

1. はじめに

一般に自然界の現象を記述するための数理モデルには、複雑なものから単純なものまで、用途に応じて様々なものがある。実際の現象をできるだけ忠実に記述しようとするれば複雑なモデルが必要となる場合が多いが、実際の現象から相対的に重要でない点を捨象して得られる単純化されたモデルも、ハンドリングのしやすさ等から、特に工学面あるいは応用面で有用となる場合が多い。

このことは震源モデルについても言える。大地震の震源断層面上で生じている現象をできるだけ精緻に表現しようとする震源モデルがある一方で、やや単純化された震源モデルとして特性化震源モデル^{例え1)2)}も用いられている。このモデルでは、震源断層面上ですべり（またはすべり速度）の特に大きい部分を矩形のサブイベント（アスペリティ、SMGA、SPGA などと呼ばれる）としてモデル化しており、通常はサブイベントの内部ではすべり量およびすべり速度時間関数の形状は一樣と仮定する。従って、すべりの時空間分布は実際よりもかなり単純化されたものとなるが、しかし、1995年兵庫県南部地震に関する釜江・入倉の研究³⁾に典型的に見られるように、アスペリティサイズ等のモデルパラメーターが適切に設定されていれば、その単純さにも関わらず、強震動をかなり精度よく再現できることが確認されている。また、単純化されたモデルであるが故に、モデルパラメーターの統計的性質を議論しやすいことなどから、予測問題への応用が比較的容易であり、そのため、予測問題においては、このカテゴリーに属する単純化された震源モデルが用いられることが多い^{例え3)}。

本稿で紹介する疑似点震源モデル⁴⁾は、これをもう一歩進めて、強震動の再現性のある程度維持したまま、より単純化された震源モデルを構築することを試みたものである。単純化のポイントは、強震動の生成に関わる各々のサブイベントに対し、その内部におけるすべりの時空間分布を詳細にはモデル化せず、各々のサブイベントが生成する震源スペクトルのみをモデル化するという点である。以下、本稿では、震源モデルの単純化の動機について説明した後で、疑似点震源モデルとその適用事例について説明する。

2. 震源モデルの単純化の動機⁴⁾

2.1 地震動のフーリエ位相特性

震源モデルの単純化の大きな動機の一つとなったのは、筆者が以前のいくつかの研究^{例え5)6)}で着目してきた、海溝型巨大地震と、その震源域付近で発生した中小地震との間での、地震動のフーリエ位相特性の類似である。

2003年十勝沖地震（M8.0）は、今日見るような密な強震観測網^{例え7)8)9)}によって初めて捉えられた海溝型巨大地震である。図-1の黒線は、この地震の際、TKCH07、HKD095、HKD098の3地点において観測された加速度波形を積分することによって得られた速度波形（0.2-2 Hz）である（TKCH07については地表）。同一の地震であっても、パルス状の波形（TKCH07）、明瞭なパルスが無くだらだらと続く波形（HKD095）、その中間的な波形（HKD098）など、地点毎の波形の特徴は様々であることがわかる。一方、図-1の赤線は、それらの波形において、フーリエ振幅をそのままに保ったまま、フーリエ位相だけを2003年9月26日7:20に発生した余震（M5.2）のフーリエ位相に置き換えた波形である。この余震は、これらの地点の波形に対して大きく影響したと考えられる襟裳岬東方沖のサブイベント（Nozu and Irikura⁵⁾ではアスペリティ1）の近くで発生したものである（図-2）。図-1を見ると、フーリエ位相を余震のものに置き換えても、地点毎の波形の特徴はほぼそのまま再現されている。つまり、これらの地点では、本震のフーリエ位相と上記の余震のフーリエ位相は類似していたと言える。ここで、余震のフーリエ位相には、伝播経路及びサイトの情報は含まれて

いるが、本震の震源断層の破壊過程に関する情報は、当然ではあるが含まれていない。すなわち、本震の破壊過程の詳細、より具体的には、襟裳岬東方沖のサブイベントの破壊過程の詳細は、これらの地点における地震動のフーリエ位相に対して、決定的な影響を及ぼしていないように見える。なお、これらの地点において本震と余震との間にフーリエ位相特性の類似が見られるのは、当該余震が、これらの地点の波形に対して大きく影響したと考えられる襟裳岬東方沖のサブイベント（図-2のアスペリティ1）の近くで発生したため、本震と余震との間で伝播経路特性とサイト特性が共有されているためであると考えられる。実際、釧路沖のサブイベント（図-2のアスペリティ2）の影響を大きく受けている釧路付近の観測点では、当該余震と本震との間にフーリエ位相の類似が見られない⁵⁾。

