令和5年度原子力規制庁委託成果報告書

内陸及び海溝型地震の 特性化震源モデルに係る検討

応用地質株式会社 令和6年3月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

1.	はし	うめに	1-1
2.	特性	生化震源モデルのパラメータの不確かさの検討	2-1
	2.1	強震動記録解析による特性化震源モデル設定手法の検討	2-2
		2.1.1 2023 年トルコ・シリア地震	2-2
		2.1.1(1) 地下構造モデルの高度化	2-2
		2.1.1(2) 運動学的震源モデルの構築	2-5
		2.1.1(3) SMGA モデルの構築	2-20
		2.1.2 2022 年台湾池上地震	2-40
		2.1.2(1) 地下構造モデルの高度化	2-40
		2.1.2(2) 運動学的震源モデルの構築	2-44
		2.1.2(3) SMGA モデルの構築	2-54
		2.1.3 2022 年福島県沖地震	2-64
		2.1.3(1) 地下構造モデルの高度化	2-64
		2.1.3(2) 運動学的震源モデルの構築	2-68
		2.1.3(3) SMGA モデルの構築	2-77
	2.2	海溝型地震の震源特性の調査	2-87
		2.2.1 震源モデルの収集・整理	2-87
		2.2.2 震源断層領域及びアスペリティ領域の抽出	2-91
		2.2.3 スケーリング則の検証	2-91
		2.2.4 深さ方向の分布に関する分析	2-97
	2.3	スケーリング則の検証	2-99
		2.3.1 内陸地震のスケーリング則の検証	2-99
		2.3.2 海溝型地震のスケーリング則の検証	2-105
	2.4	強震動予測のための「レシピ」の流れ	2-107
		2.4.1 強震動予測のための「レシピ」の進化	2-107
		2.4.2 地震調査研究推進本部の「レシピ」の課題	2-111
		2.4.3 内陸型地震の力学モデルの例	2-115
		2.4.4 内陸型地震の断層のイメージ	2-116
		2.4.5 内陸型地震の「拡張レシピ」の例	2-123
		2.4.6 海溝型地震のうちプレート境界地震の力学モデルの例	2-125
		2.4.7 海溝型地震のうちプレート境界地震の断層のイメージ	2-129
		2.4.8 海溝型地震のうちプレート境界地震の内陸型地震の「拡張レシ	'ピ」の例2-130
		2.4.9 今後の課題	2-135
	2.5	まとめ	2-138
3.	動力	り学シミュレーションによる震源特性化の検討	3-1
	3.1	地震発生サイクルの動力学シミュレーション	

		3.1.1 解析手法および解析モデル	3-1
		3.1.2 解析結果	3-4
		3.1.3 各パラメータの相関性の検討	3-8
		3.1.4 固有地震の震源スケーリング則との比較	3-9
	3.2	深さ方向の不均質性を考慮した動力学シミュレーション	3-10
		3.2.1 熊本地震の動力学シミュレーションモデル	3-10
		3.2.2 複数シナリオの震源パラメータ抽出およびすべり速度時間関数の分析	3-15
	3.3	まとめ	3-42
4.	特性	±化震源モデルのパラメータの相関性の検討	4-1
	4.1	パラメータの相関性の検討	4-3
		4.1.1 検討方針	4-3
		4.1.2 検討結果	4-4
	4.2	相関性を考慮したパラメータの確率分布のモデル化の検討	4-14
		4.2.1 検討方針	4-14
		4.2.2 検討結果	4-14
	4.3	まとめ	4-16
5.	特性	主化震源モデルのパラメータの不確かさによる影響度の検討	5-1
	5.1	検討対象パラメータの不確かさのモデル化	5-2
	5.2	基本震源モデルの構築及び地震動評価	5-4
	5.3	各パラメータの不確かさを考慮した地震動評価	5-19
	5.4	パラメータの影響度分析	5-33
	5.5	まとめ	5-76
6.	おれ	つりに	6-1

巻末資料

A1. 深さ方向の不均質性を考慮した動力学シミュレーション結果の整理方法について

A2. 特性化震源モデルのパラメータの不確かさによる影響度の検討の波形比較

1. はじめに

断層モデルを用いた手法(以下、「断層モデル法」という。)は、地震動の震源特性、伝播 経路特性及びサイト特性を適切にモデル化することにより、対象地震の地震動を高精度に 予測できるため、特に震源が敷地に近い場合、震源を特定して策定する地震評価に用いると されている。原子力規制委員会の規制基準では、断層モデル法に基づく地震動評価に当たり、 震源断層モデルの各パラメータ設定の不確かさを考慮して基準地震動を策定することが求 められている。そのため、地震動評価における不確かさの評価手法を高度化することが重要 である。

そこで、本研究では、地震動評価における不確かさの評価手法の高度化に資するため、内 陸型地震(活断層による内陸地殻内地震)及び海溝型地震(プレート間地震及び海洋プレー ト内地震)を対象とし、地震動評価に必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モ デル(以下、「特性化震源モデル」という。)の設定について検討する。具体的には、平成23 年(2011年)東北地方太平洋沖地震及び平成28年(2016年)熊本地震(以下、「2016年熊 本地震」という。)の知見を踏まえ、浅部と深部の断層破壊の特徴に着目し、内陸型及び海 溝型地震を対象とした強震動解析、震源モデルの分析及び動力学シミュレーション、並びに 不確かさの考慮による影響度分析を検討することとし、以下4項目の内容を実施した。

- (1)特性化震源モデルのパラメータの不確かさの検討
- (2) 動力学シミュレーションによる震源特性化の検討
- (3)特性化震源モデルのパラメータの相関性の検討
- (4) 特性化震源モデルのパラメータの不確かさによる影響度の検討

2. 特性化震源モデルのパラメータの不確かさの検討

断層モデル法は、既往研究で提案された震源スケーリング則に基づき、特性化震源モデ ルのパラメータを設定している(入倉・三宅,2001)。近年起きた国内の内陸型地震に対 する強震動再現解析により、それらのスケーリング則の妥当性の確認に関する研究が多く 報告されている一方、海外地震への適用例が少ない。2016年熊本地震のような断層近傍 の地震動記録は限られているため、海外の断層近傍の地震動記録に関して各種の解析を行 うことは重要である。また、海溝型地震について、「国内のみならず世界で起きた大規模 な地震を踏まえ、地震の発生機構及びテクトニクス的背景の類似性を考慮した上で震源領 域の設定を行うこと」が規制基準で規定されており、国内外で起きた海溝型地震に関する 既往研究を調査・分析し知見を蓄積することは重要である。

そこで、特性化震源モデル設定手法の高度化を目的とし、国内外の内陸型及び海溝型地 震(3個)を対象とし、図 2-1 に示すように地下構造モデルの高度化(①)、強震動記録を 用いた震源モデルの構築(②)、短周期側に着目した強震動生成領域(Strong Motion Generation Area、以下、「SMGA」という。)モデルの構築(③)、海溝型地震の震源特性の 調査(④)、震源パラメータのスケーリング則の検証(⑤)を行った。



図 2-1 特性化震源モデル設定手法高度化の流れ

2.1 強震動記録解析による特性化震源モデル設定手法の検討

2.1.1 2023 年トルコ・シリア地震

2.1.1(1) 地下構造モデルの高度化

A) 対象地震

図 2-2 に示すように、2023 年 2 月 7 日 15 時 31 分 28 秒(協定世界時)に発生した M_w 4.9 の地震を対象に検討した。震源地は北緯 37.34 度、東経 37.041 度で、震源の深さ は 13.84 km である。発震機構は次の通りである。

NP1: (142°, 78°, -163°), NP2: (49°, 74°, -12°)

B) 速度モデルの調整

速度構造調整の対象観測点はシミュレーション結果において観測記録と計算結果に若 干の乖離が見られる 2712 観測点とした(図 2-2)。観測記録の加速度波形を積分により速 度波形を計算した。その際、0.03 ~ 0.1 Hz のバンドパスフィルターを適用し、0.5 秒間 隔にリサンプリングを行った。シミュレーションの継続時間は 90 秒とし、開始時刻は 地震発生時刻とした。速度波形のシミュレーションは Kohketsu (1985)の方法を用いて実 施した。強震観測点 2712 サイトの 1 次元速度構造モデルを、Konca et al. (2021)によるト ルコ南部速度構造モデルから抽出し、速度構造調整の初期モデルとして使用した(表 2-1)。シミュレーション波形と観測記録の比較を図 2-3 に示す。

初期モデルの Vs<3.0 km/s の速度層の層厚について調整を行った。調整後の速度構造 モデル(表 2-2)を用いたシミュレーション波形を図 2-4 に示す。速度構造モデルの調 整により、NS 成分および EW 成分の主要動の振幅が改善された。

Thickness (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qp	Qs
2.0	3.61	1.97	1.780	308	154
2.0	5.59	3.05	2.451	600	300
4.0	5.87	3.37	2.543	726	363
4.0	5.95	3.43	2.569	752	376
4.0	6.02	3.45	2.592	761	380
4.0	6.28	3.61	2.677	836	417
10.0	6.43	3.74	2.727	901	450
7.0	7.14	4.06	2.960	1082	541
0.0	7.64	4.29	3.124	1231	615

