

3. 海洋プレート内地震の地震動評価の検討

3.1 スラブ内地震の地震動解析

3.1.1 2017年メキシコ Puebla 地震の地震観測記録の収集及び波形処理

図 3.1.1-1 のように、2017 年 9 月 19 日 18 時 14 分（世界標準時）、メキシコ中部 Puebla 州の南西部付近の深さ約 50 km を震源とする M_w 7.1 の地震（以降、Puebla 地震と呼ぶ）が発生した。この地震は南西方向から北アメリカプレートの下に沈みこむココスプレートの内部で発生した正断層型のスラブ内地震である。震源に比較的近い Puebla 州や Morelos 州、および首都のメキシコシティを中心に、約 50 棟の建物が全壊し、約 370 名の犠牲者および 6000 名を超える負傷者が出た。

この地震で観測された加速度波形記録は、Universidad Nacional Autonoma de Mexico（UNAM；メキシコ国立自治大学）の強震ネットワークのウェブサイト、<http://aplicaciones.iingen.unam.mx/AcelerogramasRSM/Inicio.aspx> から入手が可能である。表 3.1.1-1 に入手した波形記録の観測点位置を、図 3.1.1-2 に各観測点のバンドパスフィルタ無の加速度波形およびそのフーリエスペクトルを示す。なお、各波形における時刻 0 秒は発震時刻を表す。ただし、観測点 RFPP, SAPP の波形記録の絶対時刻情報が正確でないことに注意が必要である。また、フーリエスペクトルはバンド幅 0.1 Hz の Parzen window で平滑化している。

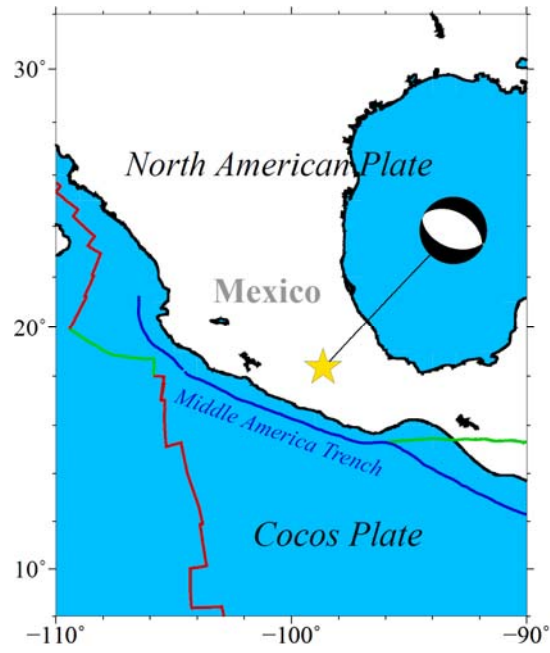


図 3.1.1-1 2017 年メキシコ Puebla 地震の震央（黄色星）。

表 3.1.1-1 収集した波形記録の観測点リスト

観測点名	経度 (°W)	緯度 (°N)
ACAC	99.8516	16.8485
ACAD	99.8715	16.8622
ACAR	99.8350	16.8888
ACAZ	99.7902	16.7885
ACP2	99.8865	16.8743
CCCL	99.1379	19.4499
CHFL	97.8656	17.9695
COMD	100.5238	18.1224
CUP5	99.1811	19.3302
HMTT	98.5597	17.7983
LMPP	98.1823	19.0015
OXAE	96.7216	17.0016
OXAL	96.7260	17.0615
OXCU	96.7133	17.0489
OXPC	96.7230	17.0512
OXPM	96.7169	17.0614
OXTO	96.7442	17.0784
OXXO	96.7262	17.0262
PBP2	98.2085	19.0454
PHPU	98.1685	19.0442
POZU	99.5975	17.0901
PZPU	98.2271	19.0554
RABO	98.4454	18.5691
RFPP	98.1915	19.0435
SAPP	98.2154	19.0578
SCT2	99.1487	19.3947
SJLL	98.4985	16.6578
SXPU	98.2151	19.0399
TACY	99.1952	19.4045
TEJU	100.1596	18.9041
THEZ	97.3832	18.4776
TNLP	99.5608	18.0956