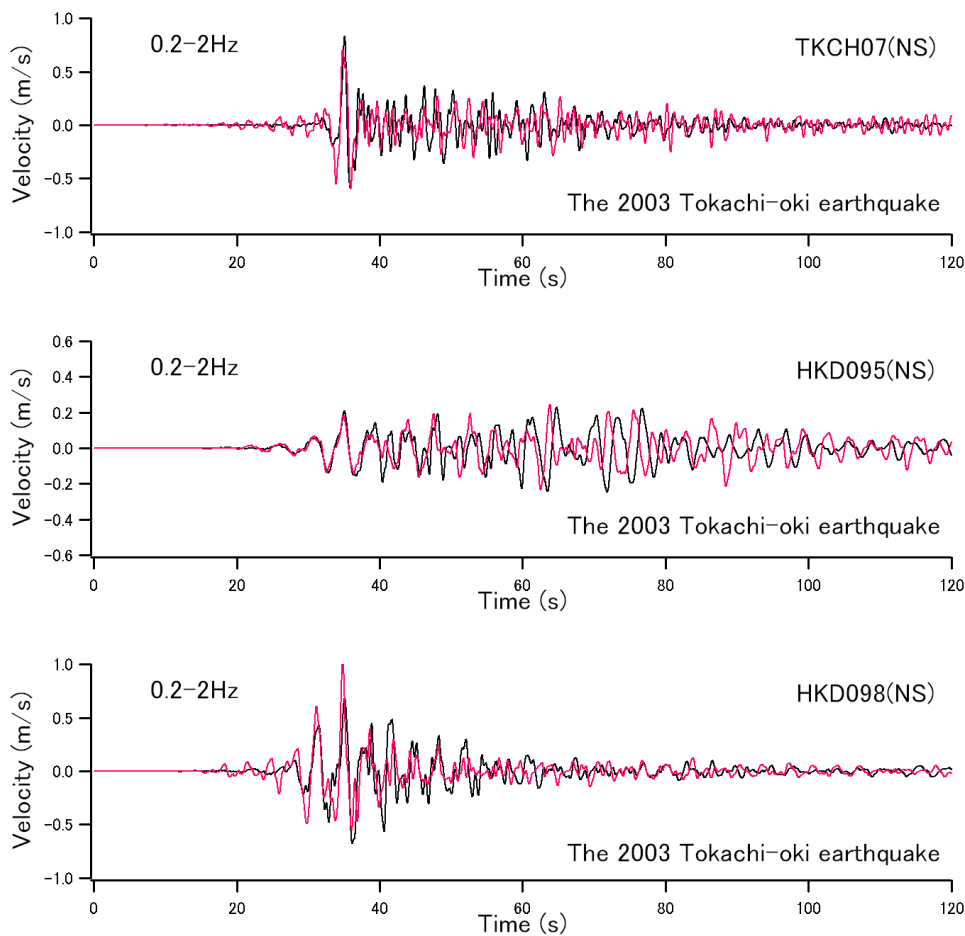


図-1 2003年十勝沖地震の際、TKCH07, HKD095, HKD098の3地点において観測された速度波形（黒）と、そのフーリエ位相を2003年9月26日7:20に発生した余震（M5.2）のフーリエ位相に置き換えた速度波形（赤）。ともに0.2-2 Hzの帯域の波形。置き換え前と置き換え後の波形の類似はフーリエ位相の類似を意味する。

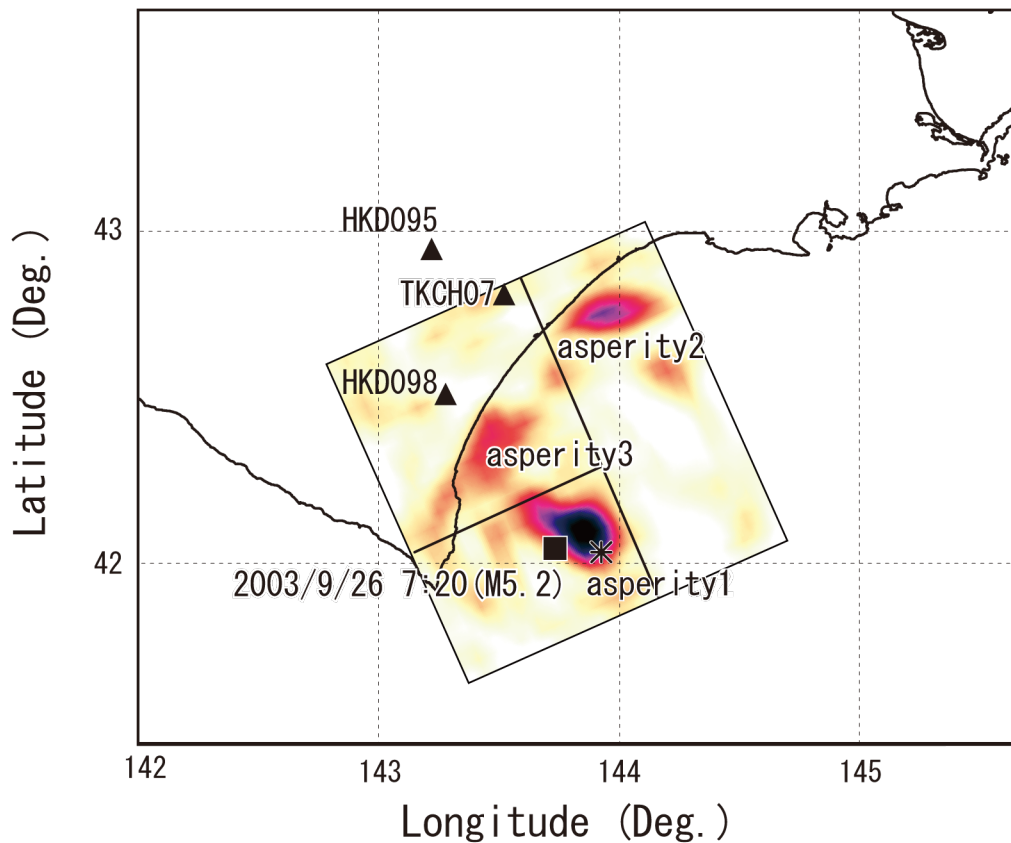


図-2 図-1においてフーリエ位相の性質を論じた3地点 (▲). コンターはすべり量分布の推定結果⁵⁾. ■は図-1で用いた余震の震央.

