

地震発生サイクルシミュレーション

Earthquake cycle simulation

京都大学大学院理学研究科 平原 和朗

2011年東北地方太平洋沖地震は、マグニチュード9.0の超巨大地震で、強震動、特に巨大津波を発生させ、未曾有の東日本大震災を引き起こした。この超巨大地震による応力擾乱は日本列島全域に及び、今後少なくとも10年間活発な地震活動・地殻変動が継続すると思われる。また西南日本の南海トラフでは、今世紀前半中に巨大地震の発生が危惧されており、東北地方太平洋沖地震の発生を受け、南海巨大地震モデルの見直しが行われている。また歴史データからは、南海トラフ巨大地震の発生数十年前から発生直後まで内陸地震活動が高まることが知られている。このように、日本列島は今まさに大地動乱の時代にあると言える。こういった状況の中、室内岩石実験から得られた摩擦構成則に基づきプレート運動を原動力とする、地震発生サイクル（地震の繰り返し発生）のシミュレーションが行われ、超巨大地震の発生機構解明や日本列島の今後の地震活動予測につなげようとする試みがなされている。こういった、地震発生サイクルシミュレーションの手法並びに現状を報告する。

1. はじめに

日本列島は、糸魚川—静岡構造線を境として、北東部は北米プレートに属し、北海道・東北・関東地方沖に位置する日本海溝下には、東から太平洋プレートが8～9 cm/年の速度で沈み込んでいる。これに対し、西南日本はユーラシアプレート（アムールプレート）に属し、駿河・紀伊半島・四国沖の南海トラフ下には、南からフィリピン海プレートが2～6 cm/年の速度で沈み込んでいる（図1）。このように日本列島はプレート沈み込み帯に位置し、プレート境界や内陸における活断層で多くの地震が発生し、大きな被害が生じている。

2011年3月11日に発生した2011年東北地方太平洋沖地震は、マグニチュード(M)9.0の超巨大地震で、幅200km、長さ500kmに及ぶ広大な震源域を約3分かけて破壊し、牡鹿半島では5 m、宮城県沖の海底では30mに及ぶ東方への変位が見られ、宮城県沖日本海溝近傍の浅部のプレート境界では50mにおよぶ非

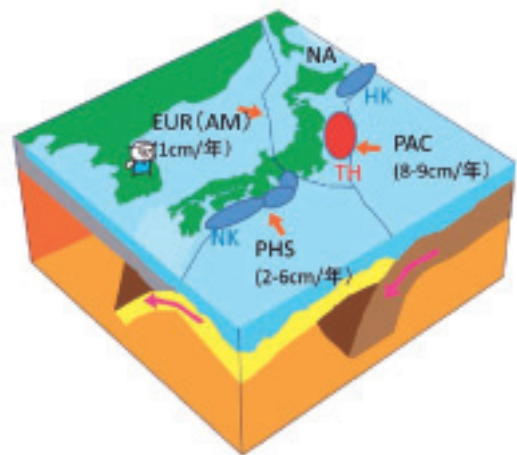


図1 日本周辺のプレート分布と巨大地震震源域。PAC：太平洋プレート、PHS：フィリピン海プレート、NA：北米プレート、EUR：ユーラシアプレート、AM：アムールプレート、HK：北海道東岸沖想定震源域、TH：東北地方太平洋沖地震震源域、NK：南海トラフ巨大地震震源域。

常に大きな地震時すべりが生じたと推定されている。この超巨大地震は、強震動、特に巨

大な津波を発生させ、死者15,861名、行方不明者2,939名（2012年6月13日現在、警察庁）に上る犠牲者を生み、未曾有の東日本大震災を引き起こした（例えば、[1]）。

先日2012年12月7日にM7.3の地震が三陸沖日本海溝付近で発生し、最大1 mの津波高が観測され、多くの人々が寒空に避難することとなった。この地震は、プレートが沈む込む手前の領域で発生する正断層型の地震でアウトターイズ地震と呼ばれる、東北地方太平洋沖地震の余震である。このように、今なお震源域およびその周辺では活発な余震および誘発地震活動が見られる。2004年スマトラ沖地震（M9.1）に見られるように、こういった超巨大地震の発生は広い範囲に大きな応力擾乱をもたらし、日本列島全域にわたり、今後少なくとも10年間は活発な地震活動・地殻変動を引き起こすと思われる。

