

設計用サイト波のための南海トラフ巨大地震の大規模シミュレーション ー此花サイトを例としてー

Large Scale Simulation of Nankai Trough Mega-Thrust Earthquake for Site-specific Design Wave –Konohana KiK-net Site as an Example–

ペトゥヒン アナトリ*1、川瀬 博*2

1. はじめに

機関誌GBRCでは、2023年発行の第48巻第1号において、テーマ解説として「設計用入力地震動の現状と課題」というタイトルで超高層・免震建物の構造設計に用いられる地震動の基本についてレビューし¹⁾、引き続き第2号において、特別寄稿として「地盤速度構造同定と設計用サイト波」というタイトルで大阪・関西万博会場における仮設建物専用に用意した設計用サイト波について報告した²⁾。第三弾として、本テーマ解説の記事では、Kik-net此花サイトをメイン・ターゲットとした南海トラフ沿い巨大地震の大規模な数値シミュレーションの結果を中心にして、サイト波作成のための最先端の長周期地震動評価スキームについて解説する。

2. サイト波の作成方法

設計用入力地震動には告示波、標準波、基整促波、サイト波の4種類があり¹⁾、目的に応じて適切に組み合わせて構造物の設計に使用される。サイト波は、建設サイト周辺の地震の発生状況や地盤構造の情報を反映させて、それらの影響を含む形で目的に応じて作成するテラーメイドの地震動である。自由度は大きい精度よく予測するためには適切なモデルパラメータの設定方法を始める多くの技術的困難を乗り越える必要がある。

サイト波の予測手法として開発された手法は複数ある。それらのうち代表的なものを表-1に示す。物理モデルに基づくシミュレーションが主要なアプローチである。まずどの手法も、強震動予測レシビ³⁾によって提供される運動学的に規定された断層破壊モデルを使用する。レ

シビは、対象サイト近傍の想定断層の長さや幅といった巨視的パラメータを考慮し、震源インバージョン結果に基づいたスケーリング則を使用して巨視的断層パラメータから微視的断層パラメータを求め破壊モデルに変換する。次に、震源から対象サイトへの伝播の影響と、経験的グリーン関数法(EGF)以外は盆地内の長周期波の影響を計算するために3次元速度構造モデルが必要である。これらの速度構造モデルは、工学的地盤上面、すなわちS波速度 $V_s = 350$ m/sの層まで提供される。最後に、短周期(<2秒)波形を計算するには、工学的基盤よりも浅い表層を含む一次元速度構造モデルが必要である。ただしサイト波は工学的基盤で定義され、建物周辺の浅部の表層構造は構造設計の際に評価される場合も多い。

最も予測精度が高く多用されているのがハイブリッド法である。ハイブリッド法は、広帯域(0.1~10秒)のサイト波のシミュレーションが可能で、もっともよく予測波形の計算に用いられている。この方法では、長周期波形と短周期波形が、マッチング周期周辺のスペクトル領域で結合される。マッチング周期は、生成される波動の周期別のコヒーレントな性状および使用する速度構造モデルの精度に依存する。全国をカバーする三次元速度構造モデル(JIVSMおよびJ-SHIS)の精度限界は約2~3秒と推定されている⁴⁾。長周期波の実用的なシミュレーションには、通常は有限差分法(FDM)が使用される⁵⁾。一方、短周期波形のシミュレーションには、通常は統計的グリーン関数法(SGF)が使用される⁶⁾。今回のテーマ解説では、この長周期波形のシミュレーションに対するFDM法による独自のアプリケーション事例を

*1 PETUKHIN Anatoly : (一財)日本建築総合試験所 試験研究センター 構造部 数値解析室 上席調査役 博士(理学)
兼 京都大学 防災研究所 社会防災研究部門 特任教授

*2 KAWASE Hiroshi : (一財)日本建築総合試験所 理事長 博士(工学)

紹介する。この方法を用いれば、対象サイトが限定されている時に、相反定理を使用して計算コストを大幅に削減することができる。

3. 不確実性（ばらつき）の考慮と解析手法

強震動予測における最大の課題は、断層破壊モデルの不確実性（ばらつき）である。不確実性には以下のような2種類がある。

〔認識論的不確実性〕 もっぱら強震動生成域（SMGA またはアスベリティ）と破壊開始点の位置に関する（事前推定）知識が限られていることによる不確実性である。破壊開始点・SMGA の位置と対象サイトの位置の組み合わせは、ディレクティビティ・パルス（断層破壊の進行方向によって地震波の振幅が大きくなっていくことで生成される大振幅パルス）の生成に大きな影響を与え、

その結果としてシミュレーションされたサイト波の振幅を大きく左右する。SMGAの位置に関する情報は、たとえば、過去の地震の震源インバージョン結果から抽出され、将来の地震のサイト波シミュレーションに適用できる。

このアプローチは、昭和南海地震と東南海地震の長周期地図の計算に効果的に使用された⁵⁾。しかし、内陸の断層の再来周期は1000～2000年の程度であり、既存または計画中の構造物の寿命よりもはるかに長いため、過去の地震から将来の地震へのこの種の外挿は非現実的である。現時点では、この不確実性を考慮するために、複数のケースについてサイト波をシミュレーションする必要がある。

