シナリオ地震による日本全国の地震危険度評価

EVALUATION OF SEISMIC HAZARD DUE TO SCENARIO EARTHQUAKES IN OVERALL JAPAN

宇賀田 健*
Takeshi UGATA

Scenario earthquakes are significant for not only evaluation of seismic loss in large urban areas, but also pricing of insurance linked securities for earthquake risk. This paper combines active fault data and historical seismic records to prepare the seismic sources for scenario earthquakes with their occurrence interval. The seismic sources for randomly distributed intraplate earthquakes without surface faults are also prepared so that they can be treated as scenario earthquakes. Using these seismic sources, I evaluate a maximum credible acceleration map in overall Japan due to scenario earthquakes.

keywords : Scenario earthquakes, Seismic hazard, Intraplate earthquakes without surface faults, Active faults,
Earthquakes along subduction zone, Occurrence interval

シナリオ地震, 地震危険度, 表層断層を伴わない地殻内地震, 活断層, 海溝付近の地震, 発生周期

1. はじめに

建物や構造物の地震リスクを評価することは、地震被害想定を行う国や自治体、あるいは電力、水道等のライフラインを管理する事業者にとって重要である。さらに近年では、資金の調達あるいはリスクの分散という目的から、建物あるいは地震リスクを証券化するという動きが世界的に広まってきているのに伴い¹⁾、建物の所有者、損害保険業者および投資家にとっても、経営戦略あるいは投資戦略において地震リスクを評価することの位置づけが高まってきている。

地震リスクを評価するためには、想定される地震の規模のみならず、その発生確率も同時に評価される必要がある。すなわち、いくら予想される地震の規模が大きくても、その発生確率がほとんど無視できるのであれば、地震リスクは小さくなる。

予想される地震動の特性とその発生確率との関係、すなわち地震危険度を評価する手段として、Cornell²⁾の方法が広く用いられてきた。しかしながら、Cornellの方法は起こりうるすべての地震を考慮するため、個々の地震が地震危険度に与える影響を把握し難い。広域的な地震防災対策、あるいは点在する複数の建物を一括して証券化する場合には、地震によって同時に発生する地震動の地域分布を知る必要があるため、むしろ「現実的に起こり得るものの中で最悪の被害をもたらす地震(シナリオ地震)」がいつ、どこで、どの程度の規模で発生するかを明らかにし、それに対して防災対策を講じる、あるいはリスク指標(地震リスク証券において、元利金没収の基準となる事象)¹⁾を設定する方が一般に理解され易く有効であると考えられる。

このように、シナリオ地震による地震危険度を評価するためには、いつ、どこで、どの程度の規模で地震が発生するかを特定する必要がある。Cornellの方法でも、活断層や沈み込みによる地震については、これらの条件を特定することができ、これまでも、これらの

地震をシナリオ地震として取り扱った地震危険度評価がいくつか行われている^{3,4)}。しかしながら、これらの震源から離れた地域では、断層としては地表面に表れてはいないものの、建物および構造物の直下で発生する恐れのある地殻内地震もシナリオ地震となり得る。

Kawasumi⁵⁾は過去に発生した地震による震度を、緯度経度を各半度に区切ったメッシュごとに統計処理することにより地震危険度を評価している。この方法であれば、断層として地表面に表れない地震に対しても、過去に発生した地震の震源位置と規模さえ分かれば地震危険度を評価することができるが、過去に一度も地震が記録されていない地点では将来的にも地震が発生しないことになる。それに対して、Cornellの方法、あるいは文献6で示されている「確率論的想定地震」では、地震活動度が一定と見なせる「地震域」を想定し、その中では Gutenberg-Richter 式(以下、G-R 式と称す)で表される b 値モデルに基づき空間的にランダムに地震が発生すると仮定している。この方法によれば、たまたま過去に一度も地震が記録されていない地点においても将来地震が発生する可能性を評価することができるが、想定している地震域の大きさが複数の都道府県を含む程度に広いため、直下地震によって同時に発生する地震動の地域分布を把握し難く、このままの形ではシナリオ地震としては用いにくい。

そこで、本論文では、断層として地表面に表れない地震に対して、上述の地震域と同様に、 b 値モデルに基づき空間的にランダムに発生すると仮定するものの、その地震域を細かくすることにより、いつ、どこで、どの程度の規模で発生するかを特定する手法について示した。また、それ以外の地震についても、日本全国を対象にして、シナリオ地震となり得る震源データとして整備するとともに、それらを用いて、シナリオ地震による地震危険度評価手法の基本的な考え方を提示した。

* 大成建設(株)原子力設計グループ 工修

Nuclear Facilities Planning & Design Group, Taisei Co., M. Eng.

2. シナリオ地震となり得る震源データの作成

2.1 震源データの種類と設定する諸元

シナリオ地震となり得る震源データは、文献 7 を参考にして、以下の 5 種類に分類する。

- (1) 地表面に断層として表れない中規模な地殻内地震
- (2) 活断層による大規模な地殻内地震
- (3) 活断層と関連しない大規模な地殻内地震
- (4) 大規模な海溝付近の地震
- (5) 日本海東縁海域の大規模な地震

地殻内地震については、M6.5～M6.8 を境にして、それ以下の規模の地震は厚さ 15～20km 程度の地震発生層内でとどまり、断層として地表面に露出しないことが多いことから^{8,9)}、ここでは、M6.8 を境にして、それ以上の規模の地震を地表面に表れた活断層による大規模地震、それより小さい規模の地震は地表面に断層として表れない深さ 20km 以浅の中規模地震として取り扱った。

また、深さ 70km 以深のやや深発地震に対しては、深さが 70km～150km で M7.5 以上であれば比較的大きな被害地震になり得るという指摘がある¹⁰⁾。そこで、これらの条件を満足するやや深発地震もシナリオ地震となり得る震源データとして整備するが、震源深さが特定し易い 1885 年以降でこれらの条件に満足するものは、震源位置から判断していずれも海溝付近の地震に分類できると考えて、ここでは、海溝付近の地震の一部として取り扱った。

さらに、上記以外にも深発地震、海溝付近で M6.8 未満の中小規模の地震があるが、いずれも大規模な地震被害をもたらさないと判断されることからシナリオ地震となり得る震源データからは除外した。

これらの地震をシナリオ地震となり得る震源データとするために、①震源の位置(緯度、経度、深さ)、②地震の規模(マグニチュード)、③発生周期、を設定するとともに、地震発生時の時間依存性を考慮する地震に対しては、さらに③'発生周期のばらつき、④前回の地震発生年、の各諸元を設定する。いずれの諸元も確定値としたが、地震発生時の時間依存性を有する地震に対してのみ、③の発生周期を確率変数として取り扱った。

2.2 具体的な震源データの設定

2.1 節で示した①～④までの諸元を以下に示す手法に従って具体的に設定した。なお、日本全国を対象とした震源データを設定するため、データの乏しいところでは発生周期の評価や断層面の設定においてかなり大胆な仮定を行っている。このような部分については、別途個別に詳細な検討が行われることが望まれる。

(1) 地表面に断層として表れない中規模な地殻内地震の震源データ

地表面に断層として表れない中規模な地殻内地震は、(1)式に示す G-R 式に従って、空間的、時間的にランダムに発生すると仮定する。

$$\log N(M) = A - b \cdot M \quad (1)$$

ここで、 $N(M)$ はマグニチュード M 以上の地震の発生頻度、 A および b は係数である。ただし、シナリオ地震用の震源データとするためには、その発生位置と規模を特定する必要があるため、評価の分かり易さおよび簡便さから、全国を機械的にメッシュ分割して、そのひとつひとつのメッシュがそれぞれ震源データであるとした。

各メッシュの G-R 式は、そのメッシュが含まれる「地震域」のものを用いる。地震域とは地震の活動度が一定と見なせ、G-R 式に従って地震が発生すると考えられる地域である。地震域の設定の仕方

