

(案)

長期的な地震発生確率の 評価手法について

平成13年3月16日

地震調査研究推進本部 地震調査委員会

長期評価部会

はじめに

地震調査研究推進本部（本部長：文部科学大臣）の地震調査委員会は、地震防災対策特別措置法（平成7年6月16日法律第111号）第7条第2項第4号に基づき、関係行政機関や大学から地震に関する調査結果等を収集、整理、分析し、これに基づき総合的な評価を行っている。同委員会は評価の柱の一つとして、地震活動の長期評価を掲げている。これは、数十年以上にわたる長期的な観点から将来の地震活動度を探ろうとするもので、そのために、同委員会はその下に長期評価部会を設置している。

長期評価部会は、長期評価の一環として、平成9年11月に「長期確率評価手法検討分科会」を設置し、陸域の主要な活断層や海域のプレート境界で発生する大地震を念頭において、これらの発生間隔・最新発生時期等を用いて、その長期的な発生可能性を確率という数字で評価する手法を検討した。その作業の結果は、「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」として平成10年5月13日に公表・意見公募し、さらにそれに対する意見を踏まえ、「改訂試案 長期的な地震発生確率の評価手法について」として平成11年1月13日に中間報告として公表した。

この時点で、長期評価部会が確定せずに試案としたのは、公募に応じて提出された意見の中に、「データ数が増えても、4つのモデル（注：対数正規分布，ガンマ分布，ワイブル分布（Weibull分布）及び二重指数分布によるモデル）に特に差異が見られないのか。」、「使用する統計モデルは、対数正規分布に固定することなく、さらに多数の事例解析を進めつつ適切なモデルを採用することが望ましい。」、「手法的に現在の段階で固定することは、この分野の発展を阻害することになりかねない。」といったように手法検討をさらに進めていくことの必要性が述べられており、また総合的に判断して最も適当と考えられていた対数正規分布モデルについて、次の問題点があったからである。即ち、

- 対数正規分布モデルは、明確な物理学的説明がなされていない。
- 対数正規分布モデルには、平均活動間隔の2倍程度の時間を過ぎると確率が顕著に下がり始めるという性質がある。

この結果、その後も長期確率評価手法検討分科会は検討を続け、このたび最新の研究成果を踏まえ、「試案」で提案した手法における上述の問題点を解決する新たな手法をとりまとめた。

本報告書は、そのとりまとめ結果であり、今後この手法は長期評価部会における長期評価に利用されていくものである。この報告書の中には、地震調査委員会がとりまとめ、既に長期的な評価結果を公表した活断層や海域の大地震について、その発生確率を適用例として付録Cに掲載した。これらは、試算として既に公表していたものを、新しい手法で再検討したものであり、ここでは評価結果として提示したものである。

なお、活動間隔のばらつきとして提示した共通の値は、将来にわたって適宜見直していく必要があると考えている。また、利用者に「確率」の値をより正確に理解してもらうための表現の工夫は、継続的に考えていく必要があると考えている。さらに、発生する地震の規模（マグニチュード）や地震による揺れの大きさ（震度，最大加速度等）を含めた最終的な長期確率評価のためには、ここに示した手法を用いた評価だけでなく、断層の形状の評価，強震動評価といった作業が必要である。これらの評価にはそのための手法が必要であり，活断層やプレート境界に発生する大地震の特徴についての各種パラメータ（数値）を取り込む必要がある。これらの手法・数値は，長期評価部会や地震調査委員会の下に別途設けられた強震動評価部会での検討を経て，今後とりまとめられることになる。

目次

はじめに	2
第1章 長期確率評価の考え方	4
第2章 手法	7
2.1 更新過程	7
2.1.1 概要	7
2.1.2 統計モデル	7
2.1.3 確率の数値評価	9
2.2 時間予測モデルの利用	12
2.2.1 概要	12
2.2.2 確率の数値評価	12
2.3 不確定性の取り扱い	14
2.3.1 最新活動時期の不確定性	14
2.3.1.1 危険率の平均化	14
2.3.1.2 発生確率の平均化	14
2.3.2 その他の活動時期の不確定性	15
第3章 まとめと今後の課題	17
3.1 妥当な統計モデル	17
3.1.1 統計モデルの比較	17
3.1.2 BPT分布に用いるばらつきのパラメータ	21
3.2 確率の誤差評価	23
3.3 長期確率評価によって得られる確率の数値の理解に向けて	25
参考文献	27
付録A 最尤法について	31
A.1 基本的概念	31
A.2 パラメータ決定	31
A.3 定常更新過程の厳密な対数尤度	32
参考文献	32
付録B BPT分布の地震発生確率一覧図表	33
付録C 適用例	36
C.1 プレート間地震	36
C.2 陸域の活断層で発生する地震	36
参考文献	37

第1章

長期確率評価の考え方

本報告書では、ある断層（帯）（海域の大地震を含む。以下同様。）に着目して、その断層の活動間隔・最新活動時期等を用いて、確率という数値で地震発生可能性を評価する手法を提案する。また、地震調査委員会が既に長期的な評価をとりまとめた、主要な活断層帯や海域の大地震に適用した計算例を、付録Cに示す。現実には、各々の断層で活動間隔等が完全に分かっている場合はむしろ少ないので、それらが知られている度合や考えられる地震の発生様式によって、様々な確率計算手法を使い分けることになる。

このような確率評価を試みた例として、米国においては既にカリフォルニア州の活断層に関する地震発生について確率予測がなされ、危険度マップが作成されている[1-4]。我が国でも、プレート境界に発生する大地震を確率評価した研究は以前から行われており[5,6]、また最近では陸域の活断層についても、例えば桑名断層の確率評価といった個別の事例研究[7]に止まらず、日本全土の活断層に関する危険度評価図の作成も行われている[8]。しかし、これらの研究では更新過程の計算に用いられた（確率）モデルの妥当性の検討は十分なされていないわけではなかった。本報告書では、地震発生確率を計算する際に必要な様々なモデルを日本及びその近海の同一地域で繰り返し多数回発生した地震のデータから検討し、更に更新過程の各モデルの良否まで議論したところに特徴がある。

ある断層に着目した時の長期確率評価の流れを図1.1に示す。この図では更新過程や時間予測モデルの利用について次のような考え方が基本になっている。

活動時期（地震発生時期）が最新の3回以上について知られている断層の場合は、純粋な統計モデルのみを用い、地震発生の時系列データを更新過程（2.1節）を用いて確率で評価することができる。この場合、活動間隔（地震発生間隔）の分布モデルにはBrownian Passage Time分布（以下「BPT分布」という。）[9-11]を用いる。そのパラメータ（活動間隔の平均及びばらつき）は最尤法（付録A）を用いて、データに最も良く合うものを選ぶことができる。但し、陸域の活断層の場合、分布モデルのばらつきのパラメータ（活動間隔のばらつき）は、個々の断層に個々の値を適用するよりも、一括して一つの共通の値（以下「共通の値」という。）を適用する方がより適切であるという予備的な結果を得ている（3.1.2節）。また、活動時期に不確実性がある場合は、それも考慮に入れてパラメータの最尤値を求めることができる（2.3.2節）。

最新の2回の活動時期が知られている場合は、固有地震説に基づく物理モデルを踏まえて、当該2回の活動の間隔を平均活動間隔とし、また活動間隔のばらつきは共通の値を用いることで、更新過程を用いて確率で評価することができる。この場合も、BPT分布を用いる。

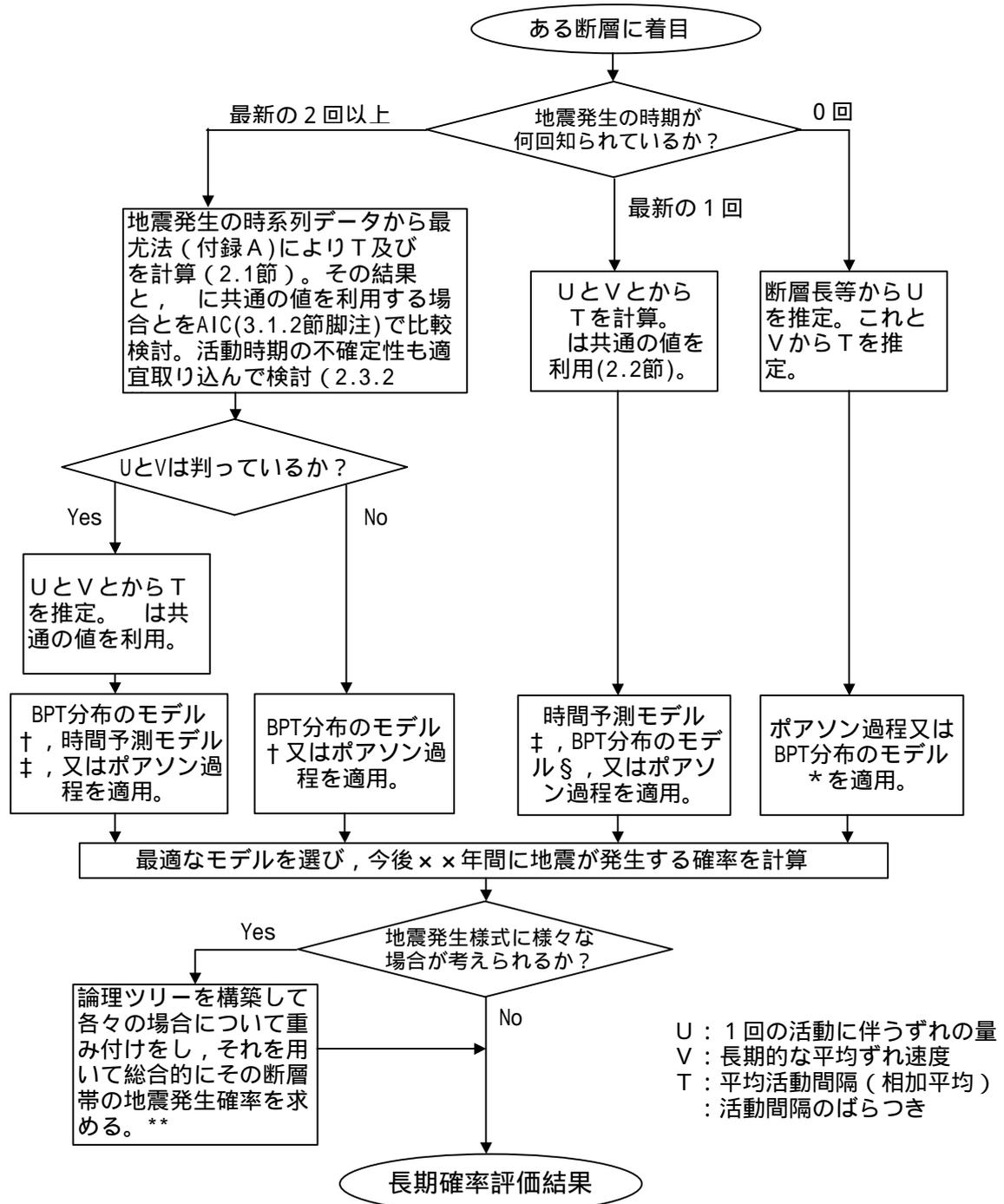
活動時期が最新の1回のみしか知られていない場合は、この最新の活動に伴うずれの量及

び長期的な平均ずれ速度¹を利用するなどにより、平均活動間隔を求め、活動間隔のばらつきは共通の値を用いることで、更新過程を用いて確率で評価することができる。この場合も、BPT分布を用いる。また、最新の活動の時期及びそれに伴うずれの量、並びに長期的な平均ずれ速度が知られている場合においては、物理モデルである時間予測モデル(2.2節)を適用して次の活動までの「期待」される経過時間が求められる。そして、この「期待」される経過時間がBPT分布に従うというモデルを利用する。なお、時間予測モデルを適用する場合において、それに用いる長期的な平均ずれ速度は、歴史資料等から推定される複数回の活動に伴うずれの量や、地質学的データから求めることもできる。

活動時期が全く知られていない場合には、物理モデルを考慮し、何らかの方法(長期的な平均ずれ速度等を用いる)で平均的な活動間隔を推定し、活動する確率は時間的に不変と仮定したポアソン過程を用いざるをえない。但し、歴史時代に活動していないことが確実な場合は、推定した平均的な発生間隔及び活動していない期間の情報を用いて、更新過程で取り扱うことができる場合もある。

以上で用いる確率密度関数が決定されると、次に最新の活動からの経過時間を考慮して、条件付き確率によって、現在から今後××年間に活動する確率という形で計算を実行する。その際、最新の活動時期が確定せず、幅をもって推定されている場合は、それに対応した確率の算出方法を適用する(2.3.1節)。なお、同一の断層(帯)で活動区間が様々考えられる場合については、論理ツリーを構築して、各々の場合の重み付けを考慮して確率的に評価することができるが、重み付けの方法については、事例毎に検討することが必要である[12]。