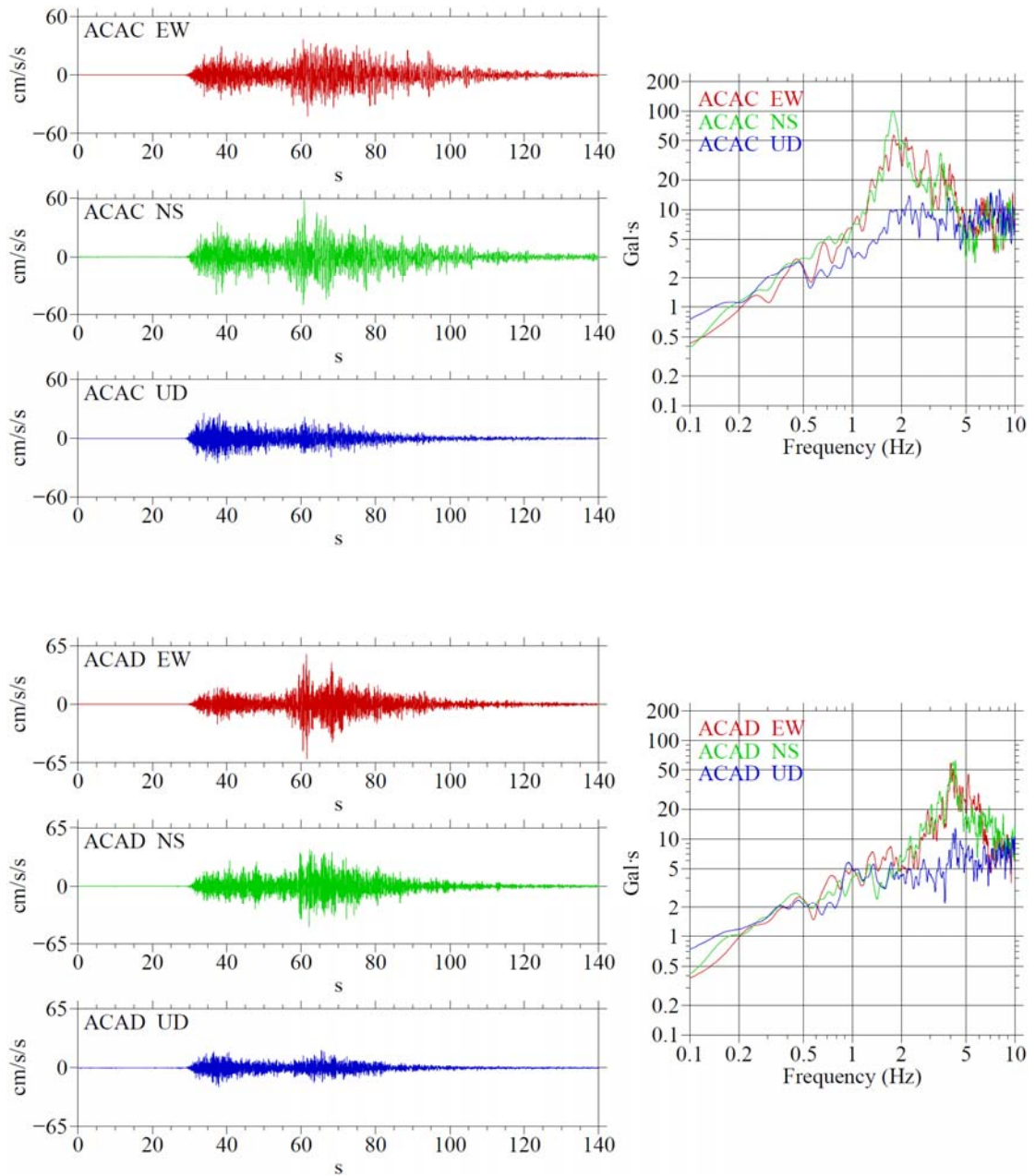


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右)