一方、西南日本の南海トラフでは、90年～150年間隔で巨大地震が発生しており、今世紀の前半中には次期巨大地震の発生が危惧されている。2003年に内閣府の南海トラフ巨大地震モデルおよび被害想定が出されていたが、今回のM9.0東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、見直しが進められている [2]。また、南海トラフ巨大地震の発生前50年から発生後20年の間、西南日本内陸地震活動が高まることが知られ [3]、1995年兵庫県南部地震の発生を契機に内陸地震の活動期に入ったと言われている。

以上述べたように、後世から見れば今後南海トラフ巨大地震発生後まで大地動乱の時代にあったと言われる時代に我々は生きていることになる。

残念ながら今回の超巨大地震の発生予測には至らなかったが、日本列島に展開された陸域GPS観測網や海域での海底地殻変動観測（GPS・音響観測）により、プレート境界での固着状況の把握には大きな進展があり、アスペリティと呼ばれる地震間には固着してお

り地震時に大きなすべりを生じるパッチの存在が明らかになっていた。こういった状況で、岩石摩擦実験から得られた摩擦構成則に基づき、プレート運動を原動力としたプレート境界や断層での地震の繰り返し発生（地震発生サイクル）のシミュレーションが行われ、超巨大地震の発生機構への理解や今後発生する地震の予測についての情報を得ようとしている。

本稿では、岩石実験から得られた摩擦構成則、アスペリティモデル、地震発生シミュレーションの基礎方程式および現状・課題について概観する。

2. 岩石の摩擦構成則

摩擦は日常生活でも身近な現象であり、現在でも研究が盛んに行われている重要な物理現象である。実は、この摩擦は地震発生とも密接に結びついている。床面上に置いたブロックにバネをつけ引っ張るといった実験を考えてみる。ブロックは最初止まっている（固着）が、バネに加わる力がブロックと床面に働く静摩擦力より大きくなるとすべり始め、動摩擦力の下ですべりが加速しやがてバネに加えられた力が解放されると止まる。さらに引っ張り続けると、すべり始め止まるといった固着—すべりを繰り返す。すべりを地震と見なせば、これは断層面で地震が繰り返し発生する現象（地震発生サイクル）と良く似ている。このように、地震は断層での摩擦現象であるとの認識に立って、1970年代から岩石摩擦実験が行われ、いくつかの摩擦構成則が提出されてきた。そのひとつである、すべり速度・状態依存摩擦（RSF）則 [4] [5] は、単純な静摩擦・動摩擦ではなく、すべりによる摩擦低下のみならず摩擦が時間とともに回復する強度回復過程を含んでおり、プレート境界におけるすべりの時空間発展（地震発生サイクル）の数値シミュレーションによく用いられている。このRSF則は厚

紙等の摩擦でも見られる普遍的な摩擦則[4]で、境界面に働く法線応力 σ から境界面に含まれる間隙流体圧 p を引いたものを有効法線応力 σ^{eff} とすると、摩擦力 τ は、

$$\tau(t) = \mu(t) \sigma^{\text{eff}}(t) \dots\dots\dots (1)$$

と書ける(クーロン・アモントンの摩擦則)。

ここで μ は摩擦係数で、RSF則では、

$$\mu(t) = \mu_0 + a \ln(V(t)/V_0) + b \ln(V_0 \theta(t)/L) \dots\dots\dots (2)$$

と書け、すべり速度 V と面の状態を表す変数 θ に依存する。ここで、 a 、 b 、 L は摩擦パラメータで、 μ_0 は定常参照速度 V_0 に対する摩擦係数である。 θ の時間発展則には色々なバージョンがあるが、一例として、スローネス則は、

$$d\theta(t)/dt = 1 - V(t)\theta(t)/L \dots\dots\dots (3)$$

と与えられる。

式(3)で V が小さく右辺第2項が無視できる時、 $\theta = t + \text{定数}$ となり式(2)より摩擦は時間の対数で大きくなり、固着して強度回復する過程を表す。逆に V が大きいと θ すなわち摩擦が小さくなり、すべりによる弱化過程を表す。このように摩擦の回復とすべりによる弱化の性質を持つ摩擦則となっていて、地震サイクルシミュレーションに適している。