〔偶然の不確実性〕 地震破壊過程そのもののランダムな性質に起因する不確実性（ばらつき）である。破壊の

表-1 サイト波シミュレーション方法の一覧

計算方法	要件	メリット	デメリット
経験的グリーン関数法 (EGF) ⁷⁾	対象サイトにおける小規模地震の波形。震源メカニズムは対象断層のメカニズムと同じであること	速度構造の影響は EGF によって適切に再現される。計算コストは最小限である	対象現場での長期観測が必要
統計的グリーン関数法 (SGF) ⁸⁾	対象サイトにおけるサイト増幅特性とエンベロープ。高域遮断周波数と応力パラメータに関する仮定	高周波波形が可能。盆地の影響を含む為にはその増幅特性とエンベロープを使う。内陸断層の場合、計算コストが小さい	ディレクティビティの影響は考慮されていない。巨大な沈み込み地震のシミュレーションには大きなコストがかかる
平行成層地盤の理論的グリーン関数法 ^{9),10)}	対象サイトの1次元速度構造モデル	EGF や SGF ほど低コストではないが以下の FDM 等に比べれば低コスト	表現できる高周波に制限がある。盆地生成表面波は含まれない
有限差分法 (FDM) ¹¹⁾	対象エリアの3次元速度構造モデル	長周期波に対して正確である。盆地生成表面波のシミュレーションが含まれている。相反計算が可能である	短周期の制限: 内陸地震の場合は約1秒、沈み込み地震の場合は約2秒が限界。計算コストが大きい
*相反 GF 法 ¹²⁾	対象エリアの3次元速度構造モデル	対象サイトが少数で対象断層・地震が複数ある場合、コストが小さい	大容量のストレージメモリ必要
ハイブリッド GF 法 ¹³⁾	FDM と SGF の要件	広帯域波形	スペクトルのマッチングに問題がある場合もある
有限要素法 (FEM) ¹⁴⁾	対象エリアの3次元速度構造モデル	堆積構造のインターフェースを正確に考慮する。地盤と構造物の動的相互作用	計算コストが非常に大きい。メッシュ作成に時間が必要

*本稿ではこの相反法を用いたシミュレーション結果を示す

伝播は、断層上の初期応力の分布に依存する。また、初期応力は、断層の摩擦係数と、断層上の過去の地震サイクルに依存する。地震活動の全体的な複雑さにより、将来の地震の破壊過程の詳細を予見することは不可能である。よってシミュレーションされたサイト波の変動性を考慮するには、不均一な破壊の複数ケースをシミュレーションする必要がある。

高精度に偶然の不確実性を把握したいと思えば、数十から数百の断層破壊モデルについてサイト波を計算する必要がある。しかし実際の建設用サイト波の選択では、確率的アプローチを使用して行うことができるのでそこまで数多くの計算は必要ではない。とはいえ通常のFDMシミュレーションでは多くのランダムなケースを求めるには高い計算コストが必要である。ただし、多くの地震工学アプリケーションでは対象サイトが1つしかないという利点を活かし、相反定理を使用できる。この定理は、震源とサイトの位置と方向を入れ替えても、同じ弾性応答が観察されることを示している。相反定理を使用すると、計算コストを大幅に削減し、限られた時間で対象サイトの詳細な地震動予測を行うことができる。

本稿では、これら2つの不確実性を断層破壊モデルで表現するために、階層的破壊モデリングを使用する。階層的不均一破壊は、レシピに従ったSMGA（アスペリティ）による特性化震源モデリングと、上記の断層面上の破壊の偶然の不確実性を組み合わせたものである。観測データに基づいた ω^{-2} （オメガ・スクウェア）震源スペクトル（コーナー周期より短周期の領域で、変位のスペクトルが周期の2乗に反比例して減少するというモデル）を再現する必要がある。不均一震源モデリングにより、すべりやその他の対象パラメータの分布を多数生成し、指定した超過確率で強震動が生じるケースを選択できる。このようにして、地震のランダム性を考慮すると、起こり得るが、破壊伝播の複雑さ、波伝播経路およびサイト特性の複雑さ、また観測時間が限られているため過去の観測から決定論的に予測できない稀なケースを見つけることができる。この方法は「物理的・経験的な制約条件を考慮したランダム・サーチ」とも言える。

強震動予測は、震源 - 伝播経路 - 対象サイトの3つの項目に基づいている。長周期地震動の場合、3次元速度構造モデルによる伝播経路と対象サイトの地盤増幅特性を表現できる差分法（FDM）シミュレーションが最も正確な方法であると言える。そして、レシピによる特性化震源モデル（Characterized source model）は、多くの震源インバージョン結果を参照して検証されており、建

物破壊の原因となるディレクティビティ・パルスを含む震源近傍の地震動を正確に再現できるため、強震動予測の標準となっている。特性化モデルでは、震源領域は、小さなすべりを持つ背景領域と、大きなすべりを持つ幾つかのSMGAに分割される。このアプローチは、震源モデリングに第1レベルの不均一性を導入する。文献⁶⁾は次の段階に進み、マルチスケール階層的不均一震源モデルを導入した。このモデルでは、フラクタルすべり分布と波数スペクトル $k^{-\alpha}$ （ k は波数、 α は約2.0）を使用している。文献⁶⁾の著者らはすべりの幅広いサイズ範囲における不均一性を考慮し、また、文献¹⁵⁾の研究に基づいて、破壊伝播速度（ V ）にも不均一性を導入している。

南海トラフで発生する巨大地震は、100～150年間隔で安定的に発生している。このため、南海トラフで発生する次の南海地震と東南海地震は、今後30年以内に「60～90%程度以上」という高い確率で発生すると予想されている（ただし、別のモデルを用いた計算では「20～50%」という予測値も出されている）。その際、両方の震源が同時に発生し、さらに南海トラフの東海セグメントと日向灘セグメントにも連動が生じて、 $M9$ の巨大地震（4連動型地震）を引き起こす可能性は否定できないと考えられている¹⁶⁾。このような巨大地震の地震動は、堆積盆地でその振幅が増幅され継続時間は伸長され、3～10秒の長周期の長い継続時間を持った強震動を生み出す。最悪なことに、これらの盆地には巨大な都市が発達しており、長周期地震動の影響を受けやすい超高層ビルや大型の吊り橋などの大規模長周期構造物が多数存在している。大阪盆地の中に発達した阪神地区はその1つである。

