

2. 地震動予測地図作成の意義

2.1 地震動予測地図作成の概要

2.1.1 背景

平成7年1月17日に発生した兵庫県南部地震は、6,400名を超える犠牲者を出し、我が国の地震防災対策に関して多くの課題を残した。特に地震に関する調査研究に関しては、その研究成果が国民や防災機関に十分伝達される体制になっていないとの指摘がなされた。この地震の教訓を踏まえ、全国にわたる総合的な地震防災対策を推進するため、議員立法により、平成7年7月に地震防災対策特別措置法が制定された。同法に基づき、行政施策に直結すべき地震に関する調査研究の責任体制を明確にし、これを政府として一元的に推進するため、政府の特別の機関として、地震調査研究推進本部が総理府に設置（現在：文部科学省に設置）された。地震調査研究推進本部には、政策委員会と地震調査委員会が設置され、(1)総合的かつ基本的な施策の立案、(2)関係行政機関の予算等の調整、(3)総合的な調査観測計画の策定、(4)関係行政機関、大学等の調査結果等の収集、整理、分析及び総合的な評価、及び(5)それらの評価に基づく広報がその役割とされた。

地震調査研究推進本部は、平成11年4月に、今後10年間程度にわたる地震調査研究の基本方針、活動の指針として、「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」（以下では総合基本施策と呼ぶ）を策定した。総合基本施策では、地震防災対策の強化、特に地震による被害の軽減に資する地震調査研究の推進を基本的な目標に掲げ、当面推進すべき地震調査研究として以下の4つを主要な課題とし、このために必要な調査観測や研究を推進するとした。その4つの課題とは、①活断層調査、地震の発生可能性の長期評価、強震動予測等を統合した地震動予測地図の作成、②リアルタイムによる地震情報の伝達の推進、③大規模地震対策特別措置法に基づく地震防災対策強化地域及びその周辺における観測等の充実、及び④地震予知のための観測研究の推進である。

特に、地震動予測地図の作成は、推進すべき主要課題の筆頭に掲げられ、これに基づき地震調査研究推進本部地震調査委員会では、平成16年度末を目途として、「全国を概観した地震動予測地図」の作成が開始された。独立行政法人防災科学技術研究所では、「全国を概観した地震動予測地図」の作成に資するため、平成13年4月より、特定プロジェクト研究「地震動予測地図作成手法の研究」を立ち上げ、地震動予測地図の作成に資する技術的な検討及び地図の作成作業を行ってきた（図2.1.1）。本プロジェクト研究においては、地震動予測地図作成に必要な技術的問題に関しての研究開発、及び、地震調査委員会及び関連する部会・分科会の指導の下に、実際の地震動予測地図作成に関する作業を実施している。

地震動予測地図作成プロジェクトの位置づけ

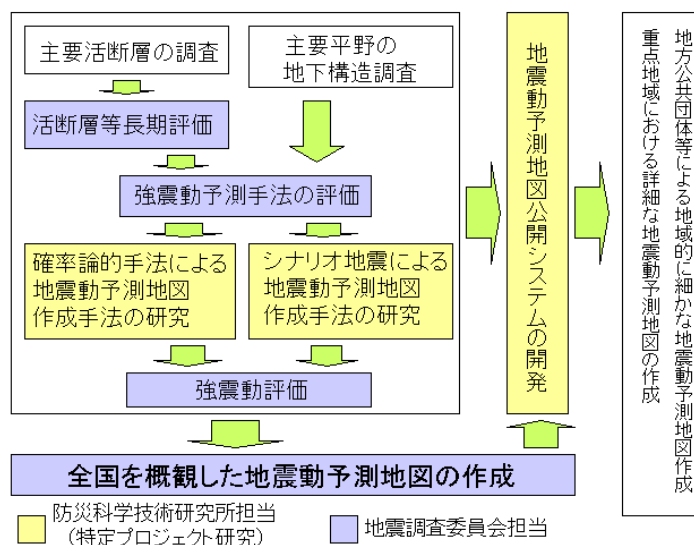


図 2.1.1 地震動予測地図作成プロジェクトの役割分担

2.1.2 地震動予測地図とは

「全国を概観した地震動予測地図」は、地震発生の長期的な確率評価と、地震が発生した時に生じる強震動の評価を組み合わせた「確率論的地震動予測地図」と、特定の地震に対して、ある想定されたシナリオに対する詳細な強震動評価に基づく「震源断層を特定した地震動予測地図」の2種類の性質の異なる地図から構成されている。

2.1.3 確率論的地震動予測地図

地震の発生及びそれに伴う地震動の評価（地震ハザード評価）は、現状では数多くの不確定要素を含んでいる。現状の地震学・地震工学のレベルでは、将来発生する可能性のある地震について、地震発生の日時、場所、規模、発生する地震動等について、決定論的に1つの答えを準備することは困難である。こうした不確定性を定量的に評価するための技術的枠組みとして有力と考えられているのが、確率論的手法である。地震調査委員会が進めている地震動予測地図の作成においては、地震発生の不確定性及び強震動評価の不確定性を確率論的手法を用いて評価する試みがなされている。

確率論的地震動予測地図を作成するために、以下に述べる手法に従った地震ハザード評価が採用されている。地震ハザード評価とは、ある地点において将来発生する「地震動の強さ」、「対象とする期間」、「対象とする確率」の3つの関係性を評価するものである。確率論的地震動予測地図作成における地震ハザード評価の大まかな手順は、以下に示す通りである。

表 2.1.1 地震活動のモデル化

地震の分類 (地震調査委員会による)	震源位置	地震規模	地震発生の 確率モデル
98 主要断層帯で発生する固有地震	震源を特定	固有地震	BPT 分布又は ポアソン過程
海溝型の大地震	震源を特定	固有地震	BPT 分布又は ポアソン過程
98 主要断層帯以外の活断層で発生する 地震 (グループ 1 の地震)	震源を特定	固有地震	ポアソン過程
98 主要断層帯に発生する固有地震以外 の地震 (グループ 2 の地震)	(グループ 5 の地震としてモデル化)		
海溝型プレート境界で発生する大地震 以外の地震 (グループ 3 の地震)	ランダムに分布	G-R 式	ポアソン過程
プレート内で発生する地震 (グループ 4 の地震)	ランダムに分布	G-R 式	ポアソン過程
内陸の地殻内で発生する地震のうち震 源を予め特定しにくい地震 (グループ 5 の地震)	ランダムに分布	G-R 式	ポアソン過程
その他の地震	ランダムに分布	G-R 式	ポアソン過程