¹「長期的な平均ずれ速度」とは地質学的な時間スケールにおけるずれの速度のことである。長期的に累積したずれの量を、累積した期間で割って、推定することができる。地震時、震源域でずれが伝播する速度(破壊速度)のことではない。また、震源域で岩盤がずれ動く速度(滑り速度)のことでもない。この報告書の「震源域」、「活動間隔」等の用語については文献[13]を参照。



U : 1回の活動に伴うずれの量
 V : 長期的な平均ずれ速度
 T : 平均活動間隔 (相加平均)
 : 活動間隔のばらつき

† : 地震発生の時系列データにBPT分布を適用 (2.1節)。その時系列の は、他と異なることが明らかな場合を除き、共通の値を採用する
 ‡ : 時間予測モデルを適用してTを計算。 は仮定 (2.2節)。
 § : 他の資料から平均活動間隔を推定し、BPT分布を適用できる場合もある。
 * : 歴史時代に活動していないことが確実な場合には、その情報を入れて取り扱う (2.3.1節の応用)。
 : 最新活動時期に不確実性がある場合の取り扱いも可能 (2.3.1節)。
 ** : 「重み付け」は個別に検討を行うことが必要。
 「総合的にその断層帯の地震発生確率を求める」に際しては当面文献[12]の第2.4節参照。

図1.1 長期確率評価の流れ

第2章

手法

2.1 更新過程

2.1.1 概要

ある場所の気温やある銘柄の株価，あるいは電子部品が発生する電氣的ノイズなどのように，時間とともに変動する量がある。これらを取り扱おうとする場合，それらの変動の物理学的あるいは社会学的なメカニズムの解明が不十分で，将来を正確に予測できない段階においては，統計的な処理が有効な場合がある。この場合，結論は確率的な表現で述べることになる。地震発生という現象についても同様なことが言える。ここでは，既に発生した地震の時系列データを処理するに当たって，確率過程(stochastic process)をとりあげる。これにより，将来の地震発生時期を確率的な表現で述べることができるようになる。前述の気温や株価の例は，注目している量が時間的にたえず変動するものであったが，ある地域に起こった一定の大きさ以上の地震の時間的分布を議論する時には，各地震を時間軸上の1点に落とし，いわゆる点過程(point process)として扱うことができる。いま，地震が起きる時刻を t_0, t_1, t_2, \dots で表す。この時，地震の発生間隔 $T_1 = t_1 - t_0, T_2 = t_2 - t_1, \dots$ がお互いに独立で，同一の分布をするような確率過程を更新過程(renewal process)という。更新過程のうち，特に発生間隔が同一の指数分布に従う場合をポアソン過程(Poisson過程)という。

2.1.2 統計モデル

更新過程として扱う地震発生間隔の分布モデルとして，以下の5つの確率密度関数で表されるものを検討した。

B P T分布 $f(t; \mu, \sigma) = \{\mu / (2\sigma^2 t^3)\}^{1/2} \exp\{- (t - \mu)^2 / (2\sigma^2 t)\} \dots (2.1)$

対数正規分布 $f(t; m, \sigma) = [1 / \{(2\sigma^2)^{1/2} t\}] \exp\{- (\ln t - m)^2 / 2\sigma^2\} \dots (2.2)$

ガンマ分布 $f(t; c, \lambda) = c t^{c-1} e^{-ct} / \Gamma(c) \dots (2.3)$

ワイブル分布 $f(t; \lambda, k) = \lambda k t^{k-1} \exp(-\lambda t^k) \dots (2.4)$

二重指数分布 $f(t; a, b) = a \exp\{a(1 - e^{bt}) / b + bt\} \dots (2.5)$

以下，それぞれの分布について簡単に説明する。

B P T分布 Brownian Passage Time 分布 (以下「B P T分布」という。) は，プレート運動による定常的な応力蓄積過程において，着目する震源域周辺での地震やスローイベントの発生等ブラウン運動として表現される応力場の擾乱が加わる中で，応力蓄積が一定値に達し，断層が活動する(地震が発生する)，という物理的過程を踏まえたモデルである。この時，最後に破壊(地震)が発生してからの経過時間を t ，活動間隔(地震発生間隔)の

平均を μ , 活動間隔のばらつきを σ とすれば確率密度関数は(2.1)の分布に従う。なお, BPT 分布は, 逆ガウス分布やワルド分布とも呼ばれ [10, 14] , 株価の変動に適用されている。

対数正規分布 平均 m , 分散 σ^2 の正規分布に従う確率関数 x に対し, $x = \ln t$ で定義される確率変数 t は密度関数(2.2)の分布に従う。この分布を対数正規分布という。世界多数の地震系列について, この分布がよく当てはまることが示されている[15]。密度関数に出てくる σ は, 活動間隔 t が変動することによる $\ln t - m$ のばらつきと, 活動間隔の推定に伴う m の誤差を含んでいる。オーダーとしては, $\sigma \sim 10^{-1}$ とされている。

ガンマ分布 単位時間当たりの生起率が c のポアソン過程をある時刻から観測した時, ちょうど n 個目の事象が起こるまでの時間は, 密度関数(2.3)の分布に従う。この分布をガンマ分布という。 c は正の実数に拡張できる。但し,

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} e^{-u} u^{x-1} du \quad (\text{ガンマ関数})$$

である。大地震の時系列のモデルについて取り上げられた更新過程モデルのうちの一つである[16]。

ワイブル (Weibull) 分布 前回の破壊の後, t から $t + dt$ までの間に次の破壊が起こる確率を $\lambda(t)dt$ とする時, $\lambda(t)$ が t のべき乗に比例するとした場合の確率分布である。密度関数(2.4)の関数形に合わせれば $\lambda(t) = \frac{b}{t} t^{b-1}$ となる。信頼性理論で $\lambda(t)$ を故障率関数と呼んでいるが, 本報告では危険率(hazard rate)と呼ぶことにする。この分布は信頼性理論でよく用いられるが, 地殻が破壊しない(地震が起こらない)「信頼性」を決めるのにも使われる[17]。 $b > 1$ の時は磨耗故障型, $b < 1$ の場合は初期故障型と呼ばれる。 $b = 1$ については偶発故障型と呼ばれ, これはポアソン過程に他ならない。この分布は世界各地の沈み込み帯の活動間隔[6]に, また南米のプレート境界地震[18]や日本の陸域の活断層[8]に対して適用された。

二重指数分布 前述の $\lambda(t)$ について, 岩石破壊の実験結果[19](岩石に応力を与えた後, 岩石が破壊する確率が, 応力の指数関数で表せる。)をもとに, 更に応力が t に比例すると仮定した場合, 即ち $\lambda(t) = a e^{bt}$ とした時の確率分布モデルである。この分布を用いて, 千島 - 北海道弧のプレート間地震の活動間隔が議論されている[5]。

以上の5つのモデルには, いずれも2つのパラメータが存在するが, 有限個の地震発生時刻のデータからこのパラメータを推定して, それぞれの確率密度関数を決定するという手続きをとることになる。

以下では, 上記の5つのモデルに加えて, 最も基本的な更新過程であるポアソン過程:

$$f(t) = e^{-t/\mu} / \mu \dots (2.6)$$

についても比較のために用いた。ここで, μ は活動間隔の平均である。ワイブル分布で示

した $\lambda(t)$ は、(定常)ポアソン過程では時間によらず一定で、偶発的に起こる事象を表している。

2.1.3 確率の数値評価

例えば時間区間 $S < t < T$ を N 等分した時、各分割区間 $(i-1)\Delta t < t < i\Delta t$, ($i = 1, 2, \dots, N$) で表される時系列に含まれている点の個数を N_i とする。この時系列で、 $\{N_i\}$ が互いに独立であればポアソン過程であるが、一般には独立ではない。

細分化された区間の長さ Δt が十分小さければ $\{N_i\}$ はほとんどの i について $N_i = 0$ で、たまに点を含む区間で $N_i = 1$ の値をとる時系列 (0-1 系列) と考えられる。実際には点過程データは点を含む (つまり $N_i = 1$ となる) 時刻 $t_i = i\Delta t$ のみの系列 $\{t_i\}$ で表記される。この時、ある時刻 t の分割区間が点を含むかどうかの確率は、 $N_i = 1$ となる条件付き確率 $P\{N_i = 1 \mid N_1, \dots, N_{i-1}\}$ によって決まる。この条件付き確率の極限的表現として、条件付き強度関数 $\lambda(t \mid H_t)$ が次のように定義される。

$$P\{N(t, t + \Delta t) = 1 \mid H_t\} = \lambda(t \mid H_t) \Delta t + o(\Delta t) \dots (2.7)$$

ここで H_t は時刻 t 以前に発生した点事象の履歴 $\{t_i; t_i < t\}$ であり、 $o(\Delta t)$ は Δt に対して高位の無限小、即ち

$$\lim_{\Delta t \rightarrow 0} \{o(\Delta t) / \Delta t\} = 0$$

を満たす量を示す。即ち、簡単に言えば、無視できる程度に小さい量のことである。強度 $\lambda(t \mid H_t)$ のとる値の大小につれて、微小区間 $t < t + \Delta t$ で点事象が発生する確率が変化する。この関数は時刻 t 及びそれまでの履歴 $\{t_i; t_i < t\}$ の非負値関数である。この関数は他のデータなどの情報に依存することも考えられる。条件付き強度関数を与えられれば、これに対応する点過程が完全に決まる。例えば $\lambda(t \mid H_t)$ が履歴 H_t に無関係で時刻 t だけの関数である場合は非定常ポアソン過程であり、時刻 t にも無関係な定数の時は定常ポアソン過程である。そして、

$$\lambda(t \mid H_t) = \lambda(t - t_{last}) \dots (2.8)$$

のように $t - t_{last}$ (t_{last} は時刻 t より前にあって最後に発生した点の時刻) だけの関数であれば、これは更新過程である。関数 $\lambda(t)$ は 2.1.2 で述べた危険率に他ならない。

$\lambda(t \mid H_t)$ は予測問題に直接に関係している。即ち現時刻を t とした時、極めて近い将来 $t < \tau < t + \Delta t$ に点事象が発生する確率は、定義式(2.7)によって近似的に $\lambda(\tau \mid H_\tau)$ であり、簡単な確率計算によれば [20], x だけ先の未来まで点事象が発生しない確率は、

$$\exp\left(-\int_t^{t+x} \lambda(s \mid H_s) ds\right) \dots (2.9)$$

となる。別の見方をすると、 x だけ先の未来までに点事象が 1 回以上発生する確率は、

$$1 - \exp\left(-\int_t^{t+x} (s | H_s) ds\right) \dots (2.10)$$

である。

以後、我々は更新過程を用いることとする。即ち、条件付き強度関数 $\lambda(t)$ が式(2.8)の形をしている場合を考え、かつ時刻の原点を t_{last} にとる。この時、式(2.9)に関連して、

$$F(t) = \exp\left(-\int_0^t (u) du\right) \dots (2.11)$$

なる量を考える。これは、式(2.9)から類推すると、次の地震（故障）が前回の地震（故障）発生時点から t までは起こらない（逆に言えば、 t 以降に起こる）場合の確率を表している。一般にこれを信頼度関数と呼んでいる。なお、確率密度関数 $f(t)$ は、式(2.11)の微分によって

$$f(t) = -\frac{d}{dt} F(t) = \lambda(t) \exp\left(-\int_0^t (u) du\right) = \lambda(t) F(t) \dots (2.12)$$

と表すことができる。

表 2.1 本報告で扱うモデルの危険率・信頼度関数・分布の平均

モデル	危険率 $\lambda(t)$	信頼度関数 $F(t)$	分布の平均
BPT分布 (式(2.1)に対応)	$\{\mu / (2 - 2t^3)\}^{1/2} \exp\{-(t - \mu)^2 / (2\mu - 2t)\} / (t)$	$1 - [\int_0^t (u_1(t)) + e^{2/\mu} (-u_2(t))] du$	μ
対数正規分布 (式(2.2)に対応)	$[e^{-(\ln t - m)^2 / (2\sigma^2)} / \{(2\sigma^2)^{1/2} t\}] / \{1 - \exp\{-(\ln t - m) / \sigma\}\}^*$	$1 - \int_0^t ((\ln t - m) / \sigma) du$	$\exp(m + \sigma^2 / 2)$
ガンマ分布 (式(2.3)に対応)	$c t^{-1} e^{-ct} / (\Gamma(x, ct))^{\dagger}$	$\Gamma(x, ct) / \Gamma(x)$	x / c
ワイブル分布 (式(2.4)に対応)	$k t^{k-1}$	$\exp(-t^k)$	$\{1 / (\Gamma(k))\} (1 / k)$
二重指数分布 (式(2.5)に対応)	$a e^{bt}$	$\exp\{(a/b)(1 - e^{bt})\}$	$-(e^{a/b} / b) Ei(-a/b)^{\ddagger}$
指数分布 (式(2.6)に対応)	$1 / \mu$ (定数関数)	$e^{-t/\mu}$	μ

