

[共同研究成果]

宮城県沖のプレート境界面を想定した
断層セグメント間の相互作用有吉慶介¹ 松澤暢¹ 矢部康男¹ 長谷川昭¹ 加藤尚之²¹東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター²東京大学地震研究所

宮城県沖地震は浅部と深部の2つがあると考えられており、深部の地震活動は平均発生間隔が38年と言われているが、最近の確実な地震記録だけに絞っても1933-1937, 1978, 2005年とばらつきが大きい。このような現象が起きる一つの原因として、百年～数百年に一回起きるとされる浅部側の巨大なアスペリティ（地震発生域）の相互作用による揺らぎに注目した。そこで、東北大学情報シナジーセンターのスーパーコンピューターを用いて2次元数値モデル化した海洋性プレートの沈み込み方向に沿って摩擦安定性による違いを用いて5つの領域に分割し、浅部と深部の地震発生域が他3つの安定すべり域の間に共存するように想定した。シミュレーションの結果、深部では摩擦パラメータ b と d_c を浅部より小さく与えることで、浅部と深部で異なる地震イベントの頻度が異なる現象を再現することが出来た。このモデル計算によれば、短い期間で浅部と深部が連動すると、個々に単独で起きたものの重ね合わせよりも有意にすべり量が大きくなることが示された。逆に、浅部が固着したまま深部で複数回地震が起きる場合には、浅部の固着による影響を受けて後続する地震発生前後のすべりが抑制されることが示された。また、地震前の前駆すべりに伴う応力場の変化により、浅部と深部の地震発生前について二重地震深発面の地震活動に注目すると、異なる変化が生じる可能性を見出した。現在の宮城県沖では、浅部は100年以上固着したままだと考えられており、深部も2005年8月に一部が既に破壊したことから、浅部も深部もどちらについても、いつ地震が発生しても不思議ではない状況にある。これらの結果は、このような宮城県沖地震の前兆的な現象を観測から捉える上で大きな指針を与えるものとなる。

§ 1. はじめに

宮城県沖の過去の地震活動は、津波記録から図1aに示すように浅部と深部

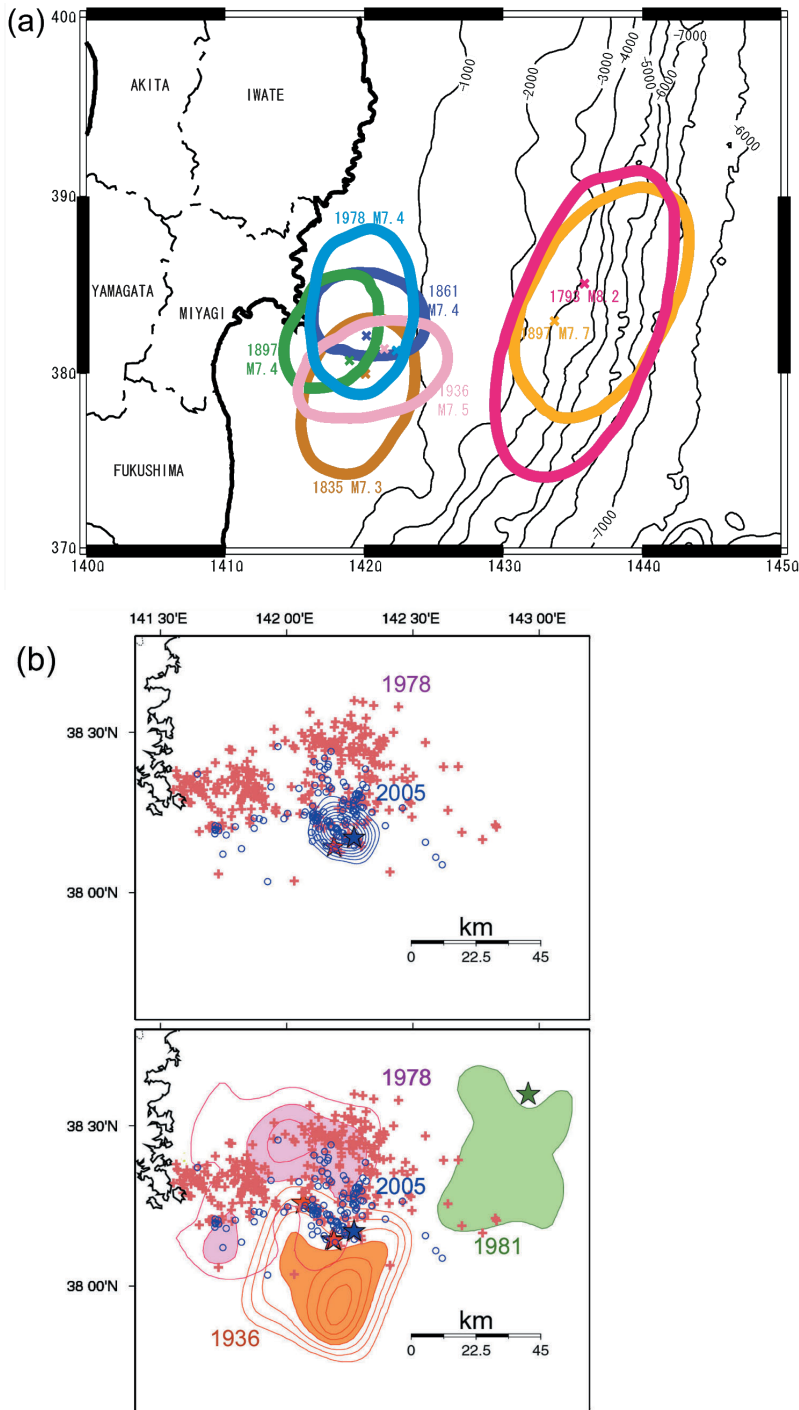


図1. (a)過去の大地震で発生したとされる津波の波源域[32,33]. (b)地震波形から推定された深部側の震源 (★), 破壊領域 (囲まれた領域), 1978年 (赤十字) と2005年 (青丸) の地震の発生後2日間の余震分布[34].

に分かれていることが知られている[1]. 両者の地震活動の特徴としては、個々の発生間隔が変動することに加え、2つの震源域が連動して1つの巨大地震が発生したり、2つの震源域での大地震が比較的短い時間間隔で発生したり、双方が連動せずに時間間隔を空けてバラバラに発生したりと、規則的な活動ではないことが挙げられる[2]. また、深部だけに限ってみると、図1bに示すように、深部の震源域は複数のアスペリティと呼ばれる領域[4]から成り立っており、それらもまた同じように、前々回では1933, 36, 37年と数年をかけてバラバラに破壊し[5]、前回の1978年では連動して同時期に破壊し、2005年8月16日では前々回と同様に1978年の破壊域の一部が壊れたと考えられている[6]. このような破壊の複雑性の原因の一つとして、浅部のM8クラスの巨大なアスペリティと深部のM7クラスのアスペリティが共存することによる相互作用が挙げられる. 逆に、釜石沖で固有的な地震活動がみられる[7]のは、他の地域に比べて大きなアスペリティから離れて孤立しているためだと考えられている[8].

本研究では宮城県沖のように、沈みこみ方向に浅部と深部の2つの大きな断層がある数値モデルを想定し、地震発生時の破壊過程・余効すべり過程・地震発生前後の歪変化量・地震前の応力場の変化にプレート境界面上のすべりの相互作用が及ぼす影響について検討を行う. また、断層破壊が連動する場合と単独で起きる場合との違いや、地震前に期待される変化についても考察する.

§ 2. 数値シミュレーション

2.1 計算手法

本研究では Kato and Hirasawa [9]のプログラムを用いてシミュレーションを行った. 以下ではその数値シミュレーション手法の概略のみ述べる.

