

付録： 地表の活断層情報から簡便化した方法で震源断層を推定する場合（地震調査委員会, 2008）

長期評価で評価された地表の活断層長さ L (km) から推定される地震規模から、地震規模に見合うように震源断層の断層モデルの面積を経験的關係により推定する。断層モデルの面積の推定までのフローを付図3に示す。このフローは、M7以上の場合に適用するものとし、それよりも規模の小さい場合は適宜適切な方法を選定するものとする。

(d) 地震規模（地震モーメント M_0 ）

地震モーメント M_0 (N・m) については、長期評価による地震規模（マグニチュード M ）と地震モーメント M_0 の経験的關係（武村,1990）を用いて、

$$\log M_0 = 1.17 \cdot M + 10.72 \dots\dots\dots(4)$$

とする。ここで、 M は $M = (\log L + 2.9) / 0.6$ （松田, 1975）より求める。今後、長期評価による地震規模 M は気象庁マグニチュード M_{JMA} と等価とする。

(e) 震源断層モデルの面積 S

震源断層の面積 S (km²) と地震モーメント M_0 (N・m) の経験的關係より算出する。入倉・三宅 (2001) の提案によるWells and Coppersmith (1994) などのデータに基づいた次式を用いる。

$$S = 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot (M_0 \times 10^7)^{1/2} \dots\dots\dots(3)'$$

なお、(3)'式を適用するのは、 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N・m) (M_w 6.5相当) 以上の地震とし、(3)'式の基になったデータの分布より $M_0 = 1.0 \times 10^{21}$ (N・m) を上限とする必要がある。 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N・m) を下回る場合は、過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにしてSomerville *et al.* (1999) が帰した地震モーメントと震源断層の面積の關係、

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot (M_0 \times 10^7)^{2/3} \dots\dots\dots(2)'$$

を用いる。ただし、(1.1.1 (c)) に示したように、M7 (M_w 約6.5) 以下の場合には注意が必要である。

(f) 震源断層モデルの幅 W_{model} と震源断層モデルの長さ L_{model}

震源断層幅 W (km) については、(3)'式または(2)'式で求めた震源断層の面積 S (km²) を活断層の長さ L (km) で除した次式により求める。

$$W = S / L \dots\dots\dots(5)$$

ここで、求めた震源断層幅 W (km) と傾斜角 δ を考慮した場合に断層モデル下端が地震発生層を貫く場合と貫かない場合で、震源断層モデル幅の算出方法を変える。地震発生層の下限深さは微小地震の深さ分布から決める(Ito, 1999)。地震発生層の上限深さについては、深い地盤構造から $V_p = 6.0$ km/s相当の層の深さを目安とする。

i) 震源断層モデルの下端が地震発生層の下限深さを貫かない場合
 震源断層モデルの幅 (km) $W_{model} = W$ より小さい断層モデルメッシュサイズ¹の倍数
 震源断層モデルの長さ (km)

$$L_{model} = S / W_{model} \dots\dots\dots(6)$$

¹ ハイブリッド合成法で用いることを念頭に、震源断層モデルは統計的グリーン関数法で用いるメッシュサイズを最小単位として計算する。現時点では、メッシュサイズを2km四方として計算することとしており、ここでは震源断層モデルの長さとは幅は2の倍数として扱っている。今後、統計的グリーン関数法の計算方法の進捗に応じこの値については再検討を行う必要がある。