BPT分布における $\lambda(z)$ については、式(2.20)参照。

$u_1(t)$ は $u_1(t) = -1 [t^{1/2} \mu^{-1/2} - t^{-1/2} \mu^{1/2}]$, $u_2(t)$ は $u_2(t) = -1 [t^{1/2} \mu^{-1/2} + t^{-1/2} \mu^{1/2}]$

*対数正規分布における $\lambda(z)$ については、式(2.20)参照。

$\dagger \Gamma(x, x)$ については、式(2.21)参照。

$\ddagger Ei(-x) = -\int_x^\infty e^{-u} / u du = -\lim_{\epsilon \rightarrow 0} \int_0^\epsilon (x, x) du$ (積分指数関数)

この信頼度関数を用いて，式(2.10)と同様に，前回発生年からの経過時間Tまで地震が発生していないという条件の下で，T以後の時間 T以内に地震が発生する確率P(T, T)は次のように求められる。

$$\begin{aligned} P(T, T) &= P(T < t \leq T+T \mid T < t < \infty) \\ &= P(T < t \leq T+T) / P(T < t < \infty) \\ &= 1 - (T+T) / (T) \dots(2.13) \end{aligned}$$

以後の議論で，各モデルの危険率・信頼度関数・分布の平均などの特性値は重要な役割を果たす。本報告で扱うモデルのこれらの特性値を表2.1にまとめておく。

式(2.1)～(2.6)から，式(2.13)及び表2.1を用いることによって，最新の地震発生から地震が発生せずにT年経過した時点で，その後の T年間に地震が発生する確率P(T, T)は，以下の式(2.14)～(2.19)のように求められる。

$$\begin{aligned} \text{BPT分布 } P(T, T) &= 1 - (T+T) / (T) \dots(2.14) \\ &\text{但し, } (t) \text{は表2.1参照} \end{aligned}$$

$$\text{対数正規分布 } P(T, T) = 1 - [1 - \{(\ln(T+T) - m) / \sigma\}] / \{1 - ((\ln T - m) / \sigma)\} \dots(2.15)$$

$$\text{ガンマ分布 } P(T, T) = 1 - (\Gamma(c(T+T)) / \Gamma(cT)) \dots(2.16)$$

$$\text{ワイブル分布 } P(T, T) = 1 - \exp[-\{(T+T)^a - T^a\}] \dots(2.17)$$

$$\text{二重指数分布 } P(T, T) = 1 - \exp[-a/b\{e^{b(T+T)} - e^{bT}\}] \dots(2.18)$$

$$\text{指数分布(ポアソン過程)} \quad P(T, T) = 1 - e^{-T/T} \dots(2.19)$$

$$\text{ここで, } (z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^z e^{-u^2/2} du \quad (\text{標準正規分布の累積分布関数}) \dots(2.20)$$

$$(x) = \int_x^\infty e^{-u} u^{-1} du \quad (\text{第2種不完全ガンマ関数}) \dots(2.21)$$

式(2.20)の (z)は今後確率計算の過程で頻繁に出現するが，この関数値は，正規分布表から，あるいは数値計算[§]で求めることができる。

[§]概ね|z| < 2.75程度までは，(z) = 1/2 + {sgn z / (2^{1/2})} (1/2, z²/2)として計算する。ここでsgn zはzについての符号関数で，z > 0で1, z = 0で0, z < 0で-1を与える関数である。|z| > 2.75においては，前述の式で (1/2, z²/2)を^{1/2} - (1/2, z²/2)で置き換えて計算する。なお，(x) = () - (, x) (第1種不完全ガンマ関数)である。

2.2 時間予測モデルの利用

2.2.1 概要

時間予測モデルとは、地震直前の応力レベルが一定である、すなわち断層の破壊強度が時間によらず一定というモデルである。定性的には、大きな地震の後では次の地震までの間隔が長く、小さな地震の後では間隔が短いということになる。このモデルは、世界各地の、同じ震源域から発生する地震の発生間隔のデータをよく説明するとされている[21, 22]。このモデルにたった場合、最新の活動（地震発生）時のずれの量と長期的な断層のずれ速度とから、最新の活動から次の活動までの期待される経過時間を次のようにして求めることができる。すなわち、最新の活動時のずれの量を U_{last} とし、長期的な断層のずれ速度を V とすると、その期待される経過時間 $T_{t.p.}$ は次式で求められる。

$$T_{t.p.} = U_{last} / V \dots (2.22)$$

上式から、物理的な制約によって、モデルの確率密度関数に内在するパラメータのうちの一つが固定されることとなる。したがって、同一の確率密度関数を用いたとしても、地震発生時刻の系列はもはや更新過程ではなくなるが、最新の活動に関するデータだけが分かっている場合に更新過程に代わるものとして用いることができる。

データが複数知られている場合には、 V を使わずに $T_{t.p.}$ を求めることができる。例えば、最新の地震とその一つ前の地震発生時を、それぞれ t_{last} 、 t_{penult} とし、ずれの量をそれぞれ U_{last} 、 U_{penult} とすれば、

$$T_{t.p.} = (t_{last} - t_{penult}) U_{last} / U_{penult} \dots (2.23)$$

と求められる。この場合には更新過程と時間予測モデルを別々に適用して、両者の結果を比較検討することも可能となる。

2.2.2 確率の数値評価

確率密度関数 $f(t)$ の関数形としては、2.1.2 で述べた分布等が用いられるが、ここでは地震発生確率が T に依存する場合の例として B P T 分布と対数正規分布を、地震発生確率が T に依存しない場合の例として指数分布を扱う。

B P T 分布

$$f(t) = \{ \bar{T} / (2 \bar{T}^2 t^3) \}^{1/2} \exp \{ - (t - \bar{T})^2 / (2 \bar{T}^2 t) \}, t > 0 \dots (2.24)$$

ただし、 \bar{T} は活動間隔の相加平均（最尤推定値）

対数正規分布

$$f(t) = 1/\{(2\pi)^{1/2} T t\} \cdot \exp[-\{\ln(t/T)\}^2/(2\sigma^2)], t > 0 \dots (2.25)$$

ただし， T は活動間隔の相乗平均（最尤推定値）

指数分布（ポアソン過程）

$$f(t) = e^{-t/\bar{T}}/\bar{T}, t > 0 \dots (2.26)$$

ただし， \bar{T} は活動間隔の相加平均（最尤推定値）

確率を上述の3つのモデルで計算するに当たって，式(2.25)に出てくる T と式(2.24)，(2.26)に出てくる \bar{T} に式(2.22)の $T_{t.p.}$ をあてはめる。BPT分布及び指数分布に関しては， \bar{T} が t の平均を与えるが，対数正規分布に関しては， $\ln T$ が $\ln t$ の平均を与える。

なお，時間予測モデルによる方法では，最新活動時におけるずれの量と次の活動時期との関係が求められていることを前提にしている。このため，活動間隔のデータだけを用いる方法に比べ，モデルのパラメータのうち活動間隔のばらつきを示すもの（対数正規分布では σ ，BPT分布では σ ）は，更新過程で用いるそれに比べて，一般により小さな値を選択すべきである。

2.3 不確定性の取り扱い

2.3.1 最新活動時期の不確定性

活断層調査の結果からは、前回の地震発生時期が確定されるものはむしろ少なく、ある幅をもっていることのほうが多い。そこで、最新の地震発生時刻がある分布に従っているとして平均化してしまう方法が考えられるが、ここでは危険率を平均化して発生確率を求める場合[23]と、発生確率そのものを平均化する場合[24]について考える。

2.3.1.1 危険率の平均化

$f(t)$ を最新の地震発生時刻に関する不確定性の確率密度関数、 $H(t)$ を 2.1.2 で述べた危険率とすれば、時刻 $t > 0$ での発生危険度は、

$$H(t) = \int_0^t f(t-t') dt = \int_0^t f(t-t') / H(t-t') dt \dots (2.27)$$

である。 t_g を前回の地震からの経過時間の上限値、 t_h をその下限値（例えば歴史上地震が発生していないことが確実な期間）とすると、例えば $f(t)$ として一様分布： $f(t) = 1/(t_g - t_h)$ ととれば、式(2.27)は

$$\begin{aligned} H(t) &= \int_{-t_g}^{-t_h} f(t-t') dt \\ &= \{ \ln(t+t_g) - \ln(t+t_h) \} / (t_g - t_h) \dots (2.28) \end{aligned}$$

となり、式(2.10)によって、現在（時刻 0）まで地震がないとき、その後の時間 T までに地震が発生する確率は、

$$\begin{aligned} P(T) &= 1 - \exp\left(-\int_0^T H(t) dt\right) \\ &= 1 - \exp\left[1/(t_g - t_h) \cdot \int_0^T \ln\{ (t+t_g) / (t+t_h) \} dt\right] \dots (2.29) \end{aligned}$$

となる。

2.3.1.2 発生確率の平均化

この場合、現在から T 年までに地震が発生する確率 $P(T)$ は、式(2.13)の $P(T, T)$ を前回の地震の発生時刻に関する不確定性の確率密度関数で平均化して求められる。すなわち、

$$P(T) = \int_0^T P(t, T) f(t) dt = 1 - \int_0^T \{ (t+T) / (t) \} f(t) dt \dots (2.30)$$

前例と同様に ()として一様分布: () = 1_{[-t_g, -t_h]}() / (t_g - t_h)をとれば, 式(2.30)は

$$P(T) = 1 - \frac{1}{(t_g - t_h)} \int_{t_h}^{t_g} \{ (t + T) / (t_h) \} (t) dt \dots (2.31)$$

と書き表すことができる。

奥村ら[24]は, ()として

$$(t) = (t_h) 1_{[-t_g, -t_h]}(t) / \int_{t_h}^{t_g} (t) dt \dots (2.32)$$

をとった。このとき P(T)は,

$$\begin{aligned} P(T) &= 1 - \left(\int_{t_h}^{t_g} (t + T) dt \right) / \left(\int_{t_h}^{t_g} (t) dt \right) \\ &= 1 - \left(\int_{t_h + T}^{t_g + T} (t) dt \right) / \left(\int_{t_h}^{t_g} (t) dt \right) \dots (2.33) \end{aligned}$$

と表され, 考えているモデルの信頼度関数の不定積分が求められれば式(2.33)は容易に計算できる。上限値 t_g が不明のときは, t_g = にせざるを得ないが, t_g がある値 (例えば「t の平均値あるいは中央値」+「分布の標準偏差の 7 倍」) を越えていないと仮定して, 式(2.33)の考え方を適用できるとしている[24]。

2.3.2 その他の活動時期の不確定性

最新の地震のみならず, 一般に観測事象列データ {t_i} が不確定性を持っている場合には, 以下のような取り扱いが可能である[23]。

観測事象列データ {t_i} がそれぞれ密度関数 f_i(t) に従うとき, 不確定データをパラメータとして, これをいわゆる事前分布と考える。確定した時刻については f_i(s) = \delta(t - t_i(s)) (Dirac のデルタ関数) を考えれば良い。尤度 L_{[S,T]}(; t_1, t_2, \dots, t_n) (付録 A.3 参照) と合わせた事後分布 (確率分布)

$$P(t_1, t_2, \dots, t_n |) = \{ L_{[S,T]}(; t_1, t_2, \dots, t_n) \prod_{i=1}^n f_i(t_i) \} / L_{[S,T]}() \dots (2.34)$$

が不確定なデータ {t_i} の位置の確からしさを示す同時分布を与える。ここで, 分母は分子の {t_i} に関する積分 (規格化因子)

$$L_{[S,T]}() = \int_S^T \dots \int_S^T L_{[S,T]}(; t_1, t_2, \dots, t_n) \prod_{i=1}^n f_i(t_i) dt_1 \dots dt_n \dots (2.35)$$

であるが、これは点過程モデルのパラメータに関する尤度と考えられ、Bayesモデルの尤度（又は積分尤度）と呼ばれている。これを最大化することによってパラメータの最尤推定値を求める。更新過程モデルの場合、その対数尤度関数は次のように書ける。

$$\ln L_{[S,T]}(\theta) = -\ln \mu + \ln \prod_{s=S}^T \dots \prod_{s=S}^T (t_1 - S) \left\{ \prod_{i=2}^n f(t_i - t_{i-1}) \right\} (T - t_n) \prod_{i=1}^n f(t_i) dt_1 \dots dt_n \dots (2.36)$$