2次元均質半無限弾性体中に傾斜角 20° のプレート境界面を想定した (図2). すべりの成分は逆断層型のせん断すべり成分のみを考慮し、深さが103kmよりも深いところでは定常的プレート相対運動速度 $V_{pl} = 10\text{cm/year}$ で安定すべりが生じているものとする. それより浅いプレート境界面では、総数N個のセルに分割し、各セルでプレート境界面上のすべりにより生じるせん断応力 $\tau^{dislocation}$ とすべり速度/状態依存摩擦構成則に従う摩擦力 $\tau^{friction}$ が準静的につり

合っているとし、各セル内で一様なすべりを仮定する。これらの仮定の下で時刻 t における i 番目のセルの中心のせん断応力 $\tau^{dislocation}$ と有効法線応力 σ_i は次のように記述できる。

$$\tau^{dislocation}(t) = \sum_{j=1}^{j=1 \text{ to } N} K_{ij}(u_j(t)-V_{pl}t)-(G/2\beta)du/dt \quad (1)$$

$$\sigma_i(t) = \sum_{j=1}^{j=1 \text{ to } N} L_{ij}(u_j(t)-V_{pl}t)+(\rho_r-\rho_w)gy \quad (2)$$

ここで、 i, j は receiver と source のセル指標、 u_j は j 番目のセルでのすべり量、 K_{ij}, L_{ij} はそれぞれ沈み込み方向に関するせん断・法線応力について j 番目のセルの単位すべりが i 番目のセルに作用する green 関数で、解析解から得られている[10]。(1)式の右辺第2項は地震波放射による減衰項[11]で、 G は剛性率、 β は S 波速度である。これにより高速すべり時の応力も近似的に計算できる。(2)式の右辺第2項は静岩圧と静水圧の差を与えた。 ρ_r は岩石密度、 ρ_w は水の密度、 g は重力加速度(9.8m/s^2)、 y は深さである。

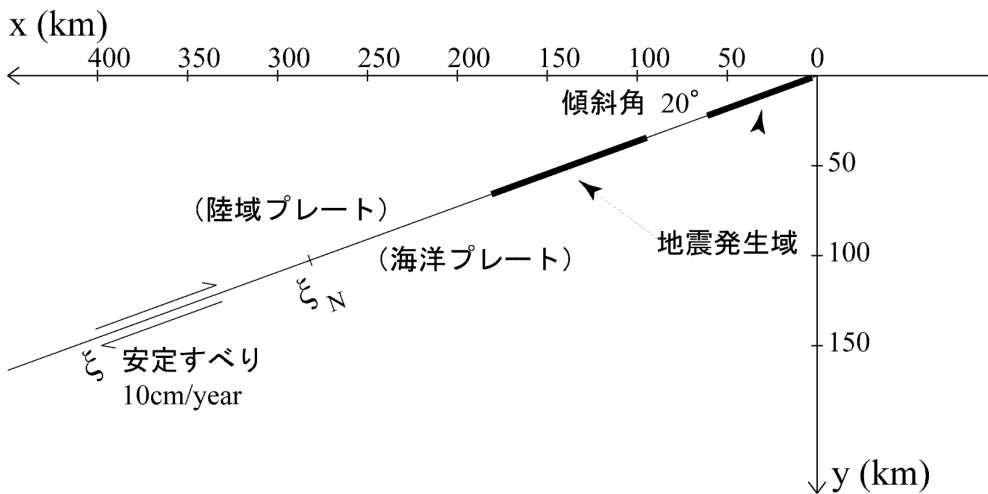


図2. 2次元沈み込みプレート境界の概念図。プレート境界面上の二つの太線は、地震発生域で摩擦特性が不安定となる $(a-b)<0$ の条件をみたす。

プレート境界面にはたらく摩擦力は速度-状態-依存摩擦構成則 (rate- and state-dependent friction law. 以下、RSF と呼ぶ) の slowness law [12]に従うものとする。このとき、 i 番目のセルにおける摩擦力 $\tau_i^{friction}$ は、次のように表わされる。

$$\tau_i^{friction} = \mu_i \sigma_i \quad (3)$$

$$\mu_i = \mu_0 + a_i \ln(V_i/V_0) + b_i \ln(\theta_i V_0/d_{ci}) \quad (4)$$

$$d\theta_i/dt = 1 - \theta_i V_i/d_{ci} \quad (5)$$

ここで $V_i (= du_i/dt)$ はすべり速度, θ_i は状態変数と呼ばれ断層接触面の状態を表わす変数, V_0 は任意の基準すべり速度, μ_0 は $V = V_0$ のときの定常的摩擦係数, a, b, d_c は, 摩擦特性を示すパラメーターである[13]. すべり速度 V が一定のまま d_c よりも十分長い距離をすべると, 摩擦係数は定常値 $\mu_{ss} = \mu_0 + (a-b) \ln(V_i/V_0)$ に達する. $a-b$ は定常的摩擦係数 μ_{ss} の速度依存性を支配し, 不安定すべり発生の可能性を左右する重要なパラメーターである. $(a-b) < 0$ のときは, すべり速度の増大と共に定常的摩擦係数が低下し, 不安定すべり(地震)を生じる可能性がある. $(a-b) > 0$ のときは, 粘性のようにすべり速度と共に定常的摩擦係数が増加するために不安定すべりは発生しない. d_c はすべり速度が変化してから摩擦係数が定常値 μ_{ss} に達するまでのすべり量に関する. $(a-b) < 0$ であっても, d_c が大きいと不安定すべりは発生しにくい. (1)-(5)式を, Runge-Kutta 法[15]を用いて数値的に解くことにより地震サイクルのシミュレーションを行う.

2.2 数値モデルの設定

岩石実験結果[16]に基づいて本研究のシミュレーションにおいて設定した摩擦パラメーター a, b, d_c の深さ分布を図3に示す. 本研究では, 浅部と深部の2つの地震発生域が存在しているのは摩擦特性の不均質性に起因していると仮定し, $a-b$ の正負に注目してプレート境界面を①浅部安定すべり域, ②浅部地震発生域, ③中間安定すべり域, ④深部地震発生域, ⑤深部安定すべり域, の5つのセグメントに分割した. これらの想定したセグメントの物性及び物理的背景として, ①は, 浅部の堆積層では地震が発生しないこと[1,7] ②と④は, $(b-a) \sigma$ や d_c が大きいほど, 地震の規模が大きくなり, 地震の発生間隔も長くなる[18]ことから, 宮城県沖では浅部地震発生域の方が深部地震発生域よりも地震発生間隔が長い特徴をもつことから, 本研究では浅部地震発生域での $b-a$ と d_c の値を深部地震発生域でのそれらよりも大きいと想定した. ③は, ②と④の間で大規模な地震が発生しない原因の一つとして, 本研究では摩擦特性が安定であることを想定した. ⑤は, 水が存在する状態での花崗岩の摩擦すべり実験

結果[16]によると、温度約 350℃よりも高温では $(a-b)>0$ になり、また温度とともに $a-b$ の値は大きくなることから、プレート境界面でも深さと共に $a-b$ は負から正へと変わっていくと考えられる。本研究では東北地方の太平洋沖合におけるプレート境界地震の深さの下限が 50-70km[19]の範囲にあることを参考に、深さ 60km で $a-b$ が負から正に変わると仮定した。