以下では、上記のアプローチを大阪盆地のほぼ中央に位置するKiK-net此花サイト（場所は舞洲）を対象として、著者らが行ったシミュレーション研究の結果を中心に、その手法と得られた知見を解説する。このサイトは盆地の陸側最深部に位置し、堆積物の深さは1550メートルである¹⁷⁾。さらに、此花サイトの周囲の湾岸地域には大規模な構造物が多数ある。その1つである咲洲庁舎の超高層ビルは、2011年の東北地方太平洋沖地震の際には、震源から800 km離れた場所にあったにもかかわらず、頂部で最大1.3mの揺れが生じ、スプリンクラーや間仕切壁などの非構造物材が被害を受けた。

4. 震源モデル

マルチスケール不均一震源モデリングの手法は、文献⁶⁾によって詳細に説明されている。本研究では、南海トラ

フの巨大地震断層モデル¹⁶⁾の特性化震源モデル(基本ケース、図-1参照)を使用して初期震源モデルを構築することから震源モデリングを開始する。この震源モデルは、1707年宝永、1854年安政東海、1854年安政南海、1944年昭和東南海、1946年昭和南海の過去M8クラスの地震の震度モデリングと観測データへのフィッティングの結果である¹⁶⁾。次に、個々の地震の震源モデルを組み合わせて、南海トラフで起こりうる最大のM9地震の震源を作成する。結果として得られたモデルは、深さ10~40kmのプレート境界をカバーする12のSMGA領域と背景領域で構成される。海溝近くの津波発生領域はこのモデルでは除外されている。

文献¹⁶⁾のモデルは、10 km メッシュ上の震源域をカバーする1077個の小断層から構成される。本研究では、使用したJIVSMモデルにおいて、小断層をフィリピン海沈み込みプレートの上部境界に再配置した。走向と傾斜角もプレートの形状に合わせて調整した。図-1はすべり分布を示し、次のように番号が付けられたSMGAの位置を示している。N1~N4は南海セグメントのSMGA、T1~T4は東南海セグメントのSMGA、H1とH2は日向灘セグメントのSMGA、S1とS2は駿河セグメントのSMGAである。モデリングの目標最短周期である3秒を考慮して、震源域上に440 m間隔のグリッドが生成された。すべり量と立ち上がり時間の値は文献⁶⁾の特性化震源モデルと同じである。破壊時間は、SMGAの特定の地点に破壊が伝播してきた時そのSMGAの全体の破壊が開始されるという、所謂マルチハイポセンター(図-1の黒丸)破壊モデルと背景領域に適用される一定破壊伝播速度 $V_0 = 2.7$ km/sを仮定して計算される。一部のSMGA、西方向と東方向の2つのマルチハイポセンターは、それぞれ西と東の破壊開始のケースにおいて参照する2地点を示している。

マルチスケール不均一性は、断層面上にランダムに分布したマルチスケール・サイズの円形パッチ内のそれぞれの値(すべり量と V_r)を増加または減少させることによって、初期震源モデルのすべり分布と V_r 分布の両方に導入される⁶⁾。すべり変動の大きさは、波数領域でのべき乗分布を考慮してパッチの半径に比例するように選択される。一方、破壊伝播速度のそれはランダムであると仮定される¹⁵⁾。これらの変動は、震源インバージョン結果の統計値を参照して調整することが可能である。

本研究では、相反法が長周期地震動予測の確率的アプローチを実現する能力を実証するために、次の震源モデルセットをランダムに生成した。(1) 破壊の偶然の不確

実性のみを考慮：すべり分布と V_r 分布のランダム・ジェネレータ設定の10ケース。(2) 破壊の認識論的不確実性のみを考慮：標準偏差10kmを与えた時断層面におけるSMGAの正規分布ランダムシフトの10ケース(図-2を参照)。これは、文献¹⁶⁾の震度インバージョン結果におけるSMGA位置の不確実性とほぼ等しい。(3) 破壊の認識論的および偶然の不確実性の両方を考慮：破壊開始が震源の中心と西側および東側のセグメントの3ケース(図-1を参照)。合計で300のモデルが準備された。図-3は、すべりと V_r の不均一分布のモデル例を示している。

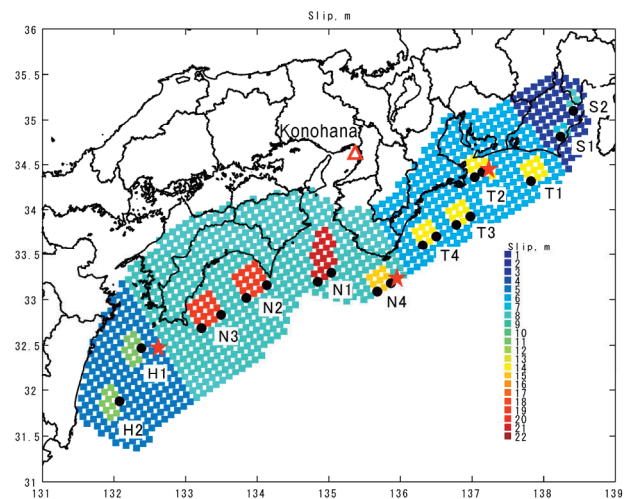


図-1 文献¹⁶⁾のM9南海トラフ地震の特性化震源モデルにおけるすべり分布。文字付き数字は、日向灘、南海、東南海、駿河セグメントのSMGAを示す。マルチハイポ破壊モデルが使用されている。赤い星印は全体の破壊開始点(西、中央、東)、黒い丸は各SMGA内のマルチハイポ破壊開始点を示す。