積分は密度関数 $f(t)$ の台 (support)* を等分に離散化して逐次的に数値積分を実行する（台が $\{0\}$ ならば Dirac のデルタ関数）。すなわち

$$G_1(t_1) = \int_S^T f(t_1 - S) dt_1 \dots (2.37a)$$

$$G_i(t_i) = \int_S^T f(t_i - t_{i-1}) \int_S^{t_{i-1}} f(t_{i-1} - t_{i-2}) \dots G_{i-1}(t_{i-1}) dt_{i-1}, \text{ for } i = 2, \dots, n; \dots (2.37b)$$

$$G = \int_S^T (T - t_n) \int_S^{t_n} f(t_n) G_n(t_n) dt_n \dots (2.37c)$$

ただし、 $t_{i-1} = t_i$ ならば $f(t_i - t_{i-1}) = 0$ であることに注意する。このようにして、もしすべてのデータ t_1, t_2, \dots, t_n が確定していれば、式(2.36)が付録A.3の式(A.5)で記述される通常対数尤度に帰着することが分かる。

以上の推定方式は信頼性のあるデータとそうでないデータを同等に扱わないで、それぞれの不確実性に見合っモデルのパラメータを推定できるので有利である。不確定時刻のそれぞれの推定周辺密度関数は、その他の時刻に関して事後分布を積分して得ることができる。

*関数 f の台とは、 $\{t : f(t) > 0\}$ という集合の閉包のことである。

第3章

まとめと今後の課題

3.1 妥当な統計モデル

3.1.1 統計モデルの比較

前章で示された BPT 分布，対数正規分布，ガンマ分布，ワイブル分布，及び二重指数分布の 5 つの更新過程と指数分布（ポアソン過程）を実際の活動時期（地震発生時期）データを用いて比較する。但し，ここで使用するデータのうち，宮城県沖地震のものは地震調査委員会で評価し，公表したものであるが，それ以外は地震調査委員会の評価がまだ行われていないものであり，今後評価が行われることになるものである。

プレート間地震である南海地震及び宮城県沖地震（表 3.1，表 3.2），並びに陸域の活断層である阿寺断層（阿寺断層帯の主要部分），丹那断層（北伊豆・名賀地区；北伊豆断層帯の主要部分），跡津川断層及び長野盆地西縁断層（信濃川断層帯の主要部分）における地震（表 3.3～3.6）を例にとり，最尤法により各分布のパラメータの最尤値を求めて，いずれのモデルがデータによく合うかを調べた。

表 3.7 に示すように，5 つの更新過程のモデルには，多くの場合に AIC（3.1.2 節脚注参照）に有意な差はなく，モデルによる明確な違いは見られないが，他のモデルに比べて指数分布（ポアソン過程）によるモデルは活動間隔（地震発生間隔）の統計量を良好に表現していないということは間違いない。

このように，指数分布を除く 5 つの更新過程のモデルには，多くの場合に差異が認められない。これらの良否を判断する基準としては，まず，「(1) 物理的解釈あるいは統計的解釈が容易であること」がある。これらの基準で選択した上で次の段階の判断基準としては，「(2) 異常なデータの混入等があっても安定してパラメータが求まること」及び「(3) 分布の裾の部分で物理的に理解しにくい現象が発現しにくいこと」がある。

物理的解釈が容易であるという点では，BPT 分布と二重指数分布が，対数正規分布，ガンマ分布，及びワイブル分布に比べて優れている。また，統計的解釈が容易であるという点では，対数正規分布が，BPT 分布，ガンマ分布，ワイブル分布，及び二重指数分布に比べて優れている。

BPT 分布，対数正規分布，二重指数分布はそれぞれ異なる特長を持っているが，二重指数分布は，異常なデータの混入によりパラメータが大きく変化しやすい関数の形を持っているため，(2) の点で劣る。また，対数正規分布は平均活動間隔を大きく経過すると条件付き地震発生確率が顕著に下がり始めるという欠点があるため，(3) の点で劣る。このように，総合的には，BPT 分布が優れている。また，BPT 分布を用いることによって，初期（地震発生直後）の応力状態，一定速度の応力蓄積と擾乱を考慮した時間予測モデルが表現できる [25]。

以上から，BPT (Brownian Passage Time) 分布は物理的解釈が理解しやすいという特長等から当面採用していくことが妥当であると考えられる。

表 3.1 プレート間地震である南海地震の発生日と発生間隔

地震発生日	発生間隔
684 年 11 月 29 日	202.7 年
887 年 8 月 26 日	
1099 年 2 月 22 日	211.5 年
1361 年 8 月 3 日	262.4 年
1498 年 7 月 9 日	136.9 年
1605 年 2 月 3 日	106.6 年
1707 年 10 月 28 日	102.7 年
1854 年 12 月 24 日	147.2 年
1946 年 12 月 21 日	92.0 年
平均活動間隔	157.8 年

地震発生日はグレゴリオ暦を用いている。データセットは、文献[16]のTable1のうち、1498年の地震発生日を9月20日から7月9日に変更したもの。これは、最近の調査[26]で、中国の上海付近に津波が伝わったことを根拠として、この年の7月9日に南海地震が発生したと主張されていることに基づく。但し、このデータセットは地震調査委員会では未評価の段階のもの。

表 3.2 プレート間地震である宮城県沖地震の発生日と発生間隔

地震発生日	発生間隔
1793 年 2 月 17 日	42.4 年
1835 年 7 月 20 日	
1861 年 10 月 21 日	26.3 年
1897 年 2 月 20 日	35.3 年
1936 年 11 月 3 日	39.7 年
1978 年 6 月 12 日	41.6 年
平均活動間隔	37.1 年

データセットは、地震調査委員会による「宮城県沖地震の長期評価」[27]で示されているものを用いた。従って、このデータセットは地震調査委員会で評価したもの。

表 3.3 陸域の活断層である阿寺断層の地震の発生日と発生間隔

地震発生日	発生間隔
6,496 ± 177 B.C. ~ 8,477 ± 271 B.C.	1,009.5 年
6,458 ± 143 B.C. ~ 6,496 ± 177 B.C.	
4,178 ± 160 B.C. ~ 4,284 ± 177 B.C.	2,246 年
1,947 ± 140 B.C. ~ 2,331 ± 146 B.C.	2,092 年
68 ± 96 A.D. ~ 381 ± 216 B.C.	1,982 年
1586 年 1 月 18 日 (天正地震)	1,742 年
平均活動間隔	1814.3 年

データセットは、地質調査所が、文献[28]を改訂したもの及び文献[29,30]の結果を取りまとめたもの。発生間隔の算出には発生日の中央値を採用した。また、文献[31]についても参照した。但し、このデータセットは地震調査委員会では未評価の段階のものである。

表 3.4 陸域の活断層である丹那断層の地震の発生年と発生間隔

地震発生年	発生間隔
5,850 yB.P.	1,320 年 1,460 年 1,172.5 年 788.5 年 1,089 年
4,530 yB.P.	
3,070 yB.P.	
1,897.5 yB.P.	
841 年(伊豆の地震)	
1930 年 11 月 26 日(北伊豆地震)	
平均活動間隔	1166.0 年

データセットは、文献[32]のTable5(p.821)のうち、case(2)(暦年補正を行ったもの)のGradeAのみを抜粋し、その中央値又は推定された値を使用。但し、2つ前の地震の発生年として、841年の日付不明の伊豆の地震[33,34]を採用し、置き換えた。また、文献[35]を参照した。このデータセットは地震調査委員会では未評価の段階のもの。なお、表中yB.P.はbefore 1950 A.D.の意。

表 3.5 陸域の活断層である跡津川断層の地震の発生年と発生間隔

地震発生年	発生間隔
7,569 ± 74 B.C. ~ 8,486 ± 113 B.C.	2,291 年 3,066 年 2,570 年 1,957.5 年
5,532 ± 145 B.C. ~ 5,941 ± 144 B.C.	
2,199 ± 146 B.C. ~ 3,142 ± 137 B.C.	
1,195 ± 154 A.D. ~ 1,395 ± 344 B.C.	
1858 年 4 月 9 日(飛越地震)	
平均活動間隔	2471.1 年

データセットは、地質調査所が、文献[36,37]をもとに取りまとめたものを用いた。発生間隔の算出には発生年の中央値を採用。このデータセットは地震調査委員会では未評価の段階のもの。

表 3.6 陸域の活断層である長野盆地西縁断層の地震の発生年と発生間隔

地震発生年	発生間隔
6,688 ± 183 B.C. ~ 7,150 ± 229 B.C.	1,019 年 1,581 年 818 年 1,247.5 年 1,385.5 年 823.5 年 779 年 1,111.5 年
5,112 ± 120 B.C. ~ 6,688 ± 183 B.C.	
3,526 ± 240 B.C. ~ 5,112 ± 120 B.C.	
3,476 ± 310 B.C. ~ 3,526 ± 240 B.C.	
1,031 ± 117 B.C. ~ 3,426 ± 310 B.C.	
705 ± 272 B.C. ~ 1,031 ± 117 B.C.	
617 ± 77 A.D. ~ 705 ± 272 B.C.	
969 ± 103 A.D. ~ 502 ± 79 A.D.	
1847 年 5 月 8 日(善光寺地震)	
平均活動間隔	

データセットは、地質調査所が実施したボーリング調査等の結果[38]をそのまま利用したものである。発生間隔の算出には発生年の中央値を採用。このデータセットは地震調査委員会では未評価の段階のもの。

表 3.7 最尤法による各モデルの比較

	最尤法によって求めた各モデルの最尤推定量と AIC					
	BPT 分布	対数正規分布	ガンマ分布	ワイブル分布	二重指数分布	指数分布 ポアソン過程
南海地震 (表 3.1)	$\mu=157.8$ =0.367 90.1	$m=4.996$ =0.358 90.2	$c=0.0499$ =7.88 90.5	$\lambda=1.92 \times 10^{-7}$ =2.99 91.1	$a=9.88 \times 10^{-4}$ $b=0.0152$ 92.5	$\bar{T}=157.8$ 99.0
宮城県沖 地震 (表 3.2)	$\mu=37.1$ =0.177 36.8	$m=3.598$ =0.176 36.8	$c=0.933$ =34.6 36.5	$\lambda=6.65 \times 10^{-15}$ =8.88 34.9	$a=1.12 \times 10^{-5}$ $b=0.253$ 34.3	$\bar{T}=37.1$ 48.1
阿寺断層 (表 3.3)	$\mu=1814.3$ =0.293 80.4	$m=7.467$ =0.287 80.4	$c=0.00764$ =13.9 79.8	$\lambda=1.98 \times 10^{-19}$ =5.68 78.2	$a=3.71 \times 10^{-6}$ $b=0.00340$ 77.3	$\bar{T}=1814.3$ 87.0
丹那断層 (表 3.4)	$\mu=1166.0$ =0.213 73.0	$m=7.040$ =0.210 73.0	$c=0.0206$ =24.0 72.8	$\lambda=4.07 \times 10^{-20}$ =6.26 72.1	$a=6.12 \times 10^{-6}$ $b=0.00531$ 72.1	$\bar{T}=1166.0$ 82.6
跡津川断 層 (表 3.5)	$\mu=2471.1$ =0.165 63.3	$m=7.799$ =0.164 63.3	$c=0.0151$ =37.4 63.3	$\lambda=1.55 \times 10^{-23}$ =6.66 63.6	$a=2.62 \times 10^{-6}$ $b=0.00257$ 63.9	$\bar{T}=2471.1$ 72.5
長野盆地 西縁断層 (表 3.6)	$\mu=1095.6$ =0.250 115.8	$m=6.968$ =0.247 115.8	$c=0.0150$ =16.4 116.0	$\lambda=4.18 \times 10^{-14}$ =4.34 116.7	$a=4.52 \times 10^{-5}$ $b=0.00355$ 117.8	$\bar{T}=1095.6$ 130.0

最尤法については、付録 A を参照。表中の上段および中段が最尤推定量，下段がそのときの AIC。太字は、各地震について最小の AIC を与えるモデル，斜字は最大の AIC を与えるモデルを示すが，AIC の小数 2 位以下の比較はせず，ほぼ同じ値の場合は複数のモデルについて太字で示している。

3.1.2 BPT 分布に用いるばらつきのパラメータ

以上の検討を踏まえ、BPT (Brownian Passage Time) 分布を用いるに当たって、陸域の活断層について、個々の断層固有の活動間隔のばらつき を利用した場合と、活断層共通のばらつきを利用した場合とでどのような差異が生じるかを検討する。

阿寺断層、丹那断層（北伊豆・名賀地区）、跡津川断層及び長野盆地西縁断層における地震について、トレンチ調査やボーリング調査から推定された地震の発生間隔のデータセット（表 3.3-3.6）を用いるが、それぞれの断層の平均活動間隔が異なるので、断層共通のばらつきとしては、平均活動間隔が 1 となるように規格化した地震の発生間隔のデータ（表 3.8）から求めた値 $\mu = 0.24$ を用いて検討する。