表 2-1 2712 サイトの初期モデル

表Ź	2-2	2712	サイ	トの調	目整後モ	デル
----	-----	------	----	-----	------	----

Thickness (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qp	Qs
1.2	3.61	1.97	1.780	308	154
2.0	5.59	3.05	2.451	600	300
4.0	5.87	3.37	2.543	726	363
4.0	5.95	3.43	2.569	752	376
4.0	6.02	3.45	2.592	761	380
4.0	6.28	3.61	2.677	836	417
10.0	6.43	3.74	2.727	901	450
7.0	7.14	4.06	2.960	1082	541
0.0	7.64	4.29	3.124	1231	615





図 2-3 初期モデルを使用した 2712 での地震動シミュレーションと観測記録の比較



図 2-4 調整後モデルを使用した 2712 での地震動シミュレーションと観測記録の比較

2.1.1(2) 運動学的震源モデルの構築

A) 地震の概要

トルコ災害緊急事態対策庁(AFAD)の報告によると、Mw 7.8 のトルコ・シリア地震が 2023 年 2 月 6 日午前 1 時 17 分 35.5 秒(UTC)に発生した。震源地は北緯 37.288 度、東 経 37.043 度、震源の深さは 8.6 km である。この大地震は、アラビアプレートとトルコプ レートの境界を形成する東アナトリア断層(EAF)系で発生した。Global CMT(以下、 GCMT)および USGS によって報告されている発震機構は次の通りである。

GCMT (54°, 70°, 11°)、 USGS (228°, 99°, -1°)

B) 解析方法とデータ

本検討では、AFAD の記録のうち 27 強震観測点(図 2-5)の 81 成分を使用した。観測記 録の加速度波形は積分により速度波形を計算した。その際、0.02 ~ 0.1 Hz のバンドパス フィルターを適用し、0.5 秒間隔にリサンプリングを行った。観測記録の継続時間が120 秒より長い場合は、震源インバージョンの波形に 120 秒の継続時間を用い、継続時間が 120 秒より短い場合は 120 秒の継続時間を用いた。地震発生時刻に対する強震波形の開始 時刻と震源インバージョンに使用した継続時間を表 2-3 に示す。速度波形のグリーン関 数は、Kohketsu (1985) の方法を用いて計算した。また、1 次元速度構造モデルは Konca et al. (2021) を用いた。1 次元速度構造モデルを表 2-4 に示す。遠地地震波形には IRIS-DMC から取得した震源距離が 30°から 90°の範囲にある 44 の観測点 (図 2-6)の P 波鉛直成 分を使用した。観測記録の速度波形から積分により変位波形を計算した。その際、0.01~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを適用し、0.5 秒間隔にリサンプリングを行った。遠地地 震波形では 130 秒の継続時間を用い、開始時刻は P 波到着時刻の 10 秒前とした。遠地地 震観測点のグリーン関数は、Crust 1.0 の1次元速度構造モデル (Laske et al., 2013) を使用 して、Kikuchi and Kanamori (2003) の方法を使用して計算した。地殻変動データは 31 個 の EW および NS 成分と 5 個の垂直成分を含む 31 個の GNSS 測点(図 2-5)のデータを使 用した。GNSS 測点の静的グリーン関数は、Zhu and Rivera (2002)の方法と Crust 1.0 (Laske et al. 2013) の1次元速度構造モデルを使用して計算した。

震源インバージョンは Yoshida et al. (1996)と Hikima and Koketsu (2005)による方法を用いた。すべり分布の空間的および時間的平滑性の制約の重みは、赤池情報量基準を最小化することによって決定した (赤池, 1980)。インバージョンではボックスカー関数の継続時間、つまり立ち上がり時間を 3.0 秒に設定した。

USGS による断層モデルを参照して3セグメントの震源断層モデルを構築した。断層モ デルのパラメータを表 2-5 に示す。この地震の発震機構解は横ずれ断層と示されている ため、それぞれのセグメントについて、インバージョンでは初期すべり角を 0° に設定し、 その後、すべり角を 0°-45° および 0°+45° の範囲で変化させた。小断層のサイズは 8 × 8km に設定した。 遠地地震波形および強震波形の地震波形と GNSS データを用いたジョイントインバー ジョンを実施した。試行錯誤に基づいて、各小断層に6つのタイムウィンドウを使用し、 各タイム ウィンドウの継続時間は 3.0 秒とした。したがって、各小断層は、破壊フロン トが到着してから最大 18 秒までの破壊となる。破壊伝播速度は試行錯誤により、最終的 に 3.0 km/s の値を破壊伝播速度として採用した。

C) 波形インバージョンの結果

ジョイントインバージョンから得られた強震速度波形と遠地 P 波変位波形の比較をそれぞれ図 2-7 と図 2-8 に示し、GNSS との比較を図 2-9 に示す。また、震源時間関数を図 2-10 に示す。これらの結果から、本震が約 90 秒の継続時間で破壊し、総地震モーメントは M_W 7.85 に相当する約 7.52×10²⁰ N・m の結果が得られた。図 2-11 にすべり分布を示す。その結果、大きなすべりは北東のセグメント 2 で発生し、破壊開始点を含むセグメント 1 には大きなすべりは表れなかった。また、北東のセグメント 2 のすべりは主に深さ 20 km 未満の部分に集中しており、南西のセグメント 3 のすべりは主に深さ 10 km 未満の浅い部分に集中している結果となった。

D) 結果と考察

最終的なすべり分布に対する各データセットの寄与を確認するために、単一のデータ セットを使用して震源インバージョンを実施した。遠地地震データ、強震データ、GNSS データのみから求めたすべり分布の結果をそれぞれ図 2-12、図 2-13、図 2-14 に示す。

遠地地震波形のバンドパスフィルターの範囲、断層セグメントの幅、小断層サイズ、お よび断層の傾斜角がインバージョン結果に及ぼす影響を調査するために、解析条件を変 更してジョイントインバージョンを実施した。なお、変更点として、バンドパスフィルタ ーを0.01-0.5 Hz から 0.01-0.1 Hz に変更し、断層セグメントの幅は 40 km から 25 km に 変更した。これに伴って小断層のサイズは 8 x 8 km から 10 x 5 km に変更した。3 つの セグメントの傾斜角は 89° に変更した。このモデルを用いて得られたすべり分布の結果 を図 2-15に示す。変更前のすべり分布の結果と比較すると、いくつかの違いがみられる。 最大すべり量は 9 m から 8 m になり、若干小さくなった。強震波形のフィッティングは 悪くなるところもみられた。残留誤差は、変更前は強震データ:0.25、遠地地震データ:0.46、 GNSS データ:0.057 となっているが、変更後は強震データ:0.34、遠地地震データ:0.46、 GNSS データ:0.059 となった。ただし、セグメント 2 および 3 の主なすべり分布領域は類 似しており、すべりの大きな領域は、セグメント 2 では深さ 20 km 未満、セグメント 3 では深さ 10 km 未満に集中している。

Station code	Strong motion waveform beginning time	Time duration (second) used in the inversic
	(second)	
TK0131	2.5	120
TK2703	0	82
TK2711	0	84
TK2712	0	81.5
TK2716	0	90.5
TK2718	0	84
TK3132	10	120
TK3133	6.5	120
TK3135	8.5	120
TK3136	11	120
TK3139	0	107
TK3140	20	120
TK3141	6	120
TK3147	26	120
TK4406	11.5	120
TK4408	7	120
TK4409	10	120
TK4412	20	120
TK4611	0	91.5
TK4612	0	106
TK4613	0	91.5
TK4616	0	80.5
TK4624	0	82.5
TK4628	3	120
TK6302	36.5	120
TK6304	7	120
TK8004	0	104

表 2-3 強震波形の開始時刻と震源時刻の差と使用した継続時間

表 2-4 Konca et al. (2021)による速度構造モデルのパラメータ

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
0.0	3.61	1.97
2.0	5.59	3.05
4.0	5.87	3.37
8.0	5.95	3.43
12.0	6.02	3.45
16.0	6.28	3.61
20.0	6.43	3.74
30.0	7.14	4.06
37.0	7.64	4.29

表 2-5 各セグメントのパラメータ

Segment No.	Strike (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)	Bottom (km) ª	Latitude (°) ^b	'Longitude (د
Segment 1	28	85	56	40	35.863	37.0923	36.9257
Segment 2	60	85	200	40	35.863	37.3813	36.8540
Segment 3	25	75	160	40	34.773	36.0747	36.0905

^a Bottom (km): Depth of lower boundary.