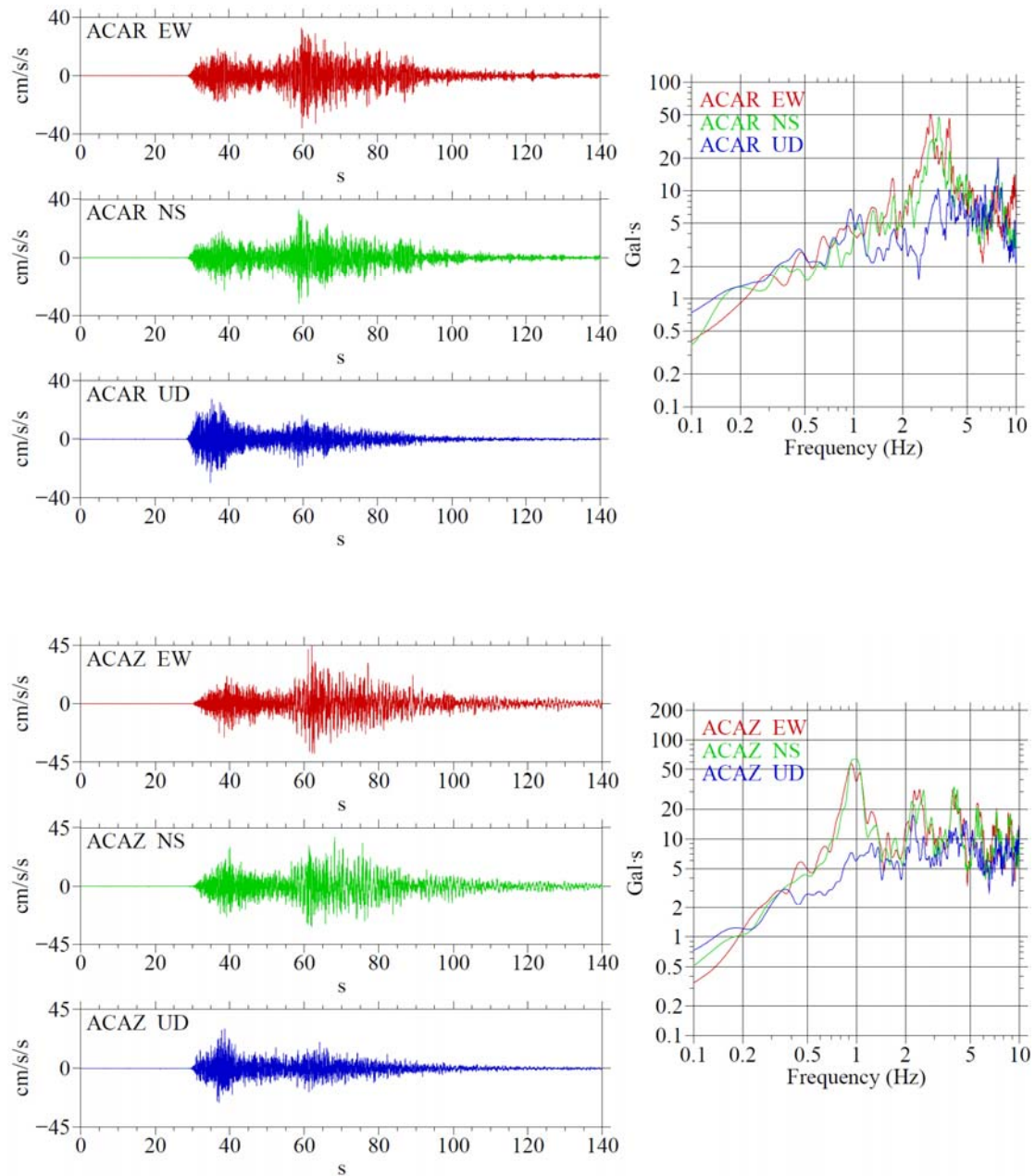


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