個々の断層固有のばらつきを仮定した場合と、上述の 4 つの陸域の活断層における規格化された地震発生間隔を一まとめにして、ばらつきを求めた場合について、AIC¹を比較すると、前者の場合²は AIC の和が 12.3、後者の場合³は 7.8 となり、後者のほうが 4.5 だけ小さい。これは有意な差であり、このことから、少なくとも上述の 4 断層においては、共通のばらつきを用いたほうがより現実的であると結論づけられる。したがって、陸域の活断層については、明らかに固有のばらつきで地震を発生させる断層であることがわかっている場合を除いて、活動（地震発生）間隔のばらつきとして、表 3.8 で求められた共通の値 $\mu = 0.24$ を暫定的に適用することが妥当である。

しかし、全ての陸域の活断層の活動間隔のばらつきについて、共通の値を適用できるかどうかについては今のところ定かではなく、今後も発表されるであろうデータを用いて検討を続けていくことが必要である。一般に、データが豊富にある場合にはそれを説明するモデルを作ることが望ましいが、データが少なく、しかもその精度が良くない場合は、パラメータを少なくする（ここでの場合は、活動間隔のばらつきとして他の複数の断層と共通の値を用いる）ことが望ましいと言える。この意味からも、精度の良い地震発生年が数多く知られている断層のデータを用いて、活動間隔のばらつきについて共通の値を求める努力を続けていくことが重要である。また、プレート間地震に適用するばらつきについても、断層に固有のばらつきを適用すること、プレート間地震に共通のばらつきを適用すること、陸域の活断層とプレート間地震の両方に共通のばらつきの値を適用することのうち、いずれが妥当か、今後のデータの蓄積を待って、検討する必要がある。その際、BPT 分布の特長を生かして、断層系の動力的な観点も考慮することが望ましい。

なお、付録 B の表 B.1～B.3 及び図 B.1～B.2 には、BPT 分布におけるばらつきを、この $\mu = 0.24$ (暫定値) とした時の今後 30 年、50 年、100 年の地震発生確率の一覧表及びグラフを掲げた。

¹ AIC[39, 40]は、Akaike Information Criterion (赤池情報量基準)の略で、 $AIC = -2 \times (\text{モデルの最大対数尤度}) + 2 \times (\text{モデルの自由パラメータ数})$ と定義され、その値が小さいほど、データを良く説明することを意味する。

² モデルの自由パラメータ数は、4 つの μ と 4 つの σ の 8 つ。但し、ここではデータを規格化したため、たまたま μ は 4 つとも同じ 1.0 となっている。

³ モデルの自由パラメータ数は、4 つの μ と 1 つの σ の 5 つ。但し、ここではデータを規格化したため、たまたま μ は 4 つとも同じ 1.0 となっている。

表 3.8 BPT 分布のばらつきのパラメータに陸域の活断層個々の値を用いた場合と活断層共通の値を用いた場合の比較

	発生間隔	最尤法によって求めた BPT 分布のパラメータと AIC (対数尤度)	
	規格化後	個々のばらつき	共通のばらつき
阿寺断層の地震	0.556	$\mu=1.000$	$\mu=1.000$
	1.238	$=0.293$	$=0.240$
	1.153	5.4	-
	1.092	(-0.7)	(-0.9)
	0.960		
丹那断層の地震	1.132	$\mu=1.000$	$\mu=1.000$
	1.252	$=0.213$	$=0.240$
	1.006	2.4	-
	0.676	(0.8)	(0.7)
	0.934		
跡津川断層の地震	0.927	$\mu=1.000$	$\mu=1.000$
	1.241	$=0.165$	$=0.240$
	1.040	0.8	-
	0.792	(1.6)	(1.2)
長野盆地西縁断層の地震	0.930	$\mu=1.000$	$\mu=1.000$
	1.443	$=0.250$	$=0.240$
	0.747	3.8	-
	1.139	(0.1)	(0.1)
	1.265		
	0.752		
	0.711		
1.014			
AIC の合計の比較		12.3	7.8

活断層個々のばらつきを用いた場合の AIC の合計が一致しないのは、小数 2 位以下を四捨五入しているため。

3.2 確率の誤差評価

ここでは、更新過程のパラメータの誤差とそれに伴う地震発生確率への誤差の伝播について、簡単な検討を行う[41]。本報告書で扱った更新過程モデルのパラメータは2つなので、それを一般的に θ_1, θ_2 とする。対数尤度 $\ln L(\theta_1, \theta_2)$ の Hessian (2階微分の行列) を

$$H = \begin{pmatrix} \frac{\partial^2 \ln L}{\partial \theta_1^2} & \frac{\partial^2 \ln L}{\partial \theta_1 \partial \theta_2} \\ \frac{\partial^2 \ln L}{\partial \theta_2 \partial \theta_1} & \frac{\partial^2 \ln L}{\partial \theta_2^2} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} H_{11} & H_{21} \\ H_{12} & H_{22} \end{pmatrix}$$

とすると、パラメータの共分散行列 $\text{Cov}(\theta_1, \theta_2)$ は近似的に、

$$\text{Cov}(\theta_1, \theta_2) = (-H)^{-1}$$

で与えられる。推定すべき確率が $P(T, T; \theta_1, \theta_2)$ で与えられるとすると、その分散は

$$\begin{aligned} \text{Var}(P) &= \begin{pmatrix} P/\theta_1 & P/\theta_2 \end{pmatrix} \text{Cov}(\theta_1, \theta_2) \begin{pmatrix} P/\theta_1 \\ P/\theta_2 \end{pmatrix} \\ &= (1/H_{22} - H_{11} H_{22}) \{ (P/\theta_1)^2 H_{22} - 2(P/\theta_1)(P/\theta_1) H_{12} + (P/\theta_2)^2 H_{11} \} \end{aligned}$$

となる。以下の図 3.1 に、表 3.1 の宮城県沖地震で BPT 分布による更新過程を適用した場合を例にとったときの、今後 30 年における地震発生確率の誤差範囲を真値(グラフの実線)から $\pm (\text{Var}(P))^{1/2}$ (グラフの点線) の範囲(グラフに影を施した部分)として示した。この図において、確率の数値は真値(グラフの実線)の重みが最も高く、そこから上下に離れるほど小さくなる。

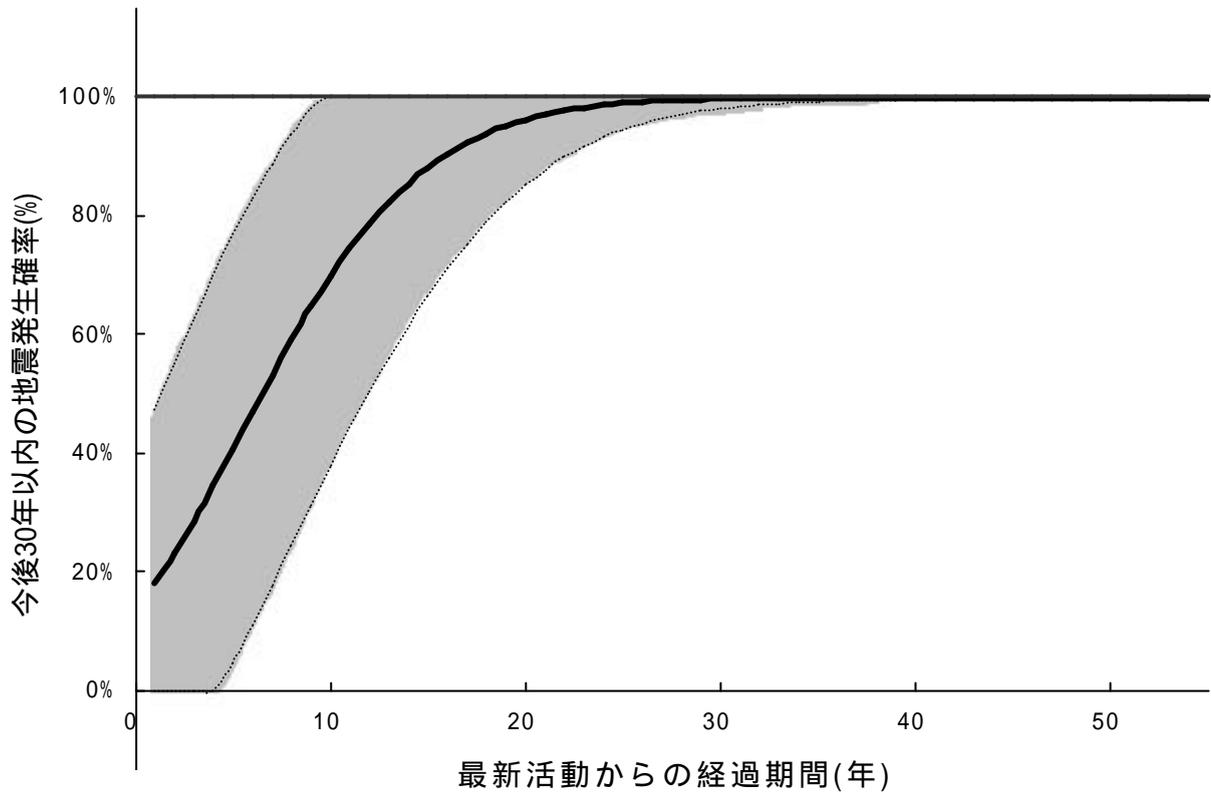


図3.1 BPT分布の確率誤差の例（宮城県沖地震（表3.2）， $\alpha=0.24$ の場合）

3.3 長期確率評価によって得られる確率の数値の理解に向けて

本報告書に示した確率の数値は、時間の経過により評価時点が変化することに応じて変化する。地震の平均発生間隔が短いものほどその変化の割合も大きい。このことに注意して、確率の値を取り扱う必要がある。また、次の事項に留意することが必要である。

1. 採用した統計モデルの課題

この報告書で当面採用していくことが妥当としたBPT分布については、「3.1.1統計モデルの比較」において述べたように、現在の知見の範囲で総合的にみて適当としたものである。しかし、他の統計モデルも優れた特徴がある。このようなことから、今後とも長期確率評価手法は適宜見直していくことが必要と考えている。従って、確率の数値の利用に当たっては、どのような仮定の下に計算がなされたかにも注意を払うことが望まれる。

2. データの精度

この報告書の付録C「適用例」で確率の計算に用いたデータは、地震調査委員会が評価し、その結果として公表したものをそのまま利用しており、現在の時点で最良と考えられるものである。しかし、今後、活断層調査の進展、並びに歴史地震の研究、考古学的な調査等の進展により、過去の地震活動に関する精度の高いデータが得られた場合に、そのデータに基づいて、再度評価を実施すると、より精度の高い確率の値が求められることもありうる。

3. 確率の信頼度

一般に、信頼度の低いデータに基づいて得られた確率は信頼度が低いと考えられる。このため、確率の計算に使用したデータの信頼度を示すことは、間接的に確率の数値の信頼度を示すことになる。このことに配慮して、地震調査委員会では、長期評価の結果には、データの信頼度を示す記号（ Δ 、 \square 、及び \circ ）を付けるように努めてきている。データの信頼度を示す記号を見ることで、確率の値の信頼度の程度を知ることがある程度可能となる。

4. 確率の上限

確率の数値は、長期確率評価で使用するモデルの性格上、最高に上がっても100%には達しない（表B.1-B.3、図B.1-B.2参照）。例えば30年確率の極大値は、図B.1に示したように、プレート境界に発生する大地震であっても、発生間隔が300年を超す場合には、50%前後までにしか達しない。また、陸域の断層では、発生間隔が2000年を超す場合には10%前後以下である。即ち、この評価手法が与える確率の数値は頭打ちになるということである。このため、確率の値が10%以下であっても一概に軽視することは適当ではない。地震防災対策の優先順位の検討などにおいてこれを利用する際には、その目的に応じて、例えば次のような様々な数値と比較して考えることが必要である。

- 我が国の平均的な大地震の発生確率、
- 主要な活断層帯全体の中における当該断層帯の発生確率の順位、
- 地震以外の原因による災害の発生確率。

5. 判断への利用

確率の数字を判断に利用する場合には、統計学の習慣では有意水準を5%あるいは1%に設定して、それ以下の確率しか持たない事象は起こらないとすることが多い。しかし、その有意水準の値に必然的な理由があるわけではないので、判断が誤った場合に重大な影響が生じる案件では、その重大さに応じて、有意水準をもっと小さな値に設定すべきである。

6. 注意喚起の指標の利用

「確率の上限」で述べたとおり、長期評価手法で得られる確率の数値は、その数値のみを一面的に捉えるのではなく、注意喚起するための各種の指標も利用していくことが有効である（文献[12]のp.50-p.51参照）。