式(3)で定常 $d\theta/dt=0$ とおくと、 $\theta_{ss} = L/V_{ss}$ となり、式(2)から定常摩擦係数は $\mu_{ss} = \mu_0 + (a-b) \ln(V_{ss}/V_0) \dots\dots\dots (4)$ となる。 $a-b$ が正であればすべり速度が増すと摩擦が大きくなり(速度強化)、ズルズルとすべる性質(クリープ)を表す。逆に負であればすべり速度が増すと摩擦が下がり(速度弱化)、すべり速度が加速して高速すべりになる地震性すべりを表すのに適している。

図2にすべり速度を V_1 から V_2 に上げた時の摩擦係数 μ の変化を示す。瞬間的応答として摩擦係数は $a \ln(V_2/V_1)$ だけ上がり、すべり距離 L だけすべて $b \ln(V_2/V_1)$ だけ下がり速度 V_2 の定常摩擦係数に落ち着く。通常の静摩擦から動摩擦のように瞬時に変わるのではな

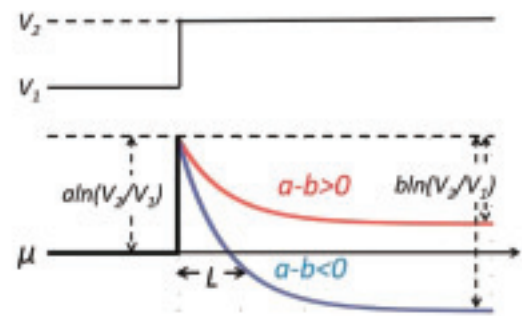


図2 速度ステップによる摩擦係数変化
RSF則による、定常すべり速度を V_1 から V_2 に上げた時の摩擦係数 μ の変化。 $a-b>0$:速度強化、 $a-b<0$:速度弱化
 L :特徴的すべり距離

く、特徴的すべり距離 L だけすべて新しい摩擦状態になる。

同じ岩石であっても湿潤状態では摩擦特性は温度依存性を示す。低温では $a-b<0$ (速度弱化)となるが、 350°C を超えると $a-b>0$ (速度強化)となる。地殻内地震は深さ15~20kmまで発生している。また、東北沖の年齢が古く冷たい太平洋プレート境界では約60km、逆に年齢が若いフィリピン海プレートが沈み込む南海トラフでは約30kmの深さまで地震発生域が広がっている。これらの深さはおよそ 350°C にあたり、岩石摩擦の温度特性で地震発生の下限が決まっているように見え、RSF則が注目された所以である。

また、摩擦境界面にガウジ(断層破碎帯などに見られる粘土質の物質)を挟むと $a-b>0$ (速度強化)になる。プレート境界の浅部では堆積物やガウジが境界面に存在し固着を起こさないと考えられていたが、今回の東北地震では浅部でもかなり固着して可能性がある。

3. アスペリティモデル

地震波解析から得られた地震時すべり分布や地震間のGPS観測により、プレート境界におけるくっつき方(摩擦特性)の多様性を表すアスペリティモデルが考えられるようになった。このモデルでは、プレート境界は