- ① 地震調査委員会による地震の分類に従い (表 2.1.1)、対象地点周辺の地震活動をモデル化する。
- ② モデル化したそれぞれの地震について、地震規模の確率、対象地点からの距離の確率、地震の発生確率を評価する。
- ③ 地震の規模と距離が与えられた場合の地震動強さを推定する確率モデルを設定する。モデル化された各地震について、対象期間内にその地震により生じる地震動の強さが、ある値を超える確率を評価する。強震動評価手法としては、簡便法と呼ばれる手法を採用している。具体的には、対象地点から断層面までの最短距離を用いた距離減衰式に基づき、工学的基盤における最大速度を求め、これに表層地盤の速度増幅率を乗じることでより地表における最大速度を求め、最大速度と計測震度との関係式を用いて地表の震度を評価する。
- ④ 以上の操作をモデル化した地震の数だけ繰り返し、それらの結果を足し合わせることで、全ての地震を考慮した場合に、対象期間内に生じる地震動の強さが、ある値を少なくとも 1 度を超える確率を計算する。

このようにして、地点毎に地震ハザード評価を実施し、地震動の強さ・期間・確率のうち 2 つを固定して残る 1 つの値を求めた上で、それらの値の分布を示したものが「確率論的地震動予測地図」である。

具体的なハザード曲線の計算は、以下の手順に従って行う。着目地点において、その周辺で発生する地震 (あるいは地震群) によって t 年間に少なくとも 1 回地震動の強さが y を超える確率 $P(Y > y; t)$ を、一般にハザード曲線と呼ぶ。ハザード曲線は、地点の周辺で

発生するいずれの地震（群）によっても y 以下である確率を 1 から引くことにより、次式で評価される。

$$P(Y > y; t) = 1 - \prod_k \{1 - P_k(Y > y; t)\} \quad (2.1.1)$$

ここに、 $P_k(Y > y; t)$ は k 番目の地震（群）によって t 年間に少なくとも 1 回地震動の強さが y を超える確率であり、以下の(1)および(2)のように算定される。なお、以下の記述では、地震の規模と距離に関して離散的な表現としている。

(1) 震源を予め特定できる地震

これらの地震の発生確率は、過去の地震活動についてある程度の情報が得られている一部の地震については更新過程*あるいは時間予測モデルといった非定常な地震活動を表すモデルに基づき算定され、残りのものについては定常ポアソン過程を仮定して評価される。この場合、 k 番目の地震によって、地震動の強さが t 年間に少なくとも 1 回 y を超える確率 $P_k(Y > y; t)$ は、以下のようにして算定することができる。

a) 非定常な地震活動モデルに基づき地震発生確率が算定される場合

期間 t の間に複数回の地震発生を考慮する場合、それぞれの地震時の地震動の強さが互いに独立であると仮定すると、地震動の強さが t 年間に少なくとも 1 回 y を超える確率 $P_k(Y > y; t)$ は、

$$P_k(Y > y; t) = 1 - \sum_{l=0}^{\infty} \{P(E_k^{[l]}; t) [1 - P(Y > y | E_k)]^l\} \quad (2.1.2)$$

で表される。ただし、 $P(E_k^{[l]}; t)$ は期間 t の間に l 回地震が発生する確率、 $P(Y > y | E_k)$ は地震 k が 1 度発生した条件下で地震動の強さが y を超える条件付確率であり、

$$P(Y > y | E_k) = \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \quad (2.1.3)$$

となる。ここに、 $P_k(m_i)$ は k 番目の地震における規模の確率関数、 $P_k(r_j | m_i)$ は規模が m_i の条件下での距離の確率関数、 $P(Y > y | m_i, r_j)$ は地震の規模が m_i 、距離が r_j の時に地震動の強さが y 以上となる条件付確率である。距離減衰式を用いて地震動の強さを評価する場合には、 $P(Y > y | m_i, r_j)$ は距離減衰式の中央値 $\bar{Y}(m_i, r_j)$ とそのばらつき（中央値を 1 とする対数正規変量 U で表されることが多い）を用いて、

$$P(Y > y | m_i, r_j) = 1 - F_U \left(\frac{y}{\bar{Y}(m_i, r_j)} \right) \quad (2.1.4)$$

* 互いに重ならない時間区間における変動が互いに独立に同一の確率分布に従うようなものをいう。更新過程のうち、指数分布に従うものをポアソン過程という。

となる。ただし、 $F_U(\mathbf{u})$ は U の累積分布関数である。

なお、期間 t に複数回の地震が発生する確率が無視できる場合には、式(2.1.2)は簡略化されて次式で表される。

$$\begin{aligned} P_k(Y > y; t) &= P(E_k; t)P(Y > y | E_k) \\ &= P(E_k; t) \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \end{aligned} \quad (2.1.5)$$

ただし、 $P(E_k; t)$ は k 番目の地震が t 年間に発生する確率であり、更新過程あるいは時間予測モデルに基づき、BPT 分布**を用いて評価される。

b) 地震の発生が定常ポアソン過程でモデル化される場合

地震の発生を定常ポアソン過程とした場合には、地震動の強さが t 年間に y を超える確率 $P_k(Y > y; t)$ は、

$$P_k(Y > y; t) = 1 - \exp\{-\nu_k(Y > y) \cdot t\} \quad (2.1.6)$$

となる。ただし、 $\nu_k(Y > y)$ は k 番目の地震によって地震動の強さが y を超える年あたりの頻度であり、

$$\begin{aligned} \nu_k(Y > y) &= \nu(E_k)P(Y > y | E_k) \\ &= \nu(E_k) \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \end{aligned} \quad (2.1.7)$$

となる。ここに、 $\nu(E_k)$ は k 番目の地震の年あたりの発生頻度、他は a)と同様である。

(2) 震源断層を予め特定しにくい地震

上記(1)と異なり、対象とする地震を複数の規模と距離の組み合わせから成る群として取り扱う必要がある。これらの地震は、地域区分する方法と地域区分しない方法とを併用して評価するが、地域区分する方法の場合には地震活動域ごと、地域区分しない方法ではメッシュごとに、それぞれ地震活動が一様としている。地震の規模の確率分布は上限値を有する Gutenberg-Richter の関係式から、また、距離の確率分布は地点と地震活動域あるいはメッシュとの幾何学的な位置関係からそれぞれ算定する。地震の発生時系列は、定常ポアソン過程でモデル化する。

** BPT は Brownian Passage Time の略。1次元のブラウン運動において、ある状態に注目したとき、その状態に初めて達するまでにかかる時間を T としたときに、 T が従う確率分布をいう。ここでは、ある地域で起こる一定の大きさ以上の地震の発生間隔に BPT 分布を仮定している。BPT 分布は、逆ガウス分布やワルド分布とも呼ばれている。

以上から、グループ n の地震によって、地震動の強さが t 年間に y を超える確率 $P_n(Y > y; t)$ は、次式によって算定することができる。

$$P_n(Y > y; t) = 1 - \exp(-v_n(Y > y) \cdot t) \quad (2.1.8)$$

ただし、 $v_n(Y > y)$ はグループ n の地震によって地震動の強さが y を超える年あたりの頻度であり、

$$\begin{aligned} v_n(Y > y) &= \sum_k v(E_k) P(Y > y | E_k) \\ &= \sum_k v(E_k) \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \end{aligned} \quad (2.1.9)$$