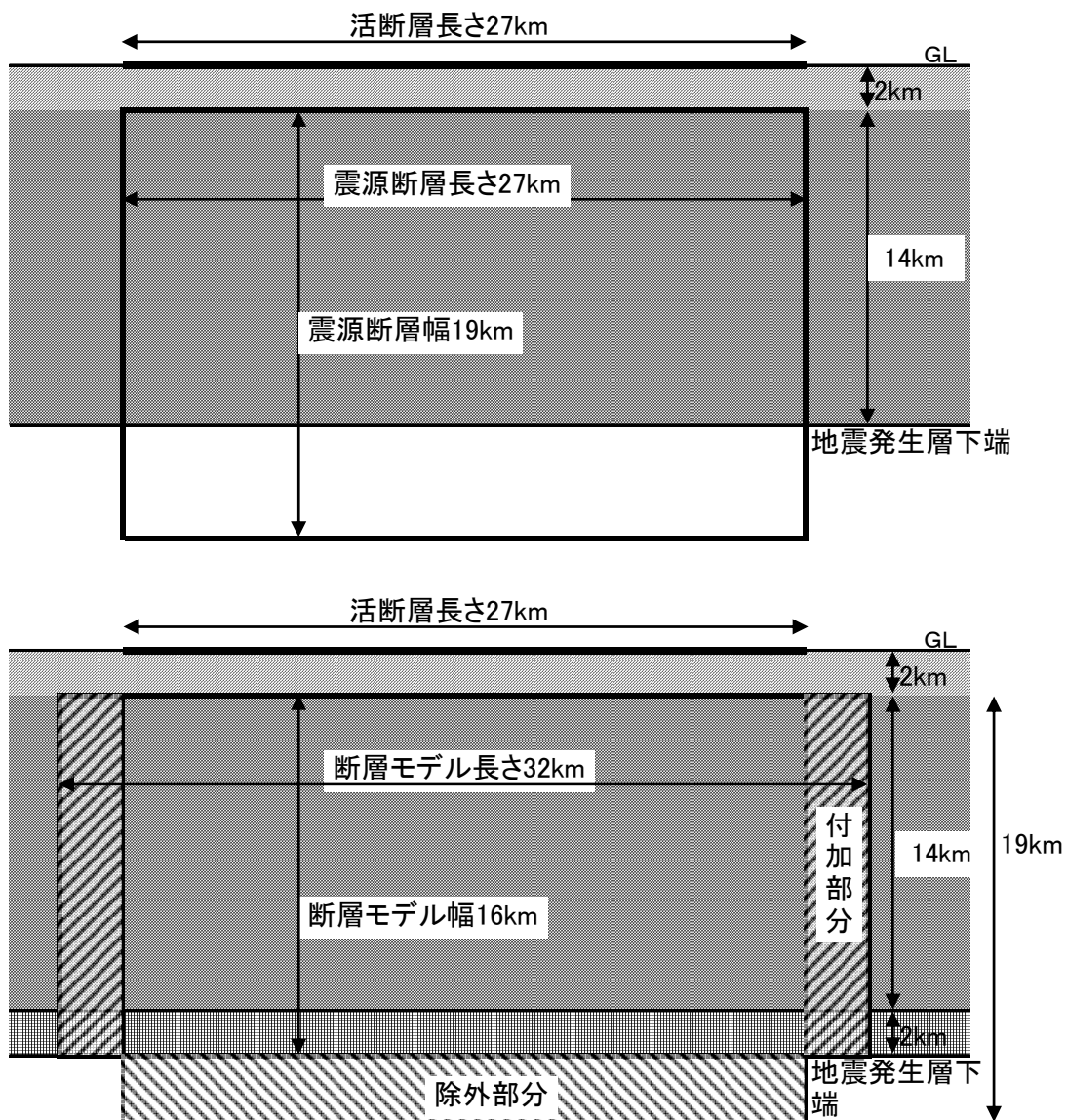
ただし、 L より大きい断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

ii) 震源断層モデルの下端が地震発生層の下限深さを貫く場合

震源断層モデルの幅 (km) $W_{\text{model}} =$ 断層モデル下端深さが地震発生層+2kmよりも浅い断層モデルメッシュサイズの倍数

断層モデルの長さは、(6)式により求めるが、 L_{model} (km) は L (km) より大きく $L+5\text{km}$ 以下の断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

傾斜角は、長期評価に基づくこととするが、評価されていない場合には、付図4に示すフローに従う。



断層モデル長さおよび幅の概念図
(上) 初期モデル、(下) 修正モデル

(g) 震源断層モデルの面積 S_{model}

震源断層モデルの面積 S_{model} (km^2) は、震源断層モデルの長さ L_{model} (km) および震源断層モデル

の幅 W_{model} (km) から次式により求める。

$$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \cdot W_{\text{model}} \dots\dots\dots (7)$$

