

安全研究成果報告（案）

RREP-2020-XXXX

安全研究成果報告

S/NRA/R Research Report

地震ハザード評価の信頼性向上に関する研究

Research on Reliability Improvement for Seismic Hazard Assessment

呉 長江 内田 淳一 田島 礼子 儘田 豊 小林 源裕
菅谷 勝則 藤田 雅俊 佐津川 貴子 林 茉莉花

WU Changjiang, UCHIDA Junichi, TAJIMA Reiko, MAMADA Yutaka, KOBAYASHI Genyu,
SUGAYA Katsunori, FUJITA Masatoshi, SATSUKAWA Takako, and HAYASHI Marika

地震・津波研究部門

Division of Research for Earthquake and Tsunami

原子力規制庁

長官官房技術基盤グループ

Regulatory Standard and Research Department,
Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

令和2年 月
Month 2020

本報告は、原子力規制庁長官官房技術基盤グループが行った安全研究プロジェクトの活動内容・成果をとりまとめたものです。

なお、本報告の内容を規制基準、評価ガイド等として審査や検査に活用する場合には、別途原子力規制委員会の判断が行われることとなります。

本報告の内容に関するご質問は、下記にお問い合わせください。

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 地震・津波研究部門
〒106-8450 東京都港区六本木 1-9-9 六本木ファーストビル
電 話：03-5114-2226
ファックス：03-5114-2236

地震ハザード評価の信頼性向上に関する研究

原子力規制庁 長官官房技術基盤グループ
地震・津波研究部門呉 長江 内田 淳一 田島 礼子 儘田 豊 小林 源裕
菅谷 勝則 藤田 雅俊 佐津川 貴子 林 茉莉花

要 旨

平成 25 年 7 月に施行された新規制基準及び審査ガイドでは、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」に基づき基準地震動を策定することを求めている。本研究は、最新の研究動向を踏まえつつ地震の規模やその不確かさを適切に評価するために震源特性に関わる知見を継続的に蓄積していくとともに、震源と活断層を関連付けることが困難な内陸地殻内地震等による強震動記録を活用し、震源を特定せず策定する地震動のレベルを把握することを目的として実施した。また、新規制基準を適用したプラントの安全性向上評価の確認に資するため、地震及び断層変位ハザードの評価方法の適用性について検討を行うことを目的とし、平成 29 年度から令和元年度にわたり、以下の研究課題（(1)～(4)）に取り組んだ。

(1) 断層モデルを用いた地震動評価手法の整備

①内陸地殻内地震による地震動の評価手法の整備

内陸地殻内地震を対象とした地震動解析を一般財団法人地域地盤環境研究所へ委託し、震源断層パラメータの既往経験式との整合性やばらつき分布に関する知見を蓄積した。特に、断層が地表に現れた地震に対して、表層の断層破壊の考慮により、短周期側地震動に加えて、断層極近傍の永久変位を含めた地震動の再現性を確認するとともに、震源断層パラメータの不確かさのモデル化を検討し、地震動評価への影響度を把握した。

②熊本地震を対象とした内陸地殻内地震の断層長さに関する調査手法の検討

熊本地震で明瞭な地表地震断層の現れた布田川断層帯の北東延長域である阿蘇カルデラ内部において、ボーリング調査や反射法地震探査等の地質学・地球物理学的調査を実施した結果、地震動解析等で得た震源断層長と同程度の断層長を推定できた。

③プレート間巨大地震等による地震動の評価手法の整備

国外で起きたプレート間巨大地震や海洋プレート内地震の震源特性に関する知見を得るために、株式会社大崎総合研究所へ強震動再現解析を委託し、それぞれの地震タイプにおける断層モデル法の適用性を確認した。

(2) 震源を特定せず策定する地震動に関する検討

震源と活断層を関連付けることが困難な地震を対象に、地震動観測記録を用いた地震基盤相当面における非超過確率別応答スペクトルを求め、それを基に全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」の標準応答スペクトルを設定した。

(3) 確率論的地震ハザード評価手法の整備

①断層モデル法に基づく地震ハザード評価

特性化震源モデルのパラメータのうち、地震動に与える影響が大きいパラメータを選定し、それらにばらつきを与えた断層モデルを構築し地震動解析を行い、確率論的地震動評価の影響度を把握した。

②現実的入力地震動の評価手法の整備

地震 PRA における現実的入力地震動の評価手法を検討するため、地震動観測記録に基づき、地盤の伝播特性に係る応答係数の分析を行い、応答係数の平均値及びばらつきに関する技術的な知見を得た。

(4) 断層変位評価手法の検討

決定論的及び確率論的な断層変位評価手法の検討を株式会社構造計画研究所へ委託し、決定論的手法に関しては、衛星観測データの活用及びトレンチ調査の実施により、主断層トレースから離れた副断層の形状を把握した。確率論的手法に関しては、最新データを用いて副断層変位評価式を更新し、断層変位ハザードに係る知見を得た。

Research on Reliability Improvement for Seismic Hazard Assessment

WU Changjiang, UCHIDA Junichi, TAJIMA Reiko, MAMADA Yutaka, KOBAYASHI Genyu,
SUGAYA Katsunori, FUJITA Masatoshi, SATSUKAWA Takako, and HAYASHI Marika

Division of Research for Earthquake and Tsunami,
Regulatory Standard and Research Department,
Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

Abstract

The regulatory requirements and related review guides enforced in 2013 both require that design basis ground motions be determined by considering the following two types of ground motions: “site-specific ground motions evaluated by specifying seismic sources” and “ground motions evaluated without specifying seismic sources.” Together with the purpose of understanding the level of the latter category of ground motions using strong motions recorded during crustal earthquakes that are difficult to relate to recognized active faults, this project aimed to continually accumulate technical knowledge regarding the effects of seismic sources to appropriately evaluate their size and uncertainties for specific sources. In order to contribute to the confirmation of assessment of safety improvement of nuclear power plants pursuant to the new requirements, this project also investigated the applicability of methods used for seismic hazard as well as fault displacement hazard. In detail, the following research activities (1)-(4) were conducted during the fiscal years 2017-2019:

(1) Development of the fault rupture modeling method for ground motion evaluation

1) Development of ground motion evaluation method for crustal earthquakes

This subproject, which was commissioned to Geo-Research Institute, Osaka, Japan, conducted analyses of seismic ground motions from crustal earthquakes and accumulated technical knowledge regarding the variation of source parameters as well as their consistency with empirical scaling relationships. In particular, for surface rupture earthquakes, the reproduction of both short-period ground motions and permanent displacements occurring at sites located near the fault was ascertained by considering the rupture occurring in the shallow portion. Moreover, impacts of uncertainties in the fault rupture modeling method (FRMM) were determined by modelling the uncertainties of the source parameters.

2) Methods for investigating the fault length of crustal earthquakes: a case study on the Kumamoto earthquake

We conducted both geological surveys (such as boring surveys) and geophysical surveys (such as seismic reflection surveys) in the area inside the Aso caldera, northwest to the Fudagawa fault, where the clear trace of a surface rupture was identified during the Kumamoto earthquake in central Kyushu Island, Japan. Our investigation results show that the estimate of fault length based on such surveys is comparable with the length of the fault source from seismic analyses.

3) Development of ground motion evaluation method for great interplate earthquakes and others

Studies on source rupture processes for both the great interplate earthquakes and oceanic intraplate earthquakes occurring outside Japan were conducted in this subproject (commissioned to Ohsaki Research Institute, Inc., Tokyo, Japan) and the technical knowledge on source effects was acquired. The applicability of the FRMM to these events was confirmed by the implementation of ground motion simulation using FRMM.

(2) Study on ground motion evaluations without specifying seismic sources

We estimated the response spectra for specific non-exceedance probabilities using ground motions from crustal earthquakes that are difficult to relate to recognized active faults. We further determined the standard response spectra to be commonly considered at all sites nationwide for “ground motions evaluated without specifying seismic sources”.

(3) Development of probabilistic seismic hazard analysis method

1) Probabilistic seismic hazard analysis using the FRMM

Among the parameters of seismic sources, we selected those with significant impacts on ground motions, conducted ground motion simulation using source models with parameter variation considered, and analyzed the impacts on probabilistic seismic hazards.

2) Development of methods for computing realistic input ground motions

To develop methods for a realistic input ground motion computation for seismic probabilistic risk assessment, we analyzed response factors relevant to the effects of the underground structure on wave propagation based on ground motion records and acquired technical knowledge regarding the mean and standard deviation of response factors.

(4) Study on the fault displacement evaluation method

As a study on the deterministic approach, this subproject (commissioned to Kozo Keikaku Engineering Inc., Tokyo, Japan) investigated the geometry of secondary faults, which are located at a certain distance from the main fault, by analyzing earth observation satellite data and conducting trenching surveys. Moreover, this subproject improved the prediction equation for secondary faults using recent fault displacement data and acquired technical knowledge regarding probabilistic fault displacement hazard.

目次

1. 序論	1
1.1 背景	1
1.2 目的	1
1.3 全体行程	2
2. 本論	3
2.1 断層モデルを用いた地震動評価手法の整備	3
2.1.1 内陸地殻内地震による地震動の評価手法の検討	3
2.1.2 熊本地震を対象とした内陸地殻内地震の断層長さに関する調査手法の検討 ...	49
2.1.3 プレート間巨大地震等による地震動の評価手法の検討	66
2.2 震源を特定せず策定する地震動に関する検討	86
2.3 確率論的地震ハザード評価手法の整備	124
2.3.1 断層モデル法に基づく地震ハザード評価	124
2.3.2 現実的入力地震動の評価手法の整備	145
2.4 断層変位評価手法の検討	150
3. 結論	160
3.1 成果の要点	160
3.2 目的の達成状況	161
3.3 成果の活用等	161
3.3.1 基準・ガイドへの反映	161
3.3.2 新規制基準の適合性審査への活用（基準地震動策定の妥当性確認）	161
3.4 今後の課題	162
参考文献一覧	164
執筆者一覧	172

表 目 次

表 2.1.1	検討対象地震一覧表.....	6
表 2.1.2	推定された SMGA のパラメータ.....	9
表 2.1.3	特性化震源モデルのパラメータ.....	17
表 2.1.4	特性化震源モデルの主要パラメータ.....	23
表 2.1.5	検討対象パラメータ.....	33
表 2.1.6	地下構造モデル.....	33
表 2.1.7	特性化震源モデルのパラメーター一覧（基本モデル）.....	34
表 2.1.8	検討した不確かさケース一覧表.....	35
表 2.1.9	解析対象としたプレート間巨大地震の一覧.....	67
表 2.1.10	解析対象とした海洋プレート内地震の一覧.....	78
表 2.2.1	収集対象とした地震及び観測記録の条件.....	89
表 2.2.2	収集した地震及び観測記録の数.....	89
表 2.2.3	地盤物性補正の条件.....	98
表 2.2.4	ラベル付けの項目及び確認結果.....	99
表 2.2.5	「地震動の年超過確率の考え方」に基づいた概算結果※.....	115
表 2.3.1	基本モデルの断層パラメータ.....	125
表 2.3.2	5つのパラメータの不確かさの設定法.....	127
表 2.3.3	不確かさを考慮する断層パラメータの組合せに関する PGA の影響度.....	141
表 2.3.4	不確かさを考慮する断層パラメータの組合せに関する PGA の影響度.....	142
表 2.3.5	地震動のばらつきとなる要因の分析結果.....	143
表 2.3.6	20 地点の KiK-net 観測点で得られた応答係数.....	147

目 次

図 1.3.1	研究の作業工程.....	2
図 2.1.1	震源過程解析及び SMGA モデル構築の流れ.....	5
図 2.1.2	微動アレイ観測による地下構造モデルの改良.....	7
図 2.1.3	震源過程解析で得られたすべり分布及び波形比較図.....	8
図 2.1.4	推定された SMGA モデル（黒色矩形）とすべり分布の比較.....	10
図 2.1.5	観測加速度波形（黒色）と合成加速度波形（赤色）の比較（0.3-10 Hz）.....	11
図 2.1.6	浅部断層破壊を考慮した特性化震源モデル.....	16
図 2.1.7	観測波形と合成波形の比較.....	18
図 2.1.8	深部と浅部震源から合成波形への寄与の比較.....	19
図 2.1.9	KMMH16(益城)地点での観測波形と合成波形の比較.....	20
図 2.1.10	2011 年東北地方太平洋沖地震を対象にした T2016 によるトリミング事例.....	23
図 2.1.11	S1999 と T2016 のトリミング手法に基づいた断層破壊面積の比較.....	24
図 2.1.12	解析データとスケーリング則の比較.....	25
図 2.1.13	SMGA モデルの応力降下量の比較.....	26
図 2.1.14	各地震の $A_{\text{forward_model}}/A_{\text{Dan}}$ の比較.....	36
図 2.1.15	各地震の V_r/β の比較.....	36
図 2.1.16	各地震の α の比較.....	37
図 2.1.17	高域遮断フィルターの比較.....	37
図 2.1.18	基本モデルの構成図.....	38
図 2.1.19	基本モデルによる地震動の最大値の分布.....	39
図 2.1.20	アスペリティを浅くしたケースと基本モデルとの比較.....	40
図 2.1.21	応力降下量を 1.32 倍したケースと基本モデルとの比較.....	41
図 2.1.22	破壊伝播速度を速くしたケースと基本モデルとの比較.....	42
図 2.1.23	ライズタイムを短くしたケースと基本モデルとの比較.....	43
図 2.1.24	地震発生層の上端を浅くしたケースと基本モデルとの比較.....	44
図 2.1.25	基本モデルに対する香川 2003 モデルのスペクトル比の比較.....	45
図 2.1.26	基本モデルに対する Boore (2003)モデルによるスペクトル比の比較.....	45
図 2.1.27	最大加速度（左）と最大速度（右）への影響度の比較.....	46
図 2.1.28	周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）への影響度.....	47
図 2.1.29	周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）への影響度.....	48
図 2.1.30	平成 28 年（2016 年）熊本地震時に出現した亀裂分布.....	49
図 2.1.31	ブーゲー異常分布図及びその水平一次微分図.....	51
図 2.1.32	統合した各アレイの最終的な分散曲線.....	52
図 2.1.33	微動アレイ探査による S 波速度構造.....	53

図 2.1.34	反射法地震探査の測線図	55
図 2.1.35	Aso17-1 測線重合前時間マイグレーション深度断面図	55
図 2.1.36	Aso17-2 測線重合前時間マイグレーション深度断面図	56
図 2.1.37	Aso18-1 測線重合前時間マイグレーション深度断面図	56
図 2.1.38	Aso18-2・2H 測線重合前時間マイグレーション深度断面図	57
図 2.1.39	Aso19-2H 測線重合前時間マイグレーション深度断面図	57
図 2.1.40	Aso19-1H 測線重合前時間マイグレーション深度断面図	57
図 2.1.41	地中レーダー探査の調査位置図	59
図 2.1.42	代表的な地中レーダー探査の結果	60
図 2.1.43	MK-01 孔及び MK-02 孔の柱状対比図	62
図 2.1.44	各種解析結果の整理及び震源として考慮する活断層の評価	63
図 2.1.45	震源過程解析による 2014 年チリ Iquique 地震のすべり分布	68
図 2.1.46	震源過程解析による 2015 年チリ Illapel 地震のすべり分布	69
図 2.1.47	2015 年チリ Illapel 地震のアスペリティモデル	70
図 2.1.48	2015 年チリ Illapel 地震のアスペリティモデル（レシピに基づいた場合）による再現解析結果の例：C26O 観測点における計算結果と観測記録の比較	71
図 2.1.49	2015 年チリ Illapel 地震のアスペリティモデル（断層破壊が部分的に地表まで達することを考慮して試行的にモデル化した場合）による再現解析結果の例：C26O 観測点における計算結果と観測記録の比較	72
図 2.1.50	国内外のプレート間地震の断層幅 W と断層長さ L との関係	75
図 2.1.51	国内外のプレート間地震の断層面積 S と地震モーメント M_0 との関係	75
図 2.1.52	国内外のプレート間地震の短周期レベル A と地震モーメント M_0 との関係	76
図 2.1.53	1986 年ルーマニア Vrancea 地震のアスペリティモデルによる断層モデル、要素地震(EGF-B)の震央及び観測点の位置	78
図 2.1.54	1986 年ルーマニア Vrancea 地震のアスペリティモデルによる再現解析結果の例：CFR 観測点における計算結果と観測記録の比較（NS 成分）	79
図 2.1.55	国内外のスラブ内地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係	81
図 2.1.56	国内外のスラブ内地震の短周期レベル A と笹谷ほか（2006）によるスラブ内地震の短周期レベル A_{sasatani} の比と震源の深さとの関係	81
図 2.1.57	国内（上段）及び国外（下段）のスラブ内地震の短周期レベル A と地震モーメント M_0 との関係	82
図 2.1.58	国内（上段）及び国外（下段）のスラブ内地震の短周期レベル A と笹谷ほか（2006）によるスラブ内地震の短周期レベル A_{sasatani} の比と震源の深さとの関係	83
図 2.1.59	国内外のスラブ内地震のアスペリティの面積 S_a と地震モーメント M_0 との関係	84
図 2.2.1	全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」策定の概念図	87

図 2.2.2	収集条件を満たす地震の震央分布 (90 地震*)	90
図 2.2.3	表層地盤の影響を取り除くための「はぎとり解析」の概念図.....	92
図 2.2.4	はぎとり解析結果の例：2016 年 12 月 28 日 21:38 の茨城県北部の地震の IBRH13「高萩」観測点の記録	93
図 2.2.5	はぎとり解析における減衰定数の調整の例：	94
図 2.2.6	震源距離補正の概念図.....	96
図 2.2.7	震源距離補正後の距離の設定	97
図 2.2.8	地盤物性補正の概念図.....	98
図 2.2.9	「③ 地震活動地域 (西日本、東日本)」のラベル付けに基づくグループ毎の応 答スペクトルの比較	102
図 2.2.10	「⑤ 地震活動タイプ (前震、本震、余震)」のラベル付けに基づくグループ 毎の応答スペクトルの比較.....	103
図 2.2.11	「⑧ 地中地震計位置の地盤の V_s 」のラベル付けに基づくグループ毎の応答ス ペクトルの比較	104
図 2.2.12	「⑩ 統計処理に用いる地震の数」のラベル付けに基づくグループ毎の応答ス ペクトルの比較	105
図 2.2.13	非超過確率別応答スペクトルの算出例：ケース 2 (M_w 6.5 未満) とケース 1 (全データ) の比較	108
図 2.2.14	代表的な周期における地震動強さのヒストグラム：ケース 2 (M_w 6.5 未満)	109
図 2.2.15	地震基盤相当面 ($V_s=2200$ m/s 以上) における標準応答スペクトルの.....	111
図 2.2.16	非超過確率 97.7% (平均+2 σ) の応答スペクトルに基づく標準応答スペクトル の地震動レベルの設定.....	112
図 2.2.17	標準応答スペクトルと原子力安全基盤機構 (2005、2012) による地震動の年 超過確率の比較	115
図 2.2.18	標準応答スペクトルと距離減衰式による推定値の比較.....	118
図 2.2.19	標準応答スペクトルと適合性審査関連の地震動レベルの比較.....	119
図 2.2.20	2004 年北海道留萌支庁南部地震 K-NET 港町観測点の解放基盤波に余裕を持た せた地震動 (硬岩サイトで使用されているレベル) に対して試行的に本検討と同様の地盤 物性補正を施して地震基盤相当面の地震動を推定した結果と標準応答スペクトルの比較	120
図 2.3.1	特性化震源モデル (基本モデル) のアスペリティと破壊開始点 (☆) の位置	126
図 2.3.2	地震動の評価地点.....	130
図 2.3.3	横ずれ断層の地震動ばらつきの空間分布	131
図 2.3.4	逆断層の地震動ばらつきの空間分布	132

図 2.3.5	4つの評価地点における擬似速度応答スペクトル	133
図 2.3.6	不確かさパラメータの各代表点に与える重み	133
図 2.3.7	応力降下量及びライズタイムの不確かさによる地震動への影響	138
図 2.3.8	不確かさが断層タイプ別の地震動評価へ与える影響の比較	139
図 2.3.9	パラメータの不確かさの重畳による地震動のばらつきへの影響例	140
図 2.3.10	応答係数の概念	145
図 2.3.11	KiK-net 豊富観測点における応答係数	147
図 2.3.12	応答係数と平均 S 波速度（左列）、層厚（中列）及び卓越周期（右列）の関係	148
図 2.3.13	ばらつき β と現実的応答のばらつきの相関	148
図 2.4.1	LC-InSAR 図による位相不連続線の分布とトレンチ調査地点（○印）	152
図 2.4.2	福原地点におけるトレンチ調査	153
図 2.4.3	土林地点におけるトレンチ調査	154
図 2.4.4	陣内地点におけるトレンチ調査	155
図 2.4.5	逆断層副断層変位の評価式	157
図 2.4.6	50 年で 0.05% の確率で生じる断層変位量の分布図	158
図 2.4.7	距離別の断層変位年超過確率曲線の比較	159

1. 序論

1.1 背景

平成 25 年 7 月に新規制基準及び関連する審査ガイドが施行され、発電用原子炉施設等に対する適合性審査が進められている。新規制基準及び審査ガイドでは、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」に基づき基準地震動を策定することを求めている。このため、最新の研究動向を踏まえつつ地震の規模やその不確かさを適切に評価するために震源特性に関わる知見を継続的に蓄積していくとともに、震源と活断層を関連付けることが困難な内陸地殻内地震等による強震動記録を活用し、震源を特定せず策定する地震動のレベルを把握することが重要である。さらに、平成 25 年 12 月施行の「実用発電用原子炉の安全性向上評価に関する運用ガイド」では、新規制基準を適用したプラントの安全性向上を評価することを求めており、評価方法の一つに「外部事象に係る確率論的リスク評価 (PRA)」が挙げられている。外部事象 PRA では、地震は寄与度が高い事象の一つであり、特に震源がプラント敷地に近い場合、地震動の影響をより精緻に評価するための断層モデルに基づく地震ハザード曲線を用いることが適切である。このため、断層モデルに基づく地震ハザード解析に用いる震源断層パラメータ及びその不確かさの取扱方法を明確にすることが重要である。また、新規制基準では、耐震重要施設を変位が生ずるおそれがない地盤に設けることを要求している。当基準では、地盤に変位を与える要因として、「震源として考慮する活断層のほか、地震活動に伴って永久変位が生じる断層に加え、支持地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面を含む」としており、特に震源がプラント敷地に近い場合に地震活動に伴う地盤の永久変位の有無を適切に評価することが重要である。

1.2 目的

本研究は、関連審査ガイド及び安全性に係る評価の高度化に資するため、また、将来の規制活動への反映に向けた科学的・技術的知見を蓄積するため、平成 29 年度から令和年度に渡り、以下の研究課題 ((1)~(4)) に取り組んだ。

なお、巻末の「主な執筆者一覧」に各研究課題の主な担当者を示す。

(1) 断層モデルを用いた地震動評価手法の整備

内陸地殻内地震、プレート間地震及び海洋プレート内地震について震源断層パラメータ及び不確かさに着目して、それぞれの地震の中から観測記録が得られたものを対象に地震動の評価手法の検討を行うことにより、断層モデルを用いた手法の精度向上を図る。また、2016 年熊本地震を対象に、内陸地殻内地震の断層長さに係る調査手法の適用性について検討する。

(2) 震源を特定せず策定する地震動に関する検討

震源を特定せず策定する地震動に関する検討を行い、震源近傍での地震基盤相当面における標準応答スペクトルを設定する。

(3) 確率論的地震ハザード評価手法の整備

地震ハザード曲線作成における震源断層パラメータ及びその不確かさの取扱い方法を検討し、断層モデルによる確率論的地震ハザード評価手法を整備する。また、サイト特性に基づく現実的な入力地震動の評価手法を検討し地盤の伝播特性に係る応答係数の精緻化を図る。

(4) 断層変位評価手法の検討

断層変位として特に識別可能な副断層に着目し、数値解析等に基づく決定論的な断層変位評価手法及び断層変位距離減衰式に基づく確率論的な断層変位評価手法の適用性を検討する。

1.3 全体行程

本研究は平成 29 年度から令和元年度にかけて実施したものであり、得られた成果を本報告書にまとめる。全体行程を図 1.3.1 に示す。なお、図 1.3.1 中(1)の①内陸地殻内地震による地震動の評価手法の検討は一般財団法人地域地盤環境研究所、図 1.3.1 中(1)の③プレート間巨大地震等による地震動の評価手法の検討は株式会社大崎総合研究所、図 1.3.1 中(4)の断層変位評価手法の検討は株式会社構造計画研究所に委託し、実施したものである。



図 1.3.1 研究の作業工程

Fig. 1.3.1 Overall schedule of the research program

2. 本論

2.1 断層モデルを用いた地震動評価手法の整備

2.1.1 内陸地殻内地震による地震動の評価手法の検討

(1) はじめに

新規制基準¹では、基準地震動策定における「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」については、内陸地殻内地震、プレート間地震及び海洋プレート内地震について、敷地に大きな影響を与えると予想される検討用地震を複数選定し、選定した検討用地震ごとに、不確かさを考慮して応答スペクトルに基づく地震動評価及び断層モデルを用いた手法（以下、「断層モデル法」という。）による地震動評価を行うこととされている。断層モデル法における震源断層パラメータ等の標準的な設定手法については、地震調査研究推進本部（以下「地震本部」という。）により「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ）」²（以下「レシピ」という。）として取りまとめられている。

ここでの断層モデル法は、主に強震動記録を用いた震源過程の逆解析（以下、「震源過程解析」という。）により推定された断層震源パラメータのスケーリング則に基づいている³。しかし、断層モデル法の基になったデータは、主に1995年兵庫県南部地震以前に発生したM7程度までの米国カリフォルニア州の地震の強震動記録を用いた解析結果⁴である。日本国内では、1995年兵庫県南部地震を契機に、防災科学技術研究所の運用するK-NETとKiK-netのような全国規模の強震観測網が整備・拡充され、数多くの強震記録が蓄積されてきた。1997年から1998年までの2年間、K-NETで観測されたM6クラスの4つの国内の内陸地殻内地震の解析結果を比較すると、主に周期2秒以上の長周期波形をターゲットにした震源破壊過程の解析結果（断層面上のすべり分布、以下、「震源モデル」という。）から抽出したアスペリティ領域と周期1秒以下の強震記録を再現できる強震動生成領域(Strong Motion Generation Area (SMGA)、以下「SMGA」という。)はほぼ一致する研究成果が得られた⁵。

一方、2000年以降、特に2011年東北地方太平洋沖地震の後、震源近傍で大加速度の強震動記録が数多く得られている。これを踏まえ、原子力規制庁長官官房技術基盤グループは、平成26年度から平成28年度までに、国内の内陸地殻内地震を対象に、強震動記録に基づいた震源過程解析や地震動再現解析等を行い、特性化震源モデルにおける震源断層パラメータの不確かさ、及び地震の大きさとの関係を表す主要パラメータのスケーリング則との整合性に関する知見を蓄積した⁶。それらパラメータにおける不確かさを定量的に分析するため、震源過程解析や地震動再現解析等の検討事例の積み重ねが重要である。本研究は、震源特性に係わる知見を継続的に蓄積することを目的とし、平成29年度から令和元年度まで3年間掛けて、引き続き、国内の内陸地殻内地震を対象に、震源モデルの解析及びSMGAモデルの構築を実施するとともに、2016年熊本地震の知見の反映として、浅部断層破壊のモデル化に関する検討を行った。さらに、得られた震源モデル及びSMGAモデルを基に、特性化震源モデルにおけるスケーリング則の検証を実施し、震源断層パラメー

タの不確かさの考慮による地震動評価への影響度の分析を行った。なお、以下の報告は、平成 29 年度から令和元年度にかけて実施した一般財団法人地域地盤環境研究所への委託研究の成果をまとめたものである。

(2) 震源モデルの解析及び SMGA モデルの構築

本研究においては、震源近傍で観測された強震動の生成メカニズムの解明や地震動記録を広帯域に再現し得る震源過程解析及び SMGA モデルの構築を目的として、国内内陸地殻内地震を対象に、図 2.1.1 に示す(a)微動アレイ観測等に基づいた地下構造モデルの高度化、(b)震源近傍の強震記録を用いた震源過程解析、及び(c)経験的グリーン関数法に基づく SMGA モデルの推定を実施した。表 2.1.1 は、先行研究で検討した地震を含めた検討対象地震を示す。

ここで、2016 年 12 月 28 日に発生した茨城県北部地震を例とし、地下構造モデル、震源モデル及び SMGA モデルの推定手順を示す。まず、計 17 箇所の強震観測点において、全国規模の 3 次元地下構造モデルである防災科学技術研究所地震ハザードステーション (J-SHIS) の深部地盤構造モデル V2⁷ から各観測点が位置している 3 次元メッシュ地点の 1 次元構造モデルを抽出し、地下構造モデルの初期モデルとして作成した。次に、震源近傍の 4 地点 (IBR002 : K-NET 高萩、IBR003 : K-NET 日立、IBR004 : K-NET 大宮、IBRH16 : KiK-net 山方) について、現地での微動アレイ観測に基づいて得られた観測位相速度と理論分散曲線とを用いることで、各地点直下の 1 次元構造モデルを逆解析によって改良モデルとして作成した (図 2.1.2)。震源周辺のほかの 4 地点 (FKS012 : K-NET 勿来、FKS013 : K-NET 古殿、IBRH06 : KiK-net 北茨城、IBRH13 : KiK-net 高萩) については、先行研究⁸でも同じように微動アレイ観測により地下構造モデルの高度化が実施されていることから、これらの結果も改良モデルに反映した。

震源過程解析においては、周波数帯 0.1-1.0 Hz の強震記録を逆解析することで震源断層上でのすべりの時空間発展の様子を推定した。ここでは、周波数帯 0.1-0.2 Hz の波形を対象とした震源モデルから、地震動への寄与度の低いすべり量が小さい領域 (図 2.1.3(a)の断層面の地表投影図の北側に示す灰色矩形の部分) を除いた後に、周波数帯 0.1-1.0 Hz の波形を対象とした震源過程解析を新たに実施する 2 段階のアプローチ手法を採用した。図 2.1.3(b)は、周波数帯 0.1-1.0 Hz の波形を対象とした解析で得られた断層面上のすべり分布を示す。図 2.1.3(c)は観測速度波形と理論速度波形の比較を示し、0.1-1.0 Hz の周波数帯域において両者は良く一致していることが確認できる。先行研究で提案した特性化基準⁴によって抽出したアスペリティ領域は、図 2.1.3(b)に示すように、すべり量の大きな破壊開始点より北側浅部の領域であり、その面積は 32 km²であった。

最後に、経験的グリーン関数法に基づく地震動シミュレーションから、2016 年茨城県北部の地震時に観測された地震動を広帯域 (0.3-10 Hz) に説明するための強震動生成領域に基づく SMGA モデルを構築した。構築手順として、まず、経験的グリーン関数法の波形合

成に用いる SMGA の縦横方向の重ね合わせ数 N 及び応力降下量比 C は、先行研究で提案した本震と要素地震の震源スペクトル比関数⁵の観測値と理論値、SMGA の破壊開始点位置及び破壊開始時間は観測走時と理論走時、それぞれの残差二乗和を最小化することにより客観的に推定した。残る未知パラメータは、各 SMGA のグリッドサイズ、SMGA のライズタイム (T_r)、SMGA 内の破壊伝播速度 (V_r) である。これらのパラメータは、地震動シミュレーションによる 18 地点の合成波形と観測波形、或いは合成 Fourier 振幅スペクトル、観測 Fourier 振幅スペクトルのフィッティングを確認しながら試行錯誤的に推定した。

推定された SMGA パラメータは表 2.1.2 に、断層面上での SMGA 位置を図 2.1.4 にそれぞれ示す。こうした SMGA モデルは観測記録を広帯域に良く再現した (図 2.1.5)。SMGA モデルにおいては、震源付近に SMGA1、震源過程解析結果のアスペリティ領域付近に SMGA2 が配され、それぞれの応力降下量は 15.1MPa であった。最も大きな観測地震動が得られた IBRH13 の主要動は主として SMGA2 によって生成されており、IBRH13 の直下に SMGA が存在していたことが大きな地震動をもたらした原因と考えられる。

以上のように、2016 年茨城県北部の地震時に観測された強震記録は、震源過程解析による不均質すべりモデル、及び経験的グリーン関数法に基づく SMGA によってそれぞれ良く説明することができた。既往スケーリング則との比較から、本地震の震源パラメータは、過去の同規模の内陸地殻内地震と比較して同程度であり、本地震の震源特性が特異なものではなかったことが示唆された。

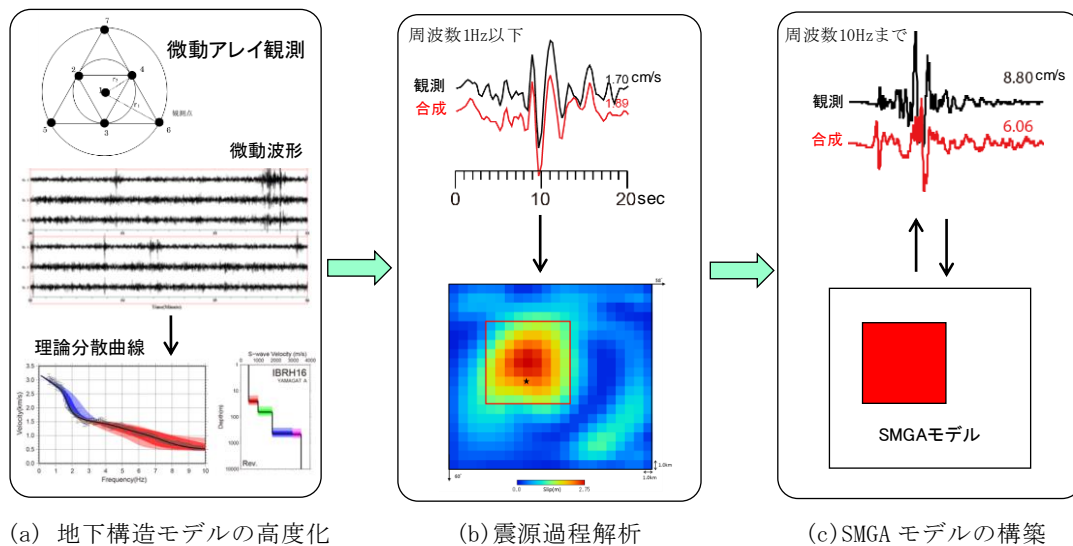


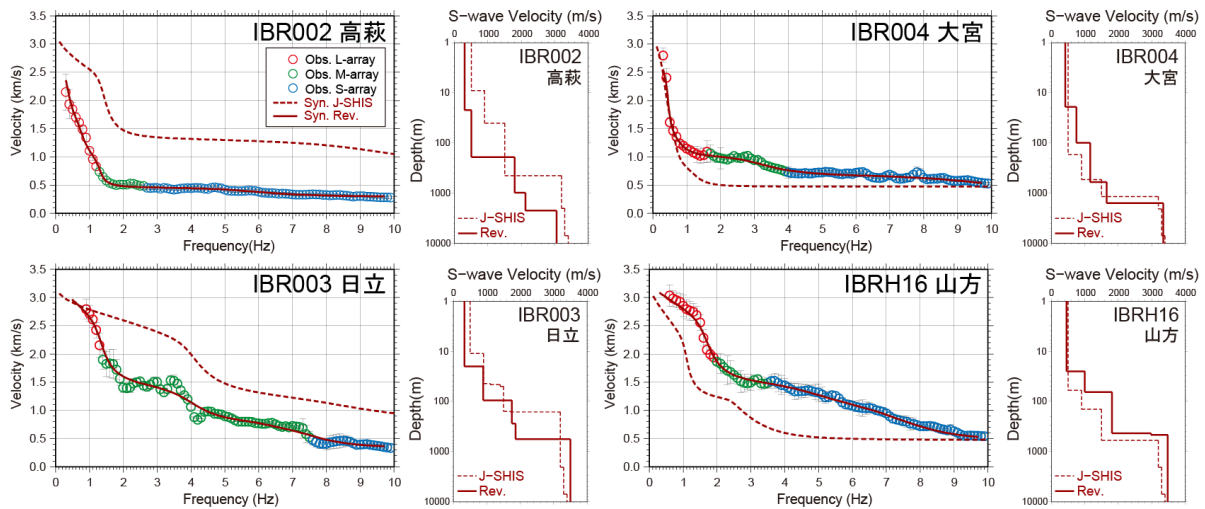
図 2.1.1 震源過程解析及び SMGA モデル構築の流れ

Fig. 2.1.1 Flowchart of source rupture process analysis and SMGA modeling

表 2.1.1 検討対象地震一覧表

Table 2.1.1 List of earthquakes considered in this study

地震名	規模	断層タイプ	実施年度
2016年熊本地震(4月16日本震)	M _w 7.0	横ずれ	平成28年度
2016年福島県沖地震	M _w 7.0	正断層	平成29年度
2008年岩手・宮城内陸地震	M _w 6.9	逆断層	平成26年度
2011年福島県浜通り地震	M _w 6.6	正断層	平成26年度
2018年北海道胆振東部地震	M _w 6.6	逆断層	令和元年度
2019年山形県沖地震	M _w 6.4	逆断層	令和元年度
2011年長野県北部地震	M _w 6.2	逆断層	平成26年度
2014年長野県北部地震	M _w 6.2	逆断層	平成27年度
2016年鳥取県中部地震	M _w 6.2	横ずれ	平成29年度
2003年宮城県北部地震	M _w 6.1	逆断層	平成30年度
2016年熊本地震(4月14日前震)	M _w 6.1	横ずれ	平成28年度
2016年熊本地震(4月15日前震)	M _w 6.0	横ずれ	平成28年度
2016年茨城県北部地震	M _w 5.9	正断層	平成29年度
2013年栃木県北部の地震	M _w 5.8	横ずれ	平成25年度
2013年淡路島付近の地震	M _w 5.8	逆断層	平成27年度
2018年島根県西部地震	M _w 5.6	横ずれ	平成30年度



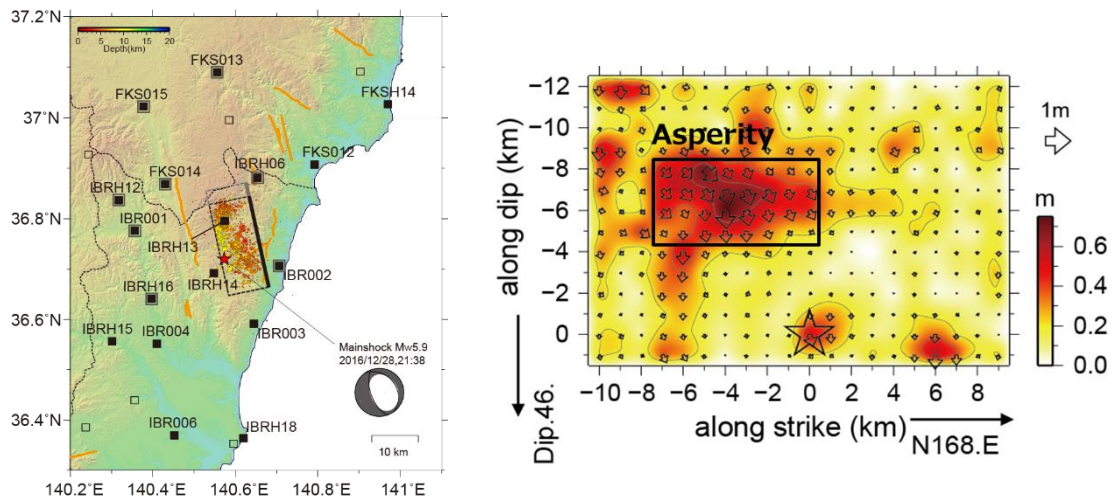
出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告⁹

図 2.1.2 微動アレイ観測による地下構造モデルの改良

Fig. 2.1.2 Improvement of velocity structure models

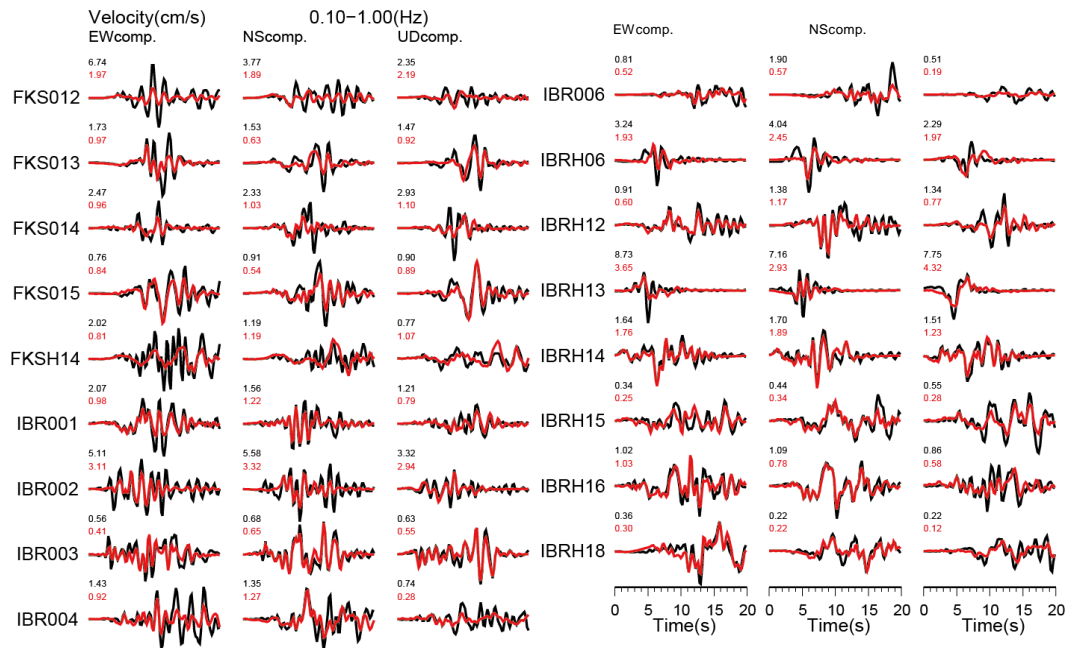
Phase velocities (colored circles with red, green, and blue ones corresponding to large, medium, small-sized arrays, respectively) from microtremor array observation are compared with theoretical dispersion curves computed from the initial (brown dashed lines) and improved (brown solid lines) models, respectively.

注) 各アレイの観測位相速度 (丸印) と初期モデル (茶色破線) と改良モデル (茶色実線) による Rayleigh 波の理論分散曲線との比較を示す。赤色、緑色、青色丸印はそれぞれ大・中・小半径のアレイによる結果を示す。各地点の比較図の右側に、S 波速度プロファイルを示す。



(a) 観測点(黒色四角印)と本震(赤色星印)・余震(色別丸印)分布及び断層面の地表投影図(灰・黒色矩)

(b) 断層面上のすべり分布
矢印はすべりベクトル、太い黒線の矩形は抽出したアスペリティ領域を表す。



(c) 観測(黒色)と理論速度波形(赤色)の比較
各波形トレース左上の数値は最大値(cm/s)を表す。

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費(内陸型地震による地震動の評価手法の検討)事業 成果報告⁹

図 2.1.3 震源過程解析で得られたすべり分布及び波形比較図

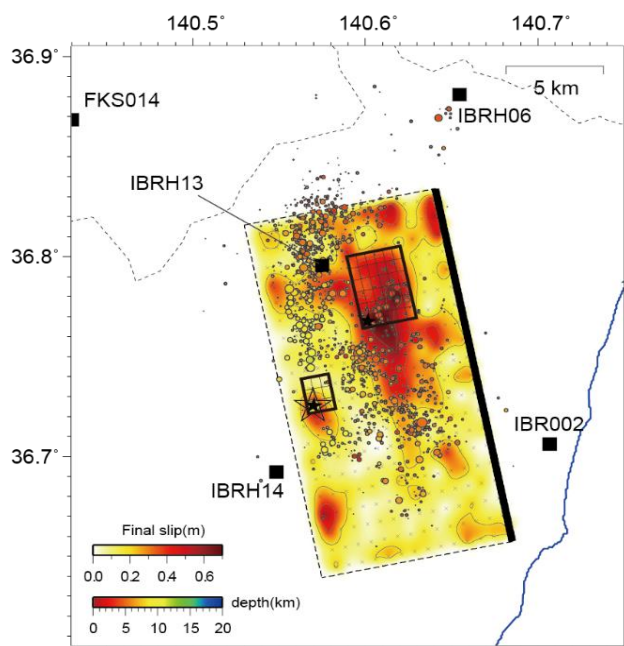
Fig. 2.1.3 Results of waveform inversion: (a) Station map, main shock (red star) and aftershocks (colored circles) distribution, and the fault planes projected on the surface; (b) Slip distribution; (c) Comparison of observation (black) and synthetic (red) waveforms

表 2.1.2 推定された SMGA のパラメータ

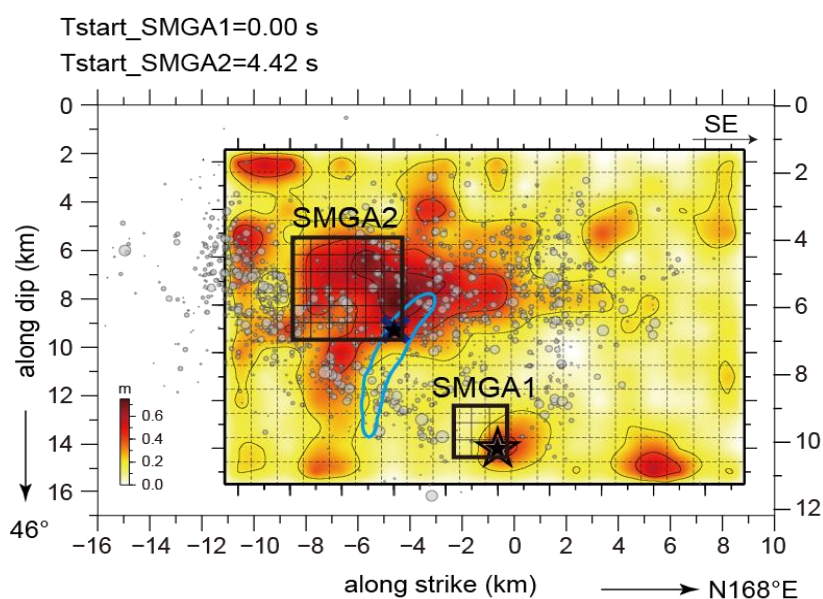
Table 2.1.2 SMAG parameters

		SMGA1	SMGA2
<i>Grid size</i>	$dl=dw$ (km)	0.7	0.7
<i>Area</i>	S (km ²)	4.4	17.6
<i>Rise time</i>	T_r (s)	0.15	0.42
<i>Seismic moment</i>	M_0 (Nm)	5.73×10^{16}	4.59×10^{17}
<i>Stress drop</i>	$\Delta\sigma$ (MPa)	15.1	15.1
<i>Rupture velocity</i>	V_r (km)	2.6	2.6
<i>Rupture starting grid*</i>	(NSL, NSW)	(3, 3)	(6, 6)
<i>Rupture starting time</i>	t_0 (s)	0.00	+4.42
<i>Source dimension ratio</i>	N	3	6
<i>Stress drop ratio</i>	C	1.80	1.80

*走向, 傾斜の方向を正とする



大きい星印 (☆) は走時から再決定した本震の震源、小さい星印 (★) は SMGA の破壊開始点をそれぞれ表す。丸印の色は、図の左下の凡例による余震の



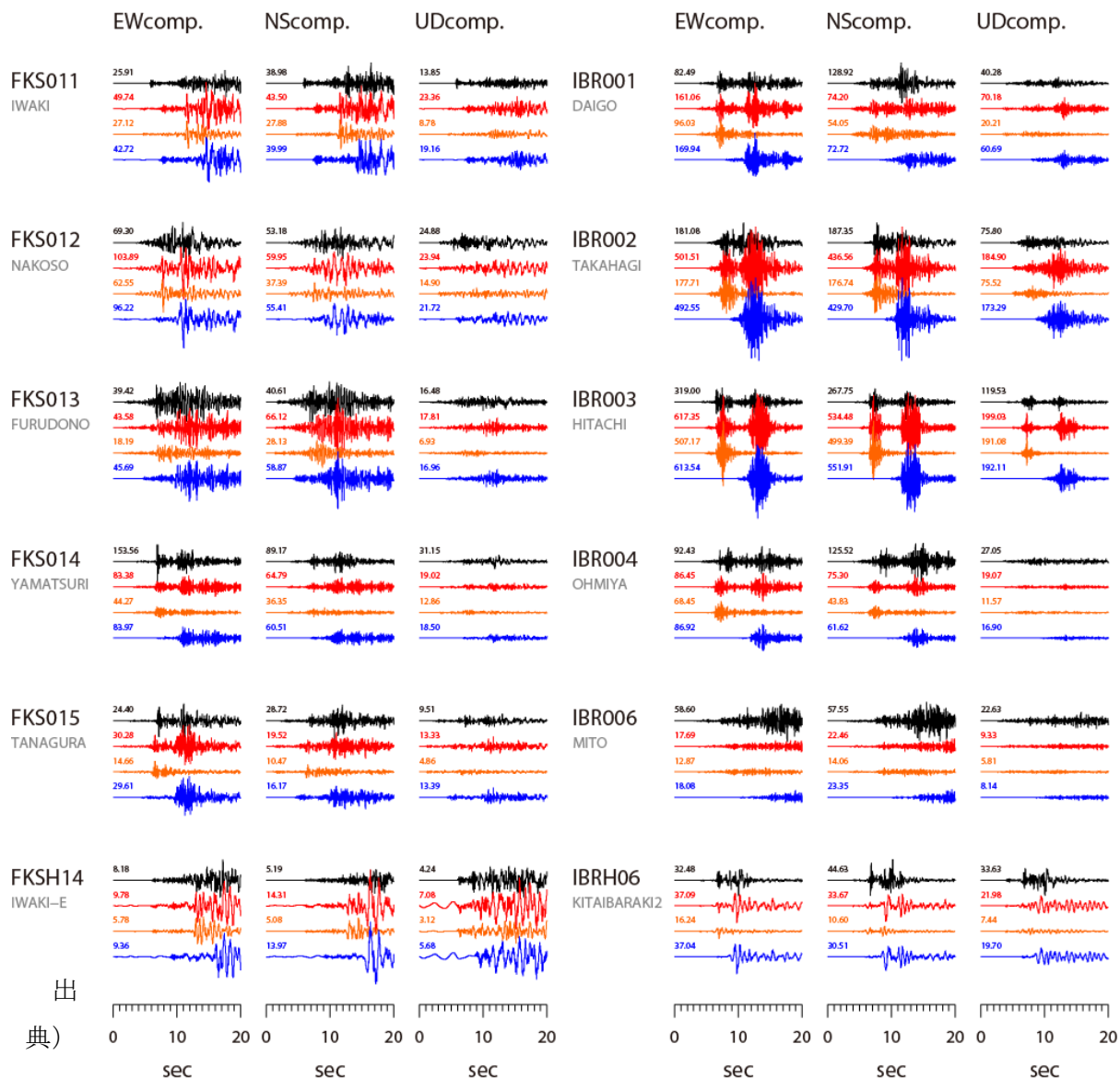
×印は SMGA2 の破壊開始点位置、青色実線は、観測とモデルによる走時残差の最小値の2倍の範囲を示す。

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

図 2.1.4 推定された SMGA モデル (黒色矩形) とすべり分布の比較
Fig. 2.1.4 Comparison of estimated SMGAs (black squares) with slip distribution

注) 丸印は本震後 24 時間の余震分布

Acceleration(cm/s/s) 0.3–10.0(Hz)



出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書⁹

図 2.1.5 観測加速度波形（黒色）と合成加速度波形（赤色）の比較（0.3-10 Hz）

Fig. 2.1.5 Comparison of (black) and synthetic (red: total; orange: from SMGA1; blue: from SMGA2) acceleration waveform

注) 橙色, 青色はそれぞれ SMGA1, SMGA2 からの合成波形を表す。
波形左上の数値は最大値 (cm/s²) を表す。

(3) 浅部断層破壊を考慮した特性化震源モデルの構築手法の検討

新規基準では、「内陸地殻内地震について選定した検討用地震のうち、震源が敷地に極めて近い場合は、地表に変位を伴う断層全体を考慮した上で、震源モデルの形状及び位置の妥当性、敷地及びそこに設置する施設との位置関係、並びに震源特性パラメータの設定の妥当性について詳細に検討する」ことを求めている。

また、2016年4月16日に起きた熊本地震 ($M_w7.0$ 、以下「熊本地震」という。) では、断層近傍の観測点において正断層成分を含む右横ずれの断層運動に伴う大きな永久変位が観測された。このような断層近傍の観測点の永久変位を含む2秒以上の長周期地震動は、断層浅部に長周期地震動の生成域 (Long-period Motion Generation Area、以下「LMGA」という。) を設定した特性化震源モデルで観測記録を概ね再現可能であることが分かった¹⁰。本研究では、上記熊本地震の知見を踏まえ、地震発生層以浅の断層破壊 (以下、「浅部断層破壊」という。) を考慮した特性化震源モデルの構築手法を検討して地震動検証解析を行うことにより、震源極近傍の地震動評価手法を高度化することを目的とする。

具体的には、平成30年度は、地表に地震断層が現れた国内外の内陸型地震を対象に、短周期地震動の再現性に着眼した SMGA モデルを構築した上で、長周期地震動の再現性に着眼した LMGA の設定を検討し、LMGA による地震動評価への影響の分析を行った。そして、令和元年度は、変動地形学的データ等を活用して LMGA の設定根拠を検討し、予測問題としての従来の特性化震源モデルに加えた LMGA を設定し、浅部断層破壊の考慮による影響の分析を行った。

平成30年度の検討では、浅部断層破壊に伴う長周期地震動の再現性に着目したため、地表に地震断層が現れ、且つ断層近傍に強震記録が得られているとの条件で、2014年長野県北部の地震 ($M_w6.2$)、2016年熊本地震 ($M_w7.0$)、2018年台湾・花蓮地震 ($M_w6.3$) 三つの地震を選定し、一連の検討を行った。上記三つの地震のうち、熊本地震は、地震断層が最も明瞭に地表に出現しており、断層近傍の強震記録も最も豊富であり、以下は、熊本地震を例とし、検討手順及び結果を示す。

熊本地震は、2本の既知の活断層帯、すなわち布田川断層帯と日奈久断層帯に沿って発生しており、余震または地表地震断層分布も複雑であった。ここで、本研究は、断層面の幾何形状に関して、既往研究¹¹を参考に、図2.1.6に示すように、日奈久断層は1個のセグメント (H)、布田川断層は3個のセグメント (F2~F4) から4つの断層で構成されるものとした。SMGA モデルに関しては、熊本地震を対象にした経験的グリーン関数法による地震動再現解析の既往研究成果 (SMGA モデル) はこれまでに多くの報告がある^{10,12,13,14}。ここでは、既往研究の SMGA モデル¹⁰を参考に、3つの SMGA を設けた。LMGA モデルに関しては、地表地震断層の調査結果や震源破壊過程に加えて、強震観測記録の2回積分に基づく永久変位量を参考に、2つの LMGA を設定した。図2.1.6は、設定した SMGA と LMGA の位置関係を示す。表2.1.3は、構築した特性化震源モデルの各パラメータの値を示す。

こうした特性化震源モデルを用いて、波数積分法による周期 2 秒以上の理論波形の計算を行った結果、図 2.1.7 に示すように、観測の速度波形及び変位波形を両方とも良く再現しできている。なお、LMGA の寄与度を調べるため、深部の特性化震源モデルと浅部の LMGA それぞれによる地震動評価を行った。図 2.1.8 に、深部の SMGA と背景領域、浅部の LMGA のみの寄与を示す。益城町内の 2 点 (93051 と KMMH16) は SMGA と LMGA の両方が必要であるように見える。活断層のトレース位置からやや離れた KMM005 は、再現性が良好な EW 成分と UD 成分に着目すると LMGA の寄与はほとんどない。一方で、活断層のトレース位置に近い 93048 と 405040 は、浅部の LMGA のみで観測記録をほぼ再現できている。これらのことから、周期 2 秒以上の波形を説明するには、活断層のトレースに近い観測点では LMGA のモデル化が必要であるが、やや離れた観測点では従来のモデル化と同様に LMGA を考慮しなくても良いと考えられる。

なお、KMTH16 (益城) 地点に関して、短周期地震動の増幅特性の計算に必要な浅部地盤の速度構造モデルが得られているため、ハイブリッド合成法 (長周期地震動は波数積分法、短周期地震動は統計的グリーン関数法、遷移周期帯は 0.5 ~ 1 Hz) により地震動評価を実施し、観測記録との比較を行った。統計的グリーン関数法による短周期地震動に関しては、既往研究¹⁰を踏襲して、LMGA からは励起されないと仮定し、SMGA と背景領域から励起するものとした。波数積分法による長周期地震動は全ての領域 (SMGA、背景領域、及び LMGA) からの寄与が含まれる。その結果、図 2.1.9 の左側の 2 列に示すように、加速度波形は短周期地震動が卓越しているが、LMGA の考慮ありとなし、それぞれの合成加速度波形はほぼ同じレベルになっており、LMGA の考慮による影響がほぼ無視できる、と考えられる。

上記の浅部断層破壊のモデル化を試した結果、断層極近傍の地震動を良く再現できている結果を得た。しかしながら、再来周期の長い内陸地殻内地震による地震動を事前に予測する際に、前記のような地震動解析による SMGA 又は LMGA モデルに関する事後情報は殆ど存在しておらず、変動地形学的データ等の活断層の情報を用いて、特性化震源モデルの構築について更なる検討する必要がある。

ここで、令和元年度は、上記の熊本地震と、長さ約 40km の地表地震断層が現れた 1999 年トルコ・デュズジェ (Düzce) 地震 (M_w 7.1) を対象に、それらの活断層情報を出発点とし、浅部断層破壊を考慮した特性化震源モデルの構築を検討した¹⁶。

まず、LMGA の長さ (L_{lg}) と地表地震断層長さ (L_{SF}) の関係式について、既往活断層研究^{17,18}で整理されている地表断層変位分布、及び地震動解析^{19,20}で得られたすべり分布のデータを分析することにより、以下の回帰式が得られた。

$$\log(L_{lg}) = 1.01 \log(L_{SF}) - 0.33 \quad \dots\dots\dots(2.1.1)$$

トルコ・デュズジェ (Düzce) 地震の震源域は、変動地形学的データの判読により、約 52km の活断層長さを推定できており、地震時の地表地震断層の長さ (40km) とほぼ同程度である。このような活断層が十分長い場合 (40km 以上²¹⁾、活断層長さを地表地震断層長さ L_{SF} と見なすことができ、式 2.1.1 から、約 25km の LMGA 長さを推定できる。一方、日本の内陸地殻内地震の再来周期が長く、浸食等により地表地震断層がそのままの状態に保存されることが難しく、熊本地震のように震源断層長さは事前評価の活断層長さを超えていることがある。ただし、既往研究は、熊本地震の震源域における地磁気異常データ等进行分析した結果、熊本地震の起震断層として、長さ 16km の日奈久断層帯北区間及び長さ 19km の布田川断層帯に加えて、後者の東側の阿蘇カルデラまで 10km 程度起震断層が伸びる可能性が示唆され、計 45km を震源断層の長さとして推定できるとしている²²。推定した震源断層長を地表地震断層長さとみなして、式 2.1.1 から、長さ約 22km の LMGA を設定できると考えられる。この値は、平成 30 年度の再現解析で設定した LMGA の長さと相当しており、変動地形学的データから強震動データの説明できるモデルを構築できることを示唆している。

そして、地表地震断層 (例えば、1992 年 Landers 地震、1999 年 Chi-Chi 地震、2010 年 Darfield 地震、2014 年長野県北部地震、2016 年熊本地震、2018 年 Hualien 地震) を対象に、震源近傍の地震計の永久変位を説明するように求められた浅部域のすべり速度時間関数をコンパイルし、LMGA のすべり量 (D_{LMGA}) やライズタイム (τ_{LMGA}) を検討した。その結果、LMGA のすべり量は松田 (1975)²³ と武村(1990)²⁴ を用いて得られる以下の地震モーメント(M_0)との関係式と整合的であった。

$$\log D_{LMGA} [\text{m}] = 0.5123 \times \log M_0 [\text{Nm}] - 9.4974 \quad \dots\dots\dots(2.1.2)$$

この場合、LMGA のすべり量は $M_w 6.5$ 以上の震源断層全体の平均すべり量の経験的スケールリング則の約 2 倍であるが、これは SMGA のすべり量に等しい。すなわち、LMGA のすべり量 (D_{LMGA}) は SMGA のすべり量と一致することが示唆された。

また、LMGA のライズタイム (τ_{LMGA}) について検討を行った結果、Somerville et al. (1999)⁴ のライズタイムの経験的スケールリング則に対して、LMGA は約 2 倍のライズタイムを持つことが示唆された。なお、Somerville et al. (1999)⁴ のライズタイムの経験的スケールリング則は、レシピにおける SMGA のライズタイムと整合的であることから、以下のような関係式が導かれる。

$$\tau_{LMGA} [\text{s}] = 2 \times \tau_{SMGA} [\text{s}] \quad \dots\dots\dots(2.1.3)$$

ただし、上記 LMGA の長さ、すべり量及びライズタイム、それぞれの関係式は限られたデータに基づいたものであり、今後、地表に断層が現れた国内外の地震に対する検討事例の蓄積や動力学的知見の活用等による、更なる検証が必要である。

最後は、強震動予測を目的にした LMGA を考慮した特性化震源モデルの構築を試みた。本研究で考察した構築方法は以下の 2 ケース（A 法と B 法）である。

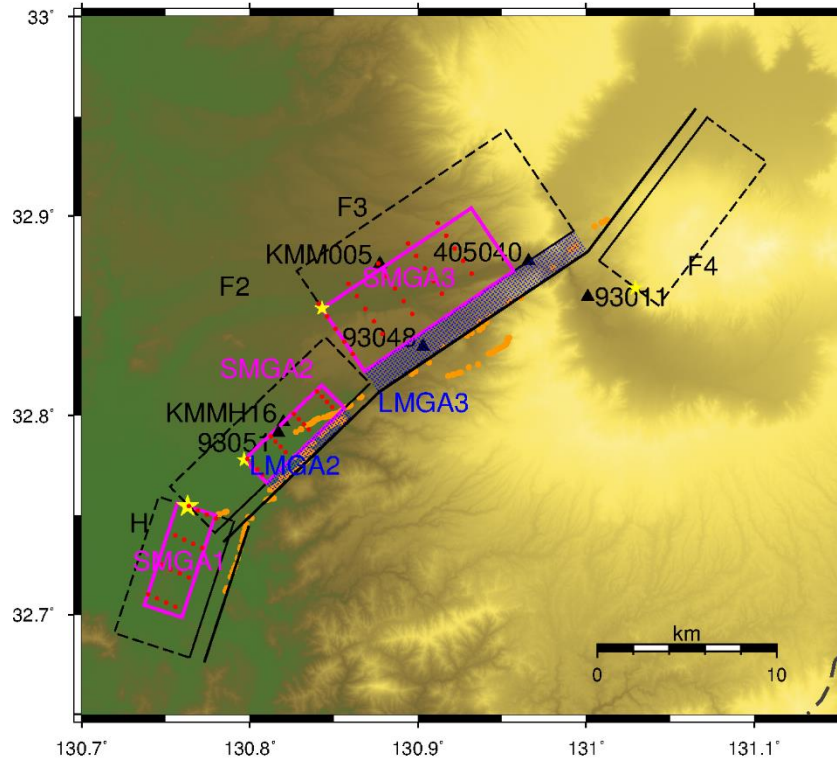
①A 法

まず、地震発生層上端以深の断層面積から従来のレシピに従い経験的關係式より評価される地震モーメントに基づいて、SMGA や背景領域の微視的パラメータを設定する。そして、地表から地震発生層上端以浅の浅部領域に LMGA とそれ以外の領域を設定する。LMGA の位置は SMGA の直上に設定し（従って、LMGA の長さは SMGA の長さと同しくなる）、LMGA の幅は地表から地震発生層上端深さと断層傾斜角から評価される。LMGA のすべり量は直下の SMGA と等しく、ライズタイムは既往経験式⁴の 2 倍の値と直下の SMGA の 2 倍（式 2.1.3）の値の内の小さい値を設定する。A 法で設定される総地震モーメントは、断層面積全体から経験的關係式より評価される地震モーメントよりも小さくなる。

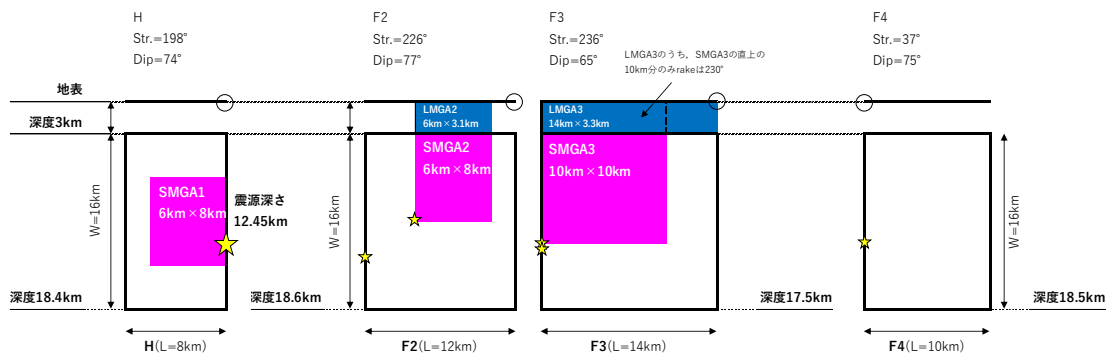
②B 法

地表からの断層面積から経験的關係式より評価される地震モーメントに基づいて、レシピに従って SMGA の微視的パラメータを設定する。次に、浅部領域に LMGA を設定する。LMGA の位置や幅、すべり量、ライズタイムの設定方法は A 法と同じである。B 法で設定される総地震モーメントは、断層面積全体から経験的關係式より評価される地震モーメントと同しくなる。

本研究で考察した A 法と B 法を用いて、2016 年熊本地震と 1999 年トルコ・デュズジェ地震を対象に LMGA の設定を行った。設定された LMGA の長さは、2016 年熊本地震で約 23km となり、式 2.1.2 より評価される LMGA の長さ（約 22km）と、1999 年トルコ・デュズジェ地震では約 28km となり、式 2.1.1 より評価される LMGA の長さ（約 25km）と、いずれも同程度であった。



(a) 断層モデルの地表投影。桃矩形は SMGA、青矩形は LMGA、三角印は地震動評価の対象とした観測点、赤丸は既往研究¹²の各 SMGA の小断層中心の地表投影を表す。