となる。ここに、 $v(E_k)$ はグループ n の地震を構成する k 番目の地震活動域またはメッシュにおける最小マグニチュード (=5.0) 以上の地震の年あたりの発生頻度、 $P(Y > y | E_k)$ はグループ n の地震を構成する k 番目の地震活動域またはメッシュで地震が 1 つ発生した場合に地点での地震動の強さが y を超える条件付確率、 $P_k(m_i)$ は k 番目の地震活動域またはメッシュにおける規模の確率関数、 $P_k(r_j | m_i)$ は規模が m_i の条件下での距離の確率関数、 $P(Y > y | m_i, r_j)$ は地震の規模が m_i 、距離が r_j の時に地震動の強さが y を超える条件付確率である。

なお、震源断層を予め特定しにくい地震では、上述のように、地震の規模の確率分布を、Gutenberg-Richter 式に従うモデル (いわゆる b 値モデル) でモデル化している。厳密には、領域ごとに最大マグニチュードを設定しているため、上限値を有する b 値モデル (truncated b 値モデル) となっている。マグニチュードの上限値 (と下限値) を有する b 値モデルでは、

$$N(m_l \leq M \leq m_u) = N(M \geq m_l) - N(M \geq m_u) \quad (2.1.10)$$

$$N(m_l \leq M \leq m) = N(M \geq m_l) - N(M \geq m) \quad (2.1.11)$$

と、Gutenberg-Richter 式

$$N(M \geq m) = 10^{a-bm} \quad (2.1.12)$$

より、マグニチュード M の分布関数は、

$$\begin{aligned} F_M(m) &= P(M \leq m) \\ &= \frac{N(M \geq m_l) - N(M \geq m)}{N(M \geq m_l) - N(M \geq m_u)} \\ &= \frac{1 - 10^{-b(m-m_l)}}{1 - 10^{-b(m_u-m_l)}} \\ &= \frac{1 - \exp(-b \ln 10(m - m_l))}{1 - \exp(-b \ln 10(m_u - m_l))} \end{aligned} \quad (2.1.13)$$

2.1 地震動予測地図作成の概要

となる。ここで、 m_l と m_u は最小と最大のマグニチュードであるが、一般にはマグニチュードの刻み Δm は 0.1 とすることが多く、この場合には、(0.1 刻みで表示された) 最小マグニチュードが 5.0 の場合、 m_l には $5.0 - \Delta m / 2 = 4.95$ が、同様に m_u には 0.1 刻みの最大マグニチュード $+ \Delta m / 2$ が用いられる。上記の式(2.1.13)を用いて、マグニチュード M が m_i となる確率は、 $m_i - \Delta m / 2 = m_1 \leq m_i < m_2 = m_i + \Delta m / 2$ として、

$$P(m_i) = P(m_1 \leq m_i \leq m_2) = F_M(m_2) - F_M(m_1) \quad (2.1.14)$$

となる。最大値を設定しない b 値モデルでは、規模別の累積発生頻度が片対数軸上で直線となるが、上限値が設定されている場合には、規模別の累積発生頻度は直線にはならないことに注意が必要である。

現在作成中の全国を概観した確率論的地震動予測地図では、日本全国を約 1km メッシュに分割し、工学的基盤 (S 波速度 400m/s) での最大速度、地表での最大速度、及び最大速度から変換した計測震度の計算を行っている。確率論的地震動予測地図作成のためには、将来発生する可能性のある全ての地震について、その発生確率及び地震が発生したときの強震動評価を、不確定性を考慮して行う必要がある。そのため、後述するシナリオ地震に対する強震動評価で用いる詳細な計算手法は、計算作業が膨大なものとなり、事実上採用することが不可能である。確率論的地震動予測地図の作成では、簡便な強震動評価手法として、経験的距離減衰式¹⁾が用いられている。図 2.1.2 に地震調査委員会より公表された北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図の試作例²⁾を示す。なお、作成手法の詳細な説明については防災科学技術研究所研究資料³⁾を参照頂きたい。

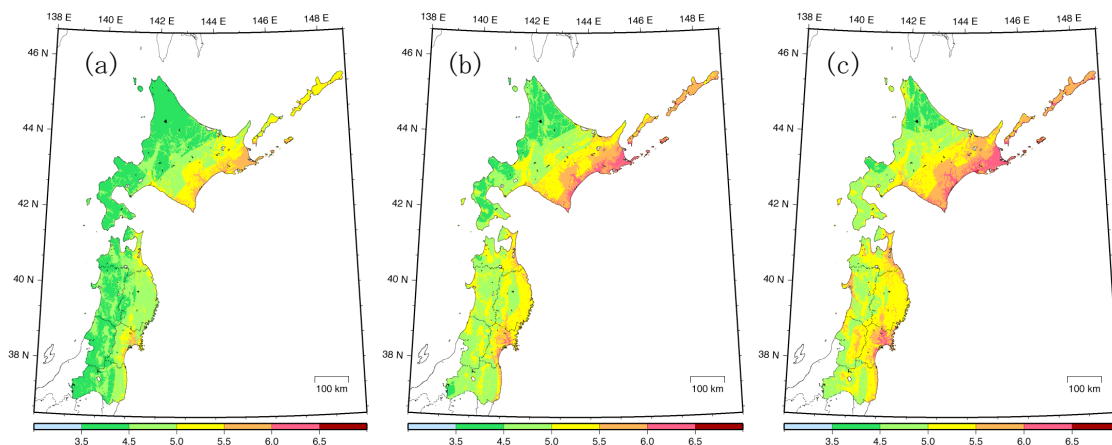


図 2.1.2 北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図の試作例
(50 年超過確率 (a) 39%、(b) 10%、(c) 5%の地表における震度)

2.1.4 シナリオ地震に対する強震動評価

地震調査研究推進本部地震調査委員会において進められている地震動予測地図の作成においては、地震発生の長期評価により発生確率が高いと評価された地震の一部については、確率論的な地震ハザード評価に加えて、あるシナリオを想定し、詳細な強震動評価手法を用いたシナリオ地震による地震動予測地図を作成している。これまでに評価した地震は、図2.1.3 に示すように、糸魚川－静岡構造線断層帯の地震、宮城県沖地震、森本・富樫断層帯の地震、布田川・日奈久断層帯の地震、三浦半島断層群の地震、山形盆地断層帯の地震、三陸沖北部の地震、砺波平野断層帯の地震、琵琶湖西岸断層帯の地震があり、さらに、現在評価中の地震として、石狩低地東縁断層帯の地震、高山・大原断層帯の地震、山崎断層帯の地震、中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の地震、日向灘の地震についての強震動評価が実施されている。なお、詳細な強震動評価を行っていない残りの主要98活断層帯の地震等の震源断層が特定されている地震については、経験的な距離減衰式を用いた簡便な手法による個別の地震についての強震動評価の実施が検討されている。