図 1 地表面に断層として表れない中規模な地殻内地震の震源データ作成用の地震域

表 1 地表面に断層として表れない中規模な地殻内地震の震源データを設定するための各地震域の諸元

番号	地震活動域名	震源深さ (km)	b 値	単位面積当り年発生頻度 (回/年/km ²)
S1	北海道北東部	10.0	0.54	4.38×10^{-7}
S2	北海道中部北側	16.7	1.34	1.78×10^{-6}
S3	千島弧内部	6.7	0.68	1.93×10^{-6}
S4	北海道中部南側	10.8	0.73	1.77×10^{-5}
S5	千島弧外部	6.5	0.84	7.62×10^{-6}
S6	東北地方外帯	7.3	0.91	1.68×10^{-5}
S7	東北地方内帯陸域北側	5.0	0.85	3.55×10^{-6}
S8	東北地方内帯陸域南側	5.0	1.13	9.47×10^{-6}
S9	東北日本内帯海域	8.8	1.26	4.82×10^{-6}
S10	関東北部	8.7	0.81	1.55×10^{-5}
S11	関東南部	9.1	0.73	1.36×10^{-5}
S12	伊豆半島	8.1	0.93	5.92×10^{-5}
S13	西南日本-琉球弧外帯東端	6.5	0.83	1.69×10^{-5}
S14	西南日本-琉球弧外帯(紀伊半島)	7.7	0.90	1.51×10^{-5}
S15	西南日本-琉球弧外帯(四国)	8.0	1.69	1.06×10^{-5}
S16	西南日本-琉球弧外帯(九州、南西諸島)	6.3	0.93	7.79×10^{-6}
S17	西南日本内帯南部東端	10.0	1.03	1.20×10^{-5}
S18	西南日本内帯南部(紀伊半島北部)	6.7	0.97	8.77×10^{-6}
S19	西南日本内帯南部(瀬戸内海)	11.7	0.97	4.60×10^{-6}
S20	西南日本内帯北部東端	5.0	0.83	1.16×10^{-5}
S21	西南日本内帯北部(中国地方)	7.9	0.98	1.20×10^{-5}
S22	西南日本内帯北部(九州北部)	3.3	1.18	2.02×10^{-6}
S23	西南日本内帯沿海部	9.1	0.81	6.90×10^{-7}
S24	中九州火山地域	5.0	1.09	2.30×10^{-5}
S25	沖縄トラフ北部	6.3	1.00	6.14×10^{-6}

図 2 各震源データの地震発生位置あるいは想定断層面

つてはいろいろな提案がなされているが、ここでは、萩原による「実用的地体構造マップ」¹¹⁾に基づき図1のように設定した。なお、同マップに示されていない千島列島および南西諸島付近は、過去の地震の震源分布および海溝の位置を、また伊豆半島付近は過去の地震の震源分布を参考にして分割した。ただし、M8クラスの地震が数百年程度以下の頻度で発生する太平洋側海域については、シナリオ地震としては海溝付近の地震が有意になるとして、ここではモデル化していない。

また、各地震域ごとのG-R式は、その地域内に発生した過去の地震データを用いて評価した。G-R式を評価する際、その地域に発生した全ての地震データを考慮しても良いが、地殻内地震は必ずしも同じ傾向で地震が発生しているわけではなく、M6.8付近で地震発生数の傾向が異なるという指摘⁹⁾もあり、評価範囲以外のデータを用いると評価範囲における地震規模別発生頻度を的確に表せない可能性があると考え、ここでは、M5.0からM6.7で、震源深さが20km以下のデータを用いた。また、古文書から評価された歴史地震データは、M6.8より小さいデータが少ないことから1926年以降(1999年11月まで)の気象庁データを用いた。さらに、「地震は時間的にランダムに発生する」と仮定しているため、本震との因果関係が強い前震および余震記録と考えられるものは除去した。

以上の条件に適合した地震データを用いて評価した地震域ごとの諸元を表1に示す。なお、G-R式の b 値は最尤法で近似した。このように評価した地震域に基づき、地表面に断層として表れない中規模な地殻内地震の震源データを以下のように作成する。

①震源の位置

地震は、図2(1)に示されるように、メッシュと同型で震源深さが一定の「地震発生面」上で空間的にランダムに発生すると仮定する。すなわち、文献6で示されている「地震域」と同じ考え方であるが、その違いは、震源データの大きさと、次項②で示す地震規模の与え方である。文献6では、震源データの大きさは、地震域とほぼ同程度の広さを持ったものとして、例えば図1程度の広さを有するものとして与えている。しかしながら、震源データの大きさがこれだけ広いと、これを直下地震の震源として取り扱っても、直下地震によって同時に発生する地震動の地域分布は表現し難いと考えられる。そこでここでは、震源データ、すなわちメッシュの大きさがマグニチュード M に対応した断層面積 S と同程度になるように設定することにした。すなわち、 S と M の関係式¹²⁾

$$\log S(\text{km}^2) = M - 4.07 \quad (2)$$

を用いると、次項②に示す代表マグニチュードの最大値であるM6.5に対する断層面の面積が約270km²となることから、この大きさにほぼ等しい一辺約十数km四方のメッシュを想定することにした。具体的には、図1に示した地震域の範囲を緯度経度それぞれ0.2度ずつ刻んでメッシュを作成した。その結果、全国で2924個のメッシュを考慮することになった。

②地震の規模

メッシュとして表された各震源データは、それを含む地震域のG-R式に従ってさまざまな規模の地震を発生させることになるが、シナリオ地震となり得る震源データとしては、ある特定のマグニチュードを設定する必要がある。そこで、ある範囲のマグニチュードに対してマグニチュードの代表値を与えることにした。ただし、

マグニチュードの範囲を設定する際には、地震規模の違いが地震被害に与える影響、および次項③で評価される発生周期の大きさととのバランスを考慮して設定する必要がある。すなわち、考慮するマグニチュードの範囲が小さすぎるとその範囲の地震が発生する確率が極めて小さくなり、4章で示す「現実的に起こりうる地震」ではなくなる可能性が大きくなる。逆に、大きすぎると、地震規模の違いが地震被害に与える影響が無視できなくなってしまう。この問題については、今後の検討を待つことにして、ここでは、マグニチュードの範囲を0.5刻みと仮定して、M5.3～M5.7までをM5.5、M5.8～M6.2をM6.0、M6.3～M6.7をM6.5で代表させて評価することにした。

③発生周期

地震の発生周期は、一年あたりの地震発生頻度の逆数として評価する。マグニチュード M から $M+\Delta M$ までの範囲の地震発生頻度はG-R式から、次式で評価できる。

$$N(M) - N(M + \Delta M) = 10^{A-bM} - 10^{A-b(M+\Delta M)} \quad (3)$$

ここで、 A 値および b 値は各メッシュに対する値であるが、 b 値はメッシュの中心が含まれる地震域の値そのものを用い、 A 値は各メッシュの面積 S_{MESH} を考慮して次式で評価する。

$$A = \log(S_{\text{MESH}} \cdot v_s) + b \cdot M_{\min} \quad (4)$$

ここで、 $M_{\min}$ は考慮した地震の最低マグニチュード、 v_s はメッシュの中心が含まれる地震域の $M_{\min}$ 以上の地震の単位面積当たりの年発生頻度である。

例としてM6.0に対する各メッシュの発生周期を図3に示す。

図3 中規模な地殻内地震のメッシュごとの発生周期(M6.0)

(2) 活断層による大規模な地殻内地震の震源データ

現在までに知られている活断層のうち、断層長さから想定される地震の規模(下記②参照)がM6.8以上のものを大規模な地殻内地震の震源データとして選定した。なお、断層のグルーピングおよびその長さの設定については文献17を基本とし、最新の調査結果である文献14～16に記載されているものについてはそちらを優先した。