(b) 断層モデル図。大きな星印は断層面全体の破壊開始点、小さな星印は各セグメントの背景領域、SMGA の破壊開始点を表す。

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書¹⁵

図 2.1.6 浅部断層破壊を考慮した特性化震源モデル

Fig. 2.1.6 Characterized source model with surface rupture taken into account

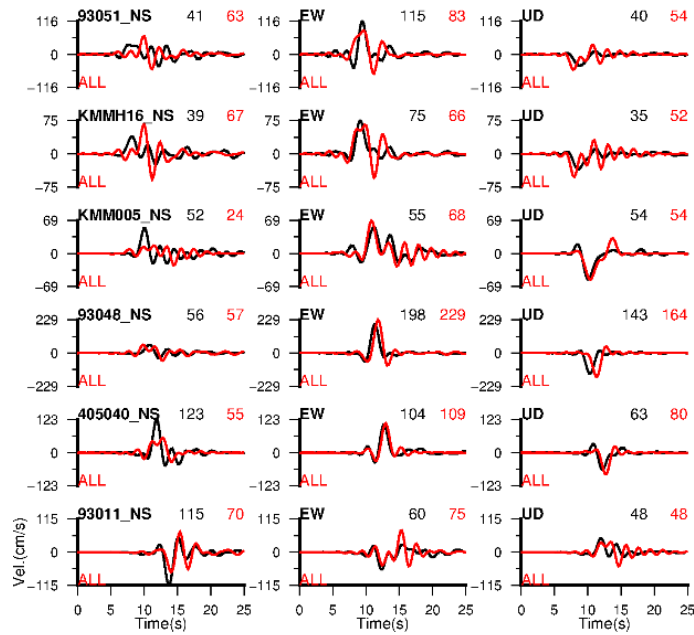
表 2.1.3 特性化震源モデルのパラメータ

Table 2.1.3 Parameter list for the characterized source model

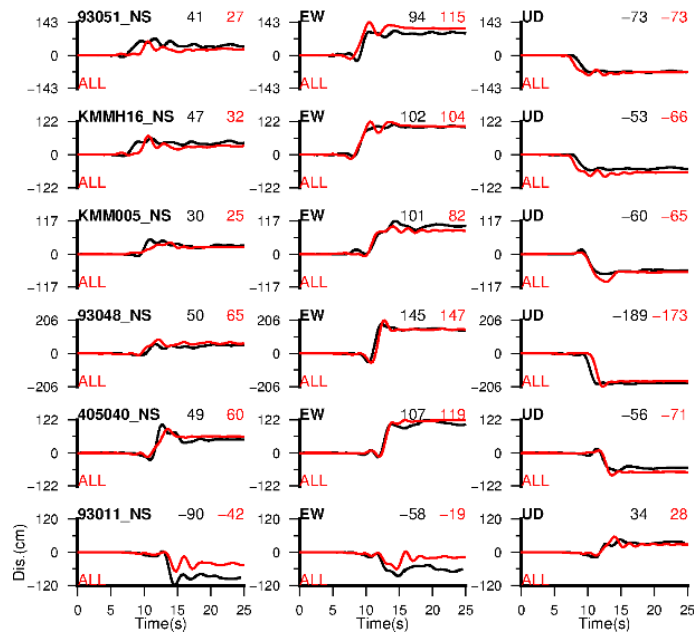
出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書¹⁵

パラメータ	単位	H		F2			F3			F4
断層基準点	°	32.7445		32.8117			32.8824			32.8824
(地表)		130.7992		130.8764			131.0003			131.0003
走向	°	198		226			236			37
傾斜角	°	74		77			65			75
すべり角	°	210		210			210	230(SMGA3直上) 210(SMGA3直上以外)		210
パラメータ		背景領域	SMGA1	背景領域	SMGA2	LMGA2	背景領域	SMGA3	LMGA3	背景領域
長さ	km	8.0	6.0	12.0	6.0	6.0	14.0	10.0	14.0	10.0
幅	km	16.0	8.0	16.0	8.0	3.1	16.0	10.0	3.3	16.0
面積	km ²	80.0	48.0	144.0	48.0	18.5	124.0	100.0	46.3	160.0
上端深さ	km	3.0	6.8	3.0	3.0	0.0	3.0	3.0	0.0	3.0
下端深さ	km	18.4	14.5	18.6	10.8	3.0	17.5	12.1	3.0	18.5
地震モーメント	Nm	2.11E+18	4.86E+18	3.79E+18	4.86E+18	2.31E+18	3.26E+18	1.30E+19	5.79E+18	4.21E+18
すべり量	m	0.8	3.2	0.8	3.2	4.0	0.8	4.2	4.0	0.8
応力降下量	MPa	2.1	13.6	2.1	13.6	-	2.1	13.4	-	2.1
ライズタイム(長周期)	s	2.9	1.4	2.9	1.4	2.5	2.9	1.8	2.5	2.9
すべり速度時間関数	-	中村・宮武 (2000)	中村・宮武 (2000)	中村・宮武 (2000)	中村・宮武 (2000)	Smoothed Ramp	中村・宮武 (2000)	中村・宮武 (2000)	Smoothed Ramp	中村・宮武 (2000)
ライズタイム(短周期)	s	2.9	0.6	2.9	0.6	-	2.9	0.6	-	2.9
破壊伝播速度	km/s	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8
破壊遅延時間	s	0.0	0.0	0.0	4.0	6.9	5.2	5.4	8.9	12.9
Q値	-	62f ^{0.87}	62f ^{0.87}	62f ^{0.87}	62f ^{0.87}	-	62f ^{0.87}	62f ^{0.87}	-	62f ^{0.87}
fmax	Hz	7.1	7.1	7.1	7.1	-	7.1	7.1	-	7.1
fmaxフィルターのべき乗(2s)	-	2×1.37	2×1.37	2×1.37	2×1.37	-	2×1.37	2×1.37	-	2×1.37

(a) 速度波形



(b) 変位波形



黒線：観測波形 赤線：合成波形

周期 2s 以上のローパスフィルターを施している。

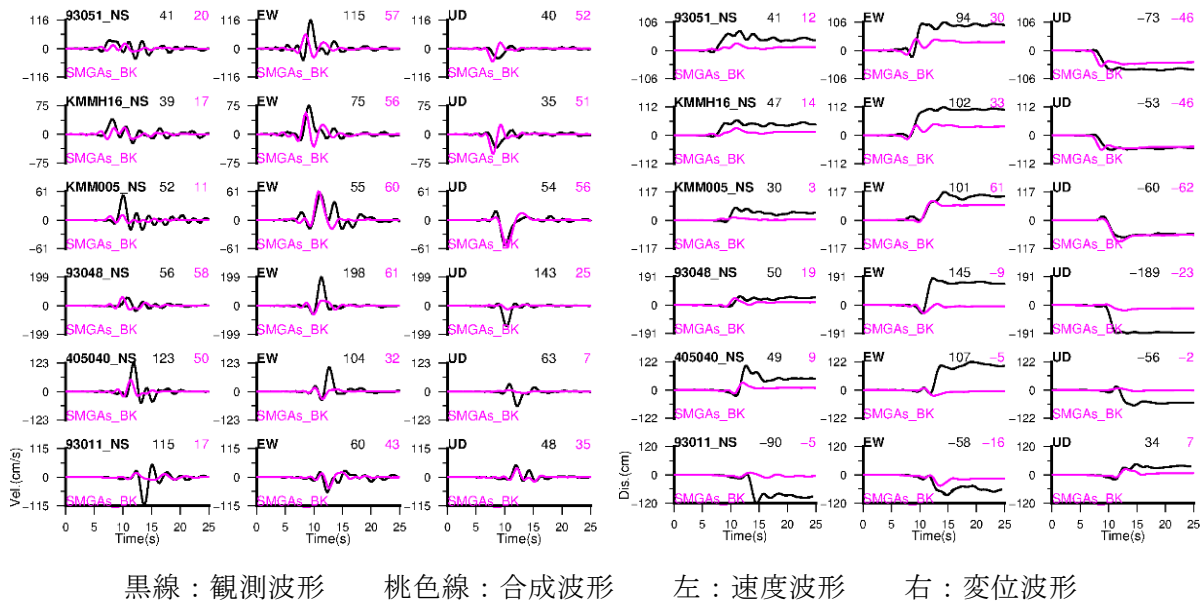
波形の右上の数値 ((a) cm/s; (b) cm) は最大値を表す。

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書¹⁵

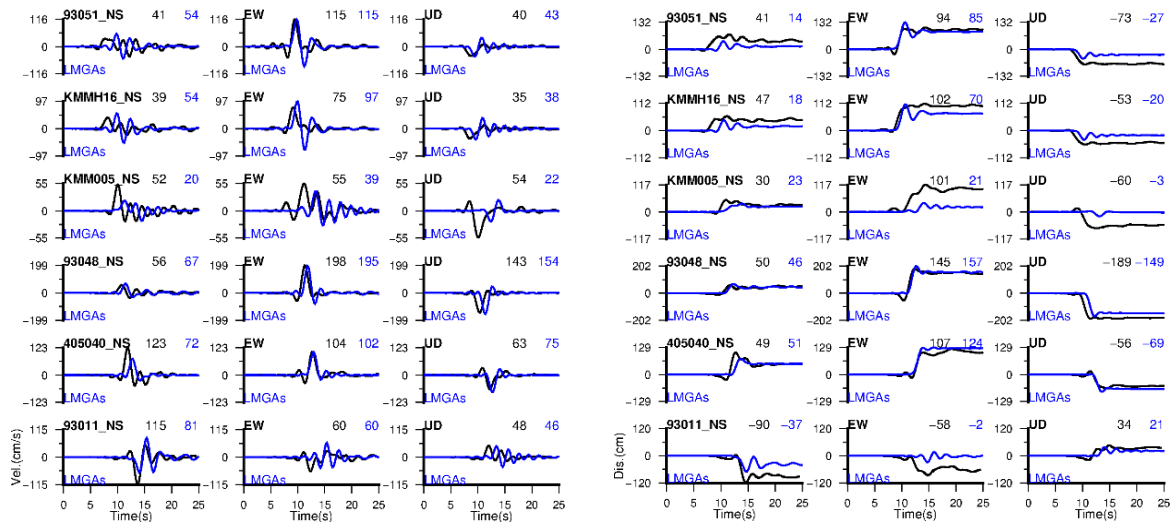
図 2.1.7 観測波形と合成波形の比較

Fig. 2.1.7 Comparison of observation (black) and synthetic (red) waveforms

(a) 深部断層 (SMGA+背景領域)



(b) 浅部断層 (LMGAのみ)

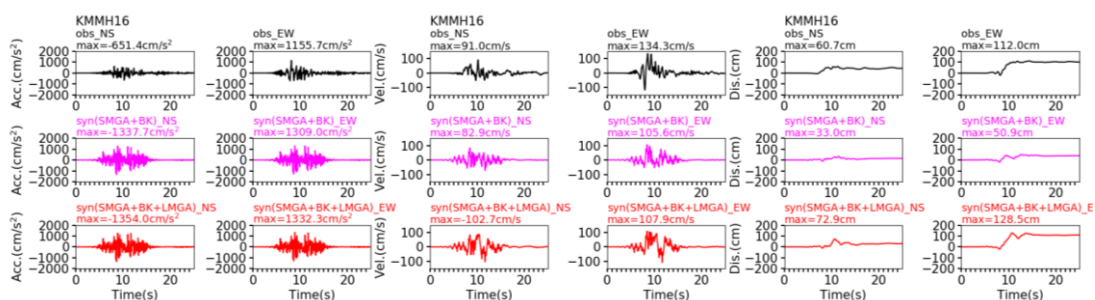


※周期 2s 以上のローパスフィルターを施している。波形の右上の数値(cm/s)は最大値を表す。

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書¹⁵

図 2.1.8 深部と浅部震源から合成波形への寄与の比較

Fig. 2.1.8 Comparison of contribution to synthetic waveforms from deep and shallow portion of the source model



(a) 加速度波形

(b) 速度波形

(c) 変位波形

黒線：観測波形 桃色線：合成波形・LMGA なし 赤線：合成波形・LMGA

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書¹⁵

図 2.1.9 KMMH16(益城)地点での観測波形と合成波形の比較

Fig. 2.1.9 Comparison of observation records at KMMH16 (Mashiki) with synthetic waveforms by the hybrid method

(4) 特性化震源モデルにおけるスケーリング則の検討

予測問題としての特性化震源モデルの構築にあたって、表 2.1.4 に示す、六つの主要パラメータを決める必要がある。活断層で発生する地震を対象とした地震動評価において、一般的に（例えば、原子力サイトの場合）、活断層調査等により震源断層面積を推定でき、地震モーメントと震源断層面積、及び地震モーメントと短周期地震動のレベル、それぞれの関係式を表す二つの経験的な相似則（通称「スケーリング則」）に加え、円形クラック等の物理的モデルから導いた3つの関係式、計五つの方程式から、残る五つの未知パラメータを解くことができる。このように推定された特性化震源断層モデルの各パラメータは、上記の二つの経験式に支配されていると言える。しかしながら、それらの式は、主に 2000 年以前のデータに基づいた回帰式であり、(2) のような近年の地震動解析結果を用いた検証、又は国内外の最新研究成果との比較を行うことが重要である。

(2) に示すような震源過程解析を行う際に、余震分布の広がりや適度に考慮して、断層破壊の全体を十分に取り囲むような断層面を設定しているため、その断層面積は実際の破壊領域に比べて、場合によってやや大きめになっており、このような断層面の初期設定による破壊領域の増分を除く必要がある。そこで、Somerville et al. (1999)⁴ は、震源モデルの不均質すべり分布に対して、平均すべり量の 0.3 倍以下となる断層端側の小断層の列又は行を逐次に削除する操作を繰り返すトリミング手法 (trimming、以下「S1999」という。) を提案している。一方、Mai and Beroza (2000)²⁵ は、すべり量の削除いき値を設けておらず、代わりに震源モデルのすべりの面的な分布から求めた自己相関幅 (autocorrelation width) を実際の破壊領域のサイズとし、そのサイズを超えた分は断層端部から削除するトリミング手法 (以下「M2000」という。) を提案している。さらに、Thingbaijam and Mai (2016)²⁶ は、図 2.1.10 に示すように、断層の端側からすべりの最も小さい行又は列を逐次に削除する操作を繰り返すことにより、できる限り M2000 の自己相関幅に近づくようなトリミング手法 (以下「T2016」という。) の提案を行っている。

本研究は、上記異なるトリミング手法それぞれに基づいて既往研究のデータを含めた震源モデルから断層破壊面積を抽出した結果の比較を行った。図 2.1.11 には、国内の内陸地殻内地震 (宮腰ほか, 2015²⁷) を対象に S1999 と T2016、それぞれに基づいた断層破壊面積の比較を示す。その結果、S1999 と T2016 のトリミング手法から得られる断層破壊面積は、一部の地震を除き、ほとんどの地震においてほぼ等しい結果となっている。以上から、両手法ともに震源断層の面積のスケーリング則を検討する上で、有効なトリミング手法と考える。

以下に、表 2.1.1 に挙げた対象地震の震源モデルに対して、S1999 に基づいた断層破壊面積を震源断層の面積として、関連スケーリング則の検証を示す。図 2.1.12(a) は、本研究の解析データ (赤印) について、既往研究で提案された震源断層の面積のスケーリング則 3.4, 28, 29, 20, 30 との比較を示す。レシピに用いられているスケーリング則 (以下「レシピのスケーリング則」という。) は、同図の黒実線で示すように、3段階の関係式で表される。第

1 段階では、地震モーメント $M_0 = 7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ ($M_w 6.5$ 相当) 以下の地震を対象に、震源断層の面積 S は $M_0^{2/3}$ に比例している。第 2 段階では、 $M_0 = 7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ 以上、 $M_0 = 1.8 \times 10^{20} \text{Nm}$ ($M_w 7.4$ 相当) 以下の地震を対象に、 S は $M_0^{1/2}$ に比例している。第 3 段階では、 $M_0 = 1.8 \times 10^{20} \text{Nm}$ を上回る地震に対し、 S は M_0 に比例している。本研究で解析された地震の多数は、第 1 段階に該当し、得られた震源断層の面積は、レシピのスケーリング則に比べて、やや大きめになっている。国内地震を対象とした既往研究の結果（同図の灰色印）も、同じ傾向が認められる。予測問題の場合、レシピのスケーリング則による予測値（黒実線）は、結果的に解析データに比べて大きくなっているが、スケーリング則との乖離の原因について今後更なる検討が必要である。一方、第 2 段階に該当する地震の数は少ないが、地震動解析で得られた震源断層の面積は、レシピのスケーリング則と整合していることが確認できる。

図 2.1.12(a) に示す、海外の研究者が提案しているスケーリング則の内、Hanks and Bakun²⁸ に提案された 2 段階のスケーリング則（同図緑線）は、レシピの第 1、2 段階のものに近い。それ以外のスケーリング則は、基本的に、レシピの第 1 段階のスケーリング則の形と相当している。その結果、第 3 段階に該当する地震に関しては、Hanks and Bakun²⁸ の式による地震モーメントの予測値はレシピに比べて大きい一方、第 2 段階に該当する地震に関しては、レシピの式による予測値が最も大きい。

さらに、表 2.1.1 に挙げた対象地震の SMGA モデルから、以下の式に基づき、短周期レベル A を算出できる。

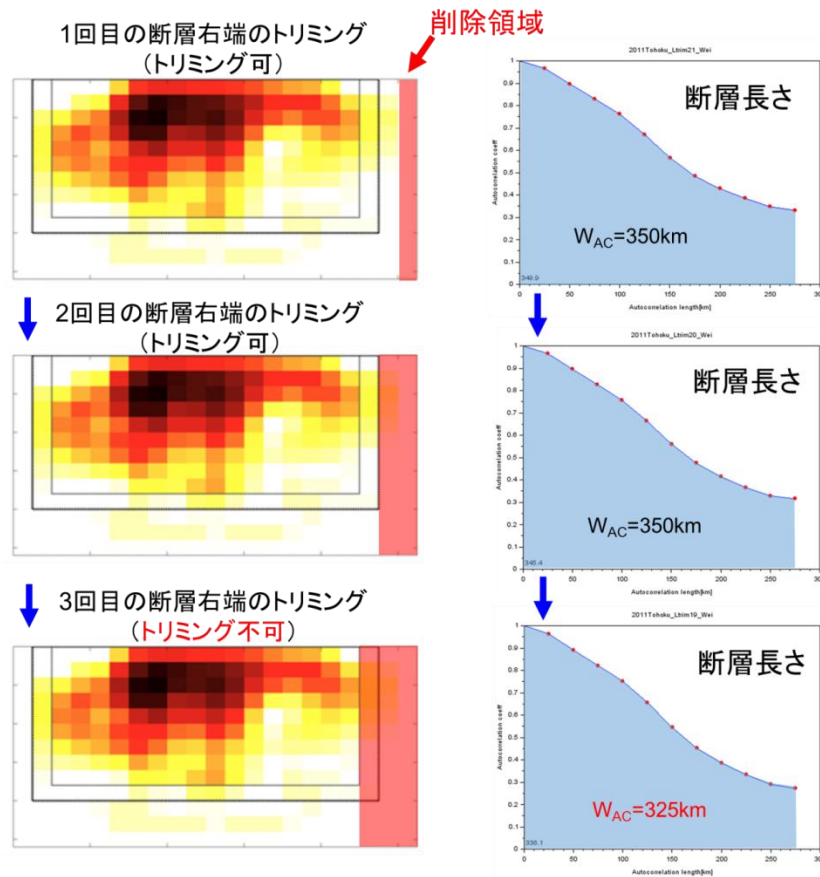
$$A = 4\pi v_s^2 \left[\sum_{i=1}^N (r_i \Delta\sigma_i)^2 \right]^{1/2} \dots\dots\dots (2.1.4)$$

ここで、 r_i は構築された i 番目の SMGA の等価半径、 $\Delta\sigma_i$ はその SMGA の応力降下量、 v_s は震源域の S 波速度を表す。図 2.1.12(b) は、SMGA モデルから算出した短周期レベル A （図中の赤印）をレシピのスケーリング則と比較している。再現解析で得られた短周期レベル A データは、レシピのスケーリング則による予測値の 0.5 倍と 2 倍以内に収まっており、図 2.1.13 に示す同 SMGA モデルの応力降下量のバラツキに比べて、バラツキは小さいことが明らかになった。これは、得られた SMGA モデルには、応力降下量と面積の間にトレードオフ効果が存在することを示唆している。

表 2.1.4 特性化震源モデルの主要パラメータ

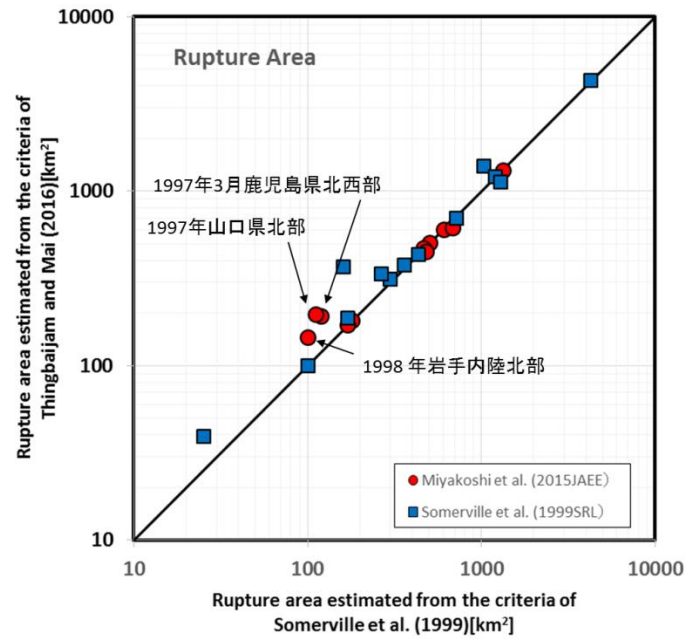
Table 2.1.4 Main parameters used for the characterized source model

主要パラメータ	記号	設定根拠
震源断層面積	S	活断層調査等による
地震モーメント	M_0	経験式：レシビ ²
短周期レベル	A	経験式： $A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
平均応力降下量	$\Delta\sigma$	理論式：半径 R の円形クラックの場合 $\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16R^3}$
アスペリティ等価半径	r_a	理論式： $A = 4\pi r_a \Delta\sigma_a v_s^2 \Rightarrow r_a = \frac{7\pi M_0 v_s^2}{4A \cdot R}$
アスペリティ応力降下量	$\Delta\sigma_a$	理論式： $\Delta\sigma \pi R^2 = \Delta\sigma_a \pi r_a^2$



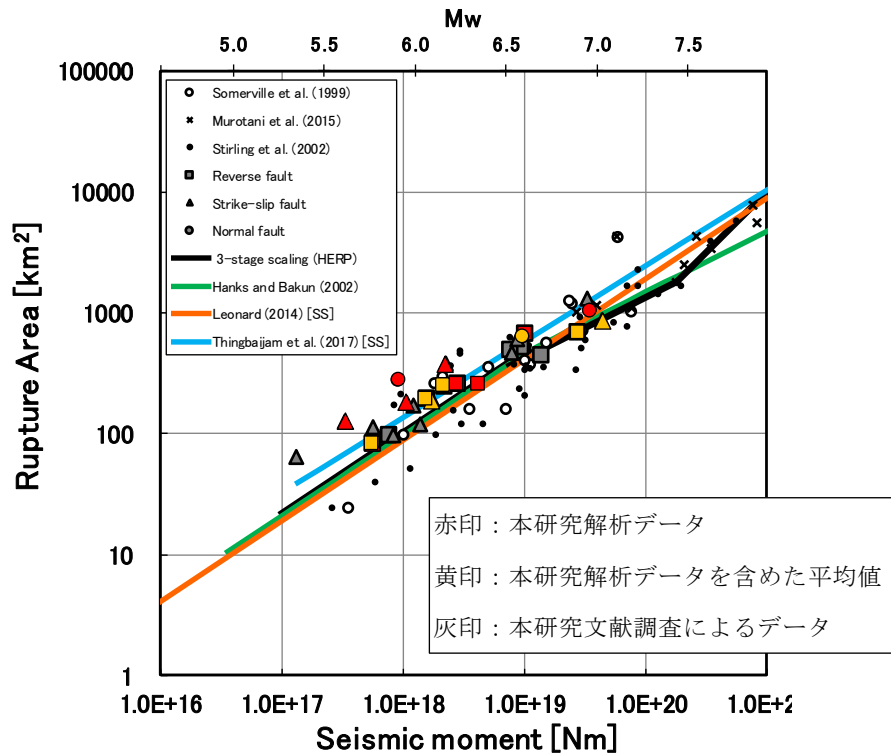
出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書書¹⁵

図 2.1.10 2011 年東北地方太平洋沖地震を対象にした T2016 によるトリミング事例
 Fig. 2.1.10 Example of applying the T2016 trimming approach to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake

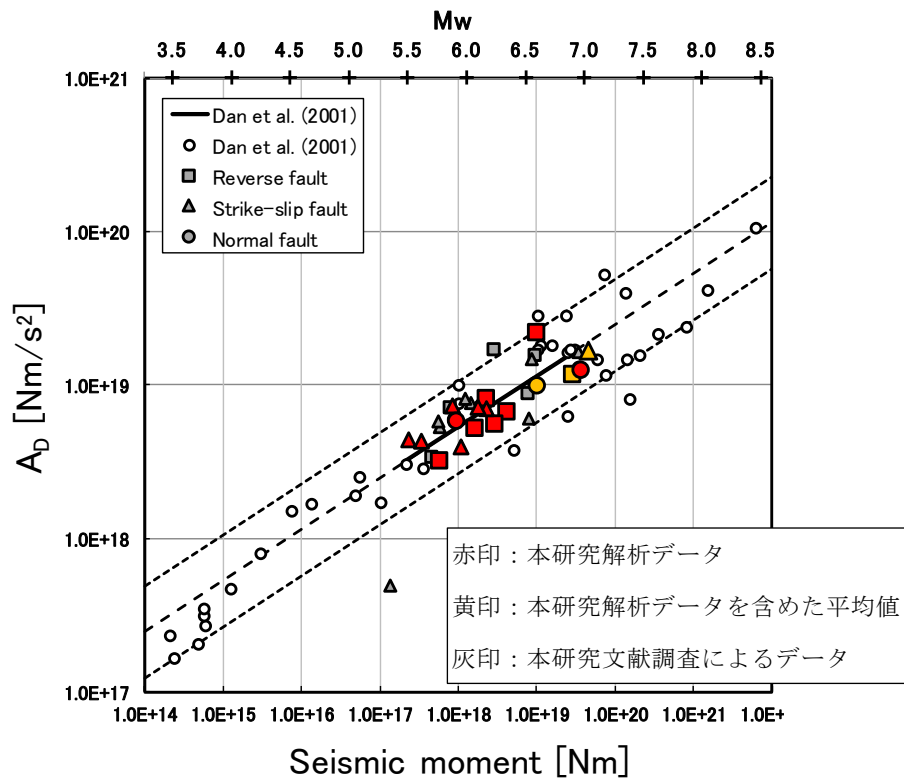


出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書¹⁵

図 2.1.11 S1999 と T2016 のトリミング手法に基づいた断層破壊面積の比較
 Fig. 2.1.11 Comparison of estimated rupture areas based on the S1999 and T2016 trimming approaches



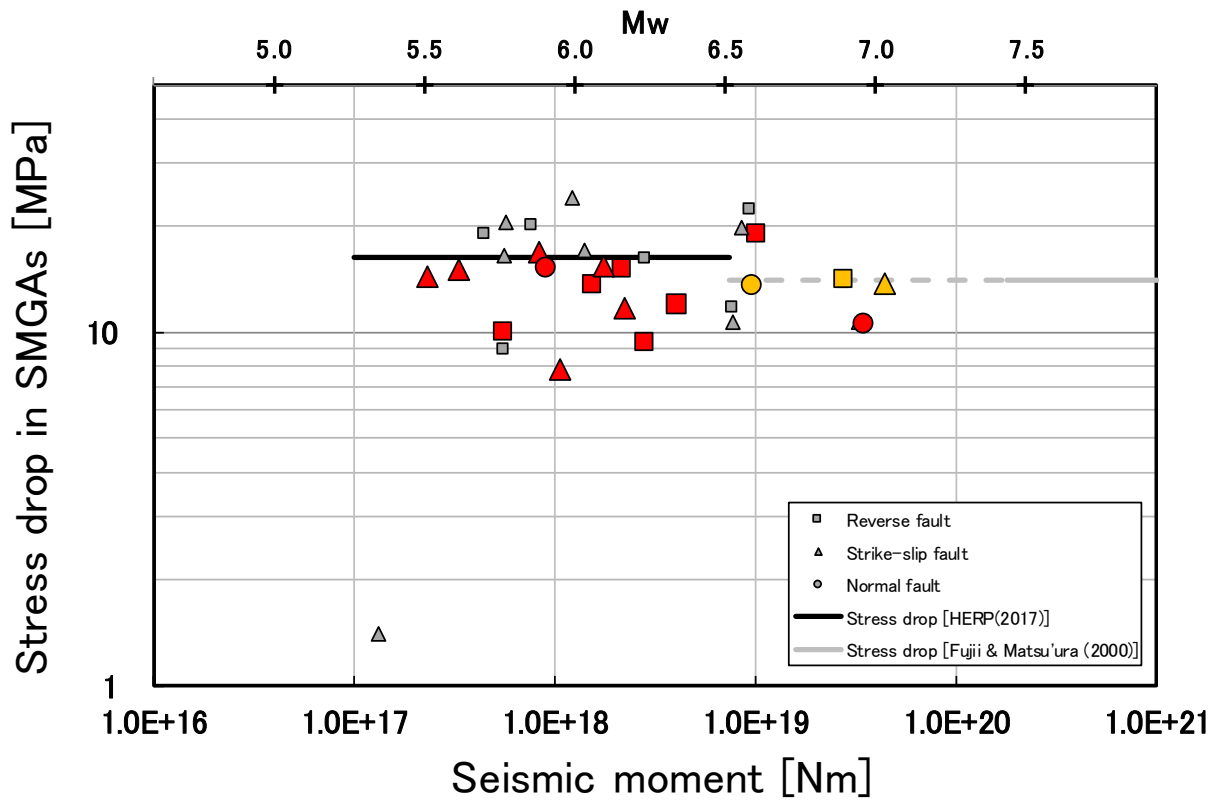
(a) 地震モーメントと震源断層面積のスケーリン



(b) 地震モーメントと短周期レベルのスケーリン

図 2.1.12 解析データとスケーリング則の比較

Fig. 2.1.12 Comparison of the scaling relationships with analysis results



赤印：本研究解析データ 黄印：本研究解析データを含める平均値 灰印：本研究文献調査

図 2.1.13 SMGA モデルの応力降下量の比較

Fig. 2.1.13 Comparison of stress drops estimated from SMGA models

(5) 特性化震源モデルのパラメータの不確かさの考慮による影響度の検討

新規制基準¹では、「基準地震動の策定過程に伴う各種の不確かさ（震源断層の長さ、地震発生層の上端深さ・下端深さ、断層傾斜角、アスペリティの位置・大きさ、応力降下量、破壊開始点等の不確かさ、並びにそれらに係る考え方及び解釈の違いによる不確かさ）については、敷地における地震動評価に大きな影響を与えると考えられる支配的なパラメータについて分析した上で、必要に応じて不確かさを組み合わせるなど適切な手法を用いて考慮すること」を求めている。平成 29 年度は、特性化震源モデルのパラメータの地震動評価への影響を分析した。

表 2.1.5 に、地震動評価への影響が大きいと考えられる、6 つの対象パラメータを示す。ここでは、既往研究³¹を参考に、特性化震源モデルの構築にあたって、これらのパラメータの変動の自由度に応じて、パラメトリックな不確かさ（parametric uncertainty）とモデル化の不確かさ(modeling uncertainty)、2 種類に大別している。例えば、破壊開始点やアスペリティの位置は、地震発生層内に自由に変動できるため、これらに関する不確かさは、パラメトリックな不確かさに該当する。一方、アスペリティの応力降下量等は、震源断層の面積が決まれば、レシピの式によってこれらの値は自動的に決められるため、これらの値を事前にモデル化できることから、ここでは、モデル化の不確かさとして取り扱う。なお、特性化震源モデルのパラメータの不確かさによる影響の評価は、基準地震動の妥当性の判断への活用が期待できることを考え、以下は、対象パラメータの不確かさのモデル化及び影響度評価の詳細を述べる。

はじめに、表 2.1.5 の中の 6 つのパラメータに関する不確かさのモデル化を、以下①～⑥で示す通り、検討した。

①アスペリティの深さ方向の不確かさ

レシピに基づいたアスペリティの位置を断層面の中央に配置するモデルを基本とし、不確かさとしてアスペリティの位置を浅くする場合と深くする場合を考える。具体的には、アスペリティの位置を浅くする場合はアスペリティの上端深さを断層モデルの上端深さに一致させ、アスペリティの位置を深くする場合はアスペリティの下端深さを断層モデルの下端深さに一致させる。

②アスペリティの応力降下量

SMGA の応力降下量や面積は、国内の内陸地殻内地震を対象とした強震動再現解析により、地震ごとに求められている。しかしながら、両者の間にトレードオフがあり、本研究では、短周期レベル A のばらつきは、応力降下量の不確かさとして考慮する。そのため、平成 28 年度の安全研究²²で収集した 21 地震の SMGA モデルのデータから、地震ごとの短周期レベル A を算出した。なお、同一地震で複数のモデルが存在する場合、それらモデルによる A の平均をその地震の短周期レベル $A_{\text{forward_model}}$ とする。図 2.1.14 に、 $A_{\text{forward_model}}$ とレシピのスケーリング則による予測値 A_{Dan} との比率を示し、赤色の実線で 21 地震の常用対数平均 (0.02)、赤色の点線で対数平均±標準偏差(0.02 ± 0.12)を示す。これらの結果を

踏まえ、アスペリティの応力降下量はレシピから評価される値を基本とし、不確かさとしてその値を $1.32(= 10^{0.12})$ 倍したものと、 1.32 で除したものの2ケースを設定する。

③破壊伝播速度 V_r

平成28年度の安全研究²²で収集した21地震の震源モデルから、地震毎に V_r と S 波速度 β との比 V_r/β を算出し、その平均と標準偏差を求める。なお、同一地震で複数のモデルがある場合は、それらの平均をその地震の V_r/β とする。図 2.1.15 に本検討で対象にした21地震の V_r/β を示し、赤色の実線で21地震の算術平均(0.78)、赤色の点線で平均 \pm 標準偏差(0.78 \pm 0.09)を示す。これらの結果を踏まえて、 $V_r/\beta=0.78$ を基本とし、破壊伝播速度の不確かさとして $V_r/\beta=0.87$ と $V_r/\beta=0.69$ の2ケースを設定する。また、レシピにおけるライズタイム T_r は $\alpha \times W/V_r$ で表されるが、ライズタイムの不確かさは別途に考慮するため、破壊伝播速度の不確かさを考慮する際に、ライズタイムは変わらないとする。

④ライズタイム

レシピにおけるライズタイム T_r は、式 2.1.5 で示されている。ここで、 W はアスペリティ領域においてはアスペリティの幅とし、背景領域においては断層全体の幅である。

$$T_r = \alpha \cdot W / V_r \quad \dots\dots\dots(2.1.5)$$

レシピの中で、理論波形計算に用いるライズタイムは $\alpha=0.5$ が示されている。一方、SMGAモデルに基づいた再現解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できる α は、内陸地震(4地震)では0.2~0.4程度とされている。

本検討では、図 2.1.16 に示すように、先行研究が収集、整理した各文献のパラメータから、地震毎に α を算出し、その平均(0.23)と標準偏差(0.1)を求めた。これらの結果を踏まえて、 $\alpha=0.23$ を基本とし、不確かさとして $\alpha=0.23-0.10$ (T_r が短い)と $\alpha=0.23+0.10$ (T_r が長い)の2ケースを設定する。但し、ここで評価した α の平均値や標準偏差は、短周期側(統計的グリーン関数法)の地震動評価のみで用いる α とする。長周期側(波数積分法)の地震動評価で用いる α はレシピで示されている0.5を基本とし、不確かさとして $\alpha=0.50-0.10$ (T_r が短い)と $\alpha=0.50+0.10$ (T_r が長い)の2ケースを設定する。

⑤地震発生層の上端深さ

本研究で用いる地下構造モデル(表 2.1.6)は深さ2kmで $V_s=3.35$ km/s 層が現れることを踏まえて、地震発生層の上端深さは2kmを基本とする。また、地震調査研究推進本部(2009)³²の地震動予測地図で設定された断層モデルによると、断層モデルの上端深さは最も浅い場合でも1kmである。このことから、不確かさとして地震発生層の上端深さが浅い場合を1kmとし、深い場合は3kmに設定する。

⑥高周波数遮断特性

平成 28 年度の安全研究では、式 2.1.6 で示す Boore (1983)³⁴ の高域遮断フィルターを仮定し、熊本地震本震を含む内陸地殻内地震 7 地震の高域遮断フィルターのパラメータ (f_{\max} と s) を評価している。

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{\max}}\right)^{2s}}} \dots\dots\dots(2.1.6)$$

その結果、熊本地震本震は $f_{\max} = 7.1 \text{ Hz}$ 、 $s = 1.37$ 、内陸地殻内地震 7 地震の平均は $f_{\max} = 8.1 \text{ Hz}$ 、 $s = 1.11$ を得ている。

一方、香川ほか (2003)³⁵ では、式 2.1.7 で示す高域遮断フィルターを仮定し、硬質サイト上の強震記録から高域遮断フィルターのパラメータ (f_{\max} と n) を評価している。

$$F(f) = \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_{\max}}\right)^n} \dots\dots\dots(2.1.7)$$

その結果、平均的には $f_{\max} = 8.3 \text{ Hz}$ 、 $n = 1.92$ を得ている。

これら 3 種類の高域遮断フィルターを図 2.1.17 に示す。熊本地震本震の (図中の黒色) 高周波数遮断特性がほぼ中間的、内陸地殻内地震 7 地震の平均 (図中の赤色) が熊本地震本震よりも大きく、香川ほか (2003)³⁵ の平均 (図中の青色) が熊本地震本震よりも小さい。ここで、熊本地震本震を模擬した震源のモデル化を行うこと、さらに図 2.1.17 より平成 28 年度の熊本地震本震の検討で得られた高周波数遮断特性が中間的なものであることを踏まえ、こうした高域遮断フィルターを基本とし、不確かさとして上記の内陸地殻内地震 7 地震の平均 (以下「7 地震の平均モデル」という。) と香川ほか (2003)³⁵ のモデル (以下「香川 2003 モデル」という。) の 2 ケースを設定する。

次に、熊本地震本震 (地震モーメント $M_0 = 4.42 \times 10^{19} \text{ Nm}$) を模擬したものとして、上記でモデル化した各パラメータの平均値等を用いた特性化震源モデルを「基本モデル」として構築した。表 2.1.7 は、それらのパラメータの設定値及び設定方法を示す。図 2.1.18 は、布田川セグメントと日奈久セグメントで構成された断層及びアスペリティの形状・位置、並びに評価地点の分布を示す。表 2.1.8 に示す、上記①～⑥で検討した各不確かさケースのうち、アスペリティの位置又は地震発生層上端深さの不確かさケースは、評価地点とアスペリティと相対位置は基本モデルに比べて変わっているが、断層幅は変わっていないため、特性化震源モデルのパラメータ自体は、表 2.1.7 と同じになっている。その他の不確かさケースは、例えば、アスペリティの応力降下量の場合は、基本モデルの値を 1.32 倍にするか或いは 1.32 で除するか、ライズタイムの場合は、 α (短周期) の値を 0.13 又は 0.33

にするか、こうした関連のあるパラメータのみを修正することにより、特性化震源モデルを構築できる。

図中の丸印で表す各評価地点において、短周期側は統計的グリーン関数法、長周期側は波数積分法により算出した地震動を、ハイブリッド法により合成した。図 2.1.19 は、基本モデルによる最大加速度と最大速度の分布を示す。各不確かさケースにも、同手法を用いて波形を合成し、基本モデルと比較を行った。以下より、基本モデルの地震動最大値に対する 6 つの不確かさモデルの最大値の比の分布や両者の比較を示す。

図 2.1.20 はアスペリティを浅くすることによる影響を示す。最大値の比の分布より、地震動は断層面の南東側の領域で大きいことが分かる。これは、アスペリティを浅くすることでアスペリティが断層面の南東側浅部に移動し、断層面の南東側の領域はアスペリティまでの距離が短くなるためである。最大値の比較からは、基本モデルで最大値が大きい地点で、アスペリティを浅くした場合、より大きくなることが分かる。

図 2.1.21 は応力降下量を 1.32 倍することによる影響を示す。同図の上段に示すように、最大加速度の比は空間的にほぼ一様に 1 より大きい、最大速度の比は空間的にほぼ一様に 1 に近い。図 2.1.20 に比べて、下段の最大値の比較図に示すバラツキは非常に小さい。これより、アスペリティの応力降下量の不確かさは評価地点によらずほぼ同様の影響度があると言える。

図 2.1.22 は、破壊伝播速度が速くなることによる影響を示す。最大加速度は平均的には基本モデルと同程度であるが、最大速度は平均的に基本モデルより大きい。これより、破壊伝播速度が速くなることでやや長周期側の地震動の方は影響されやすいと言える。下段の最大値の比較図に示すバラツキは、図 2.1.21 に比べて大きい。このことは、破壊伝播速度の変化に対する地震動の変化は評価地点によって大きく異なることを意味している。ところで、上段の最大速度の比の分布において、布田川セグメントの東側で特に大きくなっている。この領域は Forward Directivity (前方指向性) 効果の影響を受けやすい領域に対応していることから、Forward Directivity 効果の影響を受けやすい領域は破壊伝播速度の変化に敏感であると言える。

図 2.1.23 は、ライズタイムが短くなることによる影響を示す。最大加速度、最大速度ともに基本モデルよりも大きい。上段の最大値の比の分布において、日奈久セグメントの周辺は、最大速度の変化は特に顕著である一方、布田川セグメントの上端東側は他の領域ほど大きくはなっていない。布田川セグメントの上端東側は Forward Directivity 効果の影響を受けやすい領域に位置しており、このような領域ではライズタイムの変化に鈍感であると言える。

図 2.1.24 は、地震発生層の上端を浅くすることによる影響を示す。同図より、最大加速度の比、最大速度の比ともに 1 より大きくなっている。しかし、大きくなる程度は、アスペリティの位置を浅くしたケース (図 2.1.20) よりも小さい。

高周波数遮断特性における2つの不確かさモデルによる影響を比較した結果、最大加速度の比、最大速度の比ともに空間的にほぼ同様であった。ただし、図 2.1.25 のスペクトル比より、高周波数遮断特性によって周期 0.1 秒よりやや短周期側で 1 より小さくなることがある。参考として、図 2.1.26 は、Boore (1983)³⁴ のように $S=4$ 、 $f_{max}=6$ に設定したモデルのスペクトル比を示す。同図より、周期 0.1 秒前後の地震動評価へ大きな影響を及ぼすことが分かる。

最後に、上記の地震動評価結果に対して、最大加速度、最大速度、及びスペクトル（周期 0.05 秒～0.2 秒、周期 0.5 秒～2 秒）のレベルを基本モデルの結果と比較し、各種の不確かさの考慮により地震動評価への影響度合を検討する。影響度合として、基本モデルに対する各不確かさケースの最大加速度等の地震動指標値の比の平均と平均±標準偏差を考える。この平均と平均±標準偏差が 1 からの乖離が大きくなる不確かさケースほど、地震動評価への影響度が大きいパラメータであることを意味する。

図 2.1.27 に最大加速度への影響度を示す。図の一番上には、全評価地点を対象に基本モデルに対して地震動が大きくなる不確かさケースの最大加速度の比の平均（以下「平均的な影響度」という。）が大きい順番に並べた。平均的な影響度を丸印等のシンボルで示し、平均±標準偏差を点線とバーで示す。赤色は地震動が大きくなる不確かさで、青色は地震動が小さくなる不確かさである。

同図より、全評価地点を対象にした平均的な影響度はアスペリティの応力降下量の不確かさが最も大きく、支配的なパラメータであることが分かる。また、標準偏差（以下「影響度のバラツキ」という。）はアスペリティの位置（深さ方向）、破壊伝播速度、地震発生層の上端深さが大きく、アスペリティの応力降下量、高周波数遮断特性（ f_{max} ）が小さい。また、ライズタイムがこれらの中間的となっている。影響度のバラツキ（標準偏差）の大小は、パラメータの不確かさによる地震動の変化が空間的にほぼ同様であるか、あるいは評価地点によって異なるかの違いである。評価地点によって異なる要因は、アスペリティの位置（深さ方向）や地震発生層の上端深さのように各評価地点からアスペリティまでの距離の変化に対応するものや、破壊伝播速度やライズタイムのように時間軸での足し合わせの変化に対応するものが考えられる。平均±標準偏差までの影響度を見ると、応力降下量の不確かさよりもアスペリティの位置（深さ方向）の方が大きくなる。

図 2.1.27 の左側の2段目以降は断層極近傍地点（断層最短距離が 5 km 以下）、近距離地点（断層最短距離が 5～20 km）、中距離地点（断層最短距離が 20～70 km）の評価地点でグルーピングした時の影響度を示す。パラメータの並びは全評価地点での並びと同じである。断層極近傍地点では、平均的な影響度でもアスペリティの位置（深さ方向）が最も大きく、支配的であることが分かる。これは、断層極近傍地点はアスペリティの位置（深さ方向）が変化すると、アスペリティまでの最短距離の変化の程度が大きくなるためである。中距離地点での平均的な影響度は、アスペリティの位置（深さ方向）がアスペリティの応力降下量よりも小さいが、平均±標準偏差までを考えるとアスペリティの応力降下量を上回る。

図 2.1.27 の右側に最大速度への影響度を示す。同図より、平均的な影響度が最も大きいパラメータはライズタイム、次にアスペリティの位置（深さ方向）、破壊伝播速度であることが分かる。また、最大加速度で平均的な影響度が大きいアスペリティの応力降下量は、最大速度では小さいことが分かる。影響度のバラツキ（標準偏差）は最大加速度の時と同様の傾向を示すが、ライズタイムのバラツキもやや大きい。断層最短距離別で見ると、断層極近傍地点では最大速度でもアスペリティの位置（深さ方向）による影響度が平均的にも大きいことが分かる。これらのことから、断層極近傍地点では、最大加速度、最大速度の両方で影響度が大きいことが分かる。

図 2.1.28 に周期 0.1 秒の応答値への影響度を示す。影響度が最も大きいパラメータはアスペリティの応力降下量、次いでアスペリティの位置（深さ方向）やライズタイムであるが、断層極近傍地点ではアスペリティの位置（深さ方向）の影響度が大きくなる。この傾向は最大加速度への影響度と同様である。

図 2.1.29 に周期 1 秒の応答値への影響度を示す。影響度が最も大きいパラメータはライズタイム、次いで破壊伝播速度やアスペリティ位置（深さ方向）の影響度が大きくなる。この傾向は最大速度への影響度と同様である。

表 2.1.5 検討対象パラメータ

Table 2.1.5 Parameters modeled in this study

No.	検討対象パラメータ	不確かさの分類
1	アスペリティの位置 (深さ方向)	Parametric uncertainty
2	アスペリティの応力降下量	Modeling uncertainty
3	破壊伝播速度	Modeling uncertainty
4	ライズタイム	Modeling uncertainty
5	地震発生層の上端深さ	Modeling uncertainty
6	高周波数遮断特性 (f_{max})	Modeling uncertainty

表 2.1.6 地下構造モデル

Table 2.1.6 Underground structure model used in this study

Depth (m)	Thickness (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qs	Qp
0 - 201	201	680	1500	2.1	17	34
201 - 234	33	1640	2300	2.1	45	90
234 - 500	266	2910	4227.7	2.6	91	182
500 - 1000	500	1210	2633.6	2.4	200	200
1000 - 2000	1000	3000	5300	2.4	200	200
2000 - 5000	3000	3350	5800	2.7	200	400
5000 - 10000	5000	3460	6000	2.73	200	400
10000 - 15000	5000	3520	6100	2.74	200	400
15000 - 20000	5000	3690	6400	2.76	400	800
20000 - 25000	5000	3750	6500	2.78	400	800
25000 - 30000	5000	3900	6800	2.8	500	1000
30000 -	-	4600	8000	3.45	1000	2000

表 2.1.7 特性化震源モデルのパラメーター一覧 (基本モデル)

Table 2.1.7 Parameters used for the characterized source model (basic case)

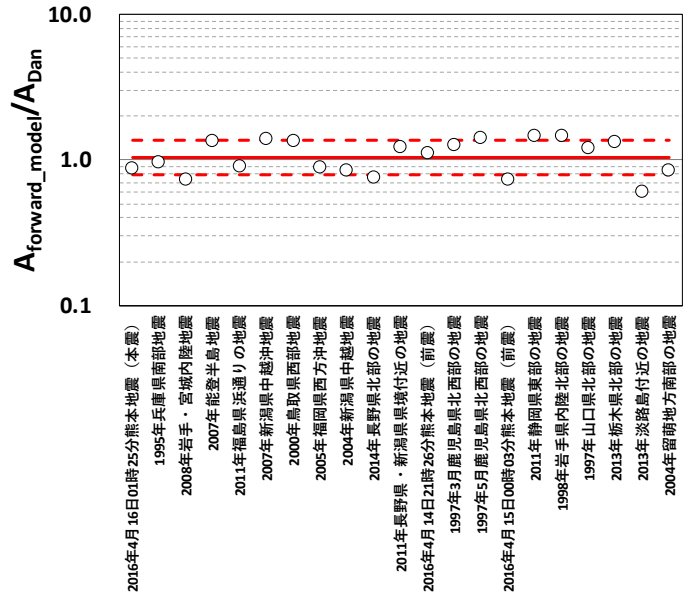
出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

基本		記号	単位	値	設定方法	
巨視的震源特性	地震モーメント	M_0	Nm	4.42E+19	F-net	
	モーメントマグニチュード	M_w	-	7.0	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	
	断層面積	S	km ²	891.4	$S = 4.24 \times 10^{11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2}$	入倉・三宅(2001)
				日奈久 布田川		
	走向	θ	°	205	236	Yoshida et al. (2017)のHとF2
	傾斜	δ	°	72	65	Yoshida et al. (2017)のHとF2
	断層モデル長さ	L	km	12	38	Yoshida et al. (2017)を参考
	断層モデル幅	W	km	18	18	Yoshida et al. (2017)のHとF2
	断層モデル面積	S_{seg}	km ²	216	684	
	断層モデル面積	S	km ²	900.0		
	等価半径	R	km	16.9		$R = (S/\pi)^{0.5}$
	上端深さ	H_s	km	2	2	
	下端深さ	H_d	km	19.1	18.3	$Hd = Hs + W \sin(\delta)$
	S波速度	β	km/s	3.4		地震動予測地図
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		地震動予測地図
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		$\mu = \rho \beta^2$
	平均すべり量	D	m	1.6		$D = M_0 / (\mu S)$
	地震モーメント	$M_{0,seg}$	Nm	6.66E+18	3.75E+19	$M_{0,seg} = M_0 \cdot S_{seg}^{3/2} / \sum S_{seg}^{3/2}$
	平均すべり量	D_{seg}	m	1.0	1.8	$D_{seg} = M_{0,seg} / (\mu S_{seg})$
	静的応力降下量	$\Delta \sigma$	MPa	4.0		$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^2$
短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19		$A = 2.46 \times 10^{19} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ 壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合	
全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9	$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0 / (A \cdot R)\} \cdot \beta^2$	
	アスペリティ面積	S_a	km ²	246.4	$S_a = \pi r^2$	
	(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27	S_a/S	
	全アスペリティの実効応力	σ_a	MPa	14.6		$\sigma_a = \Delta \sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$
	ASP面積	$S_{a,seg}$	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分
	等価半径	r_{seg}	km	4.3	7.7	$r_{seg} = (S_{a,seg}/\pi)^{1/2}$
	平均すべり量	$D_{a,seg}$	m	2.0	3.5	$D_{a,seg} = \xi \cdot D_{seg}, \xi = 2$
	実効応力	$\sigma_{a,seg}$	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a,seg} = \sigma_a$
	地震モーメント	$M_{0a,seg}$	Nm	3.65E+18	2.06E+19	$M_{0a,seg} = \mu D_{a,seg} S_{a,seg}$
	面積	S_{a1}	km ²	59.1	124.9	$S_{a1} = S_{a,seg}$
	等価半径	r_1	km ²	-	6.3	-
	等価半径比	γ_1	-	-	0.8	-
	すべり量	D_{a1}	m	2.0	3.9	$D_{a1} = D_{a,seg}$
	地震モーメント	M_{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	$M_{0a1} = M_{0a,seg}$
	実効応力	σ_{a1}	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a1} = \sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	ライズタイム(短周期)	T_{raa1}	s	0.7	0.9	$T_{raa1} = \alpha_s \cdot W_{a1} / V_r$
	α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ
	ライズタイム(長周期)	T_{rla1}	s	1.5	1.9	$T_{rla1} = \alpha_l \cdot W_{a1} / V_r$
	ASP2	面積	S_{a2}	km ²	-	62.4
等価半径		r_2	km ²	-	4.5	-
等価半径比		γ_2	-	-	0.6	-
すべり量		D_{a2}	m	-	2.8	-
地震モーメント		M_{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-
実効応力		σ_{a2}	MPa	-	14.6	-
α (短周期)		α_s	-	-	0.23	-
ライズタイム(短周期)		T_{raa2}	s	-	0.7	-
α (長周期)		α_l	-	-	0.5	-
ライズタイム(長周期)		T_{rla2}	s	-	1.5	-
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	$M_{0b} = M_{0,seg} \cdot M_{0a,seg}$
	面積	S_b	km ²	156.9	496.7	$S_b = S_{seg} \cdot S_{a,seg}$
	すべり量	D_b	m	0.6	1.1	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	実効応力	σ_b	MPa	2.0	2.5	$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_{a,seg}/W_a) \cdot \sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	ライズタイム(短周期)	T_{rsa}	s	1.6	1.6	$T_{rsa} = \alpha_s \cdot W_b / V_r$
α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ	
ライズタイム(長周期)	T_{rlb}	s	3.4	3.4	$T_{rlb} = \alpha_l \cdot W_b / V_r$	
その他	破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78	V_r/β	H28年度報告書(表3.1.3(2)-3)の統計処理
	破壊伝播速度	V_r	km/s	2.65	$V_r = 0.78 \times \beta$	
	Q値	Q	-	62 ^{0.87}	佐藤(2016)	
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore (1983)	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	
	高周波遮断振動数	f_{max}	Hz	7.1	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	
fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.74	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)		

表 2.1.8 検討した不確かさケース一覧表

Table 2.1.8 List of uncertainty models considered in this study

順番	不確かさを考慮する パラメータ	不確かさの考え方 (基本モデルに比べ)	ケース 番号
	(基本モデル)	—	case00
1	アスペリティの位置 (深さ方向)	アスペリティ上端を断層上端まで浅くする	case11
		アスペリティ下端を断層下端まで深くする	case12
2	アスペリティの 応力降下量	基本モデルを 1.32 倍する	case21
		基本モデルを 1.32 で除する	case22
3	破壊伝播速度	速くする ($V_r = 0.87\beta$)	case31
		遅くする ($V_r = 0.69\beta$)	case32
4	ライズタイム	短くする(短周期 $\alpha=0.13$ 、長周期 $\alpha=0.4$)	case41
		長くする(短周期 $\alpha=0.33$ 、長周期 $\alpha=0.6$)	case42
5	地震発生層の 上端深さ	浅くする (1km)	case61
		深くする (3km)	case62
6	高周波数遮断特性 (f_{\max})	7 地震の平均モデル	case51
		香川 2003 モデル	case52

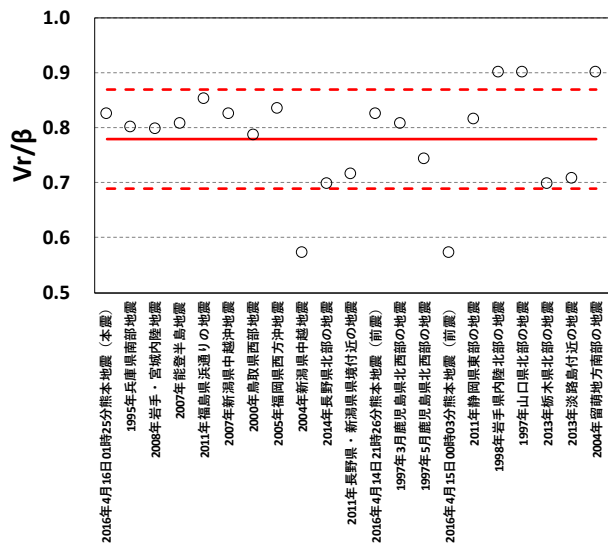


出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

図 2.1.14 各地震の $A_{\text{forward_model}}/A_{\text{Dan}}$ の比較

Fig. 2.1.14 Comparison of $A_{\text{forward_model}}/A_{\text{Dan}}$. Red solid line shows the mean value, while dashed lines show the mean plus or minus the standard deviation.

注) 赤実線と赤点線はそれぞれ本検討で得た幾何平均と平均±標準偏差を示す。

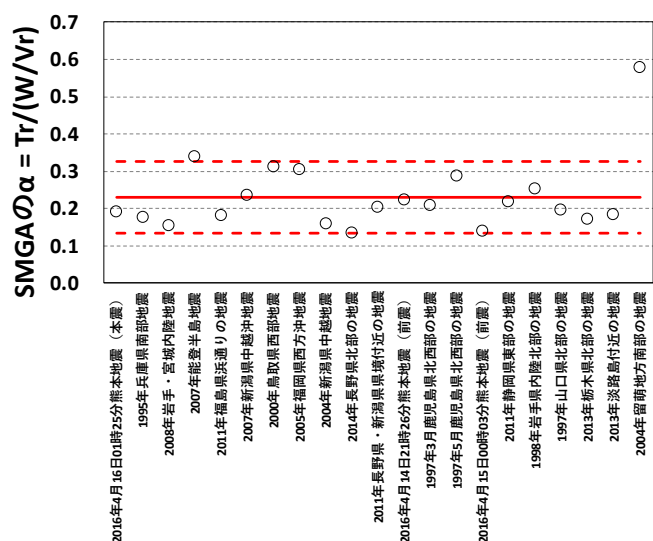


出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

図 2.1.15 各地震の Vr/β の比較

Fig. 2.1.15 Comparison of Vr/β . Red solid line shows the mean value, while dashed lines show the mean plus or minus the standard deviation

注) 赤実線と赤点線はそれぞれ本検討で得た算術平均と平均±標準偏差を示す。

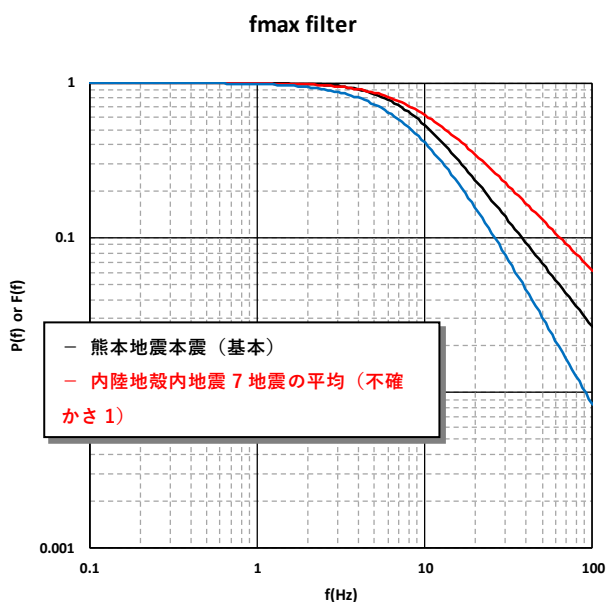


出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

図 2.1.16 各地震の α の比較

Fig. 2.1.16 Comparison of α for each earthquake

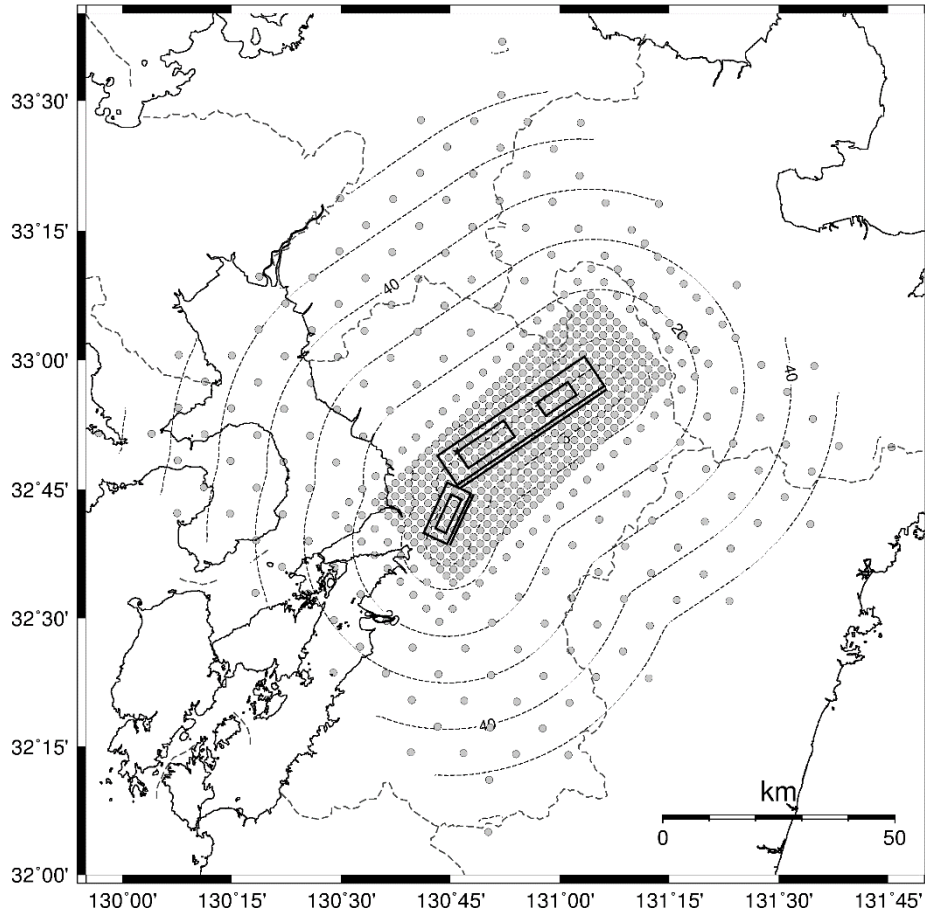
注) 赤実線と赤点線はそれぞれ本検討で得た算術平均と平均±標準偏差を示す。



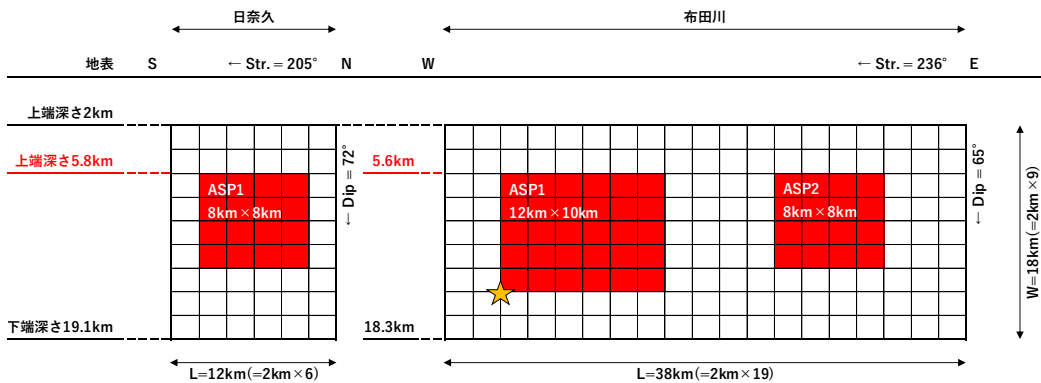
出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

図 2.1.17 高域遮断フィルターの比較

Fig. 2.1.17 Comparison of the f_{max} high cut filters.



