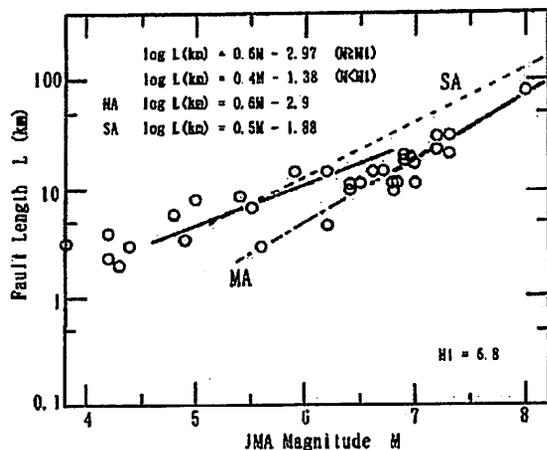


図2 内陸地震の震源断層長さや気象庁マグニチュードの関係 (武村,1998) .MAは松田(1975)の関係式

を推定していることが、どのような立場に立ったものかをまとめたものである。ただし、③の中の「ある程度の長さをもつはっきりとした活断層」とは、松田 (1990) が定義した起震断層や地震調査研究推進本部 (2005) の主要98断層帯などをただ漠然とイメージしたものであり、どのような活断層であれば、その長さが震源断層を表すのか、以下に述べるいわゆる「震源を事前に特定できない地震」の議論にも関連する重要な課題である。

また、①に関しては、地表地震断層がそもそも震源断層の端を見ているということ、海溝型地震のように同じ断層で過去に何度か繰り返し発生した地震を観測している場合から類推しても、同じ地震と言っても断層面の広がりやすさについて細部では相当な違いがあることなどを考えれば当然のことだと考えられる。同時に、限られた場所でのトレンチ調査によって過去のイベントを調査しても、どの程度震源断層の活動の全体像が捉えられているのかという疑問も生じる。

これらの問題は、いずれも活断層情報から震源断層の位置やそこから発生する地震規模さらには活動性などがどの

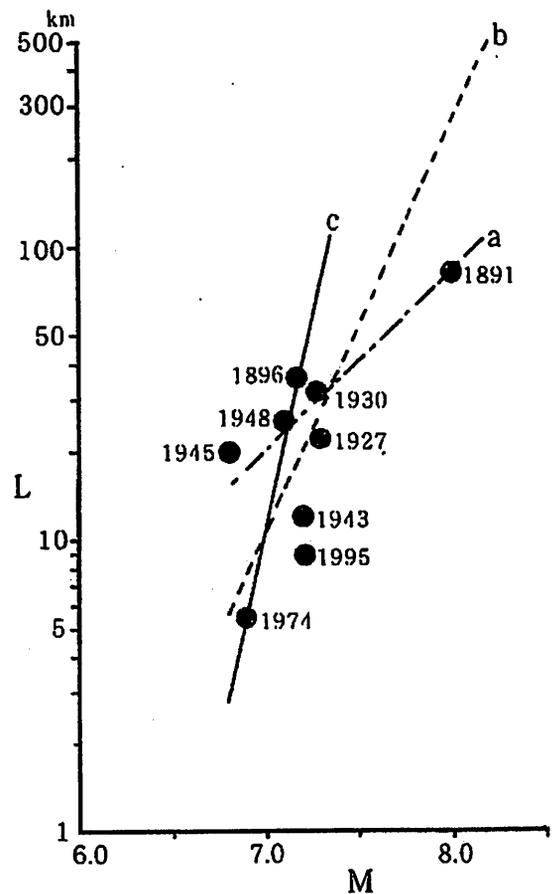


図3 地表地震断層の長さや松田(1975)の式 (a) ならびに松田(1998)の式 (b,c) (松田,1998)

程度分かるのかという活断層研究の根幹に係わる問題である。

#### §4 活断層と震源を事前に特定できない地震

活断層の情報から将来発生する内陸地震の震源断層がどの程度予測できるのかは、社会的にも大きな関心事である。特に原子力発電所の耐震設計審査指針には、当初からいわゆる直下地震の条項があり、基準地震動としてM=6.5の地震を無条件でサイト直下に想定すると規定されていた【原子力安全委員会(1981)】。つまり活断層調査のある種の限界を当初から意識していたことになる。