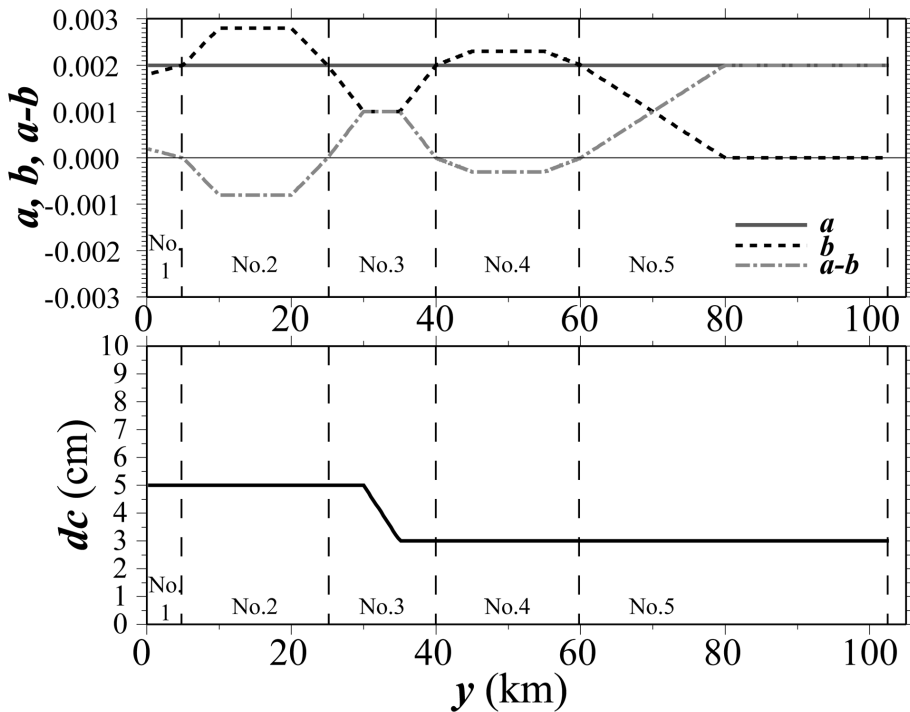


図 3. 摩擦パラメータ a , b , and $a-b$ (上図) と、特徴的すべり量 d_c (下図) の深さ依存 (横軸) 関係。No.1 から No.5 は、浅部安定すべり域、浅部地震発生域、中間安定すべり域、深部地震発生域、深部安定すべり域に相当する。

断層にはたらく摩擦力がすべり速度/状態依存摩擦構成則に従うときに、不安定すべりが発生するために必要な断層の長さ l_c は、理論的に以下のように与えられる[20].

$$l_c = 4/3 \cdot Gd_c / \{(b-a)\sigma\} \tag{6}$$

(6)式ではポアソン比 $\nu=0.25$ を仮定している。断層を離散化するときのセル

サイズが l_c よりも大きいと、なめらかなすべりが表現できず、個々のセルが独立に不安定なすべりを起こしてしまうことが過去の研究より確かめられている[11]。本研究ではセルサイズを $l_c/6$ 以下にしているため、安定な数値計算が可能になっている。

他の定数については次のように与えた。 $G=30\text{GPa}$, $\beta=3.75\text{km/s}$, $\rho_r=2.7\times 10^3\text{kg/m}^3$, $\rho_w=1.0\times 10^3\text{kg/m}^3$, $V_0=1\mu\text{m/s}$, $\bar{\mu}_0=0.6$ 。

初期条件として、プレート境界面全域で一様に速度 $0.9V_{pl}$ のすべりを与えた。初期条件の影響で、始めのうちは過渡的なすべり挙動を示すが、充分時間が経過した後には、初期条件によらない安定したシミュレーション結果が得られた。また、 $b_f \sim 0$ となる領域では、数値計算が不安定となるために $b_f=0$ として別の方程式として解かなければならないが、図3で与えた摩擦パラメータ b の値は全領域で $b \gg 0$ を満たしているため、この条件を考慮する必要がない。これにより、do loop の中に if 文が入らなくなるため、ベクトル化率が 97% を超えるものとなり、スーパーコンピュータの性能を充分発揮することが出来た。

§ 3. すべり過程から見た相互作用の特徴

本研究のシミュレーションから計算されたプレート境界面上のすべり履歴を、5つのセグメントを代表した20点について図4に示す。浅部と深部の地震発生域でそれぞれ3回および4回の地震が発生し、このパターンが繰り返される。以下、図4に示すように、浅部地震発生域の地震を s1, s2, s3, 深部地震発生域の地震を d1, d2, d3, d4 と呼ぶ。地震性イベントをすべり速度 1cm/sec 以上のすべりとして、海溝軸に平行する方向の断層の長さ 1km あたりの地震のモーメント M_0 を、地震発生間隔とともに表1に示す。ここで地震発生間隔は、浅部と深部の地震発生領域それぞれにおける値 T_c と地震発生領域を考慮しないすべての地震についての値 T_s を示した。図4では浅部と深部のイベント発生時刻の時間差を見分けるのが困難な場合があるが、そのときも表1に示すように浅部と深部では1年程度の時間間隔がある (s1 と d4)。地震モーメント (M_0) と地震発生間隔 (T_c) のばらつきをみるために、標準偏差/平均値 (変動係数: coefficient of variation 以下, cv と呼ぶ) を計算した。浅部地震発生域の地震について、 M_0 と T_c の cv はそれぞれ 0.03, 0.12 である。深部地震発生域の地

震については、 M_0 と T_c の cv はそれぞれ0.05, 0.14である。どちらの地震発生域についても、 M_0 の cv よりも T_c の cv の方が大きい。これらの結果は、RSFに従う摩擦特性の場合、再来間隔が揺らいでも地震の規模は固有的になりやすいことを意味する。一方で、宮城県沖地震の深部側における過去の活動状況[2]も同じような傾向がみられていることから、本研究のようにアスペリティのマッピングを摩擦特性によって表現すること[21]が、地震活動の見地から有効であることを示したことになる。