これに加えて、2003年9月26日に発生した十勝沖地震については、海溝型地震に対する強震動評価手法の検証作業が進行中である。

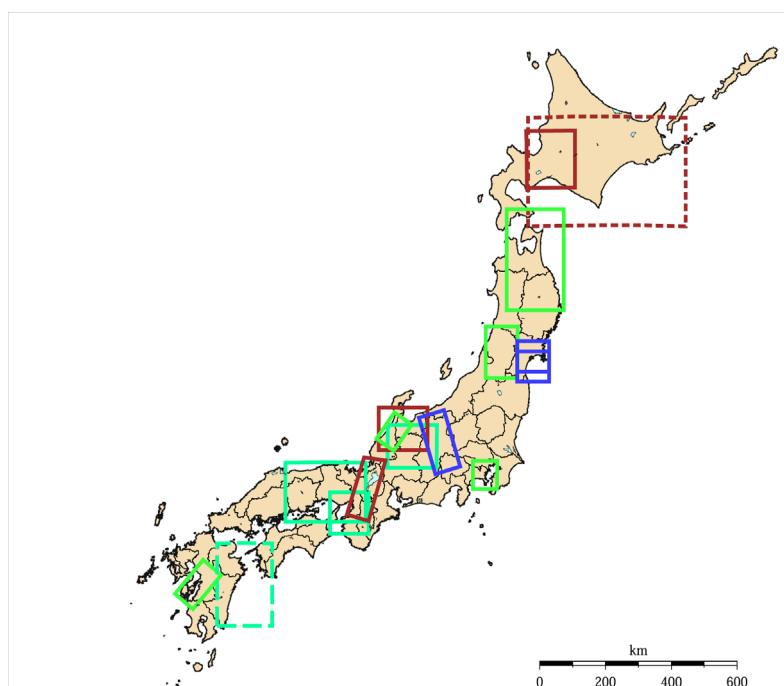


図 2.1.3 シナリオ地震に対する詳細な強震動評価・検証を実施及び実施予定の地域

2.1 地震動予測地図作成の概要

詳細な強震動評価手法で計算されたシナリオ地震による地震動予測地図では、約1kmメッシュの分解能で、詳細法による計算のために設定した工学的基盤での時刻歴波形及び最大速度値、地表面での最大速度値及び最大速度値から求めた計測震度の分布を計算している(図2.1.4)。詳細な強震動評価としては、ハイブリッド法と呼ばれる地震波形の合成法が用いられている。ハイブリッド法は、複数の要素技術の組み合わせからなる複雑な波形合成法であるが、この手法をできるだけ標準化し、誰が計算を実施しても同じ結果が得られることを目標とした手法の検討が行われている。

以下では、地震動予測地図の作成において用いられているハイブリッド法について、地震調査委員会による「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」⁴⁾及び「海溝型地震の強震動評価のレシピ」⁵⁾に基づき、その要素技術毎に技術的詳細をまとめる。

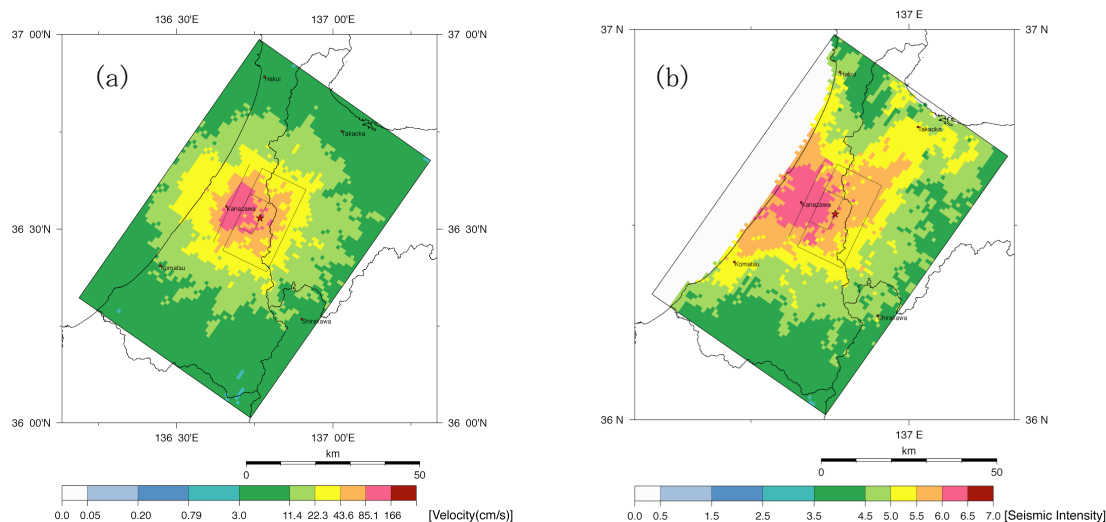


図 2.1.4 (a) 工学的基盤 (S波速度700m/s) での最大速度分布図、(b) 地表面での計測震度分布図 (森本・富樫断層帯の地震)

(1) 震源パラメータの設定 (特性化震源モデル)

シナリオ地震による地震動予測地図の作成においては、ある特定のシナリオを選定する必要がある。現在行われている選定の基準では、評価すべき断層帯の地震について、長期評価の結果を基本として、将来最も起こる可能性が高いと考えられるシナリオを選定することを目指しており、与えられた断層規模に対しては、これまでの経験から得られている平均的な地震動を発生させるパラメータを与えることが基本となっている。従って、現在のシナリオ地震に対する強震動評価結果は、もっとも起こりうる可能性が高い地震に対する平均的な地震動評価となっている。しかしながら、通常、平均的なケースが1つに絞れない場合が多く、その場合には、複数のシナリオを想定することとしている。

強震動評価を実施するために必要な特性化震源モデルに対する震源パラメータの設定は、

大きく 3 つの部分に分けられる (図 2.1.5)。具体的には、断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊様式を示すその他の震源特性の設定である。

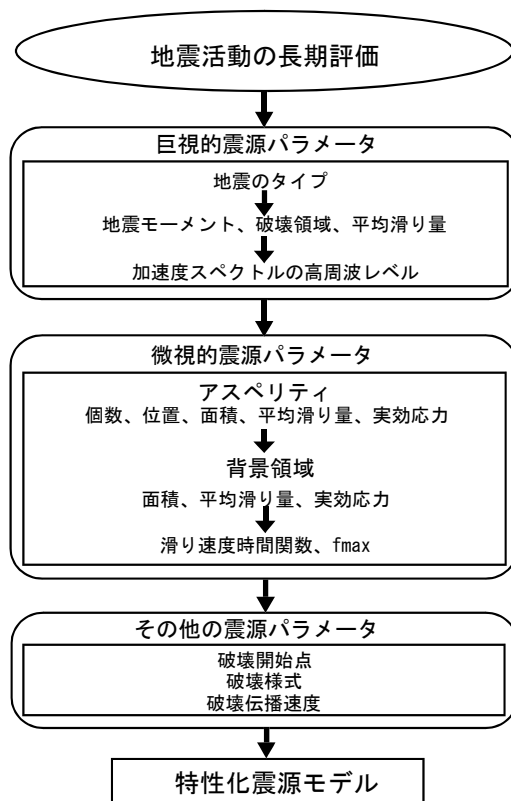


図 2.1.5 震源パラメータの設定

a) 巨視的震源特性

巨視的震源特性とは、断層の幾何学的位置、大きさ、深さ、地震の規模、断層の平均滑り量などである。

このうち断層の幾何学的位置、大きさ、深さについては、地震調査委員会による長期評価の結果に基づいてパラメータの設定を行う。地震の規模 (地震モーメント M_0 (dyn · cm)) は、活断層で発生する地震に対しては、長期評価から見積もられた断層面積 S (km^2) に対して、次式を用いて設定する^{6), 7), 8)}。

$$S = \begin{cases} 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{2/3}, & M_0 \leq 4.7 \cdot 10^{25} \\ 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{1/2}, & 4.7 \cdot 10^{25} < M_0 \leq 1.0 \cdot 10^{28} \end{cases} \quad (2.1.15)$$