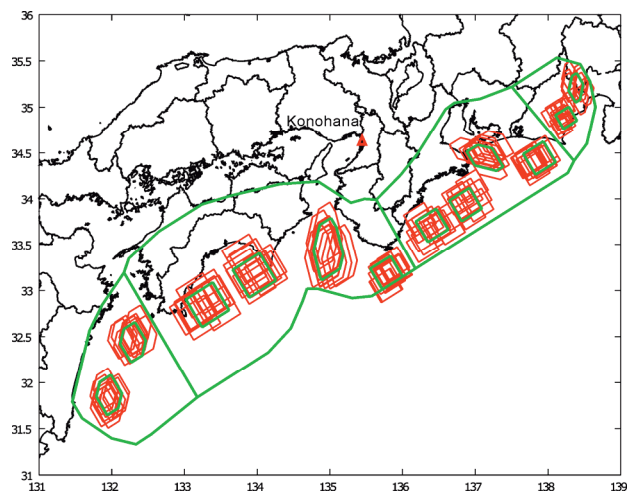


図-2 SMGAのランダム化された位置(赤)と文献¹⁶⁾の特性化震源モデルの初期SMGA(緑)。

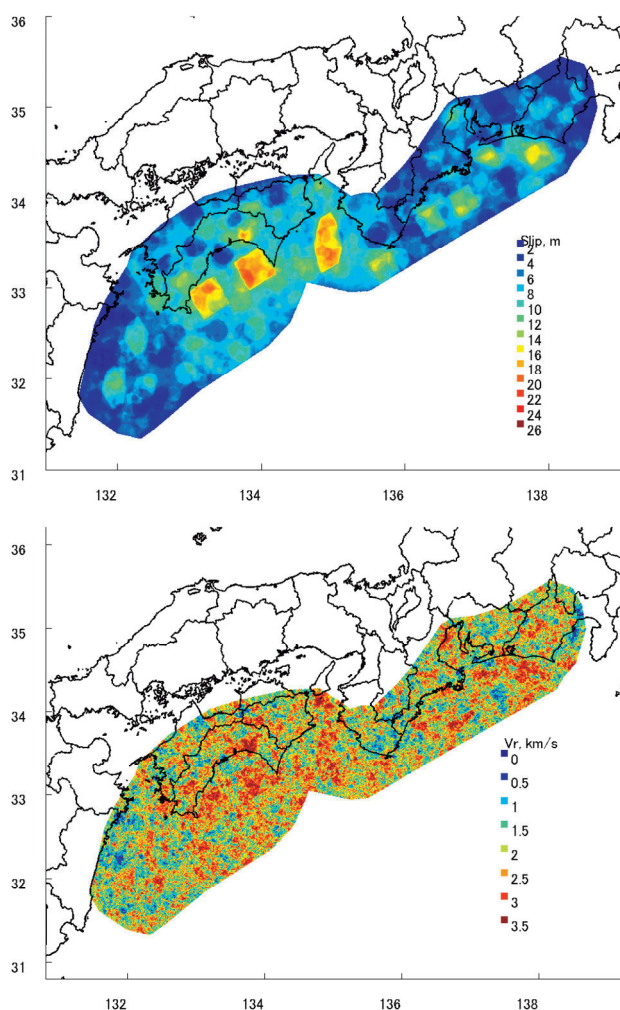


図-3 不均一モデルのすべり（上）と V_r （下）分布の例。

5. 速度構造モデル

シミュレーションには、波形調整・検証済みの全国三次元速度構造モデルJIVSM⁴⁾を使用した。このモデルは堆積盆地モデルと地殻構造モデルの両方を統合しており、長周期波動シミュレーションに使用できる。モデルは23層で構成され、大阪盆地モデル、およびフィリピン海プレートの沈み込み境界面、付加体モデルを採用している。図-4は、震源域と対象大阪盆地を通るJIVSMモデルの V_s 断面を示している。日本海、大阪盆地、付加体の軟らかい堆積物は青で示されている。海洋地殻の2つの沈み込み層は、図-4の下の方の右側にある。

本研究では、速度構造をさらに改良し、文献¹⁸⁾による新しい大阪盆地構造を組み込んだ(図-5参照)。多くの地質調査データや反射法探査・微動探査データを単純に3層スプライン・モデルにコンパイルしたモデル^{19), 20)}とは対照的に、文献¹⁸⁾は、観測波形のヤコビ行列逆変換を使用してスプライン・モデルを調整した。その波形逆変換の対象周期は3～10秒であり、これは本研究の

ニーズに完全に適合している。新しい速度構造モデルをテストするために、地表／地震基盤間のスペクトル比をシミュレーション結果から計算し、2011年東北地方太平洋沖地震の際にKiK-net此花サイトで観測された地表および2008m深度の掘削孔底地震計のスペクトル比と比較した。スペクトル比の適合性は良好だった。