このような考えは、近年改訂された耐震設計審査指針にも「震源を特定せず策定する地震動」として受け継がれている【原子力安全委員会(2006)】。ところが、具体的な評価方法となると活断層による震源断層の予測の限界を見極めるという極めて難しい問題に直面する。現在、私の知る限り査読付き学術論文としてこの問題に取り組んだのは加藤・他(2004)の研究のみである。このこと自体、問題の重要性が活断層研究者に十分認識されていないのではないかと危惧をもつ原因であるが、勢いこの論文に注目が集まり、時には批判をいただくこともある。(たとえば石橋, 2007)。活断層研究の現状とも深いかかわりがあり、また筆者は上記論文の共著者の一人でもあるので、この問題に対する筆者の私見(共著者全ての総意ではない)を以下に述べることにする。

ポイントは「震源を事前に特定できない地震」には「震源の位置も規模も推定できない地震」と「震源の規模が推定できない地震」の2種類の地震があることである。

##### 4.1 震源の位置も規模も推定できない地震

加藤・他(2004)の論文は、地震と活断層の研究者の合作でできている。この合作の結果が後で述べるような多少の違和感を生む結果となった。

地震学的結果としては、先に述べた武村(1998)の内陸地震の震源パラメータのスケーリング則に関する論文が基になっている。つまり我国の内陸地震を調査すると、気象庁マグニチュードが6.7以下の地震と6.8以上の地震ではスケーリングが不連続を伴って変るという結果である。

M6.8以上の地震では震源断層が地震発生層の厚さ一ぱいに広がり、それを裏付けるようにほとんどで何らかの地表地震断層が現れるか、ごく稀に現れないものがあったも既存の活断層や空中写真判読によるリニアメントなどが存在する。その点は武村(1998)や加藤・他(2004)の結果からも明らかであり、また歴史地震と起震断層との対応を検討した小田切・島崎(2001)も同じような立場である。

武村(1998)はスケーリングの不連続はMにも生じ、M6.6とM6.7の地震の数はその上下に比べて極めて少ないと指摘している。このような観点からみれば旧指針のM6.5の設定も理解できる。不連続の真偽はともかくとして、M6.7以下になると状況は一変し、地表地震断層など地表に痕跡を残すものは極めて少なくなる(武村, 1998)。

つまりM6.7以下の地震については、活断層調査も含め地表付近の調査では震源の全容をつかむことは大変難しく、震源の規模はおろか位置を予測することさえできない場合が多いことが予想される。まずは全国一律の最低基準として、このレベルをクリアする地震動を設定すべきであると考えた。そこでM6.7以下の地震について、震源近傍の記録を収集して全国一律に地震動レベルを決めたのが武村・他(1999)の結果である。この時点で震源近傍の硬質地盤における地震動レベルを観測記録がほぼ包絡されるよう減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルで最大加速度値450gal、加速度応答値1200gal、速度応答値100cm/s、変位応答値20cmと評価した。

日本でも地震発生層のやや薄いところやや厚いところがあり、また断層タイプなどの影響でM6.7が地域的に多少変化するとは考えられるが、今のところ地域差を考慮できるほどの資料はない。このため地震動レベルを決める際には、観測記録を包絡することで、この様な不確定要因をある程度吸収できると考えた。

##### 4.2 震源の規模が推定できない地震

次に問題になるのが、短い活断層やリニアメントなど何らかの痕跡がある場合に、それらを調査して実際に起こる地震の震源断層が予測可能かどうかということである。これこそ活断層研究の成果が期待される領域である。