このような、海溝型巨大地震とその震源域付近で発生した中小地震との間での地震動のフーリエ位相の類似は、2003年十勝沖地震のみにおいて見られるものではない。この地震以前において強震記録の得られている海溝型巨大地震として1968年十勝沖地震 (M7.9) があるが¹⁰⁾、この地震の際、八戸港で観測された地震動と、2003年12月8日青森県東方沖の地震 (M4.9) の際に八戸港で観測された地震動のフーリエ位相が類似していることも確認できる¹¹⁾。

2011年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) では、しばしば指摘されているように、宮城県等で大きく二つの山からなる強震波形が観測されており、少なくとも二つのサブイベントが波形に寄与していることは明らかである。このような場合、本震波形全体のフーリエ位相と中小地震波形のフーリエ位相が類似しないことは明らかであるが、本震波形を前半部分と後半部分に分けた場合、各々の部分については、やはり中小地震波形とのフーリエ位相の類似を指摘することができる。例えば、図-3はMYG001, MYGH12, MYG015の3地点において、本震波形の後半部分と、2005年12月17日宮城県東方沖の地震 (M6.1) の波形との間にフーリエ位相の類似が見られることを、先程と同様の方法で示したものである (MYGH12は地表)。このように見えてくると、複数のサブイベントが時間をおいて破壊する効果は地震動のフーリエ位相特性に影響するものの、各々のサブイベントの内部における破壊過程の詳細は、地震動のフーリエ位相特性に対して、決定的な影響を及ぼしていないように見える。

本稿の最初に述べたように、一般に数理モデルの単純化は、現象の中で相対的に重要でない部分を捨象することによって行われる。この原則を当てはめると、サブイベントの破壊過程の詳細が地震動のフーリエ位相特性に与える影響をモデル化の対象から除外し、フーリエ振幅特性への影響、すなわち、サブイベントの破壊に起因する震源スペクトルのみをモデル化することが考えられる。以上が震源モデルの単純化の動機の一つ目である。

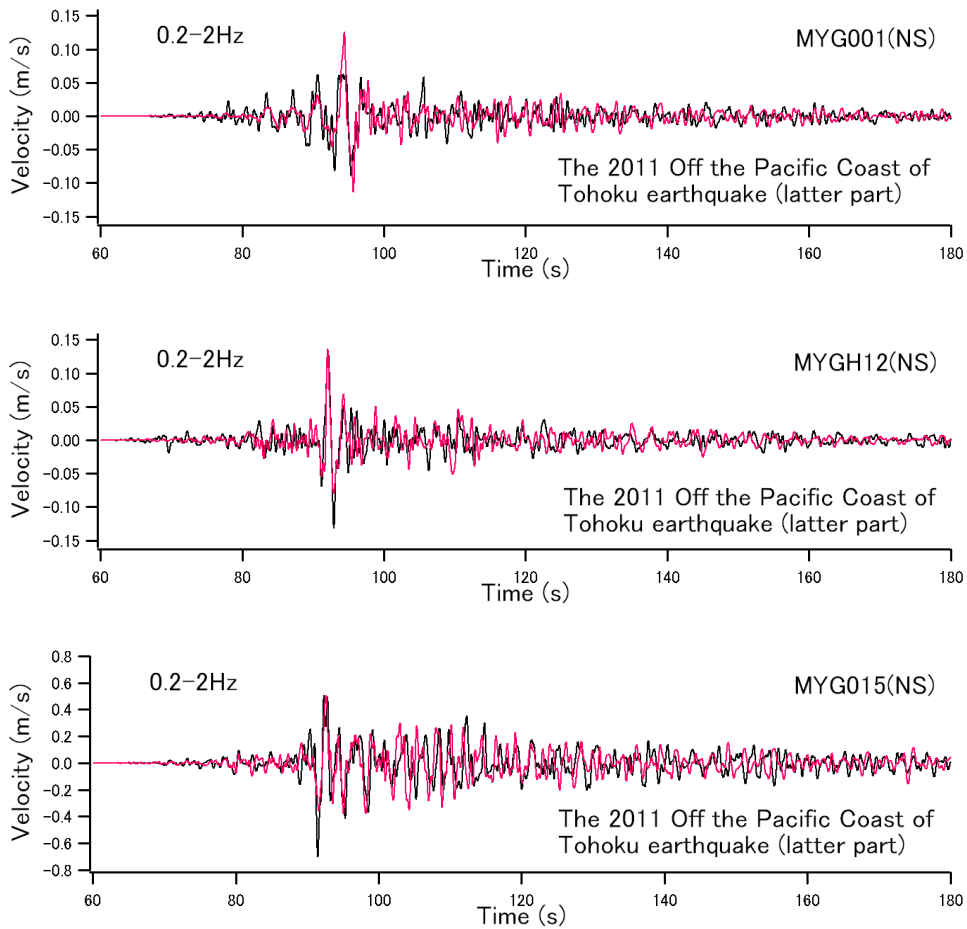


図-3 2011年東北地方太平洋沖地震の際、MYG001、MYGH12、MYG015の3地点において観測された速度波形の後半部分（黒）と、そのフーリエ位相を2005年12月17日に発生した地震（M6.1）のフーリエ位相に置き換えた速度波形（赤）. ともに0.2-2Hzの帯域の波形. 置き換え前と置き換え後の波形の類似はフーリエ位相の類似を意味する.