ただし、海溝型の地震については、過去の地震のデータ等を用いて、それぞれの地震の特性に応じた設定を行う。

b) 微視的震源特性

震源断層の微視的パラメータとは、アスペリティの位置・個数及び面積、アスペリティ及び背景領域の平均滑り量・実効応力、 f_{max} 、滑り速度時間関数などがある。アスペリティの位置に関しては、トレンチ調査等で大きな変位量が観測された地点の付近に置くことを基本とする。また、アスペリティの個数は、1セグメントあたり1個または2個とする。

アスペリティの面積 S_a は、地震モーメントと加速度震源スペクトルの短周期レベル A ($\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2$)の経験的關係をもとに、次式を用いて求める。

$$\begin{aligned} S_a &= \pi r^2 \\ r &= \frac{7\pi}{4} \cdot \frac{M_0}{A \cdot R} \cdot \beta^2 \\ A &= 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \end{aligned} \quad (2.1.16)$$

ここで、 R は断層面積と面積が等しい円形クラックの半径、 β は震源域のS波速度。

アスペリティと背景領域でのそれぞれの平均滑り量 D_a 及び D_b の比は、2対1とする。

アスペリティでの平均応力降下量は、次式を用いて求める。

$$\Delta\sigma_a = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{r^2 R} \quad (2.1.17)$$

アスペリティでの実効応力 σ_a は、この平均応力降下量 $\Delta\sigma_a$ と等しいと仮定する。また、背景領域での実効応力は、次式で与えられる。

$$\sigma_b = \frac{(D_b/W_b)}{(D_a/W_a)} \cdot \sigma_a \quad (2.1.18)$$

ここで、 W_a および W_b は、アスペリティ及び背景領域の幅を示す。

f_{max} については、地域性を考慮して地震毎に設定する。しかし、パラメータ推定のためのデータの蓄積は未だ十分ではない。

滑り時間関数としては、動力的震源モデルに関する考察より得られた近似式⁹⁾を用いる。

c) その他の震源特性

その他の震源特性としては、破壊開始点、破壊形態、破壊伝播速度がある。

破壊開始点については、活断層の分岐形態が利用できる場合それにより推定し、アスペリティの外側に置く。内陸活断層の場合、特に情報が無い場合、アスペリティの下部に置く。破壊の開始点とアスペリティの位置関係は、強震動分布に大きく影響するので、モデル設定の根拠が十分でない場合、複数のケースを想定する。破壊形態は、破壊開始点から一定速度で、同心円状に破壊が伝播するとする。破壊伝播速度は、 $V_r = 0.72\beta$ とする¹⁰⁾。

(2) 地下構造のモデル化

地下構造のモデル化では、上部マントルから地震基盤（S波速度3km/s相当層）までの地殻構造、地震基盤から工学的基盤（S波速度300m/s～700m/s相当層）までの深部地盤構造、工学的基盤から地表までの浅部地盤構造に分けてモデル化を行う（図2.1.6）。

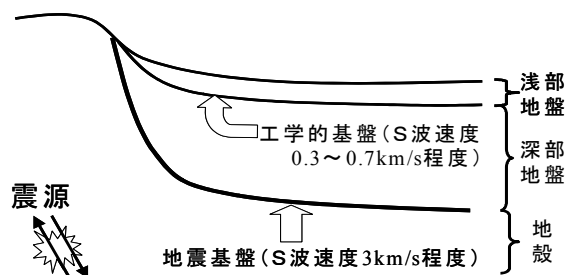


図 2.1.6 地下構造モデルの概念図

a) 地殻構造

地震学的手法により求められた地震波速度構造、地震波減衰構造を用いてモデルを作成する。内陸の活断層の地震では、深さ方向にモホ面を含む領域まで、また海溝型の地震では、プレートの構造をモデリングする必要がある。

b) 深部地盤構造

深部地盤構造は、地震動の比較的長周期部分の特性に大きな影響を与える地下構造であり、決定論的に扱える周波数領域での地震動の計算において重要な要因となる。図2.1.7に地下構造モデル作成の流れ図を示す。深部地盤構造モデリングのためのデータとしては、深層ボーリング、反射法・屈折法弾性波探査、微動探査、重力探査等がある。ただし、これらのデータは地域により一様ではないため、地域ごとに、データの蓄積の状況に応じたモデル作成の考え方が必要となる。強震動評価のための地下構造モデリングにおいては、弾性波の速度構造が最も重要なパラメータとなる。従って、これらの値を直接的に求めることのできるデータが多く得られるほどモデル化の精度は高まると考えられる。十分なデータが利用できる場合、複数の深部ボーリングデータにより速度構造を各点毎に正確に把握し、広域的な形状は屈折法データ、山地境界部等の詳細な構造は、反射法探査データから推定し、それらの隙間を微動アレイ探査や重力探査、地質情報等を用いて補完することにより三次元構造モデルを作成する。実際の地震動観測記録とその構造モデルを用いた計算結果を比較することにより、作成した構造モデルの検証を行うことが望まれる。

しかし、実際には上述した手法により3次元構造モデルを作成するに足る情報が十分に得られていない場合が多い。このような場合、面的な情報として利用可能なものは、重力探査データ及び地質構造情報であり、これらを用いて間接的に速度構造を推定しなければ

2.1 地震動予測地図作成の概要

ならない。重力探査データは、密度構造を反映したものであり、重力探査データのみから速度構造を求めると不確実性が大きくなる。このため、これを補完するために地質構造情報を用いたモデリングを行うことも有効である。

