

1 はじめに

沈み込みプレート境界で発生していると考えられている slow slip event がどのような物理的環境で発生するのかを探るため、Kato & Hirasawa の一連の研究で行なわれている速度・状態依存摩擦則に基づく地震発生シミュレーションを 3 次元のモデルで行なっている。

モデルを 3 次元に拡張すると、断層の走行方向の長さのスケールが自由度として増える。Kato & Hirasawa (1997) を基準モデルとして、断層長を変化させた場合に、すべりの挙動がどのように変化するかを調べている。今回はその途中結果について報告する。

2 シミュレーション方法

2.1 解くべき式

- Quasi-static shear stress balance

$$\tau_i = \sum_j K_{ij}(V_p t - u_j) - \eta V_i \quad (1)$$

- Friction constitutive relation (rate and state dependent law; slowness version)

$$\tau_i = \mu_i \sigma_{n_i}^{\text{eff}} \quad (2)$$

$$\mu_i = \mu_0 + a_i \ln(V_i/V_p) + b_i \ln(V_p \theta_i/L_i) \quad (3)$$

$$\frac{d\theta_i}{dt} = 1 - \frac{V_i \theta_i}{L_i} \quad (4)$$

- velocity cutoff

$$\mu_{ss} = \mu_0 - (a - b) \ln(V_0/V + e^{-n}) \quad (5)$$

i, j	cell index
τ	shear stress
K_{ij}	shear stress change at i -th cell due to a unit slip on j -th cell
μ	friction coefficient
σ_n^{eff}	effective normal stress
V	slip velocity
V_p	driving velocity (relative plate motion)
a, b, L	friction parameters
θ	state variable
η	radiation dumping factor; (rigidity) / 2 (S wave speed)

2.2 モデルの設定

- cell size: 2 km × 2 km
- number of cells : 500×100 (i.e. 1000 km × 200 km)
- dip angle: 20°
- Driving velocity : 10 cm/yr
- 両サイドに安定すべり領域 (10 cells)
- 法線応力は一定 (有効法線応力)

$$\sigma_n^{\text{eff}} = (\rho_{\text{rock}} - \rho_{\text{water}})gz \quad (6)$$

初期条件はすべてのセルで $V = V_p/100$ とした。

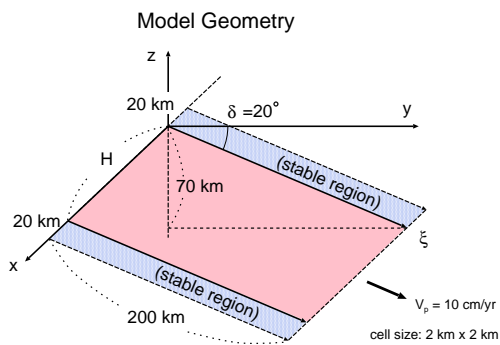


図 1: モデルの設定

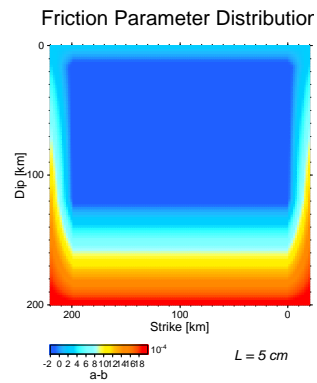


図 2: 摩擦パラメタの分布

3 結果

H をモデル領域の走行方向の長さとする。H = 200, 400, 500, 600, 800, 1000 km のケースを計算した。

H が 400 km までの場合、同じサイズの高速すべりイベント (地震) が一定時間間隔で繰り返し発生する。この挙動は 2 次元モデルと同様である。また、イベントは領域の中央付近で発生する。

H を 500 km 以上にすると、イベントは中央付近だけでなく端近くでも発生する。発生場所は一定していない。これは、すべりの伝播が途中で止められることを意味する。前回すべて十分に応力が蓄積していない領域では、すべりが伝播してきても再度すべることが出来ないため、すべりが止められることになると考えられる。

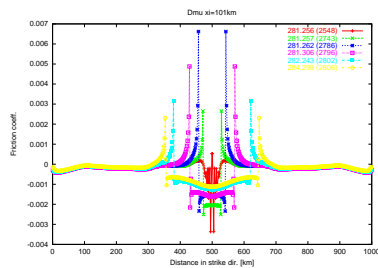


図 3: 摩擦係数のプロファイルの時間変化 (H = 1000 km)

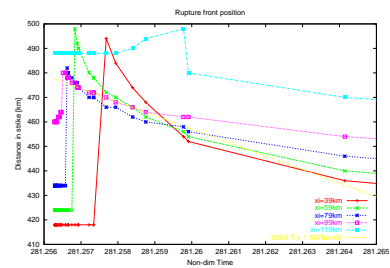


図 4: 破壊フロントの伝播 (H = 1000 km)