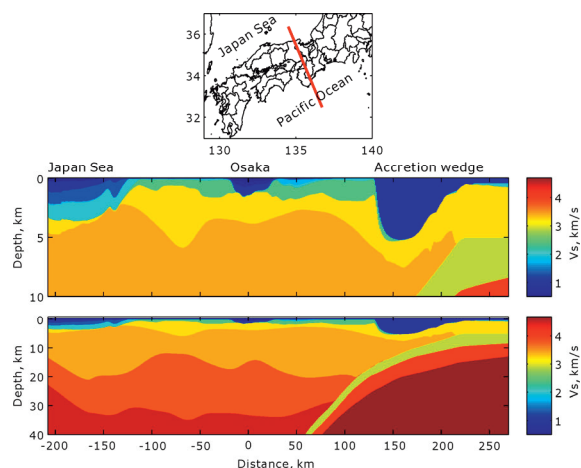


図-4 大阪盆地を横断する地殻構造モデルの断面図。上の図の赤い線は断面の位置を示している。真ん中の図は堆積層の詳細を示し、下の図は全体の構造を示している。

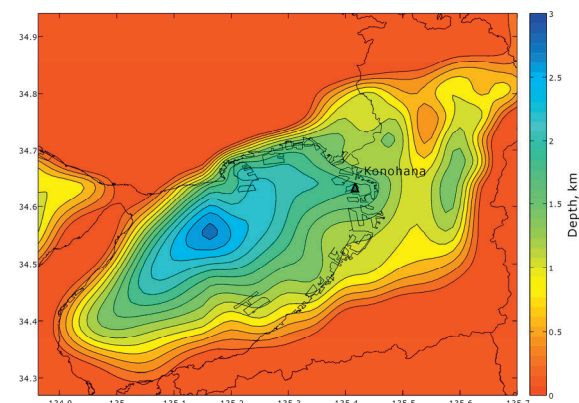


図-5 大阪盆地構造モデル：盆地岩盤基盤の深さ ($V_p = 5.5$ km/s)。△ - 此花サイトの位置。

6. 相反法

事前に計算されコンピュータ・メモリに保存されたグリーン関数 (GF) 合成に基づくシミュレーション手法は、多くの震源モデルに対する地震動を計算するのに効果的な方法である。しかし、マルチスケールの不均一震源モデルの場合、必要なGFの数は非常に多くなる。たとえば、本検討のモデルは570,000個の小断層で構成されており、更に、すべり角の分布に応じた波形をシミュレーションするために必要な2つのすべり角 (90度と180度) を含むと、この数は2倍にする必要がある。こ

の場合、GFの事前計算は事実上不可能になる。シミュレーション時間を短縮するために、文献¹²⁾によって詳細に説明され、GF計算に採用されている相反法を使用した。

GFを計算する際、小断層毎にモーメント・テンソル $M(t)$ を表すダブルカップル力が付いている (図-6上)。相反法は、震源の3つの力 (X、Y、Z方向) に対する対象サイトでの応答を計算するために使用できる。すなわち、相反法ではダブルカップル力を再現する為に必要である小断層毎に印加するXYZの力に対して生じる対象サイトでの変位応答を計算せず、代わりに対象サイトに与えたXYZの3方向の力 ($f_x(t)$, $f_y(t)$, $f_z(t)$) に対する歪テンソル応答を小断層毎に保存している (図-6下参考)。もっと具体的にいうと、各小断層の周囲の6つの格子点 (X、Y、Z方向ごとに2つずつ) での結果の波形を保存する。この情報は後にサイトにおける小断層のダブルカップル力の応答 (モーメント・テンソル応答、すなわちGF) を作成するために使用される。この場合、此花サイトのすべての小断層のGFを計算するには、1,140,000回の計算ではなく、XYZ方向の加力に対応した3回のFDM計算のみが必要である。

文献²¹⁾では、南海トラフのGFを計算することで3次元相反法を検証した。これを行うために、南海トラフのさまざまな場所で、地震モーメント M_0 、傾斜角、走向、

すべり角、および立ち上がり時間 T_{rise} を個別に特定した設定で3つの点震源の波動場を計算した。一方、相反法シミュレーションでは、傾斜角、走向、すべり角の指定が、FDMシミュレーション段階では必要ないことに留意する必要がある。これらは、より高速なモーメント・テンソル応答の計算段階で指定する必要がある。これは相反法のもう1つの利点である。スーパーコンピュータが必要なのは3回のFDM計算の実行だけで、その後はデスクトップ・コンピュータで多数の断層モデルの傾斜角、走向、すべり角の組み合わせをシミュレーションできる。

本研究では、面震源からの地震動のシミュレーションに、次の相反GF合成手法を使用した。

ステップ1 上記の相反法を使用して、570,000個の小断層のGF $G(t)$ を計算し、ストレージに保存する。地震モーメントのダミー値 (あとで補正するための基準となる全小断層共通の値) $M_{0_d} = 10^{20}$ Nm、走向、傾斜、すべり角は基本モデルと同じ、震源時間関数は文献³⁾から修正 (ローパス フィルター処理)、立ち上がり時間のダミー値は $T_{rise_d} = 5.0$ 秒と仮定する。この震源時間関数は、地震破壊の動的シミュレーション (すなわち物理的解析結果) から推定される Kostrov型に対応されている。

ステップ2 相反法のFDMステップでは、ダミー値 T_{rise_d} に対してのみGFを計算できている。震源上で変化するターゲット T_{rise} 値のGFを計算するために、 T_{rise_d} のGFのフーリエスペクトルを計算し、次に式 (1) を使用してターゲット T_{rise} のフーリエスペクトルに変換した。

$$G_i(f) = G_d(f) \cdot \frac{S(f|T_{rise_i})}{S(f|T_{rise_d})} \quad (1)$$

ここで、 $G_i(f)$ は i 番目の小断層におけるGFのスペクトル、 $G_d(f)$ はダミー T_{rise_d} のスペクトル、 $S(f|T_{rise_d})$ と $S(f|T_{rise_i})$ はそれぞれダミーとターゲット (i 番目の小断層) の立ち上がり時間の値に対する震源時間関数のスペクトルである。次に、逆フーリエ変換を行って i 番目の小断層のGF $G_i(t)$ を計算した。