2.2 岩盤観測点での地震動のフーリエ振幅特性

フーリエ振幅特性のみに着目することは、以下に述べるように、別な面でのメリットも生む。

図-4は、東北地方太平洋沖地震の際、硬質地盤上で観測された地震動のフーリエスペクトルの典型例として、MYG011、仙台-G、FKS004の3地点で観測された地震動のフーリエスペクトルを示したものである。図-4によれば、これらの地点で観測された地震動のフーリエスペクトルは、周波数に対する変動が少なく、比較的単純な形状となっている。一般に、特性化震源モデルに基づいてサブイベントからの地震動を計算する場合、サブイベントを小断層に分割し、各々の小断層からは ω^{-2} モデル¹²⁾に従う地震動が生成されると仮定し、これを入倉他¹³⁾等の方法で重ね合わせることが多い。この方法で生成される地震動のフーリエスペクトルには、サブイベントのサイズに起因する谷や、小断層のサイズに起因する山谷が生じることが一般的である。しかし、実際に観測される硬質地盤上の地震動は、そうした計算結果と比較して、周波数に対する変動がより少ないように思われる。むしろ、サブイベント全体からの地震動を ω^{-2} モデルのような山谷の少ないスペクトルモデルでモデル化の方が、実際に観測された地震動を、少なくともフーリエ振幅特性という点では、うまく説明できる可能性があると考えられる。 ω^{-2} モデルはあくまでも地震動のフーリエ振幅に関するモデルであり、サブイベントの破壊過程がフーリエ位相に与える影響まで考慮しようとするれば、 ω^{-2} モデルを考

えるだけでは不十分である．しかし、先に述べたように、サブイベントの破壊過程のフーリエ位相への影響をモデル化から除外することにすれば、 ω^{-2} モデルのような山谷の少ないスペクトルモデルをサブイベント全体からの地震動に当てはめることができるようになる．さらに、特性化震源モデルによる波形合成においては、[中間周波数帯域におけるスペクトルの落ち込みの問題](#)^{例えば 14)}も存在するが、サブイベントに起因する震源スペクトルをモデル化する方法では、この問題を回避できるという利点も存在する．中間周波数帯域におけるスペクトルの落ち込みの問題は、現時点でも強震動予測における課題の一つとなっており、この問題が回避できる利点は決して小さくないものと考えられる．

以上が震源モデルの単純化の動機の二点目である．

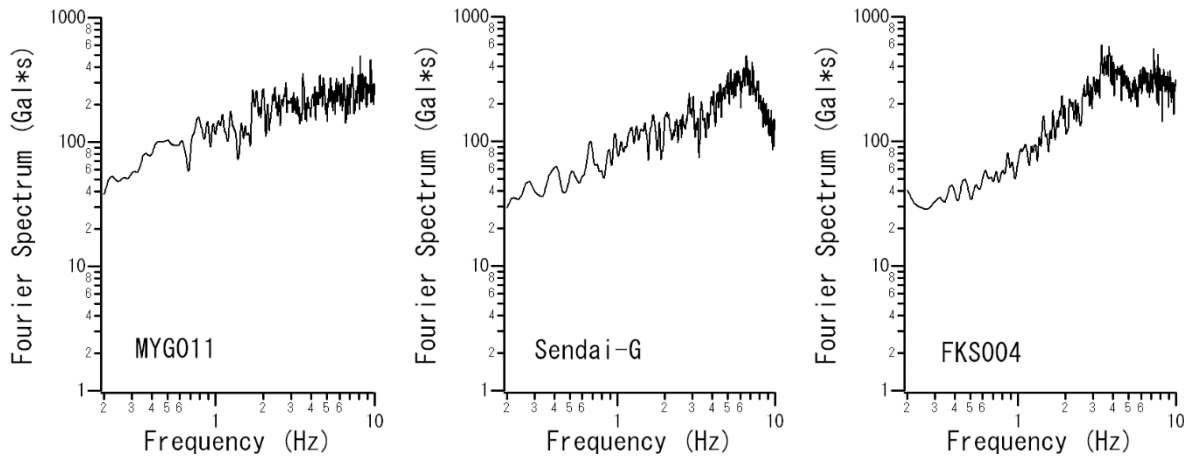


図-4 2011年東北地方太平洋沖地震の際、硬質地盤上の観測点であるMYG011、仙台-G、FKS004の3地点で観測された地震動のフーリエスペクトル（水平2成分の自乗和平方根、バンド幅0.05 HzのParzenウィンドウを適用）。