(a) 基本モデルの地表投影と地震動評価の対象地

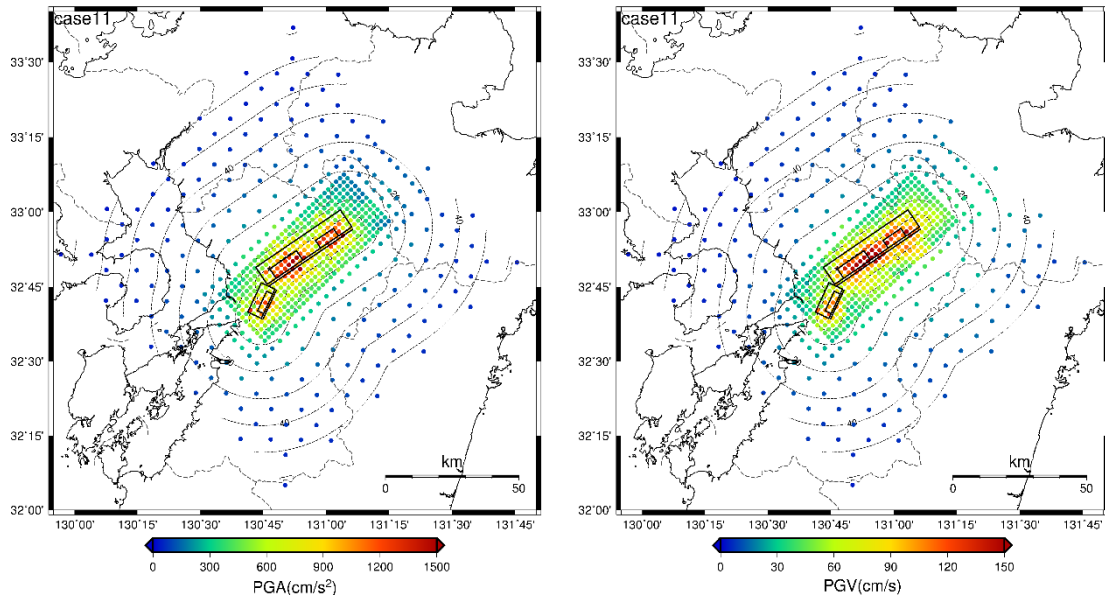


(b) 基本モデルの断層モデル図

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

図 2.1.18 基本モデルの構成図

Fig. 2.1.18 Characterized source model with average-valued parameters as the basic model



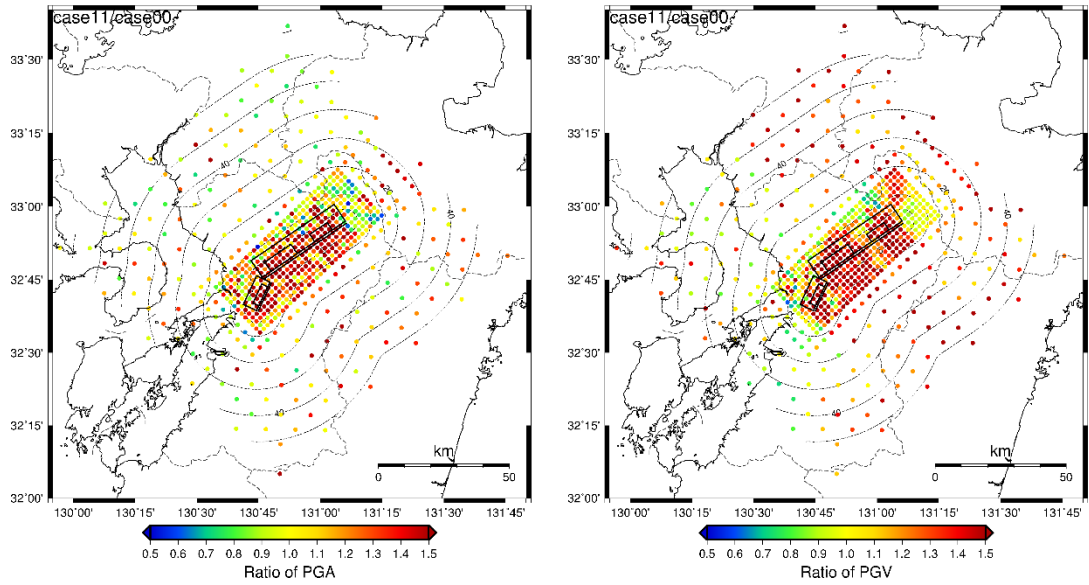
(a) 最大加速度値分布

(b) 最大速度値分布

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

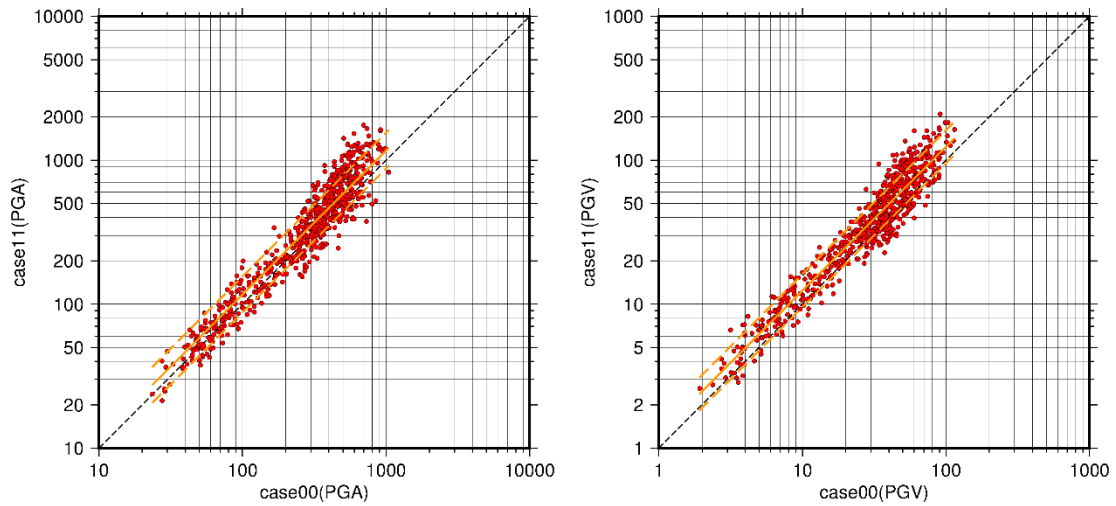
図 2.1.19 基本モデルによる地震動の最大値の分布

Fig. 2.1.19 Distribution of peak ground acceleration (PGA, left) and peak ground velocity (PGV, right)



(a) 最大加速度値の比の分

(b) 最大速度値の比の分



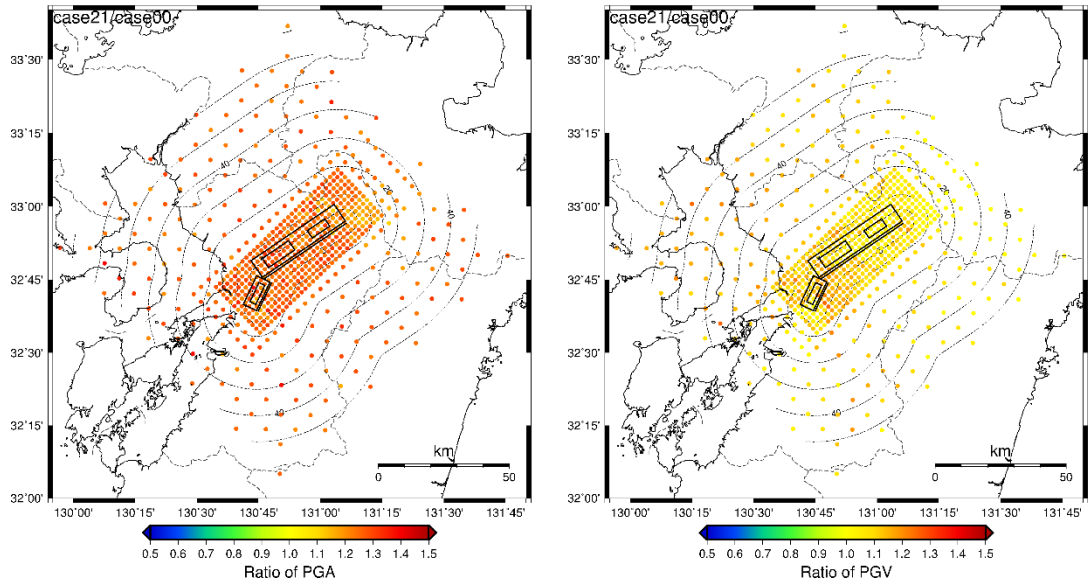
(c) 最大加速度値(cm/s²)の比

(d) 最大速度値(cm/s)の比

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

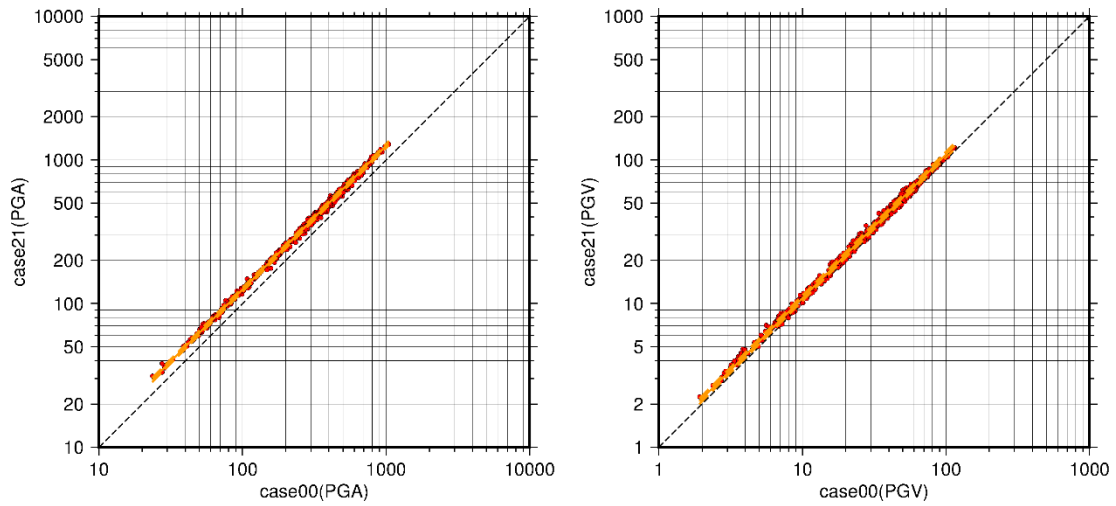
図 2.1.20 アスペリティを浅くしたケースと基本モデルとの比較

Fig. 2.1.20 Comparison of peak ground motions calculated from the basic model and the uncertainty model where the asperity is set at a shallower depth



(a) 最大加速度値の比の分

(b) 最大速度値の比の分



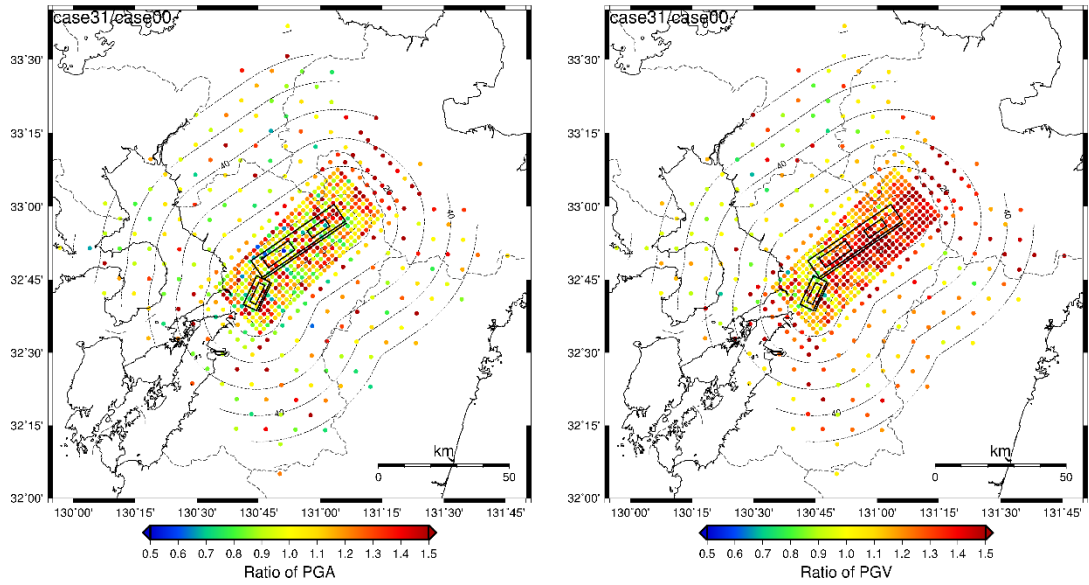
(c) 最大加速度値(cm/s²)の

(d) 最大速度値(cm/s)の

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

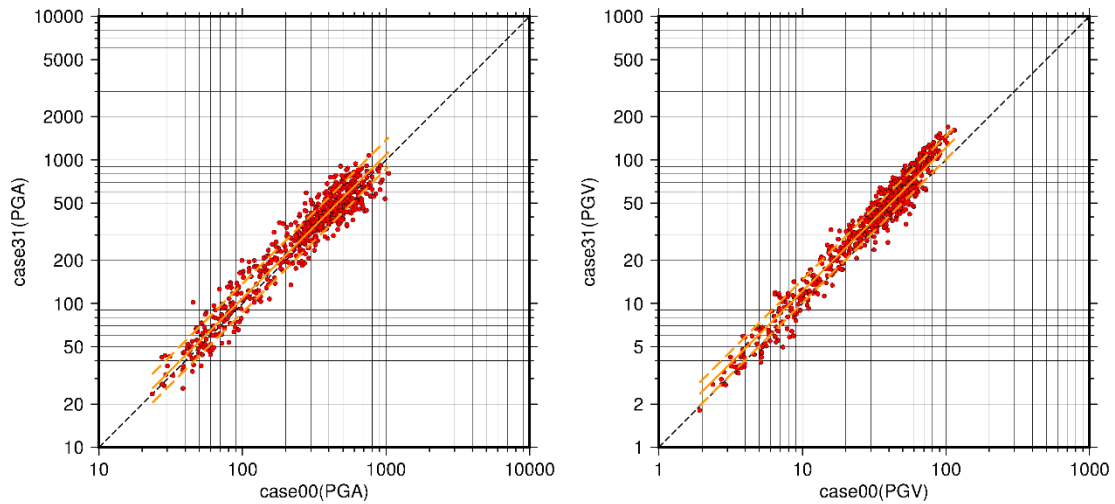
図 2.1.21 応力降下量を 1.32 倍したケースと基本モデルとの比較

Fig. 2.1.21 Comparison of peak ground motions calculated from the basic model and the uncertainty model where asperity stress drop is 1.32 times that of the basic model



(a) 最大加速度値の比の分

(b) 最大速度値の比の分



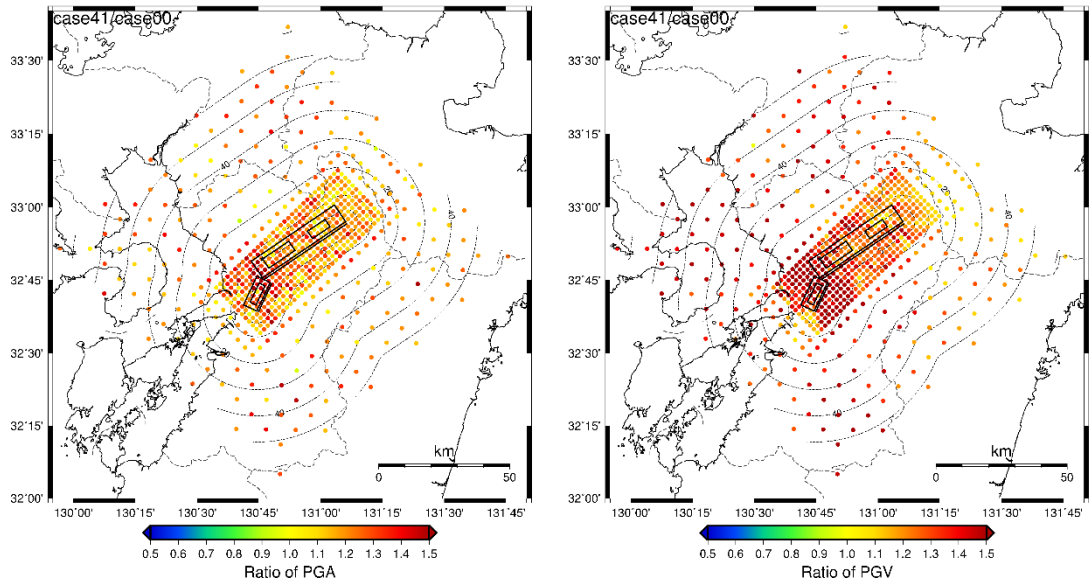
(c) 最大加速度値(cm/s²)の

(d) 最大速度値(cm/s)の

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

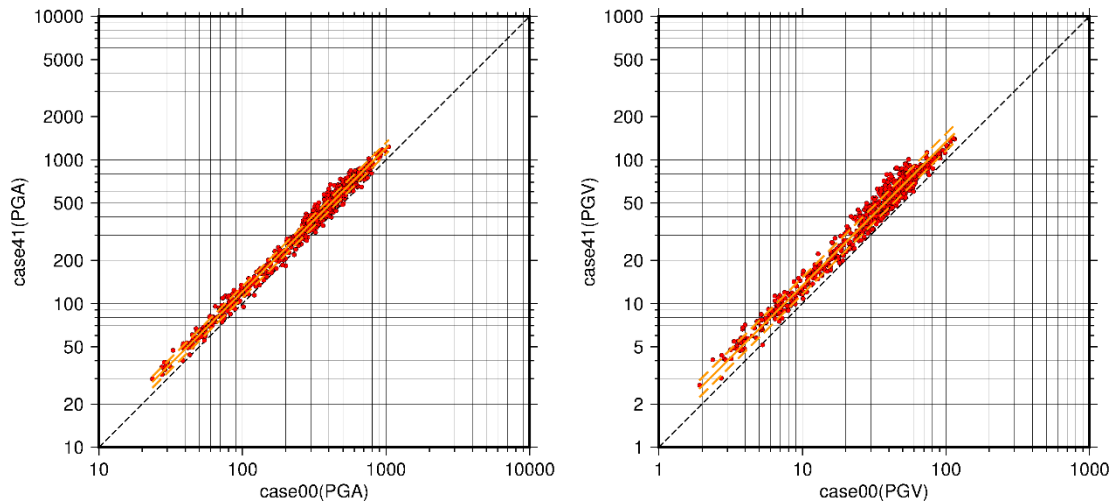
図 2.1.22 破壊伝播速度を速くしたケースと基本モデルとの比較

Fig. 2.1.22 Comparison of peak ground motions calculated from the basic model and the uncertainty model where a higher rupture velocity is used



(a) 最大加速度値の比の分

(b) 最大速度値の比の分



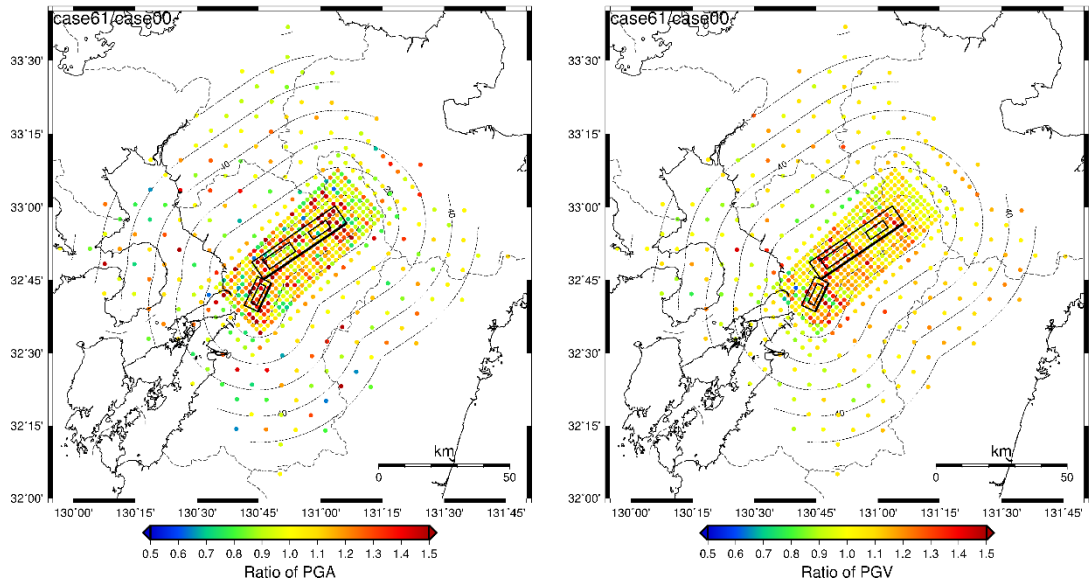
(c) 最大加速度値(cm/s²)の比

(d) 最大速度値(cm/s)の比

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

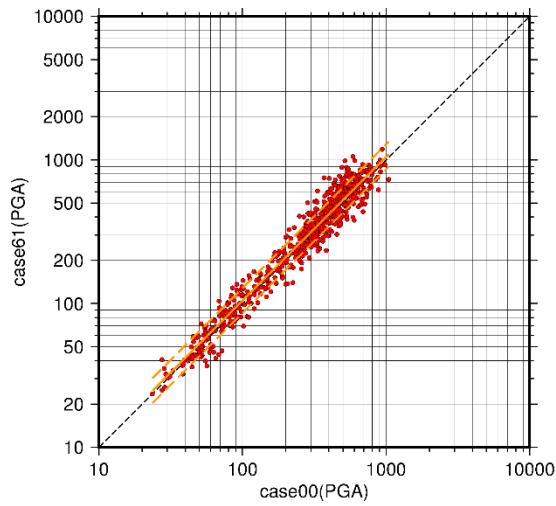
図 2.1.23 ライズタイムを短くしたケースと基本モデルとの比較

Fig. 2.1.23 Comparison of peak ground motions calculated from the basic model and the uncertainty model where a shorter risetime is used

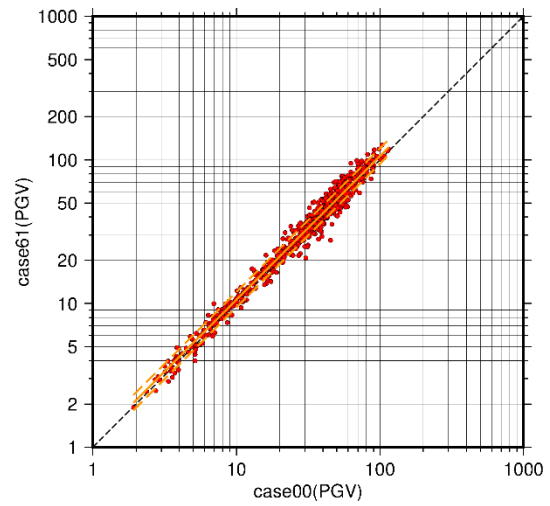


(a) 最大加速度値の比の分

(b) 最大速度値の比の分



(c) 最大加速度値(cm/s²)の

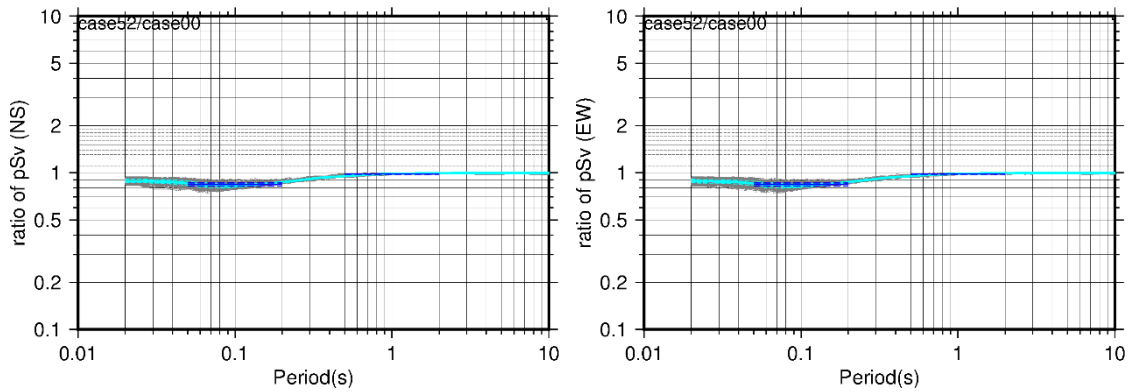


(d) 最大速度値(cm/s)の

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

図 2.1.24 地震発生層の上端を浅くしたケースと基本モデルとの比較

Fig. 2.1.24 Comparison of peak ground motions calculated from the basic model and the uncertainty model where the top of the seismogenic layer is set at a shallower depth (1km)



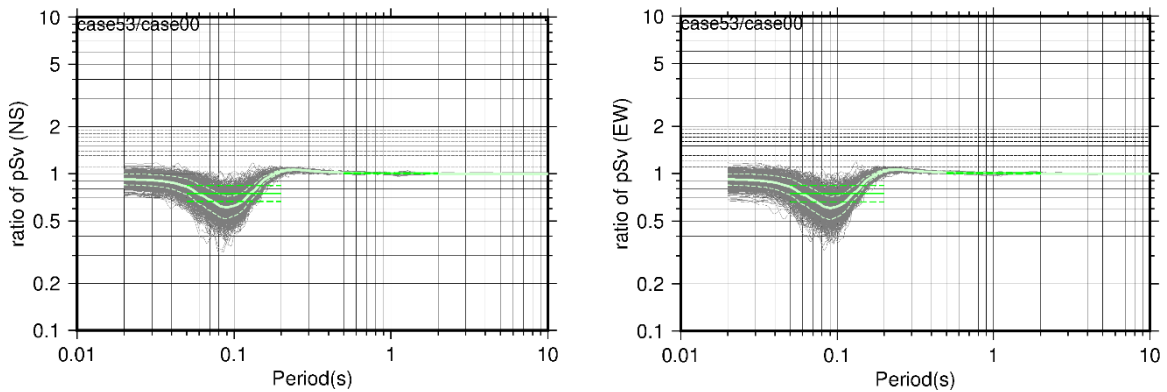
(a) スペクトル比 (NS)

(b) スペクトル比 (EW)

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

図 2.1.25 基本モデルに対する香川 2003 モデルのスペクトル比の比較

Fig. 2.1.25 Comparison of spectral ratios. (a) and (b) show the ratios of pseudo velocity response spectra (pSv) from the uncertainty model using the Kagawa fmax filter to those from the basic model



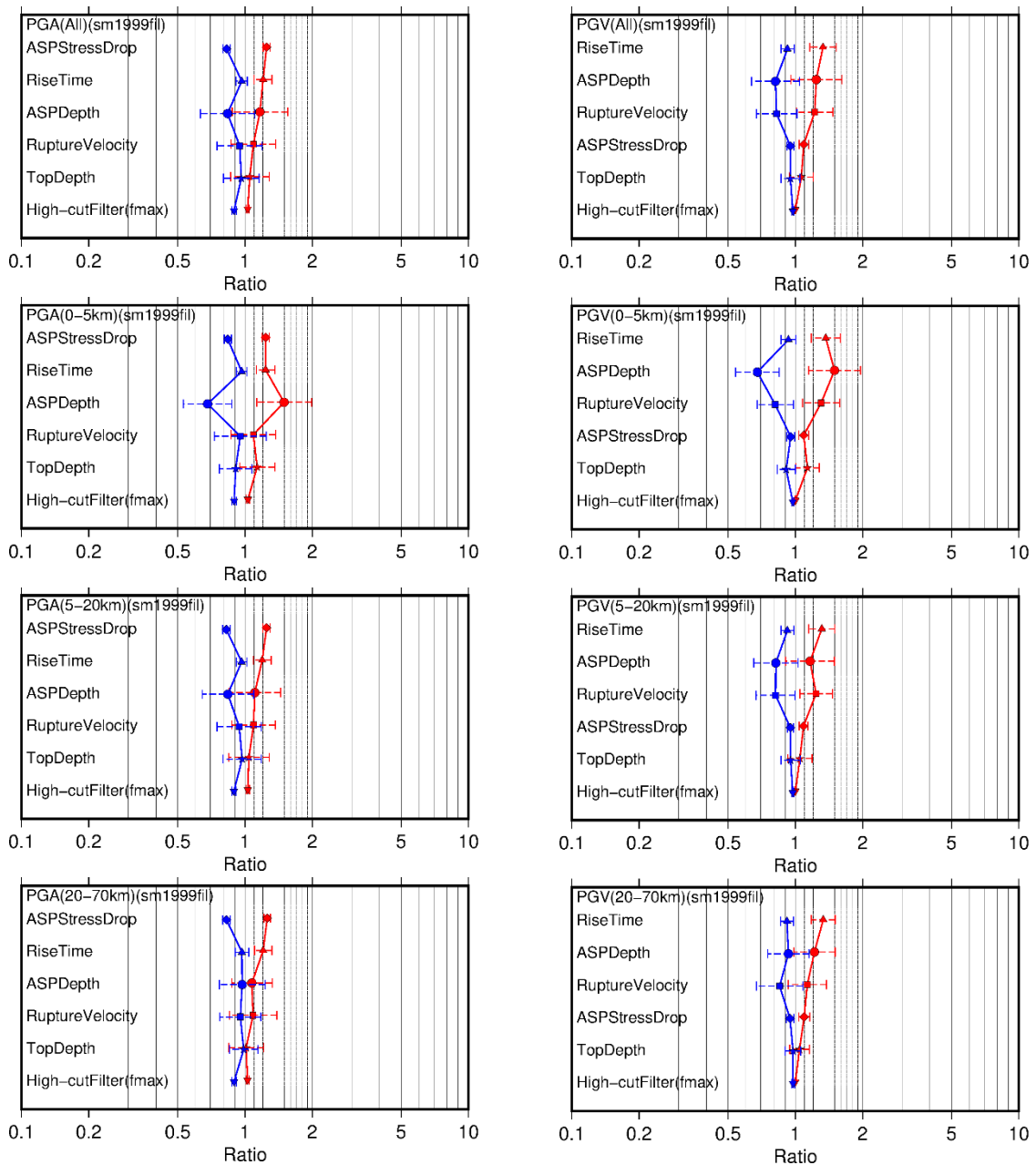
(a) スペクトル比 (NS)

(b) スペクトル比 (EW)

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (内陸型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁹

図 2.1.26 基本モデルに対する Boore (2003)モデルによるスペクトル比の比較

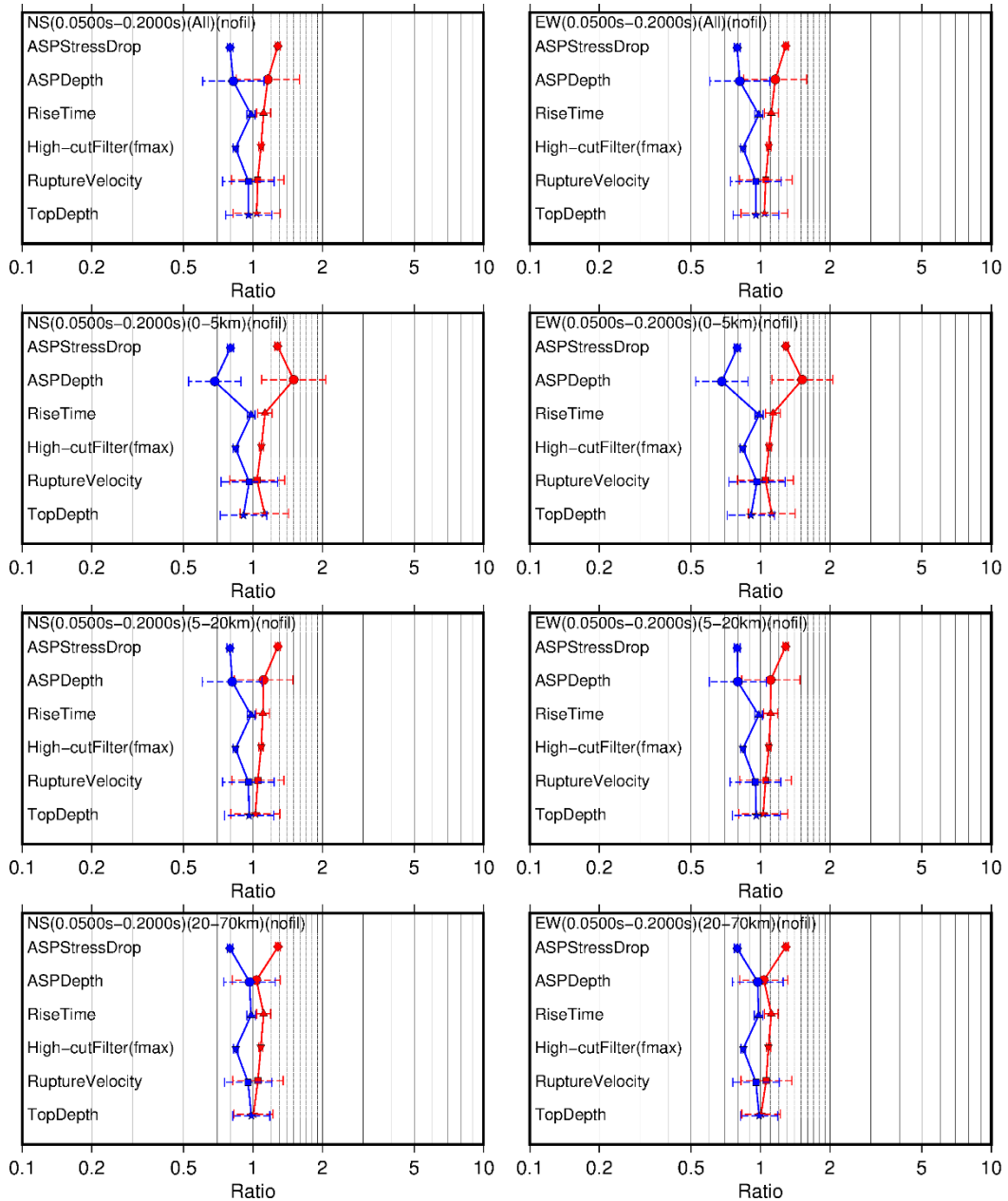
Fig. 2.1.26 Comparison of the ratios of pSv from the uncertainty model using the Kagawa fmax filter to the basic model



上から順番に全評価地点、断層極近傍地点（断層最短距離が 5 km 以下）、近距离地点（断層最短距離は 5-20 km）、中距離地点（断層最短距離が 20-70 km）。●：アスペリティの位置（深さ方向）、◆：アスペリティの応力降下量、■：破壊伝播速度、▲：ライズタイム、▼：高周波数遮断特性、★：地震発生層の上端深さ、それぞれの不確かさを

出典) 一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書⁹

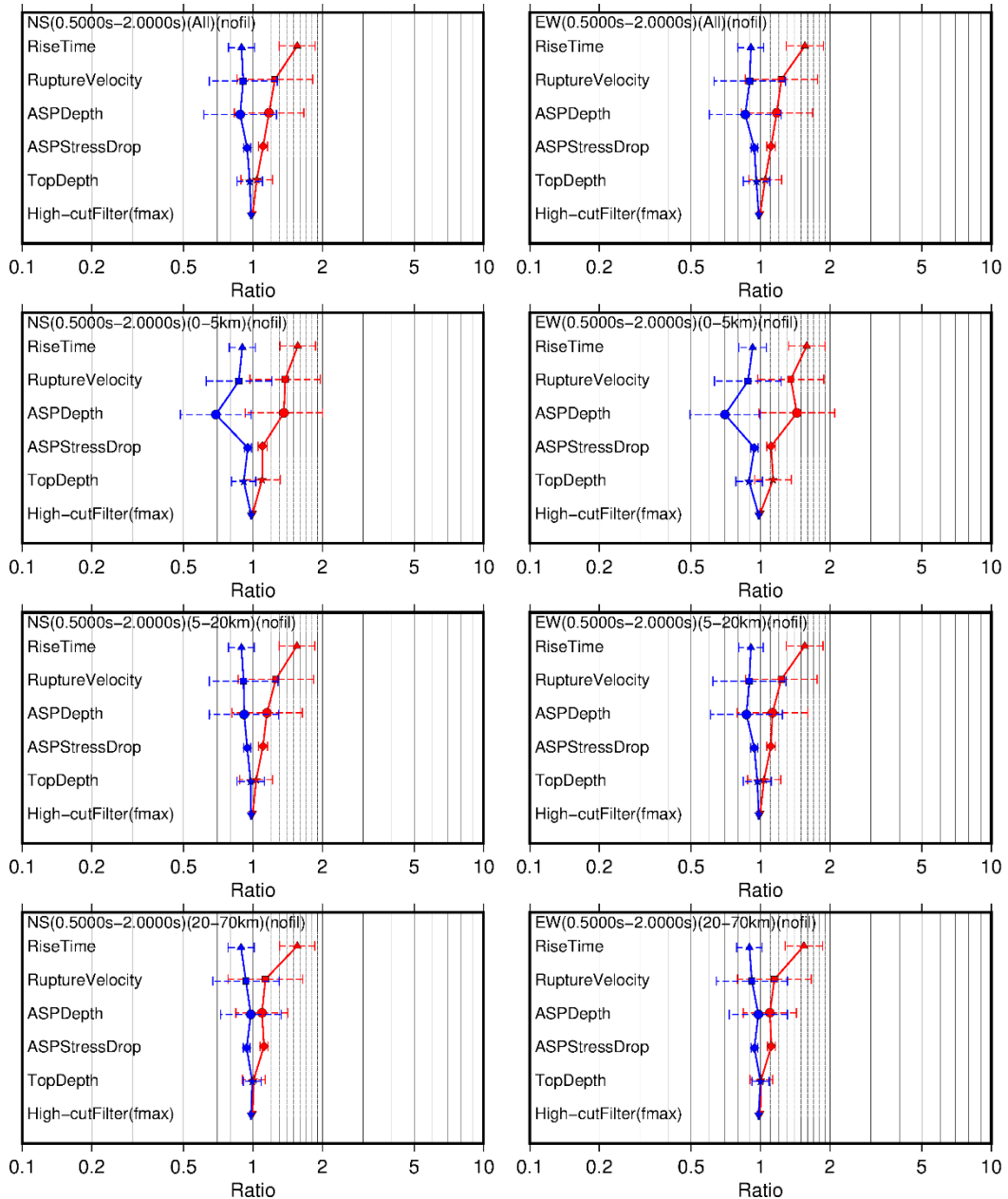
図 2.1.27 最大加速度（左）と最大速度（右）への影響度の比較
 Fig. 2.1.27 Comparison of impacts on peak ground accelerations (PGA, left)
 and peak ground velocities (PGV, right)



上から順番に全評価地点、断層極近傍地点（断層最短距離が 5 km 以下）、近距離地点（断層最短距離は 5-20 km）、中距離地点（断層最短距離が 20-70 km）。●：アスペリティの位置（深さ方向）、◆：アスペリティの応力降下量、■：破壊伝播速度、▲：ライズタイム、▼：高周波数遮断特性、★：地震発生層の上端深さ、それぞれの不確かさを
 出典）一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書⁹

図 2.1.28 周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）への影響度
 （左：NS，右：EW）

Fig. 2.1.28 Comparison of impacts on pSv at periods of around 0.1 second
 (averaged over the period range of 0.05 to 0.2 seconds)



上から順番に全評価地点、断層極近傍地点（断層最短距離が 5 km 以下）、近距離地点（断層最短距離は 5-20 km）、中距離地点（断層最短距離が 20-70 km）。●：アスペリティの位置（深さ方向）、◆：アスペリティの応力降下量、■：破壊伝播速度、▲：ライズタイム、▼：高周波数遮断特性、★：地震発生層の上端深さ、それぞれの不確かさを
 出典）一般財団法人地域地盤環境研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書⁹

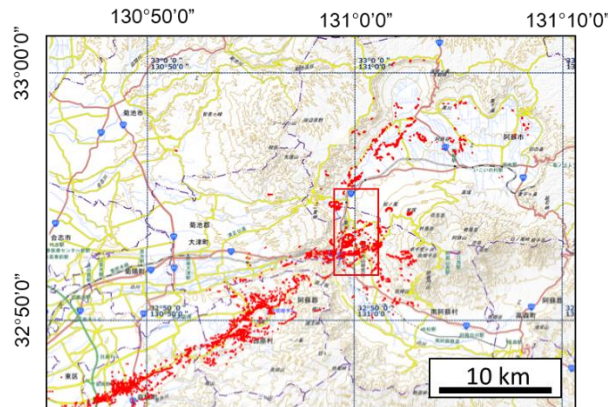
図 2.1.29 周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）への影響度
 （左：NS，右：EW）

Fig. 2.1.29 Comparison of impacts on pSv at periods of around 1 second
 (averaged over the period range of 0.5 to 2 seconds)

2.1.2 熊本地震を対象とした内陸地殻内地震の断層長さに関する調査手法の検討

(1) はじめに

布田川断層帯は、西南日本九州中西部熊本県阿蘇郡南阿蘇村立野～上益城郡益城町を経て宇土半島まで東北東-西南西方向に伸びる断層帯で、熊本市北甘木付近で北東-南西～北北東-南南西走向の日奈久断層帯と斜交する。両者を合わせて布田川-日奈久断層帯とも呼ぶ³⁶。布田川断層帯の一部は、熊本地震の震源断層としても知られている。熊本地震発生以前、布田川断層の東端は阿蘇カルデラの外側とされていた³⁶。熊本地震発生後、布田川断層帯沿いには、多くの地表地震断層及び亀裂が生じた(図 2.1.30)³⁷。地表地震断層は、従来断層が認定されていなかった北東延長の阿蘇カルデラ内部にまで出現し、布田川断層帯が従来評価されていた長さよりも長い可能性が示された。各研究機関の調査、報告を受け、阿蘇地域における布田川断層帯は、従来の評価よりも東側のカルデラ内に少なくとも約 4km 延びることが確認された³⁸。また、地震による地表の亀裂は、変動地形学的に認められる活断層トレース以外の場所にも出現したが、これらの多くは活断層である可能性があると考えつつも、現状においては変動地形学的あるいは地質学的にこれを裏付ける根拠が見つかっていない³⁸。上述のとおり、同地震発生前後では、布田川断層帯の北東端部についての評価が変更されているが、同地震発生前に、端部評価が可能な調査結果が十分に蓄積されていなかったことも大きな要因である。



出典) 背景に地理院地図(国土地理院)を利用して作成

図 2.1.30 平成 28 年(2016 年)熊本地震時に出現した亀裂分布

Fig. 2.1.30 Cracking distributions owing to the 2016 Kumamoto Earthquake

断層長は、断層活動時の強震動評価のための重要なパラメータである。一般的に断層は主部ほど明瞭であり、端部に向かうと不明瞭になり最終的に消滅するが、断層長の決定においては、不明瞭な端部周辺の地質構造の評価が極めて重要となる。そこで、実際に内陸地殻内地震が発生した活断層において、断層端部の地質構造の特徴を捉え、震源断層評価に有効な知見を得ることを目的として、布田川断層帯の北東延長域である阿蘇カルデラ内

部において地質調査（ボーリング調査）、地球物理学的調査（重力データ解析、微動アレイ探査、反射法地震探査、地中レーダー探査）を実施し、得られたデータから断層長を検討した。

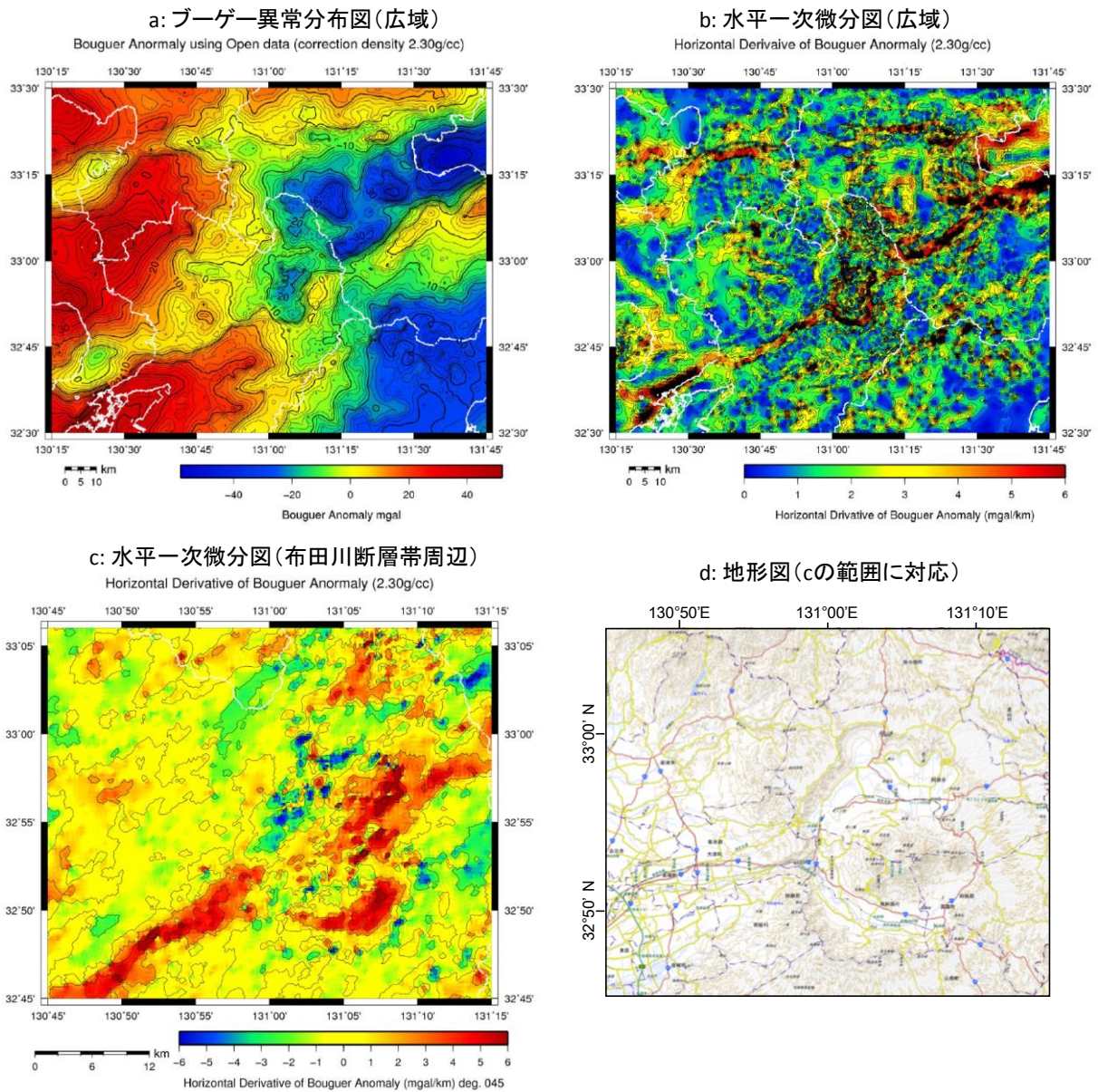
（２） 重力データの解析結果

布田川断層が分岐、延長していると想定される阿蘇カルデラ及びその周辺において、断層端部の評価に資するため、既存の重力測定値を用いて詳細に検討した。はじめに熊本地震の震源域を対象領域とした重力異常分布を求め、高重力異常および低重力異常の形状を検討した。次に重力異常の水平方向微分の絶対値をとった水平一次微分および各方向微分を求めた。

使用した陸域のデータとして、日本重力 DVD³⁹の観測値、名古屋大学/中京大学及び金沢大学の重力データベースの観測値を用いた。海域は有効な観測データが得られないため、日本重力 DVD³⁹におけるブーゲー異常グリッドデータを補完的に用いた。解析では、地形補正および仮定密度 2.30g/cc のブーゲー補正を施した。得られた重力異常分布グリッドデータの格子間隔は 250m となる。

本解析の結果得られた、熊本地震の震源域全体を対象とした重力異常分布図及び水平一次微分図と、調査領域周辺を拡大した水平一次微分図（北西－南東方向）を作成した（図 2.1.31）。水平一次微分は短波長成分を強調する一つの特徴であり、小さな規模の構造変化を反映する指標となる⁴⁰。ブーゲー異常図においては、阿蘇山を中心としたカルデラ内の低重力異常と阿蘇山外輪に沿った高重力異常が見られ、カルデラを取り込む頂部（カルデラリム）の円状の構造形態が確認できる（図 2.1.31a）。水平一次微分からは、北東－南西の線構造が確認できる（図 2.1.31b）。布田川断層帯にほぼ直交する北西－南東方向の水平微分からは布田川断層帯に沿った線構造がさらに強調されて見られる（図 2.1.31c）。

以上より、重力データの解析からは、構造が変化するゾーンが連続的に確認できた。これは、大局的には地質構造の境界を示すと考えられるが、布田川断層帯がこの地質構造の境界で活動している可能性を考えると、布田川断層帯が阿蘇カルデラを北東－南西方向に横断するポテンシャルを有しているとも言える。



出典) d: 背景に地理院地図(国土地理院)を利用して作成

図 2.1.31 ブーゲー異常分布図及びその水平一次微分図

Fig. 2.1.31 Bouguer anomaly and horizontal derivative bouguer anomaly maps

(3) 微動アレイ探査の結果

布田川断層帯延長部の深部までの S 波速度構造を把握する目的で微動アレイ探査を実施した。探査位置図を図 2.1.30 の赤枠で示す。微動は、地球表面の至る所に恒常的に存在する振幅の非常に小さい地表面の振動の総称である。現地観測作業は平成 29 年 11 月 13 日から平成 29 年 11 月 29 日にかけて実施し、1 地点あたり R=500m (L)、250m (M)、160m (S)、80m (SS) 及び 20m (SSS) の 5 種類のアレイ半径を設定した。サンプリング間隔は 10 ミリ秒 (100Hz) であり、データ取得時間は目安として L、M アレイは 3 時間以上、S、SS アレイは 1 時間以上、SSS アレイは 40 分程度を確保した。

各アレイで得られた統合した分散曲線を図 2.1.32 に示す。A、C、D、E アレイ以外は 1Hz よりも低周波数側で概ね重なっていることが確認でき、深部地盤では同じような速度構造を示すものと考えられる。また、D、E アレイについても同じような傾向を示す分散曲線となっている。A アレイについては分散曲線が接続せず、A アレイの 0.5Hz 以下の分散曲線は、0.2Hz~0.8Hz の B、C、F、G、H、I、J アレイの分散曲線グループと調和的である。

得られた分散曲線に対して、焼きなまし法を用いた逆解析により 1 次元 S 波速度構造を算出した。図 2.1.33 には得られた 1 次元 S 波速度構造を横方向に並べたものを示した。得られた速度構造を見てみると、A アレイは (1km/s 以下の) 速度の遅い層が深さ 500m 以上堆積しており、この層は B から C アレイに向かうにつれて薄くなっていることが確認できる。そして D アレイから H アレイにかけて再び速度の遅い層が厚くなっている様子が認められ、I アレイ、J アレイでは再び遅い速度の層が薄くなっている。

速度低下域がみられる G アレイから H アレイは従来の布田川断層帯の北東延長域にあたる。この速度低下域が比較的厚い堆積層の存在を反映しているとするれば、本地域は長期的な沈降場になっている可能性が考えられるため、布田川断層帯の評価を実施するうえで有用な情報となる。

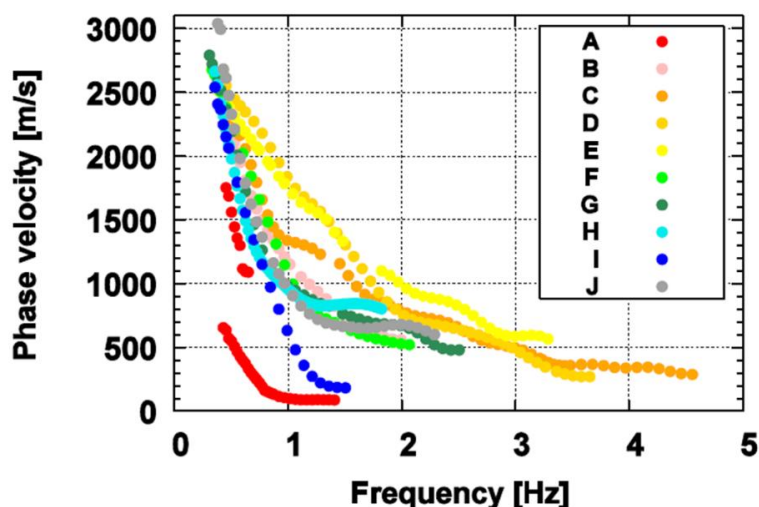


図 2.1.32 統合した各アレイの最終的な分散曲線

Fig. 2.1.32 Deciding dispersion curve of integrated each array

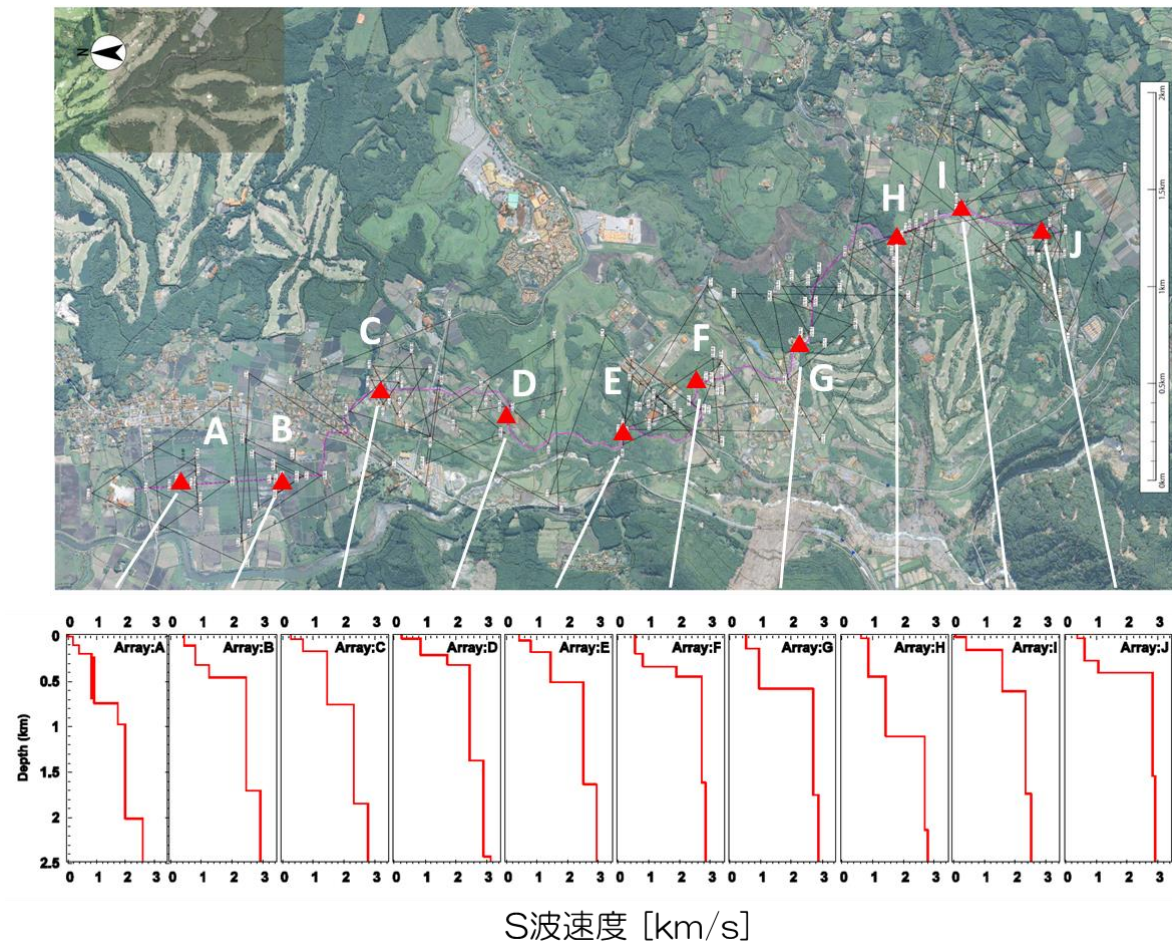


図 2.1.33 微動アレイ探査による S 波速度構造

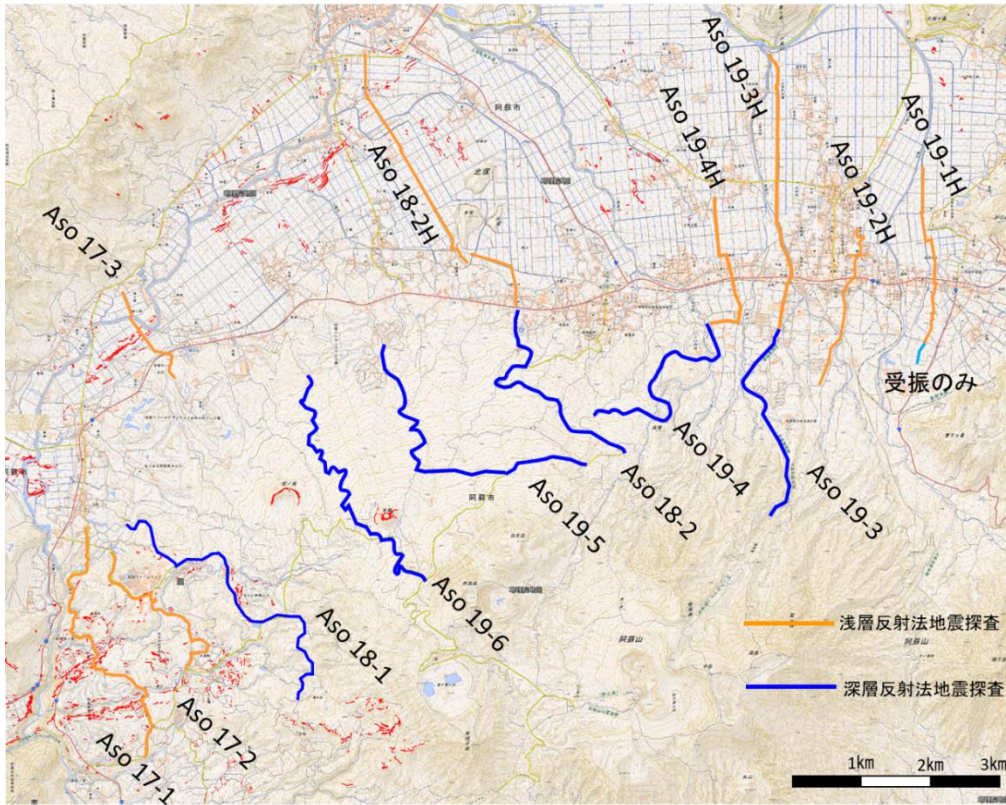
Fig. 2.1.33 S-wave velocity profile from tremor probing method

注) 図 2.1.30 の赤枠の部分を一週りに 90 度回転したものであり、上図の左上に示す矢印の向きは北方向を指している。

(4) 反射法地震探査の結果

断層端部の地質構造の特徴を捉えることを目的として、布田川断層帯の北東延長域である阿蘇カルデラ内部において反射法地震探査を実施した。調査地域において、14 測線にわたって反射法地震探査を実施した（図 2.1.34）。このうち、西から東の順番に代表的な Aso17-1 測線、Aso17-2 測線、Aso18-1 測線、Aso18-2・2H 測線、Aso19-2H 測線、Aso19-1H 測線をそれぞれ図 2.1.35～図 2.1.40 に示す。いずれのプロファイルにおいても、深度 200～400 m 付近に連続性の良い強い反射面が認められる。Aso17-1 測線（図 2.1.35）では深度 200m 付近からやや浅部に直線性の良い強反射面がみられる。強反射面は、CDP580 及び CDP1020 の位置で切られ、CDP800 付近でたわんでいる。Aso17-2 測線（図 2.1.36）では、直線性の良い強反射面が、CDP380 及び CDP 660 の位置で切られる。また、CDP800 付近でもやや不連続となる。Aso18-1 測線（図 2.1.37）では、深度 200m 付近の直線性の良い強反射面が、CDP300 以降で連続しない。Aso18-2 測線（図 2.1.38）では深度 300m 付近に連続性の良い強反射面が存在し、反射面は CDP170 付近で切られる。また、CDP60 から CDP 90 の付近においては、局所的な隆起部が認められる。CDP1650 付近の地下 100m 付近から、南方向に連続する低角の逆断層を判読することができる。Aso19-2H 測線（図 2.1.39）では、浅部に連続性のよい強い反射面が認められる。断層等が疑われるような構造の不連続部は認められない。Aso19-1H 測線（図 2.1.40）においても、浅部に連続性のよい強い反射面が認められる。断層等が疑われるような構造の不連続部は認められない。また、CDP600 から 1000 の付近にかけて、上に凸の反射パターンが認められるが、これは Aso19-1H 測線の脇に位置する外輪山（図 2.1.34）の地下延長部と考えられる。

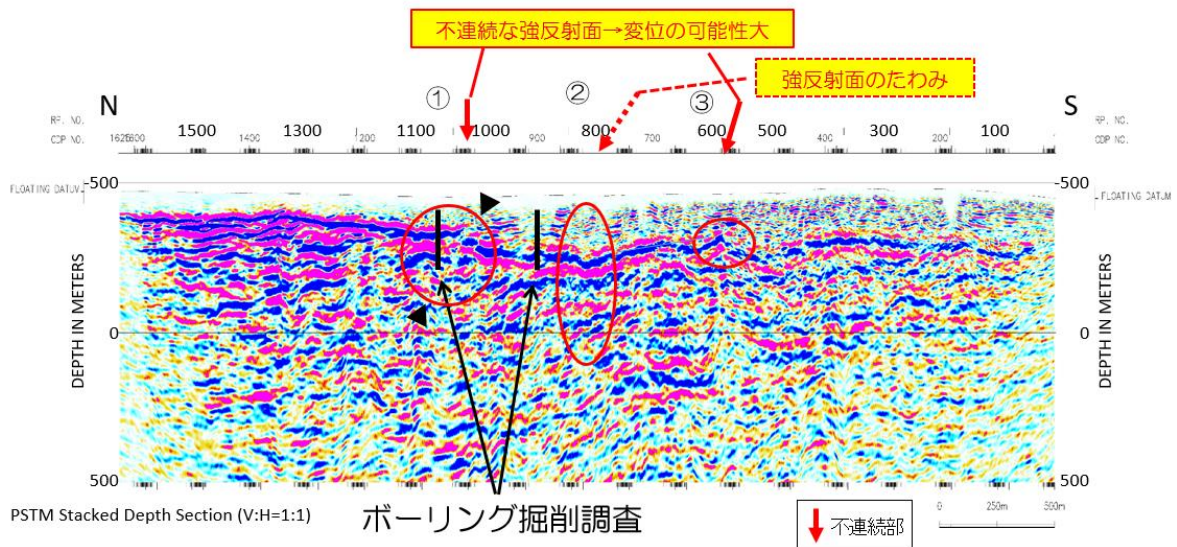
これら強反射面の不連続部は東北東－西南西方向に連続して出現し、布田川断層帯の走向方向と調和的に分布する。このことから、強反射面の不連続部は布田川断層帯の北東延長部にあたる可能性が高い。



出典) 背景に地理院地図 (国土地理院) を利用して作成

図 2.1.34 反射法地震探査の測線図

Fig. 2.1.34 Traverse lines of reflection survey.