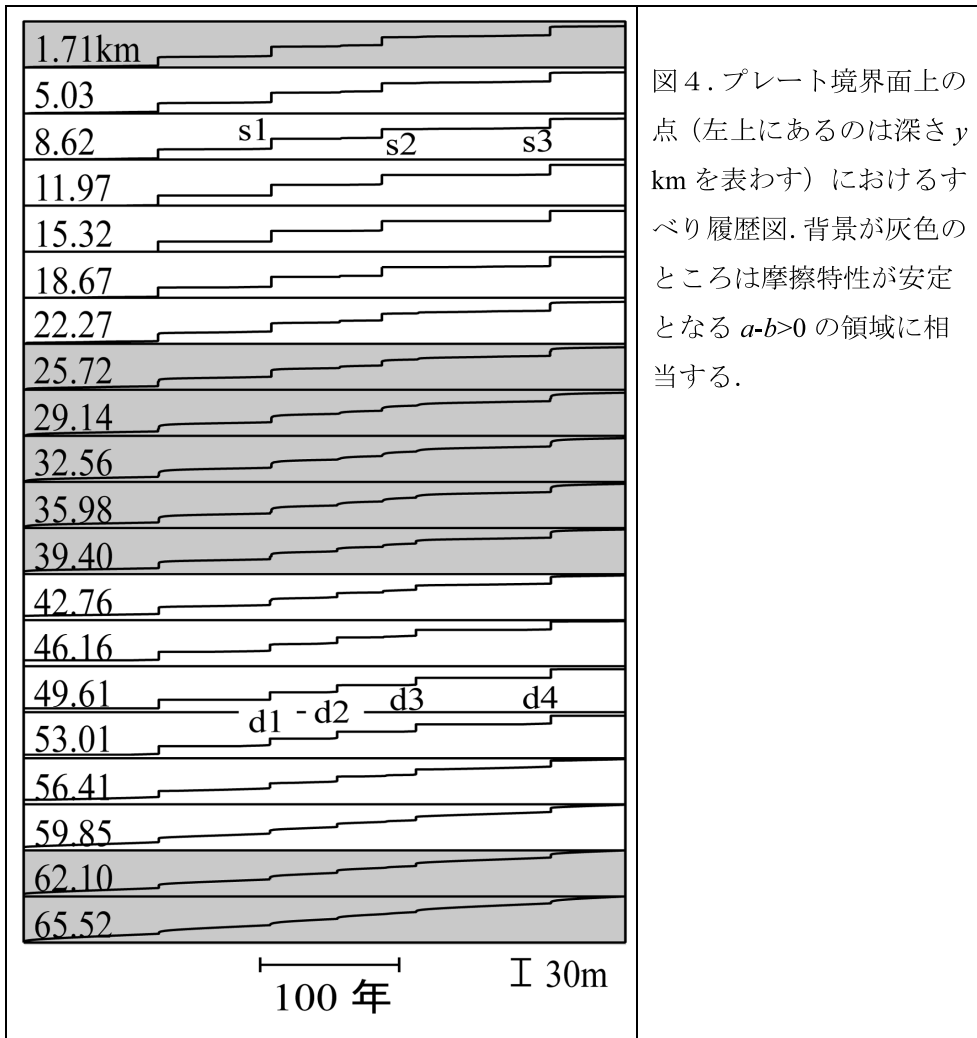


図4. プレート境界面上の点 (左上にあるのは深さ y km を表わす) におけるすべり履歴図. 背景が灰色のところは摩擦特性が安定となる $a-b > 0$ の領域に相当する.

表 1 イベントの特徴

	イベン ト	M_o' (10^{19} Nm/km)	T_s (year)	T_c (year)	カップリン グ率
	d1	0.91	100.0	100.0	
	s1	1.70	1.2	101.9	
	d2	0.81	59.2	60.4	
	s2	1.51	40.1	99.3	
	d3	0.88	30.8	70.9	
	s3	1.61	120.7	151.5	
	d4	1.10	0.7	121.4	
平均値	浅部	1.61±0.04		117.6±13.9	58%
±標準偏	深部	0.93±0.05		88.2±12.0	78%
差					

M_o' : 海溝軸側に沿った断層長さ 1km 当たりの地震モーメント量, すべり速度が 1cm/sec を超えたすべり成分を地震時すべりとした.

T_s : 浅部・深部によらない前回からの地震発生時間間隔.

T_c : 浅部・深部それぞれの領域における前回からの地震発生時間間隔.

カップリング率 = 1 サイクルあたりの総地震すべり量 / 1 サイクル当たりの総すべり量

地震発生 100 日前から地震発生 100 日後までのすべりの時空間分布を図 5 に示す。青色で示した前駆すべりについては、 T_s が短い **s1** と **d4** の場合は地震発生域の中心域から外れたところにすべりが進行しているが、他では中心域付近で進行している傾向がみられる。一方で、橙色で示した地震時すべりは地震発生域の中心付近が卓越している特徴が共通してみられる。このことは、地質学的に同じようなすべり分布をもつ固有地震であるように見える過去の古い地震であっても、地震波形解析からすると初期破壊の位置が異なる可能性を示唆するものである。その後、非常に狭い範囲に集中していた橙色の領域が、緑色で示した 100 日後までの余効すべりになると、幅が増えている様子がみられ、地震性すべりが卓越した領域の周囲で平均速度 V_{pl} より高速なすべり（以下、すべり余剰と呼ぶ）が生じていることがわかる。ここで、すべり量について比較をすると、前駆すべり・地震性すべりに関しては、 T_s が短いとすべり量が他より増大していることがわかる。余効すべりについても同様に調べるために、地震発生後 5 分後から 2 年後までに解放された浅部・深部地震発生域におけるモーメント解放量の時間履歴を図 6 に示した。この結果より、余効すべりは短期間のうちに別の地震発生域で次の地震が発生すると再び（非地震性の）余効すべりが励起され、後に起こった地震の震源域でも余効すべりが大きくなり、全体として単独で破壊されたイベントから期待される値より数倍程度大きな余効すべりとなってモーメントが解放されていることがわかる。これらの結果より、 T_s が短く連動して起きる場合には、後続する地震の地震発生域内におけるすべり量が、地震前・地震時・地震後の全てのすべり過程において通常よりも大きくなることが示された。

ここまではすべり量・モーメント解放量に関して主に地震発生域内だけに限って議論してきたが、実際に陸域で観測される地殻変動量は、安定すべり域を含めたプレート境界面全域で生じるすべりの総和が反映されるはずである。そこで、海溝軸から 300km 離れた地表で生じる水平軸歪の時間変化を図 7 に示す。これを見ると、連動した場合の歪の解放量 ($d1+s1, s3+d4$) は、単独のもの ($d2+s2, s2+d3$) よりも最大で 28% 増大 ($(s3+d4)/(d2+s2)=1.28$) していることがわかり、表 1 に示された地震モーメントの増大率 17% よりも大きくなっている。ここで過去の研究から、歴史地震と活断層により推定される歪速度が、