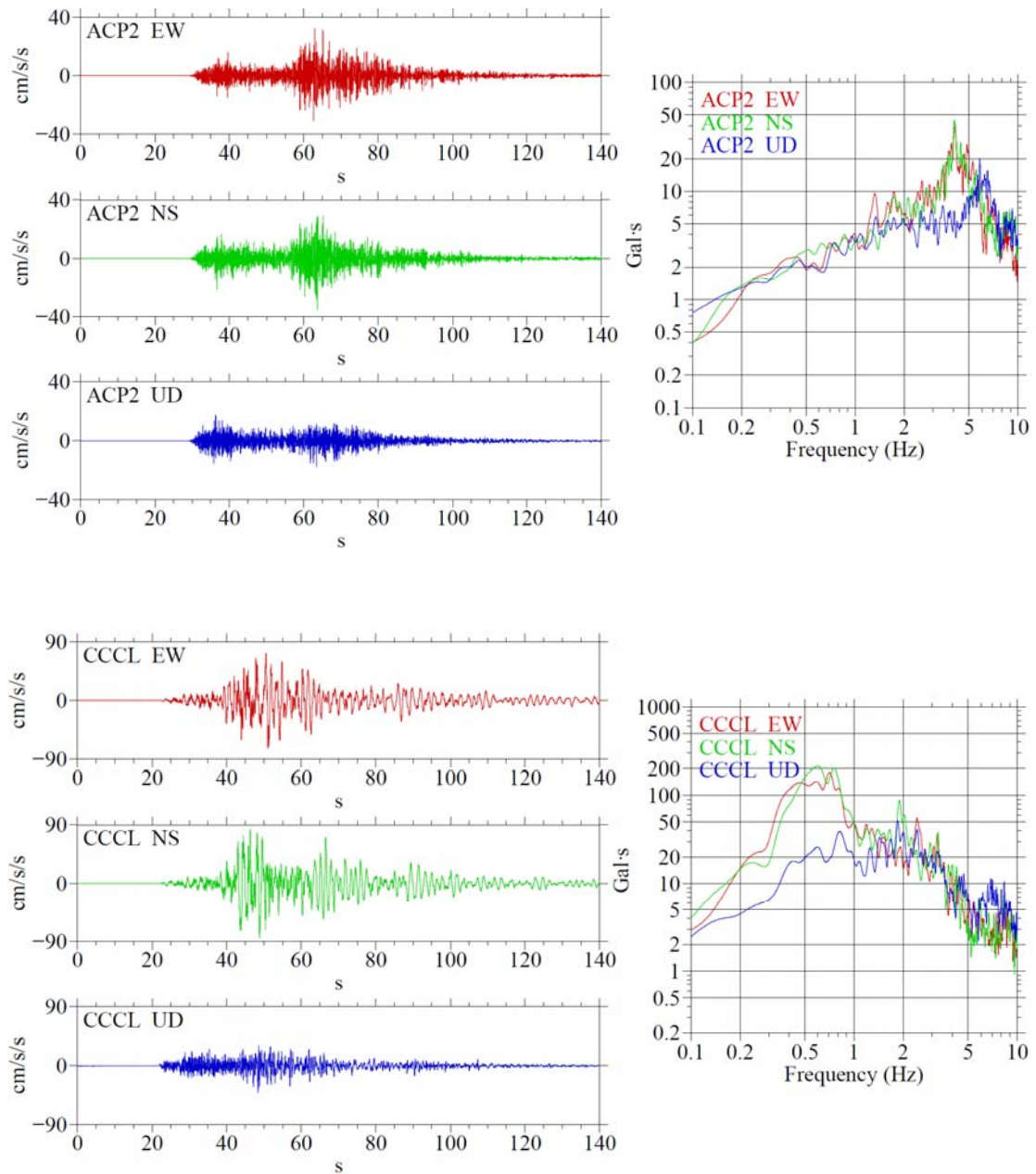


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