震源断層モデルの面積 S_{model} (km²) を震源断層面積と等価と見なし、1.1.2 微視的震源特性のパラメータ設定を行う。

(ウ) (ア) と (イ) に共通

(h) セグメントごとの地震モーメント M_0

複数のセグメントが同時に動く場合は、セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を用いて全体の地震モーメント M_0 (N・m) を算出する。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の1.5乗の重みで配分する。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_i^{3/2} \dots\dots\dots (8)$$

M_{0i} : i 番目のセグメントの地震モーメント

S_i : i 番目のセグメントの面積

* 最近発生した複数のセグメントの破壊を伴う大地震のデータの解析からは、セグメントが連動して地震を起こしても個々のセグメントの変位量は一定とするカスケード地震モデルの適合が良いとの報告もある（例えば、栗田，2004；遠田，2004）。特に長大な活断層帯の評価の際には、長期評価と併せてこうした考え方も参照することもある。ただし、セグメント分けを行った場合のスケール則や特性化震源モデルの設定方法については、現時点で研究段階にある。

(i) 平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D (m) と地震モーメント M_0 (N・m) の関係は、震源断層の面積 S (km²) (もしくは震源断層モデルの面積 S_{model} (km²)) と剛性率 μ (N/m²) を用いて、

$$D = M_0 / (\mu \cdot S) \dots\dots\dots (9)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度 ρ (kg/m³)、S波速度 β (km/s) から算出する。

$$\mu = \rho \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (10)$$

(h) すべり角 λ

すべり角 λ (°) については、「長期評価」で示されている場合には、これに従う。資料が得られない場合は、断層のずれのタイプ（ずれの方向）により次に示すすべり角を基本とする。

逆断層 : 90°

正断層 : -90°

左横ずれ断層 : 0°

右横ずれ断層 : 180°

* 実際の地震での震源断層におけるすべり角 λ (°) は場所によってばらつきがある。震源断層モデルにおいて、すべり角 λ (°) を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある。

1.1.3 その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

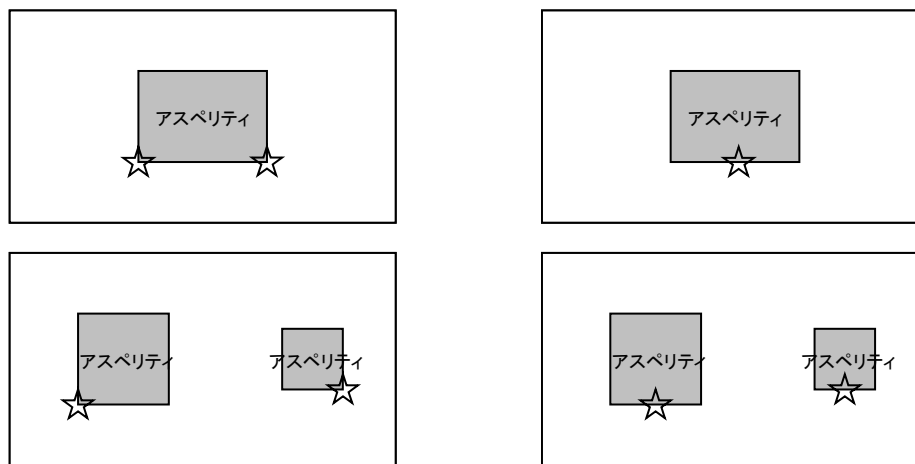
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

(a) 破壊開始点

中田・他 (1998) による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。破壊開始点の位置は強震動予測結果に大きく影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましい(例えば、地震調査委員会, 2003c, ;2004c)。アスペリティの位置との関係については、Somerville *et al.* (1999)、菊地・山中 (2001) によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中 (2001) によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、震源断層の下部に設定する。

* 破壊開始点については、平均的な地震動を推定することを目的とする場合で、活断層の形状等から破壊開始点を特定できない場合には、やや簡便化したパラメータ設定として、横ずれ成分が卓越する場合にはアスペリティ下端の左右端、縦ずれ成分が卓越する場合には、アスペリティ中央下端を基本ケースとする。この場合にも、必要に応じ複数ケースを設定することが望ましい。