ステップ3 事前に計算されたGFの合成によって波形を合成する。

$$V(t) = \sum_{i=1}^N G_i(t - t_{r_i}) \cdot \frac{M_{0_i}}{M_{0_d}} \quad (2)$$

ここで、 $V(t)$ はシミュレーションされた速度波形、 t_{r_i} と M_{0_i} は i 番目の小断層の破壊時間と地震モーメント、

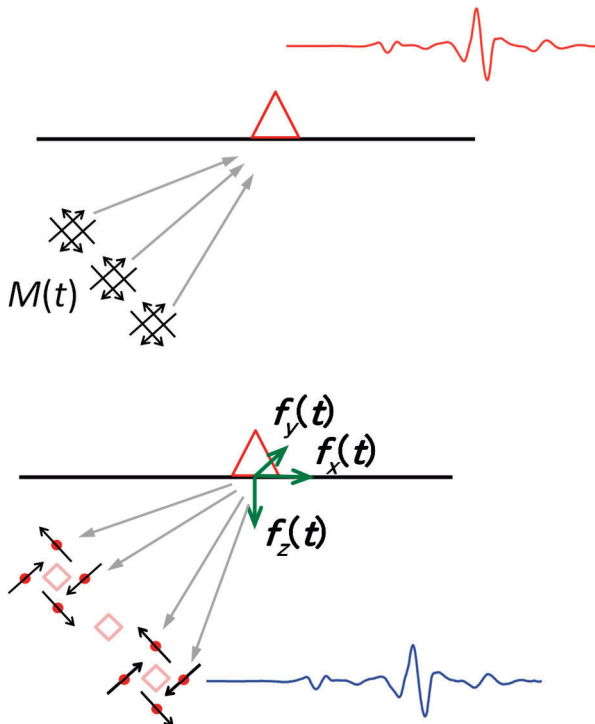


図-6 通常 (上) と相反 (下) のアプローチにおけるGF計算のスケッチ。

$N = 570,000$ は小断層の数である。 $T < 0$ の場合、 $G_i(t) = 0$ と仮定する。

下の図-7は、図-3の震源モデルに対する通常シミュレーションと相反シミュレーションの結果の比較を示している。水平成分の波形は実質的に同じである。

時間のかかるステップ1およびステップ2は事前に実行でき、結果はストレージに保存される。この研究におけるマルチスケールの不均一震源モデルは、 $M_{0,i}$ および $t_{r,i}$ 分布のみが異なる。これらは、ステップ3で必要であり、それより前では必要がない。ステップ3の計算は高速で、多くの震源モデルの波形はデスクトップ・コンピュータで簡単に計算できる。

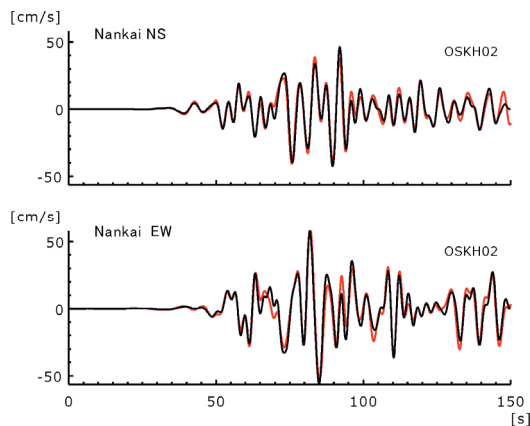


図-7 此花サイトにおける相反法の検証。2つの水平成分の波形は、通常（黒線）と相反（赤線）法を使用して計算されている。図-3の震源モデルが使用されている。

7. シミュレーション結果

ここでの三次元FDMシミュレーションは、スタッガード・グリッド4次スキーム¹¹⁾によって実行された。このアプローチでは、震源を簡単に導入でき、堆積層の影響を正確に考慮できる。最短対象周期は3.1秒であった。

不均一な震源モデルによって、広い範囲の最大速度値や応答スペクトル値を持つ地震動がシミュレーションされている。極端なケースでは、振幅が非常に大きくなる可能性があるが、その発生確率は非常に低い。確率的アプローチは、この場合の地震動を予測する効果的なツールである。まず、南海トラフのM9地震が発生した場合に許容される条件付き建物の破壊確率 P を想定する必要がある。 P 値は、人がいない無人の建物においては比較的大きく、重要な構造物（公共の建物、政府機関、発電所、病院など）では小さくなる。次に、想定 P 値に対して地震動を推定するために必要な震源モデルの数を推定する。目標地震動レベルを正確に推定するには、このレベルを

超えるケースが少なくとも $N_{src_min} = 5$ 必要であると考えられる。次に、必要なモデル数 N_{src} を式(3)のように推定できる。

$$N_{src} = N_{src_min} / P \quad (3)$$

これにより、 $P = 0.5$ （平均値）の場合は $N_{src} = 10$ 、 $P = 0.16$ （平均+標準偏差）の場合は $N_{src} = 30$ 、 $P = 0.05$ （重要な構造物における極めてまれなケース）の場合は $N_{src} = 100$ となっている。

本研究では、平均レベルと平均+標準偏差レベルの応答スペクトルを推定した。このため、中央、西、東破壊の3つの破壊開始ケース（図-1参照）、標準偏差10 kmでSMGAの正規ランダムシフトの10ケース（図-2参照）、およびすべりと V_r のランダム分布の10ケースにおいて、速度波形と S_v 応答スペクトル（減衰5%）を計算した。合計300ケースをシミュレーションした。波形の例を図-7に示し、全300ケースの応答スペクトルの結果を図-8に示す。