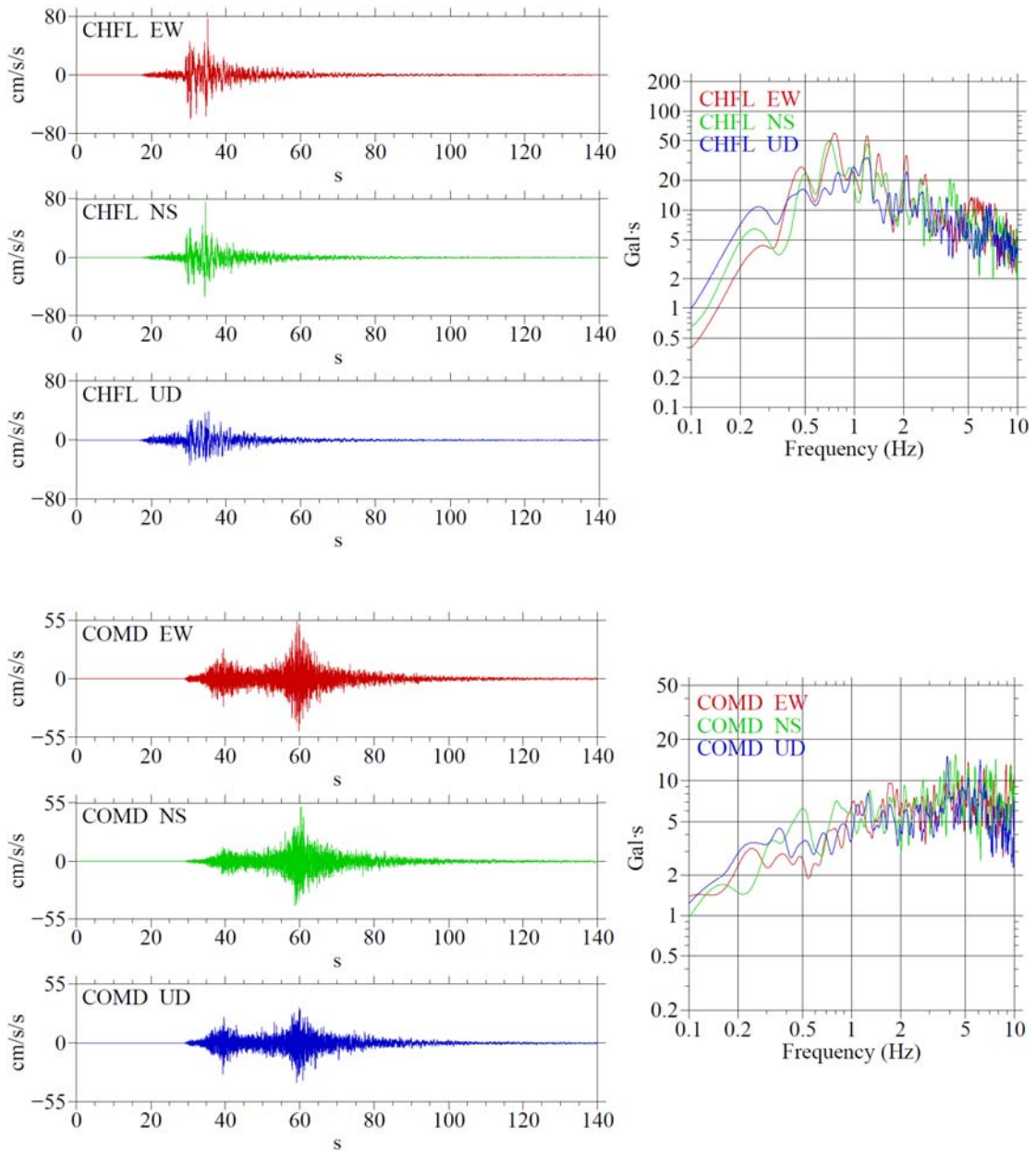


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