①震源の位置

図2(2)に示すように、断層長さの半分の幅を持つ垂直な断層面としてモデル化した。ただし、地震発生層の厚さを考慮して、断層の幅は20kmを上限とした。

断層の位置は活断層研究会「新編 日本の活断層」の図版¹³⁾を参考にして設定した。場合によっては複数の断層が一塊になって地震を引き起こすと想定されたり、極端に湾曲しているものもあったが、ここでは、簡単のために断層を一本の線分としてモデル化した。より詳細な検討を行う際には、実際の断層線に近い形でモデル化することが考えられる。

②地震の規模

断層長さ L から、(5)式に示す松田による式¹⁸⁾から逆算する。

$$\log L(\text{km}) = 0.6M - 2.9 \quad (5)$$

③発生周期の平均値とばらつき

各断層の発生周期は、断層が一回の地震でずれる距離(滑り量) d (m)を平均変位速度 s_R (m/年)で除することによって評価する。一回の地震でずれる距離は(6)式に示す松田による式¹⁸⁾で評価する。

$$\log d(\text{m}) = 0.6M - 4.0 \quad (6)$$

すなわち、 d は(5)および(6)式を介して断層長さ L から評価されることになる。両式とも経験式であるので、 L から d を評価する際に経験式を2回介することになるが、文献8によれば、両式ともM6.8以上の地殻内地震に対して適用性が高いことが確認されており、両式から得られる L - d 関係も過去の記録をよく表現できていた。

一方、各断層の平均変位速度 s_R は、文献13~16で具体的な値が記されているものはその値、それ以外のものについては地震活動度(A~Cおよび記載なし)から評価した。なお、平均変位速度は、地震活動度に対応する値¹³⁾のように幅を持って与えられていたり、文献によって異なる値が記載されている場合が多い。平均変位速度はトレンチ調査等から決定されるが、そこで得られた値は断層のごく一部であるにすぎず、幅を持って与えられていたとしても、それらの値が必ずしも上限値あるいは下限値を示しているとは言い難い。そこで、幅として与えられている場合も含み、対象とした文献に記載されている全ての値の中で最大のものおよび最小のものが、それぞれ平均値+標準偏差および平均値-標準偏差に相当すると仮定した。

図4 活断層による大規模な地殻内地震の震源データ位置

ただし、平均変位速度がひとつの値しか与えられていない場合、あるいは上述のように評価されたばらつきが非常に小さい場合には、文献19を参考にして、変動係数として0.2を与えた。

④前回の地震発生年

前回の地震発生年は、トレンチ調査あるいはその断層が震源と考えられる地震の発生年に基づき設定する。ただし、前回の地震発生年についても幅をもって設定されていたり、まったく特定できない場合が多い。文献21では、これらの場合でも、前回からの地震の経過時間を確率変数として取り扱ったり、経過時間そのものを仮定して前回の地震の発生年を評価しているが、ここでは、前回の地震発生年が特定できないもの、できたとしても発生周期と比較して合理的な説明ができないものについては、前回の地震発生年を設定せず、地震はランダムに発生すると仮定して取り扱った。

以上の手法に従い設定した全国165本の震源データを図4に、諸元を表2に示す。なお、表2には、前回の地震発生年を設定するにあたり用いた文献番号を備考欄に示している。

(3) 活断層と関連しない大規模な地殻内地震の震源データ

M6.8以上の地殻内地震であっても、必ずしも地表面に断層としての痕跡を残すとは限らず、(2)で選択した活断層とは関連のない地震も過去において発生している。ただし、過去の地震と断層の関連性は、被覆層の影響や植生などのため困難な場合が多く、はっきりしないものもあるが⁸⁾、ここでは、文献8の表2に示された、表層断層と関連付けられた地殻内地震の中から、M6.8以上で(2)で選択された活断層と関連していないものをシナリオ地震用の震源データとして整備することにした。

なお、文献8の表2は1885年以降の地震についてのみを対象としている。それ以前についても活断層と関連のない地震は発生しているであろうが、それに関するデータが乏しく、活断層による地震と二重に評価してしまう恐れがあるため、ここでは考慮しなかった。

具体的には表3に示す6個の地震を選択し、その震源位置を中心とする断層面を設定し、それを震源データとした。このうち、1984年長野県西部地震と1900年宮城県北部地震以外は、文献8の表2において断層と関連付けられているが、それが地震断層であったり、設定した断層長さから評価された地震規模がM6.8より小さく(2)で選択されなかったものである。また、1914年桜島地震は桜島の噴火に伴うもので、文献8の表2では断層と関連付けられていないが、(2)で、文献20に従い鹿児島県西縁断層と関連付けているため、ここでは選択しなかった。

①震源の位置

震源は、表3で示した地震の震源位置を中心とする断層面として図2(3)に示すように設定する。断層面は、断層面積 S とマグニチュード M の関係を表す(2)式と、断層長さ L と M の関係を表す式¹²⁾

$$\log L(\text{km}) = 0.5M - 1.88 \quad (7)$$

から得られる長方形とした。ここで、 L と M の関係式を(5)式ではなく(7)式としたのは、 S と M の関係を表す(2)式が、(7)式と関連付けられて設定されているからである。

また、断層面の走向および傾斜は、文献12に断層パラメータが示されている地震についてはその値、それ以外については、その地震の震源に近い断層と同じ走向で垂直な断層面を想定した。