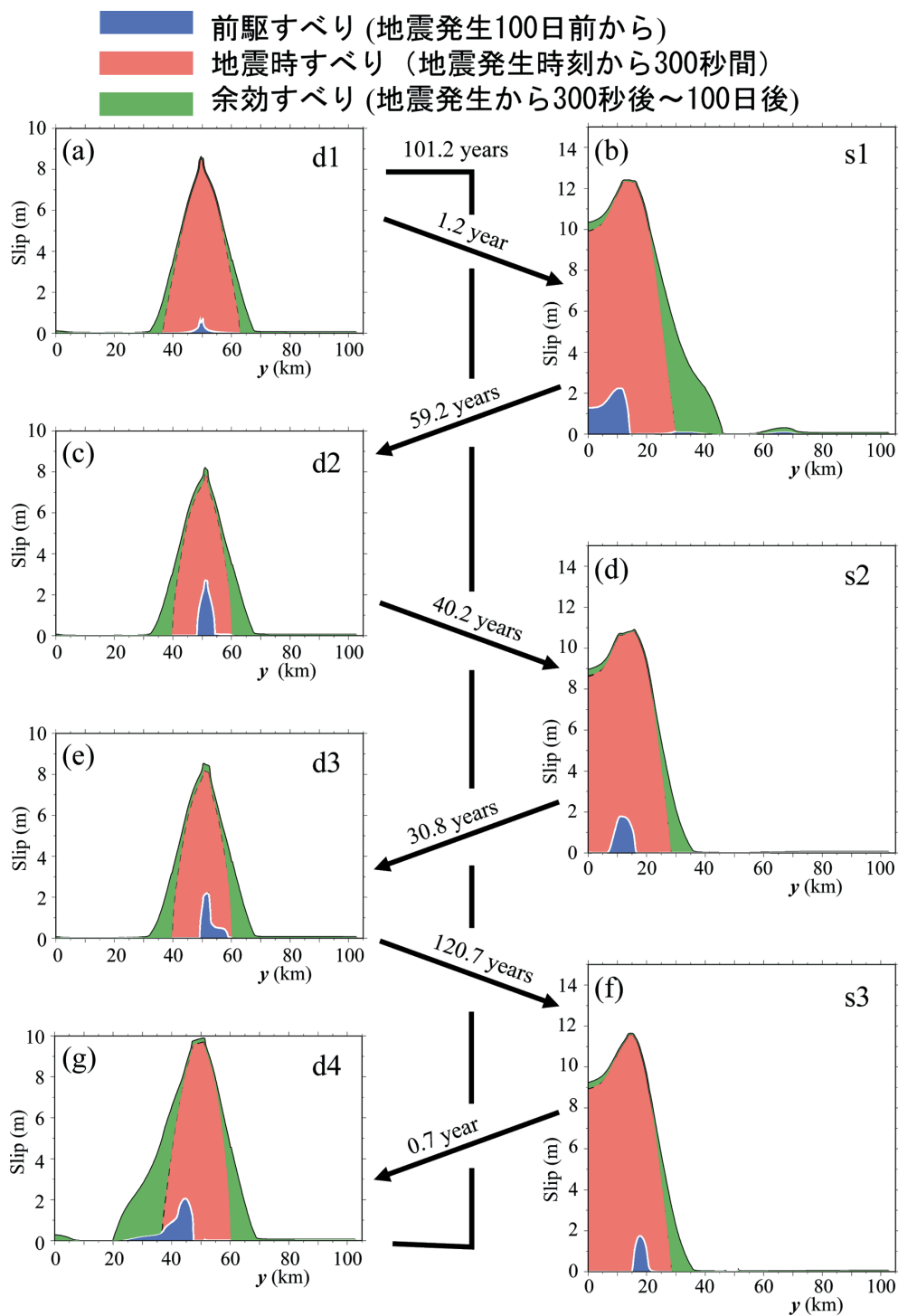


図5. すべりの時間発展図.

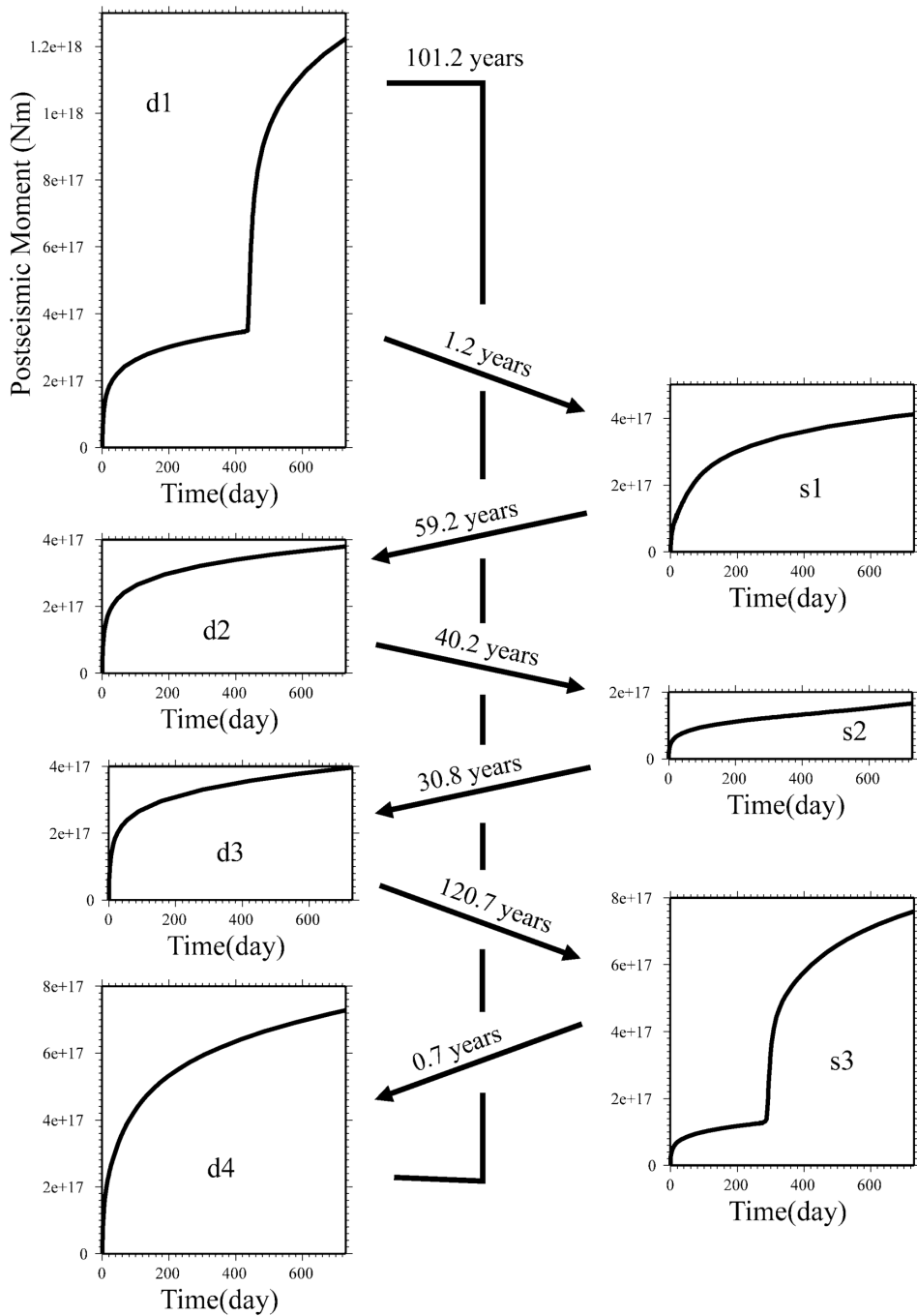


図6. 各イベント発生時刻から5分後を始めとする余効すべり時間履歴図。
モーメント量は海溝軸側に沿った断層長さ1km当たりのものである。

測地測量のそれよりも有意に小さいことが指摘されているが[22], その原因としては活断層の見落としだけではなく, 本章で示されたように, 連動型の地震によって通常よりも増して歪が解放されることも一つの要因として挙げられるのかも知れない.

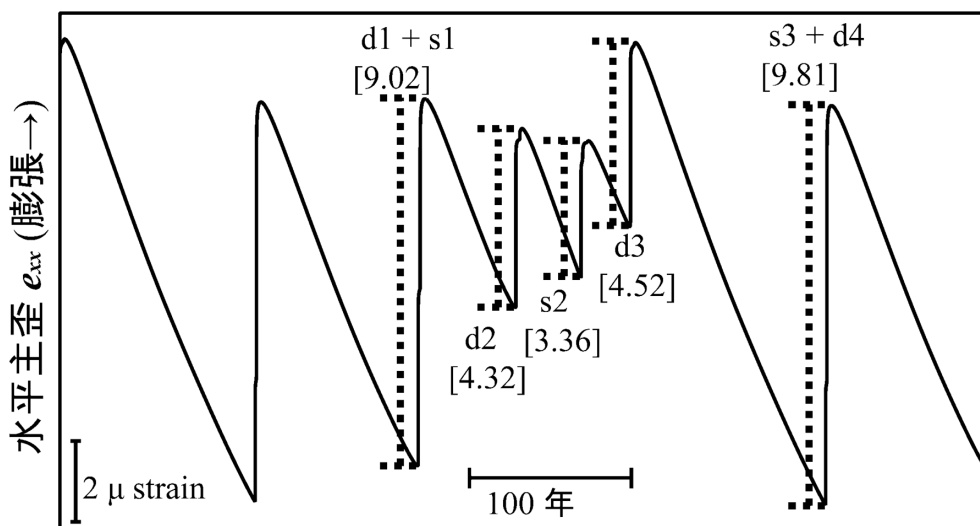


図 7. 想定陸域観測点 $(x, y)=(300, 0)$ における, 水平歪の時間履歴図.

§ 4. 地震に先行する応力変化

前章では主にプレート境界面上のすべりに着目して相互作用の効果を議論してきたが, ここでは応力変化の観点から地震発生前に現れる特徴について調べることを目的とする.