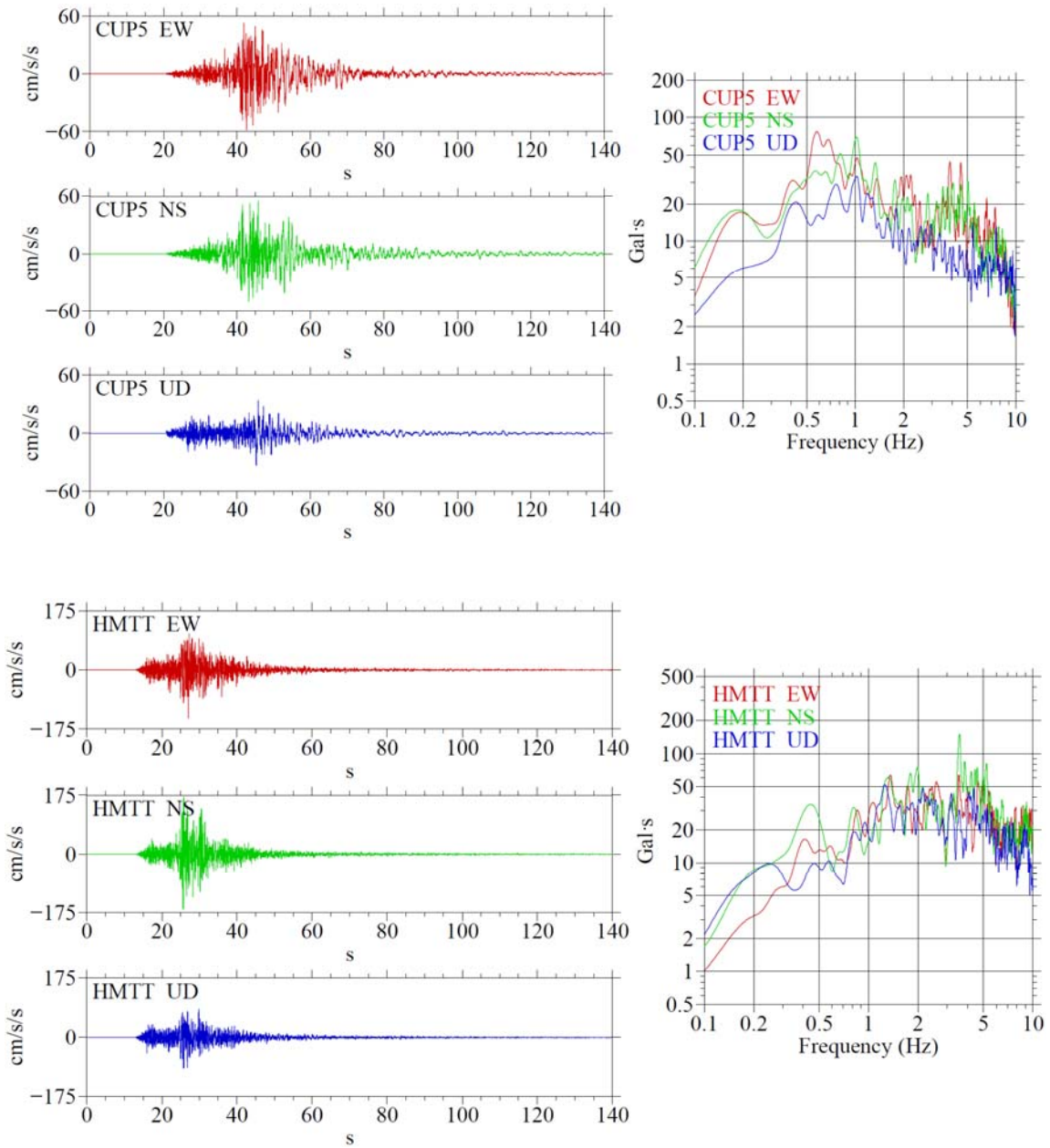


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