3. 疑似点震源モデル⁴⁾

疑似点震源モデルでは、大地震の震源断層面上に、強震動を生成するいくつかのサブイベントが存在すると考える．そして各々のサブイベントの破壊による震源スペクトル $S(f)$ は次式の ω^{-2} モデル¹²⁾¹⁵⁾に従うと仮定する．

$$S(f) = R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRITIN \cdot \frac{M_0}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \quad (1)$$

ここに M_0 はサブイベントの地震モーメント、 f_c はサブイベントのコーナー周波数、 ρ は震源域における媒質の密度、 β はS波速度を表す． $R_{\theta\phi}$ はラディエーション係数、 FS は自由表面による増幅の効果(=2)、 $PRITIN$ は地震動エネルギーの水平2成分への分散効果を表す係数であり、水平2成分の自乗和は1である．サブイベントが生成する地震動が ω^{-2} モデルに従うとした点については、Papageorgiou and Aki¹⁶⁾、横井・入倉¹⁷⁾、釜江・入倉¹⁾などを参考にした．この $S(f)$ を用いて、サブイベントの破壊による対象地点の地震動のフーリエ変換 $F(f)$ は次式で計算される．

$$F(f) = S(f)P(f)G(f) \frac{o(f)}{10(f)_p} \quad (2)$$

ここに $P(f)$ は伝播経路特性、 $G(f)$ は対象地点のサイト増幅特性、 $O(f)$ は対象地点で得られた中小地震記録のフーリエ変換、 $|O(f)|_p$ はその絶対値に Parzen ウィンドウを適用して平滑化を行ったものである。この平滑化が因果性を満足する地震波を生成する上で重要な役割を果たすことについては別な稿で説明している。以下、Parzen ウィンドウのバンド幅は 0.05 Hz とする。伝播経路特性 $P(f)$ としては幾何減衰と非弾性減衰の効果を考え¹⁵⁾、サイト増幅特性としては経験的サイト増幅特性(野津・長尾¹⁸⁾など)を用いる。式(2)からわかるように、サブイベントからの地震動のフーリエ振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積として与えられる。一方、サブイベントからの地震動のフーリエ位相としては、対象地点における中小地震記録のフーリエ位相がそのまま用いられる。対象地点で複数の地震観測記録が利用可能である場合には、入射角および back azimuth という点で、対象とするサブイベントとできるだけ類似しているものを用いる。それにより、堆積層が地震動の位相特性に及ぼす影響をより適切に考慮できるためである。

式(2)をフーリエ逆変換することにより、サブイベントからの地震動の時刻歴波形が求まる。さらに、複数のサブイベントからの地震動を、サブイベントの相対的な破壊時刻を考慮して重ね合わせることにより、地震動の全体が計算できる。

以上の震源モデルにおけるモデルパラメータは、各サブイベントの東経、北緯、深さ、破壊時刻、地震モーメント、コーナー周波数である。サブイベントの個数を N_s とすれば、モデルパラメータの個数は $6N_s$ となる。一方、既存の特性化震源モデルの場合、サブイベント毎に、破壊開始点の東経、北緯、深さ、走向、傾斜、長さ、幅、破壊開始点の長さ方向の位置、同じく幅方向の位置、地震モーメント、破壊開始時刻、破壊伝播速度、ライズタイム、長さ方向の分割数、幅方向の分割数、時間軸方向の分割数がモデルパラメータとして必要であり、モデルパラメータの個数は $16N_s$ となる。従って、既存の特性化震源モデルと比較して、疑似点震源モデルではモデルパラメータの数が大幅に少なくなっていると言える。このように、少ないパラメータからなる震源モデルにおいては、多くのパラメータからなる複雑な震源モデルよりも、波形の再現性は劣化することが一般的と考えられるが、その劣化の程度が著しくなければ、震源モデルの単純化は成功であったと評価できる。

疑似点震源モデルにおいては、サブイベントの位置は一組の座標によって示される。その意味では、疑似点震源モデルは点震源の集合のようにも見える。しかし、疑似点震源モデルにおいては各サブイベントのコーナー周波数として有限の値を設定している。コーナー周波数は、本来、破壊領域のサイズの有限性またはライズタイムの有限性のいずれかに関連づけられる量であるから^{例えば 19)}、疑似点震源モデルは、コーナー周波数として有限の値を与えることにより、サブイベントの破壊領域の有限性(点ではないこと)を表現しているモデルであると言える。

疑似点震源モデルは、断層面上に点で表される複数のサブイベントを考えるとという点で、Kikuchi and Kanamori²⁰⁾の震源モデルと共通する面もある。Kikuchi and Kanamori²⁰⁾の震源モデルでは各々のサブイベントに震源時間関数が割り当てられているのに対し、疑似点震源モデルでは震源スペクトルが割り当てられている。それらは互いにフーリエ変換の関係にあるが、疑似点震源モデルでは震源スペクトルが ω^{-2} モデルに従うことによりパラメータ数を減らしている。