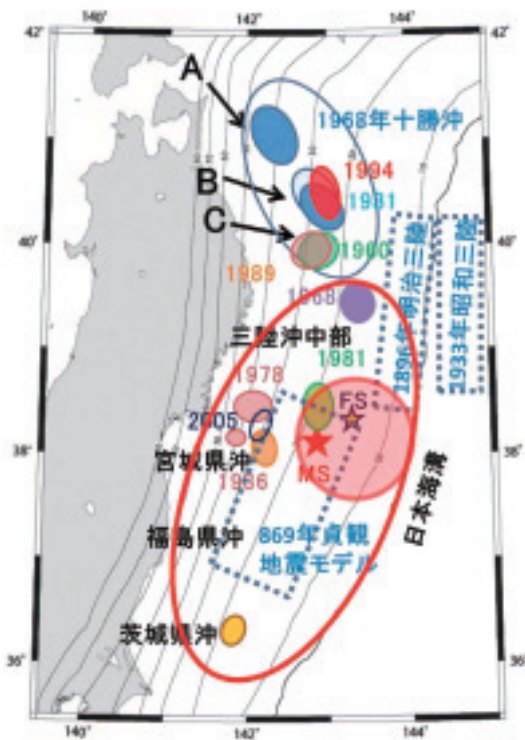


図3 簡略化した東北地方のアスペリティマップと2011年東北地方太平洋沖地震震源域 ([1] の図に加筆)。[7] によるM7アスペリティマップに2011年東北地方太平洋沖地震 (赤楕円)、津波堆積物から推定された869年貞観地震、1896年明治三陸津波震源域、1933年昭和三陸地震震源域 (点線の矩形) を示す。なお、日本海溝から西側へ沈み込む太平洋プレート境界面の等深度線を深さ80kmまで書き入れてある。

パッチ状のアスペリティとそれ以外の安定すべり域に分けられる。安定すべり域では地震サイクル中、ゆっくりしたすべりが生じている。逆に、アスペリティでは、地震の発生していない期間 (地震間) では固着し、地震時には大きなすべりが発生する。アスペリティの位置は時間的に不変であるが、破壊するアスペリティの組み合わせにより、再来間隔や地震の大きさが変化すると考えられてきた。

図3に東北地方のアスペリティマップを示す [1] [7]。この領域では単独で破壊するM7クラスのアスペリティが存在し、1968年十勝沖地震 (M8.3) に見られるように複数の

M7アスペリティ (A、B、C) が連動破壊しM8クラスの地震を生み出していると考えられていた。また宮城県沖にも複数のM7クラスのアスペリティが存在し、組み合わせを変えながらM7地震が30~40年間隔で発生していた。こういった状況で、2011年3月9日に前震 (FS) が発生し、11日にM9.0の超巨大地震が発生した (図3 本震:MS、震源域:赤楕円、50mを超える大すべり域:赤網かけ円)。

これに対し、南海トラフ震源域では、東からM8クラスのアスペリティである東海・東南海・南海セグメントが存在し (図1)、90~150年間隔で地震が発生しているが、複雑な破壊様式を示している。つまり、これらのセグメントが同時破壊 (1707年宝永地震 (M8.6)) したり、東側セグメントが早く破壊したり (1854年安政地震では30時間、さらに1944年昭和東南海地震1946年南海地震では2年の時間差) している。また1944年東南海地震のように東海セグメントが破壊されない場合もある。

地震サイクルシミュレーションでは、こういったアスペリティと安定すべり域に、 $a-b < 0$ (速度弱化) と $a-b > 0$ (速度強化) といった摩擦パラメータを分布させ、複雑な地震発生の時空間パターンを再現しようとしている。

4. 地震発生サイクルシミュレーション

4.1 計算手順

まず、対象とするプレート境界をN個の小断層セルに分割し、各セルでの準動的運動方程式から、セル*i*で応力 $\tau_i(t)$ は、

$$\tau_i(t) = \sum_j K_{ij}(u_j(t) - V_{pl,j}t) - (G/2Vs)V_i(t) \dots \dots \dots (5)$$

と書ける。ここで、 K_{ij} はセル*j*での単位すべりによるセル*i*での静的応力変化を表し、すべり応答関数と呼ばれている。また、 u_j 、 $V_{pl,j}$ はセル*j*でのすべりおよびプレート速度、 V_i はセル*i*でのすべり速度、 G 、 V_s は剛性率及びS波

速度を表す。式(5)の右辺第2項はS波放射近似でS波放射減衰項と呼ばれる [8]。

式(5)のせん断応力と式(1)の摩擦力を等しいと置き、RSF則式(2)および状態変数の発展則(例えば式(3))を連立させて、時間可変のルンゲクッタ法で、各セルにおけるすべりの発展を求めることになる。実際の計算での時間刻みは地震間では数ヶ月から地震時には 10^{-3} 秒程度と大きく変化する。後述するように、モデル内に地震時すべりを起こすアスペリティの数が多くなると多大な計算時間を要することになる。

2節では、通常の摩擦則の場合で、バネを付けたブロックを引っ張る話をしたが、その際バネが非常に硬いとズルズルと引っ張られ、固着—すべり現象を示さない。RSF則でのバネ—ブロックモデルも同様で、固着—すべりを起こすには、

$$a-b < 0 \quad \text{かつ} \quad k < k_c = \sigma^{eff}(b-a)/L \dots\dots\dots (6)$$