出典) 内田ほか (2019) ⁴⁵ を編集

図 2.1.35 Aso17-1 測線重合前時間マイグレーション深度断面図

Fig. 2.1.35 Pre-stack migrated seismic depth section of Aso17-1 traverse

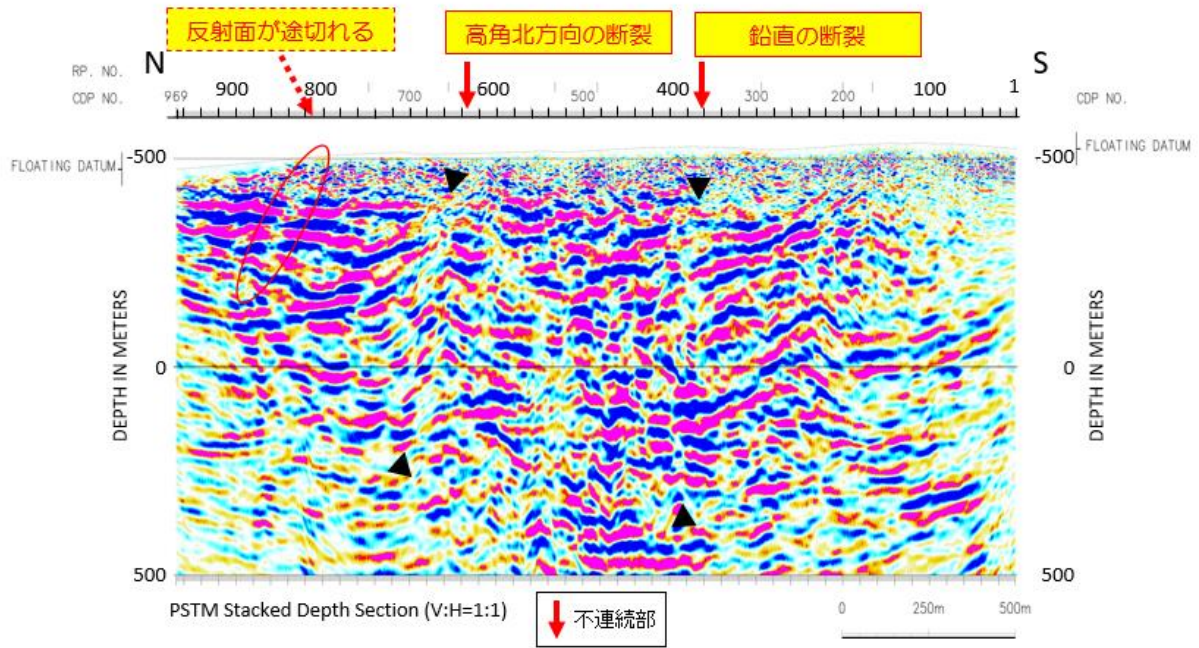


図 2.1.36 Aso17-2 測線重合前時間マイグレーション深度断面図
 Fig. 2.1.36 Pre-stack migrated seismic depth section of Aso17-2 traverse

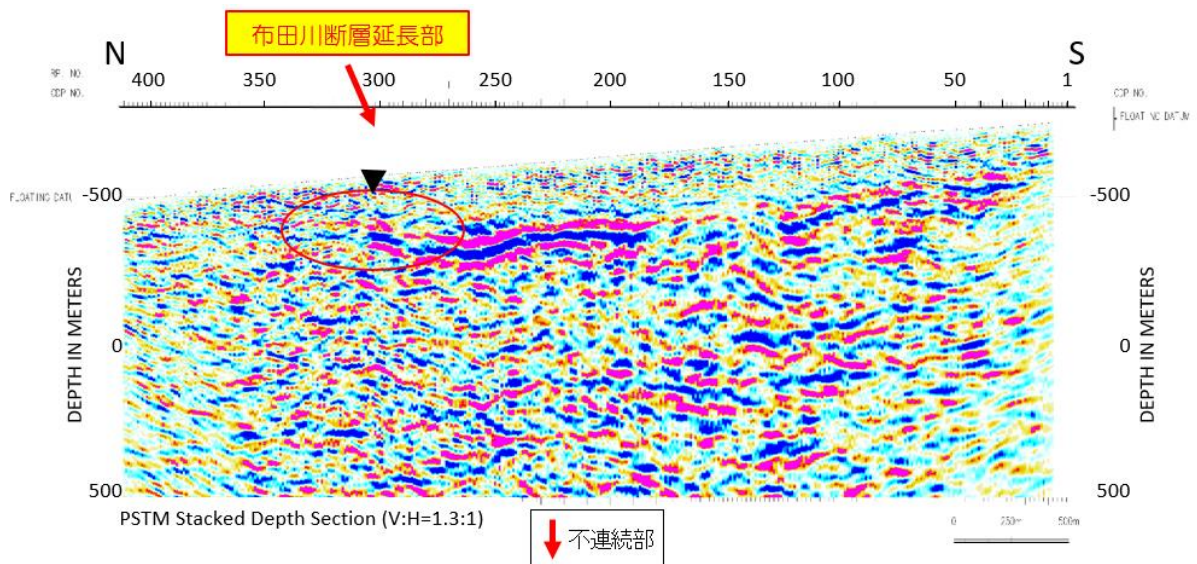
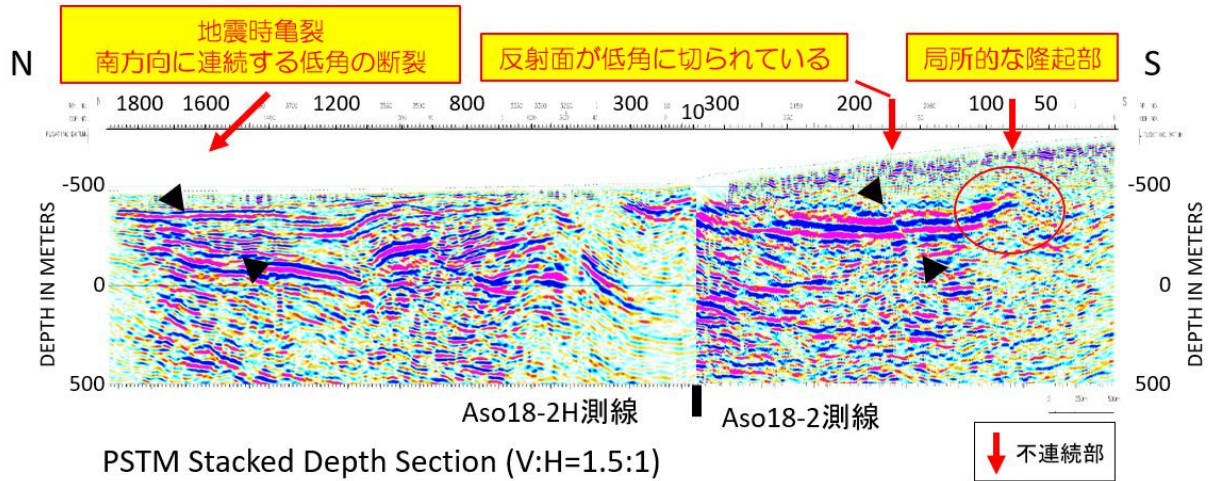


図 2.1.37 Aso18-1 測線重合前時間マイグレーション深度断面図
 Fig. 2.1.37 Pre-stack migrated seismic depth section of Aso18-1 traverse



出典) 内田ほか (2019) ⁴⁵ を編集

図 2.1.38 Aso18-2・2H 測線重合前時間マイグレーション深度断面図
Fig. 2.1.38 Pre-stack migrated seismic depth section of Aso18-2/2H traverse

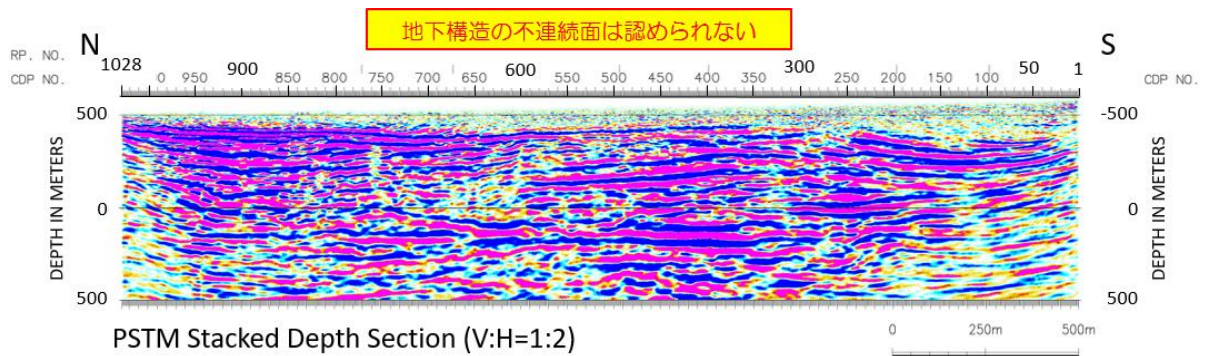


図 2.1.39 Aso19-2H 測線重合前時間マイグレーション深度断面図
Fig. 2.1.39 Pre-stack migrated seismic depth section of Aso19-2H traverse

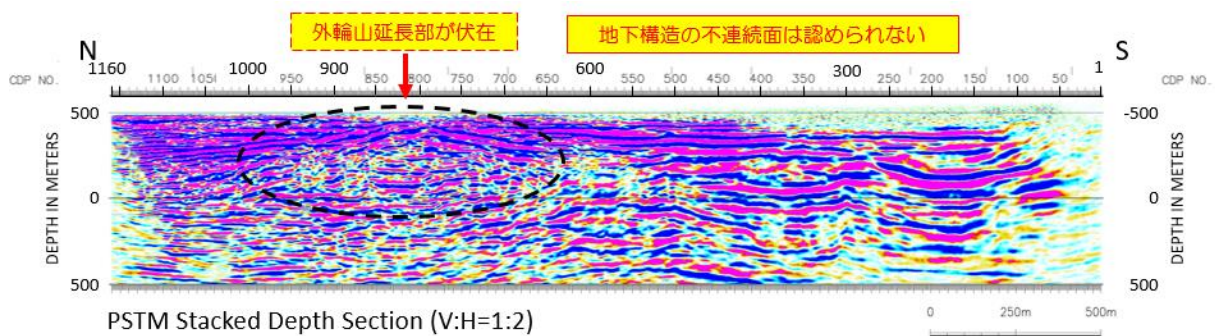
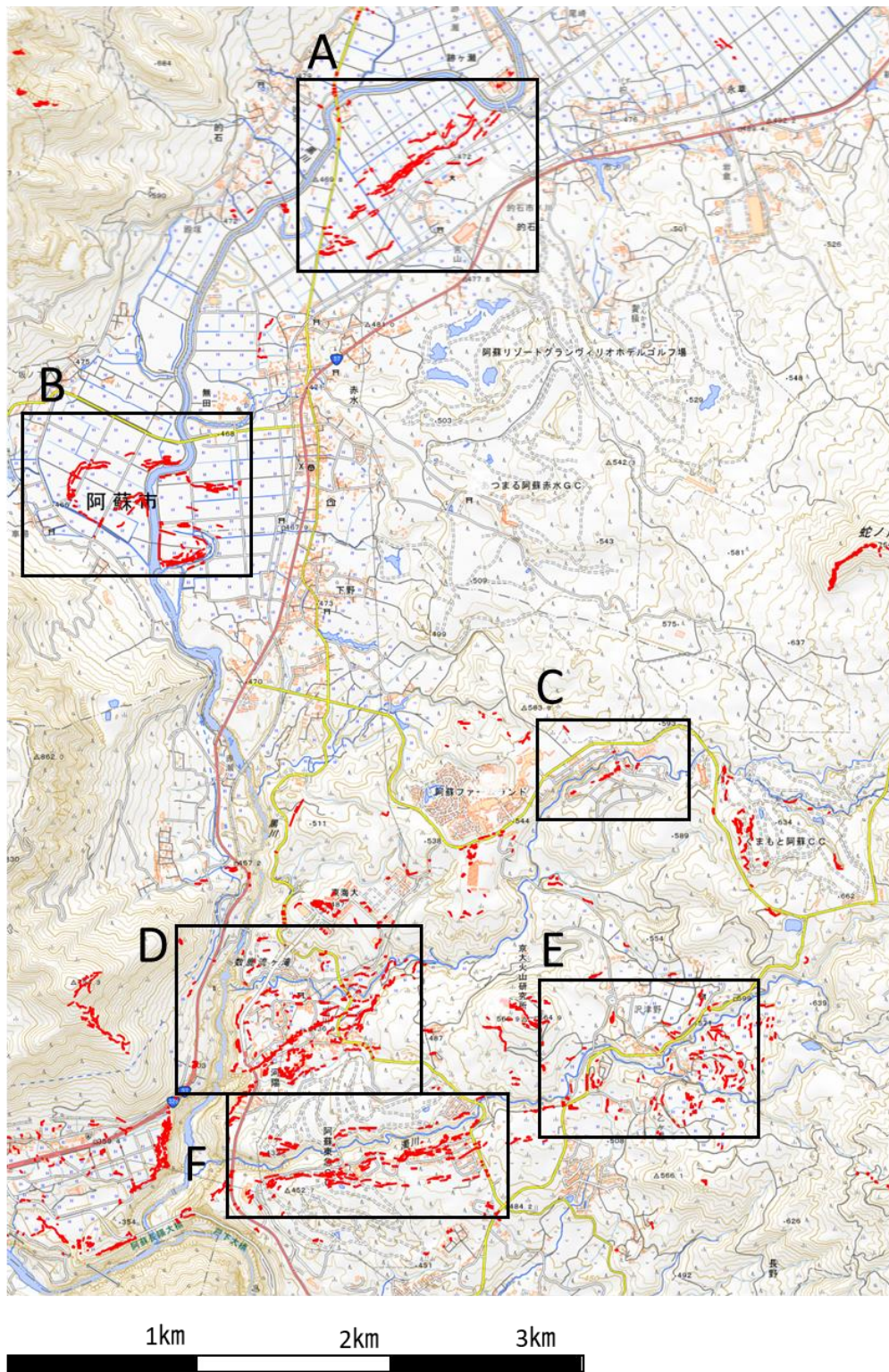


図 2.1.40 Aso19-1H 測線重合前時間マイグレーション深度断面図
Fig. 2.1.40 Pre-stack migrated seismic depth section of Aso19-1H traverse

(5) 地中レーダー探査の結果

地中レーダー探査は、地表に亀裂が現れている部分の浅層部の状況を把握する目的で実施した。調査地は図 2.1.41 に示すように A～F の 6 つのブロックに分けた。ブロック C～D を結ぶ方向もしくはブロック E～F を結ぶ方向に布田川断層帯の東部延長部分が存在すると想定され、国土地理院の亀裂分布図では、この周辺に西南西－東北東方向の亀裂が卓越して分布する。このうち、D ブロック及び F ブロックにおける代表的な結果を示す（図 2.1.42）。D ブロックの探査例（図 2.1.42a）では、距離程 9.8m 及び 14.5m に地表に亀裂が存在する。探査断面では距離程 10m 付近において、表層付近から標高 435m 付近までの地層境界に、連続的に約 0.2m の南落ち段差が認められる。また、15.4m 付近で地下約 1.2m の地層境界の連続性が途切れており、それぞれ断層の存在が推測される。F ブロックの探査例（図 2.1.42b）では、距離程 9.5m の亀裂、22.5m の地表面の段差付近で、地層境界の明瞭な南落ち段差が認められる。落差は前者が約 0.2m、後者が約 0.4m である。また距離程 22～25m の地下約 2～3m に緩み域あるいは空洞と考えられる反射パターンが認められる。距離程 7m 付近の地下約 2m、12m 付近の地下約 1.2m には、埋設管と考えられる上に凸の双曲線パターンが認められる。

これらの結果から、D ブロック及び F ブロック付近に連続的に分布する地表亀裂の少なくとも一部は、地下にも連続していると推定でき、布田川断層帯の東端部は従来の評価よりも東側のカルデラ内に少なくとも約 4km 延びるとされた結果³⁸を追認することとなった。



出典) 背景に地理院地図 (国土地理院) を利用して作成

図 2.1.41 地中レーダー探査の調査位置図

Fig. 2.1.41 Locality map of ground-penetrating radar

注) 図中の赤点は空中写真判読による亀裂を表す。

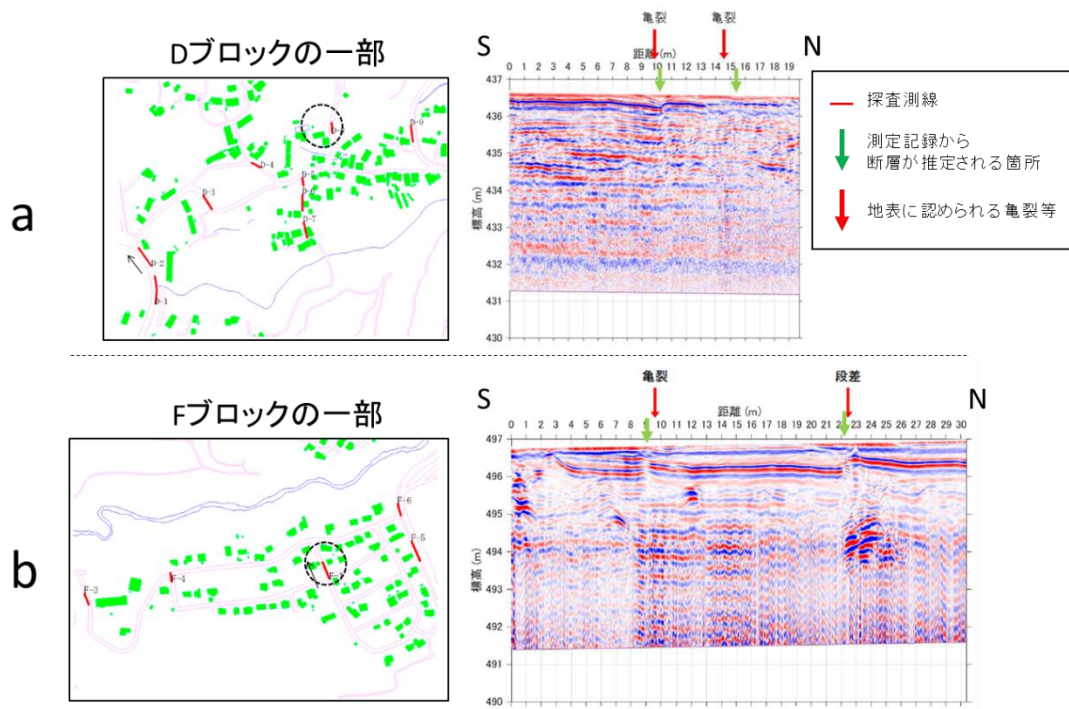


図 2.1.42 代表的な地中レーダー探査の結果
 Fig. 2.1.42 Representative examples of ground-penetrating radar

(6) ボーリング調査の結果

ボーリングコア試料を用いたコア観察を実施し地質構造を把握するため、Aso 17-1 測線（図 2.1.35）の CDP1050 付近及び CDP900 付近において、それぞれ MK-01 孔及び MK-02 孔を掘削した。掘削長はともに約 200m である。両孔の対比図を図 2.1.43 に示す。反射法地震探査によって、深度 200m 付近からやや浅部に見られた直線性の良い強反射面（図 2.1.35）は、今回掘削したボーリング孔の位置においては、MK-01 孔では 120m～150m の付近、MK-02 孔では 180m 付近に対応するものと考えられる。この反射面は、強いトラフの波で特徴づけられ、溶岩のような硬質岩の下に比較的柔らかい火山碎屑岩類が接するような層準からの反射波に相当する可能性が考えられる。一つの可能性として立野溶岩の下底面のような層準が考えられる。

N

S

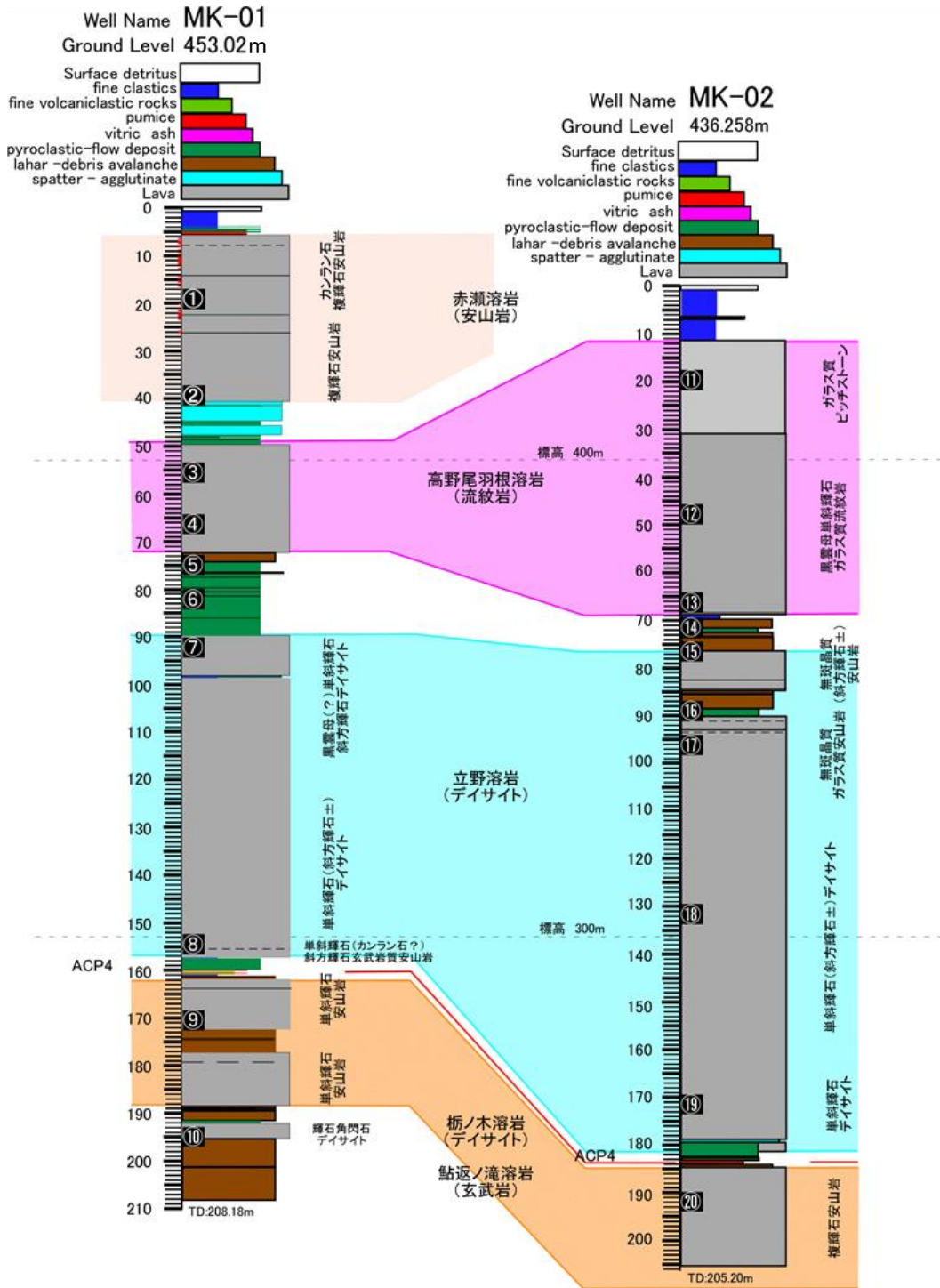
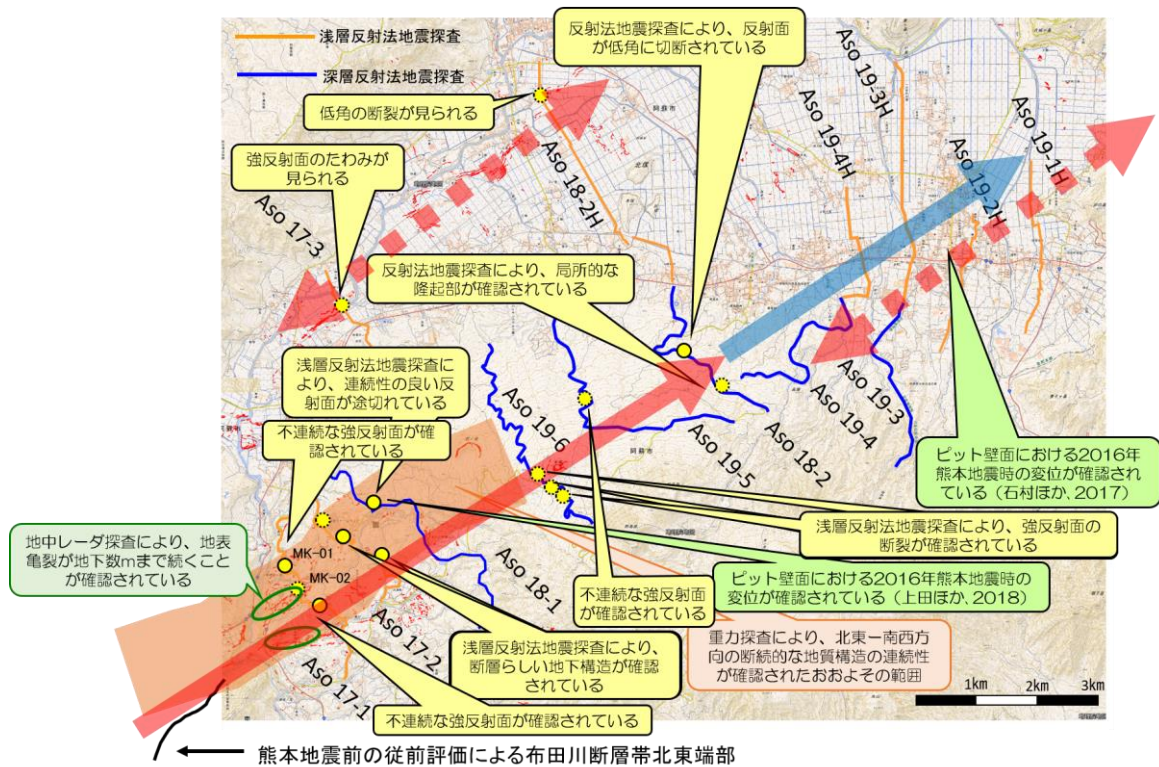


図 2.1.43 MK-01 孔及び MK-02 孔の柱状対比図

Fig. 2.1.43 Correlation of columnar sections of MK-01 and MK-02

注) 立野溶岩と栃木溶岩の層間には火砕流堆積物及び、火山碎屑物が存在する。



出典) 背景に地理院地図 (国土地理院) を利用して作成

図 2.1.44 各種解析結果の整理及び震源として考慮する活断層の評価

Fig. 2.1.44 Arrangement of each surveys and assessment of capable faults

注) 赤矢印が活動可能性のある断層として評価すべき範囲。青矢印は、活動可能性のある断層として認定可能な範囲。破線矢印は強反射面の断裂や地表の亀裂は認められるものの、布田川断層延長と明確には認定できない範囲をそれぞれ表す。

(7) 総合解釈

各種の調査、解析結果を図 2.1.44 に整理した。重力データの解析からは、構造が変化するゾーンが連続的に確認でき、布田川断層帯が阿蘇カルデラを北東－南西方向に横断するポテンシャルを有していると考えられる。このような大規模な地質構造の境界は中部九州地溝帯の南限である大分－熊本構造線⁴¹に相当し、この一部が布田川断層帯として活動している可能性がある。微動アレイ探査の結果からも、布田川断層帯の北東延長域において、比較的厚い堆積層の存在を反映している可能性がある速度低下域がみられ、長期的な沈降場の存在が示唆されたことは、これらの推定を支持している。また、重力データの解析からは、カルデラリムの円状の構造形態も確認できた。このことから、阿蘇カルデラによる最近の地質時代の活動により地質構造の境界が乱されていると推定でき、阿蘇カルデラ内においては、断層の活動の履歴を数十万～数百万年前のオーダーまで遡って評価することはそもそも困難である。そのため、阿蘇カルデラが活発化した約 10 万年前より若い堆積物の変位、変形をもって、「将来活動する可能性のある断層等」を認識することになる。

反射法地震探査の結果からは、強反射面の不連続部は東北東－西南西方向に連続して出現し、布田川断層帯の走向方向と調和的に分布することが示された。このことから、強反射面の不連続部は布田川断層帯の北東延長部にあたる可能性が高い。特に、従来の布田川断層帯北東端部から数 km 以内の Aso17-1 測線近傍では、地中レーダー探査の結果からも布田川断層帯の東端延長が伸びることが示され、Aso18-1 測線沿いでは、他の機関によりトレンチ調査が実施され、地層の変位が確認されている⁴²。さらに北東延長方向にあたる Aso18-2 測線では低角の逆断層及び局所的な隆起部が見られた。これは、布田川断層帯の地震時の変位センスとは調和しないため、横ずれ変位に伴うプレッシャーリッジである可能性が考えられる。「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」⁴³のうち、「海上音波探査マニュアル」は陸域における反射法地震探査にも適用可能であり、「活断層の端部と認定されている場所の延長付近においても、活断層を見逃すことがないよう、調査及び検討が十分に行われているかを確認すること。」とされている。よって、少なくとも従来の布田川断層北東端部から Aso18-2 測線までは一連の断層とみるべきであり、さらに断層端部の不確かさを数 km (概ね 5km) 考慮することにより、震源過程解析から得られた震源断層¹⁵ (図 2.1.6) を概ね説明できる。

一方、北東の Aso19-2H 測線及び Aso19-1H 測線では、浅部に連続性のある強い反射面が認められ、断層等が疑われるような構造の不連続部は認められなかった。Aso19-2H 測線沿いの阿蘇市宮地では、ピット壁面において 2016 年熊本地震時の変位が確認されているが、少なくとも地表付近においてはそれ以前の活動の履歴は確認されなかった⁴⁴。したがって、過去の活動履歴を踏まえると、宮地付近で確認された断層⁴⁴は、これまで述べてきた布田川断層帯の北東延長とは違い、2016 年熊本地震時に受動的に動かされたか、または別のセグメントを構成している可能性がある。この断層のさらなる北東延長部を検討するには、

さらなる調査が必要であるが、各種の調査を踏まえて「将来活動する可能性のある断層等」を認識することになれば、さらに連動性を考慮に入れた震源断層を想定することになる。

断層の長さの評価において、複数の調査を組み合わせる必要があるのは言うまでも無いが、一つの測線または特定の調査に基づき評価を行うと、構造の不連続部にあたった場合、長さを過小評価する危険性がある。本研究では、複数の測線で評価することの重要性が改めて確認できた。また、本研究では、布田川断層の延長域でも、断層が確認された。震源断層に連続するかどうかは不明であるが、地表付近の堆積物を明瞭に切っていることから、「将来活動する可能性のある断層等」に相当する。調査地域が火山地域であることから、最近の地質時代の活動により地質構造の境界が乱されていると推定される。したがって、断層活動に伴う典型的な累積変位が見られなかったとしても、約 12～13 万年前以降の堆積物に変位、変形が見られ、そしてそれが平面的に連続的に追跡できれば、「将来活動する可能性のある断層等」として認定すべきであることが、改めて示された。

2.1.3 プレート間巨大地震等による地震動の評価手法の検討

(1) はじめに

「プレート間地震及び海洋プレート内地震に関しては、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」が新規規制基準で規定されている。地震調査研究推進本部のプレート間地震の特性化震源モデルの設定手法は、東北地方太平洋沖地震以前の知見に基づいたものであり、その後世界で起きたプレート間巨大地震に関する研究で得られた知見を反映することが重要である。平成 28 年度までは、東北地方太平洋沖地震に対する震源過程解析、地震動再現解析等を実施し、強震動生成メカニズムの解明を検討したが、一般化した特性化震源モデルの設定手法には至っていない。また、地震調査研究推進本部は、海洋プレート内地震のうち、沈み込んだ海洋プレート内地震（以下「スラブ内地震」という。）の震源特性に関する近年の研究成果を基に、スラブ内地震の特性化震源モデルの設定手法を新たに追加し、レシピを更新した。ただし、国内で起きたスラブ内地震に関する研究事例が限られているため、海外で起きた地震を含めてより数多くの地震を調査し、地域的な特性及び沈み込むプレートの特性を明確にすることが重要である。本研究では、プレート間巨大地震を含む沈み込み帯巨大地震による地震動評価手法を整備することを目的に、関係機関と協力して、プレート間巨大地震及び海洋プレート内地震の地震動評価に関する検討を行った。なお、以下の報告は、平成 29 年度から令和元年度にかけて実施した株式会社大崎総合研究所への委託研究の成果をまとめたものである。

(2) プレート間巨大地震の地震動評価の検討

レシピは、強震動評価に関する既往の検討結果から、断層モデル法における震源特性パラメータの設定等について取りまとめた標準的な手法として、地震調査研究推進本部により公開されている。レシピでまとめたプレート間地震の震源特性パラメータの設定方法は、主に 1978 年宮城県沖地震や 2003 年十勝沖地震の地震動評価を踏まえて提案されたものであり、2011 年東北地方太平洋沖地震のようなプレート間巨大地震による地震動を評価するためには、過去の巨大地震の震源特性及び地震評価に関する知見を反映することが重要である。

そこで、本研究では、プレート間巨大地震を対象とし、地震動評価に用いた震源特性パラメータの設定手法の整備並びに巨大地震に適応できる統計的及び経験的グリーン関数法の高度化を行うことを目的とし、以下の巨大地震の観測記録の収集及び解析、並びにプレート間地震のスケーリング則の検討を実施した。

①巨大地震の観測記録の収集及び解析

表 2.1.9 に示す国外で発生した 2 つのプレート間巨大地震による観測記録を収集し分析し、長周期地震動に着目した震源過程解析により地震時の断層すべり量の空間分布を推定した。その結果を参考に、短周期地震動に着目して、特性化震源モデル及びその震源断層パラメータを設定し、要素断層の地震動として実際の観測記録を用いる経験的グリーン関数法による地震動再現解析を実施し、観測記録との比較に基づきレシピの適用性に関する検証を行うとともに、プレート間巨大地震の地震動評価における課題及びその解決策について整理した。

本研究では、2014 年チリ Iquique 地震及び 2015 年チリ Illapel 地震を対象に、地震動解析事例の調査や観測記録の収集を行うとともに、長周期波形を用いた震源過程解析並びに、短周期地震動に着目した（背景領域を含まない）SMGA モデル及び背景領域とアスペリティからなる特性化震源モデル（以下「アスペリティモデル」という。）を用いた地震動計算により地震動再現解析を行った。

長周期の震源過程解析によれば、両地震とも、断層破壊が部分的に地表（海溝軸）まで破壊した地震であり、スケーリング則の第 1 ステージと第 2 ステージの間の地震である可能性が考えられる（図 2.1.45、図 2.1.46）。

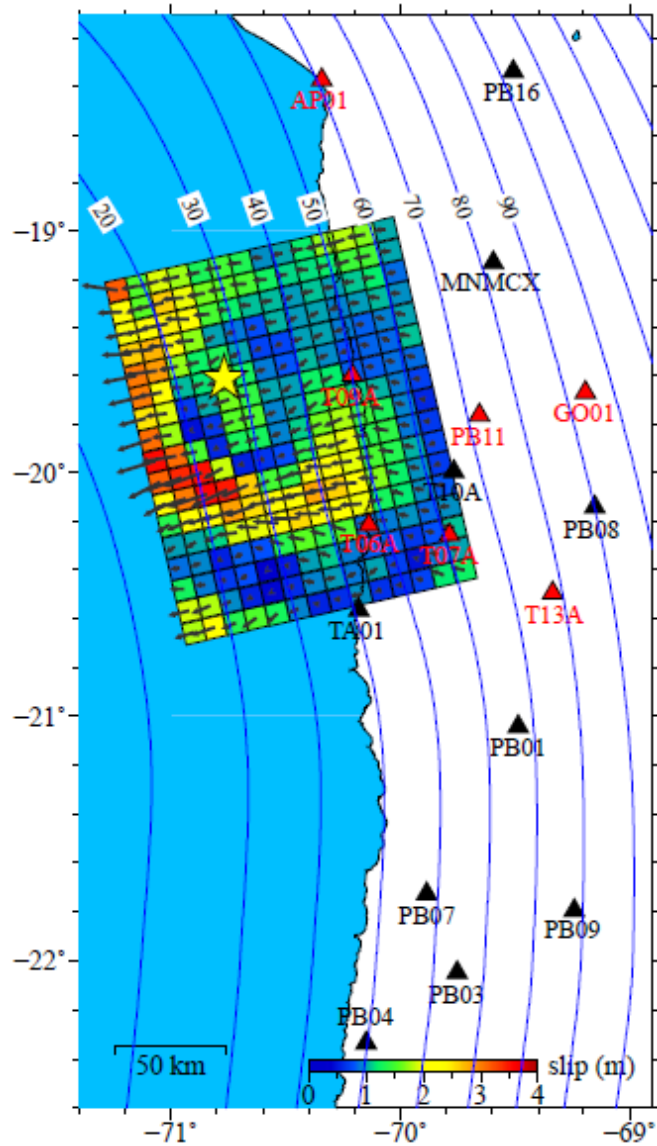
地震動再現解析の例として、2015 年チリ Illapel 地震を対象とした解析結果を図 2.1.47～図 2.1.49 に示す。SMGA モデルによる地震動再現解析では、アスペリティの位置が震源過程解析より得られた深部の大すべり域と一致しており、短周期側の地震動を良く再現できることがわかった。

アスペリティモデルによる地震動再現解析では、「レシピに基づいた場合」と「断層破壊が部分的に地表まで達することを考慮して試行的にモデル化した場合（Eshelby, 1957⁴⁶ による円形クラック式）」の 2 種類のアスペリティモデルを設定し（図 2.1.47）、アスペリティの位置が長周期の震源過程解析より得られた深部の大すべり域と一致しており、いずれの場合も短周期側の観測記録を概ね再現できることが分かった（図 2.1.48、図 2.1.49）。

表 2.1.9 解析対象としたプレート間巨大地震の一覧

Table 2.1.9 List of target subduction zone megathrust earthquakes

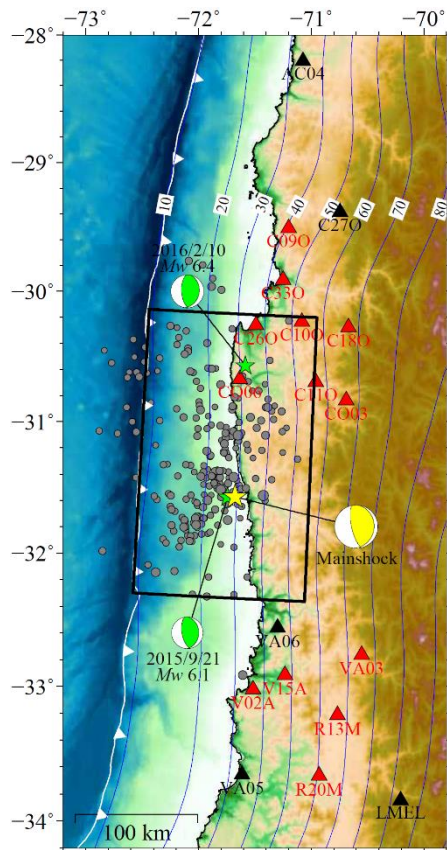
地震	震源過程解析	再現解析
2014 年チリ Iquique 地震 (M _w 8.1)	平成 29 年度に実施	平成 29 年度、平成 30 年度に実施
2015 年チリ Illapel 地震 (M _w 8.3)	平成 30 年度に実施	平成 30 年度、令和元年度に実施



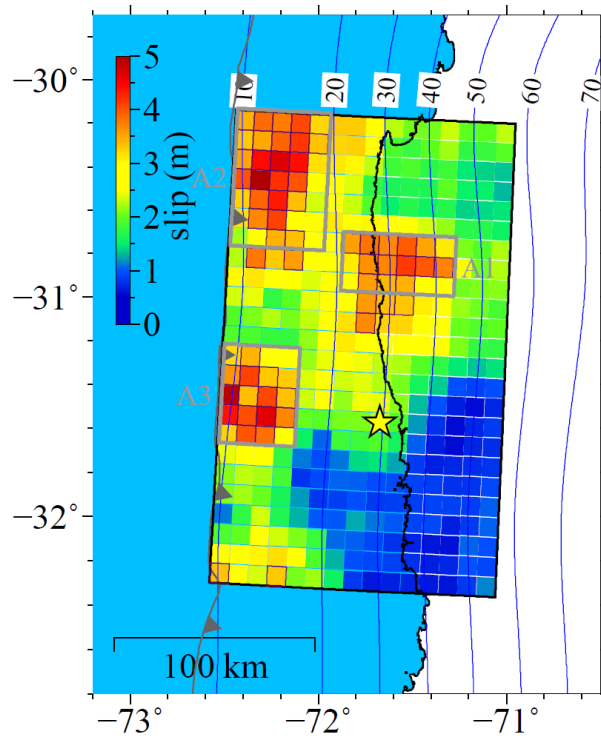
黄色星：破壊開始点
 三角：インバージョンに使用した観測点
 青コンター：Hayes et al. (2012)⁵¹によるプレート境界の深さ(km)

出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（海溝型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書⁴⁷

図 2.1.45 震源過程解析による 2014 年チリ Iquique 地震のすべり分布
 Fig. 2.1.45 Coseismic slip distributions during the 2014 Iquique, Chile earthquake based on source inversion analyses



(a) 断層投影図（黒矩形）
及び余震（灰色丸）分布図



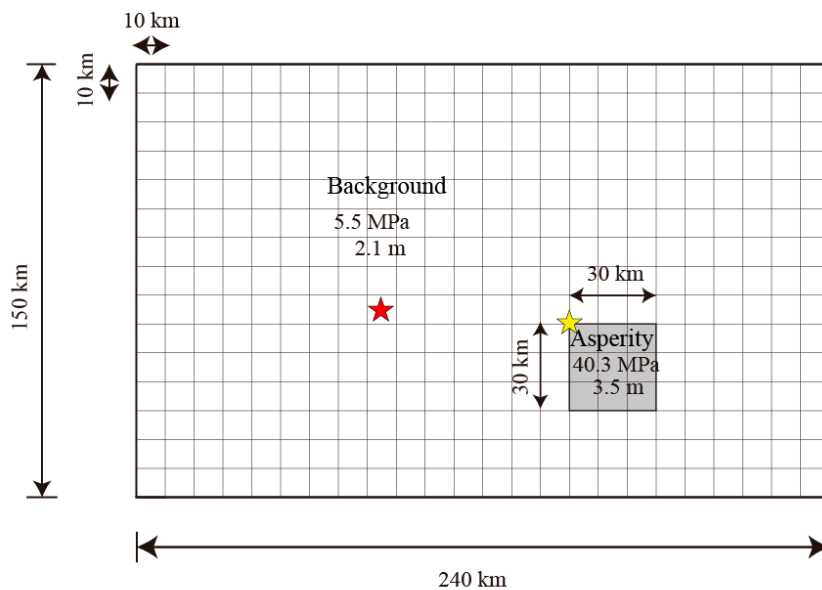
黄色星：破壊開始点
三角：インバージョンに使用した観測点
青コンター：Hayes et al. (2012)による
プレート境界の深さ(km)

(b)すべり分布図

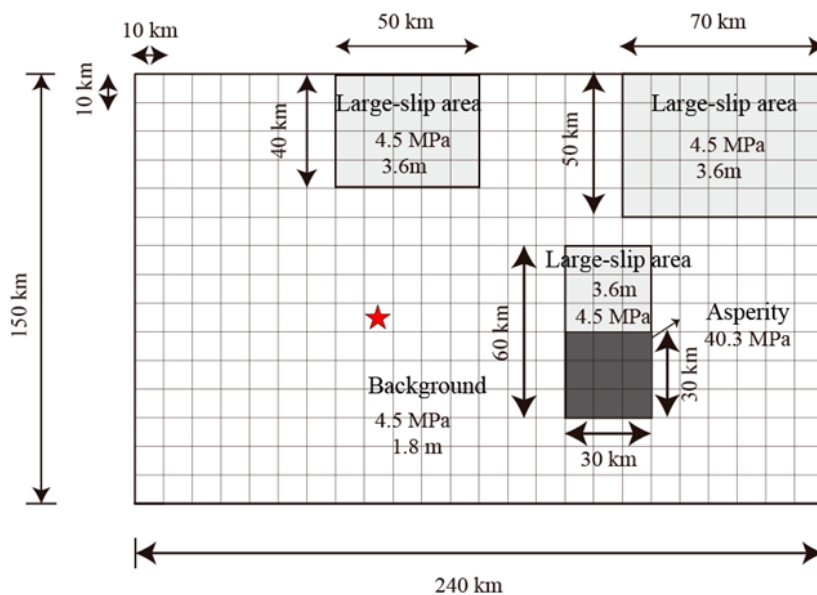
出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費（海溝型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書⁴⁸

図 2.1.46 震源過程解析による 2015 年チリ Illapel 地震のすべり分布

Fig. 2.1.46 Coseismic slip distributions during the 2015 Illapel, Chile earthquake based on source inversion analysis



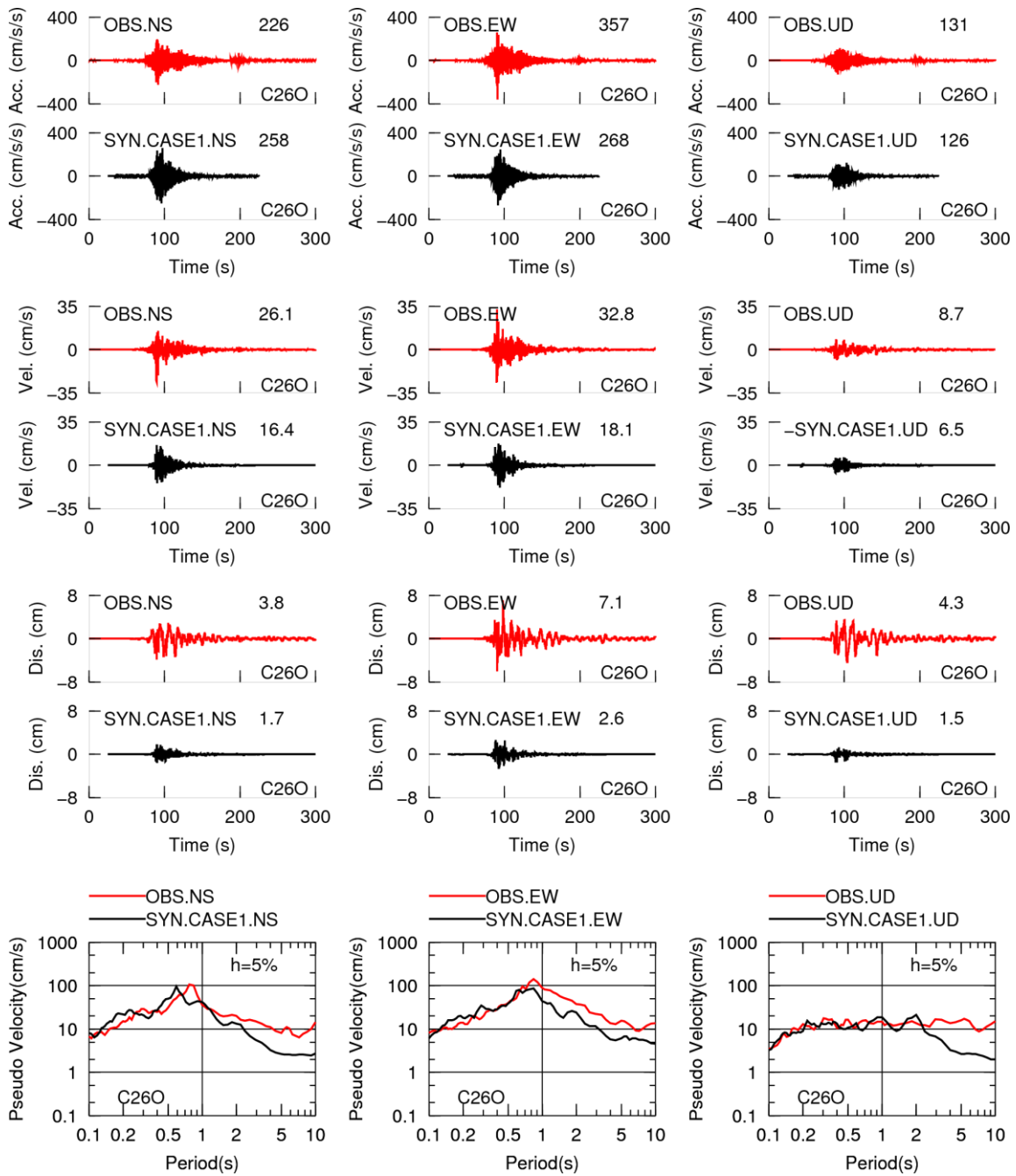
(a) レシピに基づいた場合



(b) 断層破壊が部分的に地表まで達することを考慮して試行的にモデル化した場合

出典) 株式会社大崎総合研究所、令和元年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁹

図 2.1.47 2015 年チリ Illapel 地震のアスペリティモデル
Fig. 2.1.47 Asperity models of the 2015 Illapel, Chile earthquake

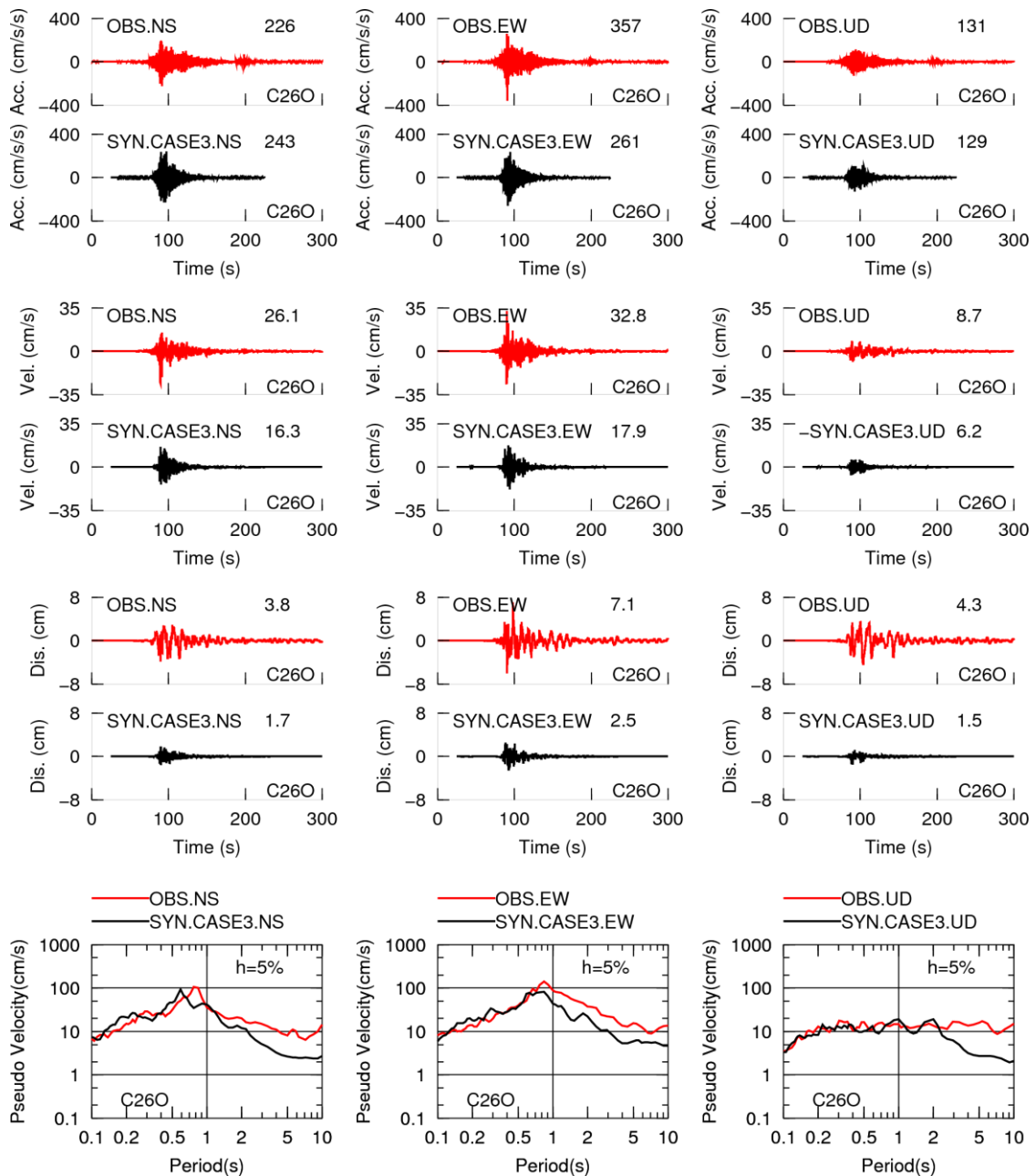


(上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル)

出典) 株式会社大崎総合研究所、令和元年度原子力施設等防災対策等委託費(海溝型地震による地震動の評価手法の検討)事業 成果報告書⁴⁹

図 2.1.48 2015年チリ Illapel地震のアスペリティモデル(レシピに基づいた場合)による再現解析結果の例: C260観測点における計算結果と観測記録の比較

Fig. 2.1.48 Example of reproducibility analysis results using asperity model based on Strong ground motion prediction recipe for the 2015 Illapel, Chile earthquake: comparison between synthetic results and observation records at the C260 station



(上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル)

出典) 株式会社大崎総合研究所、令和元年度原子力施設等防災対策等委託費(海溝型地震による地震動の評価手法の検討)事業 成果報告書⁴⁹

図 2.1.49 2015年チリIllapel地震のアスペリティモデル(断層破壊が部分的に地表まで達することを考慮して試行的にモデル化した場合)による再現解析結果の例: C260観測点における計算結果と観測記録の比較

Fig. 2.1.49 Example of reproducibility analysis results using asperity model in case of trial modeling considering that fault rupture partially reaches the surface for the 2015 Illapel, Chile earthquake: comparison between synthetic results and observation records at the C260 station

②プレート間地震のスケーリング則の検討

国内外で発生したプレート間地震を対象に、①で得られた震源断層パラメータに加え、既往研究で得られた震源断層パラメータ、地震動特性等に関するデータを収集した。また、プレートの地域性に着目しながら、震源断層パラメータのデータを整理・分析し、既往スケーリング則等との比較を行った。

まず、国内外で起きたプレート間地震 (M_w 7 以上) 対象に、地震動特性の調査、スケーリング則の調査、震源特性パラメータの調査および分析を行った。

プレート間地震の断層長さと断層幅の関係において、断層長さが 300km 程度までは断層長さと断層幅はほぼ比例関係で、断層がさらに長くなると、断層幅は 150km~200km 程度で一定となっており、平均的に既往の経験則 (渡辺ほか、2002⁵²) と整合していることが分かった (図 2.1.50)。

地震モーメントと断層面積の関係において、地震規模が小さいときは、断層面積は地震モーメントの $2/3$ 乗に比例して大きくなり、平均的には Murotani et al. (2008)⁵³ の式よりは若干小さく、宇津(2001)⁵⁴ の式よりは若干大きいことがわかった。地震規模が M_w 8.5 程度以上になると、プレート境界地震も内陸地殻内地震と同様に、断層幅が飽和する第 2 ステージに遷移する可能性を示唆した田島ほか (2013)⁵⁵ による断層面積が地震モーメントの $1/2$ 乗に比例する関係と整合することが分かった (図 2.1.51)。

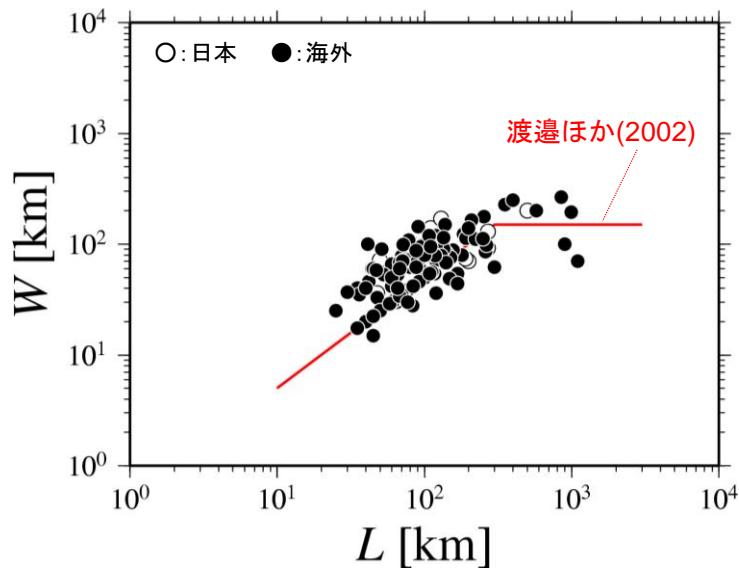
地震モーメントと短周期レベルとの関係は、平均的に壇ほか (2001)⁵⁶ の 1 倍から 2 倍の間であり、プレート間地震の経験的關係 (佐藤、2010⁵⁷) と整合的であることが分かった (図 2.1.52)。

つぎに、国内外で発生したプレート間地震を対象に、地震動特性および震源特性等に関する文献を調査した。また、プレートの地域性に着目して、国内外のプレート間地震の断層パラメータ、特に断層長さ、断層幅、断層面積および短周期レベルの地域性について調べた。

断層長さと断層幅の関係において、断層長さが概ね 300km より大きい地震に着目した場合、日本のプレート間地震と国外のプレート間地震による違いはほとんどなく、平均的に既往の経験則 (渡辺ほか、2002⁵²) と整合していることが分かった。地域ごとに見た場合、Sumatra、Alaska、Central Chile などの地域では断層幅の上限が既往の経験則より大きく、Aleutians、Cascadia 地域では断層幅の上限が既往の経験則より小さいなどの違いが見られた。

地震モーメントと断層面積の関係においても、地震規模が比較的大きい地震 (概ね M_w 8.4 以上) に着目した場合、日本のプレート間地震と国外のプレート間地震による違いはほとんどないことが分かった。地域ごとに見た場合、Sumatra、Alaska などの地域では断層面積が既往の経験則より大きく、Cascadia 地域では断層面積が既往の経験則より小さいなどの違いが見られた。

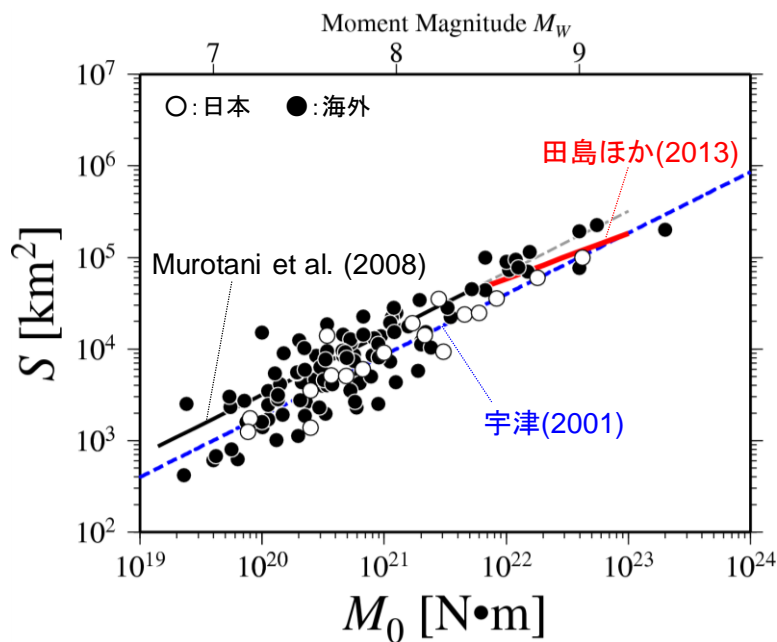
地震モーメントと短周期レベルの関係においては、日本のプレート間地震と国外のプレート間地震による断層パラメータの違いはほとんどなく、平均的に壇ほか(2001)⁵⁶の0.5倍から2倍の間であることが分かった。地域ごとに見た場合、日本の太平洋プレートでは、壇ほか(2001)⁵⁶の1倍から2倍で、ほかの地域に比べて大きいことが分かった。



出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁸

図 2.1.50 国内外のプレート間地震の断層幅Wと断層長さLとの関係

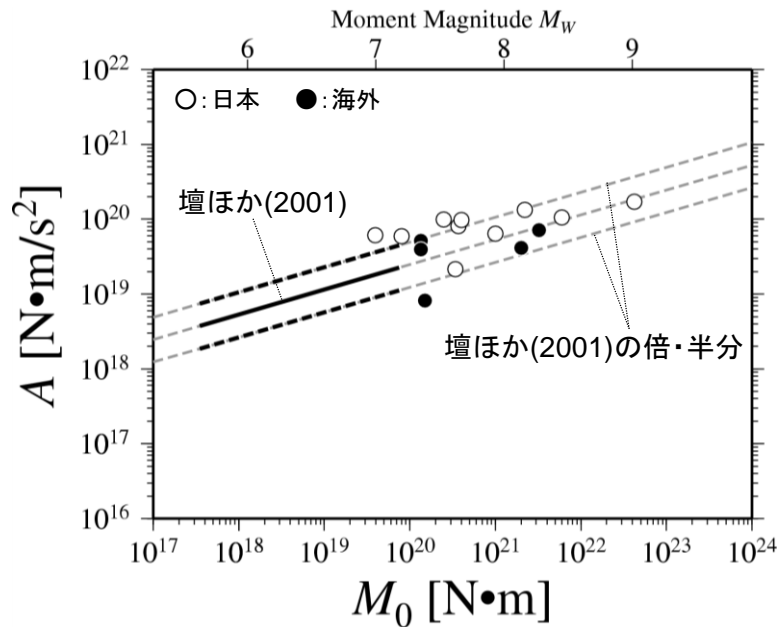
Fig. 2.1.50 Relationship between fault width, W and length, L for inter-plate earthquakes in Japan and overseas



出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁸

図 2.1.51 国内外のプレート間地震の断層面積Sと地震モーメントM₀との関係

Fig. 2.1.51 Relationship between rupture area, S and seismic moment, M₀ for inter-plate earthquakes in Japan and overseas



出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁸

図 2.1.52 国内外のプレート間地震の短周期レベル A と地震モーメント M_0 との関係
 Fig. 2.1.52 Relationship between short-period level, A and seismic moment, M_0 for inter-plate earthquakes in Japan and oversea

(3) 海洋プレート内地震の地震動評価の検討

本研究は、海溝の海側の沈み込むプレート内で起きるやや浅い地震と沈み込んだプレート内（スラブ内）で起きるやや深いスラブ内地震の2種類の海洋プレート内地震を検討対象とする。地震本部では、後者のスラブ内地震の震源特性に関する近年の研究成果を基に、スラブ内地震の特性化震源モデルの設定手法を新たに追加し、レシピを2016年に更新した。一方、スラブ内地震は、想定地震の発生周期や場所に関する情報が少ないため、レシピでは、想定地震の規模の推定手法が提示されていない。さらに、敷地周辺で発生するスラブ内地震は、他のタイプの同規模の地震に比べて大きな短周期地震動を生ずるとの既往研究も多いため、プレート内で起きるやや浅い地震との比較等を行うことにより地震動評価における震源特性を明確にすることは重要である。また、国内で起きた海洋プレート内地震に関する研究事例が限られているため、国内外で起きた海洋プレート内地震を対象に、より数多くの地震を調査し比較検討することにより、地域的な特性または海洋プレートの特性を明確にすることが重要である。

そこで、本研究では、海洋プレート内地震を対象とし、地震動評価に用いた震源特性パラメータの設定手法の高度化を行うことを目的とし、以下の地震動解析及びスケージング則の検討を実施した。

①スラブ内地震の地震動解析

表 2.1.10 に示す国外で発生した4つのスラブ内地震を対象に、短周期地震動に着目して、特性化震源モデル及びその震源断層パラメータを設定し、要素断層の地震動として実際の観測記録を用いる経験的グリーン関数法による地震動再現解析を実施し、レシピの適用性に関する検証を行った。また、特性化震源モデル構築の際の参考とした地震時の断層すべり量の空間分布については、既往研究の長周期地震動に着目した震源過程解析の結果を用いることを基本とした。

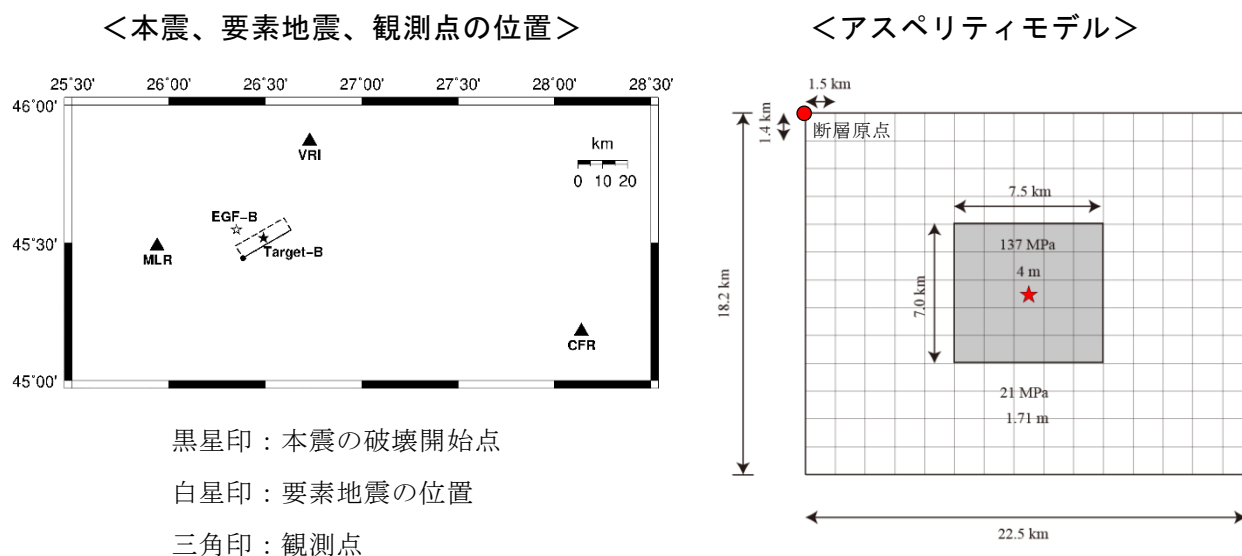
地震動再現解析の例として、1986年ルーマニア Vrancea 地震を対象とした解析結果を示す。

1986年ルーマニア Vrancea 地震については、通常の再現解析に用いられた、単純な円形クラックモデルを仮定した震源モデル（以下「等価クラックモデル」という。）による地震動再検討を行った結果、波形合成時に用いる断層モデルのメッシュの数を小さくすることによって、等価クラックモデルによる地震動の再現結果を改善することができた。また、同地震を対象にアスペリティモデルに基づく地震動再現解析を行った結果、観測地震動（図 2.1.53 と図 2.1.54 中の青線）と合成波形（同図の赤線）は一致していることを確認でき、レシピのルーマニア地震への適用性を明らかにした。

表 2.1.10 解析対象とした海洋プレート内地震の一覧

Table 2.1.10 List of target oceanic intra-plate earthquakes

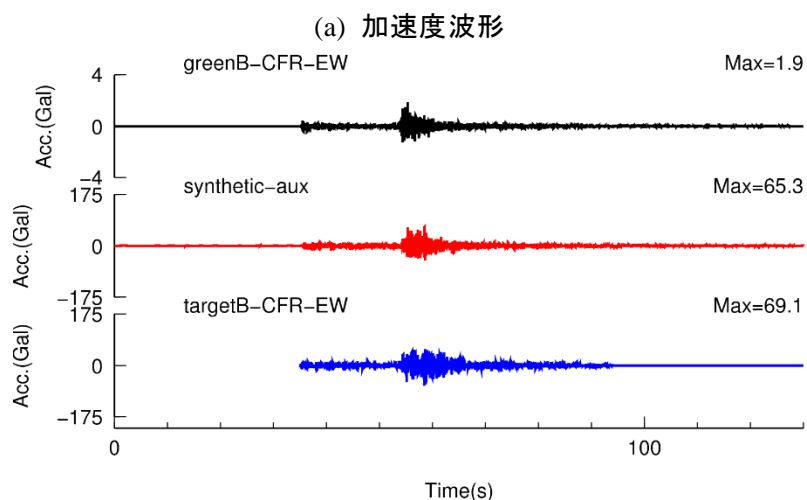
地震	震源過程解析	再現解析
1986 年ルーマニア Vrancea 地震 (M _w 7.1)	—	平成 29 年度に実施
2005 年チリ Tarapaca 地震 (M _w 7.8)	—	平成 29 年度、 平成 30 年度に実施
2016 年アラスカ Iniskin 地震 (M _w 7.1)	—	平成 30 年度に一部実施
2017 年メキシコ Puebla 地震 (M _w 7.1)	令和元年度に実施	令和元年度に一部実施



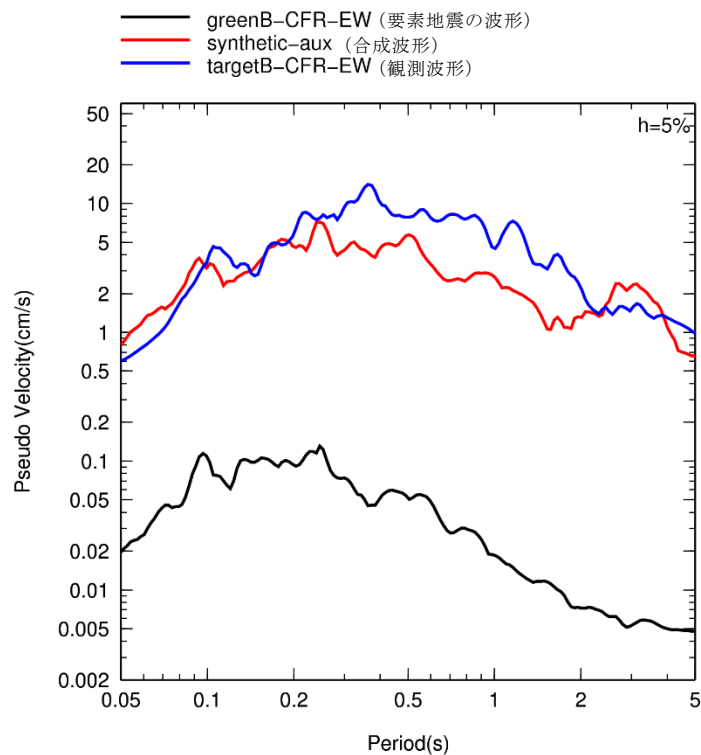
出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁷

図 2.1.53 1986 年ルーマニア Vrancea 地震のアスペリティモデルによる断層モデル、要素地震(EGF-B)の震央及び観測点の位置

Fig. 2.1.53 Asperity model of the 1986 Vrancea, Romania earthquake, and distribution of element earthquake epicenter and station



(b) 擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5%)



出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁷

図 2.1.54 1986年ルーマニアVrancea地震のアスペリティモデルによる再現解析結果の例: CFR観測点における計算結果と観測記録の比較 (NS成分)

Fig. 2.1.54 Example of reproducibility analysis results using the asperity model for the 1986 Vrancea, Romania earthquake: comparison between synthetic results and observation records at the CFR station (NS component)

②海洋プレート内地震のスケーリング則の検討

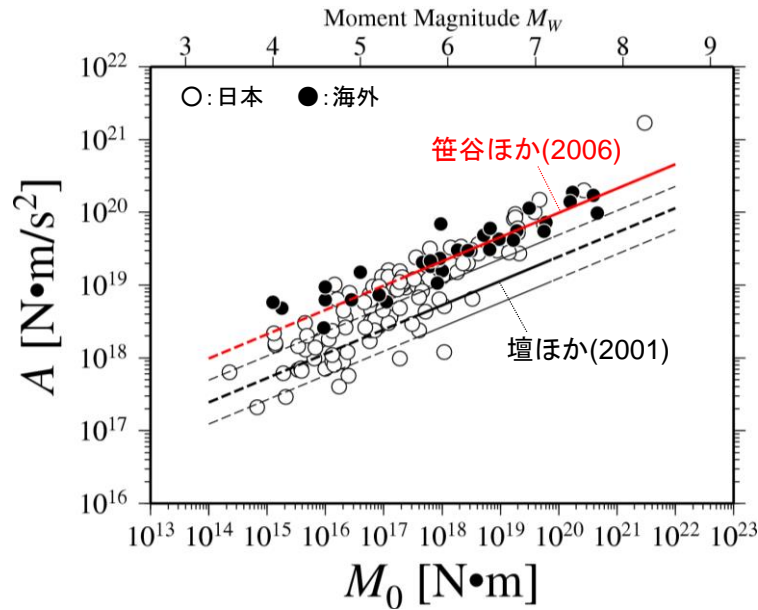
国内外で発生した海洋プレート内地震を対象に、震源断層パラメータ、地震動特性等に関する文献を調査した。また、プレートの地域性に着目して、海洋プレート内地震のうち国内外のスラブ内地震を対象に、断層パラメータ、特に短周期レベルおよびアスペリティの面積の地域性について調べた。

スラブ内地震の短周期レベルと地震モーメントの関係において、日本のスラブ内地震は、 M_w 6 から M_w 7 の間で、既往の経験則（笹谷ほか、2006⁵⁸）にほぼ則っているが、 M_w 7 以上では既往の経験則より大きく、 M_w 6 以下では既往の経験則より小さい傾向が見られた（図 2.1.55）。

一方、国外のスラブ内地震の短周期レベルと地震モーメントの関係は規模によらず、既往の経験則にほぼ則っていることが分かった（図 2.1.55）。地域ごとに見た場合、日本の太平洋プレートのスラブ内地震は、地震規模が大きくなると（ M_w 7 以上）、短周期レベルが既往の経験則（笹谷ほか、2006⁵⁸）より大きくなり、ほかの地域に比べて大きいことが分かった（図 2.1.57 上図）。国外のスラブ内地震の場合、ある程度のばらつきはあるがスラブ別の差は小さかった（図 2.1.57 下図）。

スラブ内地震の震源深さと短周期レベルの関係においては、日本のスラブ内地震と国外のスラブ内地震ともに、震源深さ 80km 程度までは短周期レベルの比は深さに依存して大きくなり、それより深い場合には一定となる佐藤(2013)⁵⁹ による経験的關係式の傾向と概ね整合していることが分かった（図 2.1.56、図 2.1.58）。国外のスラブ内地震の場合、ある程度のばらつきはあるがスラブ別の差は小さかった。