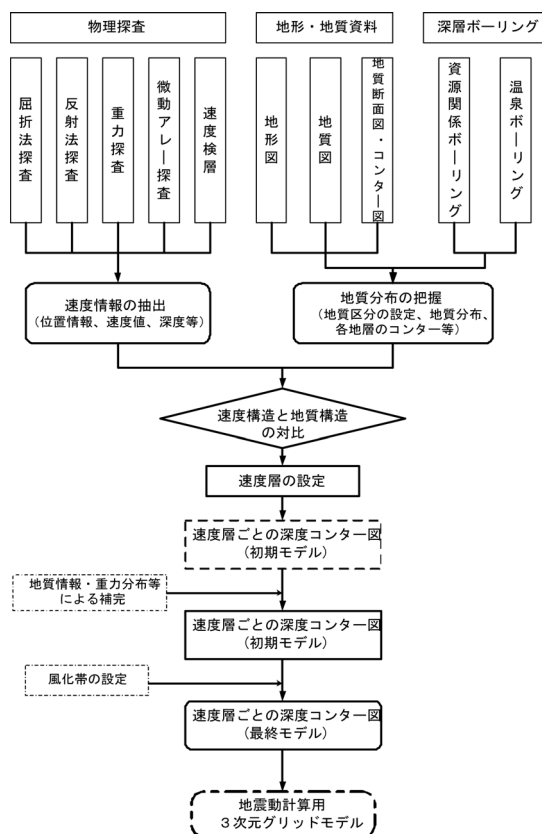


図 2.1.7 地下構造モデルの作成

c) 浅部地盤構造

浅部地盤構造のモデル化では、表層地質データやボーリングデータを用いて地盤構造モデルを作成することが基本となる。ただし、浅部地盤構造は局所的な変化が大きく、面的に精度良く広域を覆う浅部地盤モデルを作成するためには、膨大なデータ収集が必要となる。そのため、現在作成中の「全国を概観した地震動予測地図」においては、表層地盤の増幅特性の評価に関しては、広域での面的な評価に対応可能な、簡便な表層地盤増幅率の評価法として、国土数値情報を利用した手法¹¹⁾を用いている。具体的には、全国を網羅した3次メッシュ(約1kmメッシュ)の国土数値情報のうち、地形区分データ及び標高データ等に基づいて、微地形区分データを作成し、それぞれの微地形区分に対して標高や主要河川からの距離を考慮した経験式を用いて、表層30mの平均S波速度を計算し、次に、表層30mの平均S波速度と工学的基盤から表層への地震動の最大速度の増幅率との経験的な関係式を用いて、それぞれのメッシュ毎の浅部地盤による最大速度の増幅率を得る。

一方、浅部地盤に対する情報が十分に収集可能な場合は、より詳細なモデル化の手法と

して、多数のボーリングデータ及び地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これをメッシュ毎に当てはめる方法等があり、より詳細な強震動評価に向けての検討課題となっている。

(3) 波形合成法 (ハイブリッド法)

地震動の特性は、低周波数帯域では弾性波動論に基づいた決定論的な物理モデルによる理論的考察によりある程度定量的に説明可能であることが、過去に起きた地震動の記録を解析することにより明らかにされてきている。一方で、高周波数帯域では、震源のモデル化及び地下構造のモデル化の双方において、物理モデルに基づく理論的な予測に必要とされるパラメータ決定のための情報量が不足し、不確実性が急速に大きくなるため、事実上決定論的な予測が困難となり、統計的手法の導入が必要となる。詳細な手法による強震動評価では、周波数帯域が0.1Hz～10Hz程度の地震動を評価することを目指しており、この周波数帯域には、上述した低周波数帯域及び高周波数帯域の両方、そしてそれらの中間の遷移周波数帯域が含まれている。

このように物理的性質の違う2つ周波数帯域を含んだ広周波数帯域に対して強震動の評価を行うためには、それぞれの周波数帯域の特徴を活かした計算手法を用いることが最も効率的である。ハイブリッド法は、このような背景の中で提案された手法である。ハイブリッド法では、決定論的な取り扱いが有効な低周波数帯域に対しては、有限差分法^{12), 13)}や有限要素法¹⁴⁾により弾性波動論に基づいた理論的なモデルに対して波形計算を行い、統計的な取り扱いが必要な高周波数帯域に対しては、統計的グリーン関数法¹⁵⁾と呼ばれる半経験的な手法を用いて波形合成を行う。最後に遷移周波数領域においてそれぞれに対してマッチングフィルター処理を施して重ね合わせることにより、全周波数帯域での計算を行う (図2.1.8)。

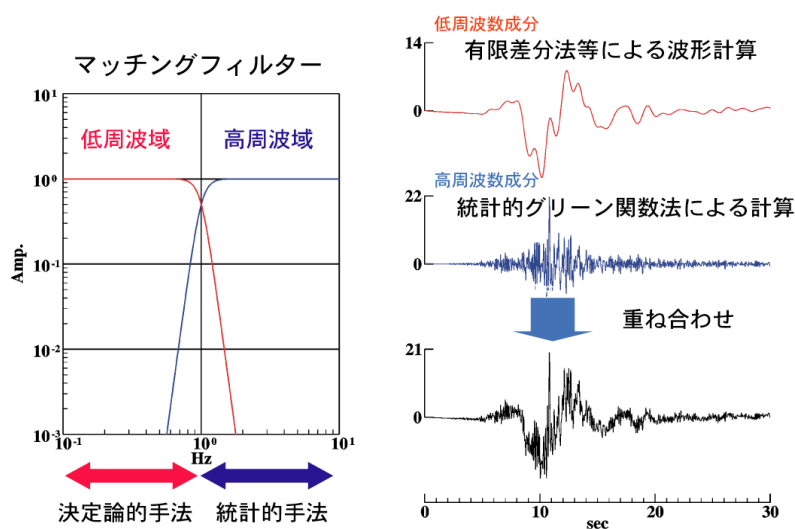


図 2.1.8 ハイブリッド法の概念図

a) 低周波数帯域での計算法

低周波数帯域での波形合成は、特性化震源モデルと地殻構造及び深部地盤構造モデルを組み合わせた物理モデルに対して、地震波動伝播を記述する弾性波動方程式を、有限差分法^{12),13)}や有限要素法¹⁴⁾などの数値計算手法を用いて解くことにより行う。近年の計算機性能のめざましい進歩と計算手法そのものの高度化により、現在では、現実に近いモデルに対する計算が実施可能となりつつある。具体的には、例えば、森本・富樫断層帯の地震に対する強震動評価では、90km*60km*40kmの領域を地震基盤より上部を100mメッシュでモデル化した計算を、有限差分法を用いて行っているが、この場合の計算時間は、防災科学技術研究所の計算機（origin3800）で64cpuを用いた並列計算を行った場合、6000タイムステップの計算で4時間半程度を要した。計算量の見積りの目安として、同一の領域に対して計算メッシュサイズが半分になると、計算時間は16倍、計算に必要なメモリー容量は8倍となるため、計算機環境及び作業工程を踏まえたモデル作成が必要となる。