参考文献

- [1] Working Group on California Earthquake Probabilities (1988): Probabilities of large earthquakes occurring in California on the San Andreas fault; *U.S.G.S. Open-File Report 88-398*, 62pp.
- [2] Working Group on California Earthquake Probabilities (1990): Probabilities of large earthquakes in the San Francisco bay region, California; *U.S. Geol. Surv. Circ. 1053*, 51pp.
- [3] Working Group on California Earthquake Probabilities (1995): Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024; *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 379-439.
- [4] Working Group on California Earthquake Probabilities (1999): Earthquake Probabilities in the San Francisco Bay Region:2000 to 2030 – A Summary of Findings: *U.S.G.S. Open-File Report 99-517*.
- [5] 成ヶ沢 憲太郎 (1972): 大地震の時間的空間的分布のシミュレーション; 北海道大学地球物理学研究報告 **28**, 31-46.
- [6] Rikitake, T. (1976): Recurrence of great earthquakes at subduction zones; *Tectonophysics* **35**, 335-362.
- [7] Suzuki, Y., and M. Matsuo (1995): A probabilistic estimation of the expected accelerations of earthquake motion by inland active faults and its application to earthquake engineering; ``*Applications of Statistics and Probability - Civil Engineering Reliability and Risk Analysis*'' M. Lemaire et al. eds.,(Balkema Press), 635-641.
- [8] 隈元崇 (1998): 活断層のトレンチ調査結果を用いて推定した日本の内陸地震の長期危険度評価; 地震第 2 輯, **50**, 別冊, 53-71.
- [9] Ellsworth, W.L., M.V. Matthews, R.M. Nadeau, S.P. Nishenko, P.A. Reasenberg, & R.W. Simpson (1998): A physically-based earthquake recurrence model for estimation of long-term earthquake probabilities, Proceedings of the Second Joint Meeting of the UJNR Panel on Earthquake Research, 135-149.
- [10] Matthews, M.V. (1999): A Stochastic Model for Recurrent Earthquakes, unpublished manuscript.
- [11] 島崎邦彦(2000): 長期評価部会による長期確率評価手法: 第 1 回地震調査研究と地震防災工学の連携ワークショップ予稿集, 7-12 .
- [12] 地震調査委員会長期評価部会(1999): 「(改訂試案) 長期的な地震発生確率の評価手法について」.

- [13] 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1997): 『日本の地震活動 - 被害地震から見た地域別の特徴 - 』, 391pp.
- [14] Seshadri, V.(1998):The Inverse Gaussian Distribution, Lecture Notes in Statistics, Springer, New York, 347pp.
- [15] Nishenko, S. P., and R. Buland (1987): A generic recurrence interval for earthquake forecasting; *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**, 1382-1399.
- [16] Utsu, T. (1984): Estimation of parameters for recurrence models of earthquakes; *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo* **59**, 53-66.
- [17] Hagiwara, Y. (1974): Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain; *Tectonophysics* **23**, 313-318.
- [18] Nishenko, S. P. (1985): Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of the South America; *J. Geophys. Res.* **90**, 3589-3615.
- [19] Mogi, K. (1962): Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena; *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo* **40**, 125-173.
- [20] 伏見正則(1987): 『理工学者が書いた数学の本 確率と確率過程』(講談社), 172pp.
- [21] Shimazaki, K., and T. Nakata (1980): Time-predictable recurrence model for large earthquakes; *Geophys. Res. Lett.* **7**, 279-282.
- [22] 島崎邦彦(1996): 時間予測モデルとは; *地震ジャーナル* **21**, 43-48.
- [23] Ogata, Y.(1999): Estimating the hazard of rupture using uncertain occurrence times of paleoearthquakes; *J. Geophys. Res.*, **104**, 17,995-18,014.
- [24] 奥村俊彦・石川裕・亀田弘行(1997): 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; 第2回 阪神・淡路大震災に関する学術講演会論文集, 49-56.
- [25] 島崎邦彦・林豊(2000):擾乱を含んだ時間予測モデル; 地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会予稿集, SI-004.
- [26] 都司嘉宣・上田和枝(1997): 明応(1498)南海地震の存在とその日付について; 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会講演予稿集, 169.
- [27] 文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001): 宮城県沖地震の長期評価; 地震調査委員会報告集 - 2000 年 1 月 ~ 2000 年 12 月 -, 印刷中.
- [28] Tsukuda, E. (1987): Migration of historical earthquakes, central Japan; *Proc. Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology, U.S.G.S. Open-File Report* **87-673**, 271-284.
- [29] 岡田篤正・松田時彦(1976): 岐阜県東部, 小野沢峠における阿寺断層の露頭と新期断層運動; *地理学評論* **49**, 632-639.
- [30] 平野信一・中田高(1981): 阿寺断層に沿う第四紀後期の断層変位から推定した地震活

動; 地理学評論 54, 231-246.

- [31] 遠田晋次・井上大栄・久保内明彦・高瀬信一・二階堂学(1995): 阿寺断層系の活動と 1586 年天正地震: 古郷地区, 青野原地区, 伝田原地区トレンチ掘削調査, 地震第 2 輯, 48, 401-421.
- [32] 丹那断層発掘調査研究グループ (1983): 丹那断層 (北伊豆・名賀地区) の発掘調査; 地震研究所彙報 58, 797-830.
- [33] 栗田泰夫(1999) 意見 22 及び小山真人(1999): 意見 39: 地震調査委員会長期評価部会(1999)「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」に対する意見募集の結果及び寄せられた意見に対する長期評価部会の考え方について」.
- [34] 宇佐美龍夫(1996): 「新編 日本被害地震総覧」[増補改訂版 416-1995]. 東京大学出版会, 516pp.
- [35] 平野信一(1984): 放射性炭素年代測定と地層の年代-丹那断層名賀地区トレンチ調査の場合-, 月刊地球, 6, 178-185.
- [36] 跡津川断層トレンチ発掘調査団 (1989): 岐阜県宮川村野首における跡津川断層のトレンチ発掘調査; 地学雑誌 98, 440-463.
- [37] 栗田泰夫・佃栄吉(1993): 最近 1 万年における跡津川断層の活動 (演旨); 日本地震学会講演予稿集 1993 2, 199.
- [38] 佃栄吉・栗田泰夫・奥村晃史(1990): 長野断層系から発生する善光寺型地震の再来間隔と断層変位量の推定 ポーリングおよびトレンチ発掘調査報告, 地震予知連絡会会報, 44, 408-414.
- [39] Akaike, H. (1974): A new look at the statistical model identification; *IEEE Trans. Automat. Contrl.* A C - 19, 667-674.
- [40] 坂元慶行, 石黒真木夫, 北川源四郎(1983): 『情報量統計学』(共立出版), 236pp.
- [41] 井元政二郎 (1999): 更新過程における予測確率の誤差, 地震第 2 輯, 52, 337-340.

(以下関連文献, アルファベット順)

- [a] 栗田泰夫・鈴木康弘(1996): 1995 年兵庫県南部地震を生起した野島断層系の活動履歴及び活動性調査; 地質調査所研究資料集 259 (平成 7 年度活断層研究調査概要報告書), 248.
- [b] 栗田泰夫・水野清秀・杉山雄一・井村隆介・下川浩一・奥村晃史・佃栄吉・木村克己(1996): 兵庫県南部地震に伴って淡路島北西岸に出現した地震断層; 地震第 2 輯 49, 113-124.
- [c] Davis, P. M., D. D. Jackson and Y. Y. Kagan (1989): The longer it has been since the last earthquake, the longer the expected time till the next?; *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 1438-1456.

- [d] Johnson, N.L. and S. Kotz(1970):Continuous Univariate Distributions-1 (JOHN WILEY & SONS) , 137-151.
- [e] Kumamoto, T. (1997): Changes in seismic hazard due to large earthquakes estimated from Coulomb failure function in Japan; *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan Univ.* **32** , 1-14.
- [f] 野澤竜二郎・杉村昌広・鈴木康弘(1998): 活断層の地震危険度評価と近傍地盤変形の検討 - 愛知県猿投山北断層を例として - ; 地盤工学会誌 (土と基礎) **46** -2, 27-29.
- [g] 寒川旭(1997): 『揺れる大地 日本列島の地震史』(同朋舎出版) , 42-44.
- [h] Savage, J. C. (1991): Criticism of some forecasts of the national earthquake prediction evaluation council; *Bull. Seism. Soc. Am.* **81** , 862-881.
- [i] Savage, J. C. (1992): The uncertainty in earthquake conditional probabilities; *Geophys. Res. Lett.* **19** , 709-712.
- [j] 沢村武雄(1953): 西南日本外側地震帯の活動と四国及びその付近の地質 , 地殻変動との関係; 高知大学学術研究報告 **2** No.15, 1-46.
- [k] 島崎邦彦・河瀬和重・青木元(1998): 長大活断層系における活動区間設定の一モデル; 日本地震学会 1998 年度秋季大会講演予稿集, C52.
- [l] 島崎邦彦・河瀬和重・佐竹健治・鈴木康弘・尾形良彦・井元政二郎・隈元崇(1998): 地震の繰り返し発生に関する統計モデルの検討; 日本地震学会 1998 年度秋季大会講演予稿集, P136.
- [m] 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1997): 糸魚川 - 静岡構造線活断層系の調査結果と評価について; 地震調査委員会報告集 - 1995年7月~1996年12月 - , 501-510.
- [n] Sornette, D. and L. Knopoff (1997): The paradox of the expected time until the next earthquake; *Bull. Seism. Soc. Am.* **87** , 789-798.

付録 A

最尤法について

A.1 基本的概念

任意に取り出した無作為標本がある確率密度関数に従うとしたとき，関数に内包される不定のパラメータの推定量を標本から見つけ出す方法として，以下に述べる最尤法 (method of maximum likelihood) がある。

x_1, x_2, \dots, x_n を密度関数 $f(x; \{\theta_j\}_{j=1}^m)$ をもつ分布からの独立標本とし，それらの同時密度関数を，

$$L(\{\theta_j\}_{j=1}^m; x_1, x_2, \dots, x_n) = \prod_{i=1}^n f(x_i; \{\theta_j\}_{j=1}^m)$$

とおく。これは $\{x_i\}_{i=1}^n, \{\theta_j\}_{j=1}^m$ の関数であるが，データ $\{x_i\}_{i=1}^n$ を固定し， $\{\theta_j\}_{j=1}^m$ の関数と考えたとき尤度関数 (likelihood function) という。更に， $L(\{\theta_j\}_{j=1}^m)$ の値を最大にする $\{\theta_j\}_{j=1}^m = \{\hat{\theta}_j\}_{j=1}^m$ が存在する時，

$$\hat{\theta}_j(x_1, x_2, \dots, x_n) \quad j=1, 2, \dots, m$$

を， $\hat{\theta}_j(x_1, x_2, \dots, x_n)$ の最尤推定量 (maximum likelihood estimator) という。

$$\ln L(\{\theta_j\}_{j=1}^m; x_1, x_2, \dots, x_n) = \sum_{i=1}^n \ln f(x_i; \{\theta_j\}_{j=1}^m)$$

であるから， $L(\{\theta_j\}_{j=1}^m)$ の値を最大にする $\{\theta_j\}_{j=1}^m$ を求める代わりに， $\ln L(\{\theta_j\}_{j=1}^m)$ の値を最大にする $\{\theta_j\}_{j=1}^m$ を求める方が計算が簡単になる場合が多い。すなわち，

$$\ln L / \theta_1 = 0, \quad \ln L / \theta_2 = 0, \dots, \quad \ln L / \theta_m = 0 \quad (\text{A.1})$$

を満たす $\{\theta_j\}_{j=1}^m$ をもって $\{\hat{\theta}_j\}_{j=1}^m$ とする。同様のことが，独立同分布でない一般のモデルに関する尤度関数でも定義される。

A.2 パラメータ決定

更新過程として扱う地震発生間隔の分布について，最尤法を用いてパラメータを決定するとき，一般の関数については，(A.1) の連立方程式は解析的には解けない。BPT (Brownian Passage Time) 分布と対数正規分布に関しては，(A.1) の連立方程式を解くとパラメータが次のように解析的に決定される。ただし，式中の $E[\cdot]$ は，括弧内の変数の相加平均を表す。

対数正規分布の最尤推定量

$$m = E[\ln T_i], \quad \sigma^2 = E[(\ln T_i - m)^2]$$

BPT 分布の最尤推定量

$$\mu = E[T_i], \quad \sigma^2 = \mu \cdot E[(1/T_i)] - 1$$

A.3 定常更新過程の厳密な対数尤度

A.1において、地震発生の時刻を標本とした。しかし、この扱いでは、調査された時代の最も古い時期から最初の地震発生時の間、及び最後の地震発生時から現在まで地震が起こっていないという情報は使われていない。この情報も尤度に取り込んで取り扱くと、特に既知の地震発生時刻が少ない場合は、かなりの差が出てくる可能性がある。