表2 活断層による大規模な地殻内地震の震源データ諸元

断層番号	断層名	断層長 L (km)	規模 M	発生周期		前回の地震発生年		断層番号	断層名	断層長 L (km)	規模 M	発生周期		前回の地震発生年	
				平均値 (年)	変動係数	西暦(年)	備考					平均値 (年)	変動係数	西暦(年)	備考
1	羅臼岳断層帯	20	7.0	670	0.82	—	—	84	城端—上梨断層	15	6.8	12000	0.82	—	—
2	峰浜断層群	15	6.8	590	0.82	—	—	85	庄川断層帯	80	8.0	12000	0.82	1586	a
3	網走湖東方断層群	15	6.8	5400	0.20	—	—	86	福井平野東縁断層帯	30	7.3	16000	0.82	1948	a
4	十勝平野東縁断層帯	83	8.0	120000	0.96	—	—	87	宝泉寺断層群	17	6.9	13000	0.82	—	—
5	光地園断層	22	7.1	16000	0.60	—	—	88	長良川上流断層帯	28	7.2	7800	0.82	—	—
6	富良野断層帯	25	7.2	8400	0.60	-5000	a	89	根尾谷断層帯	67	7.9	11000	0.90	1891	a
7	幌延断層	23	7.1	71000	0.82	—	—	90	武儀川断層	28	7.2	7800	0.82	—	—
8	馬追丘陵西縁断層帯	20	7.0	13000	0.82	-1000	a	91	揖斐川断層帯	24	7.1	7300	0.82	—	—
9	増毛山地東縁断層帯	44	7.6	11000	0.69	—	—	92	宝慶寺断層	18	6.9	13000	0.82	—	—
10	当別断層	28	7.2	7800	0.82	—	—	93	池田山断層	16	6.8	1400	0.20	610	b
11	折爪断層	50	7.7	14000	0.33	-27000	b	94	柳ヶ瀬断層帯	56	7.7	11000	0.82	1909	a
12	双葉断層	70	7.9	14000	0.27	0	b	95	関ヶ原断層帯	27	7.2	1500	0.82	—	—
13	三群森付近	15	6.8	5900	0.82	—	—	96	敦賀—養庭野断層群	48	7.6	2400	0.50	1325	b
14	黒松内断層帯	28	7.2	8300	0.71	—	—	97	岐阜—一宮線	32	7.3	820000	0.82	—	—
15	函館西断層帯	18	6.9	12000	0.89	-6300	b	98	加木屋断層	30	7.3	11000	0.33	—	—
16	青森湾西岸断層	16	6.8	6100	0.82	—	—	99	高浜湾曲崖	21	7.0	9400	0.33	-500	b
17	津軽山地西縁断層帯	15	6.8	5400	0.20	1766	b	100	津島断層群	31	7.3	11000	0.33	—	—
18	花巻断層帯	23	7.1	6500	0.20	-4000	a	101	養老断層	31	7.3	730	0.20	1586	b
19	磐石盆地西縁断層帯	20	7.0	7000	0.75	—	—	102	養老西縁断層帯	23	7.1	71000	0.82	—	—
20	横手盆地東縁断層帯	70	7.9	2100	0.27	1896	b	103	桑名断層群	20	7.0	990	0.23	1854	a
21	北上西断層帯	23	7.1	9700	0.33	—	—	104	鈴鹿東縁断層帯	33	7.4	27000	0.86	1215	b
22	極楽寺—七曲峠断層	18	6.9	64000	0.82	—	—	105	布引山地東縁断層帯	27	7.2	11000	0.23	—	—
23	庄内平野東縁断層帯	22	7.1	7000	0.82	1894	c	106	伊勢湾断層	32	7.3	3000	0.20	—	—
24	長町—利府線断層帯	25	7.2	7700	0.75	—	—	107	鈴鹿西麓断層帯	47	7.6	18000	0.20	—	—
25	山形盆地西縁断層帯	45	7.6	7200	0.20	-2150	b	108	鈴鹿坂下断層	15	6.8	5900	0.82	—	—
26	長井盆地西縁断層帯	21	7.0	3900	0.60	—	—	109	頓宮断層	32	7.3	8200	0.82	—	—
27	櫛形山脈断層帯	15	6.8	11000	0.20	—	—	110	木津川断層帯	30	7.3	8000	0.82	1854	a
28	福島盆地西縁断層帯	46	7.6	5200	0.69	1956	a	111	大島居断層	20	7.0	67000	0.82	—	—
29	川桁山断層	19	7.0	6600	0.82	—	—	112	信楽断層帯	17	6.9	63000	0.82	—	—
30	江花—虫笠断層帯	18	6.9	640000	0.82	—	—	113	名張断層帯	30	7.3	80000	0.82	—	—
31	会津盆地西縁断層帯	35	7.4	3600	0.45	1611	a	114	家城断層	16	6.8	610000	0.82	—	—
32	月岡断層帯	37	7.4	3600	0.20	-3240	b	115	多気断層	20	7.0	67000	0.82	—	—
33	沼越峠断層	16	6.8	6100	0.82	—	—	116	三方断層	15	6.8	11000	0.20	—	—
34	関谷断層	40	7.5	1500	0.62	1683	a	117	琵琶湖西岸断層帯	40	7.5	4400	0.25	1662	a
35	松枝岐西断層	15	6.8	59000	0.82	—	—	118	花折断層帯	54	7.7	49000	0.92	1662	b
36	霧ヶ峰断層群	20	7.0	1300	0.82	—	—	119	宇治断層帯	25	7.2	20000	0.72	-16500	b
37	入内断層	15	6.8	2200	0.45	-1650	b	120	和束谷断層	15	6.8	11000	0.20	—	—
38	悠久山断層	15	6.8	2200	0.20	—	—	121	奈良盆地西断層群	25	7.2	15000	0.82	—	—
39	長岡平野西縁断層帯	25	7.2	3800	0.76	1961	a	122	生駒断層帯	30	7.3	15000	0.20	1510	a
40	信濃川断層帯	60	7.8	5300	0.88	1854	a	123	有馬—高槻断層帯	53	7.7	20000	0.89	—	—
41	鴨川地溝帯北断層	29	7.3	2900	0.20	—	—	124	十万辻断層	16	6.8	61000	0.82	—	—
42	鴨川地溝帯南断層	26	7.2	3400	0.33	-2895	b	125	六甲断層帯	47	7.6	9700	0.82	—	—
43	平井—櫛挽断層帯	20	7.0	18000	0.72	1931	a	126	奈良盆地東縁断層帯	22	7.1	8500	0.50	—	—
44	荒川断層	20	7.0	9200	-0.33	1855	a	127	大和川断層帯	20	7.0	6700	0.82	—	—
45	立川断層帯	30	7.3	14000	0.71	450	b	128	中央構造線和泉—金剛断層帯	75	8.0	11000	0.96	-2000	b
46	鶴川断層	30	7.3	80000	0.82	—	—	129	千股断層	30	7.3	80000	0.82	—	—
47	扇山断層	18	6.9	13000	0.82	—	—	130	淡路島北部断層帯	23	7.1	1300	0.20	1995	b
48	神縄—国府津・松田断層帯	25	7.2	23000	0.99	-4000	a	131	中央構造線淡路島南縁断層帯	45	7.6	960	0.82	—	—
49	曾根丘陵断層帯	15	6.8	6500	0.67	—	—	132	長尾断層帯	20	7.0	14000	0.20	-7000	b
50	富士川河口断層帯	20	7.0	690	0.78	1854	a	133	江畑断層帯	23	7.1	710000	0.82	—	—
51	元荒川断層帯	20	7.0	40000	0.39	—	—	134	中央構造線四国断層帯	165	8.5	15000	0.98	1596	a
52	丹那断層帯	30	7.3	1200	1.50	1930	a	135	上町断層帯	44	7.6	19000	0.78	—	—
53	鮎喰川断層	30	7.3	800000	0.82	—	—	136	黒釜山断層帯	20	7.0	7300	0.67	—	—
54	行当峠断層	15	6.8	1800	0.47	—	—	137	猫又山断層	15	6.8	5900	0.82	—	—
55	白馬断層	22	7.1	16000	0.97	1714	a	138	能登海岸断層群	15	6.8	16000	0.33	—	—
56	糸静森中部断層帯	112	8.2	13000	0.98	841	a	139	邑知湯断層帯	27	7.2	10000	0.72	—	—
57	常念岳断層	24	7.1	15000	0.82	—	—	140	金沢平野東縁断層帯	25	7.2	3800	0.53	0	b
58	牛首断層	52	7.7	2000	0.82	—	—	141	上林川断層	25	7.2	15000	0.82	—	—
59	跡津川断層帯	61	7.8	2500	0.34	1858	a	142	山田断層	27	7.2	8700	0.20	1927	a
60	古川断層帯	30	7.3	80000	0.82	—	—	143	三峠断層	30	7.3	8000	0.82	—	—
61	国府断層帯	20	7.0	1300	0.82	—	—	144	京都西山断層群	30	7.3	12000	0.26	1830	a
62	高山断層帯	45	7.6	5800	0.20	—	—	145	養父断層帯	20	7.0	6700	0.82	—	—
63	無数河断層帯	18	6.9	13000	0.82	—	—	146	山崎断層帯	87	8.1	40000	0.94	868	a
64	口有道断層帯	19	7.0	13000	0.82	—	—	147	那岐山断層	27	7.2	7700	0.82	—	—
65	猪之鼻断層帯	22	7.1	14000	0.82	—	—	148	宍道断層帯	15	6.8	59000	0.82	—	—
66	伊那断層帯	16	6.8	8200	0.94	—	—	149	上根断層	16	6.8	6100	0.82	—	—
67	奈良井断層帯	23	7.1	1400	0.82	—	—	150	五日市断層	20	7.0	6700	0.82	938	b
68	境峠—神谷断層帯	35	7.4	4000	0.94	—	—	151	岩国断層帯	50	7.7	10000	0.82	—	—
69	伊那谷断層帯	68	7.9	52000	0.99	-3000	a	152	洪水断層	15	6.8	590000	0.82	—	—
70	風越山断層	16	6.8	6100	0.82	—	—	153	菊川断層	20	7.0	8500	0.20	-2500	b
71	下伊那竜西断層帯	15	6.8	2500	0.57	—	—	154	福智山断層	16	6.8	18000	0.20	—	—
72	中央構造線赤石西断層帯	52	7.7	37000	0.20	715	a	155	西山断層帯	29	7.3	110000	0.33	—	—
73	清内路断層	44	7.6	19000	0.85	—	—	156	警国断層系	19	6.9	49000	0.20	-8500	b
74	木曽川断層群	45	7.6	9600	0.82	—	—	157	別府—万年山断層帯	60	7.8	110000	0.97	1975	a
75	阿寺断層帯	62	7.8	2000	0.65	1586	a	158	水縄断層帯	26	7.2	9200	0.85	679	a
76	久野川断層帯	17	6.9	6300	0.82	—	—	159	布田川断層帯	24	7.1	7300	0.80	-4300	b
77	佐見断層	26	7.2	7500	0.82	—	—	160	雲仙地溝断層群	17	6.9	5900	0.92	—	—
78	赤河断層	18	6.9	6400	0.82	—	—	161	緑川断層帯	27	7.2	25000	0.38	—	—
79	屏風山断層帯	59	7.8	11000	0.82	—	—	162	日奈久断層帯	60	7.8	11000	0.75	-6500	b
80	恵那山断層	31	7.3	8100	0.82	—	—	163	出水断層帯	22	7.1	23000	0.89	-13500	b
81	猿投山断層帯	43	7.6	10000	0.67	-4850	b	164	鹿児島湾東縁断層帯	17	6.9	6300	0.82	—	—
82	笠原断層	17	6.9	13000	0.82	—	—	165	鹿児島湾西縁断層	20	7.0	670000	0.82	1914	a
83	平岡断層	20	7.0	13000	0.82	715	a								