2つの地震発生セグメントがある場合について調べるために, 各イベントが発生する

約 100 日前から 3 日前までの, プレート境界面に沿った方向の軸応力変化率の空間分布を図 8 に示す. 前章で述べたように, 地震前の前駆すべりの空間分布がイベント毎に違うため, 約 100 日前の段階では各地震で応力変化のパターンも異なっている. 例えば, T_s が短い $s1$ と $d4$ は, 中間安定すべり域に余効すべりが発生しているため, その周辺での応力変化が卓越している. 逆に T_s が長い場合, 応力変化率のスケールが相対的に小さい傾向にあることがわかる.

次に浅部のイベントと深部のイベント発生前の共通点について述べる. 図8の楕円で示したように, 深部地震発生域直下のスラブ領域に注目すると, 浅部のイベント前ではその周辺で膨張の応力変化が増大されているが, 深部のイベント前では約100日前から3日前までは圧縮の応力変化が続いていることがわかる. この違いは, 深部地震発生域のすべり分布を反映したもので, 具体的には, 深部地震発生域で地震が起きる直前は先行すべりが生じてその周辺で顕著な応力変化がみられるのに対し, 固着したままの場合はその周辺でのすべり速度はほとんど時間変化しないことから応力変化が生じないためだと考えられ [23], そのような現象が浅部地震発生域が共存したとしてもみられる特徴であることが数値シミュレーションから示されたことになる.

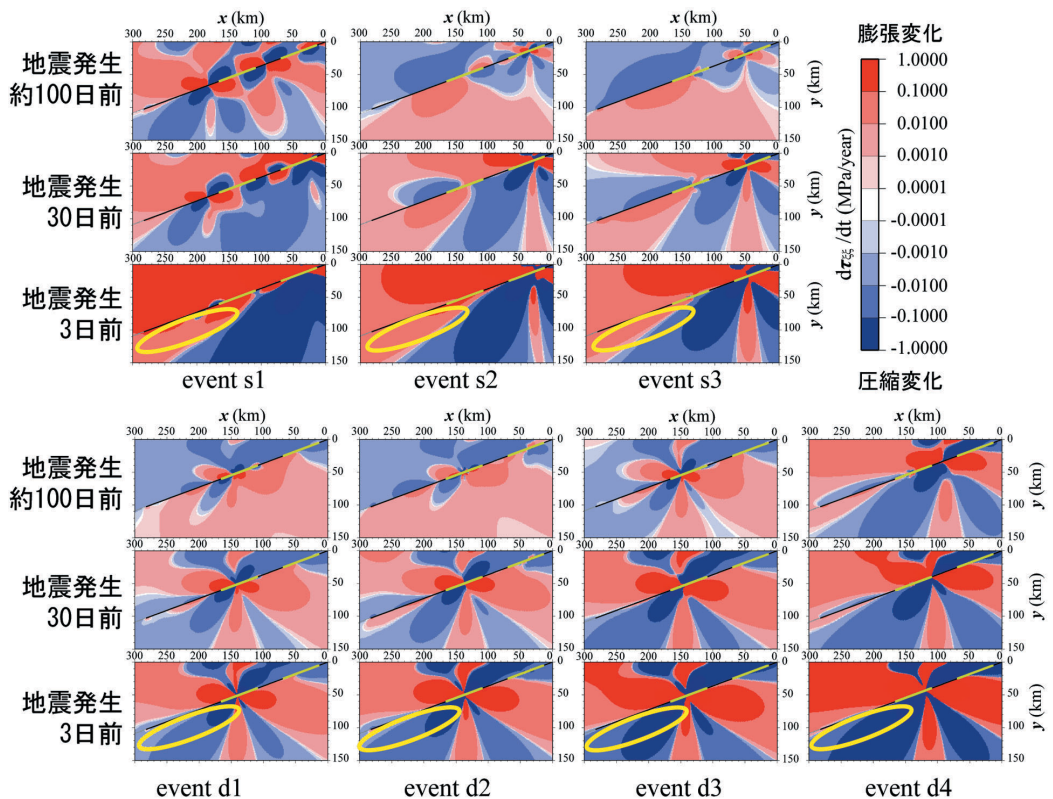


図8. 各イベントの地震発生100日前(上図), 30日前(中図), 3日前(下図)における, 沈み込み方向に沿った軸応力時間変化率の空間分布図. 黄色の楕円で囲まれた領域は, 浅部では赤く(膨張), 深部では青く(圧縮)になっていることが共通してみられる.

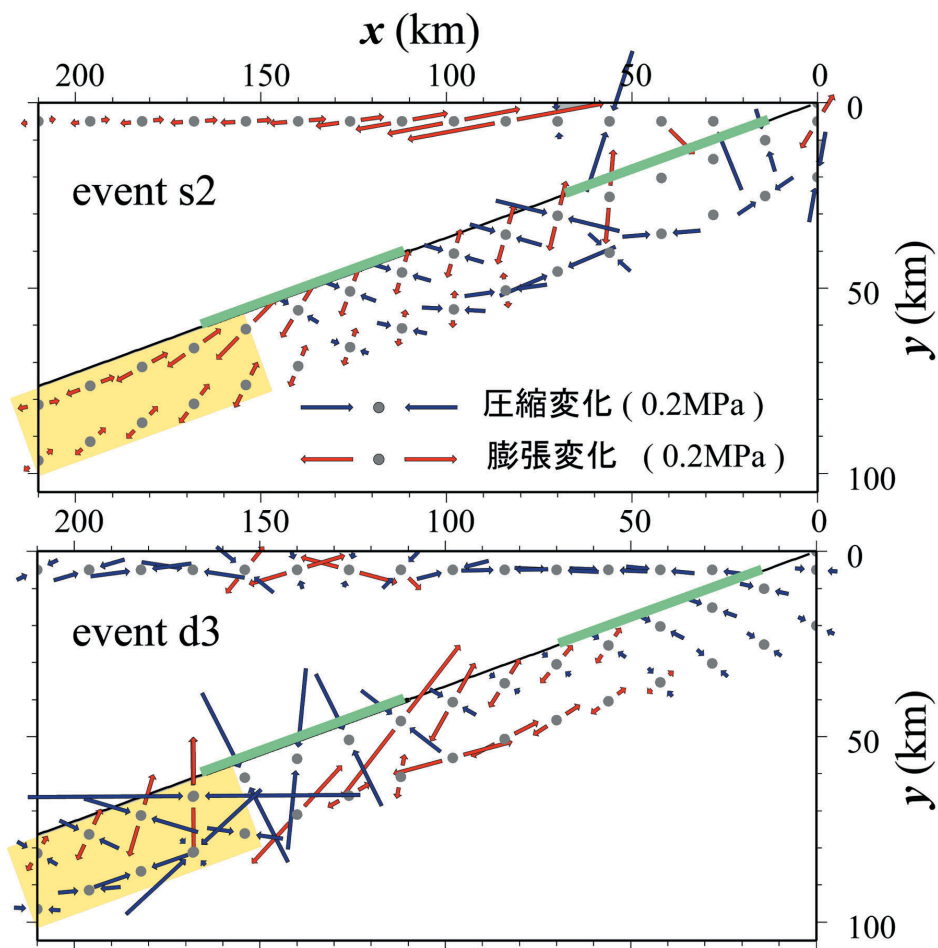


図9. イベント s2 と d3 における地震発生1年前から地震発生直前までに変化した応力場の主応力軸分布図. 黄色で囲んだ領域は, 図8と同様に, s2 では張力場, d3 では圧縮場となっており, 他のイベントでも共通してみられる.