の条件が必要である。ここで k はバネ定数、 k_c は臨界バネ定数と呼ばれ、摩擦パラメータで決まる。地震断層の場合、単位すべりを増加させるのに必要なせん断応力は断層サイズ r に反比例して小さくなるので、断層の有効バネ定数 k_f も r に反比例する。この節の冒頭で境界面を N 個の小断層セルに分割すると書いたが、大きなセルに分割したのでは k_f が小さくなり勝手に不規則に破壊が始まることになる。そこで断層面を連続体として扱うには、小断層セルサイズ h は

$$h < h^* = cL / (\sigma^{eff}(b-a)) \dots\dots\dots (7)$$

と臨界セルサイズ h^* より十分小さく取る必要がある。ここで c はセルの形状による係数である。通常セルサイズは数百~十mのオーダーとなる。

前述したように、 $a-b < 0$ の速度弱化特性をアスペリティパッチに与えるが、パッチサイズが臨界セルサイズより十分大きくないと、逆に地震性高速すべりを起こさないので、安定すべりが発生し、この場合条件付き安定すべ

り特性と呼ばれる。このように、 $a-b$ の正負とパッチサイズの大きさを摩擦特性が変わってくる。まとめると、 $a-b > 0$ の安定すべり域、および $a-b < 0$ でパッチサイズ $r \leq h^*$ である条件付き安定すべり特性をアスペリティ以外の領域に与え、 $a-b < 0$ かつ $r > h^*$ の不安定すべり特性をアスペリティパッチに与え、複雑な地震発生様式の再現を図っている。

4.2 シミュレーション例

多くの地震サイクルシミュレーションがなされているが、まず、2011年東北地方太平洋沖地震発生サイクルのシミュレーションを挙げる。

2011年東北地方太平洋沖は地震時すべり量50mにも及ぶ領域を持ち(図2の赤い網かけ部分)、プレート速度8cm/年を考えると600年以上の繰り返し間隔となる。限られた津波堆積物データから869年貞観地震の規模はM8.4と推定され、その想定震源域を図2に示しているが、仙台平野での津波浸水域は今回と全く同じで、今回と同じような超巨大地震であった可能性がある。この地震により破壊された震源域内には、宮城県沖や茨城県沖に数十年間隔で地震を繰り返し発生させている複数のアスペリティパッチが存在する。

[9]では、宮城県沖領域を2次元でモデル化し、海溝よりの大すべりパッチに強パッチと呼ばれる、非常に強い固着特性を、宮城県沖M7アスペリティパッチに通常的不安定すべり特性を、残りの領域に安定すべり特性を与えて、シミュレーションを行なっている。また、[10]では、3次元モデルで、[11]の階層アスペリティモデルに基づいて、図2の広い超巨大地震震源域を $a-b < 0$ ではあるが条件付き安定すべり特性とし、安定すべり特性とした[9]の3次元モデルと比較している。また、[12]は、すべり速度が大きくなると L が大きくなる新たなRSF則を導入してシミュレーションを行っている。いずれのモデ

ルも、数百年のM 9地震サイクル、広大な震源域、大地震時すべり、震源域内での数十年間隔でのM 7地震の繰り返し発生の再現に成功している。ただ、[9]では地震後、M 7宮城県沖地震の活動間隔が短く活発化するのに対し、[10]では地震サイクルの前半ではM 7宮城県沖地震の発生は抑えられる違いが見られ、今後の観測が待たれる。

一方、南海トラフの地震発生サイクルシミュレーションでは、[13]、[14]が挙げられる。全セグメント同時破壊の1707年宝永地震の150年後、1854年安政地震では東側セグメントが30時間早く破壊、その90年後の昭和地震では2年の時間差があったが、[14]では、こういった現象の定性的な振る舞いの再現に成功している。ただし、まだ定量的には大きな差が残されている。

なお、この地域では、日向灘や東海地方で1年や数年かけてゆっくりとしたすべりを起こす長期的スロースリップや、南海トラフ巨大地震震源域より深部で数日程度続く短期スロースリップや深部低周波微動が発見されている。シミュレーションにより、これらの深部低周波微動やスロースリップの活動が、南海トラフ巨大地震発生前に変化する可能性が報告され、発生予測の鍵となる可能性がある。