注) 前回の地震発生年が負の値になっているものは紀元前を表す。また、「—」は前回の地震発生年を特定できなかったもの「備考」は前回の地震発生年を特定するのに用いた参考文献を表し、a)松田²⁰⁾、b)科学技術庁¹⁴⁻¹⁶⁾、c)武村⁸⁾を示す

②地震の規模

表3で示した地震の規模そのものとする。

③発生周期の平均値とばらつき

一回の地震でずれる距離 d (m)を(6)式から評価し、それを平均変位速度 s_R (m/年)で除することによって評価する。平均変位速度は、表3で示した地震の震源に近い断層の値を用いて、(2)の内陸活断層の場合と同じ手法で評価した。

④前回の地震発生年

表3で示した地震が発生した年とする。

以上の手法に従い設定した震源データ位置を図7に、また、諸元を表3に示す。

表3 活断層と関連しない大規模な地殻内地震の震源データ諸元

震源 番号	地震名称	規模 M	発生周期		前回の 地震発生年 西暦(年)
			平均値 (年)	変動 係数	
P1	1900年宮城県北部	7.0	17000	0.82	1900
P2	1984年長野県西部	6.8	1300	0.82	1984
P3	1961年北美濃	7.0	87000	0.82	1961
P4	1945年三河	6.8	20000	0.23	1945
P5	1925年北但馬	6.8	13000	0.82	1925
P6	1943年鳥取	7.2	23000	0.82	1943

(4) 大規模な海溝付近の地震の震源データ

日本の太平洋側は、ユーラシアプレートに太平洋プレートとフィリピン海プレートが沈み込んでおり、その境界で特に大規模な地震が頻発している。この海溝付近の地震の発生周期はプレートの移動速度と関連があるが、非地震性の滑りもあるため必ずしも単純ではない。これまでに、地震の発生周期を評価する方法として、比較的規模の大きい地震のみを取り出しその発生間隔を統計処理する方法^{19,22)}や過去の地震による累積すべり量から評価する方法²³⁾等、さまざまな方法によって発生周期を評価する試みがなされている。ここでは、シナリオ地震用の震源データとして評価するために地震の規模を特定しなくてはならないことから、地震規模別に地震の発生年を

統計処理し、地震規模別の発生周期を評価することを試みる。

図5には、文献24において最古の地震記録とされている599年以降のM6.8以上、深さ70km以浅の震源位置を示しているが、海溝付近の震源位置には疎密があることが分かる。これは、プレートの沈み込み速度、非地震性滑りの割合の違い等さまざまな要因によるものと考えられる。そこで、密に地震が発生している領域(図5の楕円形)をひとつのグループとして、そこに含まれる地震データから地震規模別の発生周期を評価した。

地震規模のクラス分けは、(1)の中規模な地殻内地震と同様に、マグニチュード0.5刻みでM6.8～M7.2(M7クラス)、M7.3～M7.7(M7.5クラス)、M7.8以上(M8クラス)を基本としたが、各領域での地震の規模別発生状況を勘案して、次項①に示すように個別に範囲を設定した。

発生周期を評価するために使用した地震データは、深さ70km以浅についてはM6.8以上、深さ70km以深のやや深発地震に対しては比較的規模の大きな被害をもたらす深さ70km～150kmでM7.5以上¹⁰⁾を用いた。また、対象期間は、文献25において被害地震以外も含めて整備されている1885年以降を対象とし、1925年までは文献25、それ以降は(1)と同じ気象庁データを用いた。ただし、発生周期が長く1885年以前の記録も用いる必要がある関東(図5のG5)、東海・南海道(同G7,G8)および南西諸島(同G10～12)については、それぞれ1703年元禄地震、887年南海地震および1768年琉球付近の地震以降のデータも文献24に基づき用いている。

①震源の位置

震源は、地震規模別に、図2(3)に示すような断層面として設定する。断層面は、(3)の活断層と関連しない地震の震源データと同様に地震規模から評価される断層面積と長さから決定し、走向および傾斜は、設定した断層面の近傍で発生した過去の地震の断層パラメータ^{12,26)}に基づき設定した。

断層面の位置は、基本的には、領域内で地震がまんべんなく発生していると考えられる場合は過去の地震の震源域をカバーするように設定し、まばらに発生している場合には過去の地震の震源位置を中心にした断層面を設定した。具体的には下記の通りである。

まず、過去にM8クラスの地震が数回発生しているG1,G2,G5,G7およびG8では、過去の地震の震源位置に基づき、海溝に平行する形で、M8クラスの震源データの断層面を設定した。この際、ほとんど同じ場所で同程度の規模の地震が複数回発生している場合は、ひとつの断層面とした(例えば、1703年元禄地震と1923年関東地震)。

また、G1～G3では、M7クラスの地震が各領域内でまんべんなく発生していると考えられる。そこで、これらの領域では、過去に発生したM7クラスの地震の震源域をできるだけカバーするように断層面を設定し、それをM7クラスの震源データとした。

G1は、M8クラス以外では、M7.6～M7.7のやや深発地震が3回、M6.8～M7.4の浅発地震が20回以上発生していて、M7.5～M7.7の浅発地震は発生していない。そこで、M6.8～M7.4までの浅発地震をM7クラスとして上述のように震源データを設定し、M7.6～M7.7のやや深発地震に対しては過去に発生した地震の震源位置を中心にした断層面を震源データとして設定した。

G2は、M7およびM8クラス以外ではM7.5クラスが数回だけ発生しており、G2内でまんべんなく発生しているとは言い難いので、過

図5 海溝付近の地震の発生周期を評価するための領域分け (○印は599年以降でM6.8以上の深さ70km以浅の地震)

去の地震の震源位置を中心にした断層面を設定した。

G3 における過去の地震の最大規模は M7.5 クラスであるが、その震源位置は、東経 142 度線上と宮城県沖の東経 143 度付近に集約できると考えられる。そこで、G3 における M7.5 クラスの震源データは、東経 142 度線上と宮城県沖の東経 143 度付近に設定した。

G4 は、M7.0～M7.5 の地震が密に発生しているの、ひとつの断層面として設定した。

G5 は、M8 クラス以外では M7 クラスの地震しか発生していない。そこで、M7 クラスの震源データは過去の震源位置に基づき、相模トラフに沿う形で 3 個、1855 年江戸地震が発生した地点にひとつの断層面を設定した。