^b Latitude: Latitude of south-west point

^c Longitude: Longitude of south-west point



図 2-5 2023 年トルコ地震の震源域。 Inset の地図にある四角は震源域の位置を示して いる。黒い実線とそれによって囲んでいる領域は、使用した断層モデルの地表面における 投影を示す。▲印は強震観測点を示し、■印は GNSS 測点の位置を示す。



図 2-6 遠地地震観測点の分布図







図 2-7 強震記録の速度波形と合成波形の比較。0.02~0.1Hz のバンドパスフィルターで 処理され単位は cm/s である。成分名の下にある数値は上から順に観測記録の最大値、合 成と観測最大値比の絶対値および分散である。





図 2-8 遠地 P 波波形の比較。0.01~0.5Hz のバンドパスフィルターで処理された変位 波形で単位はマイクロメートルである。成分名の下にある数値は上から順に観測記録の最 大値、合成と観測最大値比の絶対値および分散である。



2-15

Moment rate function



図 2-10 ジョイントインバージョンから得られた震源時間関数











図 2-11 ジョイントインバージョンから得られたすべり分布













図 2-12 遠地観測データのみを使用したインバージョンから得られたすべり分布



Segment 2 (Strike=60 Dip=85)



Segment 3 (Strike=25 Dip=75)



図 2-13 強震データのみを用いたインバージョンから得られたすべり分布



Segment 2 (Strike=60 Dip=85)



Segment 3 (Strike=25 Dip=75)



図 2-14 GNSS データのみを使用したインバージョンから得られたすべり分布



along strike (km)

図 2-15 断層モデルを変更したジョイントインバージョンから得られたすべり分布

2.1.1(3) SMGA モデルの構築

A) 検討方針

対象地震は、東アナトリア断層から南に分岐する断層から破壊が始まり、その後東西 に広がる東アナトリア断層を伝播していったとされている。東アナトリア断層南側で は、地表断層付近で多くの観測記録が得られており、その波群から複数の SMGA を有す る地震であることが推察される。既往研究により複数の SMGA モデルが提案されてお り、長坂・野津(2023)では、東アナトリア断層の南西側を対象に7つの SMGA を設定し ている。Satoh (2023)では、震源付近で発生した1つの要素地震を用いて、東アナトリア 断層の広域な範囲に7つの SMGA を設定している。これら SMGA モデルは、同じく7 つ設定されているが、位置やパラメータにはばらつきがある。

本検討では、まず大まかな SMGA の位置を把握するため、ペーストアップを作成した。作成したペーストアップより明瞭な波群を目視で判断して大まかな SMGA の位置を設定した。続いて、推定した各 SMGA の付近で発生した小地震記録から経験的グリーン 関数法に用いる要素地震を選定した。波形合成に必要な要素地震の震源パラメータを推定するために、観測記録から震源スペクトルを算出し、ω⁻²モデルに基づく理論震源ス ペクトルとのフィッティングによりコーナー周波数を算出した。求めた要素地震のコー ナー周波数から応力降下量や断層面積など断層パラメータを推定した。各 SMGA の断層 パラメータは、三宅・他(1999)による Source Spectral Ratio Fitting 法(以下、SSRF 法)により初期モデルとなる値を推定した。求めた初期モデルより、フォワード解析に より観測記録を良く説明できる SMGA モデルを推定した。経験的グリーン関数法は壇・ 佐藤(1998)を用いた。最適な震源断層パラメータは SMGA の配置や、応力降下量、 SMGA 内の破壊開始点を試行錯誤により決定した。

B) ペーストアップの作成

SMGA の大まかな位置を把握するため、断層近傍の観測点の記録からペーストアップ を作成した。用いた記録は、加速度波形の NS 成分と UD 成分である。ペーストアップ の縦軸は震央距離とし、基準点は、図 2-17 に示す点に置いた。P 波は見かけ速度 6.0 km/s、S 波は見かけ速度 3.5 km/s で初動付近の振幅から SMGA の位置を推定した。結果 を図 2-16 に示す。推定された SMGA は A から F の計 6 つである。また、図 2-17 に は、長坂・野津(2023)の SMGA 位置との比較を示す。長坂・野津(2023)が推定した ①から⑦の位置と概ね対応する結果が得られた。



図 2-16 左:NS成分のペーストアップ 右:UD成のペーストアップ



図 2-17 推定した SMGA の位置と長坂・野津(2023) との比較

C) 各 SMGA に対応する要素地震の選定

推定した各 SMGA の付近で発生した小地震記録から経験的グリーン関数法に用いる要素地震を選定した。表 2-6 に選定した要素地震の諸元を示す。また、図 2-18 に選定した 要素地震の震源位置と推定した SMGA の位置関係を示す。

	date	Mw	<i>M</i> ₀ (Nm)	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	発震 機構
本震	2023 02/06/01:18	7.7	5.8×10 ²⁰	37.288	37.043	8 .60	
要素_A	2023 02/07/15:31	4.8	1.82×10^{16}	37.340	37.041	12.18	
要素_B	2023 02/07/03:58	4.2	2.22×10^{15}	37.584	37.274	8.22	100, 12, 49
要素_C	2023 02/12/18:33	4.7	1.33×10^{16}	37.392	36.941	8.14	A VI
要素_D	2023 02/11/07:55	4.6	4.98×10^{15}	37.176	36.955	7.01	
要素_E	2023 11/09/02:32	4.8	9.85×10^{15}	36.622	36.371	8.28	N CO
要素_F	2023 02/07/05:26	4.4	4.98×10^{15}	36.357	36.192	3.32	T SK 11 JK

表 2-6 各要素地震と本震の諸元



図 2-18 選定した要素地震の震源位置と SMGA の位置

D) 要素地震の断層パラメータの設定

波形合成に必要な要素地震の震源パラメータを推定するために、観測記録から震源ス ペクトルを算出し、ω-2モデルに基づく理論震源スペクトルとのフィッティングによる コーナー周波数を推定した。観測記録の震源スペクトルを計算する際は、Crust2.0の地 盤情報より地盤のインピーダンス比を考慮した。Q値は長坂・野津(2023)より、 120f^{1.2}(ただし 100 を下限値)とした。震源域の S 波速度、密度は Crust2.0 を参考に、 3.7 km/s、2.9 g/cm³を設定し、放射特性係数、fmax はそれぞれ 0.63、6.0 Hz とした。地 震モーメントは、SMGA_Aの要素地震については、GCMTの値を、その他要素地震 は、USGS の値を用いた。各要素地震で観測の震源スペクトルの算出に使用した観測地 点を図 2-19 から図 2-24 に示す。計算に使用した記録は、波形とスペクトルを目視で確 認しながら、震源に対して広角な範囲で選定した。コーナー周波数は、理論震源スペク トルと観測の震源スペクトルが一致するような値を目視で評価し推定した。フィッティ ングの結果を図 2-25 から図 2-27 に、推定した SMGA_A から SMGA_F の要素地震のコ ーナー周波数を表 2-7 に示す。SMGA_C の要素地震については、低周波数側で、理論値 と観測値に大きな乖離が見られたため、地震モーメントの調整を行った。その結果、 SMGA Cの要素地震の地震モーメントは1.3×10¹⁶ Nm から、7.0×10¹⁵ Nm となった。 次に推定した各要素地震のコーナー周波数より、要素地震の断層パラメータを推定し た。推定した断層パラメータは、短周期レベル、断層面積、応力降下量、すべり量であ

る。上述した要素地震の4つの断層パラメータは、円形クラックモデルを基に式2-1から式2-4で推定した。求めた各要素地震の断層パラメータを表2-8に示す。



図 2-19 SMGA_Aの要素地震の観測震源スペクトルの計算に用いた観測点



図 2-20 SMGA_Bの要素地震の観測震源スペクトルの計算に用いた観測点







図 2-23 SMGA_Eの要素地震の観測震源スペクトルの計算に用いた観測点



図 2-24 SMGA_Fの要素地震の観測震源スペクトルの計算に用いた観測点



図 2-25 要素地震のコーナー周波数の推定 左:SMGA_A 右:SMGA_B



図 2-26 要素地震のコーナー周波数の推定 左:SMGA_C 右:SMGA_D



図 2-27 要素地震のコーナー周波数の推定 左:SMGA_E 右:SMGA_F

	地震モーメント (Nm)	コーナー周波数(Hz)
SMGA_A	1.82×10^{16}	1.1
SMGA_B	2.22×10^{15}	2.5
SMGA_C	7.00×10^{15}	1.4
SMGA_D	9.11×10^{15}	1.5
SMGA_E	9.85×10^{15}	1.5
SMGA_F	4.98×10^{15}	1.3

表 2-7 各要素地震の地震モーメントとコーナー周波数

要素地震	SMGA_A	SMGA_B	SMGA_C	SMGA_D	SMGA_E	SMGA_F
Mw	4.8	4.2	4.8	4.4	4.8	4.4
Strike(°)	222	203	205	202	198	208
Dip(°)	72	72	83	67	69	70
Rake(°)	-19	-22	-7	-56	-23	23
$A_{\rm s}(\rm Nm/s^2)$	1.82×10^{16}	5.48×10^{17}	5.42×10^{17}	8.10×10^{17}	8.75×10^{17}	3.32×10^{17}
$S_{J}(\mathrm{km}^2)$	4.95	0.96	3.06	2.66	2.66	3.54
$\Delta \sigma_{J}$ (MPa)	4.03	5.77	3.19	5.11	5.53	1.82
D _{/j} (m)	0.09	0.06	0.06	0.09	0.09	0.04