この種の検討には、過去に発生した地震で規模など震源断層の情報分かっているものに対して、地質学的、地形的情報から、震源断層が予測できたかどうかを検証するのが有効である。加藤・他(2004)の論文で活断層の研究者が担当したのがその部分である。それに伴って、震源を事前に特定できない地震の定義が「事前の地質学的、地形的情報や調査結果から震源の位置または規模の特定が困難とされる地震」となってしまった。論文作成当時は、筆者もそれほど気にはしなかったが、位置については地震の規模がM6.8を超えると何等かの痕跡が地表に現れることが多い。また足元まで震源断層が延びていることでもあり、地形などにも長年の影響が表れている可能性が高く、近年の変動地形学の発展も痕跡探しには力強い味方となるが、地震規模の予測となるとハードルが一段高くなることも事実である。結局、加藤・他(2004)の論文では明治以後発生した地震について、M6.8以上の地震では1984年の

長野県西部地震 (M=6.8) に関して事前の評価がむずかしいという結論に達した。この結論に対し、予測が可能であると他地震の結果に批判的なコメントもいただいております。専門家の間で意見が分かれています。

また、加藤・他 (2004) では、長野県西部地震 (M=6.8) の震源近傍の強震動を評価して、先に求めたM6.7以下の地震に対するスペクトルを含めて地震動を評価した。この点に多少の違和感をもたれた原因があったのかもしれない。先のスペクトルには観測値を包絡するという相当の裕度が持たせてあったために、長野県西部地震 (M=6.8) の強震動が包絡されること自体は特に不思議なことではないが、異質なものを含めて結論としたという印象は否めない。

問題は、地表の短い活断層やリニアメントの地下には、地震発生層を切った震源断層がある場合があり、どの程度の規模Muの地震まで震源断層を拡大してみればいかかということである。もちろん様々な調査結果から、リニアメントが活断層によるものではないことが判明したり、地震発生層の下部まで断層が延びておらず、相応に発生する地震規模が評価できたりすれば問題はないが、そんな場合ばかりではないだろう。そんな時には、過去の地震に対して事前に規模の推定ができなかったと判断される地震の規模の上限Muまで、可能性があるととして地震規模をあげるのも一つの方法である。その場合Muの下限は6.7 (Mの不連続を認めるならば6.5でもよい) とするのが合理的であろう。つまり加藤・他 (2004) の結果のうち、活断層研究者

による結果は見方を変えればMuを6.8と評価したことに対応する。

以上の点をまとめると図4のようになる。図4の左側M6.7以下の地震に対しては、震源の位置も規模も分からない地震として地震学的検討から全国一律の地震動を与える (C区分)。短い活断層など地表に痕跡はあるが規模の評価が難しいと考えられる地震は、M6.8以上の過去の地震の事例を参考にMuを評価し、安全のためにMuまで地震規模をあげて地震動を評価する (B区分)。Muを越える地震やMu以下でも規模が推定できるものについては、例えば松田式や武村 (1998) の結果などを用いて地震規模を評価し、それに基づいて地震動を評価する (A区分)。A区分の地震はいわゆる震源を特定できる地震、B区分の地震は震源の位置は特定できるが規模が特定できない地震、C区分の地震は位置も規模も特定できない地震である。

B区分の地震を探索するための具体的方法の確立やMuをどのようにして評価するかは活断層研究者に課せられた課題である。図5は地震調査推進本部 (2006) が確率論的予測地図を作る際に決められた類似の結果である。震源断層を予め特定しにくい地震の最大マグニチュードとして求めた結果と書かれているが、地震の震源位置が比較的正確な明治以後の地震についてみると、海域のものを除きほとんどの地震が震源付近に対応する活断層があるなど何らかの痕跡が指摘されている (活断層研究会, 1991; 加藤・他, 2004)。このように地域毎にMuを決める方法もあるかもし