b) 高周波数帯域での計算法

高周波数帯域の計算で用いられる統計的グリーン関数法¹⁵⁾は、経験的グリーン関数法^{16),17)}をもとに作り出された手法である。経験的グリーン関数法では、大地震による強震動を評価するために、大地震が発生する領域内で発生した中小規模の地震記録をグリーン関数として用い、大地震の波形を合成する手法であり、伝播経路や表層地盤の不均質構造の影響を強く受ける短周期地震動の評価に有効な手法と考えられている。しかし、現実には、強震動の評価を行う場合、評価すべき大地震に対して評価する領域内で適切な中小地震の記録が得られているとは限らない。このような場合にでも適用できる手法として提案された統計的グリーン関数法では、グリーン関数として中小地震の記録の代わりに、統計的に評価された関数をグリーン関数として用いることにより、データが十分得られていない場合でも評価可能となっている。ただし、統計的グリーン関数法は、グリーン関数が統計的に処理され平均化され、本来グリーン関数が持っている位相情報が失われているため、対象地域及び震源固有の特性を十分には反映しきれないという限界をもつ。特に断層の極近傍での波形合成に関しては、その精度向上が今後の重要な技術的課題である。

c) 2つの手法の重ね合わせ

ハイブリッド法による低周波数帯域と高周波数帯域の接続は、現状では1Hz程度の周波数を設定して、マッチングフィルターを用いて行っている。接続周波数の設定は、本来は、地震波動場の特性を考慮して、決定論的なモデリングが可能な周波数帯域と、統計的なモデリングが可能な周波数帯域の遷移周波数帯域内に設定すべきであるが、現状では、以下の3つの理由により、接続周波数が物理的な遷移周波数帯域よりも低周波側に設定される場合が多い。

- ① 計算機性能・計算技術の限界
- ② 震源のモデル化の限界
- ③ 地下構造のモデル化の限界

ここで、①の計算機性能・計算技術の限界については、今後数年程度で大幅な改善が期待でき、近い将来に上記問題点はある程度解決できる可能性がある。

一方、②及び③については、①と比較して解決が圧倒的に困難であると考えられる。これらの問題の解決のためには、地震観測網により得られる記録の蓄積や地下構造調査によるデータ収集、データベース化が不可欠であり、これらは長期間にわたる計画的な研究インフラの整備なくしては実現が困難である。長期的展望に立った問題解決のための戦略が必要であろう。

2.1.5 2種類の予測地図の融合

地震動予測地図は、「確率論的地震動予測地図」と「シナリオ地震による地震動予測地図（震源断層を特定した地震動予測地図）」の2種類の性質の違う地図を組み合わせたものとして公表される予定となっており、2つの地図の関連を明確にすること、あるいは「シナリオ地震による地震動予測地図」を「確率論的地震動予測地図」に取り込むことを「融合」と呼んでいる。地震動予測地図の融合については、2つの考え方が示され、議論が行われてきた。

- ① 2種類の地図は独立に作成されるが、それぞれの位置づけを解説し、相互に関連づける。2種類の地図を関連づけるための方法論として、例えば、確率論的想定地震¹⁸⁾の概念を用いる。
- ② 「シナリオ地震による地震動予測地図」において用いられる詳細法による地震動評価を用いて、確率論的地震ハザード評価を行う。

考え方①で示されている2種類の地図の関連づけとは、ある対象地点において想定しうる全地震を考慮した地震ハザード評価において、個々のシナリオ地震がどのような位置づけにあるかを明確にすることである。確率論的想定地震とは、対象とする確率レベルに対応するような強さの地震動を起こしうる可能性が高い地震をシナリオ地震として選定するための方法論である。詳細な方法で評価されたシナリオ地震による地震動が、確率論的地震動予測地図においてどの程度の確率レベルに対応するかを示すことにより、両者の関係を明確にすることが可能となる。平成16年度末に公表する「全国を概観した地震動予測地図」においては、考え方①に沿って、「確率論的地震動予測地図」と「シナリオ地震による地震動予測地図」の位置づけを解説し、両者を関連づける方向で検討がなされている。考え方②で述べられている詳細法による地震動評価は、現状では、計算作業量及び計算に必要な情報量の不足のために地震動予測地図作成のための確率論的地震ハザード評価にお

いては用いられていない。しかし、よりきめ細かな強震動評価を行うためには、将来的には、詳細法による地震ハザード評価を確率論的地震ハザード評価に取り込むことが必要と考えられる。考え得るすべてのシナリオ地震に対して発生確率を割り振り、それらに対する強震動評価計算をハイブリッド法に代表される詳細法で行うことが理想的な状況としては考えられる。さらに、計算されたデータがすべてのシナリオ毎に独立に取り出せるようなデータ構造を持った地震ハザードデータベースが構築され、それに基づいた確率論的地震ハザード評価が行えるようになることが究極的な地震動予測地図作成になると考えられる。これが可能になれば、「シナリオ地震による地震動予測地図」を「確率論的地震動予測地図」における1つの事象として直接位置づけることが可能となり、両者の関係は大変わかりやすくなることが期待される。平成16年度までに作成される「全国を概観した地震動予測地図」は、本来あるべき地震ハザード評価に向けての最初の第一歩であり、今後の継続的な発展が望まれる。

2.1.6 地震動予測地図公開に向けての検討

現在作成が進められている「全国を概観した地震動予測地図」に対する要望として、結果として得られた予測地図のみならず、その作成の前提条件となった震源モデル及び地下構造モデルなどの評価プロセスに関わるデータを併せて公表すべきであるとの意見が強い。こうした要望に可能な限り応ずることができるように、現在データ公開に向けての技術的な検討が実施されている。

地震動予測地図は、単に地表での震度値のみを公表するだけでなく、確率論的地震動予測地図においては、様々な形態で表現された地図や、ハザード曲線のデータ、計算に用いた震源に関するデータ等、また、シナリオ地震による地震動予測地図においては、工学的基盤における最大速度、さらには時刻歴波形のデータ等についてもデータ公開手法の技術的な検討を実施している。

各種データは、基本的には地震動予測地図公開WEBによりインターネット上で公開することが検討されている(図2.1.9)。一方、インターネット経由でのデータ利用が困難な環境にいるユーザーに対しても広く地震動予測地図に関する情報を提供するため、データのビューア機能を含めたデータCDあるいはDVDを作成することも併せて検討がなされている。

地震ハザードに関する情報は多様であり、こうした多様性に十分対応できる公開システムを構築し、システムを継続的に発展させていくことが、理学的な地震調査研究の成果を効率的に工学分野での活動に生かすためには必要不可欠であると思われる。特に、前節で述べたような「確率論的地震動予測地図」と「シナリオ地震による地震動予測地図」を融合した、理想的な地震ハザードデータベースを構築し、データ公開を行うためには、膨大なデータ量になると予想される地震ハザード関連情報を如何に効率的に扱うか、また、継続的に更新・発展させていくのかと言うことが大変重要な技術的課題でもある。