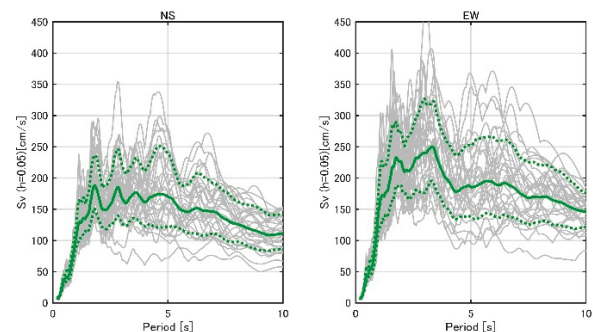


図-8 シミュレーションされたすべての300個の不均一震源モデルにおける速度応答スペクトル（灰色の線）、およびその平均（緑の実線）および平均+標準偏差（緑の破線）スペクトル。

KiK-net 此花サイトでは、地震動は300秒を超える長い継続時間と、東西成分で5秒、北南成分で3~5秒の長い卓越周期を持つと推定された。これらの周期における速度応答スペクトルは、東西成分では平均190 cm/s、平均プラス標準偏差で250 cm/s、南北成分では平均170 cm/s、平均プラス標準偏差で220 cm/sである。東西成分の最大速度は80~125 cm/sの範囲で、南北成分では60~90 cm/sの範囲である。

図-9に示した破壊開始点異なる結果の比較からは、ディレクティビティ効果により、応答スペクトルの振幅が ± 50 cm/sのレベルで大きく異なる可能性があることを示している。最大振幅は、EW成分の西側破壊の周期3秒で得られている。中央破壊の場合はほぼ西側破壊と

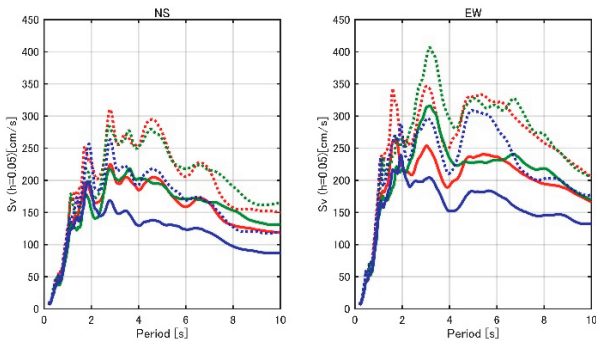


図-9 中央（赤）、西（緑）、東（青）の破壊の速度応答スペクトルの比較。実線は平均、破線は平均 + 標準偏差値である。

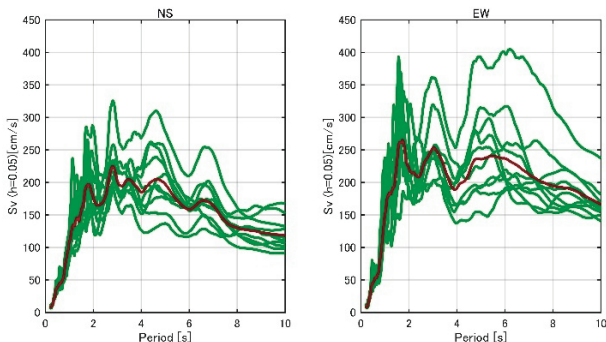


図-10 ランダムな SMGA 位置の 10 ケースにおける平均速度応答スペクトル（中央破壊の場合、緑線）ケースの平均スペクトル（赤）が参考として示されている。

同程度であるが、東側破壊の振幅は、すべての周期で最小である。

図-10の SMGA のランダムな位置の 10 ケースの平均応答スペクトルの比較は、EW 成分において場合によっては周期 5～7 秒で 400 cm/s 前後の極端に大きなケースが発生する可能性があることを示している。この結果は、GF 振幅の分布により、SMGA の小さなシフトであってもシミュレーションされた振幅が大幅に増加する可能性があるという以前の結果²¹⁾を裏付けている。このような可能性はあるが稀であり、その影響は確率ベースで評価する必要がある。

8. 結果の考察

破壊の不均一性は、断層付近の不均一な媒質の結果であり、このため、不均一はすべりと破壊伝播速度に限定されるべきではなく、高域遮断周波数 f_{max} 、立ち上がり時間 T_{rise} 、すべり角などの他の運動学的震源パラメータの不均一性も含める必要がある。一方、小断層の走向・傾斜角・深さは断層面によって規定され、固定できる。

ほとんどの場合、不均一モデルは、初期特性化震源モ

デルよりも大きな振幅を持つ。これは、ランダムな変動が相補的に強調し合う場合が生じるからである。応答スペクトルは最大値指標であり、継続時間中に存在する最大振幅が増大すれば他の時間帯で減少していたとしても増大する。ただし、たとえば不均一 V_r によるディレクティビティ・パルスの破壊などにより、逆の傾向になる可能性もある。

上記の式 (3) により、ターゲット確率 P での応答レベルの正確な推定値を得るためにシミュレーションする必要がある不均一モデルの数を推定した。ただし、 P レベルを超えるモデルが 5 つしかないため、推定された P レベルに完全に適合するモデルを選択することが難しい場合がある。最も適合するモデルは、ターゲット・レベルの過大評価または過小評価につながる。特に広い周期範囲で良好な適合を得るには、式 (3) で推定されるよりも数倍多くのモデルをシミュレーションする必要がある。相反法は、このような状況に対処するのに最も適である。