表 2-8 各要素地震の断層パラメータ

E) SSRF 法の適用

まず、各 SMGA と要素地震の地震モーメントの比率(CN³)と短周期レベルの比率 (CN)を推定した。これらのパラメータは、三宅・他(1999)の SSRF 法により推定可 能である。この手法では、観測震源スペクトル比を、ω⁻² 震源スペクトルモデルに基づ く理論震源スペクトル比の関係によって近似することで、本震と小地震のコーナー周波 数をグリッドサーチによって推定し、横井・入倉(1991)の関係式を用いて N、C 値を 決定する。本検討では、要素地震のコーナー周波数はすでに求めた値で固定し、地震モ ーメントの比率と、本震のコーナー周波数を探索した。SSRF 法には、各 SMGA に対し て図 2-28 から図 2-31 に示す地点を使用した。フーリエ振幅スペクトルは、加速度波形 記録の S 波を含む 20.48 秒間を切り出して計算した。また、中心周波数の 20%の幅の平 滑化を行い、NS 成分と EW 成分の水平 2 成分のベクトル合成を行った。さらに、各観 測記録の対数平均を計算した。伝播経路の補正は、長坂・野津(2023)より、120 $f^{1.2}$ (ただし 100 を下限値)とし、震源域の S 波速度は、Crust2.0 より 3.7 km/s とした。ま た、理論震源スペクトル比SSRF_{syn}(f_i)は、式 2-5 を用いた。ここで、 f_{ch} 、 f_{ct} はそれぞ れ本震と要素地震のコーナー周波数を表し、評価対象とした周波数範囲における理論値 と観測値の残差が最少となるようにグリッドサーチを行った。地震モーメントの比率 は、低周波数側の平坦レベルから、短周期レベルの比率は、高周波数側の平坦レベルか ら得られる。得られた地震モーメントの比率と短周期レベルの比率を表 2-9 に、SSRF 法 の結果を図 2-32、図 2-33 に示す。なお、残差評価範囲は灰色のハッチを除いた部分で 行った。



図 2-28 SMGA_A で SSRF 法に用いた観測点



図 2-29 SMGA_B で SSRF 法に用いた観測点



図 2-30 SMGA_C、SMGA_D で SSRF 法に用いた観測点



図 2-31 SMGA_E、SMGA_F で SSRF 法に用いた観測点

$$SSRF_{syn}(f_i) = \frac{M_{0,t}}{M_{0,t_i}} \cdot \frac{1 + (f_i/f_{c,t_i})^2}{1 + (f_i/f_{c,t_i})^2} \qquad \text{ \ddagger $2-5$}$$

表 2-9 4	š SMGA	における	SSRF	法の結果
---------	--------	------	------	------

	地震モーメント比(CN ³)	短周期レベル比(CN)
SMGA_A	659.34	19.70
SMGA_B	11670.27	38.40
SMGA_C, SMGA_D	18535.71	66.30
SMGA_E, SMGA_F	13801.19	91.66


図 2-32 SSRF 法の結果 左: SMGA_A 右: SMGA_B



図 2-33 SSRF 法の結果 左: SMGA_C、SMGA_D 右: SMGA_E、SMGA_F

F) SMGA の断層パラメータの初期値の設定

フォワード計算による SMGA モデルの構築のため、各 SMGA の初期モデルとなる断 層パラメータを設定した。SMGA_A、SMGA_B については、ペーストアップより明瞭な 波群が分離可能なため、式 2-6 から式 2-8 に示す円形クラックモデルに基づく関係式に より設定した。まず、式 2-6 により、要素地震の短周期レベルと SSRF 法により求めた 短周期レベルの比率から SMGA の短周期レベルを算出した。続いて、式 2-7 と式 2-8 を 用いて SMGA の面積と SMGA の応力降下量を設定した。式 2-7 に示す*M*_{0,SMGA}は要素地 震の地震モーメントと SSRF 法により求めた地震モーメントの比により算出した。 SMGA_C、SMGA_D については、個々の SMGA の波群の分離が困難であるため、表 2-10 に示す 2 つの SMGA の関係式から断層パラメータを設定した。表内に示すγは、2 つの断層面積の比を意味する。SMGA_E、SMGA_F についても同様の手順を適用した。

$A_{\pm} = CNA_{/\!\!\!N}$	数式	2–6
$\Delta \sigma_{\rm SMGA} = (7/16) M_{0_\rm SMGA} / (S_{\rm SMGA} / \pi)^{1.5}$	数式	2–7
$A_{\pm} = 4 \pi \beta^2 \Delta \sigma_{\rm SMGA} (S_{\rm SMGA}/\pi)^{0.5}$	数式	2–8

表 2-10 複数 SMGA のパラメータ設定

	SMGA_1	SMGA_2
面積	$S_{\rm SMGA_1}$	$\gamma S_{\rm SMGA_1}$
応力降下量	$\Delta\sigma_{ m SMGA}$	$\Delta\sigma_{ m SMGA}$
地震モーメント	$\frac{16}{7} \Delta \sigma \left(\frac{S_{\rm SMGA_C}}{\pi}\right)^{1.5}$	$\frac{16}{7} \Delta \sigma \left(\frac{\gamma S_{\rm SMGA_C}}{\pi} \right)^{1.5}$
短周期レベル	$4\pi\beta^2\Delta\sigma\sqrt{\frac{S_{\rm SMGA_C}}{\pi}}$	$4\pi\beta^2\Delta\sigma\sqrt{rac{\gamma S_{\rm SMGA_C}}{\pi}}$

G) SMGA モデルの構築

波形合成は壇・佐藤(1998) よる経験的グリーン関数法を用いた。波形合成の際に用 いた伝播経路のS波速度は、ペーストアップより3.5 km/s、破壊伝播速度は試行錯誤的 に決定し3.2 km/sとした。震源域のS波速度と密度はCrust 2.0 より3.7 km/s、2.9 g/cm ³、要素断層面積は16(4×4) km²とした。これらパラメータは、それぞれ各 SMGA で 共通とした。また、求めた SMGA の面積と応力降下量を初期値として、両者のパラメー タに加えて、SMGA の配置や、SMGA 内の破壊開始点を調整しながら観測記録を再現可 能な SMGA モデルを構築した。

求めた各 SMGA の配置図を図 2-34 から図 2-36 に、断層パラメータを表 2-11 に示 す。また、図 2-37 から図 2-40 には、加速度波形、速度波形及び、それらフーリエスペ クトルにおいて観測記録(黒線)と解析結果(赤線)の比較を示す。速度波形は、0.1Hz のローカットフィルターを施した。観測波形と解析波形の比較の際は、走時が合うよう に解析波形を目視でずらしている。走時については、SMGA 間の破壊伝播速度がスーパ ーシアとなる報告もされており(例えば、田中・久田 2023)、走時までを考慮した検討 は今後の課題である。解析結果と観測記録を比較すると、最大加速度、最大速度はいず れの観測地点でも概ね一致している。図 2-41 に最大速度の観測値と計算値の比較を示 す。また、SMGA_C と SMGA_D の検討のうち、2712 番は速度波形のパルスもよく説明 できている。しかし、SMGA_E と SMGA_F の結果においては、最大加速度において観 測記録との大きな乖離が生じた。加速度スペクトルで確認すると、解析結果は観測記録 と比べて、短周期側で大きくなっていることから、短周期側での合成結果に課題がある と推察される。原因としては、要素地震記録の精度が考えられる。観測記録の充実化に 伴って、より適切な記録を用いることにより、推定精度向上が期待される。



図 2-34 SMGA_Aの配置図









図 2-36 SMGA_C、SMGA_D、SMGA_E、SMGA_Fの配置図

	応力降下量	SMGA 面積		SMGA 地震		短周期レベル	
	(MPa)	(1	xm ²)	モーメント (Nm)		(Nn	n/s^2)
А	13.71	160		1.14×10^{19}		1.68×10^{19}	
В	19.00	352		5.15×10^{19}		3.46×10^{19}	
С	13.66	480	Total	5.90×10^{19}	Total	2.90×10^{19}	Total
D	13.66	320	1936	3.21×10^{19}	2.23×10^{20}	2.37×10^{19}	6.31×10^{19}
Е	13.67	480		5.90×10^{19}		2.91 × 10 ¹⁹	
F	13.67	144		9.70×10^{18}		1.59×10^{19}	

表 2-11 SMGA モデルの断層パラメータ



図 2-37 SMGA_A の加速度波形、速度波形、フーリエスペクトルの解析結果と 観測記録の比較(左:2712 右:4632)



図 2-38 SMGA_Bの加速度波形、速度波形、フーリエスペクトルの解析結果と 観測記録の比較(左:4611 右:4614)



観測記録の比較(左:2712 右:8002)



図 2-40 SMGA_E、SMGA_F の加速度波形、速度波形、フーリエスペクトルの解析結果と 観測記録の比較(左:0118 右:3125)