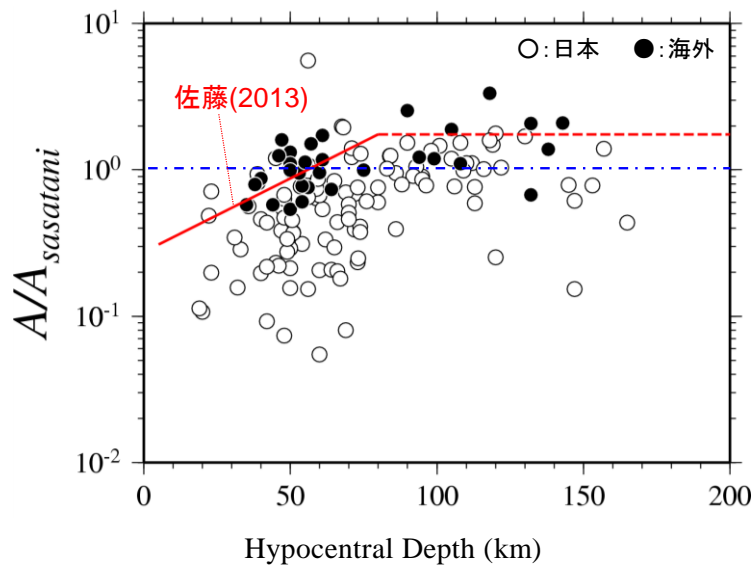
スラブ内地震のアスペリティの面積と地震モーメントの関係において、日本のスラブ内地震と国外のスラブ内地震ともに、既往の経験則（笹谷ほか、2006⁵⁸）による経験的關係式に概ね整合しているが、国外のスラブ内地震の方はばらつきが大きいことが分かった（図 2.1.59）。地域ごとに見た場合、Cascadia 地域では既往の経験則よりアスペリティの面積が小さく、Central America では既往の経験則よりアスペリティの面積が大きいなどの違いが見られた。



出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁸

図 2.1.55 国内外のスラブ内地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係

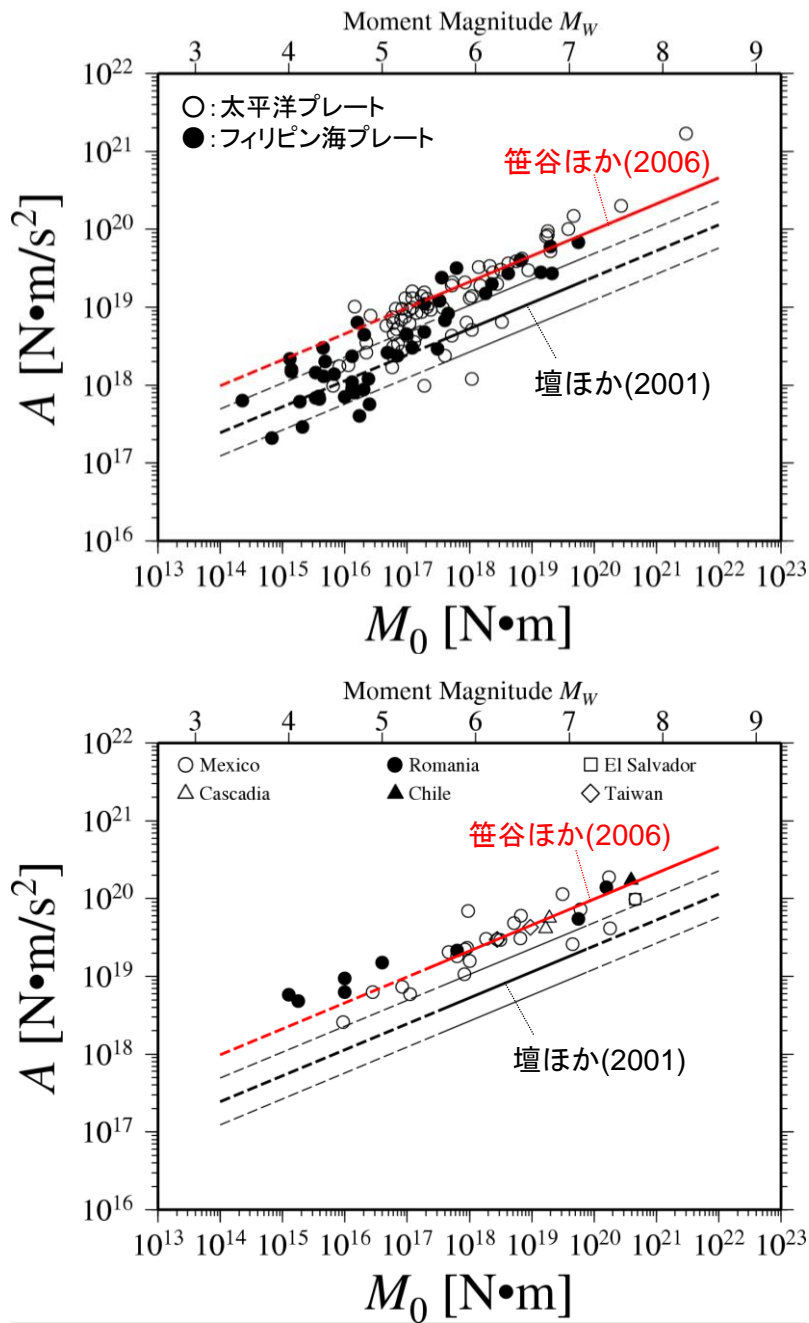
Fig. 2.1.55 Relationship between short-period level, A and seismic moment, M_0 for intra-plate earthquakes in Japan and oversea



出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁸

図 2.1.56 国内外のスラブ内地震の短周期レベル A と笹谷ほか (2006) によるスラブ内地震の短周期レベル $A_{sasatani}$ の比と震源の深さとの関係

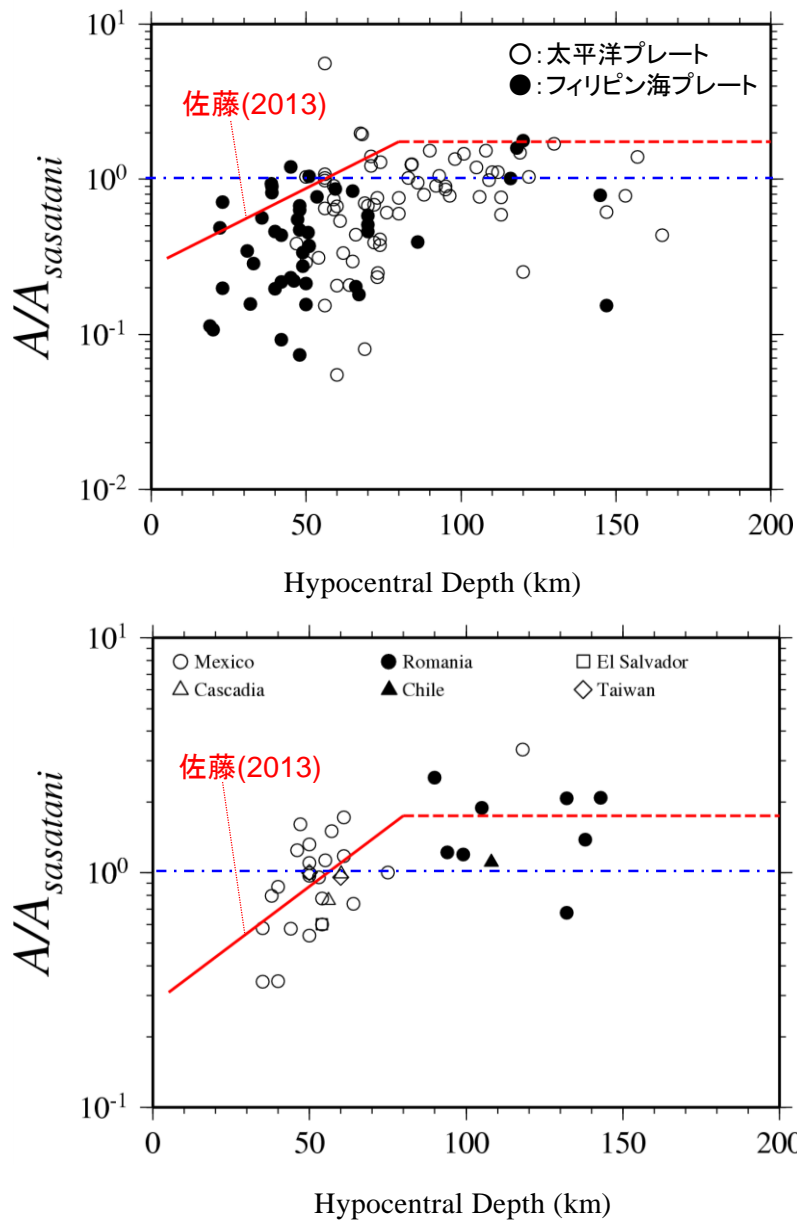
Fig. 2.1.56 Relationship between hypocentral depth, and ratio of short-period level based on target earthquake, A and Sasatani et al. (2006), $A_{sasatani}$ for intra-plate earthquakes in Japan and oversea



出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁸

図 2.1.57 国内 (上段) 及び国外 (下段) のスラブ内地震の短周期レベルAと地震モーメント M_0 との関係

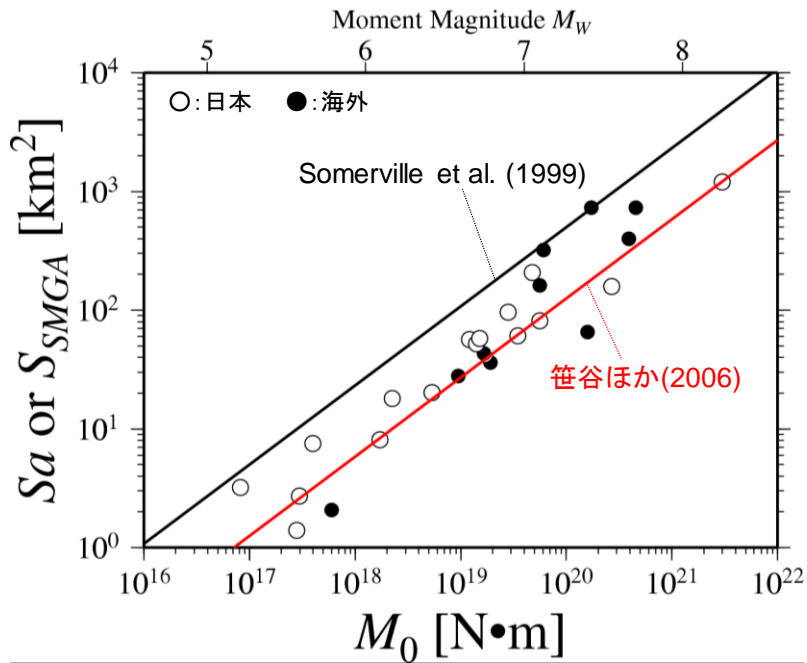
Fig. 2.1.57 Relationship between short-period level, A and seismic moment, M_0 for intra-plate earthquakes in plates of Japan (upper) and those of oversea (down)



出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁸

図 2.1.58 国内 (上段) 及び国外 (下段) のスラブ内地震の短周期レベルAと笹谷ほか (2006) によるスラブ内地震の短周期レベルAsasataniの比と震源の深さとの関係

Fig. 2.1.58 Relationship between hypocentral depth, and ratio of short-period level based on target earthquake, A and Sasatani et al. (2006), Asasatani for intra-plate earthquakes in plates of Japan (upper) and those of oversea (down)



出典) 株式会社大崎総合研究所、平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (海溝型地震による地震動の評価手法の検討) 事業 成果報告書⁴⁸

図 2.1.59 国内外のスラブ内地震のアスペリティの面積 S_a と地震モーメント M_0 との関係
 Fig. 2.1.59 Relationship between asperity area, S and seismic moment, M_0 for intra-plate earthquakes in Japan and oversea

(4) まとめ

上記の委託研究は、プレート間巨大地震及び海洋プレート内地震を対象に、長周期地震動に着目した震源過程解析及び、短周期地震動に着目した地震動再現解析を実施し、観測記録との比較に基づいてレシピの適用性を検証するとともに、強震動評価で用いられるスケーリング則に係る調査及びデータの蓄積を行った。

その結果、両タイプの地震ともに、特性化震源モデルを構築して経験的グリーン関数法により計算した合成地震動は、観測地震動を概ね再現することが可能であり、レシピは海外の地震にも適用可能な手法であることを確認することができた。また、本検討の解析結果及び既往文献より収集した震源パラメータ(特に、海洋プレート内地震の短周期レベル)については、レシピのスケーリング則と整合的であることが分かったが、アスペリティ面積についてはデータが限られており、引き続き研究事例を蓄積していくことが重要である。さらに、本研究の震源過程解析の結果から、M8クラスのプレート間地震については断層幅が飽和するスケーリング則の第2ステージに遷移する中間的なステージである可能性が示唆されたため、地震規模に応じた異なるステージのスケーリング則を考慮した地震動評価手法の更なる検討が必要である。

2.2 震源を特定せず策定する地震動に関する検討

(1) はじめに

新規規制基準適合性審査においては、「震源を特定せず策定する地震動」のうち、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」[モーメントマグニチュード (M_w) 6.5 程度未満^(注1)の地震]については、「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」(以下「審査ガイド」という。)に例示されている M_w 6.5 未満の 14 地震の中から敷地に及ぼす影響が大きいとして抽出された 5 地震のうち、2004 年北海道留萌支庁南部地震について佐藤ほか(2013)⁶⁰で推定された基盤地震動に不確かさを考慮した地震動を「震源を特定せず策定する地震動」として策定することを妥当と判断してきた。事業者は、残りの 4 地震の検討については、各観測地点における詳細な地盤物性値が得られておらず、精度の高い解放基盤表面における地震動の推定が困難なことから、今後取り組むべき中長期課題と整理し、各観測地点の地盤調査等による地盤物性値の評価等に時間を要していた。

このような状況を鑑みて、原子力規制委員会は、「震源を特定せず策定する地震動」(M_w 6.5 程度未満の地震)の検討対象地震については、地震学的検討から全国共通に考慮すべき地震と位置づけられていることから、全国の原子力発電所等において共通に適用できる地震動の策定方法を早期に明示することが望ましいと考え、平成 29 年 11 月 29 日に「震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム」を設け、所要の検討を進めることとした。

平成 30 年 1 月から令和元年 8 月まで検討チーム会合を実施し、全国共通に適用できる地震動の策定方法を明示することを目的として、過去の内陸地殻内地震の地震動観測記録を収集・分析し、地域的な特徴を極力低減させて普遍的な地震動レベルを設定するために、地震基盤 ($V_s = 3000\text{m/s}$ 程度以上)からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面(以下「地震基盤相当面」という。)における震源近傍の多数の地震動記録について統計的な処理を行い、全国標準的な応答スペクトル(以下「標準応答スペクトル」という。)を策定するための検討及び議論を行った。

本研究では、「震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム」における標準応答スペクトルの策定に資する一連の調査及び解析(図 2.2.1)を実施した。

(注1) 現行審査ガイドでは「 M_w 6.5 未満」としているが、 M_w の推定誤差等を考慮して、以降では「 M_w 6.5 程度未満」とする。

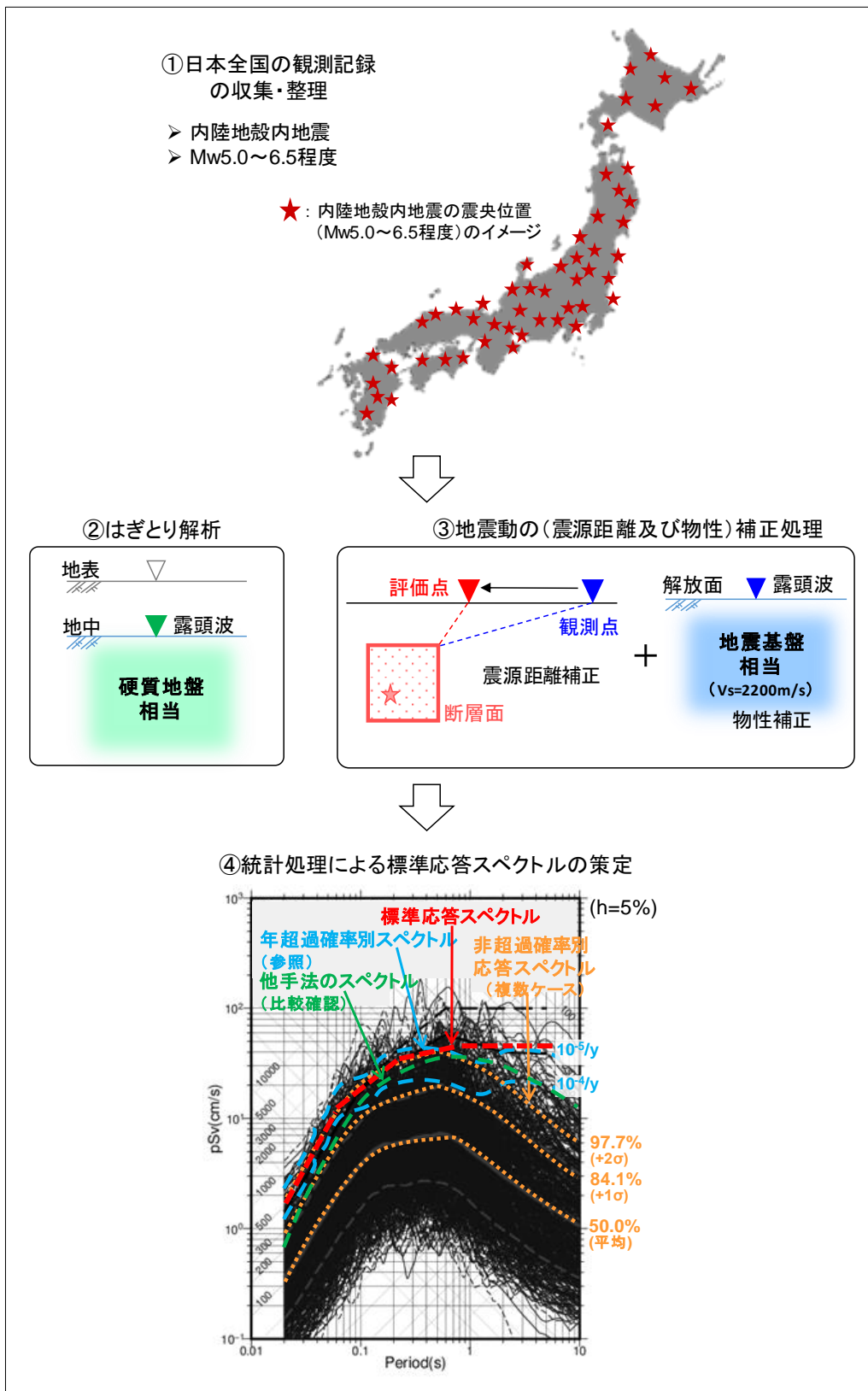


図 2.2.1 全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」策定の概念図
 Fig. 2.2.1 Overview of determination for “ground motions formulated without specifying seismic sources” that should be considered in common throughout Japan

(2) 地震動観測記録の収集・整理

審査ガイドでは、全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」の検討対象とする内陸地殻内の地震は、地震規模のスケーリング（スケーリング則が不連続となる地震規模）の観点から、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」を適切に選定することとしている。「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」は、断層破壊領域が地震発生層の内部に留まり、国内においてどこでも発生すると考えられる地震で、震源の位置も規模もわからない地震として地震学的検討から全国共通に考慮すべき地震（ $M_w6.5$ 程度未満の地震）であり、震源近傍において強震動が観測された地震を対象とすると解説されている。

なお、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」の規模を $M_w6.5$ 未満とすることについては、地震調査研究推進本部によるレシピなどでも採用されているように、地震発生層内での断層幅の飽和に起因して、スケーリング則が遷移する（スケーリング則が不連続となる）地震規模が $M_0 = 7.5 \times 10^{18} \text{ Nm}$ ($M_w6.5$)程度であるという知見に基づいている^{3, 61, 62}。

本研究では、国立研究開発法人防災科学技術研究所の KiK-net 観測点が整備された 2000 年以降に起きた $M_w5.0 \sim 6.6$ の内陸地殻内地震を対象に、硬質地盤 [S 波速度 (V_s) = 700m/s 程度以上] に設置された地中地震計における震央距離 30km 以内の観測記録を、表 2.2.1 の条件に基づき網羅的に収集した。さらに、収集した地震動観測記録について、観測点設置方位の適正化、地表・地中観測記録の比較確認による整理を行ったうえで、観測波形の主要動部分の切り出し（トリミング）を行い、以降の解析に用いる記録を整理し、89 地震の観測記録 [水平動 614 波 (NS 成分 309 波、EW 成分 305 波)、上下動 (UD 成分) 304 波] を採用した (表 2.2.2、図 2.2.2)。なお、審査ガイドに例示の 2000 年よりも前に起きた地震については、KiK-net による地震動観測記録が得られていないため検討対象外とした。

表 2.2.1 収集対象とした地震及び観測記録の条件

Table 2.2.1 Collection conditions for target earthquakes and observation records

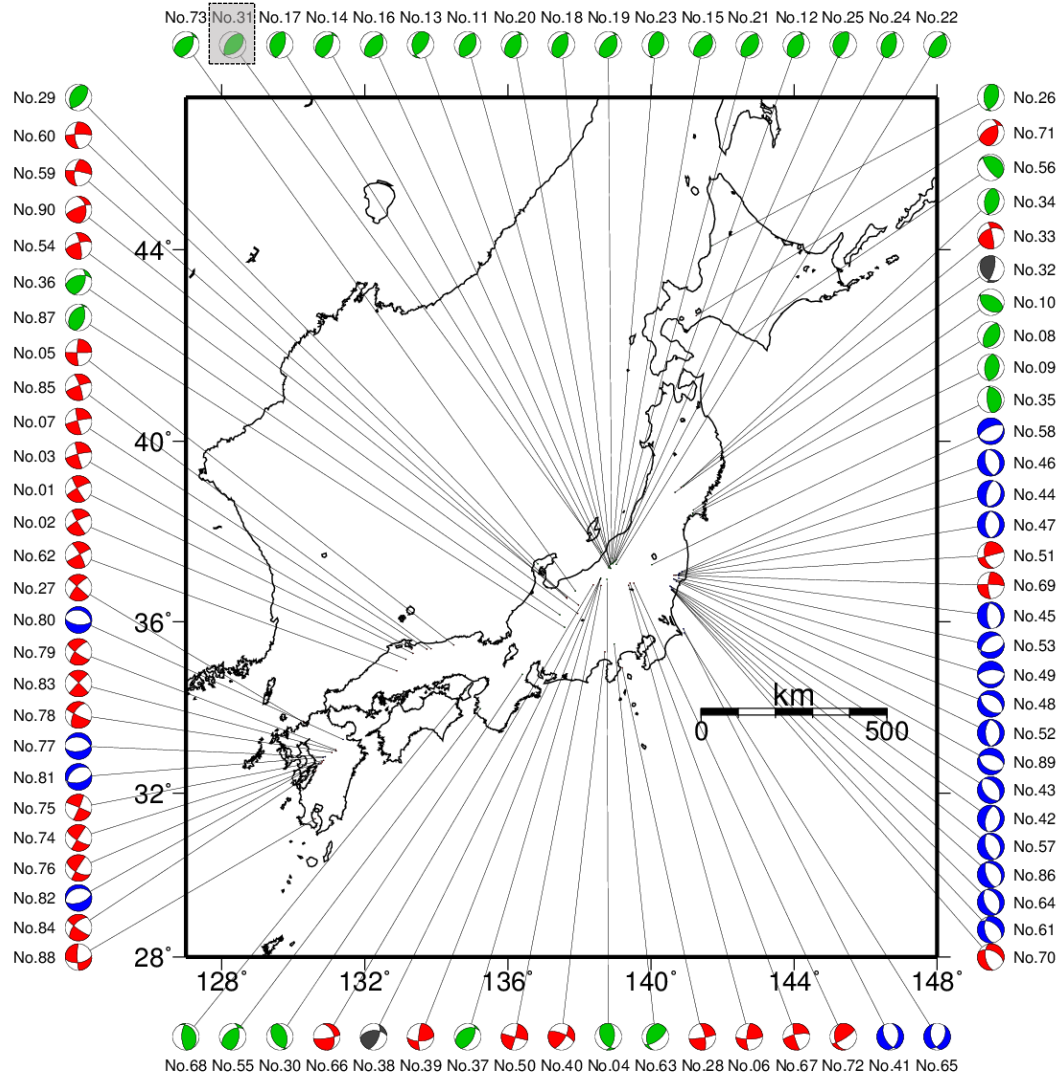
	条 件
地震	期 間：2000 年～2017 年の 18 年間
	規 模： M_w 5.0～6.6 (防災科学技術研究所の F-net による 震源メカニズム解を参照)
	震源深さ：20km 以浅 (気象庁一元化震源カタログを参照)
観測記録	震央距離：30km 以内の KiK-net 観測点
	記 録：地表・地中観測点の NS, EW, UD の 3 成分

表 2.2.2 収集した地震及び観測記録の数

Table 2.2.2 Number of collected earthquakes and observation records

	収集	解析で使用※
地 震	90 地震	89 地震
水平動	333 記録の 3 成分	614 記録 (NS 成分 309 記録 EW 成分 305 記録)
上下動		304 記録

※収集した地震及び観測記録のうち、観測点の地盤情報及び観測記録の確認を行い、解析で使用した数である。



赤:横ずれ断層 緑:逆断層 青:正断層 黒:判断が難しい

(震源メカニズム解と地図を結ぶ線の先が地震の震央位置に対応)

図 2.2.2 収集条件を満たす地震の震央分布 (90 地震*)

※最終的には、観測点の PS 検層結果が得られないために解析の対象外とした 2007 年新潟県中越沖地震 (地震 No.31) を除いた 89 地震を採用した。

Fig. 2.2.2 Epicentral distribution of earthquakes which satisfy the collection conditions (90 events*)

* We finally adopted 89 events without the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake which has no observation station with PS logging data.

(3) はぎとり解析

前節で収集・整理した 89 地震の地中観測記録について、図 2.2.3 に示すように、地中地震計よりも上の地盤の影響を除去するための「はぎとり解析」を実施し、硬質地盤の解放面における地震動（以下「はぎとり波」という。）を算出した。

はぎとり解析では、以下のような確認を行ったうえで、KiK-net 観測点の公開の PS 検層結果に基づく一次元地盤モデルを用いた重複反射理論による線形解析を採用した。

- 審査ガイドに例示の 9 地震を対象とした予備検討において、地盤に非線形性が生じている 6 地震 11 記録に対して、採用した手法（線形解析）及び非線形特性を確認するための 2 手法（等価線形解析、地盤同定による最適化モデルを用いた線形解析）の計 3 手法によるはぎとり解析の結果を比較したところ、地中観測点位置におけるはぎとり解析結果は概ね同等となり、解析手法がはぎとり波に与える影響は小さいことが分かった。
- 事業者より提出された主要原子力施設設置者（2018）⁶³ による資料では、中長期課題とされている 3 記録について、「KiK-net の公開の PS 検層結果」及び事業者が独自に行った「詳細な地盤調査結果」に基づく最適化モデルを用いた場合のはぎとり解析結果の比較が示され、詳細な地盤調査により地盤の層厚や物性値が変わった場合でも、地中観測点位置におけるはぎとり解析結果は概ね同等となり、地盤条件がはぎとり波に与える影響は小さいことを確認した。

図 2.2.4 にはぎとり解析結果の例を示す。地盤モデルに設定する減衰定数 (h) については、水平動では 5 種類（1%、3%、5%、7%、9%）、上下動では 3 種類（1%、3%、5%）の複数の値を試行し、地中観測波を地表に立ち上げた計算結果が地表観測記録の対数残差が最も小さくなる減衰定数を選定した（図 2.2.5）。

はぎとり解析の精度（以下「はぎとり精度」という。）については、地中記録を地表に立ち上げた場合の観測記録の再現性を確認することにより判断し、各周期の「地表立ち上げ波（計算）／地表観測記録」の速度応答スペクトル比が 1/3～3 倍の範囲外の場合に「はぎとり精度が低い」とした。

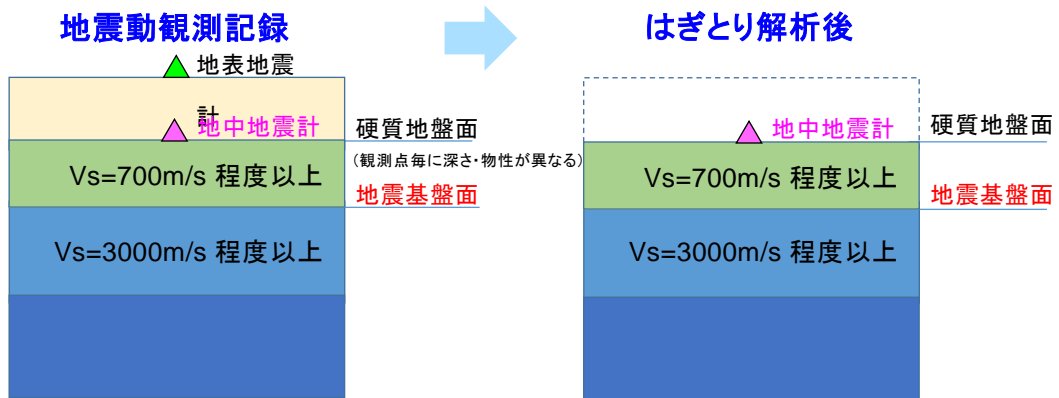
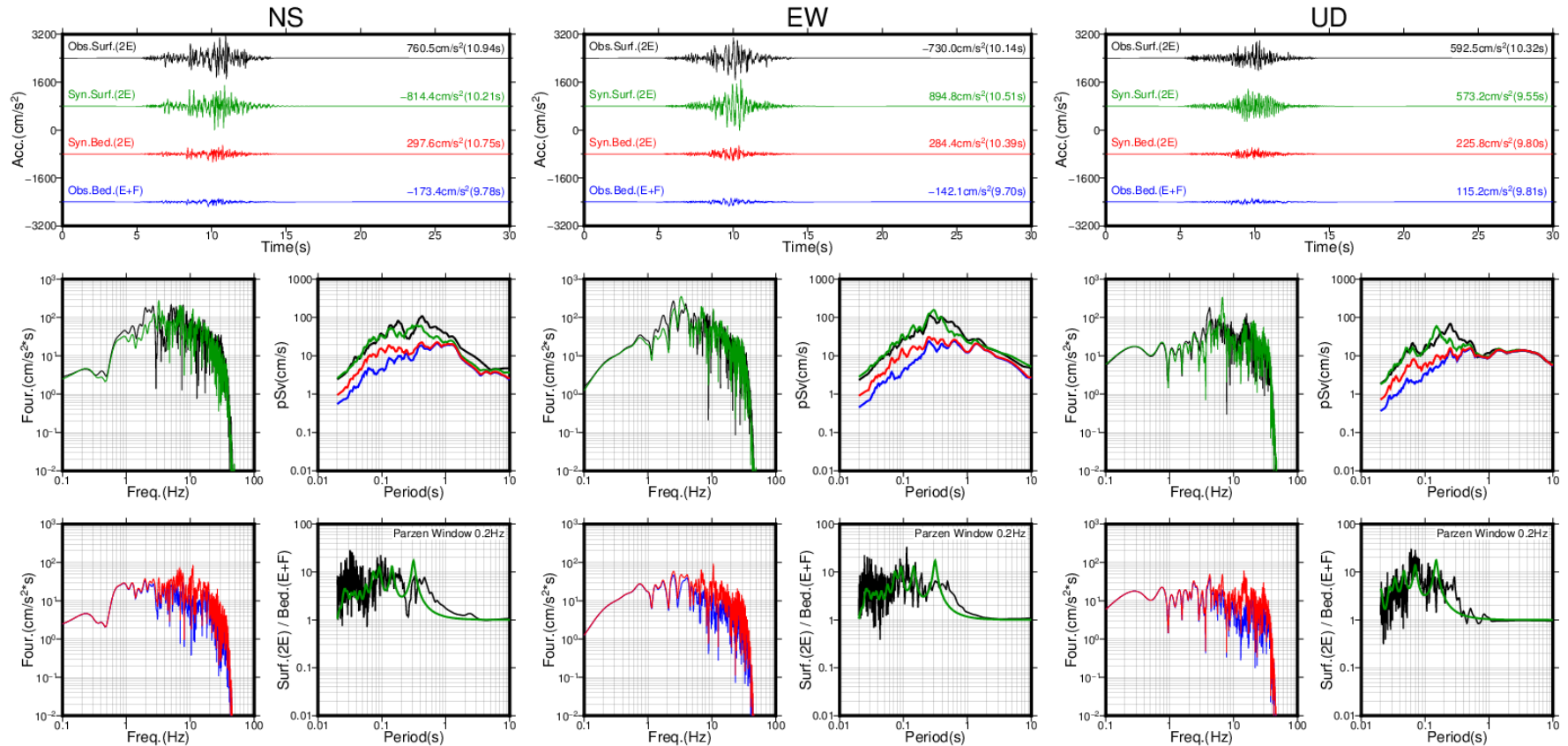


図 2.2.3 表層地盤の影響を取り除くための「はぎとり解析」の概念図

Fig. 2.2.3 Overview of “stripping analysis” to remove surface layer effects

No.311 Eq.86 IBRH13 Epi.Dist.8.4km Dep.100m Vs3000m/s Vp4900m/s Linear:hs=5% hp=5%

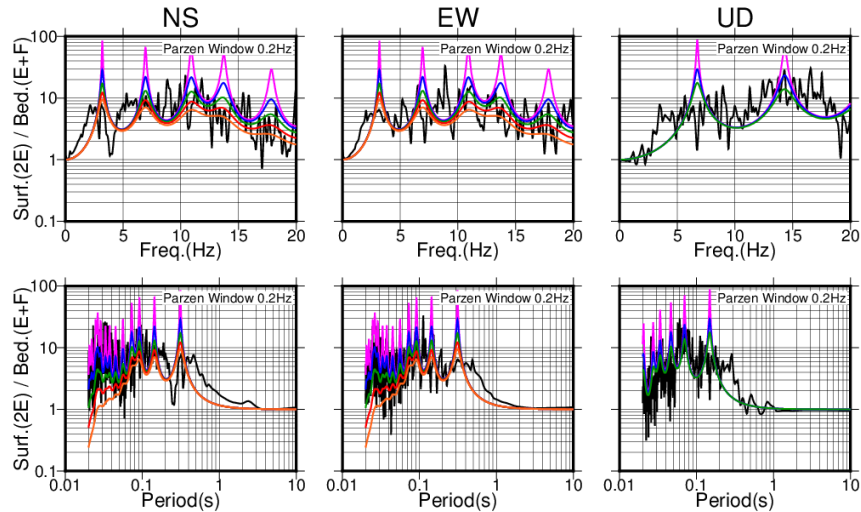


黒: 地表観測波(2E), 緑: 地表立ち上げ波(2E), 赤: 地中はぎとり波(2E), 青: 地中観測波(E+F)

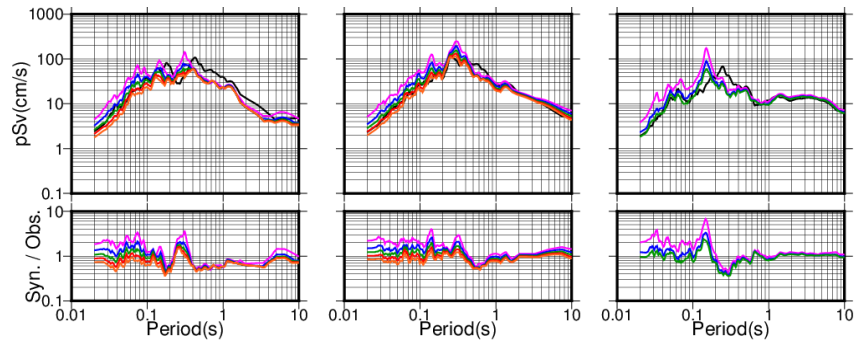
※地盤の減衰定数を水平動 5%, 上下動 5%として解析した結果 (最終的に採用した減衰定数)

図 2.2.4 はぎとり解析結果の例: 2016年12月28日21:38の茨城県北部の地震のIBRH13「高萩」観測点の記録

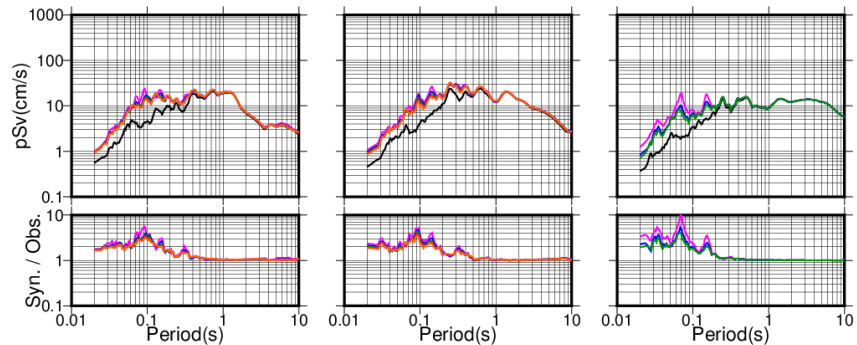
Fig. 2.2.4 Example of stripping analysis result: the record at the IBRH13 "Takahagi" station of the northern Ibaraki earthquake on December 28, 2016 at 21:38



(a) 地表 2E(解析または観測) / 地中 E+F(観測) のフーリエスペクトル比



(b) 地表における応答スペクトルの比較 (観測と解析ともに 2E)



(c) 地中における応答スペクトルの比較 (観測は E+F、解析は 2E)

黒: 観測、桃: 解析(h=1%)、青: 解析(h=3%)、緑: 解析(h=5%)、赤: 解析(h=7%)、橙: 解析(h=9%)

※地盤の減衰定数を水平動 5%, 上下動 5%として解析した地中はざとり波を最終的に採用

図 2.2.5 はざとり解析における減衰定数の調整の例 :

2016年12月28日21:38の茨城県北部の地震のIBRH13「高萩」観測点の記録

Fig. 2.2.5 Example of adjustment of damping constant during stripping analysis result: the record at the IBRH13 “Takahagi” station of the northern Ibaraki earthquake on December 28, 2016 at

21:38

(4) 応答スペクトルの補正

(3) で算出した硬質地盤面でははぎとり波を震源近傍での地震基盤相当面における地震動として扱うために、はぎとり波の応答スペクトル ($h=5\%$) に対し、必要に応じて「震源距離補正」及び「地盤物性補正」を施した。

① 震源距離補正

震央距離 30km 以内で収集した観測記録を半径 10km 程度の震源近傍の領域内で観測されたものと想定して統計処理上のデータ数を確保するために、はぎとり波の応答スペクトルに震源距離補正を施した (図 2.2.6)。震源近傍の領域の設定については、本検討で対象とする地震は最大で $M_w6.5$ 程度であり、その断層長さは 20km 程度となり、断層が位置するような領域は「震源近傍」となり得ることから、 $M_w6.5$ 程度の地震の断層が収まる半径 10km 程度の範囲を震源近傍の領域とした。

補正には、水平・上下動の地震基盤相当面における評価が可能な原子力安全基盤機構 (2013)⁶⁴ による距離減衰式を用いて、補正前後の最短距離での応答スペクトル比を補正倍率とする方法を採用し、震源と観測点の最短距離を 5km (10km の中間距離) に補正することを基本とした。ただし、断層上端の深さが 5km よりも深い場合には、深さ方向の距離を変えずに距離が最も近くなるように、断層の直上に観測点が集まる最短距離に補正する方針を採用し、実際は半径 10km 以内のより近いところに多くの観測点が集まる (保守的になる) ように工夫した (図 2.2.7)。なお、最短距離が元々 5km 未満の場合には補正を行わないこととした。

なお、本検討における「震源距離補正」という用語の中の「震源距離」については、地震の震源断層等に係る情報から震源断層 (面震源) を設定する場合には、面震源と観測点の最短距離である「断層最短距離」を採用し、面震源を設定しない場合には点震源と観測点の最短距離である「震源距離」を採用した。なお、点震源の設定は $M_w5.5$ 未満の地震を対象としたため、震源の面としての広がり小さく点震源を仮定することによる影響は小さくなり、また、面震源の場合よりも補正距離が長くなるのでやや保守的な補正となる。

② 地盤物性補正

硬質地盤面でののはざり波を地震基盤相当面 ($V_s=2200\text{m/s}$ 以上^(注2)) での地震動記録として扱うために、はざり波の応答スペクトルに対して、地盤増幅率の経験式を用いた地盤物性補正を実施した(図 2.2.8)。補正には Noda et al. (2002)⁶⁵による地盤増幅倍率の経験式を採用し、同文献では $V_s=2200\text{m/s}$ ($V_p=4200\text{m/s}$)を地震基盤相当と定義していることに倣い、表 2.2.3 の条件で補正を実施した。なお、地盤物性補正に用いた Noda et al. (2002)⁶⁵の地盤増幅率の経験式においては、 $V_s=2200\text{m/s}$ の地盤を「地震基盤相当」と定義し、 $V_s=3000\text{m/s}$ 程度の地震基盤からの地盤増幅率は十分小さく、地震動としては同等とみなすことができると仮定している。なお、加藤ほか(1998)⁶⁶により、Noda et al. (2002)⁶⁵の地盤増幅率算定の基準となった小玉川観測点 ($V_s=2200\text{m/s}$)といわき観測点・富岡観測点 ($V_s=2800\text{m/s}$)の観測記録を用いた解析が行われ、両者の地盤増幅による地震動の差異が十分に小さいことが確認されている。

③ 地震規模の補正

地震規模の補正については、全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」は事前に位置も規模も分からない地震を対象としており、また、地震規模を補正することにより観測記録が本来持っている震源特性を変化させることになるため、地震規模を一律の規模に補正する処理は実施しないこととした。

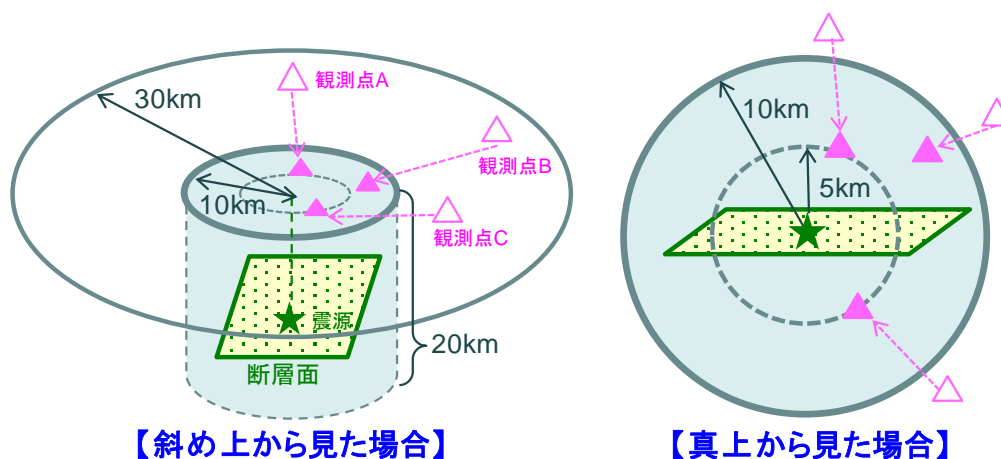


図 2.2.6 震源距離補正の概念図

Fig. 2.2.6 Overview of hypocentral distance corrections

(注2) 本検討では、地震基盤相当面の V_s は、地盤物性補正に用いた Noda et al. (2002)による経験式における定義を参考に $V_s=2200\text{m/s}$ 以上とした。

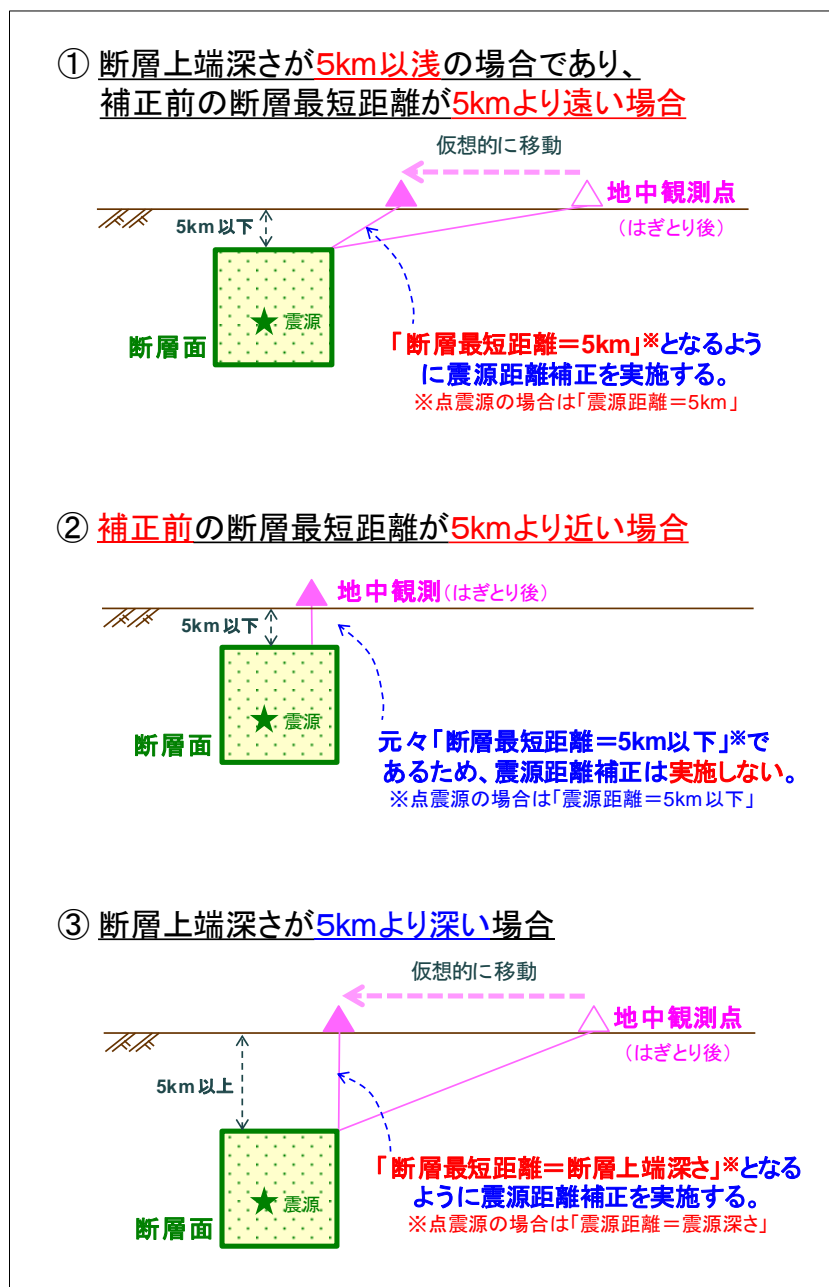
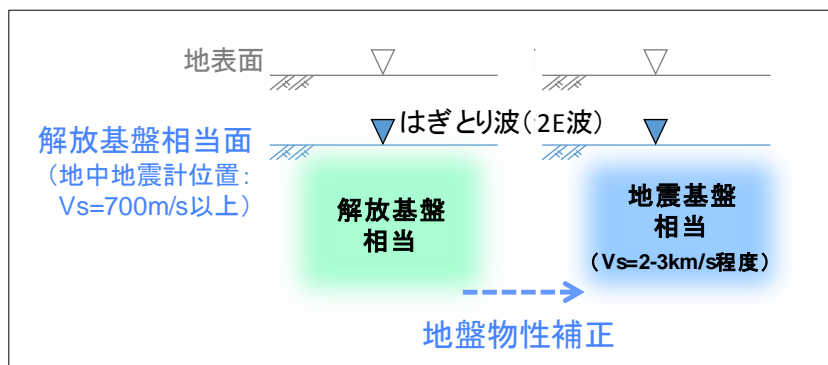


図 2.2.7 震源距離補正後の距離の設定

Fig. 2.2.7 Setting of distance after hypocentral distance corrections



※地中地震計位置の地盤の V_s が 2.2km/s よりも遅い場合に検討

図 2.2.8 地盤物性補正の概念図

Fig. 2.2.8 Overview of subsurface physical property corrections

表 2.2.3 地盤物性補正の条件

Table 2.2.3 Conditions for subsurface physical property corrections

地中地震計位置の地盤の速度	方針
水平動：2200m/s <u>未満</u> 上下動：4200m/s <u>未満</u>	地盤増幅倍率の経験式を用いて応答スペクトルを地震基盤相当面 ($V_s=2200\text{m/s}$ 、 $V_p=4200\text{m/s}$) における地震動レベルに補正する。
水平動：2200m/s <u>以上</u> 上下動：4200m/s <u>以上</u>	地盤物性補正を行わない。

(5) 統計処理のデータセットの確認

統計処理に用いる補正後の各地震動記録に対して、表 2.2.4 に示す地震及び観測記録に係る 11 項目の特性に関する情報をラベルとして付加し、それぞれの地震動記録を区別・整理できるようにするための処理（以下「ラベル付け」という。）を行った。さらに、ラベル付けに基づいてグループ分けを行い、グループ毎の応答スペクトルを比較して特徴を分析し、データセット（データ数）に極端又は非現実的な偏り等が生じていないことを確認した。また、全国共通に考慮すべき地震動であることから、グループ毎の地震動レベルに差異が生じる場合でも、極端又は非現実的な特性でなければ、統計処理においてはグループ毎ではなくすべての地震動記録を 1 つのデータセットとして扱うこととした。

ラベル付けに基づくデータセットの確認結果を表 2.2.4 に示す。また、例として「③ 地震活動地域（西日本、東日本）」、「⑤ 地震活動タイプ（前震、本震、余震）」、「⑧ 中地震計位置の地盤の V_s 」、「⑩ 統計処理に用いる地震の数」のラベル付けに基づくグループ毎の応答スペクトルの比較結果を図 2.2.9～図 2.2.12 に示す。

ラベル付けによる分析から、様々な観測記録を全国共通に考慮すべき震源近傍の地震基盤相当面での地震動として扱うための処理等を行ったことに伴い、データセットに以下のような不確かさが含まれることを把握することができた。

- ・対象地震の選定(地震規模の設定)、規模別の地震・記録数に係る不確かさ。
- ・観測記録から地盤特性を取り除く処理（はぎとり解析、地盤物性補正）に係る不確かさ。
- ・統計処理で扱う震源近傍での地震動記録の数を補うための処理（震源距離補正）に係る不確かさ。

表 2.2.4 ラベル付けの項目及び確認結果

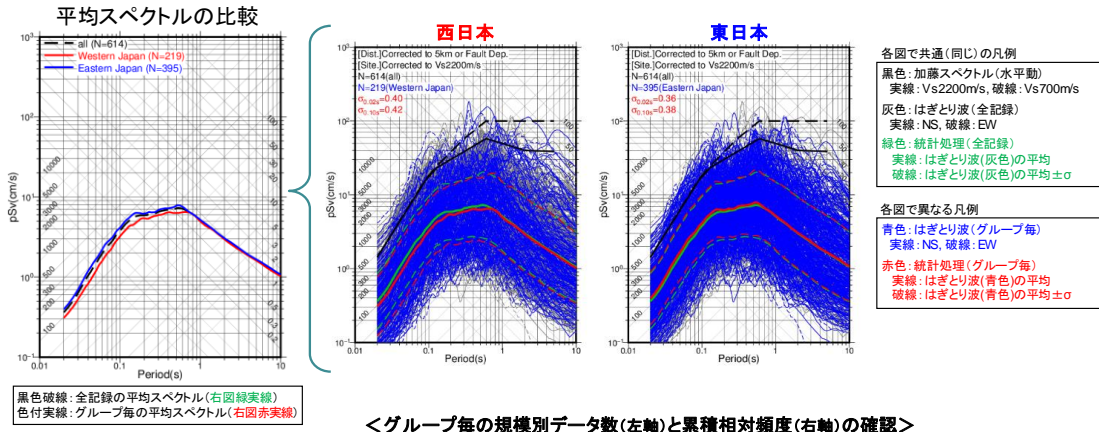
Table 2.2.4 Labeling items and confirmation results

項目	確認結果
① 地震規模 (M_w)	<ul style="list-style-type: none"> ・ M_w 範囲で分けた 4 グループの平均スペクトルについては、地震規模補正は実施していないため、規模が大きいほど地震動レベルが大きくなる傾向（長周期になるほど顕著）があるものの、周期 0.6 秒程度以下では $M_w 5.5$ 未満のグループにも地震動レベルが大きい記録もあることを確認した。 ・ データ数については、Gutenberg-Richter 則（以下、「G-R 則」という。）に従い地震規模が小さいほど多くなる傾向があり、現実的な偏りが生じていることを確認し、1 つのデータセットとして扱うこととした。
② 震源深さ	<ul style="list-style-type: none"> ・ 震源深さの範囲で分けた 4 グループの平均スペクトルについては、大きな差異は見られないものの、震源深さが浅い（5km 未満の）グループでは周期 0.6 秒程度以下の地震動レベルがやや小さい傾向があることを確認した。 ・ データ数については、中間的な震源深さ（10km 前後）のデータが多くなる傾向があるものの、極端又は非現実的な偏りは生じていないため、1 つのデータセットとして扱うこととした。

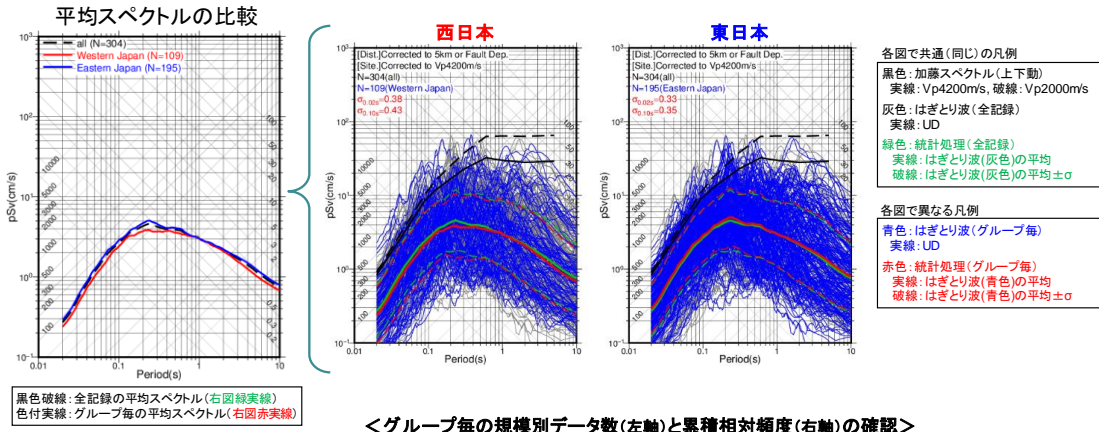
<p>③ 地震活動地域 (西日本、東日本)</p>	<ul style="list-style-type: none"> 地震の発生位置に応じて西日本と東日本の2グループに分類した平均スペクトルは、周期0.6秒程度以下では東日本の方が若干大きいものの概ね同等のレベルであることを確認した。 データ数にも極端又は非現実的な偏りは生じていないため、1つのデータセットとして扱うこととした。
<p>④ 断層タイプ (横ずれ断層、 逆断層、正断層)</p>	<ul style="list-style-type: none"> 断層タイプ(横ずれ断層、逆断層、正断層)で分けた3グループの平均スペクトルのレベルは、周期0.6秒程度よりも長周期側ではほぼ同等であるが、それよりも短周期側では逆断層がやや大きい傾向があることを確認した。 データ数については、横ずれ断層と逆断層は同等であり、正断層では少ない傾向があり、極端又は非現実的な偏りは生じていないため、1つのデータセットとして扱うこととした。
<p>⑤ 地震活動タイプ (前震、本震、余震)</p>	<ul style="list-style-type: none"> 前震、本震、余震の3グループの平均スペクトル及びばらつきは、本震と余震ではほぼ同等のレベルであることを確認した(前震はデータ数が顕著に低いので比較対象から除外)。 そのうえで、統計処理上のデータ数を確保するために、本震以外の余震と前震の記録もすべて1つのデータセットとして扱うこととした。
<p>⑥ 震央と活断層の地表 における最短距離</p>	<ul style="list-style-type: none"> 活断層の傾斜や断層面の広がりなどを考慮せずに簡易に推定した対象地震の震央と活断層の最短距離の範囲で分けた3グループについて、周辺に活断層がない場合(距離15km以遠)の地震動の平均スペクトルはやや大きくなるが、ばらつき(標準偏差)は小さくなる傾向があること、また、推定活断層を含む場合には平均スペクトルの差異は小さくなることを確認した。 各グループのデータ数については、極端な偏りはないため、1つのデータセットとして扱うこととした。
<p>⑦ 補正前の震源と 観測点の最短距離</p>	<ul style="list-style-type: none"> 補正前の震源と観測点の最短距離の範囲で分けた4グループの平均スペクトルについて、震源距離補正の対象となる最短距離5km以遠の3グループでは地震動レベルの差異が小さくなっており、補正の効果が現れていることを確認した。ただし、補正前の最短距離が近いグループほど平均スペクトルが大きくなる傾向があるため、データの分析を行った。その結果、地震規模(M_w)が大きくなるほど断層面積が大きくなり近距離の記録が増えるため、補正前の最短距離で分けた各グループに含まれる地震のM_wに差異が生じ、それにより平均スペクトルにも差異が生じていることが分かったため、現実的な傾向であると判断した。 データ数については、震央距離30km以内の記録を収集しているので、補正前の最短距離が遠い記録ほど多くなる傾向はあるが、震源距離補正を実施しているため、1つのデータセットとして扱うこととした。
<p>⑧ 地中地震計位置の 地盤の V_s</p>	<ul style="list-style-type: none"> 地中地震計位置の地盤のV_sで分けた4グループの平均スペクトルについては、大きな差異は見られないことから、平均レベルに対する地盤物性補正が問題なく施されていることを確認した。一方で、各グループのばらつき(標準偏差)については、地中地震計位置の地盤のV_sが低くなるほどばらつきが大きくなる傾向があり、統計処理に用いる地震動のデータセットに、地震基盤相当よりもV_sが低い地盤の記録を含めることにより、ばらつき(標準偏差)を過大評価する可能性があることが分かった。 なお、地中地震計位置のV_sが元々地震基盤相当に近いデータのみを用いた場合には、統計処理に用いるデータ数が少なくなることから、そのようなデータのみを用いた統計処理結果は標準応答スペクトルの設定の際には使用しないこととした。

⑨ 地中地震計位置の地震基盤深さ	<ul style="list-style-type: none"> ・地中地震計位置の地震基盤深さで分けた 4 グループの平均スペクトルには大きな差異は見られないことを確認した。 ・データ数についても極端又は非現実的な偏りは生じていないため、1つのデータセットとして扱うこととした。
⑩ 統計処理に用いる地震の数	<ul style="list-style-type: none"> ・統計処理に用いる地震数を発生時刻順に最初の 30 地震から 20 地震ずつ（記録は 150 波程度ずつ）増やしていくことにより、4つのデータセットを作成して比較したところ、大きな差異は見られず、特に約 70 地震を超えると平均と標準偏差はほぼ同等となることを確認した。したがって、89 地震の記録を使用している本検討の統計処理の値は安定しているものと考えられる。
⑪ 特徴的な地震動	<ul style="list-style-type: none"> ・統計処理に用いたはざとり波（補正前）の応答スペクトルレベルを距離減衰式による推定値と比較して、距離減衰式の推定値を大きく上回るまたは下回る（周期 1 秒以下で平均$\pm 1.5\sigma$の範囲外の部分がある）はざとり波を「特徴的な地震動」として抽出し、特徴的なピーク等を生成する要因によりグループ分けを行った。 <ul style="list-style-type: none"> GroupA：特徴的な地震動ではない GroupB：観測記録そのものに含まれる特徴（自然要因）による特徴的な地震動 GroupC：自然要因と人工要因の両者の影響による特徴的な地震動 GroupD：はざとり解析の精度が低いこと（人工要因）により生じた特徴的な地震動 ・特徴的な地震動(GroupB,C,D)とそうでない地震動(GroupA)の平均スペクトルについては、大きな差異は見られないが、特徴的な地震動のばらつきは大きくなる傾向があることを確認した。また、上下動については、人工要因による特徴的な地震動の割合が高く、水平動よりもはざとり精度が低い傾向があることが分かった。 ・統計処理においては、人工要因の寄与がある GroupC,D については重みを下げた場合の影響を確認することとした（詳細は(6)を参照）。

＜水平動＞



＜上下動＞



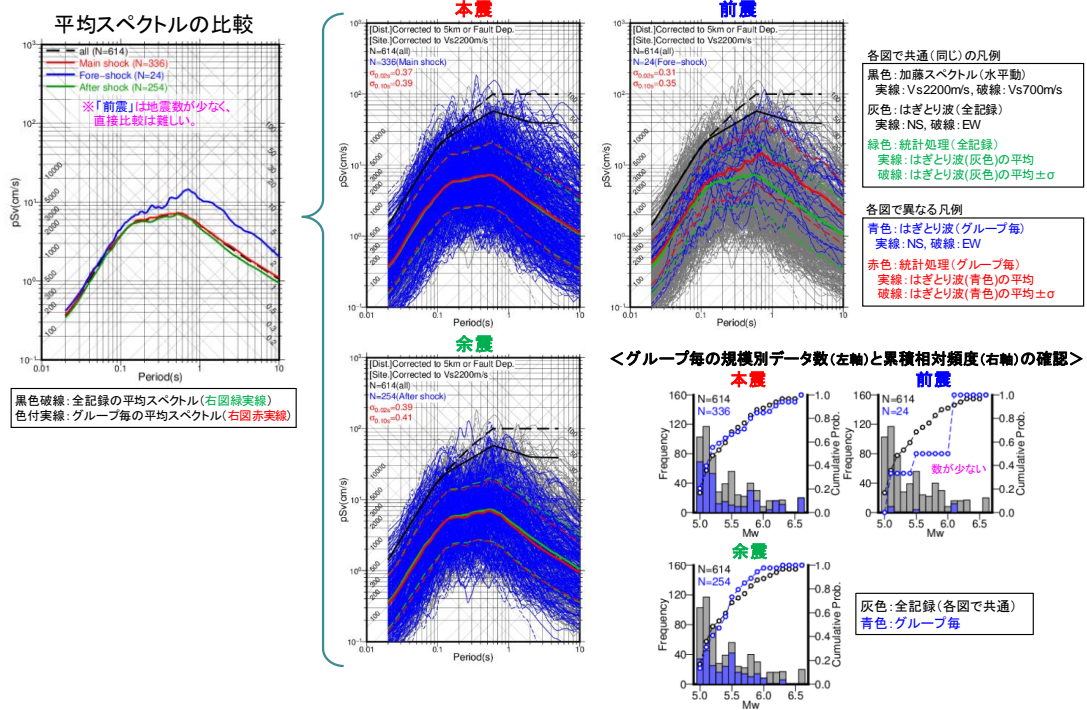
※ pSv: 擬似速度応答スペクトル(減衰定数)

図 2.2.9 「③ 地震活動地域(西日本、東日本)」のラベル付けに基づくグループ毎の応答スペクトルの比較

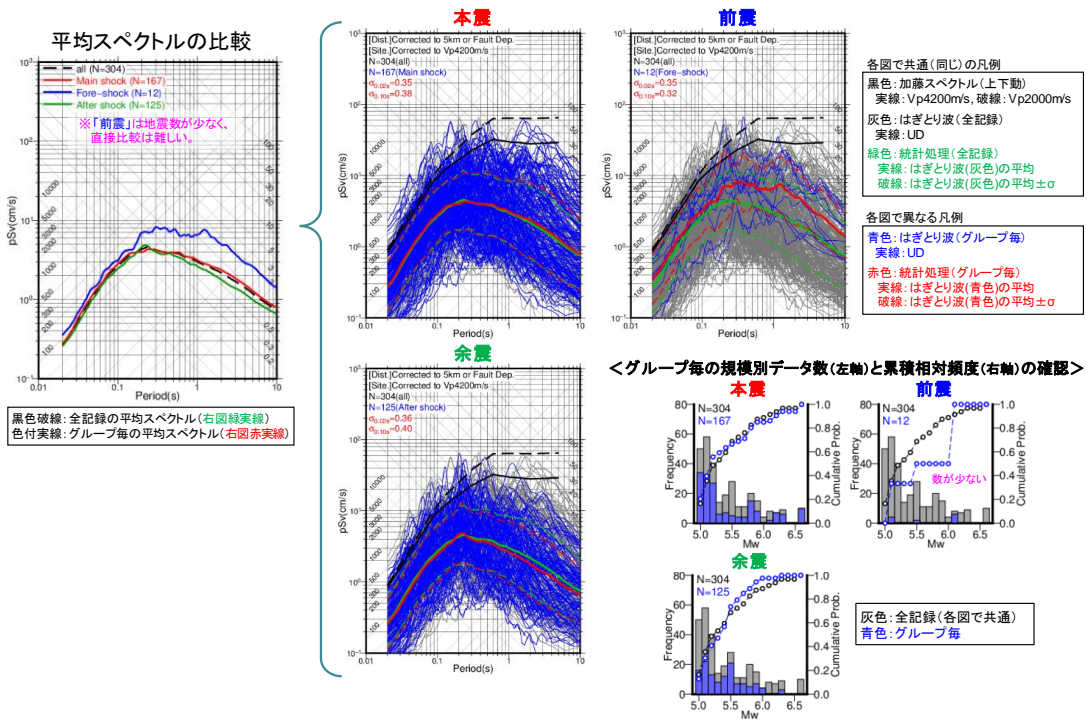
Fig. 2.2.9 Comparison of response spectra for each group based on labeling

“③ seismic activity area (Western Japan, Eastern Japan)”

＜水平動＞



＜上下動＞



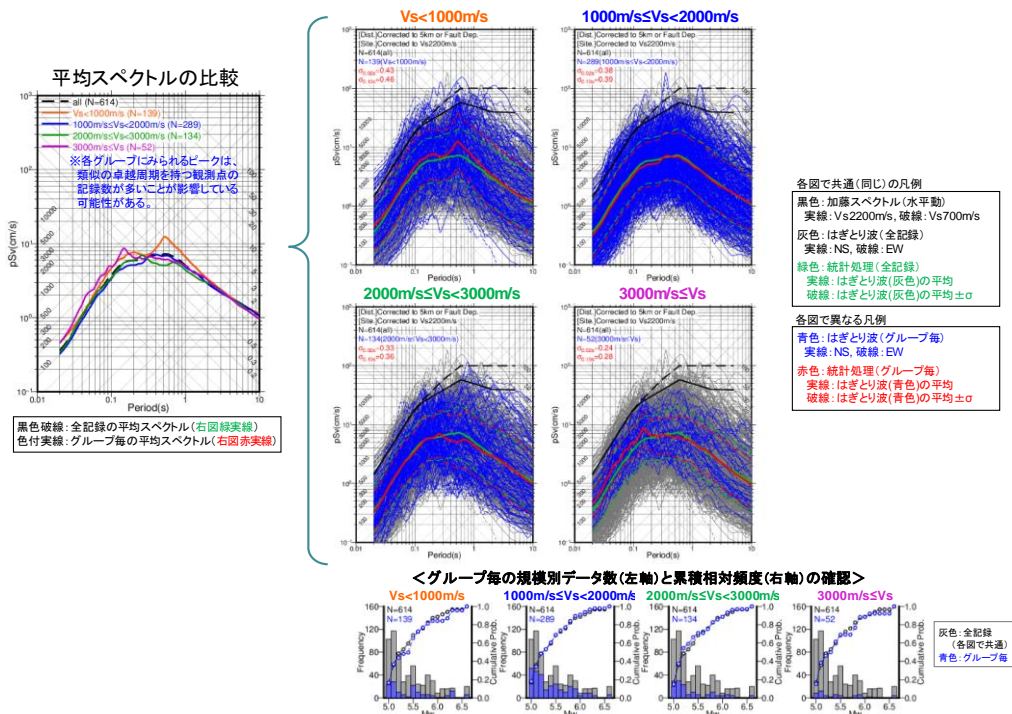
※pSv: 擬似速度応答スペクトル(減衰定数)