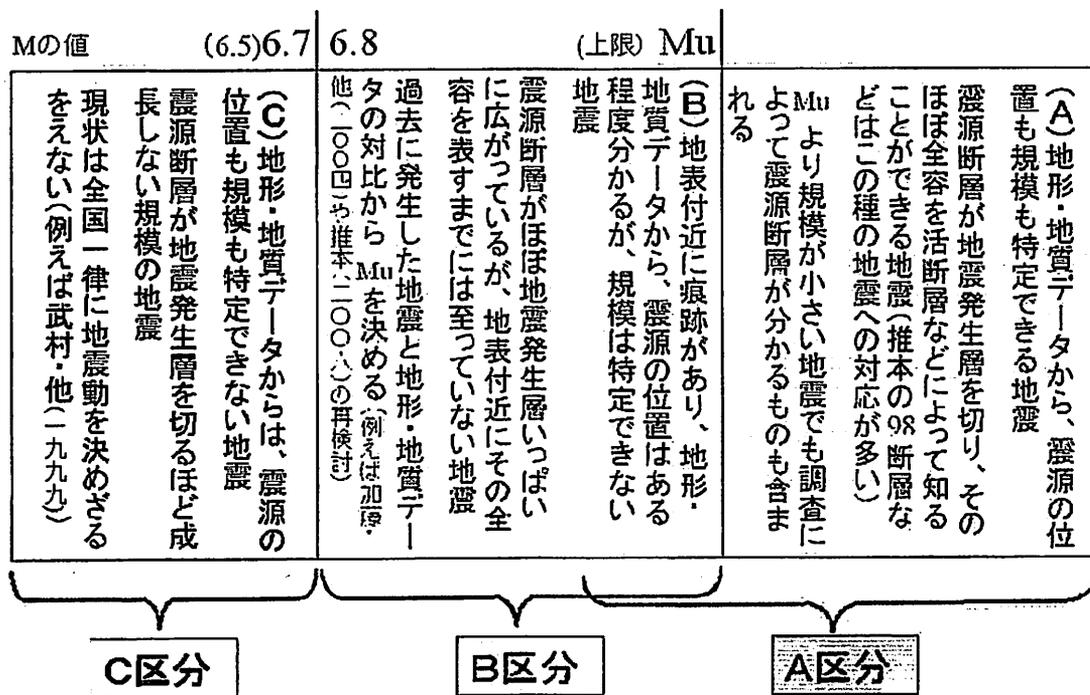


図4 震源を事前に特定できるかどうかに着目した地震の分類 (武村私案)



災情報として有効な情報だとは到底思えない。一般には平均活動間隔がどうであれ、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もらうしかないように思う。

表1に歴史地震との対応が推定されている活断層と対応する歴史地震をまとめた(地震調査研究推進本部, 2007b)。当然、いずれの活断層でもここ100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。現状ではこのような歴史地震との対応によるシロの判定がもっとも信頼性の高い活断層に関する地震の時間情報であると思う。同様の検討には対象とする活断層の範囲を松田(1990)の起震断層にまで広げて実施した小田切・島崎(2001)の研究がある。それでも対応する数は36である。確実なる時間情報を増やすべく活断層調査とともに歴史地震の調査も必要である。

この他、強震動予測の観点からは、アスベリティの設定に関する問題や隣り合う断層の連動の問題など、震源断層の位置や規模を推定すること以上に内陸地震の発生過程に直接関連する高度な問題もあるが、紙面の都合上項目のみの指摘に留めることにする。

## §6 まとめ

強震動予測にとって震源の予測は不可欠である。一方、活断層研究は内陸地震の震源予測にとって不可欠の存在で

ある。内陸地震の影響はどこの地点においても強震動予測をする上で無視できないことから、強震動予測にとって活断層研究は不可欠な存在である。1995年の兵庫県南部地震はそのことを我々に教えてくれた。

活断層の調査成果をもとに強震動予測をストレートに耐震設計に結び付けているのは原子力発電所のみである。原子力発電所の設計荷重は工学と理学の2つの担い手が受け持っている。理学の担い手は強震動予測によって、工学の担い手は3Ci(一般建造物の3倍の静的地震力を地震荷重とする)によって原子力発電所内の重要建造物の地震時安全性を確保してきた。2007年新潟県中越沖地震の柏崎原子力発電所での地震動は、強震動予測に基づく設計用基準地震動を遥かに上回るもので、理学の担い手にとっては肝を冷やすものであったが、幸い工学の担い手のお陰で、重要建造物の被害は最小限に食い止められ重大事故に繋がることはなかった。