4. 2011 年東北地方太平洋沖地震への適用例⁴⁾

筆者は、2011 年東北地方太平洋沖地震を対象として、宮城県沖から茨城県沖にかけて 9 つの SPGA を配した特性化震源モデルを提案している²¹⁾²²⁾。文献⁴⁾では、この震源モデルをもとに、9 つのサブイベントからなる疑似点震源モデルを作成した(図-5)。各々のサブイベントの位置および破壊時刻としては、対応する SPGA の破壊開始点座標と破壊開始時刻を与えた。各々のサブイベントの地震モーメントとしては、対応する SPGA の地震モーメントを初期値として与え、観測波形の再現性を考慮して微修正を加えた。各々のサブイベントのコーナー周波数は、対応する SPGA の面積 (S) から次式²³⁾²⁴⁾により求めた。

$$f_c = \sqrt{7/16} \beta / \sqrt{S} \quad (3)$$

震源域のS波速度 β は3.9km/sとした²⁵⁾²⁶⁾。以上により設定された疑似点震源モデルのパラメータを表-1に示す。

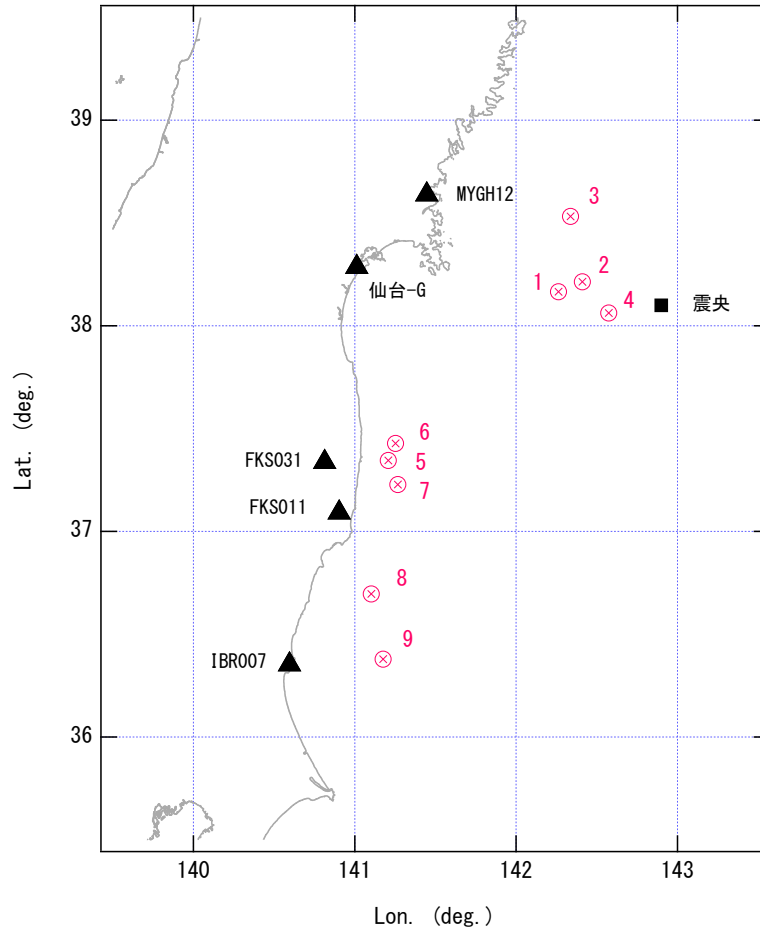


図-5 2011年東北地方太平洋沖地震の疑似点震源モデル⁴⁾。⊗はサブイベントの位置。▲は以下に結果を示す地点。

表-1 2011年東北地方太平洋沖地震の疑似点震源モデル⁴⁾のパラメータ

	Rupture time (h:m:s)	Longitude (deg.)	Latitude (deg.)	Depth km	M_0 Nm	f_c Hz	A_0 Nm/s ²
Subevent 1	14:46:43.5	142.263	38.166	33.6	8.0E+18	1.05	3.5E+20
Subevent 2	14:46:46.9	142.411	38.214	31.8	8.0E+18	0.74	1.7E+20
Subevent 3	14:47:33.4	142.338	38.532	35.3	4.0E+18	0.91	1.3E+20
Subevent 4	14:47:26.3	142.574	38.062	28.3	2.3E+19	0.79	5.7E+20
Subevent 5	14:47:57.1	141.208	37.345	42.2	2.5E+18	0.74	5.4E+19
Subevent 6	14:48:04.4	141.252	37.428	42.2	2.5E+18	0.74	5.4E+19
Subevent 7	14:48:15.0	141.267	37.228	40.5	5.0E+18	0.74	1.1E+20
Subevent 8	14:48:25.8	141.102	36.696	38.8	8.0E+18	0.53	8.9E+19
Subevent 9	14:48:30.9	141.176	36.378	35.3	1.6E+19	0.37	8.6E+19
Total	-			-	7.7E+19	-	7.2E+20