図 2.2.10 「⑤ 地震活動タイプ(前震、本震、余震)」のラベル付けに基づくグループ毎の応答スペクトルの比較

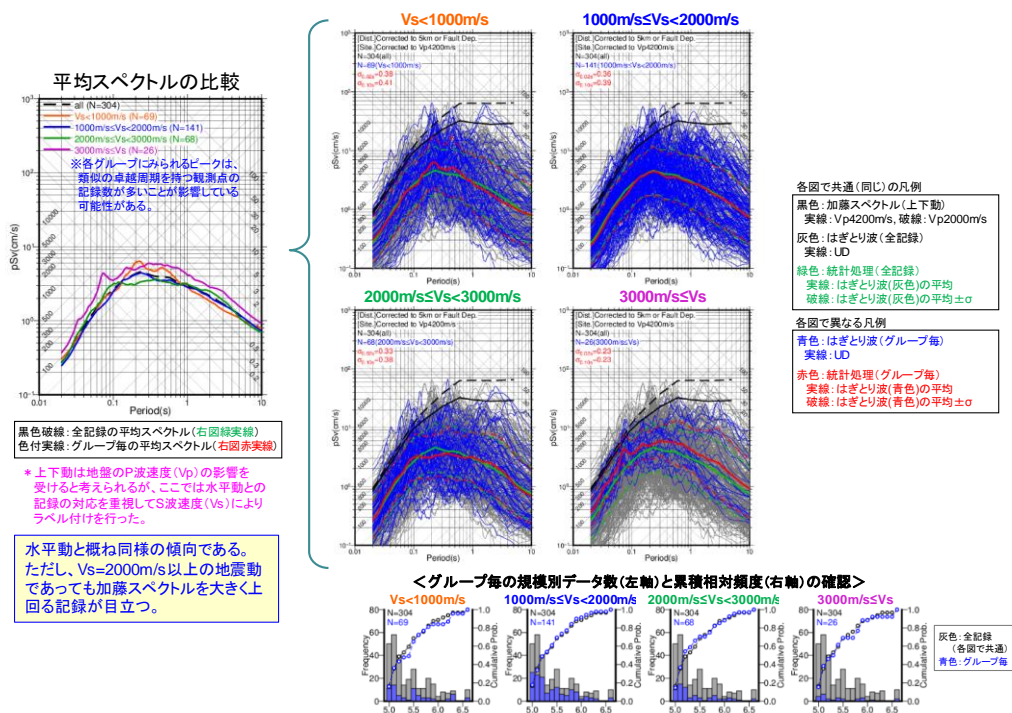
Fig. 2.2.10 Comparison of response spectra for each group based on labeling

“⑤ seismic activity type (foreshocks, mainshocks, and aftershocks)”

<水平動>



<上下動>

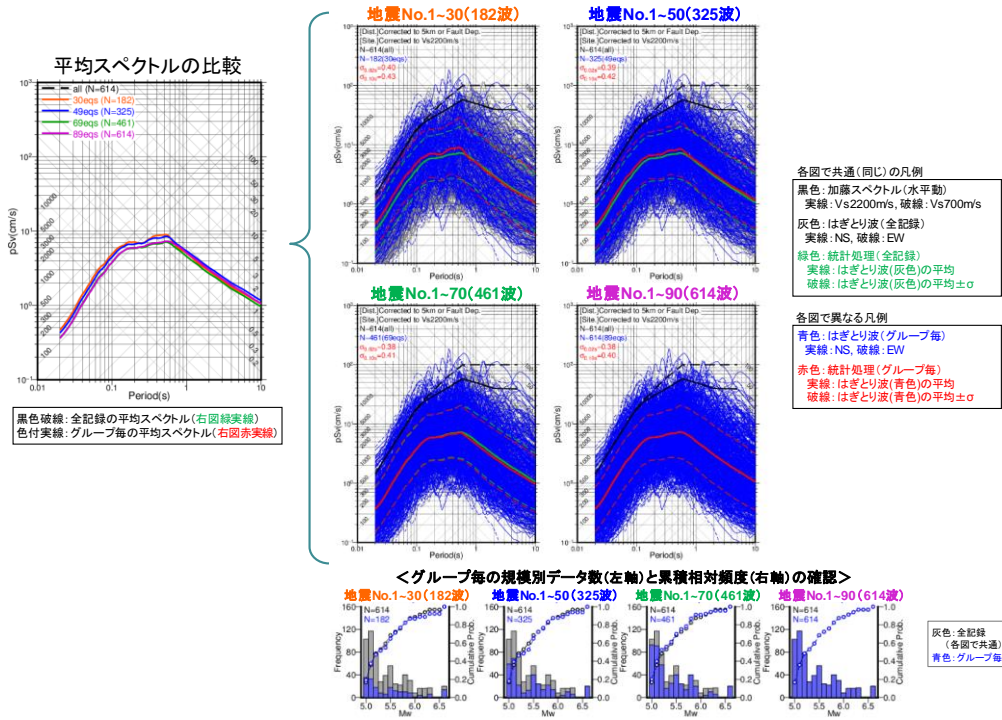


※pSv：擬似速度応答スペクトル(減衰定数)

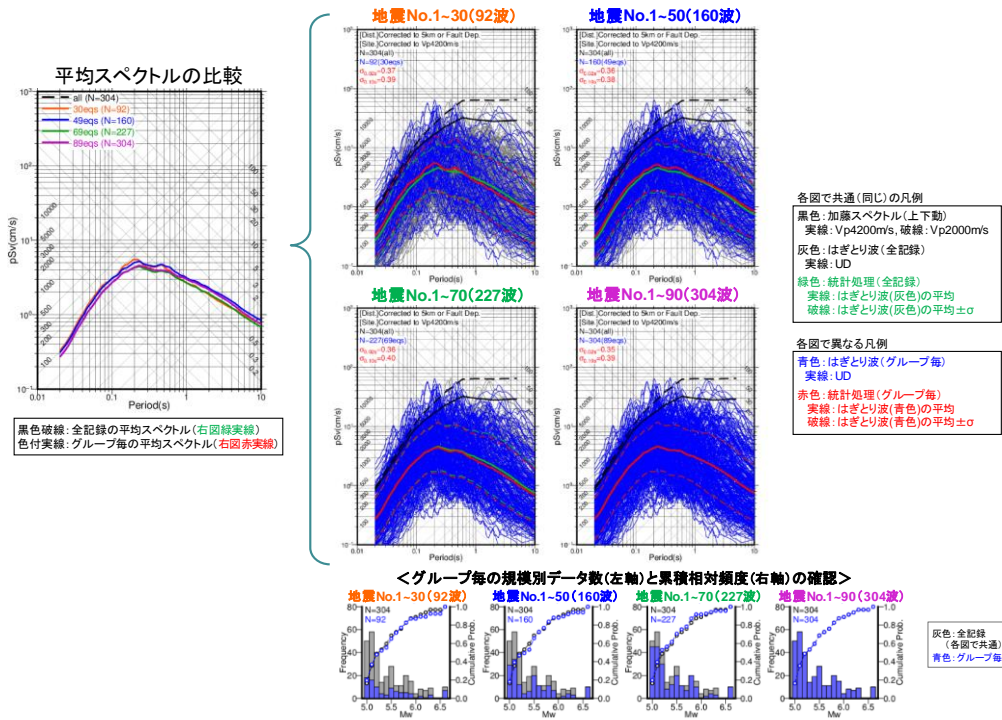
図 2.2.11 「⑧ 地中地震計位置の地盤のVs」のラベル付けに基づくグループ毎の応答スペクトルの比較

Fig. 2.2.11 Comparison of response spectra for each group based on labeling
“⑧ S-wave velocity (Vs) of subsurface structure at underground seismometer position”

＜水平動＞



＜上下動＞



※pSv: 擬似速度応答スペクトル(減衰定数)

図 2.2.12 「⑩ 統計処理に用いる地震の数」のラベル付けに基づくグループ毎の応答スペクトルの比較

Fig. 2.2.12 Comparison of response spectra for each group based on labeling

“⑩ number of earthquakes used for statistical processing”

(6) 複数条件での非超過確率別応答スペクトルの算出

以下の方針で、対数正規分布を仮定した統計処理により複数条件で非超過確率別応答スペクトルを算出し（図 2.2.13 参照）、結果の確認を行った。

- ・ (5) 節のラベル付けによる分析結果を踏まえて、統計処理のデータセットを全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」の条件に近づけるために、不確実さを低減させる目的でデータの選別・重み付けを行い複数の算出ケース（5 ケース及び参考・確認用の 4 ケース）を設定する。
- ・ 各ケースについて、データの選別・重み付け後のデータの充足度、不確実さを低減させることによる地震動への影響度合い等の確認を行う。
- ・ 地震動の統計処理においては経験的に対数正規分布を仮定することが一般的であるが、本検討のデータセットへの適用性を確認するために、対数正規分布を仮定した地震動の確率密度分布と実際のデータが整合しているかを確認する。

具体的な非超過確率別応答スペクトルの算出ケース及び対象としたデータの特性は以下のとおりである。

・ ケース 1：全データ

収集・整理した $M_w5.0\sim6.6$ の 89 地震の全ての観測記録を対象とした。なお、補正による影響確認のために以下の参考ケースを設定した。

- ・ ケース 1'a：震源距離・地盤物性の補正なし
- ・ ケース 1'b：地盤物性補正のみ（震源距離補正なし）

・ ケース 2：対象地震 ($M_w6.5$ 未満)

対象地震を全国共通に考慮すべき「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」に近いものにするために、地震のスケーリング則の観点から、 $M_w6.5$ 以上で「震源を特定して策定する地震動」と地域性を考慮する「震源を特定せず策定する地震動」にあたる地震を除き、 $M_w6.5$ 未満の地震を対象とした。算出結果を図 2.2.13 に、代表的な周期における地震動強さの確率密度関数（対数正規分布を仮定）と実際のデータ数の比較を図 2.2.14 に示す。

・ ケース 3：規模別の地震・記録数 (G-R 則を想定)

ケース 1 の $M_w5.0\sim6.6$ の地震規模別頻度には偏りや凸凹も見られるため、本ケースでは理想的に G-R 則に従うデータセットとなるように重み付けを施した。

・ ケース 4：はぎとり精度 (人工要因による特徴的な地震動の影響を低減)

はぎとり解析の精度が低いこと（人工要因）による「特徴的な地震動」がデータセットに含まれている影響を低減させるために、（5）の「⑩特徴的な地震動」のラベル付けによる分析結果に基づき、人工要因による特徴を含む Group C, D の地震動記録の重みを 0.5 又は 0 とした。

- ・ ケース 4a : C=0.5、D=0
- ・ ケース bb : C=0、D=0

• ケース 5 : 地中地震計位置の地盤の V_s ($V_s=2000\text{m/s}$ 以上)

元々地震基盤相当面に近い地盤で観測された地震動記録のみに絞り、地盤物性補正の不確かさを低減させるために、地中地震計位置の V_s が 2000m/s 以上の地震動記録のみを対象とした。ここで、地震基盤相当面の V_s は、補正に用いた Noda et al. (2002)⁶⁵における定義を参考に $V_s=2200\text{ m/s}$ 以上としているが、（5）における「⑧地中地震計位置の地盤の V_s 」のラベル付けによる検討において V_s を 1000 m/s 毎にグループ分けした関係で、ケース 5 の統計処理においては地中地震計位置の V_s が 2000 m/s 以上の場合を元々地震基盤相当面に近い地盤で観測された地震動記録として扱った。

なお、ケース 5 は、地盤に関しては理想的な条件であり、非超過確率 97.7% の応答スペクトルレベルは他のケースに比べて小さくなることを確認したが、データの充足度が低いことから標準応答スペクトルの設定には使用しないこととした。

• はぎとり精度の確認用のケース

- ・ ケース 2' : ケース 2 ($M_w6.5$ 未満) について、ケース 4 と同様にはぎとり精度に係る人工要因による特徴的な地震動の影響を低減させるために、（5）の「⑩特徴的な地震動」のラベル付けによる人工要因による特徴を含む Group C, D の地震動記録の重みを 0.5 又は 0 とした。
 - ・ ケース 2'a : C=0.5、D=0
 - ・ ケース 2'b : C=0、D=0
- ・ ケース 4' : 周期 0.5 秒程度以下でのはぎとり精度を確認するために、はぎとり解析を行わずに地中観測記録を 2 倍した（重み付けなし）。

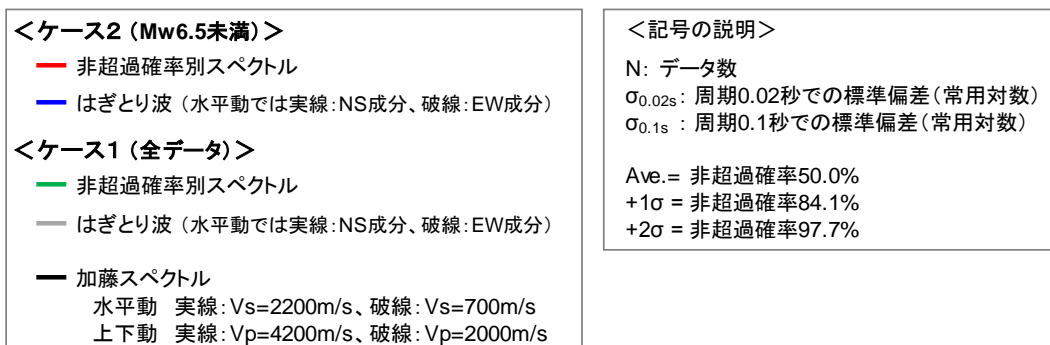
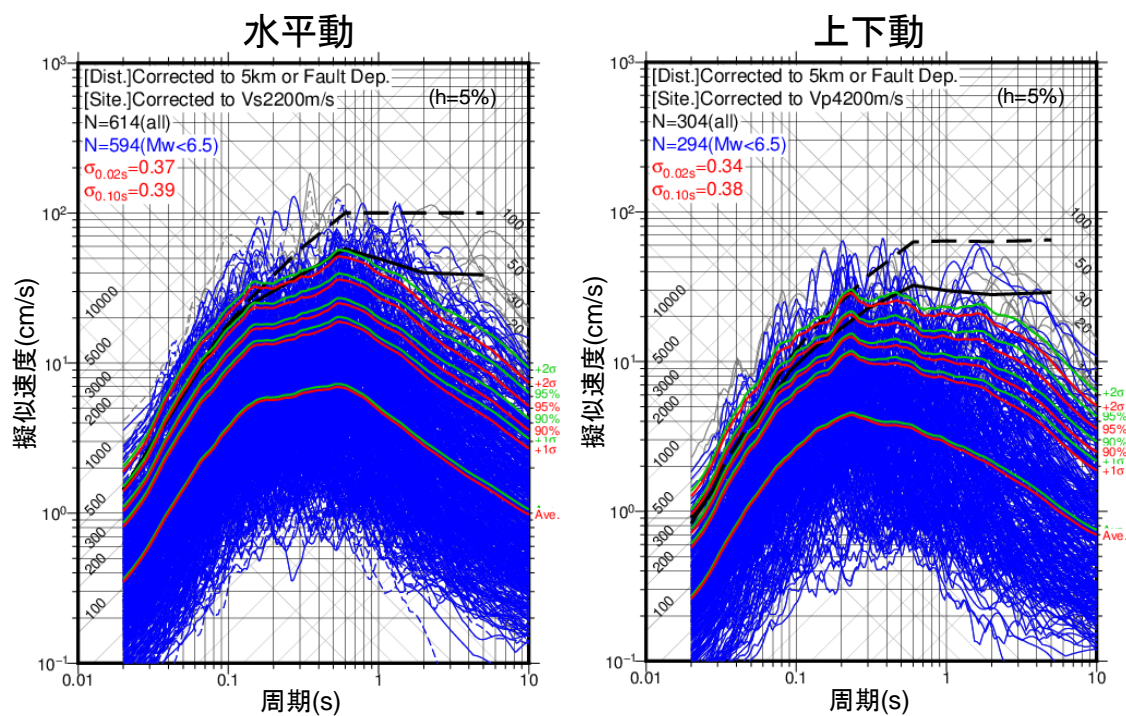
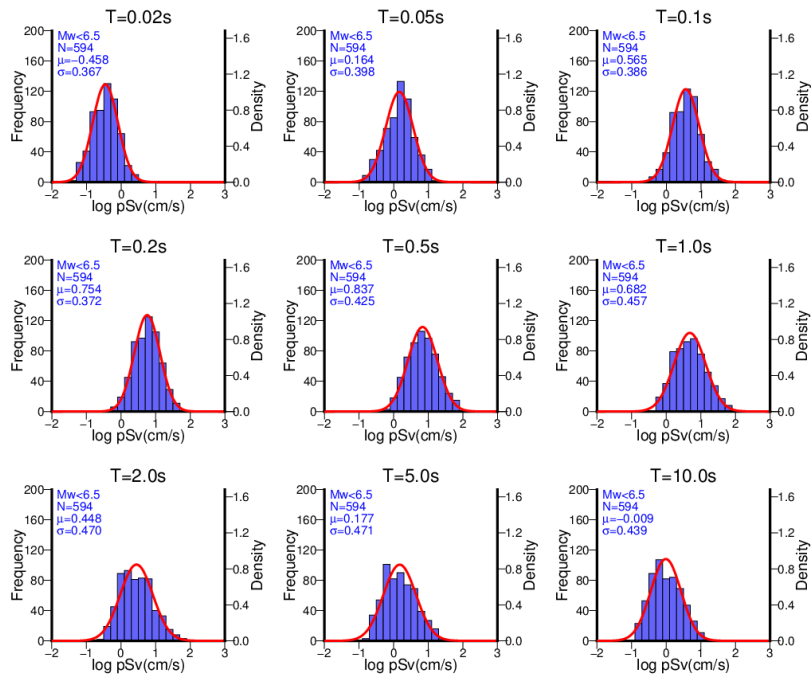


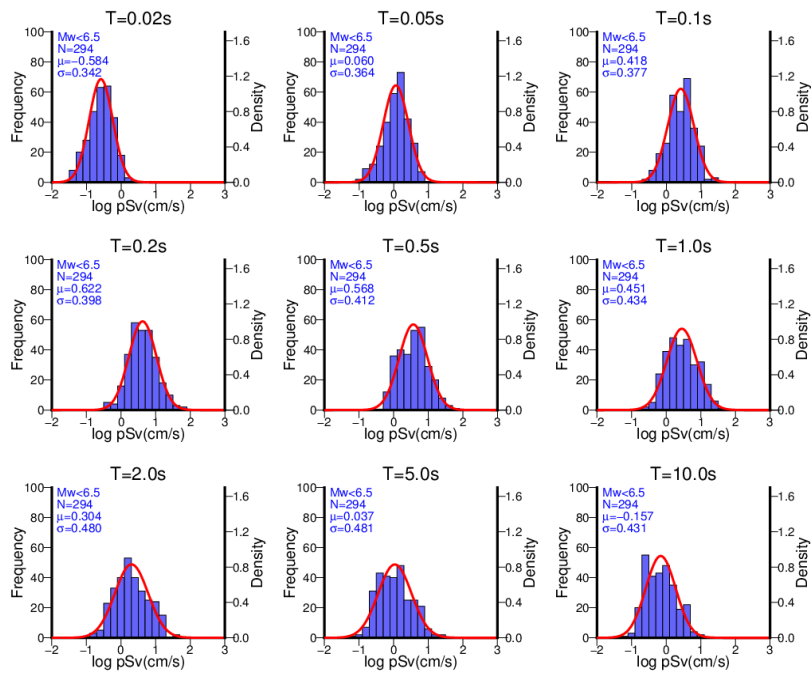
図 2.2.13 非超過確率別応答スペクトルの算出例：ケース 2 (M_w 6.5 未満) とケース 1 (全データ) の比較

Fig. 2.2.13 Example of calculating response spectra for each non-exceedance probability: comparison between case 2 (lower than M_w 6.5) and case 1 (whole data)

＜水平動＞



＜上下動＞



※pSv: 擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%)
青色: 本ケースでのデータ数
 赤色: 対数正規分布を仮定した確率密度

図 2.2.14 代表的な周期における地震動強さのヒストグラム：ケース 2 (M_w 6.5 未満)

Fig. 2.2.14 Histograms of seismic intensity in typical periods: case 2 (lower than M_w 6.5)

(7) 標準応答スペクトルの設定及び妥当性確認

① 標準応答スペクトルの設定

標準応答スペクトル ($h=5\%$) は、以下の方針に基づいて、図 2.2.15 に示すとおりに設定した。

○一部周期帯で加藤ほか (2004)⁶⁷によるスペクトル (以下「加藤スペクトル」という。) を超える地震動が観測されていることから、短周期側 (周期 1 秒程度以下) で加藤スペクトル相当の地震動レベルとなる非超過確率 95% のスペクトルを上回るレベルとすることを前提とする。

○短周期側 (周期 1 秒程度以下) の地震動レベルについては、地震規模 $M_w5.0\sim6.5$ 程度の記録を対象として、(6) の結果を踏まえて選定した複数条件 (データの充足度が高く不確実さを低減させたケース) での非超過確率 97.7% の応答スペクトルを基に以下の条件で設定する (図 2.2.16)。

- ・全データセットから $M_w6.5$ 以上で「震源を特定して策定する地震動」と地域性を考慮する「震源を特定せず策定する地震動」にあたる 3 地震を除いた (対象地震規模 $M_w6.5$ 未満とした) ケース 2 の非超過確率 97.7% の応答スペクトルを上回る。ただし、はぎとり精度の確認用ケース [ケース 2'a, b 及びケース 4' (詳細は (6) 参照)] により、はぎとり精度が低いと判断した周期帯は必ずしも上回らない。

- ・今後、全国共通に「震源を特定せず策定する地震動」として考慮すべき $M_w6.5$ 以上の地震が発生する可能性も否定できないことから、 $M_w6.6$ の地震まで含めたケース 3 (規模別の地震・記録数に係る不確実さを低減) 及びケース 4a, b (はぎとり解析に係る不確実さを低減) の非超過確率 97.7% の応答スペクトルとも地震動レベルを比較して確認する。

○長周期側 (周期 1 秒程度以上 5 秒程度未満) の地震動レベルについては、周期が長くなるにつれて規模依存性等に伴い地震動強さの確率密度分布推定の不確実さが大きくなると考えられ、また、 M_w6 クラスの地震では断層破壊伝播の指向性効果等により地震動レベルが大きくなる可能性もあることから、妥当性確認結果を踏まえた上で、一定のレベルに設定する。

○標準応答スペクトルのレベルについて、以下の確認を行うことにより、妥当性を判断する [詳細は (7) ②を参照]。

・標準応答スペクトルに対応する地震動の年超過確率が 10^{-4} と 10^{-5} の間程度^(注3)であること。

・標準応答スペクトルのレベルが、他の手法（特に距離減衰式）により求めた対象地震規模の上限に近い $M_w6.5$ 相当の地震の震源近傍における地震動の平均に対して保守性を考慮したレベルであり、さらには「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の評価との連続性があること。

○なお、本検討での対象地震動は、地盤特性や解析・処理に係る不確実さを含むこと [例えば、地中地震計位置の地盤の V_s が 2000m/s 以上の記録のみを統計処理の対象としたケース 5 及び、はざとり精度の確認用ケース 2'a,b、4'では周期 0.5 秒程度以下の地震動レベルが小さくなることを確認していること]、また、個々の観測記録には大きな山谷があるが非超過確率別応答スペクトルは周期ごと（300 点）に対応する応答値を算出してそれをつなげていることから、保守的なスペクトルレベルとなっていると考え、対象地震動記録を最大包絡する考え方は採らないこととする。

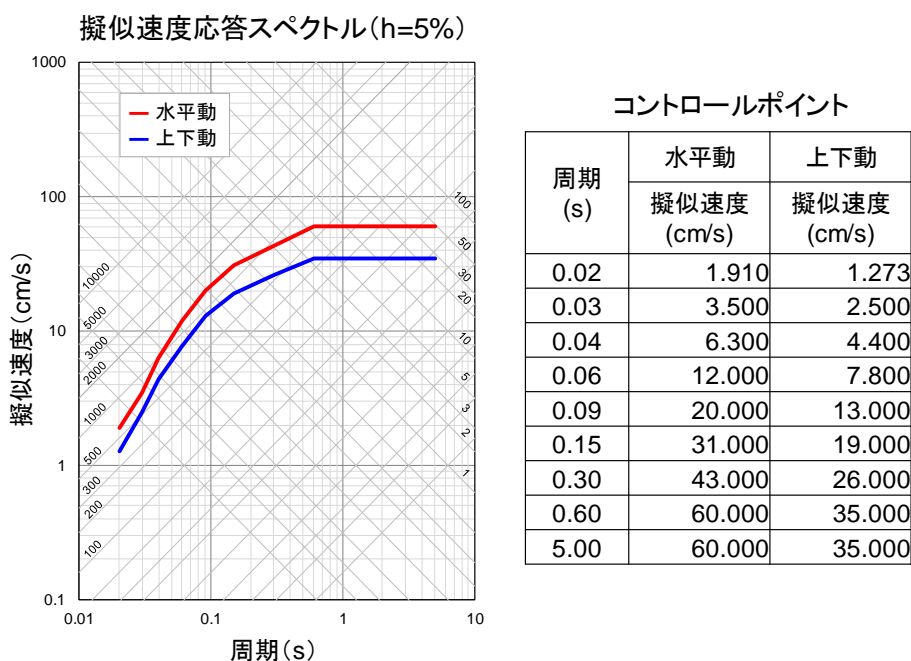
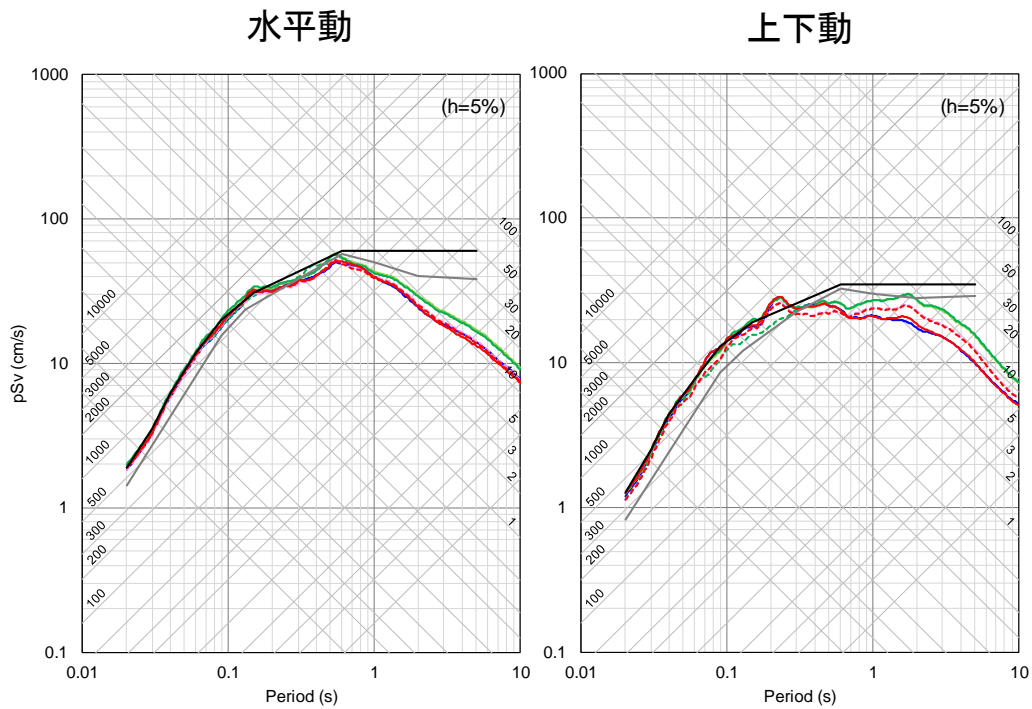


図 2.2.15 地震基盤相当面 ($V_s=2200$ m/s 以上) における標準応答スペクトルのコントロールポイント

Fig. 2.2.15 Control points of the standard response spectrum on the seismic basement equivalent surface ($V_s \geq 2200$ m/s)

(注3) これまでの基準地震動の審査における地震動の年超過確率の参照結果と同等であることを妥当性の判断材料の 1 つと考え、標準応答スペクトルに対応する地震動の年超過確率が 10^{-4} と 10^{-5} の間程度の地震動レベルとなっていることを確認することとした。



- 標準応答スペクトル
- 加藤スペクトル
水平動: $V_s=2200\text{m/s}$ 、上下動: $V_p=4200\text{m/s}$
- <非超過確率97.7%の応答スペクトル>
- 【標準応答スペクトルの設定に使用】
- ケース2: 対象地震(Mw6.5未満)
- ケース3: 規模別の地震・記録数(G-R則想定)
- ケース4a: はざとり精度(人工要因による特徴的な地震動の影響を低減) その1
※重み: Group A=1, B=1, C=0.5, D=0の場合
- ケース4b: はざとり精度(人工要因による特徴的な地震動の影響を低減) その2
※重み: Group A=1, B=1, C=0, D=0の場合
- 【はざとり精度の確認に使用】
- - - ケース2'a: 対象地震(Mw6.5未満)、はざとり精度(人工要因による特徴的な地震動の影響を低減) その1
※重み: Group A=1, B=1, C=0.5, D=0の場合
- - - ケース2'b: 対象地震(Mw6.5未満)、はざとり精度(人工要因による特徴的な地震動の影響を低減) その2
※重み: Group A=1, B=1, C=0, D=0の場合
- - - ケース4': はざとり解析を行わずに地中観測記録を2倍した場合
※水平動は周期0.5秒以下、上下動は周期0.3秒以下のみを表示

図 2.2.16 非超過確率 97.7% (平均+2 σ) の応答スペクトルに基づく標準応答スペクトルの地震動レベルの設定

Fig. 2.2.16 Setting of ground motion level of the standard response spectrum based on response spectrum with non-exceedance probability of 97.7% (average + 2 σ)

② 標準応答スペクトルの妥当性確認

新規制基準では地震動の年超過確率の参照を行うことを求めており、また、「震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム」での議論を踏まえ、(7)①で設定した標準応答スペクトルについて、「地震動の年超過確率の参照」及び「他の手法による応答スペクトルレベルとの比較」による確認を行った。そのうえで、標準応答スペクトルのレベルが、地震動の年超過確率の 10^{-4} と 10^{-5} の間程度に対応していること、かつ、他の手法（特に距離減衰式）により求めた対象地震規模の上限に近い $M_w6.5$ 相当の地震の震源近傍における地震動の平均に対して保守性を考慮したレベルとなっており、さらには「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の評価と連続性があることを確認することにより、設定したレベルが妥当であると判断した。

地震動の年超過確率の参照

地震動の年超過確率の参照においては、以下の確認を行った。

- 審査ガイドの「解説」では「震源を特定せず策定する地震動」の基準地震動の妥当性の確認として、原子力安全基盤機構による地震動の年超過確率別応答スペクトルを例示していることを踏まえ、原子力安全基盤機構（2005、2012）^{68, 69}による地震動の年超過確率別スペクトルとの比較を行った。図 2.2.17 に示すように、標準応答スペクトルは、周期 0.3 秒程度以下において年超過確率 10^{-4} と 10^{-5} の間（周期 0.3 秒程度以上では年超過確率 10^{-5} 程度以下）のレベルに対応することを確認した。
- 標準応答スペクトルを地震規模 $M_w5.0\sim6.5$ 程度の地震動の非超過確率 97.7%の応答スペクトルレベルに基づいて設定したことの妥当性について、本検討で収集・整理した地震の発生数から求めた「地震の年発生頻度」と「地震動の年超過確率の考え方」を用いて「地震動の年超過確率」に対応する「地震動強さの非超過確率」を概算することにより確認した。表 2.2.5 に示すように、半径 10km の領域で地震動の年超過確率 1×10^{-4} に対応する非超過確率は約 95.2%、年超過確率 5×10^{-5} に対応する非超過確率は約 97.6%と概算され、地震規模 $M_w5.0\sim6.5$ 程度の地震動の非超過確率 97.7%は年超過確率が 10^{-4} と 10^{-5} の間となる地震動レベルであることを確認した。
なお、「地震動の年超過確率の考え方」に基づく概算に用いた「地震の年発生頻度」は過去 18 年間の観測に基づくものであるため、過去 85 年間程度の観測に基づく既往研究による地震の年発生頻度を用いた場合も同等の結果が得られることを確認した。

なお、本検討における地震動の年超過確率は、 $M_w6.5$ 程度未満の地表地震断層が出現しない可能性がある内陸地殻内地震を対象として、地震の発生頻度等を全国平均的に扱って評価したものであり、海溝型地震や $M_w6.5$ 程度を超える内陸地殻内地震等は含まな

い。原子力安全基盤機構（2005、2012）^{68, 69}による地震動の年超過確率の評価においても本検討と同様に内陸地殻内の震源を特定しにくい地震を対象としている。

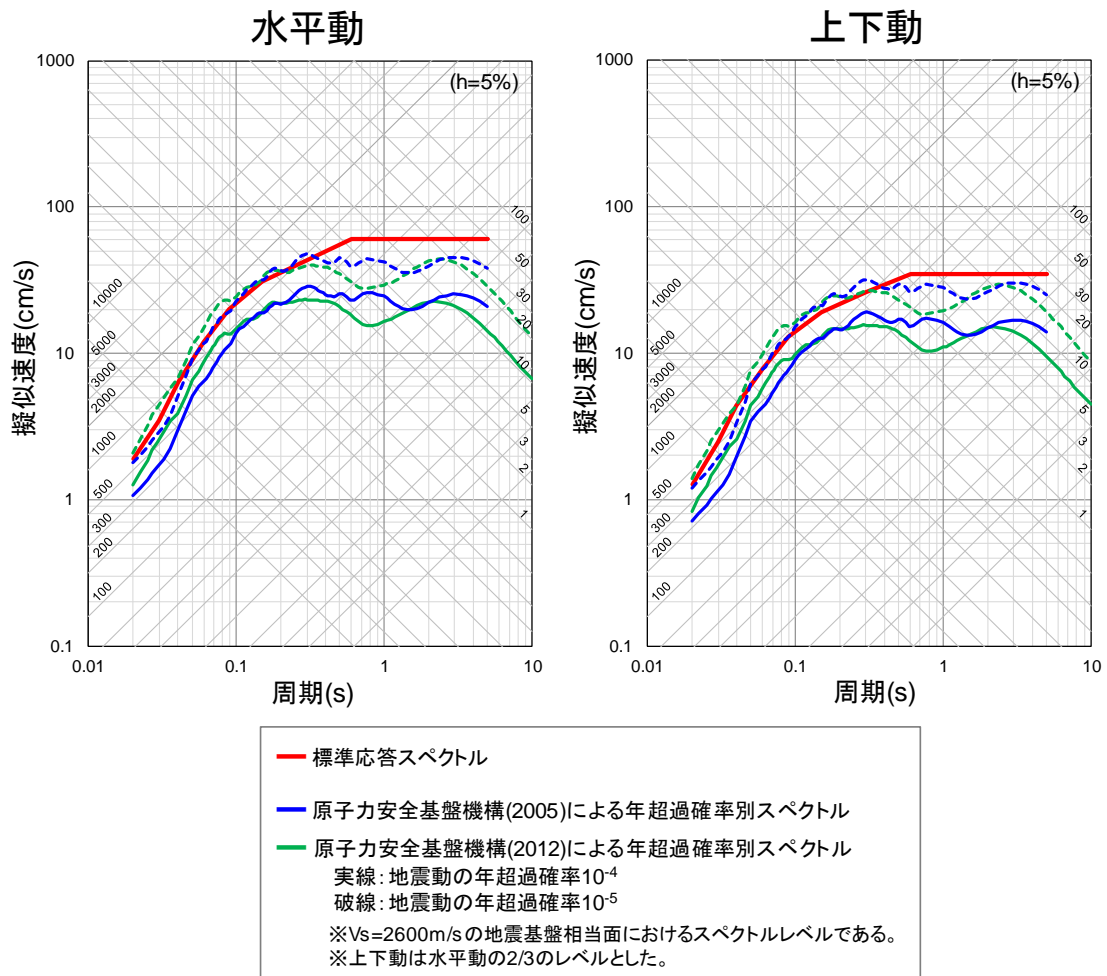


図 2.2.17 標準応答スペクトルと原子力安全基盤機構（2005、2012）による地震動の年超過確率の比較

Fig. 2.2.17 Comparison between the standard response spectrum and annual exceedance probability of ground motion by JNES (2005, 2012)

表 2.2.5 「地震動の年超過確率の考え方」に基づいた概算結果*

Table 2.2.5 Approximate result based on 'Concept of annual exceedance probability of earthquake motion'

半径 (km)	面積 (km ²)	地震の年発生頻度 (個/年) : A	地震動の年超過確率 : P	地震動強さの超過確率 : B		地震動強さの非超過確率 : 1-B	
				値	%	値	%
10	314	0.00208	1×10^{-4}	0.048	4.8%	0.952	95.2%
			5×10^{-5}	0.024	2.4%	0.976	97.6%
			1×10^{-5}	0.005	0.5%	0.995	99.5%

*地震が期間と場所によらずランダムに発生すると仮定した場合には、地震動の年超過確率は $P=1-\exp(-A \times B)$ により求まる (A が十分に小さい場合には $P \approx A \times B$ と近似することが可能) という考え方に基づいて概算した結果である。

他の手法による応答スペクトルレベルとの比較

他の手法により求められた以下の応答スペクトルとの比較を行った。

- ・ 距離減衰式による推定値
- ・ 断層モデル法による計算結果
- ・ 審査関連の地震動レベル

○距離減衰式による推定値

地震基盤で適用可能な以下の3つの距離減衰式を用いて、 $M_w6.5$ 相当の地震の震源近傍での地震基盤相当面における応答スペクトルを算出し、標準応答スペクトルと比較した(図 2.2.18)。

- ・ Noda et al. (2002)⁶⁵ : 現状の審査で使用されている式
- ・ 原子力安全基盤機構 (2013)⁶⁴ : 震源距離補正で使用した式
- ・ Idriss (2014)⁷⁰ : 米国 NGA-West2 の式の1つ (水平動のみ)

標準応答スペクトルの水平動の周期 0.6 秒程度以下については、新規制基準適合性審査において 2007 年新潟県中越沖地震の知見を踏まえて「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の策定の際に保守性を考慮するために採用されている Noda et al. (2002)⁶⁵ による距離減衰式の「補正なし」の推定値と概ね同等のレベルとなっていることを確認し、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の評価との連続性があることを確認した。

また、標準応答スペクトルは全周期帯について、原子力安全基盤機構 (2013)⁶⁴ 及び Idriss (2014)⁷⁰ の距離減衰式による推定値の平均+標準偏差 (1σ) をやや上回るレベルとなっており、対象地震規模の上限に近い $M_w6.5$ の地震動にばらつきを考慮したレベルとなっていることを確認した。

○断層モデル法による計算結果

原子力安全基盤機構 (2012)⁶⁹ による断層モデル法を用いた計算 (香川、2004⁷¹ による長周期帯まで拡張した統計的グリーン関数法) により震源の不確かさをモンテカルロ法により設定した計算結果 [気象庁マグニチュード (Mj) 6.5 ($M_w6.2$ 相当) 及び Mj6.9 ($M_w6.5$ 相当)、断層最短距離 10km 以内] を標準応答スペクトルと比較した。断層モデル法による計算結果には、平面的に見た場合には半径 10km の領域よりも遠くに位置して地震動レベルが低くなる計算結果も含まれるため、本検討の想定とは異なるが、標準応答スペクトルは原子力安全基盤機構(2012)による計算結果の平均+ 1σ を上回ることを確認した。

○審査関連の地震動レベル

新規制基準及び旧原子力安全委員会の「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」（以下「耐震設計審査指針」という。）に基づく審査で使用された以下の地震動レベルと標準応答スペクトルを比較した（図 2.2.19）。

- ・2004年北海道留萌支庁南部地震（ M_w 5.7）の K-NET 港町観測点の解放基盤波に余裕を持たせた地震動 *：新規制基準審査（硬岩サイトで使用）
- ・加藤スペクトル：改訂耐震設計審査指針関連
- ・大崎の手法によるスペクトル（ M_j 6.5、震源距離 10km）*：改訂前の旧耐震設計審査指針関連

*解放基盤面における地震動レベルであるため、地震基盤面相当の標準応答スペクトルとは直接比較ができないことに留意。

標準応答スペクトルの設定方針として短周期側（周期 1 秒程度以下）では加藤スペクトルを上回ることを前提としたが、結果的には標準応答スペクトルは全周期帯において加藤スペクトルを上回ることを確認した。

2004年北海道留萌支庁南部地震の K-NET 港町観測点の解放基盤波に余裕を持たせた地震動（硬岩サイトで使用されているレベル）については、解放基盤面における地震動レベルであり地盤条件が異なるために直接比較はできないが、参考のために標準応答スペクトルとの比較を行った。水平動については、周期 0.2 秒程度以下及び周期 2 秒程度以上では標準応答スペクトルの方が概ね大きな地震動レベルとなる^(注4)が、周期 0.2~2 秒程度では K-NET 港町観測点の地震動の方が大きなレベルとなる。この特徴には、標準応答スペクトルが地震基盤相当面（ $V_s=2200\text{m/s}$ 以上）における地震動であるのに対し、K-NET 港町観測点の地震動は $V_s=938\text{m/s}$ の解放基盤面における地震動であることにより、震源特性に加えて当該観測点における地盤増幅特性（地域的な特性）が影響している可能性が考えられる^{60, 72}。上下動については、水平動と同様に地盤条件は異なるが、周期 0.1 秒及び 0.3~0.4 秒付近を除いては標準応答スペクトルの方が大きな地震動レベルとなる。

また、この K-NET 港町観測点の地震動に対して、試行的に本検討と同様の Noda et al. (2002)⁶⁵の地盤増幅率による地盤物性補正を施して地震基盤相当面の地震動を推定した場合には、水平動については周期 0.2~0.6 秒付近を除いては標準応答スペクトルと概ね同等又はそれを下回る地震動レベルとなり^(注4)、上下動については全周期帯において標準応答スペクトルと概ね同等又はそれを下回る地震動レベルとなることを確認した（図 2.2.20）。

(注4) 水平動の周期 0.02 秒においては、2004年北海道留萌支庁南部地震の K-NET 港町観測点の解放基盤波に余裕を持たせた地震動の応答スペクトルの方が標準応答スペクトルよりもわずかに大きな地震動レベルとなる。

なお、2004年北海道留萌支庁南部地震については、本検討の統計処理においても検討対象とし、KiK-net小平西(RMIH05)及びKiK-net小平東(RMIH04)の2観測点の地震動記録を使用した。

大崎の手法によるスペクトルについても、解放基盤面における地震動レベルであり地盤条件が異なるが、参考のために比較を行い、全周期帯において標準応答スペクトルが同等又は大きな地震動レベルとなることを確認した。

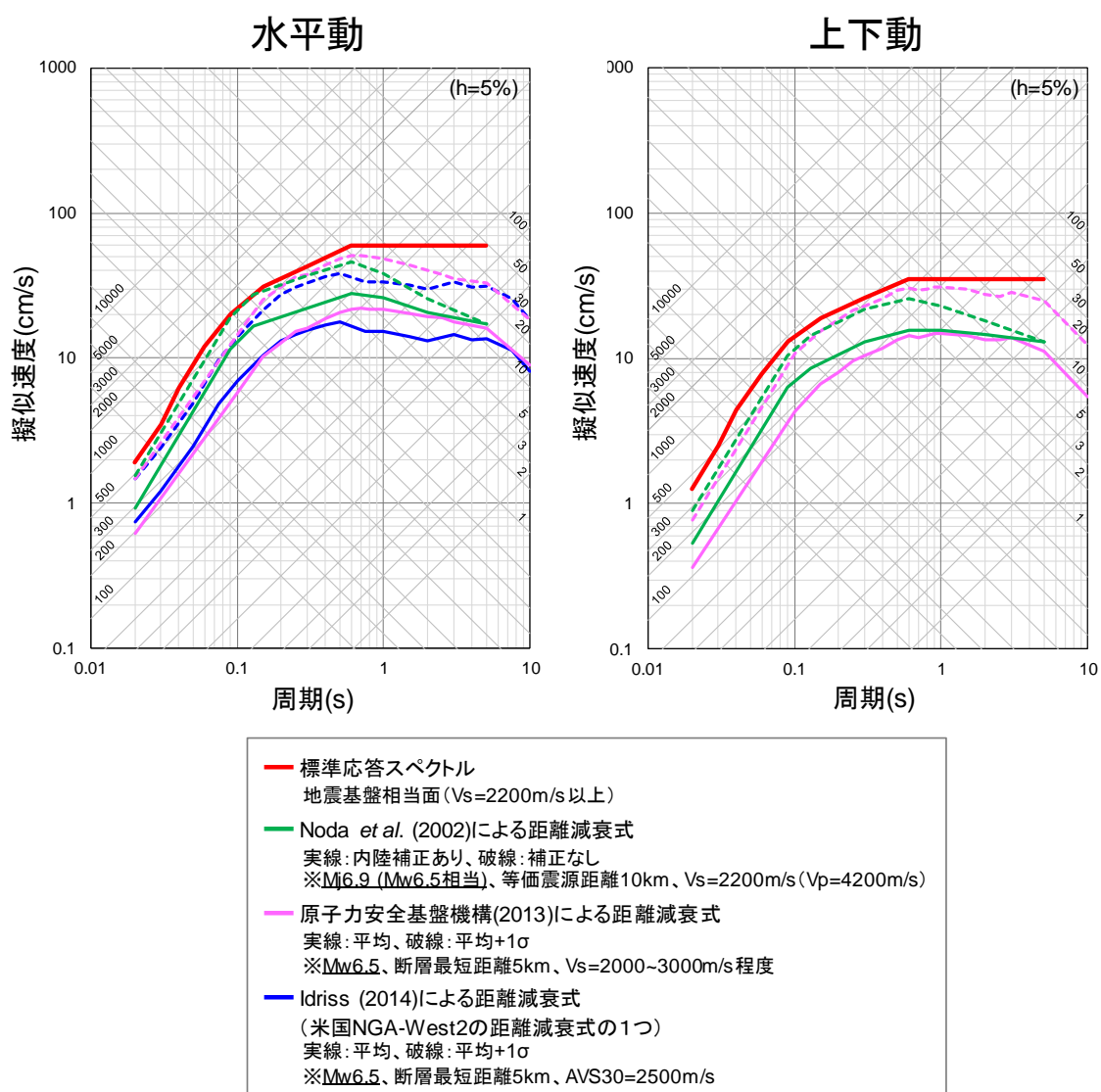


図 2.2.18 標準応答スペクトルと距離減衰式による推定値の比較

Fig. 2.2.18 Comparison between the standard response spectrum and estimated values by ground motion prediction equations

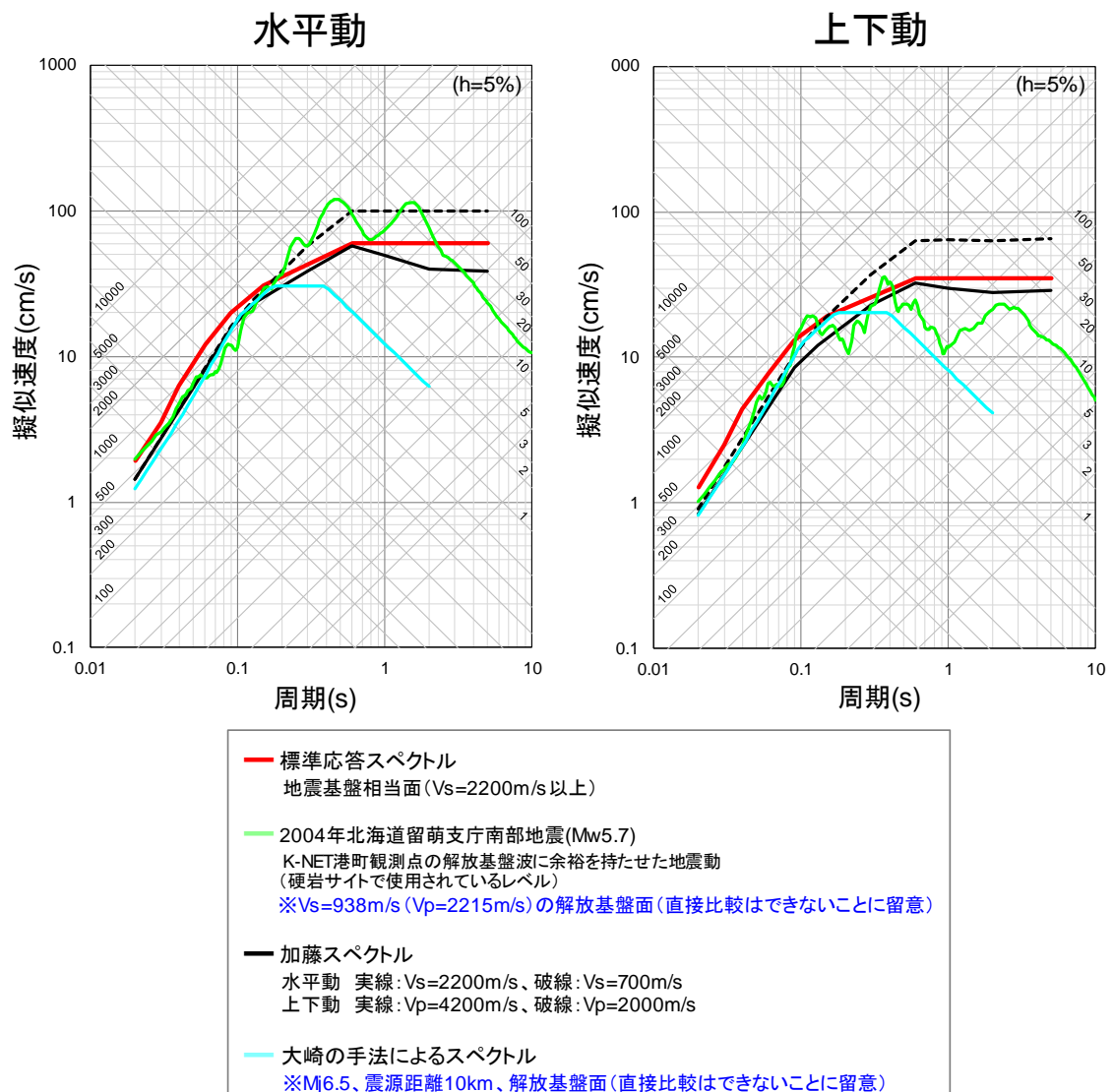


図 2.2.19 標準応答スペクトルと適合性審査関連の地震動レベルの比較
 Fig. 2.2.19 Comparison between the standard response spectrum and the ground motion level related to compliance reviews

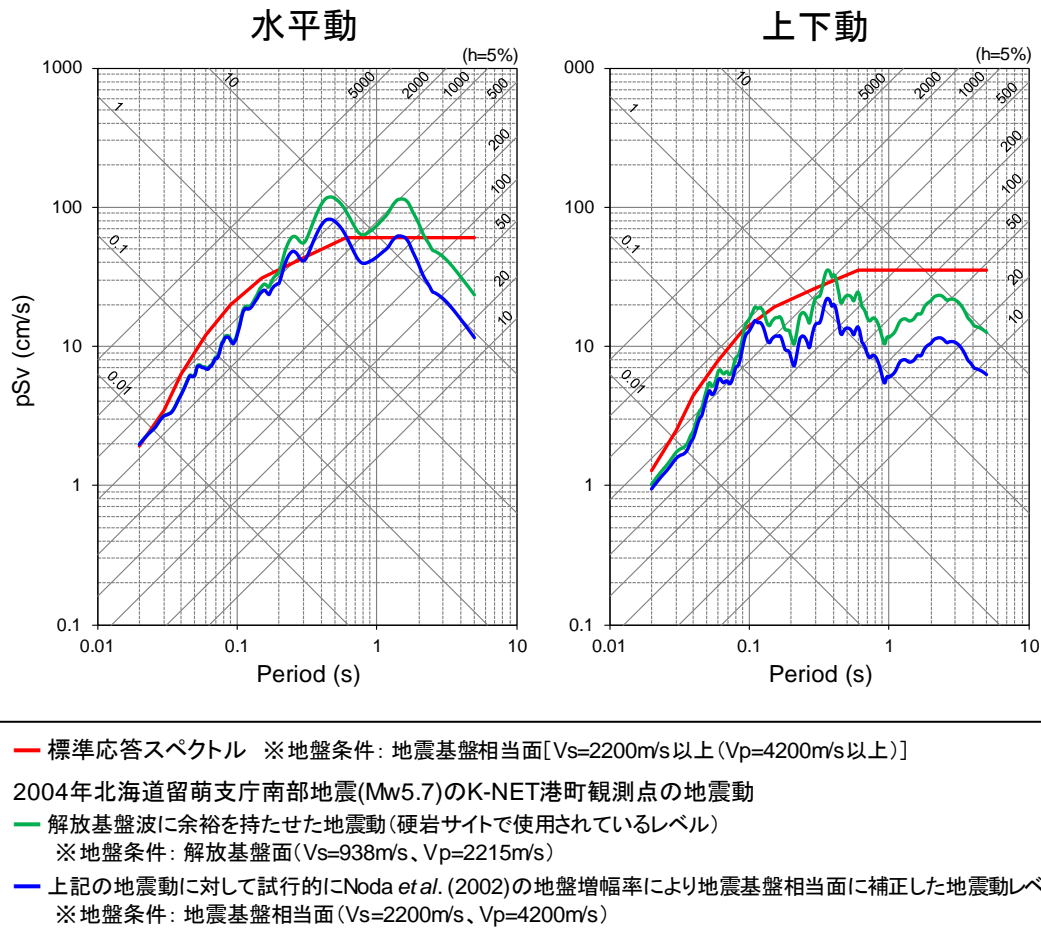


図 2.2.20 2004年北海道留萌支庁南部地震 K-NET 港町観測点の解放基盤波に余裕を持たせた地震動(硬岩サイトで使用されているレベル)に対して試行的に本検討と同様の地盤物性補正を施して地震基盤相当面の地震動を推定した結果と標準応答スペクトルの比較
 Fig. 2.2.20 Comparison of the standard response spectra with estimated ground motions at K-NET Minatomachi station during the 2004 Hokkaido Southern Rumoi earthquake. To be the same reference condition with the standard spectra, i.e., the free surface of a medium equivalent to the seismic basement, these ground motions (blue lines) were estimated by applying the same method of subsurface property correction as in this study to the seismic ground motions (green lines) with a margin for the free-surface basement waves (the seismic level adopted at hard rock sites).

(8) 標準応答スペクトルに係る将来の課題

標準応答スペクトルに係る検討については、「震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム」において、新たな観測記録や知見の蓄積及び技術の高度化に関連して将来の課題があることが議論され、中長期的に以下に示すような調査・研究を行っていくことが重要と考えられる。

① 収集可能な地震・記録数

日本国内の内陸地殻内地震を対象としているが、KiK-net による地中観測記録を収集対象としているため、2000 年以降の 18 年間の記録に限られており、地震が発生した地域に偏りもある。また、解析に採用したデータセットの規模別の地震・記録数は概ね G-R 則に従っていることを確認しているが、データセットにおいて地震規模に偏りや凸凹も少なからず見られる。中長期的な取り組みとして、新たに（2018 年以降に）起きた収集対象地震の地震動記録の分析を行い、定期的に標準応答スペクトルへの影響の確認等を行っていくことが重要と考えられる。

② はぎとり解析の精度

(5) における「⑩特徴的な地震動」のラベル付けに基づく整理によって、はぎとり解析の精度が低いことにより特徴的なピーク等（地震動を上凸に増幅させる場合が多い）が生じることが確認されたため、中長期的にはぎとり解析の精度の向上に係る調査・研究を行っていくことが重要と考えられる。特に、水平動と比較してはぎとり精度が低い傾向がある上下動について留意する必要がある。

③ 応答スペクトルの補正（震源距離、地盤物性）

震源距離補正については、将来的に震央距離 10km 以内の震源近傍の観測記録が十分蓄積されれば解決される課題であるが、現状では統計処理上のデータ数を確保するために何かしらの距離の補正を実施する必要があり、補正方法や設定に伴い結果が変動する可能性がある。本検討における補正では結果が保守的になるような工夫をしているが、手法の高度化に向けた中長期的な調査・研究も行っていくことは重要と考えられる。

地盤物性補正の手法については、地中地震計位置の地盤の V_s のラベル付けにより、統計処理で扱う地震動の平均レベルを補正する観点では問題ないことを確認しているが、補正に用いた経験式が 2002 年の文献に基づくため、最近の記録を用いてその妥当性を確認する等の中長期的な調査・研究を行っていくことが重要と考えられる。

④ 妥当性の確認に用いる距離減衰式

標準応答スペクトルの妥当性確認で比較対象とする距離減衰式については、最近の観測記録に基づいた距離減衰式の研究開発が国内外で進んでいることを踏まえて、継続的に調査・確認を行っていくことが重要と考えられる。

(9) まとめ

本研究では、全国共通に適用できる地震動の策定方法を明示することを目的として、過去の内陸地殻内地震の地震動観測記録の収集・分析を行い、これらの地震動記録について統計的な手法を用いた処理を行うことで、震源近傍での地震基盤相当面における標準応答スペクトルの設定等の検討を行った(図 2.2.1)。検討概要は以下のとおりである。

① 対象地震の観測記録の収集・整理

全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」の対象となる「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」(M_w 6.5 程度未満)は、断層破壊領域が地震発生層の内部に留まり、国内においてどこでも発生すると考えられる震源の位置も規模も推定できない内陸地殻内の地震であり、震源近傍において強震動が観測された地震である。そのことを踏まえ、国立研究開発法人防災科学技術研究所の KiK-net 観測点が整備された 2000 年以降に起きた M_w 5.0~6.6 の内陸地殻内地震を対象に、硬質地盤($V_s=700\text{m/s}$ 程度以上)に設置された地中地震計における震央距離 30km 以内の観測記録を網羅的に収集し整理した(表 2.2.2)。

② はぎとり解析及び応答スペクトルの補正

収集・整理した 89 地震の地中観測記録(水平動 614 記録、上下動 304 記録)について、地中地震計よりも上の地盤の影響を除去するための「はぎとり解析」を実施し、硬質地盤の解放面における地震動を算出した(図 2.2.3 参照)。さらに、それらを震源近傍(半径 10km 程度以内の領域)での地震基盤相当面($V_s=2200\text{m/s}$ 以上)における地震動として扱うために、地震動の応答スペクトルに「震源距離補正」及び「地盤物性補正」を施した(図 2.2.6、図 2.2.8)。

③ 統計処理に用いるデータセットの確認

統計処理に用いる補正後の応答スペクトルについて、断層のタイプ(横ずれ断層、逆断層、正断層)、地中地震計位置の地盤の V_s 、統計処理に用いる地震の数等の地震特性、観測条件に係る情報を整理(ラベル付け)してグループ分けを行った。データセット(データ数)に極端又は非現実的な偏り等が生じていないことを確認し、全国共通に考慮する地震動であることから、統計処理においてはグループ毎ではなくすべての地震動記録を 1 つのデータセットとして扱うこととした(表 2.2.4)。

④ 標準応答スペクトルの設定及び妥当性確認

標準応答スペクトルは、主に以下の方針で、地震規模 M_w 5.0~6.5 程度の地震動記録を対象として、対数正規分布を仮定した統計処理により算出した複数条件(データの充足

度が高く不確実さを低減させたケース)での非超過確率 97.7%の応答スペクトルを基に設定した(図 2.2.15、図 2.2.16)。

- ・一部周期帯で加藤スペクトルを超える地震動が観測されていることから、短周期側で加藤スペクトル相当の地震動レベルとなる非超過確率 95%のスペクトルを上回るレベルとすることを前提とする。
- ・標準応答スペクトルのレベルが、地震動の年超過確率の 10^{-4} と 10^{-5} の間程度に対応していること、かつ、他の手法(特に距離減衰式)により求めた対象地震規模の上限に近い $M_w 6.5$ 相当の地震の震源近傍における地震動の平均に対して保守性を考慮したレベルであり、さらには「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の評価との連続性があることを確認することにより、妥当性を判断する(図 2.2.17～図 2.2.19、表 2.2.5)。

⑤ 標準応答スペクトルに係る将来の課題

標準応答スペクトルの検討に係る以下の項目については、「震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム」において、新たな観測記録や知見の蓄積及び技術の高度化に関連して将来の課題があることを議論した。

- ・収集可能な地震・記録数
- ・はぎとり解析の精度
- ・応答スペクトルの補正(震源距離、地盤物性)
- ・妥当性の確認に用いる距離減衰式

2.3 確率論的地震ハザード評価手法の整備

2.3.1 断層モデル法に基づく地震ハザード評価

(1) はじめに

確率論的地震ハザード評価 (PSHA) における地震動の超過確率は、地震動のばらつきを用いて計算されるが、そのばらつきが大きいと低頻度で発生する地震動の値に大きな影響を与える。内陸地殻内地震では、評価する地点によっては震源近傍で発生し、地震動も大きくなり、地震動の平均的な値とばらつきの範囲を推定することは重要である。震源距離が 30km 以下のような震源近傍で発生した地震動のばらつきを把握するためには、震源近傍の多数の地震動記録を用いた統計的な処理による検討の他、断層モデル法に基づいた地震動計算 (波形合成シミュレーション) を用いた理論的な検討が考えられる。

そこで本研究では、断層モデル法で設定する特性化震源モデルのパラメータのうち、地震動に与える影響が大きい複数のパラメータを選定し、それらに不確かさを与えた地震動計算の感度解析を実施した。解析結果から地震動のばらつきを推定し、選定した複数のパラメータに不確かさを考慮した場合の地震動への影響度を検討した。特性化震源モデルでは活断層の横ずれ断層と逆断層の 2 種類の断層タイプを対象とし、震源近傍 (断層最短距離 30km 以内) の評価地点において地震動計算を行った。

(2) 特性化震源モデルのパラメータの設定

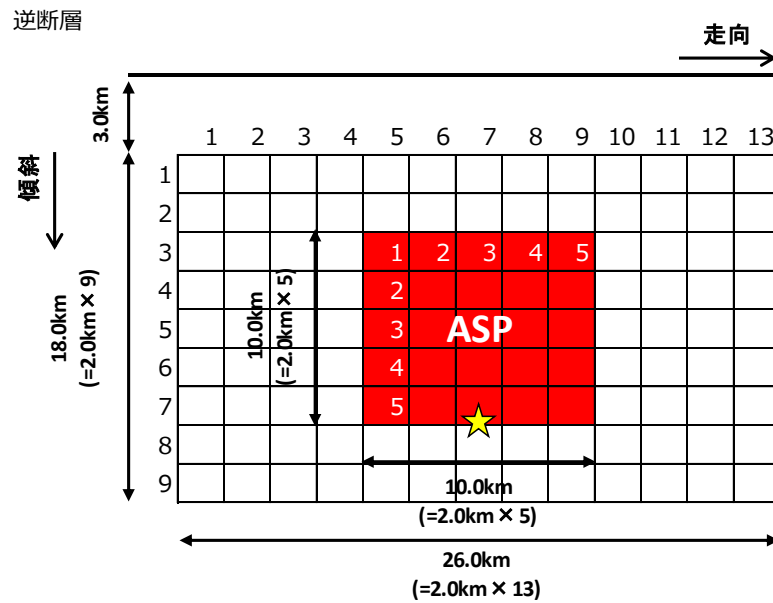
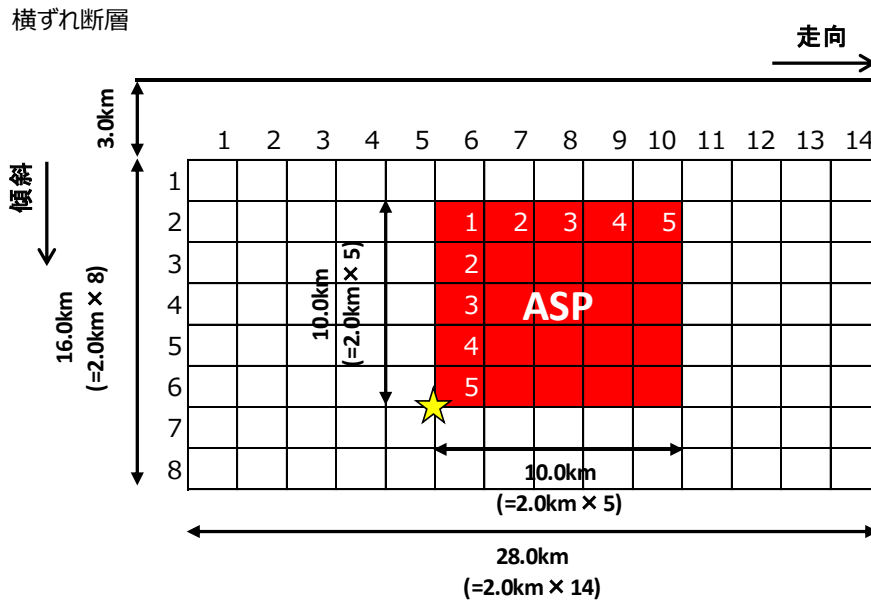
横ずれ断層と逆断層 2 タイプのモーメントマグニチュード M_w 6.6 の地震を想定し、レシピに準拠して特性化震源モデルを基本モデルとして設定した。ここで、各パラメータの地震動への影響度の把握が複雑になることを避けるため、アスペリティを 1 個設定するとした。表 2.3.1 にそれぞれの特性化震源モデルのパラメータを示す。表 2.3.1 には特性化震源モデルの各パラメータの他、地震動計算に必要な媒質の Q 値なども示す。また、基本モデルのアスペリティの位置と破壊開始点については図 2.3.1 に示す。

さらに、後述のように、特性化震源モデルの各パラメータのうち、地震動に与える影響が大きい複数のパラメータを選定し、それらパラメータの不確かさを考慮した特性化震源モデルを不確かさケースとして構築し、地震動計算を実施する。