5. シミュレーション課題

最後に、現状の地震発生サイクルシミュレーションの課題について簡単に触れておく。

5.1 大規模・マルチスケールシミュレーションへ

超巨大地震震源域ではモデル領域が広大となり、また小さな地震まで含めるマルチスケールシミュレーションでは、分割セル数Nが膨大になり、計算に要するメモリ量・時間が大きくなっていく。東北地方太平洋沖地震サイクルシミュレーションではNは20万程度となり、 10^6 のオーダーに近い。式(5)から分か

るように、すべり応答関数行列 K_{ij} とすべり遅れベクトル $(u_j - V_{pl,j}t)$ 積には、 $O(N^2)$ のメモリおよび計算量を必要とする。階層型行列(H-matrix)法を用いて、メモリ量で $O(N)$ 、計算量で $O(N) \sim O(N \log N)$ の省メモリ・高速化が図られている[15]。

現状では、東北地方と南海トラフで別々のモデル領域を設定してシミュレーションしているが、東北地方太平洋沖地震の影響は日本列島全域に広がり、日本列島域全域を同時にシミュレーションする必要がある。この場合Nは 10^6 を大きく超える超大規模計算になる。また、現状ではM 7クラス以上の地震発生を扱っているが、実際には地震規模と発生頻度はグーテンベルグリヒター則($\log n = a - bM$: nはマグニチュードMの発生数)に従い、b値は1に近くMが1小さくなると10倍の発生数になる。巨大地震の前にはb値が小さくなるという報告もあり、地震発生予測の鍵になるかもしれない。こういった小さな地震まで含めた階層構造を持つアスペリティ分布でシミュレーションすると、セルサイズNの増加に加えて、地震発生数が増え、時間刻みが小さくなり、計算時間の爆発的な増大が予想される。他の高速化手法(例えば高速多重極法(FMM)など)も検討し、更なる省メモリ化・高速化を図り、京コンピュータ等を駆使しての大規模・マルチスケールシミュレーションの早急な実現が望まれる。

5.2 準動的から動的を含む地震サイクルシミュレーションへ

現状の多くの地震サイクルシミュレーションでは式(5)の準動的近似を用いている。動的破壊では地震波が放出され、時間依存のすべり応答関数となりコンボリューション計算が必要となる。一部では計算がなされているが、更に計算に工夫を凝らし、大規模地震サイクルシミュレーションに組み込む必要がある。

5.3 間隙流体を考慮したシミュレーションへ

プレート境界や断層帯の空隙には間隙流体が含まれ、地震時摩擦発熱による加圧 (TP) により、間隙流体圧 p が上昇し、式(1)の有効法線応力 σ^{eff} が下がることによる摩擦力の低下が、RSF則による摩擦変化に加わる。実際、[16] では、東北地方太平洋沖地震の大すべり域に強い固着域を考えるのではなく、RSF則に加え地震時すべりTPによる摩擦力低下で、大すべりを再現し数百年の繰り返し間隔を再現している。

地震時摩擦発熱によるTPのみならず、地震発生前に断層帯の周りで空隙が多くなり (ダイラタンシー) 間隙流体圧が減少する現象や、地震間では化学反応により溶融物が析出し空隙を塞いで流体圧上昇をもたらすなど、地震サイクルを通じて間隙流体圧が変動する。断層帯周辺の水理パラメータは不明であるが、TPだけでなく地震間の間隙流体圧変化まで取り入れたシミュレートを行う必要がある。また、多孔質弾性体として地震後の流体移動による余効変動が生じることも考慮に入れる必要がある。

5.4 均質弾性構造から不均質粘弾性構造へ

現状のシミュレーションも多くは、すべり応答関数の解析的表現が存在する、半無限均質弾性媒質を仮定して行われている。実際は地殻やプレートは弾性体として扱われるが、マントル特にマントルウェッジはマックスウェル粘弾性的性質を持つ。すなわち、すべり応答関数は弾性応答のみならず時間依存の成分を持ち、式(5)の応力計算はすべり応答関数行列とすべり遅れ速度ベクトルとのコンボリューションとなり、各セルにおける全すべり速度履歴を必要とする。現在、メモリ変数を用いた新たな計算法の開発が続けられている [17]。