さらに応力軸方向を沈み込み方向に固定せずに, 最大種応力軸方向を求めるために, 代表的なものとして s2 と d3 について地震発生1年前から直前の間に生じる応力変化を図9に示す. これを見る限り, 主応力軸方向も沈み込み方向に近いことがわかる. 一般に東北沖では, 二重深発地震面がスラブ内に存在し [19], 上面では沈み込み方向に圧縮, 下面では膨張のメカニズム解をもつ地震が多く発生していることが知られている [24]. このようなメカニズム解をもつ

二重深発地震面と数値シミュレーションによる応力変化の結果を合わせて考えると、浅部で地震が起きる前には二重深発地震面の地震活動には顕著な変化はみられないのに対し、深部で地震が起きる前には二重深発地震面の上面が活発になって下面が不活発になることが示唆される。

この手法では応力の計算を、不均質媒質全体ではなくプレート境界面上のすべりからの寄与のみとしているため、応力の変化はプレート境界面上のすべり速度に強く依存してしまう。図5の地震前すべりをみると、最大で数 m、地震発生域内での平均をとると数十 cm のオーダーになっているが、1978年の宮城県沖地震のすべり量が最大で2~3mであること[4]を考えると、地震の発生時間間隔やカップリング率(表1)の値が実際より大きいため[17]に、定性的には妥当であっても過大評価している可能性がある。

§ 5. 浅部が固着している影響に関する考察

これまでの宮城県沖地震の活動では、浅部では1897年以降は地震が起きていない一方で、深部ではその後1933, 1936, 1937年に分割されたもの[5]と1978年の2回と2005年の一部破壊[6]が起きている。このように、浅部で固着した状態のまま深部で複数回地震が発生する場合に、深部の地震規模や前駆すべりがどのように変わるのかについて本研究の数値シミュレーション結果から考察する。

このような地震活動に相当するイベントは、d4の後に再び深部で発生したd1である。そこでd1と他の深部での地震イベントについて比較すると、地震前のすべり量(図5)と応力変化量(図8)が有意に小さいことがわかる。この現象を定性的に説明するために図10にイベントs3直後からd1直前までのプレート境界面上のすべり分布の模式図を示す。s3直後には、浅部地震発生域周囲のプレート境界面上において大きなすべり余剰が発生するが、深部地震発生域は地震前で固着したままなので、中間安定すべり域では陸側プレートで張力場、海洋側プレートで圧縮場となり、地震前および地震時のすべりを促進する応力場が生じる。一方で、d4発生後からd1発生前の間では、浅部地震発生域では固着によるback slipが蓄積しているため、d1発生前はd4発生前に比べて相対的に陸側で圧縮場、海洋側で張力場となって地震前および地震時のす

べりを妨げる応力場が生じるため、規模が小さくなると解釈することが出来る。この解釈を実際の宮城県沖地震に当てはめると、仮に2005年の宮城県沖地震以降はしばらく起きない場合、その原因として浅部では固着したまま深部で3回も大きなすべりを生じたために地震性すべりが妨げられたという可能性があり、これは1978年の地震の規模が1933, 1936, 1937年の地震の総和の規模より有意に大きくならずにほぼ同じとなって[25]弱められた原因の一つにもなり得る。あるいは、1938-1978年の間に周囲で大規模な（地震性、あるいはスロースリップイベント[26]のような非地震性の）すべり余剰が起きたために、1978年では地震性すべりが促進されて同時に複数のアスペリティが壊れたという可能性も否定出来ない。

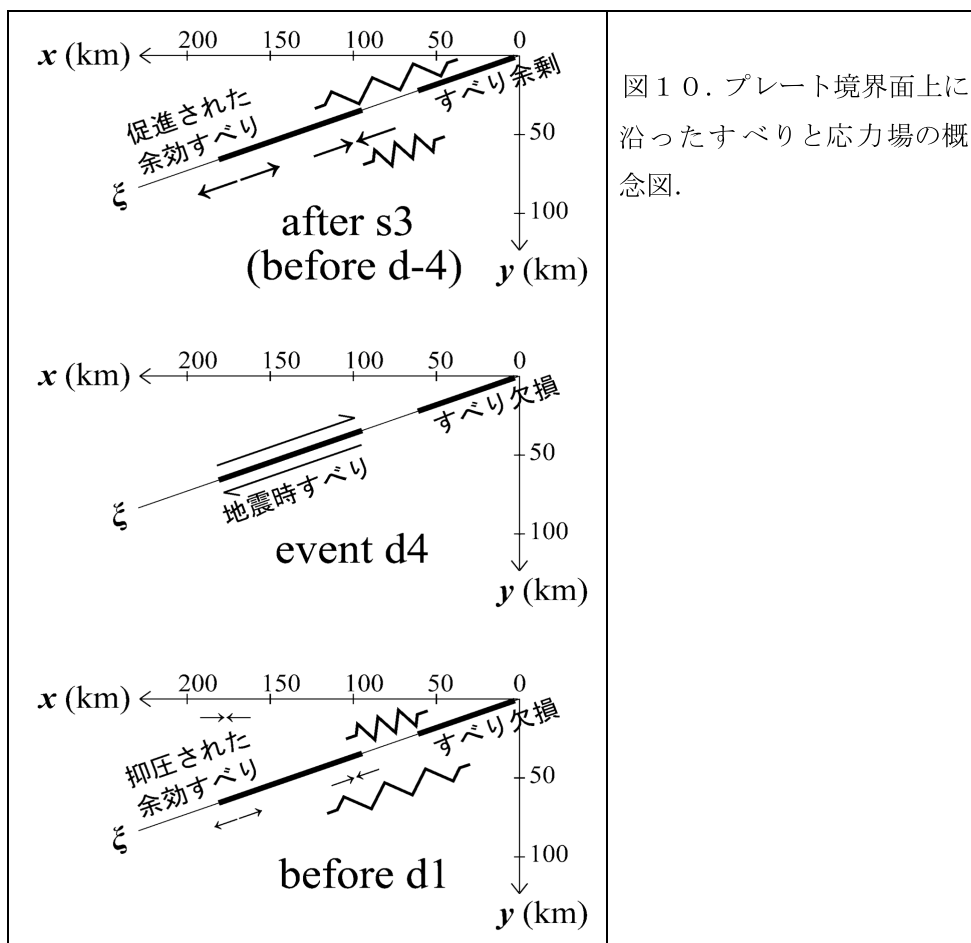


図10. プレート境界面上に沿ったすべりと応力場の概念図.