4 考察

4.1 すべり伝播の停止

一つのイベントを、図 5 のように剪断応力場の楕円クラックと考える。シミュレーションでは、地震発生帯 ($a - b < 0$ の領域) の傾斜方向の長さでクラックの短軸の長さが規定される。すべりの伝播は、モード III のクラックが横方向に伝播することに対応する。このとき b/a は小さくなる。これに伴い、モード III の応力拡大係数 K_{III} も小さくなるのが厳密解からわかる。これにより、横方向に伝播していくクラックは止まりやすくなると思われる。

シミュレーション結果 (図 3) でも、破壊フロントの伝播に伴って先端の剪断応力が小さくなっている。

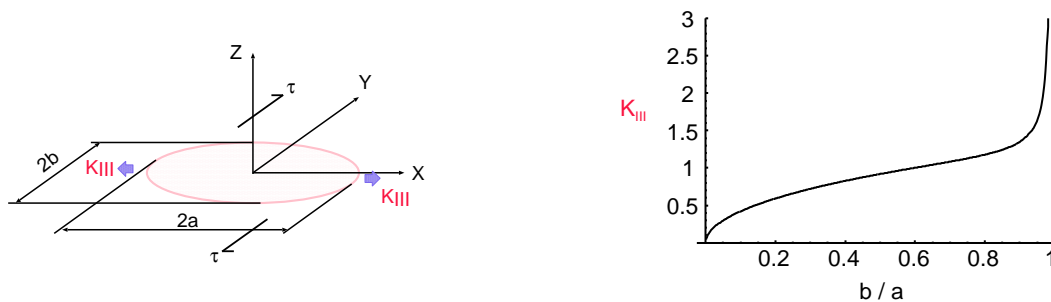


図 5: 楕円クラックのモード III の応力拡大係数

4.2 アスペクト比

定量的にはまだ詰め切れていないが、今回の結果は (1) $H < 400$ km ではイベントの目玉は 1 か所; (2) $500 \leq H \leq 600$ km では 1 ~ 3 か所; (3) $800 \leq H \leq 1000$ km で 3 か所となっている。これから、走行方向には、300 km 程度の長さのあるスケールが存在することが示唆される。設定した地震発生領域 ($a - b < 0$ の領域) の傾斜方向の長さは約 100 km だから、1:3 という比に意味があるかもしれない。

本当に自発的にすべり領域のアスペクト比が決まっているとしたら、おもしろい。それをつくり出すメカニズムの解明が次の課題である。今回の結果がまだ計算初期の不安定な段階を見ているだけかもしれないという可能性もあるので、慎重に検討したい。

5 今後の課題

- 破壊伝播速度を別のケースについても調べる
- 地震発生領域の幅を変えた計算
- 挙動の傾斜角依存性を調べる
- 摩擦パラメータに不均質性を入れて slow slip がおきる条件を探る

APPENDIX

A 臨界バネ定数, 臨界セルサイズについて

1 質点ブロック・バネモデルの安定性解析 (e.g., Ruina, 1983)

- $d\tau^{ss}/dV > 0$ or $a-b > 0$ (速度強化)

定常すべりは安定

- $d\tau^{ss}/dV < 0$ or $a-b < 0$ (速度弱化)

$k > k_c$ 安定すべり

$k < k_c$ 不安定すべり

臨界バネ定数 k_c :

$$k_c = -\frac{V}{L} \frac{d\tau^{ss}}{dV} = \frac{(b-a)\sigma}{L} \quad (7)$$

応力降下 (もしくはすべりによる応力の変化量):

$$\Delta\sigma = c\mu \frac{\bar{U}}{W} = c \frac{M_0}{SW} \quad (8)$$

(e.g., 宇津, 2001; $c \sim 2$)。単位すべり量あたりでは

$$\frac{\Delta\sigma}{\bar{U}} = \frac{c\mu}{W} \equiv k \quad (9)$$

となるが、これが実効的なバネ定数となる。つまり実効的なバネ定数が断層 (クラック) 長さで決まる。

ところでシミュレーションでは、セル (sub-fault) サイズでこの最小断層長さが決まる。断層長さ W が大きければ大きいほどバネ定数 (9) が小さくなることに相当する。長さ h^* 以上で不安定すべりの領域になる。

$$h^* = \frac{c\mu}{k_c} = \frac{c\mu L}{(b-a)\sigma} \quad (\because 7) \quad (10)$$

セルサイズの影響で挙動が変わってしまっては困る。よってセルサイズ h に

$$h = W < h^* \quad (11)$$

の条件が必要。 h^* を 臨界セルサイズという (Rice, 1993)。

ただし、この条件を満たしていても、イベント (地震) は発生する。いくつかのセルが同時に動けば、断層長さ W が大きくなる (したがって実効バネ定数は小さくなる) ことに相当する。この意味で (11) の条件を満たしたモデルは連続モデルとも呼べる。

[文献]

Kato, N., and T. Hirasawa, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 102, 51-68, 1997.

Rice, J. R., *J. Geophys. Res.*, 98, 9885-9907, 1993.

Ruina, A., *J. Geophys. Res.*, 88, 10359-10370, 1983.

宇津徳治, 地震学 (第3版), 共立出版, 2001.