G6 では、1880 年代および 1970 年代にそれぞれ 2 回ずつ、M7 クラスの地震が発生している。1880 年代は伊豆半島沖、1970 年代は伊豆半島付近と場所が離れているので、それぞれの地震の震源位置に断層面を設定した。

G7 および G8 は、M8 クラス以外では M7 クラスの地震があわせて数回まばらに発生しているに過ぎない。そこで、M7 クラスの震源データとして過去の地震の震源位置を中心にした断層面を設定した。

G9 では M6.8 以上の地震が 10 回発生している。やや深発地震である 1909 年宮崎県西部地震(M7.6)も、この付近のプレートの沈み込みに関連するものとして取り扱い、1968 年日向灘地震(M7.5)とあわせて M7.5 クラスの地震とした。それ以外は全て日向灘で発生した M7 クラスである。そこで、M7.5 クラスは過去の地震の震源位置を中心にした断層面、M7 クラスは過去に発生した震源域をできるだけカバーする断層面を設定した。

G10～G12 では、領域の大きさに比べて地震の発生数が少なく、領域内でまんべんなく地震が発生しているとは言い難い。そこで、過去の地震の震源位置を中心にした断層面を設定した。

②地震の規模

海溝付近ではさまざまな規模の地震が発生するが、シナリオ地震用の震源データとしては、特定の値を設定する必要がある。そこで、前項①で示した地震規模の範囲に対して、過去の地震のマグニチュードの平均値を代表マグニチュードとして設定した。

③発生周期の平均値とばらつき

地震の発生年を調べてみると、地震の発生には時間的な疎密があることがうかがえる。すなわち、立て続けにいくつかの地震が発生したあと、しばらく地震活動が少ない時期があり、また再び活動が活発になる、ということを繰り返していることが読み取れる。そこで、ここでは、図 6 の概念図が示すように、活動が活発な時期(以下、地震活動期と称する)における地震の発生を一塊として確率的に取

図 6 海溝付近の地震の発生周期の考え方

り扱い、地震活動期の間隔を統計処理することによって、発生周期を評価することにする。

地震活動期 i において発生した地震の発生時刻 T_i を確率変数として取り扱い、その平均値 $\bar{T}_i$ および標準偏差 σ_{T_i} を過去の地震の発生年から評価する。地震活動期における地震の発生時刻が確率変数であるので、地震活動期 i から $i+1$ までの発生間隔 $T_{0,i}$ も確率変数となり、その平均値 $\bar{T}_{0,i}$ およびその標準偏差 $\sigma_{T_{0,i}}$ は次式で評価される。

$$\bar{T}_{0,i} = \bar{T}_{i+1} - \bar{T}_i, \quad \sigma_{T_{0,i}} = \sqrt{\sigma_{T_{i+1}}^2 + \sigma_{T_i}^2} \quad (8)$$

これらの平均として、発生周期 T_0 の平均値 $\bar{T}_0$ および標準偏差 σ_{T_0} が次式で評価される。

$$\bar{T}_0 = \sum_{i=1}^{n-1} \bar{T}_{0,i} / (n-1), \quad \sigma_{T_0} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n-1} (\bar{T}_{0,i}^2 + \sigma_{T_{0,i}}^2) / (n-1) - \bar{T}_0^2} \quad (9)$$

ここで、 n は地震活動期の数である。なお、最新の地震から現在までの経過時間が発生周期の標準偏差よりも短く、かつ最新の地震活動期における地震発生頻度が 1 回の地震活動期における平均発生頻度に満たない場合は、現在が地震活動期に相当していると考えた。この場合には、それ以前の地震活動期の長さおよびばらつきの平均的な値を、現在の地震活動期の平均値および標準偏差として評価した。また、変動係数の下限値は活断層の場合と同様 0.2 とした。

④前回の地震発生年

図 6 に示すように、地震は一塊となって発生すると仮定しているので、前回の地震発生年は、最新の地震活動期の平均値 $\bar{T}_i$ とする。

以上の手法に従い設定した大規模な海溝付近の地震の震源データ位置を図 7 に、また、諸元を表 4 に示す。

表 4 の ν_G は、一回の地震活動期における地震規模別平均発生頻度を表す。これを地震規模別に設定した震源データの数 N_p で除することにより、ひとつの震源データにおいて一回の地震活動期中に発

表 4 海溝付近の大規模な地震の震源データ諸元

領域 番号	名称	震源 データ の数 N_p	評価に 用いた M の範囲	代表 M	発生周期		前回の地 震発生年 西暦(年)	ν_G (回)
					平均値 (年)	変動 係数		
G1	北海道 東方沖	5	7.8～8.1	8.0	51	0.39	1964	2.5
		2	7.6～7.7	7.7	51	0.20	1967	1.5
		22	6.8～7.4	7.1	59	0.26	1974	11.5
G2	三陸 はるか沖	4	7.9～8.5	8.2	55	0.26	1951	2.0
		5	7.3～7.6	7.5	48	0.58 [*]	1923	2.0
		31	6.8～7.2	7.0	32	0.38	1966	11.7
G3	福島県 東方沖	5	7.3～7.7	7.5	41	0.32	1978	2.7
G4	房総沖	20	6.8～7.2	7.0	27	0.34	1982	5.8
		1	7.0～7.5	7.3	43	0.20	1954	2.0
G5	関東	1	7.9～8.1	8.0	220	0.42 [*]	1923	1.0
G6	伊豆	4	6.8～7.3	7.0	70	0.42	1923	1.7
		4	6.8～7.0	7.0	88	0.20	1976	2.0
G7	東海	1	7.9～8.4	8.3	253	0.48	1854	1.0
G8	南海道	1	7.0～7.3	7.2	169	0.48	1855	1.0
		2	8.2～8.4	8.4	242	0.30	1854	1.0
		3	7.4～8.0	7.9	179	0.64	1946	1.3
G9	日向灘	3	6.8～7.0	7.0	154	0.20	1943	1.5
		1	7.5～7.6	7.6	58	0.41 [*]	1968	1.0
G10	種子島近海	3	6.8～7.2	7.0	16	0.41	1984	1.3
		5	6.8～7.4	7.1	152 [*]	0.20 [*]	1919	7.0
G11	奄美諸島	1	8.0	8.0	152 [*]	0.20 [*]	1911	1.0
G12	沖縄島	2	6.9～7.5	7.2	152 [*]	0.20 [*]	1920	2.0
		2	6.8～7.4	7.1	152	0.20	1921	1.5

ν_G : 1 回の地震活動期における地震規模別平均発生頻度

網掛けは、現在、地震活動期中であることを示す。

*1: 同じ領域の代表 M7.0 における変動係数と同じにした。

*2: 同時期に地震が発生している領域 G12 と同じにした。

生する地震の平均頻度が評価できる。例えば、北海道東方沖の領域(G1)では、1回の地震活動期に代表 M7.1 の地震が平均 11.5 回発生しているが、22 個の震源データを設定したので、ひとつの震源データの発生頻度は 1 回の地震活動期中において $11.5/22=0.52$ 回となる。すなわち、この領域で設定した震源データは概ね 2 回の地震活動期で平均 1 回の M7.1 程度の地震が発生するということになる。

なお、現在、その領域が地震活動期に入っており、現在すでにいくつかの地震が発生している場合は、地震規模別発生頻度からすでに発生している地震の個数を除いて評価した。また、関東(G5)の M8.0 級のように過去に 2 回しか地震が記録されておらず発生周期のばらつきを評価することができないもの、あるいは種子島近海(G10)のように、歴史地震データが乏しく発生周期の平均値すら評価できないものについては、地震の発生の仕方が似ていると考えられる同じ領域あるいは近くの領域での値と同じにした。