図 2-41 PGV の観測値と計算値の比較

H) 震源モデルから抽出したアスペリティと SMGA モデルの比較

震源インバージョン結果から Somerville et al. (1999) によるトリミング手法によって得られたアスペリティと、SMGA モデルの結果の比較を図 2-42 から図 2-44 に示す。セグ

メント2に設定した SMGA_B は、セグメント2の端部にあるアスペリティとの対応は 取れなかったが、すべり量が最も大きい領域付近に設定される結果となった。セグメン ト1に設定した SMGA_A は、対応するアスペリティ領域は得られなかった。

SMGA_E、SMGA_Fは、アスペリティ領域から多少のずれがみられるが、概ね対応する 位置に設定されている。SMGA_C、SMGA_Dについては、対応するアスペリティは得ら れなかったが、Satoh (2023)の結果でも、セグメント3の東側端部に2つの SMGA が設 定されていることから、既往研究との対応が確認できた。



図 2-42 セグメント1におけるアスペリティと SMGA モデルの比較(赤枠:アスペリティ 黒枠:SMGA)



Segment 2 (Strike=60 Dip=85)

図 2-43 セグメント 2 におけるアスペリティと SMGA モデルの比較(赤枠:アスペリティ 黒枠:SMGA)





図 2-44 セグメント3におけるアスペリティとSMGA モデルの比較(赤枠:アスペリティ 黒枠:SMGA)

2.1.2 2022 年台湾池上地震

2.1.2(1) 地下構造モデルの高度化

A) 対象地震

対象地震は、図 2-45 に示すように、2022 年 9 月 18 日 05 時 19 分 19.39 秒(協定世界 時)に発生した M_L 6.15 の地震である。震源地は北緯 23.1305 度、東経 121.1817 度で、 震源の深さは 12.13 km である。GCMT の報告書によると、地震モーメントは 4.05 x10¹⁷ N・m であり、Mw 5.7 である。発震機構は次の通りである。

NP1: (208°, 57°, 18°), NP2: (108°, 75°, 145°)

B) 速度モデルの調整

速度構造調整の対象観測点はシミュレーション結果において観測記録と計算結果に若 干の乖離が見られる F020 観測点とした(図 2-45)。観測記録の加速度波形を積分により 速度波形を計算した。その際、0.02 ~ 0.1 Hz のバンドパスフィルターを適用し、0.5 秒 間隔にリサンプリングを行った。シミュレーションの継続時間は 120 秒とし、開始時刻 は地震発生時刻とした。速度波形のシミュレーションは Kohketsu (1985)の方法を用いて 実施した。強震観測点 F020 サイトの 1 次元速度構造モデルを、Huang et al. (2014)によ る台湾速度構造モデルから抽出し、速度構造調整の初期モデルとして使用した(表 2-12)。シミュレーション波形と観測記録の比較を図 2-46 に示す。

初期モデルの Vs<3.0 km/s の速度層の層厚ついて調整を行った。調整後の速度構造モ デル(表 2-13)を用いたシミュレーション波形を図 2-47 に示す。速度構造モデルの調 整により、EW 成分および UD 成分の主要動の振幅が改善された。

Thickness (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qp	Qs
0.5	1.992	1.279	1.268	186	93
2.5	4.273	2.579	2.018	451	226
3.0	5.029	2.972	2.266	572	286
4.0	6.063	3.360	2.606	721	360
4.0	6.682	3.721	2.809	891	446
5.0	6.746	3.757	2.831	909	454
5.0	6.522	3.966	2.757	1025	512
5.0	7.077	4.140	2.939	1131	566
5.0	7.257	4.417	2.998	1320	660
5.0	7.484	4.478	3.073	1364	682
5.0	8.097	4.681	3.275	1523	761
5.0	7.979	4.574	3.236	1438	719
0.0	7.820	4.466	3.184	1355	678

表 2-12 F020の初期モデル

表 2-13 F020 の調整後モデル

Thickness (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qp	Qs
0.25	1.992	1.279	1.268	186	93
2.0	4.273	2.579	2.018	451	226
2.5	5.029	2.972	2.266	572	286
4.0	6.063	3.360	2.606	721	360
4.0	6.682	3.721	2.809	891	446
5.0	6.746	3.757	2.831	909	454
5.0	6.522	3.966	2.757	1025	512
5.0	7.077	4.140	2.939	1131	566
5.0	7.257	4.417	2.998	1320	660
5.0	7.484	4.478	3.073	1364	682
5.0	8.097	4.681	3.275	1523	761
5.0	7.979	4.574	3.236	1438	719
0.0	7.820	4.466	3.184	1355	678



図 2-45 2022 年の M_W 5.7 地震の発生場所と台湾池上地震の震源域の関係



図 2-46 初期モデルを使用した F020 での地震動シミュレーションと観測記録の比較



図 2-47 調整後モデルを使用した F020 での地震動シミュレーションと観測記録の比較

2.1.2(2) 運動学的震源モデルの構築

A) 地震の概要

台湾の中央気象局(CWB)の報告によると、台湾・池上市で M_L6.83 の地震が 2022 年 9月18日06時44分15秒(UTC)に発生した。震源地は北緯23.14度、東経121.19度、 震源の深さは7.81km であった。この地震は台湾南東部の縦谷断層(LVF)に沿って発生 した。CWB、GCMT および USGS によって報告されている発震機構は次の通りである。 CWB (205°, 61.3°, 46.6°)、 GCMT (201°, 61°, 30°)、 USGS (203°, 69°, 25°)

B) 解析方法とデータ

本検討では、CWB の 14 観測点 (図 2-48)、4 成分を使用した。観測記録の加速度波形 は積分により速度波形を計算した。その際、0.02 ~ 0.1 Hz のバンドパスフィルターを適 用し、0.5 秒間隔にリサンプリングを行った。震源インバージョンには 120 秒の継続時間 を用いた。強震波形の開始時刻は地震発生時刻とした。速度波形のグリーン関数は、 Kohketsu (1985) の方法を用いて計算した。また、1 次元速度構造モデルは台湾の 3 次元 速度構造モデル (Huang et al., 2014) から抽出した 1 次元速度構造モデルを使用した。遠 地地震波形には IRIS-DMC から震源距離が 30° から 90° の範囲にある 31 の観測点 (図 2-49) における P 波鉛直成分を使用した。観測記録の速度波形から積分により変位波形を 計算した。その際、0.01~0.5 Hz のバンドパスフィルターを適用し、0.5 秒間隔にリサン プリングを行った。遠地地震波形では 70 秒の継続時間を用い、開始時刻は P 波到着時刻 とした。遠地地震観測点のグリーン関数は、Crust 1.0 の1 次元速度構造モデル (Laske et al. 2013)を使用して、Kikuchi and Kanamori (2003)の方法を使用して計算した。地殻変動 データは 36 個の EW および NS 成分と 14 個の垂直成分を含む 36 個の GNSS 測点(図 2-48)のデータを使用した。GNSS 測点の静的グリーン関数は、Zhu and Rivera (2002)の方 法と Crust 1.0 (Laske et al. 2013)の1次元速度構造モデルを使用して計算した。

震源インバージョンは Yoshida et al. (1996)と Hikima and Koketsu (2005)による方法を用 いた。すべり分布の空間的および時間的平滑性の制約の重みは、赤池情報量基準を最小化 することによって決定した (赤池, 1980)。インバージョンではボックスカー関数の継続時 間、つまり立ち上がり時間を 1.8 秒に設定した。

Lee et al. (2023) を参考にして2セグメントからなる震源断層モデルを構築した。活断層のトレース(図 2-48) に基づいて、西に傾斜する断層と東に傾斜する断層の2つのセグメントの走向方向を若干調整した。西に傾斜する断層は発震機構と一致し、東に傾斜する断層は縦谷断層を表す。断層モデルのパラメータを表 2-14 にまとめた。CWB が報告した発震機構解では、台湾池上地震が斜め逆断層と示されているため、初期すべり角を45°に設定し、その後、すべり角を45°-45°~45°+45°の範囲に変化させた。小断層のサイズは5×5km に設定した。

遠地地震波形および強震波形の地震波形と GNSS データを用いたジョイントインバー ジョンを実施した。試行錯誤に基づいて、各小断層に5つのタイムウィンドウを使用し、 各タイム ウィンドウの継続時間は 1.8 秒とした。したがって、各小断層は、破壊フロン トが到着してから最大 9 秒までの破壊となる。破壊伝播速度は試行錯誤により、最終的 に 3.2 km/s の値を破壊伝播速度として採用した。

C) 波形インバージョンの結果

ジョイントインバージョンから得られた強震速度波形と遠地 P 波変位波形の比較をそれぞれ図 2-50 と図 2-51 に示し、GNSS データとの比較を図 2-52 に示す。また、震源時間関数を図 2-53 に示す。これらの結果から、本震は約 30 秒の継続時間で破壊し、総地震モーメントは M_w 7.09 に相当する約 5.38×10^{19} N・m の結果が得られた。図 2-54 にすべり分布を示す。大きなすべりは玉里断層に近い、西に傾斜する中央山脈断層(CRF)の深さ 10 km 未満の浅い部分で発生した。また、東に傾斜する縦谷断層(LVF)セグメントでは、深さ 5 km 未満の非常に浅い場所、つまり池上断層の北端に近い場所で比較的すべり量が大きい。