均質や成層弾性・粘弾性構造が用いられているが、沈み込み帯ではプレートの沈み込み

に起因する、複雑な海底地形や不均質構造が支配的であり、地震サイクルにも大きな影響を及ぼしている。不均質弾性・粘弾性媒質に対するすべり応答関数は有限要素法 (FEM) により計算することになるが、 10^6 程度のセルに対するすべり応答関数を繰り返し計算する必要があり、これも大変なメモリおよび計算量を要する。

不均質粘弾性や動的破壊過程を組み入れた地震サイクル計算では、すべり応答関数を用いる境界要素型解法に代わり領域解法であるFEMで直接地震サイクル計算を行うこと [18] も視野に入れる必要がある。以前筆者は (株) 高度情報科学技術研究機構と共同で固体地球科学用有限要素法プログラム (GeoFEM) を開発したことがあるが、更に強力な地震サイクルシミュレーションFEMプログラム開発が必要とされる。いずれにしても超大規模シミュレーションとなり、次世代スーパーコンピュータ及びそれに見合う高度なソフトウェア開発が必要となる。

参考文献

- [1] 平原和朗・澁谷拓郎、2011年東北地方太平洋沖地震Mw9.0:概要、自然災害科学、31-1, 3-22, 2012.
- [2] 内閣府、南海トラフの巨大地震に関する津波高、浸水域、被害想定公表について、2012.
- [3] Hori, T. and K. Oike, A statistical model of temporal variation of seismicity in the Inner Zone of Southwest Japan related to the great interplate earthquakes along the Nankai trough, *J. Phys. Earth*, 44, 349-356.
- [4] Dieterich, J.H., Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168, 1979.

- [5] Ruina, A., Slip instability and state friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88, 10359 -10370, 1983.
- [6] 松川宏、滑りと摩擦の科学、培風館、2009.
- [7] Yamanaka, K., and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, 2004.
- [8] Rice, J., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98, 9885-9907, 1993.
- [9] Kato, N. and S. Yoshida, A shallow strong patch model for the 2011 great Tohoku-oki earthquake: A numerical simulation, *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi: 10.1029/2011GL048565, 2011.
- [10] Ohtani, M., Large-scale quasi-dynamic earthquake cycle simulation, Master Thesis, Graduate School of Science, Kyoto University, pp.67, 2012.
- [11] Hori, T., and S. Miyazaki, A possible mechanism of M 9 earthquake generation cycles in the area of repeating M 7~8 earthquakes surrounded by aseismic sliding, *Earth Planets Space*, 63, 773-777, 2011.
- [12] Shibazaki, B., T. Matsuzawa, A. Tsutsumi, K. Ujiie, A. Hasegawa, and Y. Ito, 3D modeling of the cycle of a great Tohoku - oki earthquake, considering frictional behavior at low to high slip velocities, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L21305, doi:10.1029/2011GL049308, 2011.
- [13] Hori, T., N. Kato, K. Hirahara, T. Baba, Y. Kaneda, A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 215-226, 2004.
- [14] Hori, T., Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Earth Simulator*, 3, 8-19, 2006.
- [15] Ohtani, M., K. Hirahara, Y. Takahashi, T. Hori, M. Hyodo, H. Nakashima, and T. Iwashita, Fast computation of quasi - dynamic earthquake cycle Simulation with Hierarchical Matrices, *Procedia Computer Science*, 4, 1456 - 1465, 2011.
- [16] Mitsui, Y., N. Kato, Y. Fukahata, K. Hirahara, Megaquake cycle at the Tohoku subduction zone with thermal fluid pressurization near the surface, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 325-326, 21-26, 2012.
- [17] 平原和朗・大谷真紀子・鹿倉洋介・兵藤守・堀 高峰・橋間昭徳、漸化型メモリ変数法を用いた粘弾性媒質における地震発生サイクルシミュレーション、*日本地震学会2012年秋季大会*、P1-66、函館、2012.
- [18] Kaneko, Y., J.P. Ampuero, and N. Lapusta, Spectral - element simulations of long-term fault slip: Effect of low - rigidity layers on earthquake - cycle dynamics, *J. Geophys. Res.*, 116, B10313, 18 PP., 2011.