以下、簡単のために $\{t_j\}_{j=1}^n$ を単に t と表す。条件付き強度関数 $(t|H_t)$ から決まる点過程について、区間 $S \leq t \leq T$ 上のあらかじめ指定された配置 $t_1 < t_2 < \dots < t_n$ に n 個の点が生起するときの同時確率密度関数は、

$$f_{[S,T]}(t_1, t_2, \dots, t_n |) = \left\{ \prod_{i=1}^n (t_i | H_{t_i}) \right\} \exp \left(- \int_S^T (t | H_t) dt \right) \quad (A.2)$$

で与えられる。したがって対数尤度関数は、

$$\ln L_{[S,T]}(; t_1, t_2, \dots, t_n) = \sum_{i=1}^n \ln (t_i | H_{t_i}) - \int_S^T (t | H_t) dt \quad (A.3)$$

となる。

T を現在の時刻とし、 S を調査された最も古い時期とする。期間 $S \leq t \leq T$ で地震発生時期のデータ $(t_i; i=1, 2, \dots, n)$ が与えられているとする。時刻 S より前の最後の地震がいつ起きたか全く情報がないとき、更新過程の定常性を仮定すると、最初の発生点までの時刻における条件付き強度とそれ以降の条件付き強度は形が異なり、以下のようなになる。

$$\begin{aligned} (t | H_t) &= (t - S) / \int_t^{\infty} (t - S) d, & \text{for } t_{\text{last}} < S \\ (t | H_t) &= (-d (t - t_{\text{last}}) / dt) / (t - t_{\text{last}}), & \text{for } t_{\text{last}} \leq S \end{aligned} \quad (A.4)$$

これから厳密な対数尤度関数：

$$\ln L_{[S,T]}() = - \ln \mu + \sum_{i=1}^n \ln (t_i - S) + \sum_{i=2}^n f(t_i - t_{i-1}) + \ln (T - t_n) \quad (A.5)$$

が得られる。ただし μ は点区間の長さの期待値である。式(A.5)の第3項が付録A.1における(近似)対数尤度に対応しているのが分かる。地震発生のデータ数が十分ならば近似尤度でも有効であるが、データが少ないときには他の項が無視できなくなると考えられる。特に、 $T - t_n$ が平均発生間隔より大きい場合には、第4項が無視できないので、最後の二項による推定をして、比較する必要がある。なお、本報告書で用いる各モデルに関する式(A.5)の計算は表2.1の結果を用いる。

参考文献

Ogata, Y. (1978): The asymptotic behavior of maximum likelihood estimators for stationary point processes; *Ann. Inst. Statist. Math.* **30**, 243-261.

付録 B

BPT 分布の地震発生確率一覧図表

以下の表 B.1~B.3 および図 B.1~B.2 は、式 (2.22) で表される BPT (Brownian Passage Time) 分布について、最新の地震からの経過年数 T 、地震発生間隔の (相加) 平均値 μ のとき、時刻 T から T 年後までに次の地震が起こる確率 :

$$P(T, T) = \frac{\int_T^{T+T} f(t) dt}{\int_T^T f(t) dt} \quad (B.1)$$

を、 T が 30 年, 50 年, 100 年の場合について % 単位で示したものである。ただし、ここでは、地震発生間隔のばらつきのパラメータ σ について、陸域の活断層の共通の値 $\sigma = 0.24$ (暫定値) を用いた計算結果を表に示している。このため、プレート間地震について地震発生確率を求める場合や、陸域の活断層について断層固有のばらつきのパラメータを用いる場合、共通の値が今後の研究の進展により変更された場合には、これらの表を利用することはできない。

表の使用例として、「地震が平均千年間隔で発生し、前回の地震から千二百年経過している」内陸の活断層の場合を考えてみると、地震発生間隔のばらつきについて陸域の活断層の共通の値 $\sigma = 0.24$ を用いたときの「今後 30 年以内に地震が発生する確率」は、表 B.1 を参照する。平均活動間隔 μ として “1,000” の列を選択し、最新活動からの経過時間 $T = 1,200$ 年を平均活動間隔 $\mu = 1,000$ 年で割った値 (経過時間率という) として “1.2” の行を選択することで、選択した行と列の交点を見ることで、14% と求められる。

図の使用例として、「地震が平均三千年間隔で発生し、前回の地震から三千年経過している」内陸の活断層で、地震発生間隔のばらつきについて陸域の活断層の共通パラメータの暫定値 $\sigma = 0.24$ を用いた場合を考えてみる。平均活動間隔が 1,000 年から 10,000 年までは 1,000 年間隔でグラフが描かれているので、平均活動間隔が 1,000 年と書かれた曲線から右下に数え進めて三本目の曲線が、平均活動間隔 3,000 年の場合について、最新の地震からの経過時間と地震発生確率の関係を示したものである。横軸 (最新の地震からの経過時間) も縦軸 (地震発生確率) も対数目盛りであることに注意して、平均活動間隔 3,000 年の曲線が最近活動からの経過時間 T が 3,000 年の縦線と交わる点の地震発生確率を読み取り、およそ 12% と読み取れる。

表B.1 今後30年以内の地震発生確率一覧表（BPT分布、 $\mu=0.24$ の場合、単位%）

		μ 平均活動間隔（年）															
%		1000	1200	1500	2000	2500	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10000	15000	20000	30000
（最新活動からの経過時間） T/ μ （平均活動間隔）	0.4	0.02	0.01	0.008	0.005	0.004	0.003	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
	0.5	0.26	0.20	0.15	0.11	0.08	0.07	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.009	0.006
	0.6	1.3	1.1	0.82	0.60	0.47	0.38	0.28	0.22	0.19	0.16	0.14	0.12	0.11	0.07	0.05	0.04
	0.7	3.4	2.8	2.2	1.6	1.3	1.0	0.78	0.62	0.52	0.44	0.39	0.34	0.31	0.20	0.15	0.10
	0.8	5.9	4.9	3.9	2.9	2.3	1.9	1.4	1.1	0.96	0.82	0.71	0.64	0.57	0.38	0.29	0.19
	0.9	8.5	7.1	5.7	4.2	3.4	2.8	2.1	1.7	1.4	1.2	1.1	0.94	0.85	0.56	0.42	0.28
	1.0	11	9.0	7.2	5.4	4.4	3.6	2.7	2.2	1.8	1.6	1.4	1.2	1.1	0.73	0.55	0.37
	1.1	13	11	8.6	6.5	5.2	4.3	3.3	2.6	2.2	1.9	1.6	1.5	1.3	0.88	0.66	0.44
	1.2	14	12	9.7	7.3	5.9	4.9	3.7	3.0	2.5	2.1	1.9	1.7	1.5	1.0	0.75	0.50
	1.3	16	13	11	8.0	6.5	5.4	4.1	3.3	2.7	2.4	2.1	1.8	1.7	1.1	0.83	0.55
	1.4	17	14	11	8.6	7.0	5.8	4.4	3.5	3.0	2.5	2.2	2.0	1.8	1.2	0.89	0.60
	1.5	17	15	12	9.1	7.3	6.2	4.7	3.7	3.1	2.7	2.4	2.1	1.9	1.3	0.95	0.63
	1.6	18	15	12	9.5	7.7	6.4	4.9	3.9	3.3	2.8	2.5	2.2	2.0	1.3	0.99	0.66
	1.7	19	16	13	9.9	8.0	6.7	5.0	4.1	3.4	2.9	2.6	2.3	2.0	1.4	1.0	0.69
	1.8	19	16	13	10	8.2	6.9	5.2	4.2	3.5	3.0	2.6	2.3	2.1	1.4	1.1	0.71
	1.9	20	17	14	10	8.4	7.0	5.3	4.3	3.6	3.1	2.7	2.4	2.2	1.4	1.1	0.73
	2.0	20	17	14	11	8.6	7.2	5.4	4.4	3.7	3.1	2.8	2.5	2.2	1.5	1.1	0.74
	2.5	21	18	15	11	9.1	7.7	5.8	4.7	3.9	3.4	3.0	2.6	2.4	1.6	1.2	0.80
	3.0	22	19	15	12	9.4	7.9	6.0	4.8	4.0	3.5	3.1	2.7	2.4	1.6	1.2	0.82

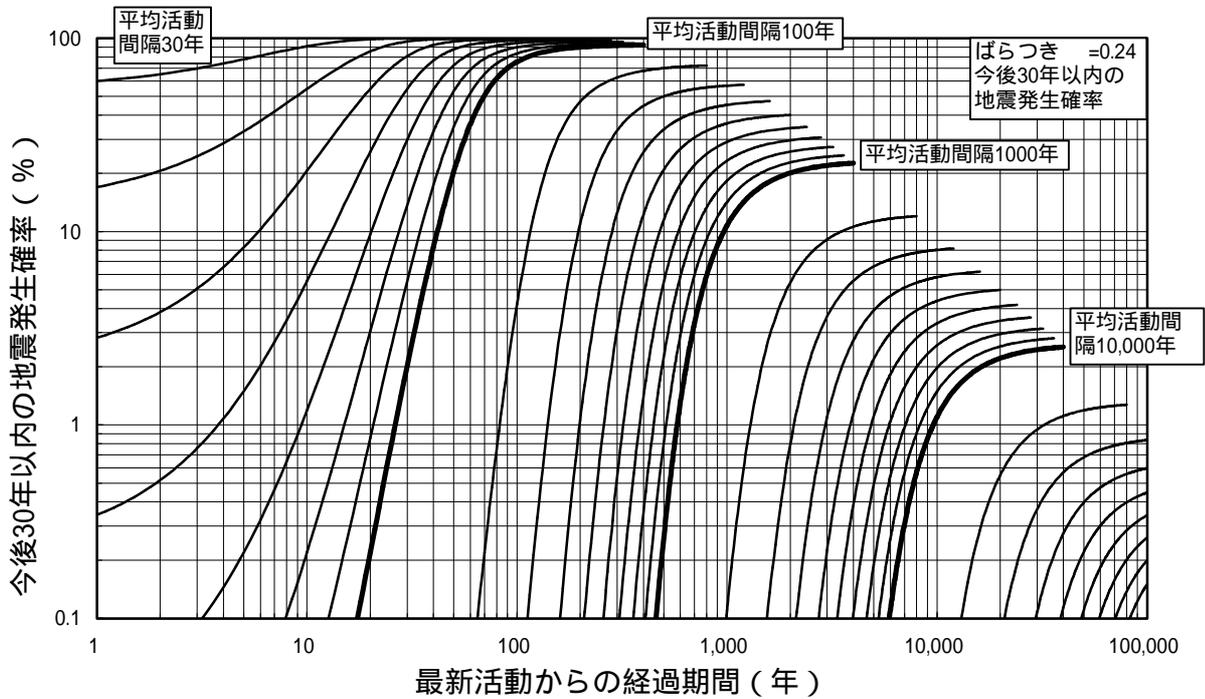
表の縦軸は、断層の最新活動からの経過時間（年）を平均活動間隔（年）で割ったもの。

表B.2 今後50年以内の地震発生確率一覧表（BPT分布、 $\mu=0.24$ の場合、単位%）

		μ 平均活動間隔（年）															
%		1000	1200	1500	2000	2500	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10000	15000	20000	30000
（最新活動からの経過時間） T/ μ （平均活動間隔）	0.4	0.04	0.03	0.02	0.01	0.008	0.006	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	<0.001	<0.001	<0.001
	0.5	0.54	0.41	0.30	0.20	0.15	0.12	0.09	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
	0.6	2.4	1.9	1.5	1.1	0.82	0.67	0.49	0.38	0.32	0.27	0.23	0.21	0.19	0.12	0.09	0.06
	0.7	5.9	4.8	3.8	2.8	2.2	1.8	1.3	1.0	0.87	0.74	0.65	0.57	0.52	0.34	0.26	0.17
	0.8	10	8.3	6.6	4.9	3.9	3.2	2.4	1.9	1.6	1.4	1.2	1.1	0.96	0.64	0.48	0.32
	0.9	14	12	9.4	7.1	5.7	4.7	3.5	2.8	2.4	2.0	1.8	1.6	1.4	0.94	0.71	0.47
	1.0	18	15	12	9.0	7.2	6.0	4.5	3.6	3.0	2.6	2.3	2.0	1.8	1.2	0.92	0.61
	1.1	20	17	14	11	8.6	7.2	5.4	4.3	3.6	3.1	2.7	2.4	2.2	1.5	1.1	0.73
	1.2	23	19	16	12	9.7	8.1	6.1	4.9	4.1	3.5	3.1	2.8	2.5	1.7	1.3	0.84
	1.3	25	21	17	13	11	8.9	6.7	5.4	4.5	3.9	3.4	3.0	2.7	1.8	1.4	0.92
	1.4	26	22	18	14	11	9.5	7.2	5.8	4.9	4.2	3.7	3.3	3.0	2.0	1.5	0.99
	1.5	27	23	19	15	12	10	7.6	6.2	5.2	4.4	3.9	3.5	3.1	2.1	1.6	1.1
	1.6	29	24	20	15	12	11	8.0	6.4	5.4	4.6	4.1	3.6	3.3	2.2	1.6	1.1
	1.7	29	25	21	16	13	11	8.3	6.7	5.6	4.8	4.2	3.8	3.4	2.3	1.7	1.1
	1.8	30	26	21	16	13	11	8.5	6.9	5.8	5.0	4.4	3.9	3.5	2.3	1.8	1.2
	1.9	31	26	22	17	14	11	8.7	7.0	5.9	5.1	4.5	4.0	3.6	2.4	1.8	1.2
	2.0	31	27	22	17	14	12	8.9	7.2	6.0	5.2	4.6	4.1	3.7	2.5	1.8	1.2
	2.5	33	28	23	18	15	12	9.5	7.7	6.4	5.5	4.9	4.3	3.9	2.6	2.0	1.3
	3.0	34	29	24	19	15	13	9.8	7.9	6.7	5.7	5.0	4.5	4.0	2.7	2.0	1.4