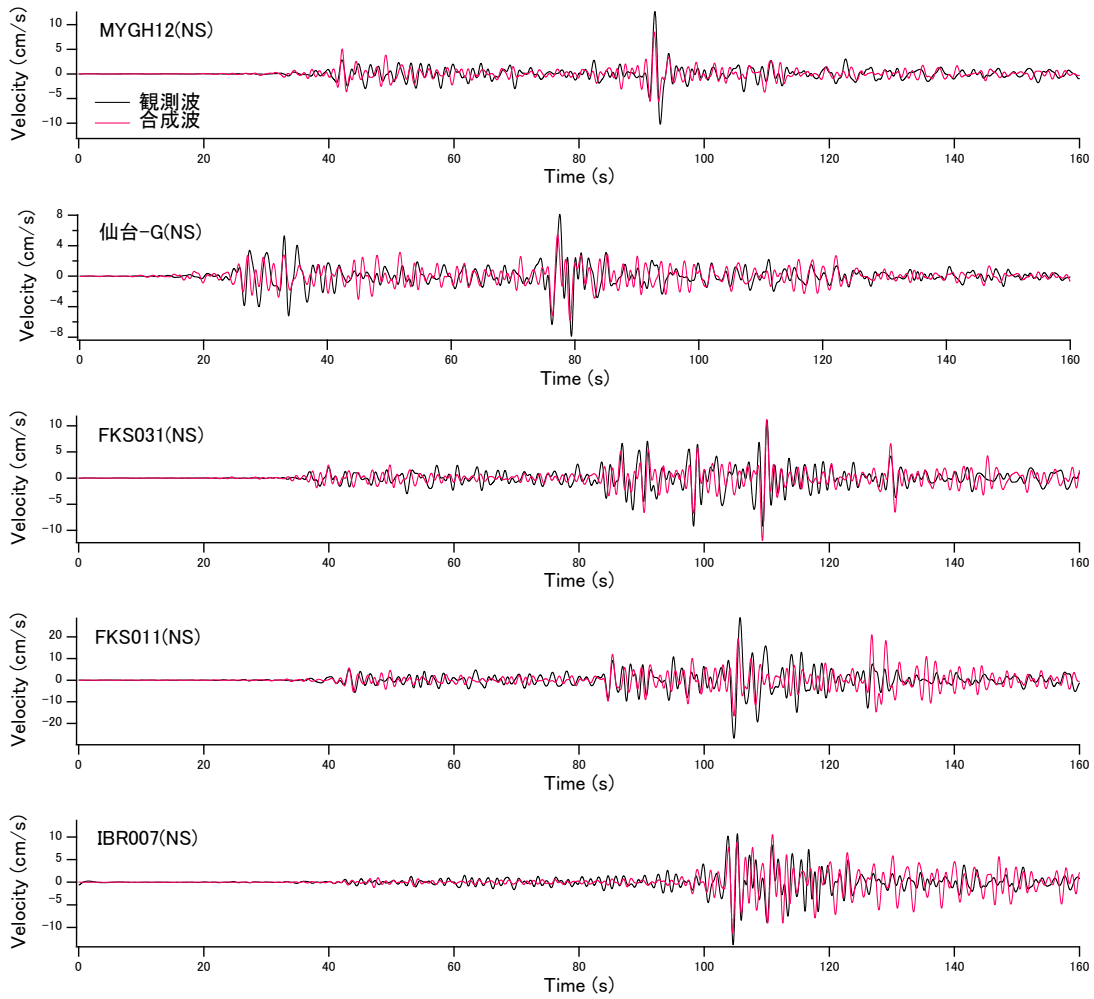


図-6 MYGH12, 仙台-G, FKS031, FKS011, IBR007 の5地点における速度波形 (0.2-1Hz) の再現

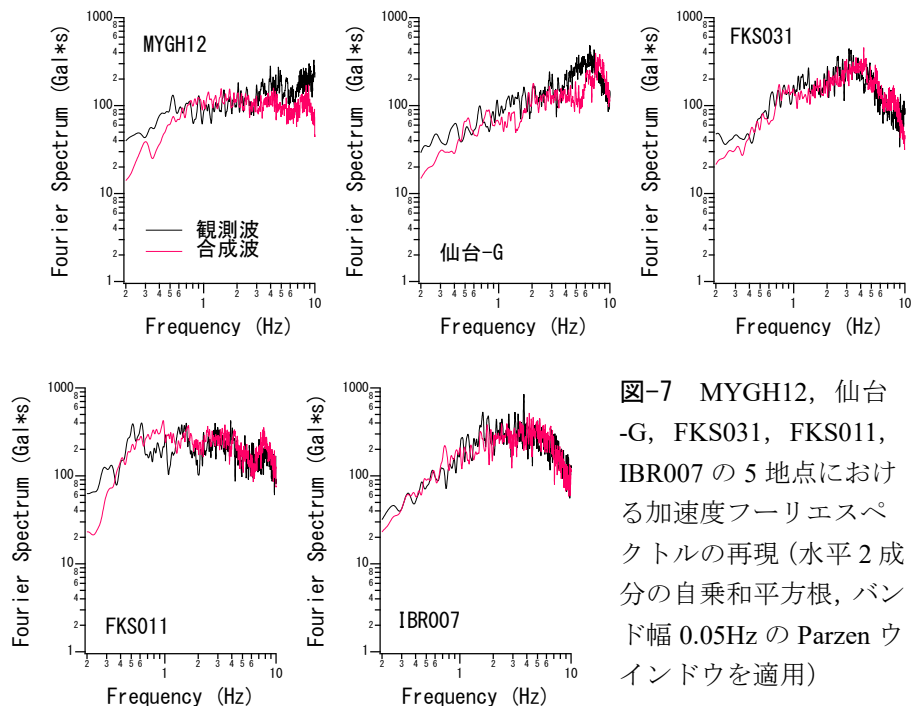


図-7 MYGH12, 仙台-G, FKS031, FKS011, IBR007 の5地点における加速度フーリエスペクトルの再現 (水平2成分の自乗和平方根, バンド幅 0.05Hz の Parzen ウィンドウを適用)