表 2.3.1 基本モデルの断層パラメータ

Table 2.3.1 Parameters of basic models given for fault rupture models

パラメータ		記号	横ずれ断層	逆断層	単位	備考	
巨視的震源特性	活断層長さ	L	24		km		
	傾斜角	λ	90	45	°	強震動予測レシビ	
	すべり角	γ	180	90	°	強震動予測レシビ	
	気象庁マグニチュード	M	7.1		-	松田(1975); $M = (\log L + 2.9) / 0.6$	
	地震モーメント	Mo	1.17E+19		Nm	武村(1990); $\log Mo = 1.17M + 10.72$	
	モーメントマグニチュード	Mw	6.6		-	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	
	震源断層の面積	S	457.7		km ²	入倉・三宅(2001); $S = 4.24 \times 10^{-11} \times (Mo \times 10^7)^{1/2}$	
	地震発生層の上限深さ	H _u	3		km	-	
	地震発生層の下限深さ	H _d	18		km	-	
	震源断層モデルの幅	W _{model}	16	18	km	-	
	震源断層モデルの長さ	L _{model}	28	26	km	-	
	震源断層モデルの面積	S _{model}	448	468	km ²	$S_{model} = L_{model} \times W_{model} \Rightarrow S$	
	震源断層モデルの等価半径	R	11.9	12.2	km	$R = (S/\pi)^{0.5}$	
	震源断層全体の平均すべり量	D	0.7	0.7	m	$D = Mo / (\mu S)$	
	震源断層全体の応力降下量	$\Delta\sigma$	3.0	2.8	MPa	$\Delta\sigma = (7/16) \cdot Mo / R^3$	
	S波速度	β	3.6		km/s	-	
	密度	ρ	2.7		g/cm ³	-	
	剛性率	μ	3.50E+10		N/m ²	$\mu = \rho\beta^2$	
	アスペリティ個数	-	1		-	-	
短周期レベル	A	1.20E+19		Nm/s ²	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (Mo \times 10^7)^{1/3}$		
微視的震源特性	アスペリティ A S P 背景領域	面積の等価半径	r	5.8	5.7	km	$r = (7\pi/4) \cdot \{Mo / (A \cdot R)\} \cdot \beta^2$
		面積	S _a	105.2	100.7	km ²	$S_a = \pi r^2$
		平均すべり量	D _a	1.5	1.4	m	$D_a = \xi \cdot D (\xi = 2)$
		地震モーメント	Mo _a	5.47E+18	5.01E+18	Nm	$Mo_a = \mu D_a S_a$
		アスペリティの静的応力降下量	$\Delta\sigma_a$	12.8	13.0	MPa	$\Delta\sigma_a = (S / S_a) \cdot \Delta\sigma$
		要素地震の地震モーメント	mo _a	4.38E+16	4.01E+16	Nm	-
		要素地震のモーメントマグニチュード	mw _a	5.0	5.0	-	-
		要素地震の気象庁マグニチュード	mj _a	5.0	4.9	-	佐藤(1989); $mj_a = (\log mo_a [\text{dyne} \cdot \text{cm}] - 16.2) / 1.5$
		ライズタイム	Tr _a	0.78	0.78	s	$Tr_a = 0.22 \times Wa / Vr$
		地震モーメント	Mo _b	6.18E+18	6.64E+18	Nm	$Mo_b = Mo - Mo_a$
		要素地震の地震モーメント	mo _b	7.89E+15	7.22E+15	Nm	-
		要素地震のモーメントマグニチュード	mw _b	4.5	4.5	-	-
		要素地震の気象庁マグニチュード	mj _b	4.5	4.4	-	佐藤(1989); $mj_b = (\log mo_b [\text{dyne} \cdot \text{cm}] - 16.2) / 1.5$
		面積	S _b	342.8	367.3	km ²	$S_b = S - S_a$
		すべり量	D _b	0.5	0.5	m	$D_b = Mo / (\mu S_b)$
実効応力	σ_b	2.8	2.6	MPa	$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (D_a/W_a) \cdot \sigma_a$		
ライズタイム	Tr _b	1.25	1.41	s	$Tr_b = 0.22 \times W_b / Vr$		
その他	fmax	f _{max}	6		Hz	鶴来・他(1997)	
	破壊伝播速度	Vr	2.81		km/s	$Vr = 0.78 \times \beta$	
	Q値	-	110 ^{0.69}		-	全国地震動予測地図; 佐藤(1994)	
	高域速断フィルターの形状	-	Boore(1983)		-	-	
放射特性	-	香川(2004)		-	-		



※ ASP : アスペリティ

図 2.3.1 特性化震源モデル（基本モデル）のアスペリティと破壊開始点（☆）の位置
Fig. 2.3.1 Locations of asperity and rupture starting point for characteristic source model (basic case)

(3) 不確かさを考慮するパラメータの選定

ここでは、2.1.1 (5) の検討結果を踏まえ、「アスペリティ位置」、「破壊伝播速度」、「破壊開始点」、「短周期レベル (アスペリティの応力降下量)」、「ライズタイム」の 5 つのパラメータを選定した。

破壊伝播速度、短周期レベル、ライズタイムの各パラメータの分布関数の関数形及び標準偏差 σ は、2.1.1 (5) に示された国内の内陸地震 21 個を対象として推定された値に基づいて頻度分布を作成・検討し、破壊伝播速度については正規分布、短周期レベル、ライズタイムについては対数正規分布を仮定した。破壊伝播速度、短周期レベル、ライズタイムについての考慮する不確かさの範囲は 3σ までとし、中央値 μ (基本モデルの値)、 $\pm 1\sigma$ 、 $\pm 2\sigma$ 、 $\pm 3\sigma$ の 7 ケースを設定した。一方、アスペリティ位置は、図 2.3.1 に示す基本モデルの配置に加え、断層の走向方向の左端、中央、右端、断層の幅方向に断層上端、中央、下端への配置を考慮した計 9 通り、破壊開始点はアスペリティ下端の左側、中央、右側に配置した 3 通りとした。

表 2.3.2 に各パラメータの不確かさの設定の整理結果を示す。表 2.3.2 により、本研究では 5 つのパラメータの不確かさの重畳を考慮した $9 \times 7 \times 3 \times 7 \times 7$ の計 9261 通りとなる。

表 2.3.2 5 つのパラメータの不確かさの設定法

Table 2.3.2 Setting of uncertainty for five fault parameters

パラメータ	設定方法	考慮する不確かさの範囲	不確かさ (通り)
破壊伝播速度 (V_r/V_s)	正規分布を仮定	$-3\sigma \sim 3\sigma$	7
短周期レベル (注1) (A_F/A_D 、アスペリティの応力降下量の分布とみなす)	対数正規分布を仮定	$-3\sigma \sim 3\sigma$	7
ライズタイム (注2)	対数正規分布を仮定	$-3\sigma \sim 3\sigma$	7
アスペリティ位置	断層面内に一様に配置	-	9
破壊開始点	アスペリティ位置下端 (左端、中央、右端)	-	3

注 1 : SMGA モデルによる短周期レベル (A_F) と壇ほか (2001) ³¹ により計算した短周期レベル (A_D) との比 (A_F/A_D) のデータを用いて分布関数を設定し、アスペリティの応力降下量の分布とみなす。

注 2 : レシピでは、アスペリティ又は断層の幅 W 及び破壊伝播速度 V_r から、式 2.1.5 によりライズタイムを求めている。本検討は、式 2.1.5 の係数 α に対して対数正規分布を設定している。

(4) 不確かさを考慮した地震動解析

①地震動の解析条件

地震動指標として、最大加速度 (PGA)、最大速度 (PGV) 及び応答スペクトルを対象として計算した。また、地震動のばらつきとして、微視的パラメータの不確かさ要因となるものを抽出するため、地盤の増幅特性などの影響を受けないように、地震基盤 ($V_s=3\text{km/s}$) における地震動を計算することとし、地下構造は半無限均質媒質を仮定した。図 2.3.2 に評価地点の配置図を示す。評価地点は断層を取り囲むように、断層最短距離 5km、10km、30km にそれぞれ 10 地点を配置した。断層モデル法による地震動の計算は統計的グリーン関数法とし、香川 (2004)⁷¹ による長周期成分まで適用可能な方法を用いた。なお、破壊伝播の揺らぎ及び要素地震の位相特性は乱数によりそれぞれ 1 通りを設定した。また、断層の走向は横ずれ断層、逆断層ともに、東西 (EW) 方向になるように配置した。

②PGA 及び PGV の解析結果

図 2.3.2 に示す評価地点のうち、断層最短距離 10 及び 30km に位置する、それぞれ 10 地点で計算した 9261 通りの地震動 (PGA、PGV) を用い、これら地震動の分布が対数正規分布に従うと仮定した場合の分布関数を調べた。その結果、PGA、PGV の標準偏差に差はほとんど見られないこと及び断層からの距離が遠くなるに従い、ばらつきが小さくなることがあげられる。原子力安全基盤機構 (2013)⁶⁴ の地震基盤における距離減衰式と比較すると、計算結果の標準偏差は、PGA、PGV ともに断層モデル法による地震動の方が小さい。計算結果の標準偏差が小さい理由として、計算では断層の走向、すべり角、傾斜角などの巨視的パラメータを固定しているのに対し、距離減衰式には様々な巨視的パラメータをもった地震が含まれているためと考えられる。

次に、観測点毎に計算した 9261 通りの PGA、PGV の平均値と標準偏差の空間分布を横ずれ断層について図 2.3.3 に、逆断層について図 2.3.4 に示す。各図は断層走向に直交する水平動成分の PGA、PGV を用いて、平均と標準偏差について示したものである。評価地点毎の地震動の平均値は「地震動の空間的なばらつき」を表し、地震動の標準偏差は「任意地点における地震動のばらつき」を表す。横ずれ断層の場合、PGA、PGV の平均値を断層最短距離が等しい評価地点で比較すると、PGA に比べ PGV では断層からの方位依存性が見られる。また、PGV の平均値は断層走向の垂直方向 (例えば、site19 または site29) に比べ断層走向の延長線上 (例えば、site15 と site25) で大きく、震源放射特性による影響を反映したものと考えられる。PGA、PGV の標準偏差を断層最短距離が等しい評価地点で比較すると、両者ともに断層の走向方向で大きくなり、特に断層端部においてばらつきが顕著である。一方、逆断層の場合、PGA、PGV の平均値を断層最短距離が等しい評価地点で比較すると両者ともに、断層の上盤側 (例えば、site11 または

site21) で下盤側 (例えば、site19 または site29) に比べて大きくなる。また、PGA、PGV の標準偏差は横ずれ断層の場合と同様に、両者ともに断層の走向方向で大きくなる。

以上のように、評価地点と断層の相対位置が PGA、PGV の平均値及び標準偏差に大きく影響を与えることから、PSHA 等で用いる地震動のばらつきを評価する際には、断層に対する評価地点の位置の考慮が必要である。特に、断層端部およびその延長線上においては、地震動が大きくなることに注意が必要である。

③応答スペクトルの解析結果

図 2.3.5 には、PGA 及び PGV の空間分布の検討で特徴が見られた評価地点として、横ずれ断層については断層最短距離 10 km の断層走向の延長線上及び断層走向に垂直方向の 2 評価地点 (site15、site19)、逆断層については断層最短距離 10km の上盤及び下盤に位置する 2 評価地点(site11、site19)を例として、各評価地点における 9261 通りの不確かさケースについて計算された擬似応答スペクトルの重ね書きを示す。擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5%) は地震計の設置方向に依存しない算定手法に基づいて水平動 2 成分の幾何平均の中央値 (GMRotI50⁷³) から計算した。同図には不確かさケースを考慮したスペクトル (グレーの線)、擬似速度応答スペクトルの重み付け平均値 (赤線)、重み付けスペクトルの標準偏差 (赤色破線) 及び原子力安全基盤機構(2013)の距離減衰式の中央値 (青線) についても示してある。不確かさケースを考慮したスペクトルについては、それぞれの重みに応じて、重みの大きいものほど濃いグレーで示してある。パラメータの不確かさが正規分布または対数正規分布で設定されている場合には、原子力発電技術機構 (2003) ⁷⁴ による重み付けの方法を参考にした。具体的には、確率変数の代表点 3 点 (例えば、平均及び平均 $\pm\sigma$) を考える場合、隣接する代表点間の中間値 (平均 $-1/2\sigma$ 、平均 $+1/2\sigma$) で分割し、それぞれの代表点が含まれる区間における確率密度関数の面積比を、代表点での重みとして与える (図 2.3.6 参照)。一方、アスペリティ位置、破壊開始点については等重みとした。

重み付け平均値と距離減衰式の比較では、いずれの評価地点においても、距離減衰式の中央値は概ね重み付け平均値 $\pm\sigma$ の範囲内に収まっていることがわかる。また、重み付け平均値と距離減衰式の比は、1/2~2 倍程度の範囲内に収まっている。また、各擬似応答スペクトルには重み付け平均値の 3 倍程度を超えるものも見られるが、これらの重みは小さく、極低頻度で発生する可能性のある不確かさケースについての擬似応答スペクトルまで含まれていることが確認できる。

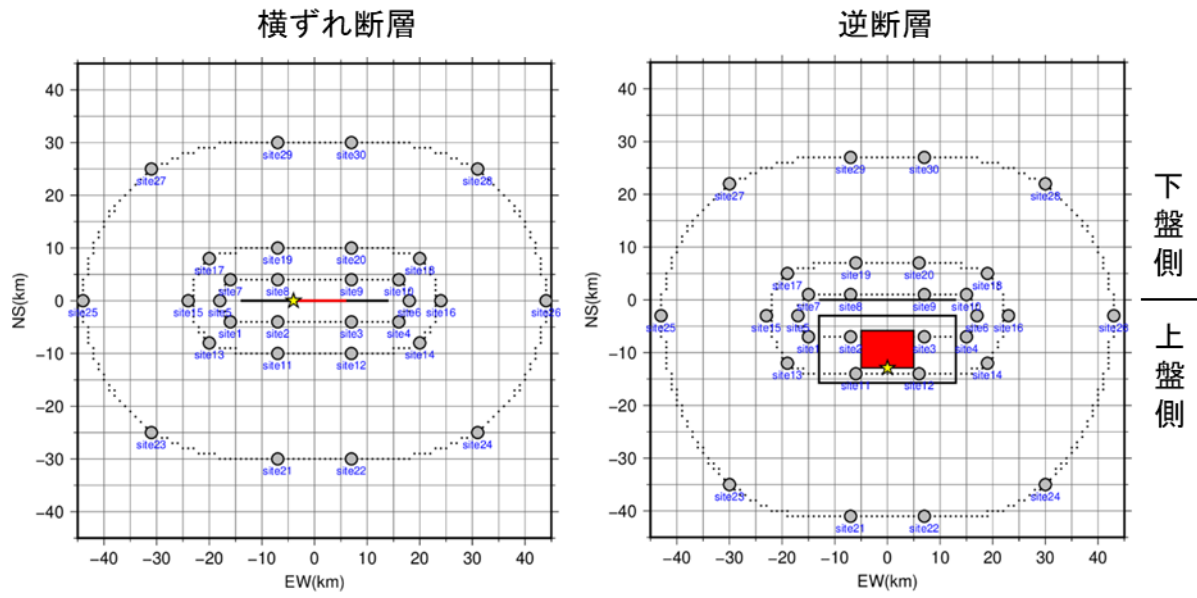


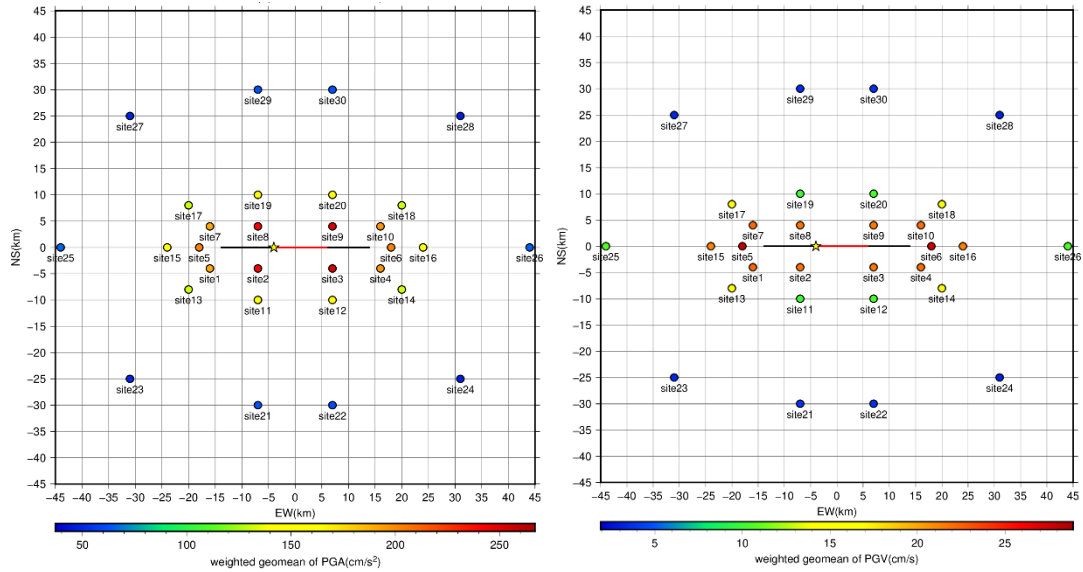
図 2.3.2 地震動の評価地点
(左：横ずれ断層、右：逆断層)

Fig. 2.3.2 Evaluation points of ground motion (Left: strike-slip fault, Right: reverse fault)

横ずれ断層、PGA

横ずれ断層、PGV

(a) 地点毎の平均値



(b) 地点毎の標準偏差

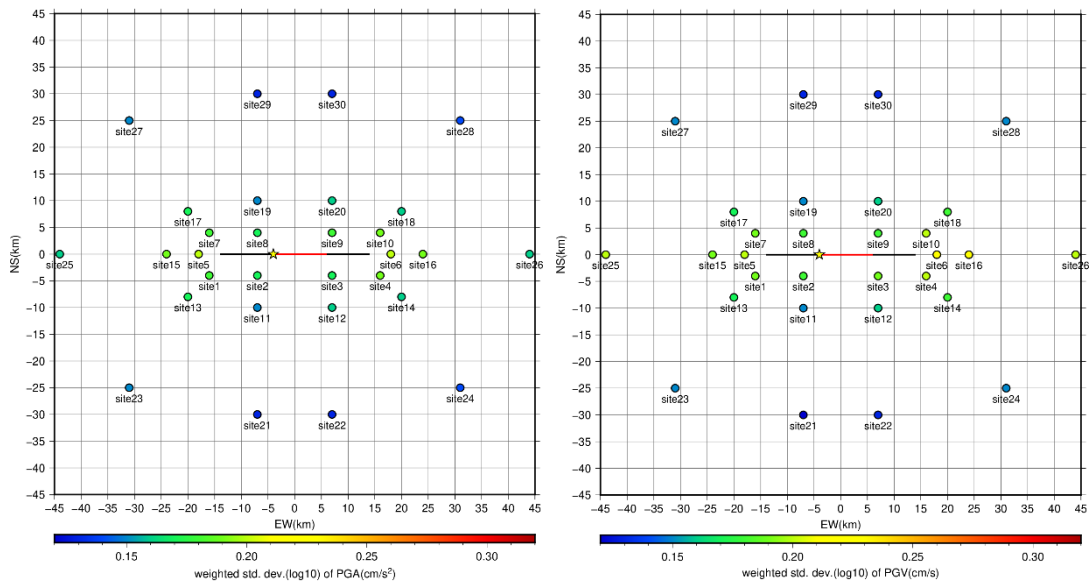


図 2.3.3 横ずれ断層の地震動ばらつきの空間分布

(a : 地点毎の平均値、b : 地点毎の標準偏差)

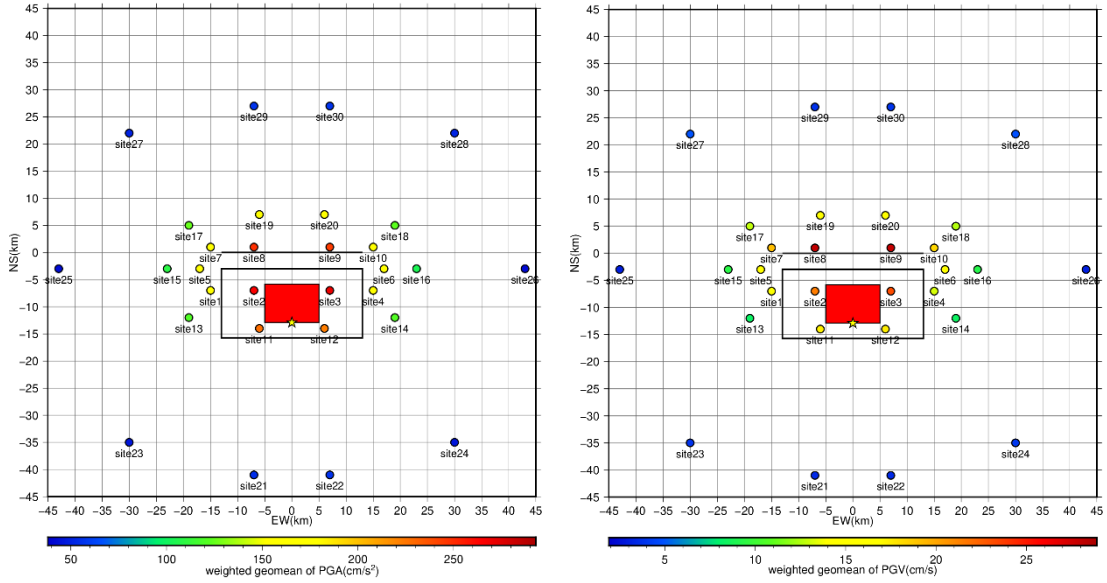
Fig. 2.3.3 Spatial distribution of ground motion for strike slip fault

(Top: average at each evaluation point, Bottom: Standard deviation at each evaluation point)

逆断層、PGA

逆断層、PGV

(a) 地点毎の平均値



(b) 地点毎の標準偏差

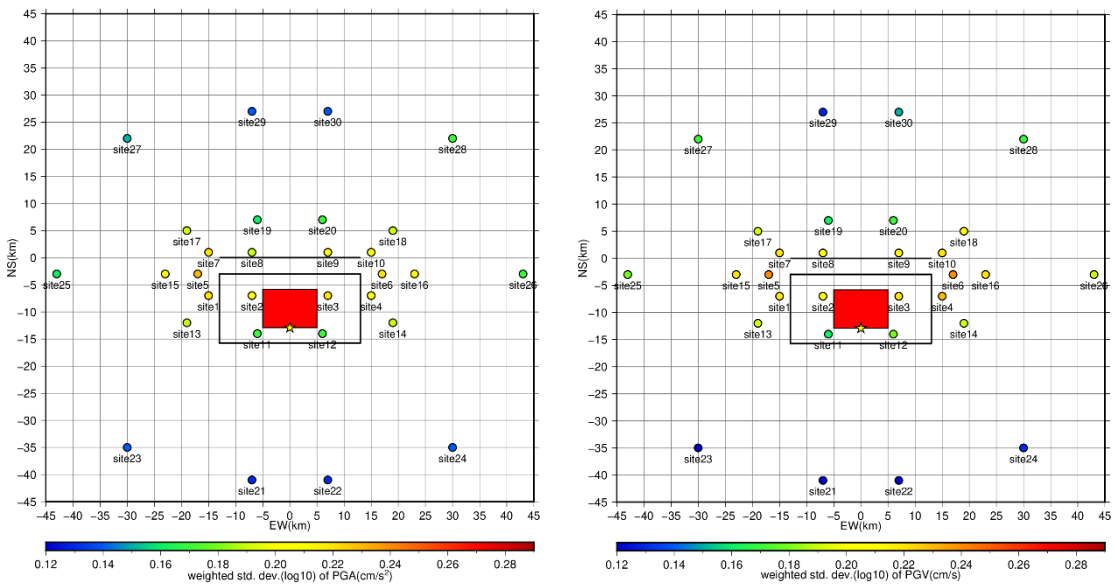


図 2.3.4 逆断層の地震動ばらつきの空間分布

(a : 地点毎の平均値、b : 地点毎の標準偏差)

Fig. 2.3.4 Spatial distribution of ground motion for reverse fault

(Top: average at each evaluation point, Bottom: Standard deviation at each evaluation point)

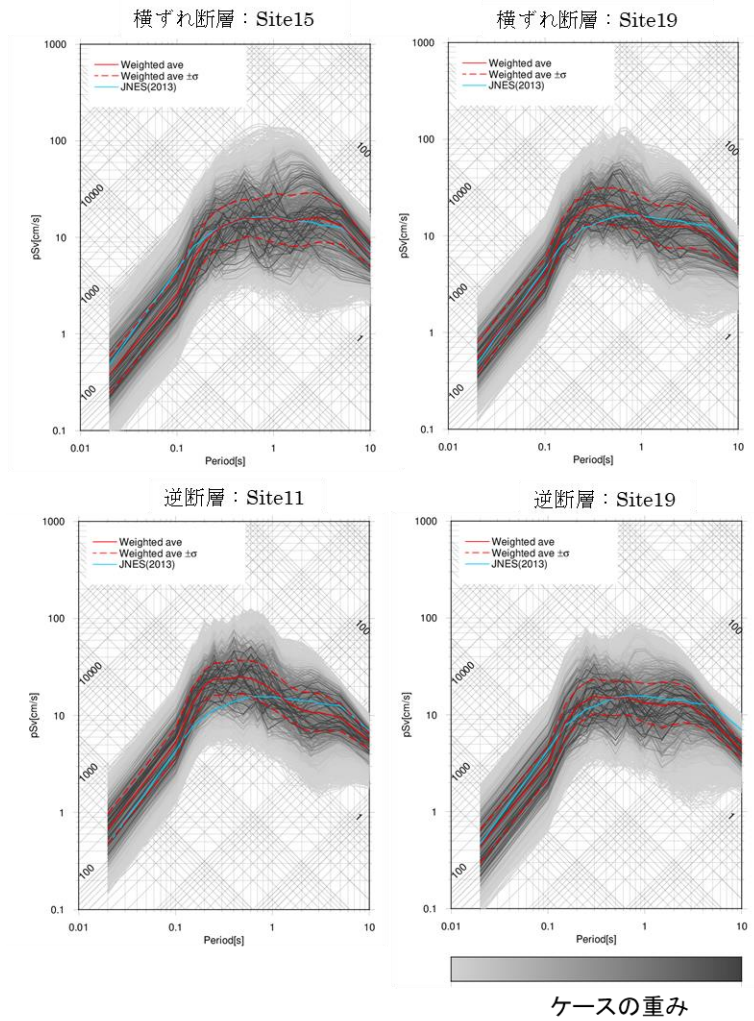


図 2.3.5 4つの評価地点における擬似速度応答スペクトル

Fig. 2.3.5 Pseude-velocity spectra at four evaluation points for strike slip and reverse faults

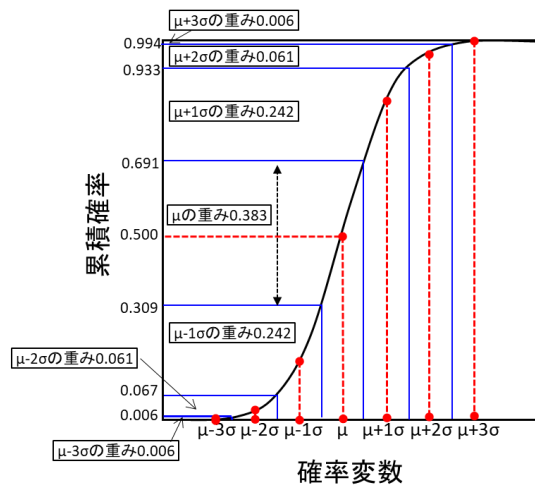


図 2.3.6 不確かさパラメータの各代表点に与える重み

Fig. 2.3.6 Weight given at evaluation points for uncertain parameter

(5) パラメータの不確かさが地震動に与える影響度の分析

①分析の方法

不確かさを与えたパラメータが地震動へ及ぼす影響について分析した。分析にあたっては、基本モデルによる地震動に対する各不確かさを考慮したケースによる地震動の比を計算し、その平均と標準偏差を用いた。ここでは、2.1.1(5)を参考に分析することとし、地震動の比の平均を「評価地点全体への影響度」、比の標準偏差を「評価地点間のばらつき」と呼ぶ。平均や標準偏差を計算する対象評価地点は、断層最短距離 10 km 及び 30 km の評価地点のグループとした。比の平均 (Rave) は次式で評価した。

$$\text{Rave} = \left\{ \prod_{i=1}^n \left(\frac{\text{case}X_i}{\text{case}0_i} \right) \right\}^{\frac{1}{n}} \quad (n \text{ はグループに含まれる評価地点数}) \quad \dots\dots\dots(2.3.1)$$

ここで、case0i は評価地点 i における基本モデルの地震動、caseXi は評価地点 i における、不確かさを考慮したケース X の地震動である。従って、比の平均は 1 からの乖離が大きくなるケースほど、グループ内の全評価地点における地震動への影響度が大きいケースであるとみなすことができる。また、比の標準偏差が大きくなるケース X ほど、グループ内の評価地点における地震動の空間的なばらつきが大きいことを示す。検討するケース X は基本モデルから以下に示すいずれかのパラメータのみに不確かさを与えたケースとする。

- ・アスペリティ位置 (8 通り)
- ・破壊開始点位置 (2 通り)
- ・破壊伝播速度 (6 通り)
- ・アスペリティの応力降下量 (6 通り)
- ・ライズタイム (6 通り)

以下、複数の不確かさを考慮した断層パラメータを持つケースとしては、アスペリティ位置 (8 通り) × 破壊開始点位置 (2 通り) = 16 通り等のように、上記の不確かなパラメータの組み合わせとして得られる。なお、上記は不確かさを考慮するパラメータを示しており、その他のパラメータは基本モデルに対する設定値を用いた。ここでは、地震動の評価指標として、PGA について検討を行った。

②個別のパラメータの不確かさが地震動に与える影響

5 つの各パラメータについて「評価地点全体への影響度」及び「評価地点間のばらつき」に関する検討のうち、代表的な例を図 2.3.7 及び図 2.3.8 に示す。図 2.3.7 は「評価地点全体への影響度」の大きいパラメータの例としてアスペリティの応力降下量及びライズタイムの不確かさが地震動に与える影響を示したものである。図には横ずれ断層を対象とした水平動の PGA について式 2.3.1 による比の平均と比の標準偏差が示されてお

り、各黒丸は「評価地点全体への影響度」を、エラーバー（標準偏差）は「評価地点間のばらつき」を表している。応力降下量は評価地点全体の地震動の大きさに影響を及ぼすため比の平均値は大きく異なり「評価地点全体への影響度」は大きくなるが、比の標準偏差は小さく「評価地点間のばらつき」は小さいと言える。また、応力降下量の不確かさと地震動の大きさには正の相関がある。また、ライズタイムも比の平均値は大きく異なり「評価地点全体への影響度」は大きい、地震動の大きさとは負の相関がある。

図 2.3.8 は「評価地点間のばらつき」の大きな例として横ずれ断層及び逆断層を対象としたアスペリティ位置及び破壊開始点の不確かさが地震動に与える影響を示したものである。ここで、アスペリティの位置のラベル T、M、B は断層の上端、中央、下端を、L、C、R は左端、中心、右端を示す。例えば、TL はアスペリティが断層の上端・左端に位置することを示している。横ずれ断層、逆断層のいずれについてもアスペリティ位置を変えても地震動の比の平均値はほぼ一定であり、「評価地点全体への影響度」は小さいが、比の標準偏差が大きく、「評価地点間のばらつき」は大きいことがわかる。また、比の標準偏差は、横ずれ断層では断層最短距離の距離の影響を受けにくいのに対し、逆断層では断層最短距離が近いほど大きく、逆断層近傍では観測点間での地震動のばらつきが大きくなる。破壊開始点の位置についてみると、地震動の比の平均値に与える影響は小さく、「評価地点全体への影響度」は小さいが、地震動の比の標準偏差に与える影響は大きく、「評価地点間のばらつき」は大きい。

他のパラメータの分析結果なども踏まえると、横ずれ断層、逆断層いずれについても「評価地点全体への影響度」の大きいパラメータは、応力降下量、ライズタイム、破壊伝播速度であり、このうち応力降下量、破壊伝播速度は地震動の平均的な大きさとは正の相関があり、ライズタイムは負の相関がある。これら 3 つのパラメータの「評価地点間のばらつき」は総じて小さい。一方、アスペリティの位置及び破壊開始点の位置は「評価地点間のばらつき」は大きい、「評価地点全体への影響度」は応力降下量やライズタイムと比較すると小さい。

③複数のパラメータの不確かさが地震動に与える影響

2 つ以上のパラメータの不確かさの組み合わせが地震動の比の平均及び比の標準偏差に与える影響について、断層最短距離 10km の評価地点を対象として分析した。代表的な例として、図 2.3.9 に横ずれ断層を対象とした場合の「応力降下量とアスペリティ位置」及び「破壊速度とライズタイム」のパラメータの不確かさの組み合わせについて、地震動の比の平均値と比の標準偏差について示す。図中、比の平均値の大きさをカラーで、比の標準偏差の大きさを円の大きさを示した。また、アスペリティの位置のラベルは②と同様である。例では「応力降下量とアスペリティ位置」の組み合わせは、比の平均値及び比の標準偏差ともに大きく、「評価地点全体への影響度」及び「評価地点間のばらつき」が大きく、地震動のばらつきへの影響が大きい。一方、「破壊速度とライズタイム」の組

み合わせは、比の平均値及び比の標準偏差ともに小さく「評価地点全体への影響度」、「評価地点間のばらつき」とともに小さい。

ここまでは、不確かさを考慮するパラメータの組合せの設定条件が全評価地点の地震動の平均値およびその標準偏差に与える影響について検討したが、以後では、不確かさを考慮するパラメータの組合せの設定条件がある任意の評価地点の地震動のばらつきに与える影響度について検討した。(4)で示したように、不確かさを考慮する断層パラメータが地震動の標準偏差に与える影響は評価地点の位置によって大きく異なる場合がある。従って、あらかじめ震源が特定された断層について、ある任意の評価地点における地震動のばらつきに影響の大きい断層パラメータの組合せを把握しておくことは重要である。

影響度は次式で定義する。

$$s_{i,j} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{k=1}^n \left(\log_{10}(\text{case}X_{i,j,k}) - \overline{\log_{10}(\text{case}X_{i,j})} \right)^2} \dots\dots\dots (2.3.2)$$

ここで、i は評価地点 (サイト)、j は不確かさを考慮する断層パラメータの組合せを表し、k は不確かさを考慮する断層パラメータの組合せ数を表す。また、 $\text{case}X_{i,j,k}$ は、任意の評価地点、組合せに含まれる不確かさを考慮したケースにおける地震動であり、 $\overline{\log_{10}(\text{case}X_{i,j})}$ は、任意の評価地点及び任意の組合せに含まれる不確かさを考慮したケースの地震動 ($\text{case}X_{i,j,k}$) の、常用対数をとった値に対する平均値である。ここでの影響度は、任意の断層パラメータの不確かさを考慮したときのある評価地点における地震動 (PGA または PGV) の変化の程度を指す。例えば、基本モデルと 6 通りの破壊伝播速度の不確かさをもつケースを考えたときに、7 個の地震動が同程度のレベルを示せば、破壊伝播速度の地震動への影響度は小さくなる。逆に、7 個の地震動が大きく異なれば、地震動への影響度は大きくなるという指標になっている。

計算した影響度のうち代表的な結果として、断層最短距離 10km の評価地点における横ずれ断層と逆断層の PGA の例を表 2.3.3 及び表 2.3.4 にそれぞれ示す。表は影響度が大きいものほど、色が濃くなるように示した。以下に主な特徴について整理する。

<横ずれ断層の PGA>

アスペリティ位置による影響が大きい。加えて、応力降下量の不確かさを考慮することで標準偏差が大きくなる。従って、アスペリティ位置と応力降下量の両方の不確かさを考慮した場合がばらつきへの影響が大きく、更にその他のパラメータの不確かさを考慮しても、応力降下量とアスペリティ位置の 2 パラメータの不確かさのみ考慮した場合とばらつきは大きく変わらない。

<横ずれ断層の PGV>

アスペリティ位置の不確かさを考慮した際のばらつきへの影響が大きい。不確かさを考慮するパラメータを増やしても、アスペリティ位置の不確かさを考慮するか否かでばらつきの大小が決まっている。その他、比較的大きな影響が見られるのがライズタイムである。

<逆断層の PGA>

応力降下量のばらつきへの影響が大きい。また、アスペリティ位置の影響も大きく、応力降下量とアスペリティ位置の両方の不確かさを考慮した場合がばらつきへの影響が大きい。

<逆断層の PGV>

横ずれ断層同様、アスペリティ位置の不確かさによる PGV ばらつきへの影響が大きい。ただし、下盤側のサイトの断層走向に直交する方向では、破壊伝播速度の不確かさによる PGV ばらつきへの影響も大きい。

横ずれ断層

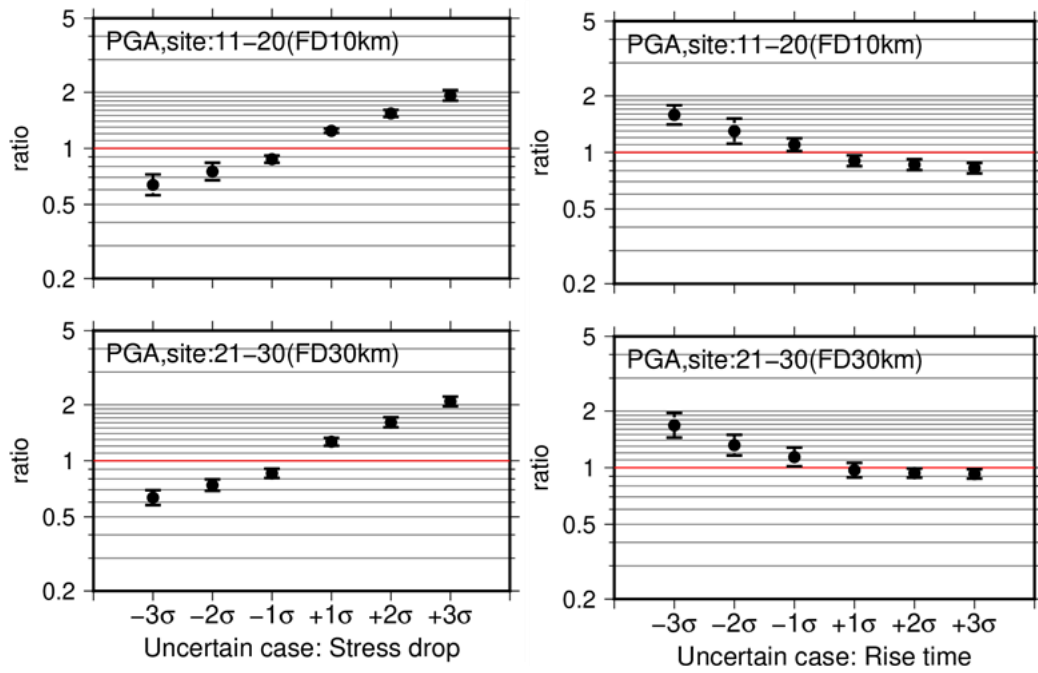


図 2.3.7 応力降下量及びライズタイムの不確かさによる地震動への影響
 Fig. 2.3.7 Effect of uncertainties for stress drop on asperity and rise time on ground motion averaged over evaluation points with equivalent fault distance.

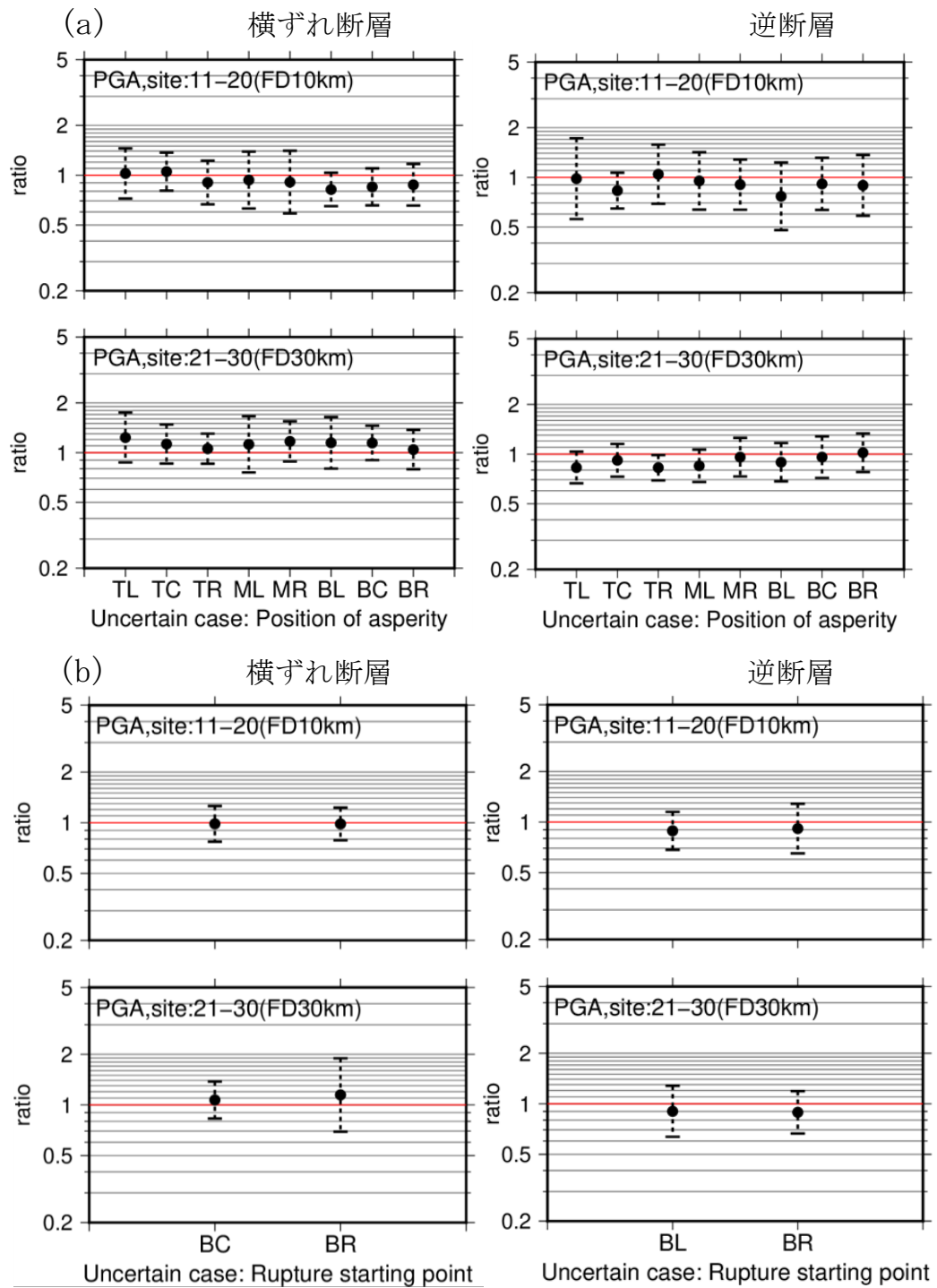
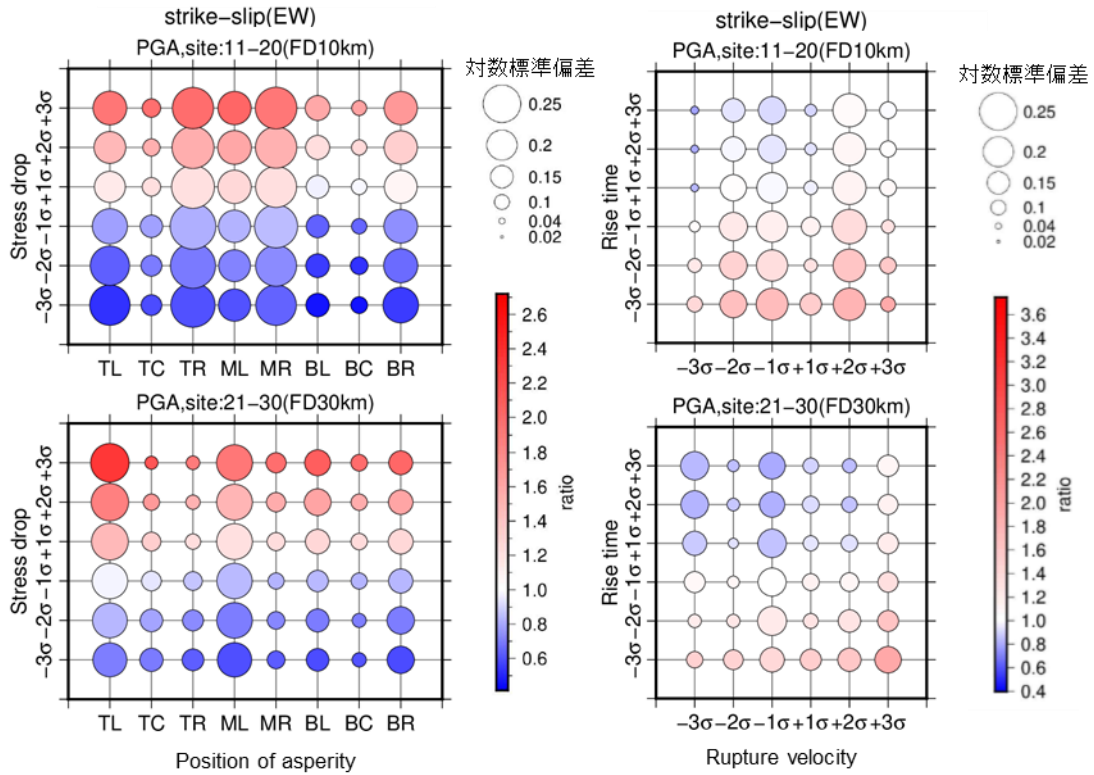


図 2.3.8 不確かさが断層タイプ別の地震動評価へ与える影響の比較
 (a)アスペリティ位置、(b)破壊開始点それぞれの不確かさによる影響

Fig. 2.3.8 Effect of uncertainties for locations of asperity in panel (a) and rupture starting point in panel (b) on ground motion averaged at each fault distance with left column for strike-slip faults and right column for reverse faults.



(a) 応力降下量とアスペリティの位置

(b) ライズタイムと破壊伝播速度

図 2.3.9 パラメータの不確かさの重畳による地震動のばらつきへの影響例

Fig. 2.3.9 Example for effect of combination of uncertainties for fault parameters on variability of ground motion

表 2.3.3 不確かさを考慮する断層パラメータの組合せに関する PGA の影響度
(横ずれ断層)

Table 2.3.3 Dominant parameters on uncertainty of ground motion (PGA) for strike-slip fault

不確かさを考慮したパラメータ (PGAの常用対数標準偏差)		Site15		Site19	
		NS	EW	NS	EW
1)	アス ^o リイ位置	0.15	0.16	0.14	0.14
	破壊開始点	0.02	0.04	0.06	0.05
	破壊伝播速度	0.12	0.10	0.05	0.10
	応力降下量	0.10	0.11	0.08	0.09
	ライ ^o タイム	0.05	0.05	0.07	0.08
2)	アス ^o リイ位置×破壊開始点	0.15	0.17	0.12	0.15
	アス ^o リイ位置×破壊伝播速度	0.14	0.16	0.12	0.14
	アス ^o リイ位置×応力降下量	0.16	0.19	0.16	0.16
	アス ^o リイ位置×ライ ^o タイム	0.15	0.16	0.14	0.13
	破壊開始点×破壊伝播速度	0.11	0.08	0.10	0.10
	破壊開始点×応力降下量	0.07	0.11	0.11	0.11
	破壊開始点×ライ ^o タイム	0.07	0.05	0.08	0.07
	破壊伝播速度×応力降下量	0.14	0.14	0.09	0.13
	破壊伝播速度×ライ ^o タイム	0.11	0.10	0.07	0.10
応力降下量×ライ ^o タイム	0.10	0.10	0.10	0.10	
3)	アス ^o リイ位置×破壊開始点 ×破壊伝播速度	0.16	0.17	0.11	0.16
	アス ^o リイ位置×破壊開始点 ×応力降下量	0.16	0.19	0.15	0.17
	アス ^o リイ位置×破壊開始点 ×ライ ^o タイム	0.16	0.17	0.13	0.16
	アス ^o リイ位置×破壊伝播速度 ×応力降下量	0.16	0.19	0.15	0.17
	アス ^o リイ位置×破壊伝播速度 ×ライ ^o タイム	0.15	0.16	0.13	0.15
	アス ^o リイ位置×応力降下量 ×ライ ^o タイム	0.17	0.18	0.17	0.16
	破壊開始点×破壊伝播速度 ×応力降下量	0.13	0.13	0.13	0.14
	破壊開始点×破壊伝播速度 ×ライ ^o タイム	0.12	0.09	0.11	0.11
	破壊開始点×応力降下量 ×ライ ^o タイム	0.10	0.11	0.12	0.12
	破壊伝播速度×応力降下量 ×ライ ^o タイム	0.14	0.14	0.11	0.13
4)	アス ^o リイ位置×破壊開始点 ×破壊伝播速度×応力降下量	0.18	0.19	0.15	0.18
	アス ^o リイ位置×破壊開始点 ×破壊伝播速度×ライ ^o タイム	0.17	0.17	0.12	0.16
	アス ^o リイ位置×破壊開始 ×応力降下量×ライ ^o タイム	0.17	0.19	0.16	0.18
	アス ^o リイ位置×破壊伝播速度 ×応力降下量×ライ ^o タイム	0.17	0.19	0.16	0.18
	破壊開始点×破壊伝播速度 ×応力降下量×ライ ^o タイム	0.14	0.13	0.14	0.14
5)	アス ^o リイ位置×破壊開始点 ×破壊伝播速度 ×応力降下量×ライ ^o タイム	0.19	0.20	0.15	0.19

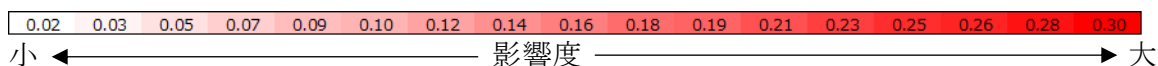
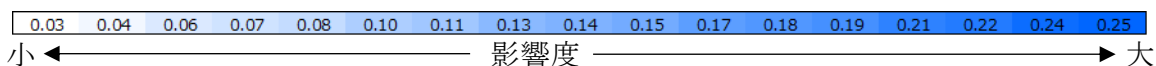


表 2.3.4 不確かさを考慮する断層パラメータの組合せに関する PGA の影響度
(逆断層)

Table 2.3.4 Dominant parameters on uncertainty of ground motion (PGA) for reverse fault

不確かさを考慮したパラメータ (PGAの常用対数標準偏差)		Site11		Site19	
		NS	EW	NS	EW
1㉔	アス ^o リテイ位置	0.13	0.16	0.15	0.18
	破壊開始点	0.05	0.10	0.19	0.16
	破壊伝播速度	0.04	0.08	0.11	0.13
	応力降下量	0.13	0.13	0.11	0.13
	ライ ^s タイム	0.05	0.05	0.06	0.05
2㉔	アス ^o リテイ位置×破壊開始点	0.12	0.12	0.12	0.14
	アス ^o リテイ位置×破壊伝播速度	0.15	0.13	0.13	0.15
	アス ^o リテイ位置×応力降下量	0.16	0.19	0.16	0.20
	アス ^o リテイ位置×ライ ^s タイム	0.13	0.17	0.16	0.18
	破壊開始点×破壊伝播速度	0.06	0.07	0.12	0.11
	破壊開始点×応力降下量	0.11	0.13	0.19	0.17
	破壊開始点×ライ ^s タイム	0.06	0.10	0.17	0.15
	破壊伝播速度×応力降下量	0.10	0.13	0.12	0.14
	破壊伝播速度×ライ ^s タイム	0.06	0.08	0.12	0.12
	応力降下量×ライ ^s タイム	0.11	0.11	0.11	0.11
3㉔	アス ^o リテイ位置×破壊開始点 ×破壊伝播速度	0.14	0.12	0.13	0.14
	アス ^o リテイ位置×破壊開始点 ×応力降下量	0.15	0.15	0.15	0.17
	アス ^o リテイ位置×破壊開始点 ×ライ ^s タイム	0.13	0.13	0.13	0.15
	アス ^o リテイ位置×破壊伝播速度 ×応力降下量	0.17	0.16	0.15	0.17
	アス ^o リテイ位置×破壊伝播速度 ×ライ ^s タイム	0.15	0.14	0.14	0.15
	アス ^o リテイ位置×応力降下量 ×ライ ^s タイム	0.16	0.20	0.17	0.20
	破壊開始点×破壊伝播速度 ×応力降下量	0.11	0.12	0.15	0.14
	破壊開始点×破壊伝播速度 ×ライ ^s タイム	0.08	0.08	0.13	0.11
	破壊開始点×応力降下量 ×ライ ^s タイム	0.11	0.14	0.19	0.17
	破壊伝播速度×応力降下量 ×ライ ^s タイム	0.11	0.13	0.14	0.14
4㉔	アス ^o リテイ位置×破壊開始点 ×破壊伝播速度×応力降下量	0.17	0.15	0.15	0.17
	アス ^o リテイ位置×破壊開始点 ×破壊伝播速度×ライ ^s タイム	0.14	0.12	0.14	0.14
	アス ^o リテイ位置×破壊開始 ×応力降下量×ライ ^s タイム	0.16	0.16	0.16	0.18
	アス ^o リテイ位置×破壊伝播速度 ×応力降下量×ライ ^s タイム	0.18	0.17	0.16	0.18
	破壊開始点×破壊伝播速度 ×応力降下量×ライ ^s タイム	0.12	0.13	0.16	0.15
5㉔	アス ^o リテイ位置×破壊開始点 ×破壊伝播速度 ×応力降下量×ライ ^s タイム	0.17	0.16	0.16	0.17



(6) 計算結果と観測記録における地震動ばらつきの比較

断層近傍で発生する地震動を予測する観点からは、観測で得られた地震動のばらつきとの比較により、観測記録に対応するパラメータの不確かさを把握しておくことが重要である。本研究の地震動計算では、震源特性の巨視的パラメータ、伝播経路特性、サイト特性の不確かさは含まれていない。また、不確かさを考慮した震源特性の微視的パラメータは独立であると仮定したため、非現実的な組み合わせを含めている可能性がある。これらを踏まえ、本節では、既往の距離減衰式等に示されている標準偏差を分析・整理した。表 2.3.5 に見られるように、原子力安全基盤機構(2013)⁶⁴の距離減衰式のばらつきに含まれる巨視的パラメータや伝播経路特性等の認識論的不確かさは、断層モデル法による地震動の標準偏差 (σ_{cal}) には含まれていないことが、両者の比較結果に影響を与える。ここでは、Baltay et al. (2017)⁷⁵を参考に距離減衰式等で推定されている標準偏差に含まれる要因を、観測点に寄らず主に地震ごとの震源特性に起因する「地震間の標準偏差」と観測点に依存する伝播経路特性やサイト特性等に起因する「地震内の標準偏差」に分けて分析した。表 2.3.5 には観測記録の標準偏差 (σ_{obs}) に含まれる要因と、 σ_{cal} に含まれる要因を比較して示す。 σ_{obs} については、原子力安全基盤機構(2013)の距離減衰式の標準偏差に加え、その標準偏差に含まれる要因が σ_{cal} に含まれる要因に最も近い 2 例^{75, 77}について示した。ここで、本研究の計算地震動（周期 0.02~5 秒の擬似速度応答スペクトル）による σ_{cal} は 0.14~0.29、 σ_{obs} は 0.13~0.20 程度^{75, 77}となっており、約 1 秒以下の短周期側は、両者が同程度であるものの、約 1 秒以上の長周期側は、 σ_{cal} の方が大きい。

この要因としては、計算による標準偏差には微視的パラメータ間の相関を考慮せず各種の不確かさの重畳を含めるなど、本来の観測記録の標準偏差に含まれない不確かさを考慮した可能性がある。よって、観測に対応する震源断層パラメータの不確かさを把握するには、観測及び計算に含まれる地震動のばらつきの要因を一致させた上で、定量的に評価する必要がある、今後の課題である。

表 2.3.5 地震動のばらつきとなる要因の分析結果

Table 2.3.5 Results of uncertainty factors on variability of ground motion

ばらつきの要因		計算	引田・他(2018) ⁷⁶	Morikawa et al. (2008) ⁷⁷	原子力安全基盤機構(2013) ⁶⁴	備考
地震間の標準偏差 (地震毎の距離減衰式からの平均的な残差に起因)		一部含む	一部含む	一部含む	○	原子力安全基盤機構の距離減衰式以外には震源の巨視的パラメータの違いの不確かさが含まれていない。
地震内の標準偏差 (距離減衰式からの残差のうち地震間残差を除外した残差に起因)	サイト項 (評価地点毎の地盤増幅特性等の違いに起因)	×	△	△	○	引田・他、Morikawa et al.は共通評価点において、震源メカニズムが同一と見なせる地震間での地震動の標準偏差を評価。ただし、評価地点は地震基盤上にない場合を含む。
	伝播経路項 (伝播経路が異なることに起因)	×	×	×	○	
	評価地点の方位、断層からの距離の違いに起因	×	○	○	○	
地震内残差のうち、上記以外の要因		○	○	○	○	引田・他は本研究の計算対象とする地震より規模が小さい。Morikawa et al.は内陸地殻内地震に加え海溝型地震を含み、断層からの距離が100kmを超える地震が多く含まれる。

○:ばらつきに含まれる要因
 △:ばらつきに含まれている可能性がある要因
 ×:ばらつきに含まれない要因

(7) まとめ

断層近傍における確率論的地震ハザード評価の地震動超過確率に用いる地震動のばらつきの評価の精度向上を目的として、断層モデル法を用いた地震動のばらつきに関する検討を行った。具体的には震源断層パラメータのうち、微視的パラメータを対象として地震動に与える影響の大きいパラメータを選定し、それらのばらつきを与えた断層モデル法による地震動の感度解析を実施し、地震動のばらつきを推定した。震源断層モデルは活断層で発生する内陸地殻内地震(M_w 6.6)を対象とした。

震源断層パラメータのばらつきの与え方は、断層モデル法を用いた地震動評価を実施している検討事例を参考にして各パラメータの分布を設定し、また、ばらつきの範囲は基本的にこれらの事例で考慮されている範囲を包含するように設定した。断層モデル法で計算された地震動の平均値は既往の距離減衰式⁶⁴の平均の1/2~2倍の範囲内に収まっており、既往の距離減衰式の平均は、断層モデル法で計算された地震動の平均値に概ね収まる。地震動の平均値の空間分布の特徴として、横ずれ断層ではPGAに比べPGVで断層からの方位依存性が大きくなった。また、断層最短距離が等しい場合、地震動の平均値は逆断層の上盤側で下盤側に比べ大きくなった。一方、地震動のばらつきの空間分布の特徴として、横ずれ断層、逆断層ともにPGA、PGVいずれについても断層端部及びその延長線上で大きくなった。

地震動の感度解析を実施し、不確かさを考慮する断層パラメータの組合せの設定条件が地震動の計算結果のばらつきに与える影響を整理した。大きな特徴として、PGAについては、横ずれ断層、逆断層ともに応力降下量の影響が大きく、不確かさを考慮する断層パラメータを増やしても、応力降下量の不確かさ考慮の有無でばらつきの大きさが決まることがわかった。また、近距離地点ではPGA、PGVともにアスペリティ位置の影響が大きく、PGVについてはライズタイムの影響も大きいことがわかった。

本研究では5つの震源断層パラメータに不確かさを与え、これらの重畳を考慮した不確かさケースについて地震動計算を行ったが、ここでは、各震源断層パラメータ不確かさの範囲として極低頻度でしか発生しないものも含まれている可能性がある。そこで、観測で得られた地震動のばらつきとの比較により、観測と対応する震源断層パラメータの不確かさを把握することを目的に、距離減衰式等の観測記録に基づいた地震動のばらつきの要因分析を行った。その結果、計算によるばらつきと観測記録の地震動のばらつき、それぞれに含まれている要因が異なっており、これらをそろえた検討が必要であり、今後の課題である。

2.3.2 現実的入力地震動の評価手法の整備

(1) はじめに

地震 PRA において建物・構造物、機器・配管系及び地盤の現実的な応答を評価するための手法として、応答係数（図 2.3.10）による方法がある。本研究では、地盤物性のばらつき等を考慮した現実的な入力地震動の評価手法を検討することを目的として、鉛直アレー地震動観測記録に基づき地盤の伝播特性に係る応答係数（図 2.3.10 における応答係数 F_2 ）の分析を行った。

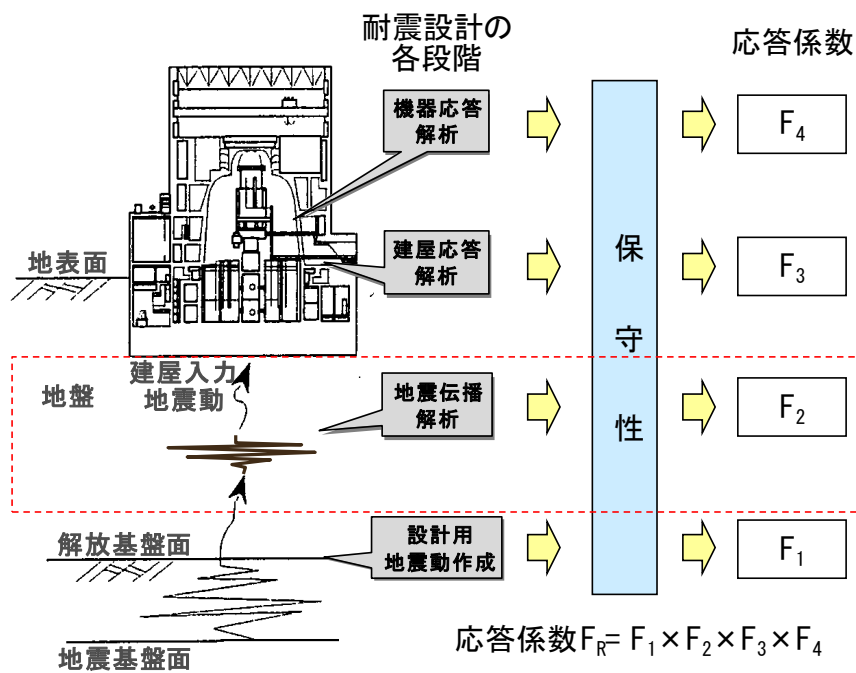


図 2.3.10 応答係数の概念

Fig. 2.3.10 Concept of response factors

(2) 応答係数の評価

具体的には、複数地震による KiK-net 観測点の地表及び地中観測記録を用いて現実的応答を求めた上で、各観測点における水平成層速度モデルを設計モデルとして設け、「地盤増幅特性に係わる応答係数」の算出を行った。複数の観測記録から得られる現実的応答のばらつきには、地表と地中地震計の間の地盤の不均質性や不整形性、入力地震動（地震動の周波数特性、入射角等）そのもののばらつき等が寄与しているものと考えられる。本研究は、基準地震動の策定及び入力地震動の評価等の条件を踏まえ、地盤条件が異なる 20 地点の KiK-net 観測点（地中地震計設置地点の S 波速度が 710~1540m/s を呈する硬質地盤の観測点）を選定した。

応答係数の算出は式 2.3.2 によった。はじめに、地中の硬質地盤面で得られた観測地震動と地表面で得られた観測地震動での応答スペクトルの増幅率 $Amp_R(i, j)$ 「現実的応答」、並びに地中の観測地震動を入力とした 1 次元波動伝播解析で得られた増幅率 $Amp_D(i, j)$ 「設計応答」をそれぞれ算出した。次いで、両者の増幅率から増幅率比 f_{ij} を観測記録 j 分算出し、最終的に各周期 i の増幅率比の対数平均 λ_i 、応答係数 F_i 及び対数標準偏差（ばらつき） β_i を求めた。観測記録 j は 30 波（15 地震）であり、最大加速度が 100gal 以下の水平地震動を扱った。

$$F_i = \exp(\lambda_i), \quad \beta_i = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^n (\ln f_{ij} - \lambda_i)^2} \quad \dots\dots\dots(2.3.2)$$

$$\left(\lambda_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \ln f_{ij}, \quad f_{ij} = \frac{Amp_D(i, j)}{Amp_R(i, j)} \right)$$

設計応答を算出する際の地盤モデルは、各 KiK-net 観測点における PS 検層による S 波速度構造とし、地盤の密度は狐崎ほか(1990)⁷⁸ 及び Ludwig et al. (1970)⁷⁹ に基づき算出した。本研究では、SHAKE による等価線形解析を実施し、地盤のひずみ依存特性は土木研究所(1982)⁸⁰ の式により設定した。なお、S 波速度が 400m/s 以上の地盤（速度層）は線形応答とし、当該地盤には一律 1%の減衰定数を与えた。応答係数 F_i 及びばらつき β_i の算出例として、KiK-net 豊富観測点（SOYH06、地中地震計深度 135m、S 波速度 710m/s）の結果を図 2.3.11 に示す。同図は、応答スペクトルの減衰定数 1、2、3、4 及び 5%における周期毎の応答係数及びばらつきである。

20 地点の KiK-net 観測点で得られた応答係数の中央値及びばらつき β を表 2.3.6 に、また、主要周期帯（建物・構築物、機器・配管系の主要周期帯：0.05~0.3 秒）における応答係数の中央値及びばらつき β と平均 S 波速度、層厚及び卓越周期との関係を図 2.3.12 にそれぞれ示す。本結果より、0.05~0.3 秒の主要周期帯において、応答係数の中央値：1.16（20 観測点平均）及びばらつき β ：0.31（20 観測点平均）が評価された。得られた値は、地震 PRA 評価における応答係数の慣用値（中央値：1.00、ばらつき β ：0.25

($\beta_R=0.20$ 、 $\beta_U=0.15$) より大きい。応答係数の中央値及びばらつき β は、地盤平均 S 波速度、基盤深さ（層厚）及び地盤卓越周期に対して相関関係はほとんどなく、地盤種別に応じて応答係数を事前に推定することは難しい。なお、図 2.3.13 に示すとおり、応答係数のばらつき β は現実的応答すなわち観測地震動の増幅率が有するばらつきに対して正の相関関係を有しており、観測地震動のみの分析（現実的応答の評価）から簡便的にばらつき β を推定できる可能性が示された。