(5) 日本海東縁海域の大規模な地震の震源データ

日本海東縁海域は、沈み込みプレートが形成される初期の段階であり²⁷⁾、ここで発生する地震は必ずしもプレート境界地震とは言えないが、これまでに M7.5 以上の被害地震がいくつか発生しているので、この海域についてもシナリオ地震用の震源データを設定する必要がある。男鹿半島沖付近(図 5 の G13)では、空間的には密に、時間的には疎密をもって地震が発生している。そこで、(4)の海溝付近の地震と同じ手法で震源位置、発生周期等を設定する。一方、それ以外については、この海域での海底断層の規模や形態が内陸の活断層と大きく異なることが指摘されていることから²⁷⁾、(3)の地殻内地震による評価と同じ手法で、比較的規模の大きな被害を伴った過去の地震の震源位置を中心とした断層面を設定する。ただし、その際、発生周期の平均値を評価するための平均変位速度 s_R (m/年)は、GPS で観測された佐渡島付近の地殻水平変位ベクトル²⁸⁾から $s_R = 0.01$ (m/年)とした。

使用した地震データは(4)の海溝付近の地震と同じものを用いた。ただし、日本海東縁海域は、太平洋側に比べ地震の発生周期が長いので、1694 年能代地方の地震以降のデータを用いた。

震源データの位置を図 7 に、また、諸元を表 5 に示す。

表 5 日本海東縁海域の大規模な地震の震源データ諸元

(a) 海溝付近の地震と同様な手法で評価したもの

領域 番号	名称	震源 データ の数 N_p	評価に 用いた M の範囲	代表 M	発生周期		前回の地 震発生年 西暦(年)	ν_G (回)
					平均値 (年)	変動 係数		
G13	男鹿半島付近	5	6.8~7.0	7.0	126	0.27	1952	1.7

ν_G : 1 回の地震活動期における地震規模別平均発生頻度

(b) 過去の被害地震の震源位置に基づき設定したもの

震源 番号	地震名称あるいは 地震発生地域	規模 M	発生周期		前回の 地震発生年 西暦(年)
			平均値 (年)	変動 係数	
P7	1940 年釧路半島沖	7.5	316	0.20	1940
P8	1993 年北海道南西沖	7.8	479	0.20	1993
P9	1983 年日本海中部(余震)	7.1	182	0.20	1983
P10	1983 年日本海中部	7.7	417	0.20	1983
P11	1833 年羽前・羽後・越後	7.5	316	0.20	1833
P12	1964 年新潟	7.5	316	0.20	1964

(a) M7.3 以上

(b) M7.2 以下

図 7 活断層と関連しない大規模な地殻内地震、海溝付近の地震および日本海東縁海域の地震の震源データの位置 (点線の震源データはやや深発地震であることを示す)

3. 地震発生確率および最大地動加速度的評価方法

3.1 地震発生確率の評価方法

地表面に断層が表れない中規模な内陸型地震や、前回の地震発生年が不明な活断層については、地震はランダムに発生するものとしてポアソン過程に従って発生確率を評価する。震源データの発生周期を T_0 (確定値) とすると、今後 ΔT 年間に地震が発生する確率は次式で表される。

$$P(\Delta T) = 1 - \exp(-\Delta T/T_0) \quad (10)$$

一方、その震源が直前に活動した時期が明らかなものについては、発生周期を確率変数として取り扱い、発生確率を評価する。文献 19 によると、最新の地震から現在までの期間が地震の発生周期よりも

長くなると、発生周期の確率分布型の仮定の違いによって発生確率の評価結果は大きく異なる。ここでは、発生確率の頭打ちが起こらない Weibull 分布に従うと仮定する。Weibull 分布の確率密度関数は次式で表される^{15,19)}。

$$f(t) = \alpha \beta t^{\beta-1} \exp(-\alpha t^\beta) \quad (11)$$

ここで、 α および β はパラメータで、発生周期の平均値と標準偏差から評価できる。これより、「前回の地震から現在まで地震が発生していない」という条件付き累積確率として、今後 ΔT 年間に地震が発生する確率が次式で評価できる^{15,19)}。

$$P(\Delta T, T_p) = 1 - \exp\left[-\alpha\left\{(T_p + \Delta T)^\beta - T_p^\beta\right\}\right] \quad (12)$$

ここで、 T_p は前回の地震から現在までの経過年数である。

ただし、海溝付近の地震のように地震活動期を設定して発生周期を評価したものについては、一回の地震活動期における地震規模別平均発生頻度 v_G を考慮して今後 ΔT 年間に地震が発生する確率を評価する。すなわち、ひとつの震源データにおいて一回の地震活動期に発生する地震の規模別頻度は v_G/N_p であるので、一回も地震が発生しない確率は $\{1 - P(\Delta T, T_p)\}^{v_G/N_p}$ で評価できる。ここで、 N_p は各領域で設定した地震規模別震源データの数である。この確率を 1 から引くことにより、今後 ΔT 年間に、ひとつの震源データにおいて一回の地震活動期に一回以上の地震が発生する確率が評価できる。

$$P_G(\Delta T, T_p) = 1 - \{1 - P(\Delta T, T_p)\}^{v_G/N_p} \quad (13)$$

3.2 最大地動加速度の評価方法

福島・田中による距離減衰式²⁹⁾を用いて最大地動加速度 PGA を評価した。

$$\text{PGA}(\text{cm/s}^2) = 10^{0.51M - \log(R + 0.006 \cdot 10^{0.51M}) - 0.0034R + 0.59} \quad (14)$$

福島・田中式では、評価地点と震源との距離 R (km) は断層面への最短距離である。地表面に断層が表れない中規模な地殻内地震の場合は地震がランダムに発生すると仮定する地震発生面、それ以外については想定した断層面に対して評価地点からの最短距離を計算し、それを R とした。

4. 評価例

2章で整備した震源データの中から、各評価地点におけるシナリオ地震を選定し、シナリオ地震による地震危険度を評価する。

シナリオ地震の選定にあたっては、まず、「現実的に起こりうるもの」を選定するため、各震源データの現在における発生確率を 3.1 節で示した方法により評価し、震源データ作成に用いた活断層および歴史地震の精度や収録期間あるいは建物の供用期間を考慮して、現実問題として有意であると考えられる発生確率を有するものを選定する。「有意であると考えられる発生確率」は、用途や条件によって異なるものになると考えられるが、ここでは、文献 30 に基づき、50 年発生確率が 2% 以上の震源データを対象とした。

次に、有意な発生確率を有する震源データの中から、3.2 節で示した方法で評価された PGA が大きいもののうち、そのいくつかをシナリオ地震として選定する。なお、シナリオ地震としては、本来地震による被害が最大となるものを選定すべきであるが、ここでは便宜的に地震動の大きさと地震による被害の規模は比例すると仮定した。

図 8 シナリオ地震による日本全国の最大地動加速度分布図
(2000 年 1 月現在における 50 年発生確率が 2% 以上)

図 8 に 50 年発生確率が 2% 以上のシナリオ地震による日本全国の PGA 分布図を示す。海溝付近の地震が有意な太平洋沿岸で 500 cm/s² 以上の PGA となっている他、富山県付近および日本海沿岸でも 400 cm/s² 以上の PGA となっている。これは、牛首断層(M7.7)および日本海東縁海域の地震によるものである。

一方、図 9 に示す比較的近傍に位置する 3 地点に対して、上記と同じ 50 年発生確率が 2% 以上の基準で選定したシナリオ地震のうち、PGA の大きさが上位 2 つを表 6 に示した。表中、「直下」、「近傍」はそれぞれ評価地点を含むメッシュ(地表面に断層が表れない中規模な地殻内地震の震源データ)およびその隣のメッシュを表している。よって、同じ「直下」でも評価地点によって震源データは異なる。また、「海溝付近」は領域 G5 の M8 クラスの地震(関東地震の再来)の震源データを表している。これら 3 地点は、いずれも同じ地震域(図 1 の S10)内に位置しているため、表 6 に示されるように、直下 M6.0 による PGA は同じ値になっている。これは、同じ地震域内であれば、評価地点がどこであれ直下地震による評価は同じになることを示している。ただし、近傍 M6.0 による PGA は上野と浦和市では異なる値になっている。これは、評価地点の位置により隣のメッシュまでの距離が異なるためであり、評価地点近傍で起こる中規模な地殻内地震の震源データをシナリオ地震として設定する場合には注意する必要があることを示している。