MYGH12, 仙台-G, FKS031, FKS011, IBR007 の 5 地点 (図-5) における強震動シミュレーション結果を図-6 および図-7 に示す. 計算に際し, 震源域における媒質の密度は 3.1 g/cm^3 とした²⁵⁾²⁶⁾. ラディエーション係数 $R_{\theta\phi}$ としては全方位への平均値である 0.63 を用いた. また, 地震動エネルギーの水平 2 成分への分散を表す係数である $PRTITN$ は, 水平 2 成分の自乗和が 1 であるとの制約の下に, 水平 2 成分の観測結果をできるだけ再現できる値を選択した. 伝播経路の Q 値としては佐藤・巽²⁷⁾による東日本海溝型地震の Q 値 ($Q = 114f^{0.92}$) を用いた. サイト増幅特性としては文献¹⁸⁾のものを用いた. 位相特性の評価に用いる中小地震記録は, 対象サイトへの入射角ができるだけ対象地震と類似したものを選ぶとの方針で選定⁴⁾した. 図-6 より, 各地点の速度波形 (0.2-1Hz) は SPGA モデルの場合とさほど変わらない程度に再現されており, 図-7 より, 各地点のフーリエスペクトルは SPGA モデルの場合よりも高い精度で再現されている. このように, 疑似点震源モデルは, その単純さにも関わらず, 2011 年東北地方太平洋沖地震による強震動を一定の精度で再現できるモデルであると言える. また, 特にフーリエスペクトルの再現性が良好であることから, サブイベントが生成する地震動が ω^{-2} モデルに従うと仮定したことは妥当であったと考えられる.

謝辞

本稿では防災科学技術研究所の取得した強震記録を利用しています. 記して謝意を表します.

参考文献

- 1) 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 500 号, pp.29-36, 1997.
- 2) Miyake, H., T. Iwata and K. Irikura: Source characterization for broadband ground-motion simulation; kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.93, pp.2531-2545, 2003.
- 3) 日本港湾協会編: 港湾の施設の技術上の基準・同解説, 2018.
- 4) 野津厚: 強震動を対象とした海溝型巨大地震の震源モデルをより単純化する試み—疑似点震源モデルによる 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション—, 地震 2, 第 65 巻, pp.45-67, 2012.
- 5) Nozu, A. and K. Irikura: Strong-motion generation areas of a great subduction-zone earthquake: waveform inversion with empirical Green's functions for the 2003 Tokachi-oki earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.98, pp.180-197, 2008.
- 6) 野津厚: 海溝型巨大地震による周期 1-5 秒の帯域の地震動の予測手法について, 日本地震学会講演予稿集, B12-04, 2010.
- 7) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-net), Seismological Research Letters, Vol. 69, pp.309-332, 1998.
- 8) Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara and S. Okada: New strong-motion observation network: KiK-net, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 81, p.329, 2000.
- 9) 功刀卓, 青井真, 藤原広行: 強震観測—歴史と展望—, 地震 2, 第 61 巻, pp.S433-S440, 2009.
- 10) 土田肇, 倉田栄一, 須藤克子: 1968 年十勝沖地震とその余震の港湾地域における強震記録, 港湾技研資料, No.80, 1969.
- 11) 野津厚, 長坂陽介: 港湾地域強震観測, シリーズ「新・強震観測の最新情報」, 地震学会ニューズレター, pp.NL-2-22~NL-2-25, 2020.
- 12) Aki, K.: Scaling law of seismic spectrum, Journal of Geophysical Research, Vol.72, pp.1217-1231, 1967.
- 13) 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子: 経験的グリーン関数を用いた強震動予測手法の改良, 日本地震学会講演予稿集, 2, B25, 1997.
- 14) 野津厚: 円形クラックモデルの経験的グリーン関数法への応用, 地震 2, 第 56 巻, pp.337-350, 2004.
- 15) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.

- 16) Papageorgiou, A.S. and K. Aki: A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.73, pp.693-722, 1983.
- 17) 横井俊明・入倉孝次郎: 震源スペクトルの Scaling 則と経験的 Green 関数法, 地震 2, 第 44 巻, pp.109-122, 1991.
- 18) 野津厚, 長尾毅: スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料 No.1112, 2005.
- 19) Geller, R.J.: Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.66, pp.1501-1523, 1976.
- 20) Kikuchi, M. and H. Kanamori: Inversion of complex body waves - III, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.81, pp.2335-2350, 1991.
- 21) 野津厚: 東北地方太平洋沖地震を対象としたスーパーアスペリティモデルの提案, 日本地震工学会論文集, 第 12 巻, pp.21-40, 2012.
- 22) 野津厚, 山田雅行, 長尾毅, 入倉孝次郎: 海溝型巨大地震における強震動パルスの生成とその生成域のスケーリング, 日本地震工学会論文集, 第 12 巻, pp.209-228, 2012.
- 23) Brune, J.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol.75, pp.4997-5009, 1970.
- 24) Brune, J.: Correction, Journal of Geophysical Research, Vol.76, p.5002, 1971.
- 25) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について, 2002.
- 26) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 宮城県沖地震を想定した強震動評価 (一部修正版) について, 2005.
- 27) 佐藤智美・巽誉樹: 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 556 号, pp.15-24, 2002.