横ずれ成分が卓越

縦ずれ成分が卓越

破壊開始点(☆)とアスペリティの位置の一例

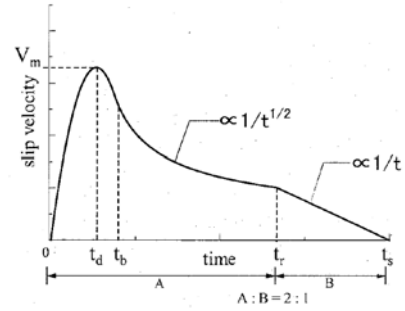
(b) 破壊形態

破壊開始点から放射状に破壊が進行していくものとし、異なるセグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。なお、セグメント間の破壊伝播時刻差は、次のように求める。

- ・ セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定
- ・ セグメント間が連続せず離れている場合は、セグメント間の歪み波 (S波) の伝播を仮定して算出する。

(c) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

中村・宮武 (2000) の近似式を用いる。中村・宮武 (2000) の近似式は、



$$dD(t)/dt = \begin{cases} (2V_m/t_d) \cdot t \cdot \{1 - (t/2t_d)\} & 0 < t < t_b \\ b/\sqrt{t - \varepsilon} & t_b < t < t_r \\ c - a_r(t - t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad \dots\dots\dots (25)$$

$$\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d/t_b)\}$$

$$b = 2V_m \cdot (t_b/t_d) \cdot \sqrt{t_b - \varepsilon} \cdot (1 - t_b/2t_d)$$

c, a_r : 係数

$t_r : (t_s - t_r) = 2:1$

V_r : 破壊伝播速度 (km/s)

で表され、この近似式を計算するためには、

すべり速度時間関数の概念図

- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d (s)
- ・ すべり速度振幅が $1/\sqrt{t}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b (s)
- ・ ライズタイム t_r (s)
- ・ 最大すべり速度振幅 V_m (m/s)

の4つのパラメータを与える。それぞれのパラメータの設定方法は次の通りである。

- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d (s)

$$t_d \cong 1/(\pi \cdot f_{\max}) \quad \dots\dots\dots (26)$$

- ・ すべり速度振幅が $1/\sqrt{t}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b (s)
(25)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。
- ・ ライズタイム t_r (s)

$$t_r \cong \alpha \cdot W/V_r \quad \dots\dots\dots (27)$$

$\alpha = 0.5$

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m (m/s)

$$V_m = \Delta\sigma \cdot \sqrt{2f_c \cdot W \cdot V_r} / \mu \dots\dots\dots(28)$$

ここで各パラメータは、

f_c : ローパスフィルタのコーナー周波数(f_{max} と同等) (Hz)

$W = W_a$ (アスペリティ領域においてはアスペリティの幅とする) (km)

$= W_b$ (背景領域においては断層全体の幅とする) (km)

である。

* 地震調査委員会でこれまで実施してきた強震動評価では、壇・佐藤 (1998) による重ね合わせを用いている。片岡・他 (2003) によれば、釜江・他 (1991) による重ね合わせを用いた場合に、シミュレーション解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できる α としては、内陸地震 (4地震) では、0.2~0.4程度、海溝型地震 (2地震) では、0.25~0.6程度としている。「鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証」 (地震調査委員会強震動評価部会, 2002) では、釜江・他 (1991) による重ね合わせを用い、 α を0.42~0.49とした場合に観測記録がよく再現できるとしている。 α については、重ね合わせの方法にも配慮して、これらの値を参考に設定することもある。また、すべり速度時間関数を $1/\sqrt{t}$ の関数として計算した地震動は、短周期領域での振幅が小さ目に予測される傾向がある。

参考文献

栗田泰夫 (2004) : 活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題, 月刊地球, 号外No.46, 163-167.

壇 一男・佐藤俊明 (1998) : 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.

入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875.

Ito, K. (1999) : Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433.

釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 : 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.

片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003) : 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, 15.

中村洋光・宮武 隆 (2000) : 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2, 53, 1-9.

武村雅之 (1990) : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震2, 43, 257-265.

遠田晋次 (2004) : 断層セグメントの多重破壊とスケーリング則, 月刊地球, 号外No.46, 168-174.

Wells, D.L. and K.J. Coppersmith (1994) : New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 974-1002.