§ 6. まとめと今後の課題

本研究では宮城県沖地震のように、沈みこみ方向に沿って浅部と深部の2つの地震発生域がある場合について、RSFに従う摩擦特性の不均質を想定した。その結果、岩石実験結果に基づいた摩擦パラメータ推定値の範囲内で試行錯誤的に数十回のシミュレーションを行った結果、深部地震発生域の $b-a$ と d_c を浅部地震発生域よりもある程度小さい値を仮定すると、浅部が固着したまま深部で複数回の地震が起きるなど、複雑な地震サイクルを再現することが出来た。これらの摩擦パラメータを深部地震発生域について浅部の値に近づけてシミュレーションを行ったところ、浅部と深部の地震性イベントが約1年ずれて毎回連動する単一の地震サイクルになったものの4章でみられるような応力変化の特徴が同じようにみられた。逆に、さらに深部地震発生域の摩擦パラメータの値を小さくすると、浅部と深部の地震発生回数の差が大きくなったが、前章までに述べた特徴がみられた。つまり、相互作用が強過ぎると巨視的に一つのアスペリティと同じように振舞うことになり、相互作用が弱くなると独立したイベントが起りやすくなる。このことは、相互作用の状況を把握することによって、摩擦パラメータの空間分布についてある程度拘束条件が与えられることを示唆するものである。

一方で、これまでの結果は、あくまで計算負荷の軽減のために極めて単純化した2次元モデルを想定したものである。そのため、実際の宮城県沖地震の発生パターンと完全に同じものではなく、あくまで一般的・定性的に成り立つものに留まり、定量的な議論にあまり踏み込めなかったことは、今後の大きな課題である。本研究で与えた摩擦パラメータは岩石実験結果に基づいているが、摩擦パラメータ a, b, d_c のいずれも、実験によってオーダーレベルで異なっており[16]、その中から地震サイクルのパターンが合うように試行錯誤的にシミュレーションを繰り返して値を決めた。このため、本研究で与えた摩擦パラメータの空間分布は可能性の一つに過ぎない。また、3次元モデルとして上記のようなことを試行するのは、計算負荷の観点から現実的に難しく、地震時すべりの計算の省略や[29], l_c ((6)式参照) があまり小さくならないような摩擦パラメータの選定やFFTの適用[30]などが必要で、モデルの条件をある程度限定せざるを得ないのが現状である。

以上を踏まえて、今後は岩石実験をさらに精度良く行うと共に、地震サイクルのパターンや規模などから摩擦パラメータを絞り込む他に、GPS 観測から詳細に捉えられつつある余効すべり過程[31]など、あらゆる角度から観測データと数値シミュレーションの計算結果を定量的に比較することで、実際の沈み込みプレート境界面における摩擦パラメータの値の空間分布を詳細に求める必要がある。それらにより、3次元モデルへの適用の際に摩擦パラメータの空間分布を確度の高いかたちで与えられ、将来の地震の発生の予測をする際にも観測から捉える上でさらに有用な情報を提供することが実現可能となろう。

謝辞

平澤朋郎東北大学名誉教授には、本研究の当初から多岐に渡るご助言ご指導を頂きました。また、本研究の一部は、東北大学情報シナジーセンター大規模科学計算システムの共同研究「プレート境界面上におけるすべりの数値シミュレーション」による成果であり、スタッフの皆様には研究を進めるに当たって様々なご相談に対応して下さいました。ここに記して深く感謝申し上げます。

参考文献

- [1] Kawakatsu, H. and T. Seno, 1983, Triple seismic zone and regional variation of seismicity along the northern Honshu arc, *J. Geophys. Res.*, 88, 4215-4230.
- [2] 地震調査研究推進本部, 2000, 宮城県沖地震の長期評価,
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00nov4/miyagi.htm>.
- [3] 地震調査研究推進本部, 2002, 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02jul_sanriku/index.htm.
- [4] Yamanaka Y. and M. Kikuchi, 2004, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.
- [5] Umino, N., T. Kono, T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, N. Uchida, A. Hasegawa, Y. Tamura, and G. Aoki, 2006, Revisiting the three M~7 Miyagi-oki earthquakes in the 1930s : Possible seismogenic slip on asperities that were re-ruptured during the 1978 M7.4 Miyagi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, in press.

- [6] Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Kono, T. Matsuzawa, S. Kita, and A. Hasegawa, 2005, The 2005 M7.2 MIYAGI-OKI earthquake, NE Japan: Possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake , *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2005GL024613.
- [7] Igarashi T., T. Matsuzawa and A. Hasegawa, 2003, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 108(B5), 2249, doi:10.1029/2002JB001920.
- [8] Uchida, N., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and T. Igarashi, 2005, Recurrence intervals of characteristic M4.8+/-0.1 earthquakes off Kamaishi, NE Japan - Comparison with creep rate estimated from small repeating earthquake data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 233, 155-165.
- [9] Kato, N. and Hirasawa T., 1999, A Model for Possible Crustal Deformation Prior to a Coming large Inter-plate Earthquake in the Tokai District, Central Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1401-1417.
- [10] Rani, S. and S. J. Singh, 1992, Static deformation of a uniform half-space due to a long dip-slip fault, *Geophys. J. Int.*, 109, 469-476.
- [11] Rice, J. R., 1993, Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98, 9885-9907.
- [12] Beeler, N. M., T. E. Tullis, and J. D. Weeks, 1994, The roles of time and displacement in the evolution effect in rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1987-1990.
- [13] Dieterich, J. H., 1979, Modeling of rock friction, 1: Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168.
- [14] Ruina, A. L., 1983, Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88, 10359-10370.
- [15] Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky, and W. T. Vetterling, 1992, *Numerical Recipes*, 2nd ed., Cambridge Univ. Press, New York.
- [16] Blanpied, M. L., C. J. Marone, D. A. Lockner, J. D. Byerlee, and D. P. King, 1998, Quantitative measure of the variation in fault rheology due to fluid-rock interactions, *J. Geophys. Res.*, 103(B5), 9691-9712.

- [17] Pacheco, J. F., L. R. Sykes, and C. H. Scholz, 1993, Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *J. Geophys. Res.*, 98, 14133-14159.
- [18] Stuart, W. D., 1988, Forecast model for great earthquakes at the Nankai trough subduction zone, *Pure Appl. Geophys.*, 126, 619-641.
- [19] Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa, 2001, Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, *J. Geophys. Res.*, 106(B2), 2177-2191.
- [20] Dieterich, J. H., 1992, Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength, *Tectonophysics*, 211, 115-134.
- [21] Boatwright, J. and M. Cocco, 1996, Frictional constraints on crustal faulting, *J. Geophys. Res.*, 101, 13895-13909.
- [22] 飯尾能久, 1998, σ_{hmin} -地震発生に関する役割-, *地震* 2, 50, 273-281.
- [23] 高木章雄, 1980, まとめと宮城県沖地震の前兆的地震活動, *地震予知研究シンポジウム*, 231-241.
- [24] Hasegawa A., S. Horiuchi, and N. Umino, 1994, Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis, *J. Geophys. Res.*, 99, 22295-22311.
- [25] 長谷川昭, 2006, 2005.8.16 宮城県沖地震と想定宮城県沖地震, *日本地球惑星科学連合 2006 年大会*, S208-008.
- [26] Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, 298, 1009–1012.
- [27] Nakatani, M., 2001, Conceptual and physical clarification of rate- and state-dependent friction law: Frictional sliding as thermally activated rheology, *J. Geophys. Res.*, 106(B7), 13,347– 13,380.
- [28] Nakatani, M. and C. H. Scholz, 2004, Frictional healing of quartz gouge under hydrothermal conditions: 1. Experimental evidence for solution transfer healing mechanism, *J. Geophys. Res.*, 109, B07201, doi:10.1029/2001JB001522.

- [29] Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida, 2002, A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 39– 58.
- [30] Liu, Y. and J. R. Rice, 2005, Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences, *J. Geophys. Res.*, 110, B08307, doi:10.1029/2004JB003424.
- [31] Fukuda, J., T. Higuchi, S. Miyazaki, and T. Kato, 2004, A new approach to time-dependent inversion of geodetic data using a Monte Carlo mixture Kalman filter, *Geophys. J. Int.* 159, 17-39, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02383.x.
- [32] Hatori, T., 1975, Tsunami magnitude and wave source region of historical Sanriku tsunamis in northeast Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 50, 397-414.
- [33] 羽鳥徳太郎, 1999, 三陸沖歴史津波の規模の再検討, 日本地震学会予稿集 1999 年度秋季大会, C76.
- [34] 東北大学, 2005, 第 165 回地震予知連絡会資料,
<http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/download/yochiren/siryo/165.pdf>