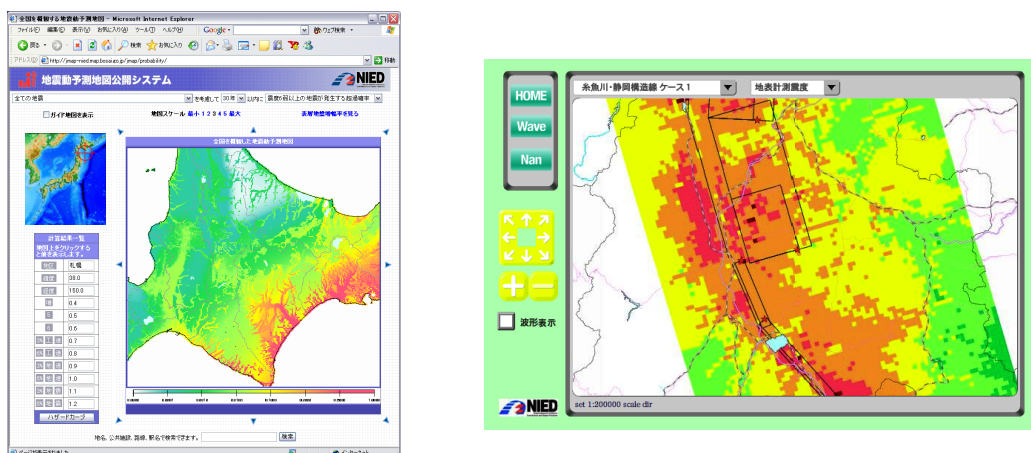


図 2.1.9 公開システムのイメージ図

2.1.7 今後の技術的課題

「全国を概観した地震動予測地図」が、平成16年度末完成を目指して作成されている。「全国を概観した地震動予測地図」の作成の基本となった総合基本施策は、平成11年4月に、今後10年程度の地震調査研究の基本として定められたものであり、「全国を概観した地震動予測地図」は、その前期の成果として位置づけられる。従って、平成16年度末に作成される「全国を概観した地震動予測地図」は、強震動評価の最終成果物でなく、今後も継続的に改良され、よりよいものとなっていくことが望まれる。以下では、強震動評価に関して、現在検討中、あるいは将来検討が望まれることについてまとめる。

確率論的ハザード評価における強震動評価の課題として、発生確率が高い地震に対する低確率の強震動評価の信頼性の問題がある。現状の評価では、強震動の生起確率の計算に距離減衰式のばらつきが用いられている。この場合、強震動レベルが、経験的距離減衰式のばらつきの裾野の形状で決まる場合があり、過大評価になる可能性が指摘されている。強震動評価のばらつきの要因についての整理及びばらつきの設定法についてのさらなる検討が必要である。さらに、距離減衰式のばらつきだけでなく、詳細法による各点毎のばらつき評価の検討も重要な課題である。

強震動レベルの上限値については、これまで試作されてきた地域を限定した地震動予測地図（北日本、西日本）においては特に設定されていない。現在検討中の課題である。

98主要内陸活断層の地震に対する地震活動の長期評価においては、BPT分布を用いた評価が行われているが、評価に必要な情報不足のため、最新活動時期及び平均発生間隔が幅を持って評価され、その結果として地震発生確率が幅を持って評価される場合が多い。確率論的地震動予測地図の作成においては、幅を持って評価された発生確率の扱いについて検討が行われ、発生確率の中央値及び最大値を用いた地震動予測地図作成が試みられている。地震活動の長期評価に必要な情報が不足しているため、確率論的手法の枠組みを機能させ

するために必要なパラメータが完全には推定しきれない状況にあり、さらなる調査による情報量の増加が望まれる。長期評価結果の公表に当たっては、パラメータ推定についての信頼度が併せて示されているが、現状では、暫定版の地震動予測地図には、信頼度についての評価結果は反映されておらず、今後の検討課題となっている。また、複数の異なった判断を扱うためのロジックツリーは、現在作成中の地震動予測地図作成には用いられていないが、その導入の必要性については、今後の検討課題である。

シナリオ地震による地震動予測地図の作成においては、ある特定のシナリオを選定する必要がある。現在行われている選定の基準では、将来最も起こる可能性が大きなシナリオを選定することになっている。しかし、将来発生する地震について、これまでの調査で得られた情報は限られており、シナリオの選定においては多くの不確定要因を抱えた状況での判断が必要となる。このため、パラメータ設定の不確定性に伴う評価結果のばらつきの評価が重要な課題となっている。

また、ハイブリッド法の精度を上げるためには、前述した3つの要因について、計算技術の高度化、震源モデルの高度化及び地下構造モデルの高精度化が不可欠である。このうち計算技術については、計算機性能の進歩及び計算科学技術の成果により、近い将来、ある程度問題が解決されることが期待できる。一方、震源及び地下構造に関しては、地震観測網の充実及び地下構造調査、地下構造情報のデータベース化が研究発展にとって不可欠である。これらは、地味で短期的な成果が上がりにくい分野であるが、長期点展望に立った、計画的で積極的な取り組みが望まれる。

理学的な地震調査研究に基づく地震動予測地図と工学的な利用に必要な地震リスク評価の関係が継続的に機能するためには、それぞれの作成条件と利用条件を明示して理解し合う関係を推進することが不可欠である。地震動予測地図の作成者側と利用者側が連携できる仕組みを作り、両者がすれ違わないような努力が必要となる。このためには、お互いを結びつけるインターフェースとして地震動予測地図公開システムの整備が不可欠である。また、学術的な進歩による発信情報の高度化、工学利用技術の進歩による発信内容の多様化等に即応できるよう、地震ハザード評価の共通基盤としての地震動予測地図が、定期的に更新・改良されていく仕組みを確立することが望まれる。

参考文献

- 1) 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, 63-70, 1999.
- 2) 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会: 確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定—北日本), 2003.

- 3) 藤原広行, 河合伸一, 青井真, 石井透, 早川譲, 奥村俊彦, 功刀卓, 神野達夫, 森川信之, 小林京子, 大井昌弘, 原温子, 奥村直子: 北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図作成手法の検討と試作例, 防災科学技術研究所研究資料, 246, 2003.
- 4) 地震調査委員会: 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震動評価について, 2002.
- 5) 地震調査委員会: 宮城県沖地震を想定した強震動評価について, 2003.
- 6) Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, T., Kagawa, T., Smith, N., Kowada, A.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80, 1999.
- 7) Wells, D.L. and Coppersmith, K.J.: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002, 1984.
- 8) 入倉孝次郎, 三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875, 2001.
- 9) 中村洋光, 宮武隆: 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震*, 53, 1-9, 2000.
- 10) Geller, R.J.: Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523, 1976.
- 11) 翠川三郎, 松岡昌志: 国土数値情報を利用した地震ハザードの総合的評価, *物理探査*, Vol. 48, No. 6, pp. 519-529, 1995.
- 12) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68, 1999.
- 13) Aoi, S., and Fujiwara, H.: 3D finite-difference method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930, 1999.
- 14) 藤原広行, 藤枝忠臣: 3次元動弾性解析のためのボクセル有限要素法, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 94, 2002.
- 15) 壇一男, 佐藤俊明: 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, 49-60, 1998.
- 16) Irikura, K.: Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, Vol.33, Part2, No.298, 63-104, 1983.
- 17) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proceedings of the Seventh Japan Earthquake Engineering Symposium*, 151-156, 1986.
- 18) 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*, 第577号, 75-87, 1997.