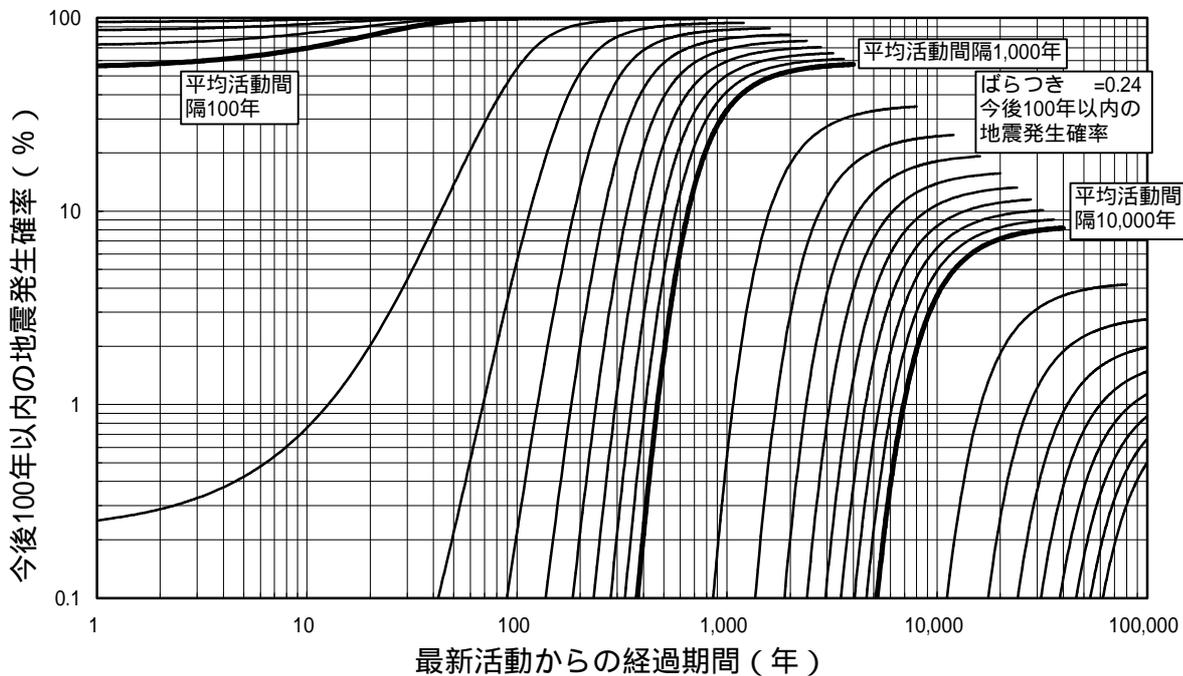
表B.3 今後100年以内の地震発生確率一覧表（BPT分布、 $\mu=0.24$ の場合、単位%）

		μ 平均活動間隔（年）															
%		1000	1200	1500	2000	2500	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10000	15000	20000	30000
（最新活動からの経過時間） T/ μ （平均活動間隔）	0.4	0.21	0.13	0.07	0.04	0.03	0.02	0.01	0.008	0.006	0.005	0.004	0.004	0.003	0.002	0.001	<0.001
	0.5	1.8	1.3	0.86	0.54	0.39	0.30	0.20	0.15	0.12	0.10	0.09	0.08	0.07	0.04	0.03	0.02
	0.6	6.4	4.9	3.6	2.4	1.8	1.5	1.1	0.82	0.67	0.56	0.49	0.43	0.38	0.25	0.19	0.12
	0.7	13	11	8.3	5.9	4.6	3.8	2.8	2.2	1.8	1.5	1.3	1.2	1.0	0.69	0.52	0.34
	0.8	21	17	14	10	8.0	6.6	4.9	3.9	3.2	2.8	2.4	2.1	1.9	1.3	0.96	0.64
	0.9	28	23	19	14	11	9.4	7.1	5.7	4.7	4.0	3.5	3.1	2.8	1.9	1.4	0.94
	1.0	33	28	23	18	14	12	9.0	7.2	6.0	5.2	4.5	4.0	3.6	2.4	1.8	1.2
	1.1	38	32	27	20	17	14	11	8.6	7.2	6.2	5.4	4.8	4.3	2.9	2.2	1.5
	1.2	41	35	29	23	19	16	12	9.7	8.1	7.0	6.1	5.5	4.9	3.3	2.5	1.7
	1.3	44	38	32	25	20	17	13	11	8.9	7.7	6.7	6.0	5.4	3.6	2.7	1.8
	1.4	46	40	33	26	22	18	14	11	9.5	8.2	7.2	6.5	5.8	3.9	3.0	2.0
	1.5	48	42	35	27	23	19	15	12	10	8.7	7.6	6.8	6.2	4.1	3.1	2.1
	1.6	49	43	36	29	24	20	15	12	11	9.1	8.0	7.1	6.4	4.3	3.3	2.2
	1.7	50	44	37	29	24	21	16	13	11	9.4	8.3	7.4	6.7	4.5	3.4	2.3
	1.8	51	45	38	30	25	21	16	13	11	9.7	8.5	7.6	6.9	4.6	3.5	2.3
	1.9	52	46	39	31	25	22	17	14	11	9.9	8.7	7.8	7.0	4.8	3.6	2.4
	2.0	53	47	39	31	26	22	17	14	12	10	8.9	8.0	7.2	4.9	3.7	2.5
	2.5	55	49	41	33	27	23	18	15	12	11	9.5	8.5	7.7	5.2	3.9	2.6
	3.0	56	50	42	34	28	24	19	15	13	11	9.8	8.8	7.9	5.4	4.0	2.7



図B.1 今後30年以内の地震発生確率のグラフ（BPT分布， $\sigma=0.24$ の場合）

図中のグラフは，平均活動間隔30年と100年の間は10年間隔で，100年と1,000年の間は100年間隔で描いてある。1,000年以上についても同様。グラフは，平均活動間隔の4倍で打ち切っているが，これ以上経過しても地震発生確率はほとんど変化せず，決まった値に収束する。



図B.2 今後100年以内の地震発生確率のグラフ（BPT分布， $\sigma=0.24$ の場合）

図中のグラフは，平均活動間隔30年と100年の間は10年間隔で，100年と1,000年の間は100年間隔で描いてある。1,000年以上についても同様。グラフは，平均活動間隔の4倍で打ち切っているが，これ以上経過しても地震発生確率はほとんど変化せず，決まった値に収束する。

付録 C

適用例

C.1 プレート間地震

地震調査委員会から長期評価の結果が公表されている宮城県沖地震[文献 C1]を例にとる。BPT (Brownian Passage Time)分布の更新過程を用い、最尤法によりパラメータの最尤値を求めた後、2001 年の年初時点における今後 10 年、20 年、30 年以内の地震発生確率を求めた。用いた地震発生間隔のデータセット、計算で求められたパラメータの最尤値、将来の地震発生確率は表 C.1 のとおりである。

なお、宮城県沖地震の地震発生間隔(表 3.2)に対して更新過程を適用する場合、5 つの確率モデルのうち最尤法により最小の AIC を与えるモデルは二重指数分布である(表 3.7)。そこで、仮に、更新過程の確率モデルに二重指数分布を用いて、2001 年の年初時点における今後 10 年、20 年、30 年以内の地震発生確率を算出すると、それぞれ 14%、88%、ほぼ 100% となり、BPT 分布における結果との違いは大きくても約 10%である。

表 C.1 宮城県沖地震の今後 10,20,30 年以内の地震発生確率

断層 (データセット)	適用モデル		地震発生確率			
	手法 (確率分布)	分布のパラメータ	評価時点	10 年 以内	20 年 以内	30 年 以内
宮城県沖 (表 3.1)	更新過程 (BPT 分布)	平均活動間隔 $\mu=37.1$ 年 間隔のばらつき $\sigma=0.177$	2001 年初	26%	81%	98%

C.2 陸域の活断層で発生する地震

地震調査委員会から評価結果が公表されている糸魚川 - 静岡構造線活断層系 (以下「糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (牛伏寺断層を含む区間)」という。)[C2]、神縄・国府津 - 松田断層帯[C3]、富士川河口断層帯[C4]、鈴鹿東縁断層帯[C5]における地震を例にとり、2001 年の年初時点における今後 30 年、50 年、100 年以内の地震発生確率を求めた。鈴鹿東縁断層帯以外については、BPT (Brownian Passage Time)分布の更新過程を適用し、活動間隔のばらつきについて陸域の活断層共通の値 $\sigma=0.24$ を用いた。鈴鹿東縁断層帯については、最新の地震活動時期が十分特定できないことから、図 1.1 の長期確率評価の流れに従って、指数分布 (ポアソン過程)を適用した。計算に用いた、活断層の平均活動間隔及び最新活動の時期のデータは表 C.2 計算で求められた将来の地震発生確率は表 C.3 のとおりである。

表 C.2 陸域の活断層から発生する地震の確率算出に用いたデータ

断層帯名	平均活動間隔	最新活動時期	ばらつきの値
糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (牛伏寺断層を含む区間)	1,000 年	1,200 年前	(3.1.2)の陸域の活断層共通の値 =0.24
神縄・国府津 - 松田断層帯	3,000 年	3,000 年前	同上
富士川河口断層帯	1,500 年～1,900 年	2,100 年前～1,000 年前	同上
鈴鹿東縁断層帯	6,000 年以上	十分特定できない。	なし

表 C.3 陸域の活断層から発生する地震の今後 30, 50, 100 年以内の地震発生確率

断層帯名	適用モデル	地震発生確率			
	手法(確率分布)	評価時点	30 年以内	50 年以内	100 年以内
糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (牛伏寺断層を含む区間)	更新過程(BPT 分布)	2001 年初	14%	23%	41%
神縄・国府津 - 松田断層帯	更新過程(BPT 分布)	2001 年初	3.6%	6.0%	12%
富士川河口断層帯	更新過程(BPT 分布)	2001 年初	0.20～11%	0.37～18%	0.94～33%
鈴鹿東縁断層帯 (下の注参照)	ポアソン過程(指数分布)	(評価時点に依存しない)	0.50%以下	0.83%以下	1.7%以下

(注：今後地震調査委員会は、「全国を概観した地震動予測地図」[C6]を作成することとしている。この作成には最新活動時期が十分特定できない断層帯についても、何らかの確率の値が必要となる。表 C.3 には、そのような事例についても掲載してある。即ち、適用モデルが他と異なる鈴鹿東縁断層帯についても掲載した。この断層帯については、今後最新活動時期がある程度の信頼度を持って特定できた場合、上に示した値より大きいものにも変わる可能性もある。)

参考文献

- [C1]文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001): 宮城県沖地震の長期評価; 地震調査委員会報告集 - 2000 年 1 月～12 月 -, 印刷中.
- [C2]総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997): 糸魚川 - 静岡構造線活断層系の調査結果と評価について; 地震調査委員会報告集 - 1995 年 7 月～1996 年 12 月 -, 501-510.
- [C3]総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会(1998): 神縄・国府津 - 松田断層帯の調査結果と評価について; 地震調査委員会報告集 - 1997 年 1 月～12 月 -, 353-372.
- [C4]総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会(1999): 富士川河口断層帯の調査結果と評価について; 地震調査委員会報告集 - 1998 年 1 月～12 月 -, 537-568.
- [C5]文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001): 鈴鹿東縁断層帯の評価; 地震調査委員会報告集 - 2000 年 1 月～12 月 -, 印刷中.
- [C6]地震調査研究推進本部(1999):地震調査研究の推進について 地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策 .