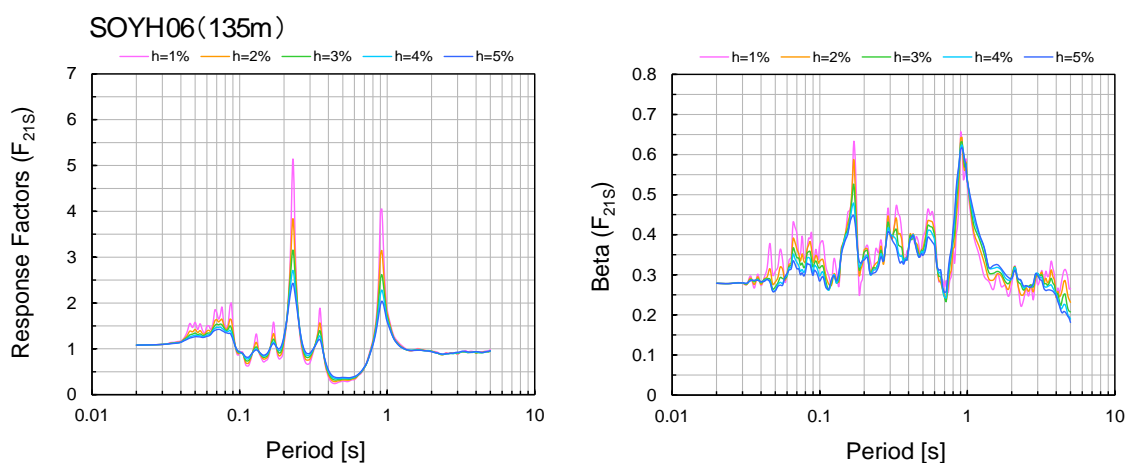


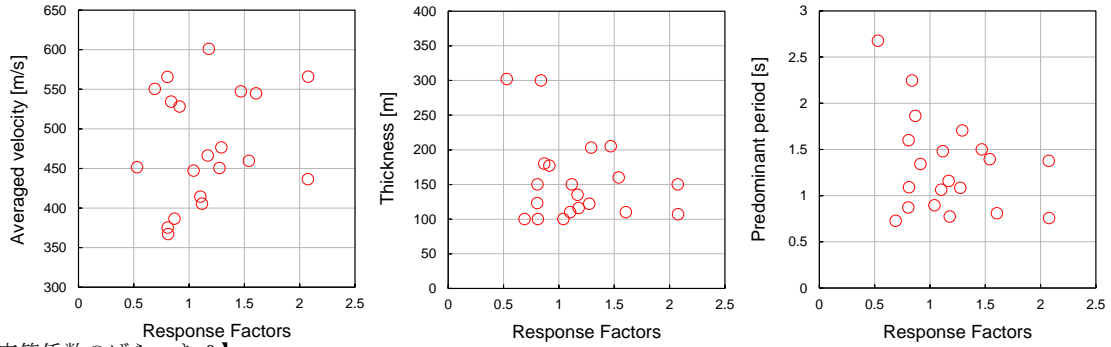
図 2.3.11 KiK-net 豊富観測点における応答係数
Fig. 2.3.11 Response factors at KiK-net Toyotomi station

表 2.3.6 20 地点の KiK-net 観測点で得られた応答係数
Table 2.3.6 Response factors at 20 KiK-net stations

【応答係数の中央値】																				(減衰定数h=5%)		
Period	AKTH17	AOMH08	AOMH16	CHBH06	ISKH04	IWTH12	KGSH07	KMMH12	KMMH14	KYTH05	NGNH24	NIGH08	NIGH11	NMRH01	OSMH01	SOYH06	SRCH09	SZOH42	YMTM04	YMTM15	Average	Median
0.05-0.3	0.91	1.54	1.12	0.87	1.18	0.69	0.53	0.81	1.10	0.81	2.08	0.84	1.47	1.61	2.08	1.17	1.28	1.29	0.81	1.04	1.16	1.11
0.02-0.05	0.98	1.51	1.68	0.94	1.44	0.95	0.56	0.82	1.20	0.83	2.43	0.85	1.35	1.89	2.49	1.12	1.16	1.25	0.91	1.36	1.29	1.18
0.05-0.1	1.13	1.71	1.53	1.38	1.17	0.87	0.53	0.85	1.12	1.11	2.21	0.54	1.24	2.14	2.09	1.29	1.39	1.45	0.55	1.16	1.27	1.20
0.1-0.3	0.74	1.12	0.99	0.57	1.23	0.49	0.53	0.75	1.10	0.55	1.82	0.95	1.56	1.51	1.98	1.00	0.95	0.92	0.84	0.95	1.03	0.95
0.3-0.5	1.33	1.75	1.13	1.08	0.99	0.52	0.67	0.64	0.92	0.55	1.10	1.06	1.23	1.15	1.45	0.54	0.98	1.37	1.28	0.93	1.03	1.07
0.5-1.0	1.17	1.72	0.89	1.04	1.59	1.23	0.74	1.91	1.66	0.63	3.10	1.15	1.44	2.77	1.21	0.81	1.38	2.51	2.40	1.21	1.53	1.31
1-1.0	1.11	1.55	1.41	1.03	1.21	0.80	0.97	0.98	1.16	0.85	1.70	1.48	1.38	1.62	1.47	0.94	1.17	1.66	1.07	1.00	1.23	1.17
【応答係数のばらつき β 】																						
Period	AKTH17	AOMH08	AOMH16	CHBH06	ISKH04	IWTH12	KGSH07	KMMH12	KMMH14	KYTH05	NGNH24	NIGH08	NIGH11	NMRH01	OSMH01	SOYH06	SRCH09	SZOH42	YMTM04	YMTM15	Average	Median
0.05-0.3	0.31	0.35	0.27	0.28	0.34	0.32	0.28	0.28	0.29	0.29	0.29	0.36	0.25	0.31	0.29	0.31	0.39	0.32	0.33	0.29	0.31	0.30
0.02-0.05	0.24	0.37	0.35	0.34	0.32	0.29	0.33	0.26	0.27	0.38	0.31	0.41	0.25	0.35	0.30	0.28	0.38	0.23	0.31	0.33	0.32	0.32
0.05-0.1	0.32	0.35	0.23	0.34	0.32	0.32	0.29	0.28	0.27	0.28	0.31	0.46	0.31	0.34	0.27	0.31	0.40	0.32	0.33	0.31	0.32	0.31
0.1-0.3	0.31	0.35	0.30	0.25	0.37	0.32	0.26	0.28	0.29	0.30	0.28	0.35	0.25	0.29	0.31	0.34	0.37	0.33	0.33	0.27	0.31	0.31
0.3-0.5	0.27	0.29	0.25	0.29	0.47	0.33	0.25	0.28	0.32	0.28	0.32	0.33	0.26	0.26	0.30	0.35	0.22	0.34	0.38	0.26	0.30	0.29
0.5-1.0	0.27	0.28	0.34	0.19	0.35	0.43	0.27	0.49	0.33	0.35	0.36	0.30	0.21	0.39	0.28	0.39	0.34	0.34	0.56	0.26	0.34	0.34
1-1.0	0.26	0.38	0.36	0.25	0.40	0.32	0.46	0.41	0.27	0.36	0.32	0.36	0.24	0.24	0.27	0.27	0.28	0.22	0.41	0.25	0.32	0.30

20観測点平均

【応答係数の中央値】



【応答係数のばらつき β 】

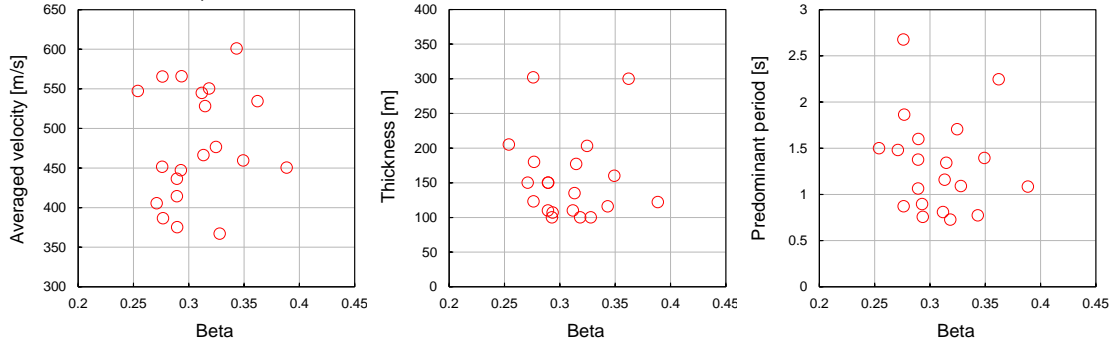


図 2.3.12 応答係数と平均 S 波速度（左列）、層厚（中列）及び卓越周期（右列）の関係
 Fig. 2.3.12 Relation of response factors with the mean shear wave velocity (left), thickness (center), and predominant periods (right)

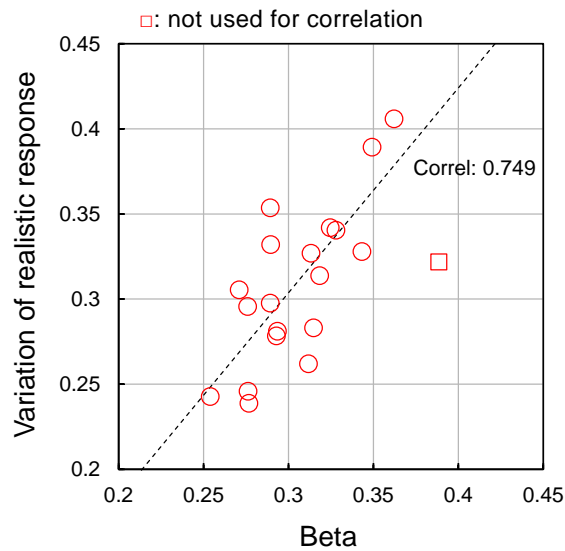


図 2.3.13 ばらつき β と現実的応答のばらつきの相関

Fig. 2.3.13 Correlation between β and the variation of realistic response

(3) まとめ

本研究では、地盤物性のばらつき等を考慮した現実的な入力地震動の評価手法を検討することを目的として、地盤条件が異なる 20 地点の KiK-net 観測点（地中地震計設置地点の S 波速度が 710~1540m/s を呈する硬質地盤の観測点）における地震動観測記録（水平動 30 波（15 地震））に基づき、地盤の伝播特性に係る応答係数の分析を行い、応答係数の中央値及びばらつき β に関する技術的知見を得た。

2.4 断層変位評価手法の検討

(1) はじめに

新規制基準は、耐震重要施設の設置許可条件として、将来活動する可能性のある断層等が活動することにより、変位が生ずるおそれがない地盤に設置することを定めている。地盤に変位を与える要因として、「震源として考慮する活断層のほか、地震活動に伴って永久変位が生じる断層に加え、支持地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面を含む」としており、特に震源が敷地に近い場合に地震活動に伴う地盤の永久変位の有無を適切に評価することが重要である。

本研究では、断層変位評価に係る知見の蓄積を目的とし、地表に変位が現れた内陸地殻内地震に対して、野外調査による断層変位の性状の詳細な検討を含む断層近傍の地表変位等の観測データを用いて各種の試解析を実施することにより、決定論及び確率論的手法による断層変位評価について検討を行った。地下の震源断層の地表延長部（以下「主断層」という。）による変位の評価に当たっては、2.1.1(3)で述べた表層まで拡張した特性化震源モデルを用いた解析の際に、浅部断層に設定した LMGA 領域のすべり量は、主断層の断層変位に該当する。本研究は、主断層トレースから外れた場所で連続性が乏しく副次的に生じる断層（以下「副断層」という。）を対象に、このような断層の出現場所や変位量の評価に係る検討の結果を示す。なお、以下の報告は、平成 29 年度から令和元年度にかけて実施した株式会社構造計画研究所への委託研究の成果をまとめたものである。

(2) 決定論的手法による評価

断層変位評価に必要な情報として、活断層に関する変動地形学的調査や地質調査のデータに加えて、地震後の現地調査による、地震時に地表に現れた断層（以下「地表地震断層」という。）の位置や変位量のデータもある。例えば、2016 年熊本地震発生直後、多くの現地調査が実施され、こうした調査結果を既往の活断層線と比較し、今回の地震では多くの地点で既往の活断層線に沿うように地表変状が分布していることが示された^{81, 82, 83}。しがしながら、2016 年熊本地震を含めた多くの現地調査は、変位量の比較的に大きい、線状形状の明瞭な主断層を対象としており、変位量の小さい副断層に係る調査は限られている。本研究は、副断層変位のデータを収集するため、地表地震断層が現れた 2014 年長野県北部地震（逆断層）と 2016 年熊本地震（横ずれ断層）に対して、衛星観測データの活用により副断層の位置を特定し、トレンチ調査を実施した。

次に、平成 29 年度及び令和元年度に実施した熊本地震に係る調査について述べる。

大地震発生前後の合成開口レーダー（Synthetic Aperture RADAR, SAR）データを用いた干渉解析（以下「干渉 SAR 解析」という。）により、広域の地殻変動の把握が可能となる。熊本地震に係る干渉 SAR 解析において、干渉 SAR による干渉縞、低コヒーレンス値分布図、および数値標高モデル（DEM）データによる傾斜量図を重ねることにより、地表地震断層を検出する方法（Low Coherence Interferometric Synthetic Aperture RADAR、以下「LC-

InSAR」 という。) が提案されている^{84,85}。この手法によると、これまでの現地調査で地表地震断層として報告されてこなかったような地点にも、干渉縞の不連続があり低コヒーレンス値が連続するラインが確認できることから、これらの分布は現地調査では見逃してしまうようなあるいは確認できない程度の微小な変位の地表地震断層が分布している可能性があることを示した。さらに、これらのラインを実際に現地調査したところ、明瞭な地表地震断層は確認できないものの道路や水路にはわずかな亀裂が認められることを明らかにした⁸⁶。これは、干渉 SAR 解析で干渉縞と低コヒーレンス図を重ねて検討することで、地表地震断層の分布位置を明らかにするとともに、副断層に関連する地表面の微小な変位や変形を捉えることが出来ることを示唆した。

本研究では、これまで地表地震断層として認識されていなかったが、LC-InSAR 図に基づく調査で変状が確認された地点をトレンチ調査地点の候補地とする。平成 29 年度には、主断層から数百メートル離れた極近傍の地域を調査対象とした福原地点と土林地点において、令和元年度には、主断層から数キロメートル離れた地域を調査対象とした陣内地点において、それぞれトレンチ調査を実施した (図 2.4.1)。

福原地点においては、調査で示されている主断層トレースから 200m 程度南東側にあたり、低コヒーレンス識別位置でのトレンチ調査前の現地調査では、道路アスファルト上に僅かな変状 (右横ずれ) を確認した。トレンチ調査の結果、福原地点では少なくとも以下の 4 回の地震イベントを識別した (図 2.4.2)。

(1) イベント I : 地表面まで達する F1 断層により確認される。2016 年熊本地震の本震による最新活動イベントである。

(2) イベント II : F2 断層および F3 断層により確認される。45 層堆積後、31 層堆積前の断層活動イベントであるが F2 断層の活動イベントと F3 断層の活動イベントを区分することができないため、F2 断層および F3 断層両者を形成したイベントとした。2,900 年前~1,150 年前の活動である。

(3) イベント III : F4 断層により確認される。51~59 層堆積後、45 層堆積前の断層活動イベントである。2,900 年前の活動である。

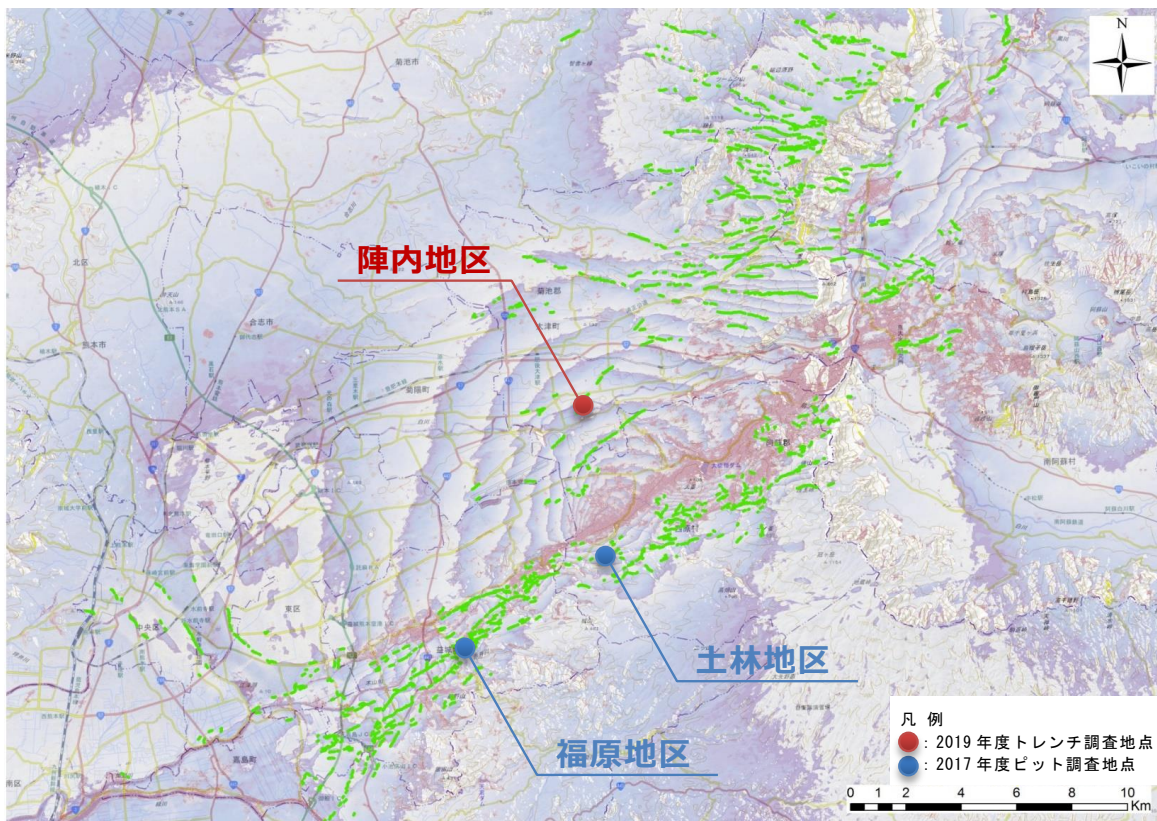
(4) イベント IV : F5 断層により確認される。61 層堆積後に複数回活動した可能性があるものの、活動年代及び活動回数は不明である。

土林地点においては、掘削位置は現地調査時に確認した変状 (取付道路コンクリート右横ずれ及び田圃畔右横ずれ) の延長線上 (図 2.4.3) とし、碎屑物の堆積量がより多いと想定される下段側の田圃においてトレンチ調査 (図 2.4.3) を実施した。その結果、断層活動イベントに関する明らかな結果は得ることができなかった。断層による変位や変形の有無を確認するためにはさらに大きく、深く掘削を実施して地層を観察することも考えられるが、本調査地点では、重機搬入と用地の制約上でこれ以上の掘削は不可能であった。

陣内地点においては、主断層から約 4km 離れた北西-南東方向に連続する“位相不連続ライン”上でトレンチを掘削した。図 2.4.4 より、トレンチ壁面には 2016 年の地震によって

生じた開口亀裂が確認される。加えて、2016年以前のイベントにより生じた変形構造が認められる。南側法面では9,790及び10,480年前の年代を示す黒色土層中に上位層が落ち込むクラックが認められ、このクラックは2016年の開口亀裂に切断される。約1万年前以降に2016年に先立つ断層活動イベントがあったことが示唆される。この断層活動イベントによる上下変位量と比較してトレンチ最下部にある火砕流堆積物及びその上位の12,000年前の年代を示す腐植層の上下変位量は明らかに大きい。火砕流堆積物中には複数のせん断面が確認されることを含めると、2016年に先行する複数の断層活動イベントが確認できる。

上記のように、衛星観測データの活用により副断層の位置を特定し、トレンチ調査を実施することにより、主断層トレースから離れた副断層の分布の把握が可能であることを明らかにした。こうした調査手法の展開により、副断層変位に関する情報の乏しさと課題の改善が期待できる。



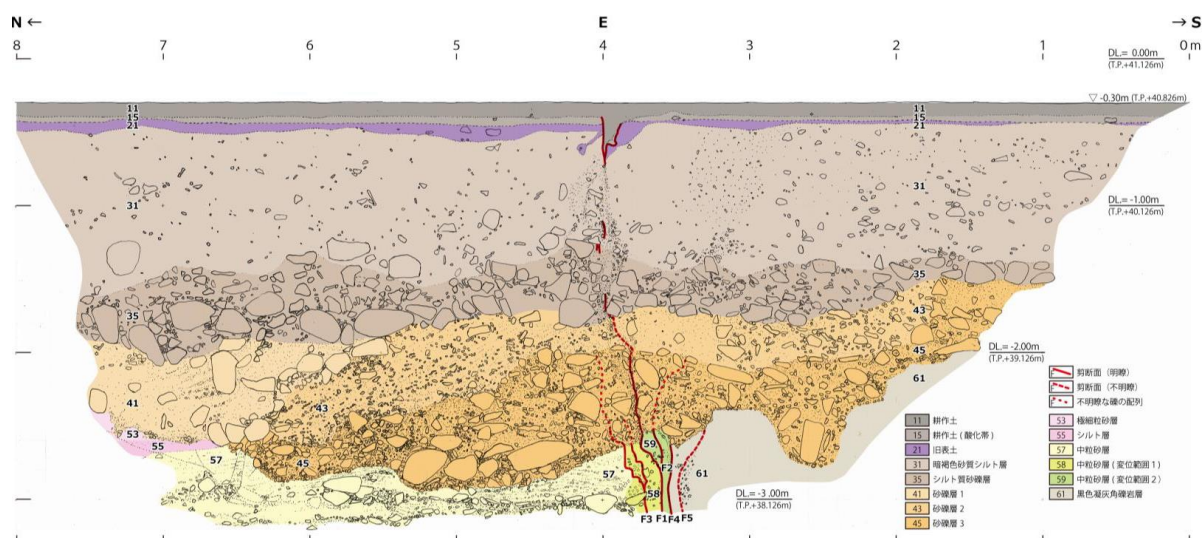
出典) 株式会社構造計画研究所、令和元年度原子力規制庁委託成果報告書：断層変位評価に係る知見の蓄積⁸⁷

図 2.4.1 LC-InSAR 図による位相不連続線の分布とトレンチ調査地点 (○印)

Fig. 2.4.1 Distribution of trenching sites (filled circles) and lines (green) of phase discontinuity based on the LC-InSAR mapping



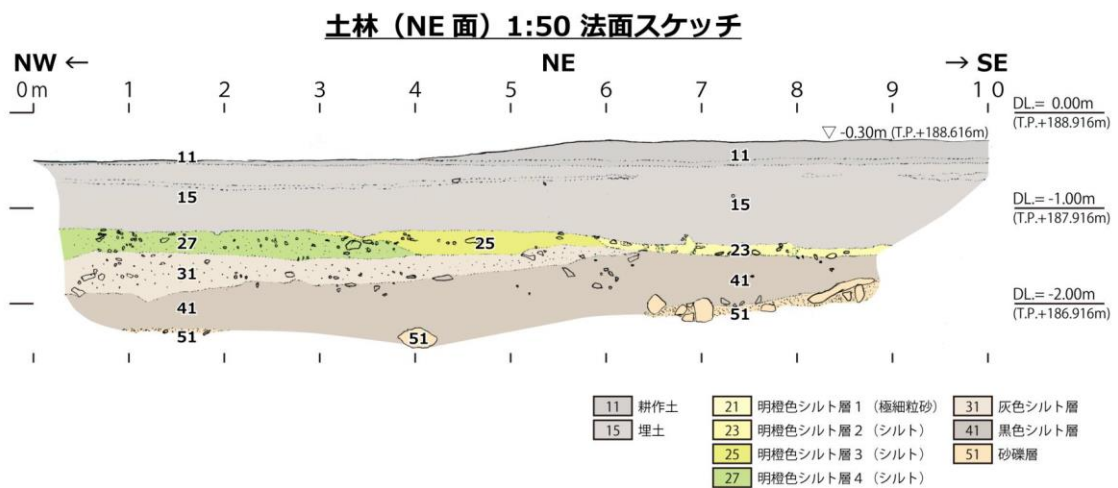
福原 (E面) 1:20 法面スケッチ



出典) 株式会社構造計画研究所、平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書：断層変位評価に係る知見の整備⁸⁸

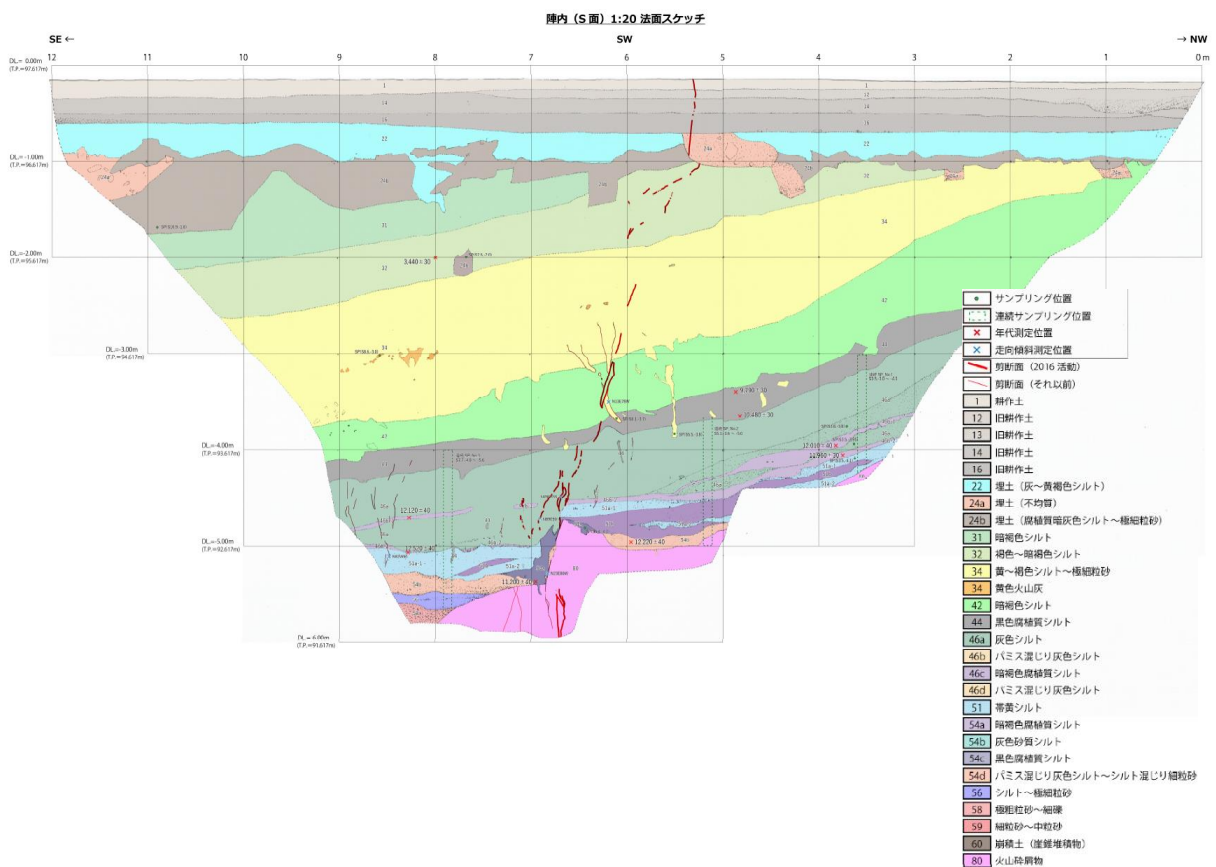
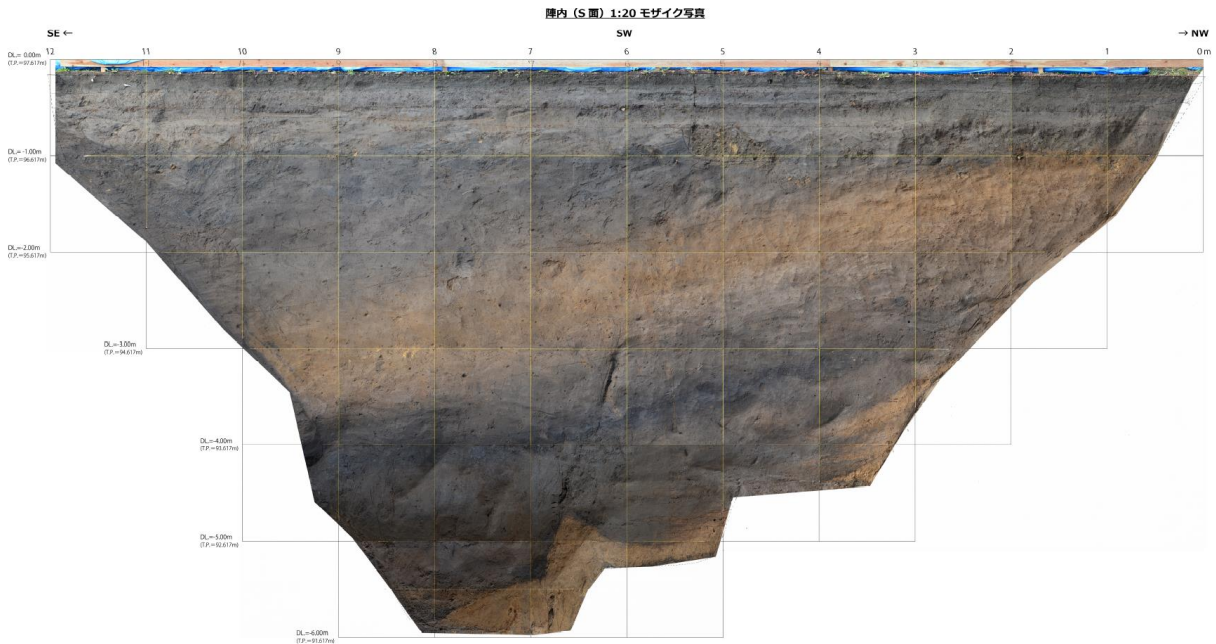
図 2.4.2 福原地点におけるトレンチ調査

Fig. 2.4.2 Trenching survey at Fukuhara site



出典) 株式会社構造計画研究所、“平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書：断層変位評価に係る知見の整備”⁸⁸

図 2.4.3 土林地点におけるトレンチ調査
Fig. 2.4.3 Trenching survey at Tsuchibayashi site



出典) 株式会社構造計画研究所、令和元年度原子力規制庁委託成果報告書：
断層変位評価に係る知見の蓄積⁸⁷

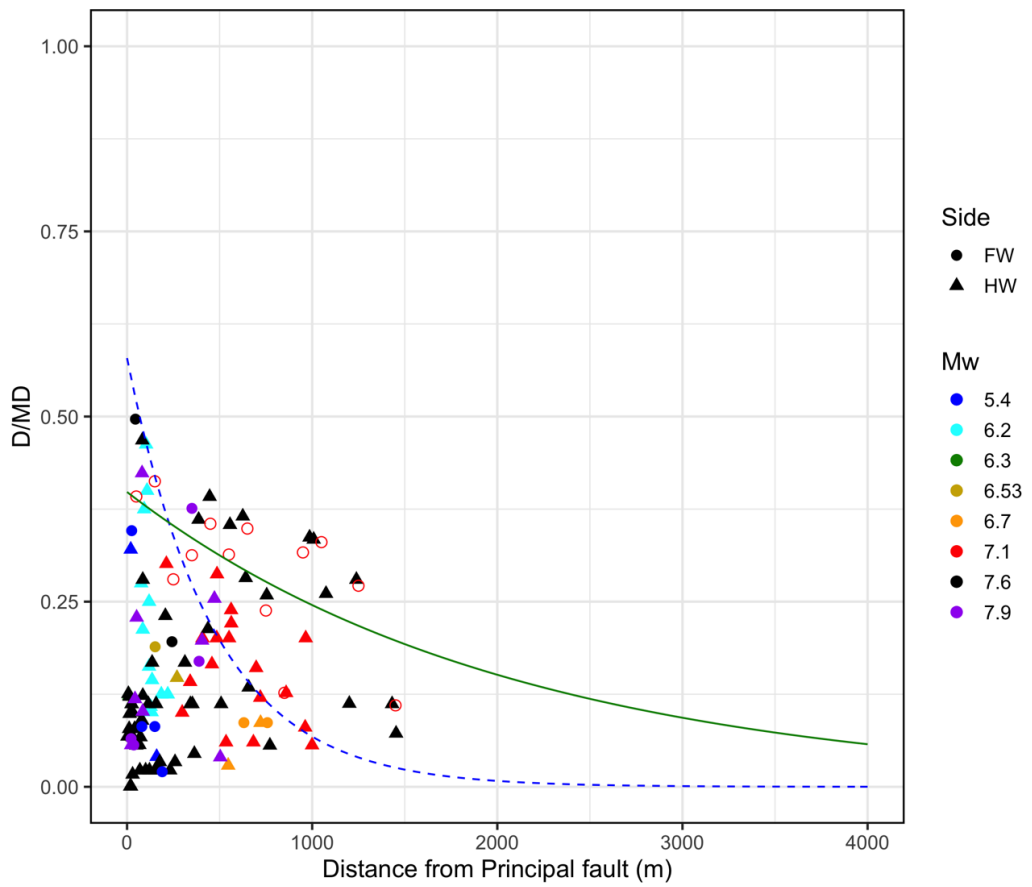
図 2.4.4 陣内地点におけるトレンチ調査
Fig. 2.4.4 Trenching survey at Jinnai site

(3) 確率論的手法による評価

断層変位評価において、2.4.2に示す決定論的手法による評価のほかに、確率論的手法を用いた評価の研究が特に海外を中心に行われている^{18, 89, 90, 91}。このような国際的な動向を踏まえて、平成24年度から平成28年度までの前フェーズの研究では、国内内陸地殻内地震による断層変位データを収集し、横ずれ断層及び逆断層のタイプ別の断層変位評価式について検討した。しかしながら、評価式の構築に当たっては断層変位データが非常に少ないことが課題であり、断層変位データの蓄積により断層変位評価式の改良を図っていく必要があった。

本研究は、平成28年度以降に公表された断層変位のデータを収集し、前フェーズのデータセットに加え、断層変位評価式の改良について検討した。その例として、Boncio et al. (2018)⁹²は、逆断層の上盤側・下盤側で副断層の出現範囲を統計的にとりまとめるために、全世界の逆断層地震に伴う地表断層分布・変位量をコンパイルし、データを公開している。副断層に関しては主断層トレースからの距離や変位が記載された場合はその数値データもコンパイルされている。ここでは変位情報が記録されたデータを前フェーズで整理されたデータに追加し、逆断層の変位評価式の更新を行った。図2.4.5に、更新した逆断層タイプの副断層変位評価式（副断層変位の90パーセントイル）を示す。

さらに、地表地震断層が現れた2014年長野県北部地震を対象とし、上記の変位評価式を用いて確率論的断層変位ハザードの試算を実施した。図2.4.6には、 M_w 6.2の地震を対象に、既往研究の提案⁹³を参考に活断層トレースに対する主断層位置の不確かさを考慮した、50年で0.05%の確率で生じる断層変位量の分布を示す。同図中の赤色正方形は、平成30年度に実施したトレンチ調査の地点（長野県白馬村 北城地先地点）を示す。また、主断層からの距離に応じた副断層変位のハザード試算結果を図2.4.7に示す。同図より、2km離れると、数cmの断層変位が発生する年超過確率は非常に小さくなることがわかる。

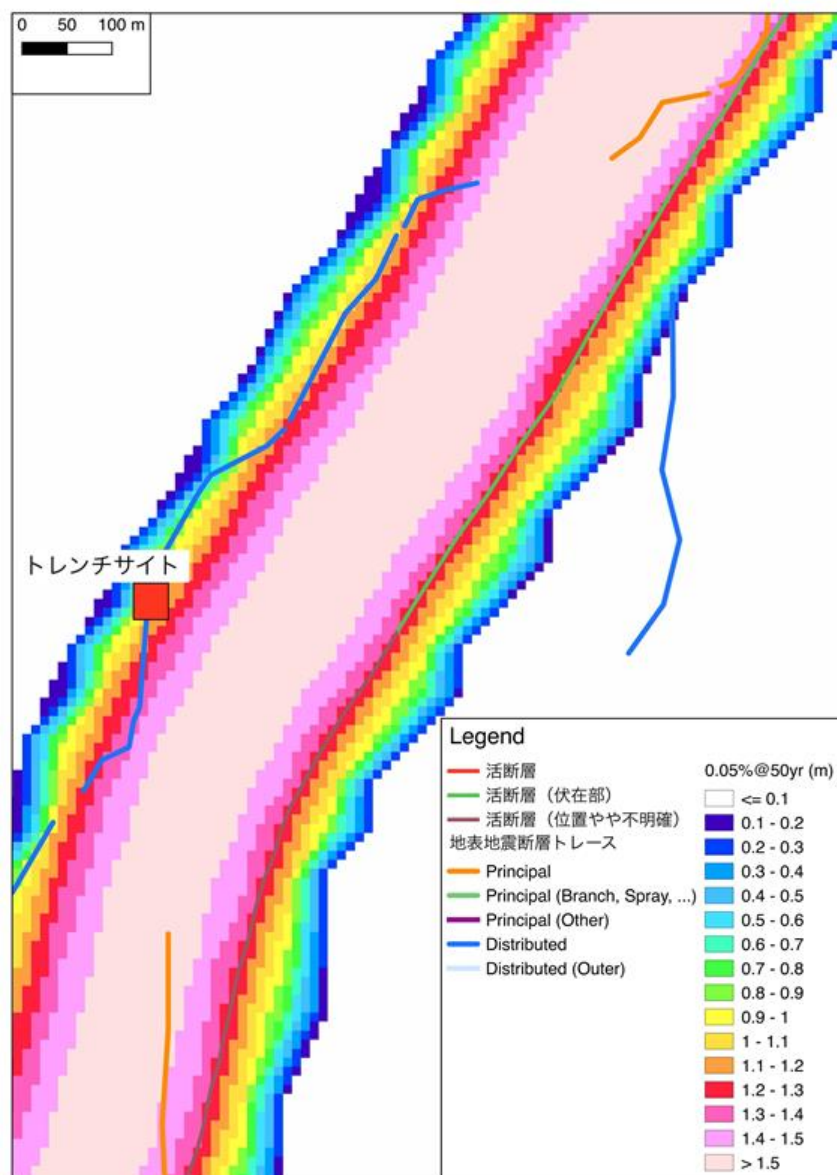


出典) 株式会社構造計画研究所、平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書：
断層変位評価に係る知見の整備⁹⁴

図 2.4.5 逆断層副断層変位の評価式

Fig. 2.4.5 Evaluation equation proposed for reverse faults

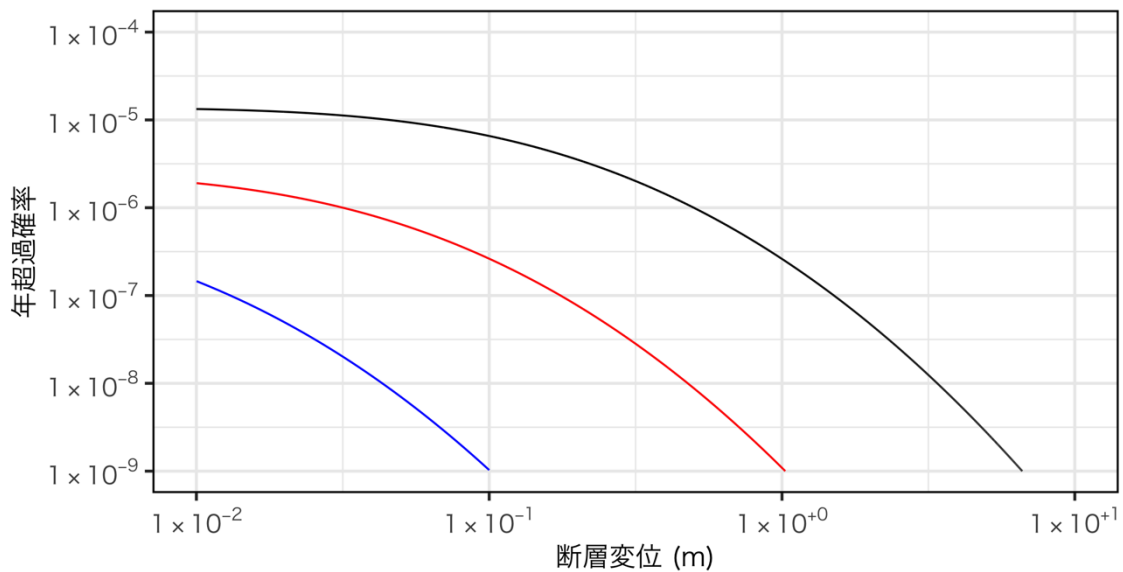
注) 実線が上盤側、点線が下盤側の評価式を示す。
赤の白抜きの○は上盤側のデータの 90 パーセンタイルを示す。



出典) 株式会社構造計画研究所、平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書：
断層変位評価に係る知見の整備⁹⁴

図 2.4.6 50 年で 0.05% の確率で生じる断層変位量の分布図

Fig. 2.4.6 Fault displacement distribution with occurrence probability of 0.05% in 50 years



黒線：主断層からの距離約 0.25km、赤線：1km、青線：2km

出典) 株式会社構造計画研究所、平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書：
断層変位評価に係る知見の整備⁹⁴

図 2.4.7 距離別の断層変位年超過確率曲線の比較

Fig. 2.4.7 Annual exceedance probability of fault displacement at fault distance of 0.25km (black line), 1km (red line), and 2km (blue line), respectively

(4) まとめ

本委託研究は、衛星観測データの活用により副断層の位置を特定し、トレンチ調査を実施することにより、主断層トレースから離れた副断層の分布の把握が可能であることを明らかにした。トレンチ調査で得られた法面上の副断層変位の形状や主断層からの位置関係等のデータは、断層変位の数値解析にも重要な情報であり、今後、こうした調査事例を継続的に蓄積する必要がある。

確率論的評価に関して、前フェーズで収集した逆断層タイプの副断層変位データの追加により、評価式の更新を検討し、断層変位ハザードの試算を行った結果、主断層からの距離に応じて、副断層変位の年超過確率曲線が大きく変わることが確認できた。確率論的評価においては、上記の副断層変位の大きさに関する評価式に加えて、副断層発生確率のモデルを構築する必要がある。これらの式やモデルの構築には、十分なデータを用いるのは重要であり、上記の調査手法の展開等により、副断層変位に関する情報の乏しい現状を改善する必要がある。

3. 結論

3.1 成果の要点

本研究では、最新の研究動向を踏まえつつ、地震動再現解析等により、震源を特定して策定する地震動、震源を特定せず策定する地震動、確率論的地震ハザード、及び断層変位、それぞれの評価手法の高度化に関する検討を実施した。各研究実施項目において、以下の成果を得た。

(1) 断層モデルを用いた地震動評価手法の整備

①内陸地殻内地震による地震動の評価手法の整備

近年得られた国内の内陸地殻内地震の強震動記録を用い、震源破壊モデルの逆解析や強震動再現解析等を行うことにより、震源断層パラメータ設定の検討事例を蓄積するとともに、それらのパラメータの不確かさや既往経験式との整合性を明確にした。特に、2016年熊本地震のような断層が地表に現れた内陸地殻内地震に対して、表層の断層破壊を考慮した特性化震源モデルの設定手法を検討することにより、短周期側地震動に加えて、断層極近傍の永久変位を含める地震動の再現性を確認した。さらに、震源断層パラメータの不確かさに関して、解析で得られたデータに基づいた不確かさモデルを設定し波形計算を行い、それらのパラメータの地震動評価への影響度を把握し、断層モデル法における不確かさの取扱いの方法に関する知見を得た。

②熊本地震を対象とした内陸地殻内地震の断層長さに係る調査方法の検討

熊本地震で明瞭な地表地震断層の現れた布田川断層帯の北東延長域である阿蘇カルデラ内部において、地質調査(ボーリング調査)、地球物理学的調査(重力データ解析、微動アレイ探査、反射法地震探査及び地中レーダー)を実施した結果、地震動解析等で得た震源断層長と同程度の断層長を推定できた。

③プレート間巨大地震等による地震動の評価手法の整備

国内外で起きたプレート間巨大地震及び海洋プレート内地震の2つタイプの地震の調査を行い、それぞれのタイプの地震の震源特性に関する知見を得るとともに、強震動再現解析を実施し、断層モデル法の適用性を確認した。

(2) 震源を特定せず策定する地震動に関する検討

震源と活断層を関連付けることが困難な地震のうち、地表地震断層が出現しない可能性がある内陸地殻内地震の地震動観測記録を収集・分析し、統計的な処理を行うことにより震源近傍での地震基盤相当面における非超過確率別応答スペクトルを求め、それを基に全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」の標準応答スペクトルを設定し、将来の課題について整理した。

(3) 断層モデルを用いた地震動評価手法の整備

①確率論的地震ハザード評価手法の整備

断層モデル法で設定する特性化震源モデルのパラメータのうち、地震動に与える影響が大きい複数のパラメータを選定し、それらに不確かさを与えた地震動解析を実施した。解析結果から地震動のばらつきを推定し、選定した複数のパラメータに不確かさを考慮した確率論的地震動評価の影響度を把握し、断層モデル法による PSHA 解析に関する知見を得た。

②現実的入力地震動の評価手法の整備

地震 PRA における現実的入力地震動の評価手法を検討するため、地震動観測記録に基づき、地盤の伝播特性に係る応答係数の分析を行い、応答係数の平均値及びばらつきに関する技術的な知見を得た。

(4) 断層変位評価手法の検討

決定論的断層変位評価手法に関して、衛星観測データの活用により副断層の位置を特定し、トレンチ調査を実施することにより、主断層トレースから離れた副断層の形状を把握した。確率論的断層変位評価に関して、これまで収集したデータの追加により、副断層変位評価式の更新を検討し、断層変位ハザード計算に適用した結果、主断層からの距離に応じた副断層変位の年超過確率曲線の特徴を確認した。

3.2 目的の達成状況

本研究は、上記のとおり、4つの項目の平成29年度から令和元年度までの3年間の実施計画で設けた全ての目的を達成した。

3.3 成果の活用等

3.3.1 基準・ガイドへの反映

本研究の項目「(2) 震源を特定せず策定する地震動に関する検討」の研究成果は、原子力規制委員会が設置した「震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム」における議論及び全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」の「標準応答スペクトル」の策定において活用された。この標準応答スペクトルについては、令和元年8月28日の第24回原子力規制委員会において、「震源を特定せず策定する地震動(全国共通)」として規制に取り入れられることが決定し、「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」及び審査ガイド等の改訂に活用される予定である。

3.3.2 新規制基準の適合性審査への活用(基準地震動策定の妥当性確認)

基準地震動を策定するための地震動評価に当たって、各種の不確かさによる地震動評価への影響の分析及び、必要に応じた不確かさの組み合わせを考慮することが求められている。そのため、本研究は、2016年熊本地震の知見を踏まえて、震源極近傍の地震動の評価

手法に係る知見を蓄積するとともに、地震動解析結果を基に、震源断層モデルのパラメータの不確かさを検討し、それらの不確かさを考慮することによる地震動評価への影響等についての知見が得られた。本研究の成果については、基準地震動策定の妥当性確認等において新知見として考慮されるように必要に応じて NRA 技術報告等としてまとめる予定である。

3.4 今後の課題

(1) 断層モデルを用いた地震動評価手法の整備

震源近傍の地震動記録は限られているため、特に 2016 年熊本地震のように地表に断層が現れた内陸地殻内地震による地震動をより高精度に評価するため、海外の地震の検討が必要である。また、海洋プレート内地震アスペリティ面積についてはデータが限られており、引き続き研究事例を蓄積していくことが重要と考えられる。さらに、本研究の震源過程解析の結果から、M8 クラスのプレート間地震については断層幅が飽和するスケーリング則の第 2 ステージに遷移する中間的なステージである可能性が示唆されたため、今後、地震規模に応じた異なるステージのスケーリング則を考慮した地震動評価手法の検討が必要と考えられる。

(2) 震源を特定せず策定する地震動に関する検討

本研究において設定した全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」の標準応答スペクトルに係る検討に関して、「震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム」において、「収集可能な地震・記録数」、「はざとり解析の精度」、「応答スペクトルの補正（震源距離、地盤物性）」及び「妥当性の確認に用いる距離減衰式」について、新たな観測記録や知見の蓄積及び技術の高度化を行っていくことが中長期的な将来の課題として整理された。

(3) 確率論的地震ハザード評価手法の整備

本研究では複数の震源断層パラメータに不確かさを与え、これらの重畳を考慮した不確実ケースについて地震動計算を行ったが、各震源断層パラメータ間の従属性が無視されているため、これらの重畳の妥当性を更に検証する必要がある。断層モデル法を用いた確率論的地震ハザード評価に応用するには、観測記録による地震動のばらつきに基づいた検討を行った上で、各震源断層パラメータが取り得る範囲を設定する必要があり、今後の課題である。

(4) 断層変位評価手法の検討

数値解析による断層変位、特に副断層の変位を評価するため、実地震による断層変位の三次元的形状を把握することは重要である。現時点で、副断層変位に関する情報が乏しい

ため、本研究で検討したトレンチ調査を展開するほか、室内模型実験を活用した数値解析の検討も重要である。

参考文献一覧

- 1 原子力規制委員会、“実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈”、2019.
- 2 地震調査研究推進本部地震調査委員会、“震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）”、平成 29 年（2017 年）4 月、2017.
https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17_yosokuchizu/recipe.pdf（2020 年 1 月 6 日確認）
- 3 入倉孝次郎、三宅弘恵、“シナリオ地震の強震動予測”、地学雑誌、110、pp. 849-875、2001.
- 4 Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A., “Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion”, *Seism. Res. Lett.*, 70, pp. 59-80, 1999.
- 5 Miyake, H., Iwata, T., and Irikura, K., “Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, pp. 2531-2545, 2003.
- 6 原子力規制庁長官官房技術基盤グループ、“安全研究成果報告：地震動評価技術の整備”、RREP-2018-4002、2018.
- 7 藤原広行、河合伸一、青井真、森川信之、先名重樹、東宏樹、大井昌弘、はお憲生、長谷川信介、前田宜浩、岩城麻子、若松加寿江、井元政二郎、奥村俊彦、松山尚典、成田章、“東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討”、防災科学技術研究所研究資料、第 379 号、2012.
- 8 染井一寛、宮腰研、凌甦群、“強震記録から推定した 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震の震源過程”、日本地震学会 2014 年度秋季大会講演予稿集、S15-P21、2014.
- 9 一般財団法人地域地盤環境研究所、“平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書”、2018.
- 10 Irikura, K., Miyakoshi, K., Kamae, K., Yoshida, K., Somei, K., Kurahashi, S., and Miyake, H., “Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake”, *Earth, Planets and Space*, 69, 10, 2017
- 11 Yoshida, K., Miyakoshi, K., Somei, K., and Irikura, K., “Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records”, *Earth, Planets and Space*, 69, 64, 2017.
- 12 染井一寛、宮腰研、吉田邦一、“経験的グリーン関数法を用いた 2016 年熊本地震の地震動シミュレーション”、日本地震学会講演予稿集 2016 年度秋季大会、S21-P06、2016.
- 13 佐藤智美、“強震観測記録に基づく 2016 年熊本地震の広帯域震源特性”、日本建築学会構造系論文集、82、741、pp. 1707-1717、2017.

- 14 倉橋奨、入倉孝次郎、“地表地震断層近傍における長周期速度パルス地震動の生成”、第 15 回日本地震工学シンポジウム、pp. 2776-2785、PS1-01-16、2018.
- 15 一般財団法人地域地盤環境研究所、“平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書”、2019.
- 16 一般財団法人地域地盤環境研究所、“平成 31 年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書”、2020
- 17 Wesnousky, S. G., “Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 98, No. 4, pp. 1609-1632, 2008.
- 18 Petersen, M. D., Dawson, T. E., Chen, R., Cao, T., Wills, C. J., Schwartz, D.P., and Frankel, A.D., “Fault Displacement Hazard for Strike-slip Faults”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 2, pp. 805-825, 2011.
- 19 Stirling, M., Rhoades, D., and Berryman, K., “Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 92, No. 2, pp. 812-830, 2002.
- 20 Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K., and Kitagawa, S., “Scaling relation of source parameters of earthquakes on inland crustal mega-fault systems”, *Pure and Applied Geophysics*, 172, pp. 1371-1381, doi:10.1007/s00024-014-1010-9, 2015.
- 21 島崎邦彦、“活断層で発生する大地震の長期評価:発生頻度推定の課題”、活断層研究、28 号、pp. 41-51、2008.
- 22 一般財団法人地域地盤環境研究所、“平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（地震動評価における不確かさの評価手法の検討）業務報告書”、2017.
- 23 松田時彦、“活断層から発生する地震の規模と周期について”、地震 2、28 巻、pp. 269-283、1975.
- 24 武村雅之、“日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係”、地震 2、43 巻、pp. 257-265、1990.
- 25 Mai, P. M. and Beroza, G. C., “Source scaling properties from finite-fault-rupture models”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 90, No. 3, pp. 604-615, 2000.
- 26 Thingbaijam, K. K. S. and Mai, P. M., “Evidence for truncated exponential probability distribution of earthquake slip”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 106, No. 4, pp. 1802-1816, 2016.
- 27 宮腰研、入倉孝次郎、釜江克宏、“強震動記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の再検討”、日本地震工学論文集、15 巻、7 号、pp. 141-156、2015.

- 28 Hanks, T. H. and Bakun, W. H., “Short Note, M-log A observation for recent large earthquakes”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 98, No. 1, pp. 490-494, 2008.
- 29 Leonard M., “Self-consistent earthquake faulting-scaling relations: Update and extension to stable continental strike-slip faults”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 104, No. 6, pp. 2953-2965, 2014.
- 30 Thingbaijam, K. K. S., Mai, P. M., and Goda, K. “New empirical earthquake source-scaling laws”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 107, No. 5, pp. 2225-2246, 2017.
- 31 壇一男、渡辺基史、佐藤俊明、石井透、“断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化”、日本建築学会構造系論文集、66 巻、545 号、pp. 51-62、2001.
- 32 Abrahamson, N. A., Somerville, P. G., and Cornell C. A., “Uncertainty in numerical strong motion predictions”, Proceedings of Fourth U.S. National Conference on Earthquake Engineering, pp. 407-416, 1990.
- 33 地震調査研究推進本部、“全国地震動予測地図 2009 年版、2009 年 7 月 21 日、2009. https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2009/ (2020 年 1 月 6 日確認)
- 34 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, No. 6A, pp. 1865-1894, 1983.
- 35 香川敬生、鶴来雅人、佐藤信光、“硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討”、土木学会地震工学論文集、27 巻、p.76、2003.
- 36 地震調査研究推進本部、“布田川断層帯・日奈久断層帯の評価（一部改訂）”、66p、2013.
- 37 国土地理院、“国土地理院及び国土地理院タイル「空から見た布田川断層帯周辺の地表の亀裂分布図」”
https://maps.gsi.go.jp/#15/32.947570/131.030889/&base=std&ls=std%7C20160414kumamoto_jiware&disp=11&lcd=20160414kumamoto_jiware&vs=c1j0h0k0l0u0t0z0r0s0m0f1&d=vl (2020 年 1 月 6 日確認)
- 38 国土地理院、“1:25,000 活断層図「阿蘇」及び解説書”、2017.
- 39 産業技術総合研究所、“日本重力 DVD”、2013.
- 40 楠本成寿、“重力勾配テンソルの固有ベクトルを用いた断層あるいは構造境界の傾斜角の推定”、物理探査、68、pp. 277-287、2015.
- 41 千田昇、“中部九州の活断層—九州における中央構造線の第四紀活動—”、地学論集、第 40 号、pp. 39-51、1992.

- 42 上田圭一、宮脇理一郎、家村克敏、横山俊高、宮脇明子、“2016年熊本地震時に出現した地表地震断層群の活動履歴：益城町および南阿蘇村におけるトレンチ調査結果（序報）”、日本地球惑星科学連合 2018 年大会 講演予稿集、SSS08-P23、2018.
- 43 原子力規制委員会、“敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド”、50p、2013.
- 44 石村大輔、遠田晋次、市原季彦、高橋直也、今野明咲香、佐藤隼人、“2016年熊本地震時に出現した熊本県阿蘇市宮地周辺の地表地震断層とピット壁面での変位の上方減衰”、活断層研究、47号、pp. 9-16、2017.
- 45 内田淳一、佐津川貴子、戸澤茉莉花、“反射法地震探査からみた布田川断層帯北東延長域の地下構造”、日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会 講演予稿集、P-10、2019.
- 46 Eshelby, J. D., “The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems”, Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Vol. 241, pp. 376-396, 1957.
- 47 株式会社大崎総合研究所、“平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（海溝型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書”、2018.
- 48 株式会社大崎総合研究所、“平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費（海溝型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書”、2019.
- 49 株式会社大崎総合研究所、“令和元年度原子力施設等防災対策等委託費（海溝型地震による地震動の評価手法の検討）事業 成果報告書”、2020.
- 50 ドルジャパラムサロル、具典淑、壇一男、入江紀嘉、“長大低角逆断層を考慮した動学的断層破壊シミュレーションによるプレート境界地震の平均動的応力降下量算定式における応力形状係数の検討（その 3）アスペリティモデルのシミュレーション結果”、日本建築学会大会学術講演梗概集、B-II、pp. 103-104、2015.
- 51 Hayes, Gavin P., David J. Wald, and Rebecca L. Johnson, “Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries”, Journal of Geophysical Research, Vol. 117, No. B1, B01302, 2012
- 52 渡辺基史、壇一男、佐藤俊明、“巨視的断層パラメータの相似則”、日本建築学会大会学術講演梗概集、B-II、pp. 117-118、2002.
- 53 Murotani, S, Miyake, H., and Koketsu, K., “Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes”, Earth Planets Space, Vol. 60, No. 9, pp. 987-991, 2008.
- 54 宇津徳治、“地震学（第 3 版）”、共立出版、2001.
- 55 田島礼子、松元康広、司宏俊、入倉孝次郎、“内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究”、地震、第 2 輯、第 66 巻、pp. 31-45、2013.

- 56 壇一男、渡辺基史、佐藤俊明、石井透、“断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化”、日本建築学会構造系論文集、第 545 号、pp. 51-62、2001.
- 57 佐藤智美、“逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則”、日本建築学会構造系論文集、Vol. 75、No. 651、pp. 923-932、2010.
- 58 笹谷努、森川信之、前田宣浩、“スラブ内地震の震源特性”、北海道大学地球物理学研究報告、No. 69、pp. 123-134、2006.
- 59 佐藤智美、“東北地方のアウトラーイズ地震、スラブ内地震、プレート境界地震の短周期レベルと f_{max} 及び距離減衰特性”、日本建築学会構造系論文集、第 78 巻、第 689 号、pp. 1227-1236、2013.
- 60 佐藤浩章、芝良昭、東貞成、功刀卓、前田宜浩、藤原広、“物理探査、室内試験に基づく 2004 年留萌支庁南部の地震による K-NET 港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価”、電力中央研究所報告、研究報告：N13007、2013.
- 61 Shimazaki, K., “Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface”, Earthquake Source Mechanics, AGU Geophysical Monograph 37, pp. 209-216, 1986.
- 62 武村雅之、“日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—”、地震、第 2 輯、第 51 巻、pp. 211-228、1998.
- 63 主要原子力施設設置者（北海道電力等 9 社、日本原電、日本原燃及び電源開発）、“4 地震に係る中小地震の観測記録等の分析”、平成 30 年 12 月 13 日震源を特定せず策定する地震動に係る電気事業連合会等との面談（第 7 回震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム会合において「机上配付資料 4」として使用）、2018.
<http://www2.nsr.go.jp/data/000257115.pdf>（2020 年 1 月 6 日確認）
- 64 原子力安全基盤機構、“平成 24 年度 地震基盤における応答スペクトルの距離減衰式に適用する地盤増幅特性評価手法の検討 付録 E「平成 20～23 年までに作成された硬質岩盤上距離減衰式のアップデート」”、2013.
- 65 Noda, S., Yasiro, K., Takahashi, K., Takemura, M., Ohno, S., Tohdo, M., and Watanabe, T., “Response spectra for design purpose of stiff structures on rock sites”, OECD Workshop on the Relations between Seismological DATA and Seismic Engineering, pp. 399-408, 2002.
- 66 加藤研一、武村雅之、八代和彦、“強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性”、地震、第 2 輯、第 51 巻、pp. 123-138、1998.
- 67 加藤研一、宮腰勝義、武村雅之、井上大榮、上田圭一、壇一男、“震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地質学的調査による地震の分類

- と強震観測記録に基づく上限レベルの検討一”、日本地震工学会論文集、4 巻、4 号、pp. 46-86, 2004.
- 68 原子力安全基盤機構、“震源を特定しにくい地震による地震動の検討に関する報告書（平成 16 年度）”、2005.
- 69 原子力安全基盤機構、“基準地震動の超過確率評価に係わる技術の整備、安全研究年報（平成 23 年度）”、pp. 79-88、2012.
<http://warp.da.ndl.go.jp/info:ndljp/pid/10207746/www.nsr.go.jp/archive/jnes/content/000123375.pdf>（2020 年 1 月 6 日確認）
- 70 Idriss, I. M., “An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes”, *Earthquake Spectra*, Vol. 30, No. 3, pp. 1155-1177, 2014.
- 71 香川敬生、“ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張”、日本地震工学会論文集、第 4 巻、2 号、pp. 21-32、2004.
- 72 主要原子力施設設置者（北海道電力等 9 社、日本原電、日本原燃及び電源開発）、“「震源を特定せず策定する地震動」に関する取り組み状況について”、平成 30 年 2 月 22 日 第 2 回震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム会合、資料 1、2018b.
<https://www.nsr.go.jp/data/000220801.pdf>（2020 年 1 月 6 日確認）
- 73 Boore, D. M., Watson-Lamprey, J., and Abrahamson, N. A., “Orientation-Independent Measures of Ground Motion”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 4A, pp.1502-1511, 2006.
- 74 原子力発電技術機構、“地震に係る確率論的安全評価手法の整備に関する報告書＝地震ハザードの試解析＝”、財団法人 原子力発電技術機構 原子力安全解析所、平成 15 年 3 月、2003.
- 75 Baltay, A. S., Hanks, T. C., and Abrahamson, N. A., “Uncertainty, Variability, and Earthquake Physics in Ground-Motion Prediction Equations”, *Bulletin of the Seismological Society of America* Vol.107, No. 4, pp.1754-1772, 2017.
- 76 引田智樹、瀨瀬一起、三宅弘恵、“観測地震動振幅の偶然的不確実性によるばらつき”、日本地震工学会論文集、第 18 巻、第 2 号、pp.15-34、2018.
- 77 Morikawa, N., Kanno, T., Narita, A., Fujiwara, H., Okumura, T., Fukushima, Y., and Guerpinar, A., “Strong motion uncertainty determined from observed records by dense network in Japan”, *J. Seismol.*, Vol. 12, pp.529-546, 2008.
- 78 狐崎長琅、後藤典俊、小林芳正、井川猛、堀家正則、斉藤徳美、黒田徹、山根一修、奥住宏一、地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定、*自然災害科学*、Vol. 9、No. 3、pp. 1-17、1990.

- 79 Ludwig, W. J., Nafe, J. E., and Drake, C. L., “Seismic Refraction”, The sea, vol. 4, edited by Maxwell, A., Wiley InterScience, New York, pp. 53-84, 1970.
- 80 荒川直士、常田賢一、木全俊雄、近藤益央、高松重則、地盤の地震時応答特性の数値解析法 –SHAKE:DESRA–、土木研究所資料、No. 1778、1982.
- 81 Shirahama Y., Yoshimi M., Awata Y., Maruyama T., Azuma T., Miyashita Y., Mori H., Imanishi K., Takeda N., Ochi T., Otsubo M., Asahina D., and Miyakawa A., “Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan”, Earth, Planets and Space, Vol. 68, No. 191, 2016.
- 82 郡谷順英、小俣雅志、谷口薫、“平成 28 年（2016 年）熊本地震にともなって出現した地表地震断層”、日本地球惑星科学連合 2016 年大会 MIS34-P49、2016.
- 83 熊原康博、後藤秀昭、中田高、石黒聡士、石村大輔、石山達也、岡田真介、楳原京子、柏原真太郎、金田平太郎、杉戸信彦、鈴木康弘、竹竝大士、田中圭、田中知季、堤浩之、遠田晋次、廣内大助、松多信尚、箕田友和、森木ひかる、吉田春香、渡辺満久、“2016 年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴”、日本地球惑星科学連合 2016 年大会、MIS34-05、2016.
- 84 小俣雅志、郡谷順英、三五大輔、“干渉 SAR を使用した新たな地表地震断層検出方法”、日本活断層学会 2016 年秋季学術大会講演予稿集、2016.
- 85 小俣雅志、郡谷順英、三五大輔、渋谷典幸、谷口薫、“LC-InSAR 解析によって抽出される平成 28 年熊本地震の微小な地表変状”、日本活断層学会 2017 年秋季学術大会講演予稿集、2017.
- 86 小俣雅志、三五大輔、郡谷順英、谷口薫、“平成 28 年（2016 年）熊本地震において新たな干渉 SAR 解析によって見出された地表変状”、JpGU-AGU Joint Meeting 2017 SSS12-11、2017.
- 87 株式会社構造計画研究所、“令和元年度原子力規制庁委託成果報告書：断層変位評価に係る知見の蓄積”、2020.
- 88 株式会社構造計画研究所、“平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書：断層変位評価に係る知見の整備”、2018.
- 89 Youngs, R. R., Arabasz, W. J., Anderson, R. E., Ramelli, A. R., Ake, J. P., Slemmons, D. B., McCalpin, J. P., Doser, D. I., Fridrich, C. J., Swan, F. H. III, Rogers, A., Yount, J. C., Anderson, L. W., Smith, K. D., Bruhn, R. L., Knuepfer, P. L. K., Smith, R. B., de Polo, C. M., O’Leary, D. W., Coppersmith, K. J., Pezzopane, S. K., Schwartz, D. P., Whitney, J. W., Olig, S. S., and Toro, G. R “A Methodology for Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA)”, Earthquake Spectra, Vol.19, No. 1, pp. 191-219, 2003.
- 90 Moss, R. E. S. and Ross, Z. E., “Probabilistic fault displacement hazard analysis for reverse faults”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 4, pp. 1542-1553, 2011.

- 91 高尾誠、土山滋郎、安中正、栗田哲史、“確率論的断層変位ハザード解析手法の日本における適用”、日本地震工学会論文集、第13巻、1号、pp. 17-32、2013.
- 92 Boncio, P., F. Liberi, M. Caldarella, and F.-C. Nurminen, “Width of surface rupture zone for thrust earthquakes: implications for earthquake fault zoning”, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 18, 5-7 No. 1, pp. 241-256, 2018.
- 93 Chen, R. and M. D. Petersen, “Probabilistic Fault Displacement Hazards for the Southern San Andreas Fault Using Scenarios and Empirical Slips”, *Earthquake Spectra*, Vol. 27, No. 2, pp. 293-313, 2011.
- 94 株式会社構造計画研究所、“平成30年度原子力規制庁委託成果報告書：断層変位評価に係る知見の整備”、2019.

執筆者一覧

原子力規制庁長官官房技術基盤グループ 地震・津波研究部門

呉 長江 主任技術研究調査官 ((1) ①、(1) ③、(4))

内田 淳一 主任技術研究調査官 ((1) ②)

田島 礼子 技術研究調査官 ((1) ③、(2))

儘田 豊 主任技術研究調査官 ((3) ①)

小林 源裕 主任技術研究調査官 ((3) ②)

菅谷 勝則 技術研究調査官 ((4))

藤田 雅俊 技術研究調査官 ((3) ①)

佐津川 貴子 技術研究調査官 ((1) ②)

林 茉莉花 技術研究調査官 ((1) ②)

括弧内は、要旨に述べた研究課題のうち主に執筆した番号を示す。