地震動の確率を推定するために必要なケース数では、発生する破壊シナリオのセグメント化も考慮する必要がある。ここでは、南海トラフで起こり得る最大の破壊、つまり 4 個のセグメントが連続して破壊するケースを検討した。ただし、各セグメントが個別に破壊される場合、または 2～3 個のセグメントが連動して破壊される場合も、同様に扱うことができる。これらの追加ケースにより、ケースの総数は数倍に増加する。これらの追加ケースでは地震動の振幅が小さくなるため、結果として生じる発生確率 16% または 5% のケースの振幅も小さくなる。

大阪盆地モデルは、堆積層の深さの観測データをスプライン補間することによって作成されている（スプライン・モデル）。この方法は、例えば文献¹⁸⁾で使用された盆地モデルのチューニングに便利である。しかし、盆地端付近には活断層の運動による階段状の構造があり、これらの構造はスプラインではモデル化できない。このような場合を考慮するために、別のタイプのモデルが開発されている。文献²²⁾のモデルでは、速度など物性値は立方体メッシュの各グリッドポイントに直接割り当てられる（グリッド・モデル）。盆地構造のグリッド・モデルは、盆地端付近のサイト波を計算する場合には必要だと考えられる。

9. 謝辞

Robert Graves 氏および宮腰研氏との議論は、この研究で利用したソフトウェアと速度構造の開発に役立ちました。JIVSM 速度構造モデルは、地震調査研究推進

本部 (HERP) から提供された。大阪盆地構造のバージョンを提供して下さった岩城麻子氏および岩田知孝氏に深く感謝いたします。

【参考文献】

- 1) 中野富夫：設計用入力地震動の現状と課題，GBRC, Vol.48, No.1, pp.53-60, 2023, https://www.gbrc.or.jp/assets/documents/gbrc/GBRC191_10.pdf.
- 2) 川瀬博：地盤速度構造同定とサイト波，GBRC. Vol.48, No.2, pp.18-29, 2023, https://www.gbrc.or.jp/assets/documents/gbrc/GBRC192_06.pdf
- 3) 地震調査研究推進本部：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/strong_motion_recipe/（2020 年）
- 4) 地震調査研究推進本部：全国 1 次地下構造モデル（暫定版）https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/underground_model/（2012 年）
- 5) 地震本部：長周期震動予測地図 https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/（2012 年）
- 6) Sekiguchi, H., Yoshimi, M. : Broadband ground motion reconstruction for the Kanto basin during the 1923 Kanto Earthquake. Pure Appl. Geophys. Vol.169, pp.609-630, 2010.
- 7) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., Tokyo, pp.151-156, 1986.
- 8) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiation spectra, Bull. Seismol. Soc. Am. Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
- 9) Bouchon, M.: A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, Bull. Seismol. Soc. Am. Vol.71, pp.959-971, 1981.
- 10) Hisada, Y.; An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths (part 2) . Bull. Seismol. Soc. Am. Vol.85, pp.1080-1093, 1995.
- 11) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.86, pp.1091-1106, 1996.
- 12) Graves, R.W., Wald, D.: Resolution analysis of finite fault source inversion using 1D and 3D Green's functions. I. Strong motions. J. Geophys. Res., Vol.106, pp.8767-8788, 2001.
- 13) 入倉孝次郎、釜江克宏：1948 年福井地震の強震動—ハイブリッド法による広帯域強震動の再現—，地震、第 2 輯，Vol.52, pp.129-150, 1999.
- 14) Yoshimura, C., Bielak, J., Hisada, Y., Fernandez, A.: Domain reduction method for three-dimensional earthquake modeling in localized regions. Part II: Verification and applications, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.93, No.2, pp.825-840, 2003.
- 15) 宮腰研, Petukhin, A.: 内陸地震の震源インバージョン結果に基づいた破壊伝播速度の不均質性に関する検討．地球惑星科学関連学会合同大会予稿集（CD-ROM）S046-P002, 2005.
- 16) 中央防災会議：南海トラフの巨大地震モデル検討会，<https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/>（2012 年）
- 17) KiK-net 此花（OSKH02）サイトの土質図，<https://www.kyoshin.bosai.go.jp/cgi-bin/kyoshin/db/siteimage.cgi?0+OSKH02+kik+def>
- 18) Iwaki, A., Iwata, T.: Estimation of three-dimensional boundary shape of the Osaka sedimentary basin by waveform inversion. Geophys. J. Int., Vol.186, pp.1255-1278, 2011.
- 19) Kagawa, T., Zhao, B., Miyakoshi, K., Irikura, K.: Modeling of 3D basin structures for seismic wave simulations based on available information on the target area: case study of the Osaka basin. Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.94, pp.1353-1368, 2004.
- 20) Iwata, T., Kagawa, T., Petukhin, A., Ohnishi, Y.: Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan. J. Seismol. Vol.12, pp.223-234, 2008
- 21) Petukhin, A., Miyakoshi, K., Tsurugi, M., Kawase, H., Kamae, K.: Visualization of Green's Function Anomalies for Megathrust Source in Nankai Trough by Reciprocity Method, Earth Planet Sp, Vol.68, No.4, 2016
- 22) Sekiguchi, H., Asano, K., Iwata, T., Yoshimi, M., Horikawa, H., Saomoto, H., Hayashida, T.: Construction of a 3D velocity structure model of Osaka sedimentary basin. Paper presented at the 5th IASPEI / IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Taipei, August 15-17, 2016, Paper P103B.

【執筆者】



*1 ペトゥヒン アナトリ
(PETUKHIN Anatoly)



*2 川瀬 博
(KAWASE Hiroshi)