次に、複数の建物に対する全体の地震被害について検討した。上述のように、ここでは、地震被害の大きさは PGA の大きさに比例すると仮定しているため、全体の地震被害は PGA の総和として表されることになる。表 6 では、PGA の総和を評価地点の数で割ったもの、すなわち、評価した 3 地点の PGA の平均がもっとも大きくなる震源データを「3 地点の平均」の欄に示している。それによると、3 地点全体を見た場合では、海溝付近の震源データによる PGA の平均値がもっとも大きくなり、中規模な地殻内地震 M6.0 が 2 番目となる。もし仮に、これら 3 地点を含む S10 の地震域全体を震源データとし、この領域内では地震が空間的にランダムに発生すると仮定すれば、

中規模な地殻内地震の震源データによるPGAの平均値は各評価地点と同じ 268cm/s^2 となる。それに対して、中規模な地殻内地震の震源データをメッシュとして表すことにより、この震源データによるPGAの平均値は 217cm/s^2 と小さくなり、比較的近傍に点在する複数の評価地点に対して、個々の地点では影響の大きい直下地震が全体としては影響が小さくなる現象を表すことができる。

図9 評価地点の位置

表6 各地点において最大地動加速度が大きい震源データ
(2000年1月現在における50年発生確率 $P(50)$ が2%以上)

上野	種類	1位	2位
	PGA(cm/s^2)	268	258
浦和市	種類	直下 M6.0	近傍 M6.0
	PGA(cm/s^2)	268	245
立川市	種類	海溝付近 M8.0	直下 M6.0
	PGA(cm/s^2)	338	268
3地点の平均	種類	海溝付近 M8.0	中規模な地殻内地震 M6.0
	PGA(cm/s^2)	278	217
	$P(50)$	12%	4.1%

5. まとめ

日本全国を対象として、シナリオ地震となり得る震源データを整備するとともに、シナリオ地震による地震危険度評価手法を提示した。特に、地表面に断層として表れない地殻内地震に対しても、その震源位置を特定する手法を示すことにより、活断層や沈み込みによる地震と同様な取り扱いができる可能性を示した。さらに、地震規模だけではなくその発生確率も同時に評価したことにより、シナリオ地震の選定に対して、より有益な情報が付加された。

ただし、日本全国を対象として震源データを設定したため、データが乏しい等の理由により、部分的にはかなり大胆な仮定をせざるを得ないところもあった。また、地表面に断層として表れない地殻内地震に対するマグニチュードの与え方については、より合理的な判断が下せるような、さらなる検討が必要であることも今後の課題として残された。

謝辞

(株)篠塚研究所・中村孝明博士には本研究をまとめる動機づけとご教示を、大成建設(株)・吉村智昭氏からは貴重なご助言を、活断層データの整理にあたっては大成建設(株)・中島崇裕氏のご協力をいただきました。また、匿名査

読氏には適切かつ貴重なコメントを頂戴いたしました。ここに感謝の意を評します。また、1926年以降の地震データとして、気象庁震源データ((財)気象業務支援センター発行)を用いました。

参考文献

- 1) 森本祐司：金融と保険の融合について、IMES Discussion Paper No.99-J-13, 日本銀行金融研究所, 1999年
- 2) Cornell, C.A.: Engineering Seismic Risk Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.58, No.5, pp.1583-1606, 1968
- 3) Mualchin, L.: Development of the Caltrans Deterministic Fault and Earthquake Hazard map of California, Engineering Geology 42, pp.217-222, 1996
- 4) Anderson, J.G.: Benefits of Scenario Ground Motion Maps, Engineering Geology 48, pp.43-57, 1997
- 5) Kawasumi, H.: Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity Throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity in Historical Times, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol.29, pp.469-482, 1951
- 6) 亀田弘行, 石川裕, 奥村俊彦, 中島正人: 確率論的想定地震の概念と応用, 土木学会論文集 No.577, I-41, pp.75-87, 1997年10月
- 7) 安中正, 矢代晴実: 大地震の発生サイクルを考慮した日本列島の地震危険度解析モデル, 第10回日本地震工学シンポジウム, 1, pp.489-494, 1998年
- 8) 武村雅之: 日本列島における地殻内地震のスケールリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, 地震, 第2輯, 第51巻, pp.211-223, 1998年
- 9) 渡辺基史, 佐藤俊明, 壇一男: 内陸地震の断層パラメータの相似則, 第10回日本地震工学シンポジウム, pp.583-588, 1998年
- 10) 武村雅之, 加藤研一, 八代和彦: やや深発地震および深発地震の発生地域, 頻度, 被害歴, 日本建築学会技術報告集, 第3号, pp.269-274, 1996年
- 11) 萩原尊禮: 日本列島の地震, 鹿島出版会, 1991年
- 12) 佐藤良輔: 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 1989年
- 13) 活断層研究会: 新編 日本の活断層, 東京大学出版会, 1990年
- 14) 科学技術庁: 平成7年度・平成8年度 地震調査研究交付金成果報告会 予稿集, 平成9年
- 15) 科学技術庁: 第2回活断層調査成果報告会 予稿集, 平成10年
- 16) 科学技術庁: 第3回活断層調査成果報告会 予稿集, 平成11年
- 17) 松田時彦: 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 地震研究所集報, Vol.65, pp.289-319, 1990年
- 18) 松田時彦: 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震, 第2輯, 第28巻, pp.269-283, 1975年
- 19) 地震調査研究: (試案)長期的な地震発生確率の評価手法及びその適用例について, 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 長期評価部会, 平成10年
- 20) 松田時彦: 陸上活断層の最新活動期の表, 活断層研究, 13, pp.1-13, 1995年
- 21) 奥村俊彦, 石川裕, 亀田弘行: 活断層の活動履歴に関する情報を考慮した地震危険度評価, 土木学会第2回阪神・淡路大震災に関する学術講演会論文集, pp.49-56, 1997年1月
- 22) Utsu, T.: Estimation of Parameters for Recurrence Models of Earthquakes, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol.59, pp.53-66, 1984
- 23) Shimazaki, K. and Nakata, T.: Time-predictable Recurrence Model for Large Earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol.7, No.4, pp.279-282, April 1980
- 24) 宇佐美龍夫: 新編日本被害地震総覧 増補改訂版 416-1995, 東京大学出版会, 1996年
- 25) 宇津徳治: 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885年～1980年, 地震研究所集報, Vol.57, pp.401-463, 1982年
- 26) 弘田智樹, 小野若菜, 工藤一嘉: 経験的グリーン関数法に基づく安政江戸地震の震源推定と強震動評価, 第4回都市直下地震災害シンポジウム, pp.435-438, 1999年
- 27) 岡村行信, 倉本真一, 佐藤幹夫: 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係, 地質調査所月報, 第49巻, 第1号, pp.1-18, 1998年
- 28) 多田亮: フォッサマグナ西縁はプレート境界か? (2), 日本地震学会講演予稿集, No.2, B33, 1996年
- 29) Fukushima, Y. and Tanaka, T.: A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan, Shimizu Tech. Res. Bull., No.10, pp.1-11, March 1991
- 30) Frankel, A.: National Seismic-Hazard Maps, June 1996, U.S. Department of Interior, U.S. Geological Survey, 1996

(2000年6月10日原稿受理, 2000年11月7日採用決定)