ただし、地震動を適切に予測できなかったことは事実である。社会的には責任の所在を云々することも重要かもしれないが、我々学界の理学者としては、それ以上に、如何にして、強震動予測を確実にできる仕組みを構築できるかを皆で考えることの方が重要である。時あたかも新指針が設定され(原子力安全委員会, 2006)、その解説(4)には「活断層調査は、震源として想定する断層に関する評価を行うための基本となるものであるので、敷地からの距離に応じ、既存文献の調査、変動地形学的調査、地表地質調査、地球

表1 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, 2007b)。「主要活断層帯の長期地震発生確率値」(2007.1.1策定)から作成

断層名	歴史地震
津軽山地西縁	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年善光寺地震
跡津川	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
木津川	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)慶長伏見地震
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	868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(慶長元年)慶長豊後地震
水縄	679年(天武7年)筑紫地震
磐国断層帯北西部	2005年福岡県西方沖地震

物理学的調査等を適切に組み合わせて十分な調査を実施することとする。」と書かれており、あらためて活断層調査の重要性が指摘された。

私なりに言えば、各種調査によってM6.8以上の内陸地震の震源断層マップを作り、強震動予測に資することこそ活断層研究が地震防災に果たす最も重要な役割であると考え、原子力発電所の耐震安全性確保のための活動は、活断層研究の成果をベースにした強震動予測の試金石であり、今後理学系の成果が単なる作業仮説に基づく注意喚起に終わることなく定量的に地震防災に生かされるかどうかの鍵を握るものである。このような時期に設立された日本活断層学会はその設立趣意書の中で「活断層に関する基礎研究のさらなる発展、多分野間の連携強化による総合的研究の推進、成果の普及を通じた社会貢献、ならびにそれらを担う人材の育成などを目的とする。」とうたっており、時機を得た設立といえる。反面その社会的責任の重大性をあらためて感じる。従来の経緯やしがらみを越えて広範な研究者の結集を図り、意見交換を通じて、建設的な対応が求められる。