D) 結果と考察

最終的なすべり分布に対するさまざまなデータセットの寄与を確認するために、単一 のデータセットを使用して震源インバージョンを実施した。遠地地震データ、強震デー タ、GNSS データのみから求めたすべり分布の結果をそれぞれ図 2-55、図 2-56、図 2-57 に示す。

表 2-14 各セグメントパラメータ

Strike (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)	Bottom (km) ª	Latitude (°) ^b) Longitude (د
198	60	100	30	23.816	23.6200	121.4100
18	60	100	30	23.816	23.5781	121.5498
	Strike (°) 198 18	Strike (°) Dip (°) 198 60 18 60	Strike (°) Dip (°) Length (km) 198 60 100 18 60 100	Strike (°) Dip (°) Length (km) Width (km) 198 60 100 30 18 60 100 30	Strike (°) Dip (°) Length (km) Width (km) Bottom (km) 198 60 100 30 23.816 18 60 100 30 23.816	Strike (°) Dip (°) Length (km) Width (km) Bottom (km) Latitude (°) ^b 198 60 100 30 23.816 23.6200 18 60 100 30 23.816 23.5781

^a Bottom (km): Depth of lower boundary.

^b Latitude: Latitude of north-east point

^c Longitude: Longitude of north-east point



図 2-48 2022 年台湾池上地震の震源域。 Inset の地図にある四角は震源域の位置を示している。赤い星印と黒い長方形は、本震の震央位置と使用した断層モデルの地表面における投影を示す。赤い太い線は活断層のトレースを示す。 青い三角形は強震観測点を示し、■印は GNSS 測点の位置を示す









図 2-50 強震記録の速度波形と合成波形の比較。0.02~0.1Hz のバンドパスフィルターで 処理され単位は cm/s である。成分名の下にある数値は上から順に観測記録の最大値、合 成と観測最大値比の絶対値および分散である。





図 2-51 遠地 P 波波形の比較。0.01~0.5Hz のバンドパスフィルターで処理された変位波 形で単位はマイクロメートルである。成分名の下にある数値は上から順に観測記録の最大 値、合成と観測最大値比の絶対値および分散である。





Moment rate function



図 2-53 ジョイントインバージョンで得られた震源時間関数





Segment 2 (Strike=18 Dip=60)





図 2-54 ジョイントインバージョンから得られたすべり分布



図 2-55 遠地観測データのみを使用したインバージョンから得られたすべり分布



図 2-56 強震データのみを用いたインバージョンから得られたすべり分布



図 2-57 静的な GNSS データのみを使用したインバージョンから得られたすべり分布

2.1.2(3) SMGA モデルの構築

A) 検討方針

当該地震は、前章の結果から向かい合う2枚の断層によって構成されている。2.3 ス ケーリング則の検証で詳細は説明するが、比較的すべり量の大きな領域が少ない東傾斜 の断層(セグメント2)は、強震動への寄与が少ないこと考えられる。そこで本検討で は、震源インバージョン結果より、大きなすべり量の領域を持つ西傾斜の断層(セグメ ント1)を対象に SMGA モデルの構築を行った。SMGA モデルを構築する際は、先ず経 験的グリーン関数法に用いる要素地震を選定した。応力降下量や断層面積など、要素地 震の断層パラメータは、観測記録から震源スペクトルを算出し、ω⁻²モデルに基づく理 論震源スペクトルとのフィッティングによるコーナー周波数から求めた。SMGA の断層 パラメータは、三宅・他(1999)による SSRF 法により初期モデルとなる値を推定し た。求めた初期モデルより、フォワード計算により観測記録を良く説明できる SMGA モ デルを推定した。経験的グリーン関数法は壇・佐藤(1998)を用いた。最適な震源断層 パラメータは SMGA の配置や、応力降下量、SMGA 内の破壊開始点を試行錯誤により 決定した。

B) 要素地震の選定

経験的グリーン関数法に用いる選定した要素地震の諸元を表 2-15 に、本震との位置関係を図 2-58 に示す。選定した要素地震は本震の震源位置の近傍で発生しており、発震

機構も類似することから、経験的グリーン関数法の要素地震として適切であると考えられる。

	要素地震	本震
Date	22/09/18,5:19	22/09/18,6:44
M _w	5.7	7.0
Depth (km)	15.0	14.8
Lat. Long. (deg.)	23.12 121.23	23.23 121.21
発震 機構		

表 2-15 要素地震と本震の諸元



図 2-58 選定した要素地震と本震の位置関係

C) 要素地震の断層パラメータの設定

要素地震の震源パラメータを推定するために、観測記録から震源スペクトルを算出 し、ω⁻²モデルに基づく理論震源スペクトルとのフィッティングによるコーナー周波数 を算出した。観測記録の震源スペクトルを計算する際は、Crust2.0の地盤情報より地盤 のインピーダンス比を考慮した。Q値は Vladimir et al. (2008)より、80f^{0.9}とした。震 源域のS波速度、密度は Crust2.0を参考に、3.7 km/s、2.9 g/cm³を設定し、放射特性係 数、fmax はそれぞれ 0.63、6.0 Hz とした。各要素地震で観測の震源スペクトルの算出に 使用した観測地点を図 2-59 に示す。計算に使用した記録は、波形とスペクトルを目視 で確認しながら、震源に対して広角な範囲で選定した。コーナー周波数は、理論震源ス ペクトルと観測の震源スペクトルが一致するような値を目視で評価し推定した。フィッ ティングの結果を図 2-60 に示す。

次に推定した各要素地震のコーナー周波数より、要素地震の断層パラメータを推定した。推定した断層パラメータは、短周期レベル、断層面積、応力降下量、すべり量である。上述した要素地震の4つの断層パラメータは、円形クラックモデルを基に式2-1から式2-4で推定した。求めた要素地震の断層パラメータを表2-16に示す。



図 2-59 観測震源スペクトルの算出に用いた観測点



図 2-60 要素地震のコーナー周波数の推定

	要素地震
<i>M</i> ₀ [Nm]	4.1×10^{17}
$f_{c/}$ [Hz]	0.5
M_w	4.8
Strike [deg.]	208
Dip [deg.]	57
Rake [deg.]	18
A_{j} [Nm/s ²]	$4.0 imes 10^{18}$
$S_{\rm s}$ [km ²]	24.0
$\Delta \sigma_{j}$ [MPa]	8.4
D _{/j} [m]	0.4

表 2-16 要素地震の断層パラメータ

D) SSRF 法の適用

2023 年トルコ地震の検討と同様に、まず、各 SMGA と要素地震の地震モーメントの 比率(CN³)と短周期レベルの比率(CN)を推定した。これらのパラメータは、2023 年トルコ・シリア地震の検討と同様、三宅・他(1999)の SSRF 法により推定した。当 該地震も同様に、探索対象は地震モーメントの比率と、本震のコーナー周波数とし、要 素地震のコーナー周波数はすでに求めた値で固定した。図 2-61 に SSRF 法に用いた観測 点の位置を示す。フーリエ振幅スペクトルは、加速度波形記録の S 波を含む 20.48 秒間 を切り出して計算した。また、中心周波数の 20%の幅の平滑化を行い、NS 成分と EW 成分の水平 2 成分のベクトル合成を行った。さらに、各観測記録の対数平均を観測震源 スペクトルはとした。伝播経路の補正は、Vladimir et al. (2008) より、80f^{0.9}とし、震源 域のS波速度は、Crust2.0より3.7 km/sとした。得られた地震モーメントの比率と短周 期レベルの比率を表 2-17 に、SSRF 法の結果を図 2-62 に示す。



図 2-61 SSRF 法に用いた観測点

表 2-17 SSRF 法の結果				
地震モーメント比(CN ³) 短周期レベル比(CN)				
83.24	4.87			



図 2-62 SSRF 法の結果

E) SMGA の断層パラメータの初期値の設定

フォワード計算による SMGA モデルの構築のため、2023 年トルコ・シリア地震の検 討と同様に、円形クラックモデルに基づき各 SMGA の初期モデルとなる断層パラメータ を設定した。まず、式 2-6 により、要素地震の短周期レベルと SSRF 法により求めた短 周期レベルの比率から SMGA の短周期レベルを算出した。続いて、式 2-7 と式 2-8 を用 いて SMGA の面積と SMGA の応力降下量を設定した。式 2-7 に示す*M*_{0_SMGA}は要素地震 の地震モーメントと SSRF 法により求めた地震モーメントの比により算出した。

F) SMGA モデルの構築

波形合成は壇・佐藤(1998)よる経験的グリーン関数法を用いた。波形合成の際に用 いた伝播経路のS波速度、破壊伝播速度は試行錯誤的に決定し、それぞれ 3.2 km/s、2.8 km/s とし、震源域のS波速度と密度はCrust 2.0 より 3.7 km/s、2.9 g/cm³、要素断層面積 は 25 (5×5) km²とした。

求めた各 SMGA の配置図を図 2-63 に、断層パラメータを表 2-18 に示す。また、図 2-64 から図 2-66 には、加速度波形、速度波形及び、それらフーリエスペクトルにおい て観測記録(黒線)と解析結果(赤線)の比較を示す。解析結果は、地表断層面から離 れた地点においては、波形及びフーリエスペクトルの両者で整合的である。特に、F002 の地点では、速度波形のパルスを良く再現できている。また、図 2-67 に示すように PGV の観測値と計算値について、計算値が若干過大ではあるが概ね整合している。しか し、地表断層面直上付近の観測点である F036 の結果では、フーリエスペクトルでは十 分な精度で再現しているが、波形の包絡形状を比較すると観測記録との乖離が見られ る。また、F039 では、解析波形の最大加速度が観測に比べて大きくなっている。これ は、北側に設定した SMGA の寄与が大きいと考えられる。これら結果から、地表断層面 直上、特に SMGA 直上の観測の再現性向上は今後の課題である。



表 2-18 SMGA モデルの断層パラメータ

	SMGA モデル
<i>M</i> ₀ [Nm]	3.91×10^{19}
M_{0_SMGA} [Nm]	3.37×10^{19}
A [Nm/s ²]	2.80×10^{19}
S_{SMGA} [km ²]	375.00
$\Delta \sigma_{SMGA}$ [MPa]	14.90



図 2-64 加速度波形、速度波形、フーリエスペクトルの解析結果と 観測記録の比較(左:F072 右:F002)



観測記録の比較(左:F036 右:F039)



図 2-67 PGV の観測値と計算値の比較

G) 震源モデルから抽出したアスペリティと SMGA モデルの比較

図 2-68 に、抽出したアスペリティと SMGA モデルの比較を示す。設定した3つの SMGA は、アスペリティと同様に、震源から北側の地域に分布していることから、位置 関係は概ね対応している。 Segment 1 (Strike=198 Dip=60)



図 2-68 アスペリティと SMGA モデルの比較(赤枠:アスペリティ黒枠:SMGA)

2.1.3 2022 年福島県沖の地震

2.1.3(1) 地下構造モデルの高度化

A) 対象地震

検討対象地震は、2022年10月7日03時14分18.12秒(JST、UTC+9)に発生した M_{JMA}4.5の地震である。F-netによると、震源地は北緯37.1105度、東経141.1508、震源 の深さは26.41 kmである。地震モーメントは2.91x10¹⁵N・mであり、M_W4.3である。 発震機構は次の通りである。

NP1: (112°, 46°, -47°), NP2: (222°, 71°, -132°)

B) 速度モデルの調整

速度構造調整の対象観測点はシミュレーション結果において観測記録と計算結果に若 干の乖離が見られる FKS010 観測点とした。観測記録の加速度波形を積分により速度波 形を計算した。その際、0.02 ~ 0.3 Hz のバンドパスフィルターを適用し、0.5 秒間隔に リサンプリングを行った。シミュレーションの継続時間は 40 秒とし、開始時刻は地震 発生時刻とした。速度波形のシミュレーションは Kohketsu (1985)の方法を用いて実施し た。強震観測点 FKS010 の1 次元速度構造モデルを、全国 1 次地下構造モデル(JIVSM; Koketsu et al. 2009, 2012) から抽出し、速度構造調整の初期モデルとして使用した(表 2-19)。シミュレーション波形と観測記録の比較を図 2-70 に示す。

地震基盤の上の浅い層(Vs< 3.0 km/s)の P 波および S 波の速度と、対応する密度、Qp、 および Qs に対し、速度構造の調整を行った。調整した速度構造モデルを表 2-20 に示 し、これを用いて実施したシミュレーションの結果と観測記録の比較を図 2-71 に示 す。速度構造モデルの調整により、NS 成分の主要動の振幅は改善されたが、EW 成分と UD 成分の振幅にはそれほど影響は表れなかった。

表 2-19 FKS010 の初期モデル

Thickness (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qp	Qs
0.062	2.0	0.6	2.0	240	120
0.794	2.7	1.3	2.2	520	260
1.155	3.2	1.7	2.3	680	340
4.218	5.5	3.2	2.65	800	400
9.344	5.8	3.4	2.7	800	400
13.266	6.4	3.8	2.8	800	400
34.305	7.5	4.5	3.2	1000	500
2.700	5.4	2.8	2.6	400	200
5.700	6.5	3.5	2.8	600	300
0.000	8.1	4.6	3.4	1000	500

表 2-20 FKS010の調整後モデル

Thickness (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qp	Qs
0.062	1.8	0.55	1.9	200	100
0.794	2.5	1.1	2.15	520	260
1.155	3.2	1.5	2.25	680	340
4.218	5.5	3.2	2.65	800	400
9.344	5.8	3.4	2.7	800	400
13.266	6.4	3.8	2.8	800	400
34.305	7.5	4.5	3.2	1000	500
2.700	5.4	2.8	2.6	400	200
5.700	6.5	3.5	2.8	600	300
0.000	8.1	4.6	3.4	1000	500



図 2-69 2022 年の M_{JMA} 4.5 地震の発生場所と 2022 年福島沖地震の震源域の関係



図 2-70 初期モデルを使用した FKS010 での地震動シミュレーションと観測記録の比較


比較

2.1.3(2) 運動学的震源モデルの構築

A) 地震の概要

気象庁の発表によると、福島県沖においてマグニチュード 7.4 の地震が、2022 年 3 月 16 日 23 時 36 分 32.6 秒(JST、UTC+9)に発生した。震源地は北緯 37.697 度、東経 141.622 度、震源の深さは 57 km である。各機関によって報告されている発震機構は次 の通りである。

気象庁 (16°, 45°, 93°)、 GSI (14.8°, 46.6°, 100.7°)、 GCMT (15°, 44°, 92°)、USGS (17°, 50°, 98°)

B) 解析方法とデータ

本検討では、K-NET と KiK-net で記録された 24 個の強震観測点(図 2-72)を使用した。観測記録の加速度波形は積分により速度波形を計算した。その際、0.02 ~ 0.3 Hz のバンドパスフィルターを適用し、0.5 秒間隔にリサンプリングを行った。震源インバージョンには 60 秒の継続時間を用いた。強震波形の開始時刻は P 波到着時間の 5 秒前

とした。強震の速度波形のグリーン関数は、Kohketsu (1985)の方法を使用して計算された。本検討では、全国1次地下構造モデル(JIVSM; Koketsu et al. 2009, 2012)から強震観測点ごとに1次元速度構造モデルを抽出した。遠地地震波形にはIRIS-DMCから震源距離が30°から90°の範囲にある41の観測点(図2-73)におけるP波鉛直成分を使用した。観測記録の速度波形から積分により変位波形を計算した。その際、0.01~0.5 Hzのバンドパスフィルターを適用し、0.5秒間隔にリサンプリングを行った。遠地地震波形では80秒の継続時間が用い、開始時刻はP波到着時刻の5秒前とした。遠地地震観測点のグリーン関数は、Crust 1.0の1次元速度構造モデル (Laske et al.2013)を用いて、Kikuchi and Kanamori (2003)の方法を使用して計算した。本検討のインバージョンでは、70個の強震速度波形と41個の遠地地震波形を使用した。

震源インバージョンは Yoshida et al. (1996)と Hikima and Koketsu (2005)による方法を用 いた。すべり分布の空間的および時間的平滑性の制約の重みは、赤池情報量基準を最小化 することによって決定した (赤池, 1980)。インバージョンではボックスカー関数の継続時 間、つまり立ち上がり時間を 1.2 秒に設定した。

GCMT による発震機構解法 (15°,44°,92°) を使用して、単一セグメントの震源断層モ デルを構築した。初期すべり角を 92°に設定し、その後、92°-45°~ 92°+45°の範 囲ですべり角を変化させた。断層の長さと幅はそれぞれ 54 km と 36 km とした。小断層 のサイズは 3 × 3 km に設定した。

遠地地震波形および強震波形の地震波形と GNSS データを用いたジョイントインバー ジョンを実施した。試行錯誤に基づいて、各小断層に 12 のタイムウィンドウを使用し、 各タイム ウィンドウの継続時間は 1.2 秒とした。したがって、各小断層は、破壊フロン トが到着してから最大 14.4 秒までの破壊となる。破壊伝播速度は試行錯誤により、最終 的に 2.5 km/s の値を破壊伝播速度として採用した。

C) 波形インバージョンの結果

ジョイントインバージョンから得られた強震速度波形と遠地 P 波変位波形の比較をそれぞれ図 2-74 と図 2-75 に示す。また、震源時間関数を図 2-76 に示す。これらの結果かから、本震は約 30 秒の継続時間で破壊し、総地震モーメントは Mw 7.35 に相当する約 1.36×10²⁰ N・m の結果が得られた。図 2-77 にすべり分布を示す。震源から北部において大きなすべりが発生し、最大すべり量は 4~5 メートルに達したと考えられる。