## 文 献

- 阿部勝征・岡田篤征・垣見俊弘, 1985, 地震と活断層, アイ・エス・ユー株式会社, 760pp.
- 原子力安全委員会, 1981, 発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針(昭和56年7月20日), <http://www.nsc.go.jp/anzen/sisin/contents/frame.html> (2008年1月15日参照)
- 原子力安全委員会, 2006, 発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針(平成18年9月19日), <http://www.ansc.go.jp/anzen/sisin/contents/frame.html> (2008年1月15日参照)
- 北淡震災記念公園, 2008, 断層保存館メモリアルハウス, <http://www.nojima-danso.co.jp/memorial/index.html> (2008年1月15日参照)
- 入倉孝次郎・三宅弘恵, 2001, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-848.
- 石橋克彦, 2007, 基準地震動を考える(1)および2007年新潟県中越沖地震, 科学, 9月号, 920-929.
- 地震調査研究推進本部, 2002, 立川断層帯の長期評価について, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03aug\\_tachikawa/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03aug_tachikawa/index.htm) (2008年1月15日参照)
- 地震調査研究推進本部, 2005, 「基礎的調査観測対象活断層の評価手法」報告書について, [http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/05aug\\_hyokashuhou/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/05aug_hyokashuhou/index.htm) (2008年1月15日参照)
- 地震調査研究推進本部, 2006, 全国を概観した地震動予測地図(平成18年9月25日公表)分冊1: 確率的な地震動予測地図の説明, <http://sparc1038.jishin.go.jp/main/> (2008年1月15日参照)
- 地震調査研究推進本部, 2007a, 『地震がわかるQ&A』[http://www.jishin.go.jp/main/p\\_koho01.htm](http://www.jishin.go.jp/main/p_koho01.htm) (2008年1月15日参照)
- 地震調査研究推進本部, 2007b, 長期評価結果, [http://www.jishin.go.jp/main/p\\_hyoka02\\_chouki.htm](http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_chouki.htm) (2007年1月15日参照)
- 照)
- 鹿島都市防災研究会編著, 1996, 大地震と都市災害, 都市・建築防災シリーズ, 鹿島出版会, 128pp.
- 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・垣一男, 2004, 震源を事前に特定出来ない内陸地殻内地震による地震動レベル, 日本地震工学会論文集, 4, 4, 46-86.
- 活断層研究会編, 1991, 新潟日本の活断層, 東大出版会, 437pp.
- 川瀬博・松島信一・R. W. Graves・P. G. Somerville, 1998, 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析-兵庫県南部地震の際の震災の帯の成因, 地震2, 50, 431-450.
- 岸上冬彦, 1945, 昭和18年9月10日鳥取地震の被害, 東大地震研究所彙報, 23, 97-103.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震2, 28, 269-284.
- 松田時彦, 1990, 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 東大地震研究所彙報, 65, 289-319.
- 松田時彦, 1998, 活断層からの長期地震予測の現状-糸魚川-静岡構造線活断層系を例にして, 地震2, 50, 23-33.
- 源栄正人・永野正行, 1996, 深部不整形地下構造を考慮した神戸市の地震動の増幅特性解析-兵庫県南部地震における「震災の帯」の解釈, 日本建築学会構造系論文集, 488, 39-48.
- 中田高・蓋田清・尾高潤一郎・坂本晃章・朝日勝彦・千田昇, 1995, 1995年兵庫県南部地震の地震断層, 地学雑誌, 104, 127-142.
- 日本地震学会地震予知検討委員会, 2007, 地震予知の科学, 東京大学出版会, 218pp.
- 小田切聡子・島崎邦彦, 2001, 歴史地震と起震断層, 地震2, 54, 47-61.
- 大野晋・武村雅之・小林義尚, 1998, 観測記録から求めた震源近傍における強震動の方向性, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, No. 1, 133-138.
- 嶋本利彦・堤昭人・大友幸子・川本英子, 1995, 神戸市・芦屋市・西宮市における地震被害と推定地震断層, 1995年1月17日兵庫県南部地震調査報告会(日本第四紀学会・第四紀研究連絡委員会), 41-42.
- Shimazaki, 1986, Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, Earthquake Source Mechanics, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 37, 209-216.
- Somerville, P. G., N. F. Smith, and R. W. Graves, 1997, Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, Seism. Res. Lett., 68, 199-222.
- 武村雅之, 1990, 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震2, 43, 257-265.
- 武村雅之, 1996, どこまで解明されたか兵庫県南部地震の震源過程 その1. 波形インバージョンによる結果, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, A49.
- 武村雅之, 1998, 日本列島における地殻内地震のスケーリング則-地震断層の影響および地震被害との関連, 地震2, 51, 211-228.
- 武村雅之, 2000, 日本列島における震源断層のスケーリングと近傍での強震動および被害, 第28回地盤震動シンポジウ

- ム (日本建築学会), 71-84.
- 武村雅之, 2002, 震度7の揺れは地盤で決まる - 明治以降の地震被害から, サイスマ (地震調査研究センター), 4月号, 5-7.
- 武村雅之, 2005a, 1900年宮城県北部地震のマグニチュードと震源位置の再評価-1962年および2003年の地震との関連性, 地震2, 58, 41-53.
- 武村雅之, 2005b, 1900年および1962年宮城県北部地震の被害データと震度分布, 歴史地震, 20, 201-221.
- 武村雅之・諸井孝文・八代和彦, 1998, 明治以後の内陸浅発地震の被害から見た強震動の特徴 - 震度VIIの発生条件, 地震2, 50, 485-505.
- 武村雅之・大野晋・高橋克也, 1999, 強震記録から見た震源近傍での硬質地盤上における地震動 - レベル2地震動の共通基準, 第25回地震工学研究発表会講演論文集, 61-64.
- 津屋弘達, 1944, 鹿野・吉岡断層とその付近の地質: 昭和18年9月10日鳥取地震に関する地質学的観察, 東大地震研究所叢報, 22, 1-87.

(2008年1月21日受付)

(2008年2月 8日受理)

キーワード

強震動予測, 内陸地震, 活断層, 震源断層, スケーリング則

Key words : strong ground motion prediction, inland shallow earthquake, active fault, earthquake source fault, scaling law