D) 結果と考察

本検討では地震波形を用いてジョイントインバージョンにより得られた地震モーメントとすべり分布の結果は、Kobayashi et al. (2023)による地震波形と GNSS を使用したジョイントインバージョンの結果と非常によく似ていることが分かった。



図 2-72 2022 年福島沖地震の震源域。 Inset の地図にある四角は震源域の位置を示して いる。赤い星と黒い四角は、本震の震央位置と使用した断層モデルの地表面における投影 を示す。 三角印は強震観測点を示す。



図 2-73 遠地地震観測点分布図







図 2-74 強震記録の速度波形と合成波形の比較。0.02~0.3Hz のバンドパスフィルターで 処理され単位は cm/s である。成分名の下にある数値は上から順に観測記録の最大値、合 成と観測最大値比の絶対値および分散である。





図 2-75 遠地 P 波波形の比較。0.01~0.5Hz のバンドパスフィルターで処理された変位 波形で単位はマイクロメートルである。成分名の下にある数値は上から順に観測記録の最 大値、合成と観測最大値比の絶対値および分散である。

Moment rate function



図 2-76 ジョイントインバージョンから得られた震源時間関数



2.1.3(3) SMGA モデルの構築

A) 検討方針

2023 年トルコ・シリア地震、2022 年台湾池上地震と同様、当該地震も経験的グリー ン関数法による SMGA モデルを構築した。要素地震を選定し、コーナー周波数を推定し た後、要素地震の断層パラメータを算出した。SMGA の断層パラメータは、三宅・他 (1999) による SSRF 法により初期モデルとなる値を推定した。求めた初期モデルよ り、フォワード計算により観測記録を良く説明できる SMGA モデルを推定した。経験的 グリーン関数法は壇・佐藤(1998) を用いた。最適な震源断層パラメータは SMGA の配 置や、応力降下量、SMGA 内の破壊開始点を試行錯誤により決定した。

B) 要素地震の選定

本検討における要素地震は、吉田・他(2022)と同じ記録を用いた。要素地震の諸元 を表 2-21 に、本震との位置関係を図 2-78 に示す。選定した要素地震は、本震とほぼ同 地点で発生しており、発震機構も類似していることから、経験的グリーン関数法の要素 地震として適切であると考えられる。

	要素地震	本震
Date	21/3/17,17:29	22/03/16,23:36
M_w	5.0	7.4
Depth (km)	57.3	56.6
Lat. Long. (deg.)	37.695 141.613	37.697 141.623
発震 機構		

表 2-21 要素地震と本震の諸元



図 2-78 選定した要素地震と本震の位置関係

C) 要素地震の断層パラメータの設定

要素地震の震源パラメータを推定するために、観測記録から震源スペクトルを算出 し、ω⁻²モデルに基づく理論震源スペクトルとのフィッティングによるコーナー周波数 を算出した。観測記録の震源スペクトルを計算する際は、KiK-net、K-netの地盤情報よ り地盤のインピーダンス比を考慮した。Q値は吉田・他(2022)より、175.8f^{0.66}とし た。震源域のS波速度、密度は吉田・他(2022)を参考に、4.46 km/s、3.4 g/cm³を設定 し、放射特性係数、fmax はそれぞれ 0.63、13.5 Hz とした。各要素地震で観測の震源ス ペクトルの算出に使用した観測地点を図 2-79 に示す。計算に使用した記録は、波形と スペクトルを目視で確認しながら、震源に対して広角な範囲で選定した。コーナー周波 数は、理論震源スペクトルと観測の震源スペクトルの残差が最少となる値を探索した。 フィッティングの結果を図 2-80 に示す。

次に推定した各要素地震のコーナー周波数より、要素地震の断層パラメータを推定した。推定した断層パラメータは、短周期レベル、断層面積、応力降下量、すべり量である。上述した要素地震の4つの断層パラメータは、円形クラックモデルを基に式2-1から式2-4で推定した。求めた各要素地震の断層パラメータを表2-22に示す。



図 2-79 観測震源スペクトルの算出に用いた観測点



図 2-80 要素地震のコーナー周波数の推定

	要素地震	
<i>M</i> ₀ [Nm]	3.76×10^{16}	
$f_{c/}$ [Hz]	1.54	
M _w	5.0	
Strike [deg.]	190	
Dip [deg.]	52	
Rake [deg.]	113	
A_{j} [Nm/s ²]	3.52×10^{18}	
<i>S</i> _{//>} [km²]	2.95	
$\Delta \sigma_{j}$ [MPa]	18.06	
D _{/J} [m]	0.19	

表 2-22 要素地震の断層パラメータ

D) SSRF 法の適用

2023年トルコ・シリア地震及び、2022年台湾池上地震の検討と同様に、まず、波形 合成のために必要な SMGA と要素地震の地震モーメントの比率(CN³)と短周期レベル の比率(CN)を推定した。これらのパラメータは、2023年トルコ・シリア地震、2022 年台湾池上地震の検討と同様、三宅・他(1999)のSSRF法により推定した。探索対象 は本震のコーナー周波数とし、要素地震のコーナー周波数はすでに求めた値で固定し た。また、SMGAの地震モーメント(*M*_{0.5MGA})は、SMGAの断層面積比を22%、断層 全体の平均すべ量に対する SMGA のすべり量の比を2倍とし、F-netの地震モーメント の44%で固定した。図 2-81 に SSRF法に用いた観測点の位置を示す。フーリエ振幅ス ペクトルは、加速度波形記録のS波を含む20.48秒間を切り出して計算した。また、中 心周波数の20%の幅の平滑化を行い、NS成分とEW成分の水平2成分のベクトル合成 を行った。さらに、各観測記録の対数平均を観測震源スペクトルはとした。伝播経路の 補正は、吉田・他(2022)より、175.8*f*^{0.66}とし、震源域のS波速度は、吉田・他 (2022)より、4.46 km/sとした。得られた地震モーメントの比率と短周期レベルの比率

を表 2-23 に、SSRF 法の結果を図 2-82 に示す。

2-80



|--|

地震モーメント比 (CN ³)	短周期レベル比(CN)
1393.62	35.89



図 2-82 SSRF 法の結果

E) SMGA の断層パラメータの初期値の設定

フォワード計算による SMGA モデルの構築のため、2023 年トルコ・シリア地震及び 2022 年台湾池上地震の検討と同様に、SMGA の初期モデルとなる断層パラメータを設定 した。まず、式 2-6 により、要素地震の短周期レベルと SSRF 法により求めた短周期レ ベルの比率から SMGA の短周期レベルを算出した。続いて、式 2-7 と式 2-8 を用いて SMGA の面積と SMGA の応力降下量を設定した。

F) SMGA モデルの構築

波形合成は壇・佐藤(1998)よる経験的グリーン関数法を用いた。波形合成の際に用 いた伝播経路のS波速度、破壊伝播速度は試行錯誤的に決定し、それぞれ 3.4 km/s、2.5 km/sとした。震源域のS波速度と密度は吉田・他(2022)を参考に、4.46 km/s、3.4 g/cm³、要素断層面積は9(3×3)km²とした。本検討では、KiK-netの孔中記録の再現 を中心に解析を行った。

求めた各 SMGA の配置図を図 2-83 に、断層パラメータを表 2-24 に示す。また、図 2-84 から図 2-86 には、加速度波形、速度波形及び、それらフーリエスペクトルにおい て観測記録(黒線)と解析結果(赤線)の比較を示す。解析結果は、波形及びフーリエ スペクトルの両者で概ね整合的である。また、図 2-87 に示すように、PGV の観測値と 計算値も概ね整合している。しかし、地表の観測点、特に MYGH10 では、解析結果に よる最大加速度が観測に比べて過大評価となっている。これは、本検討では地盤非線形 を考慮していないために短周期で過大評価になっていることが主な要因であると考えら れる。



図 2-83 SMGAの設定位置

	SMGA モデル
<i>M</i> ₀ [Nm]	1.19×10^{20}
M _{0_SMGA} [Nm]	8.22×10^{19}
A [Nm/s ²]	2.14×10^{20}
S _{SMGA} [km ²]	132.00
$\Delta \sigma_{SMGA}$ [MPa]	132.00

表 2-24 SMGA モデルの断層パラメータ



図 2-84 加速度波形、速度波形、フーリエスペクトルの解析結果と 観測記録の比較(左;KiK-net MYGH10地表 右:KiK-net MYGH10孔中)



図 2-85 加速度波形、速度波形、フーリエスペクトルの解析結果と 観測記録の比較(左; KiK-net FKSH17 地表 右: KiK-net FKSH17 孔中)



図 2-86 加速度波形、速度波形、フーリエスペクトルの解析結果と 観測記録の比較(左; KiK-net FKSH14 地表 右: KiK-net FKSH14 孔中)



図 2-87 PGV の観測値と計算値の比較

G) 震源モデルから抽出したアスペリティと SMGA モデルの比較

図 2-88 に、抽出したアスペリティと SMGA モデルの比較を示す。設定した3つの SMGA は、震源及び震源から北西側付近に見られる3つのアスペリティと概ね対応する 結果が得られた。