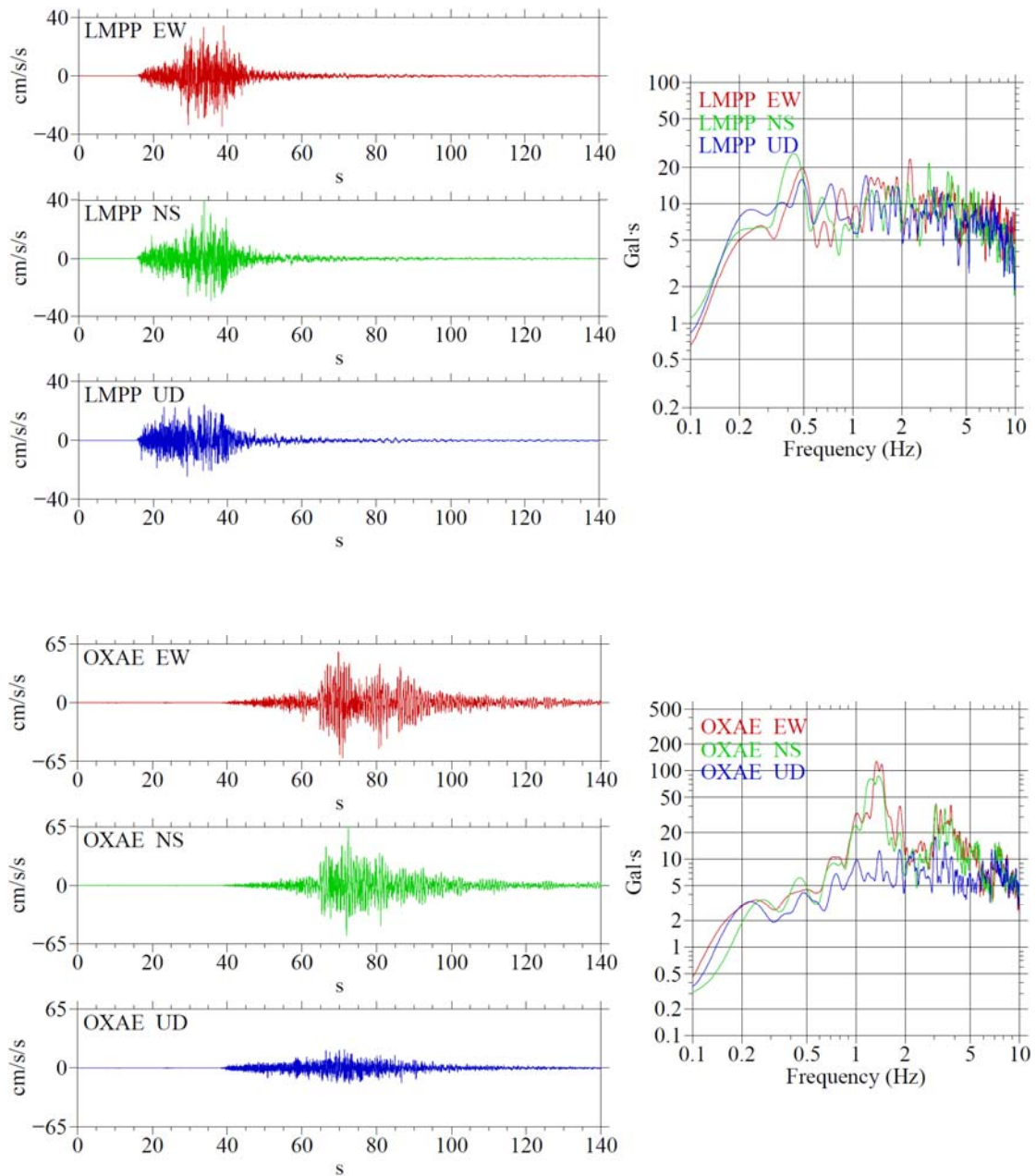


図 3.1.1-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

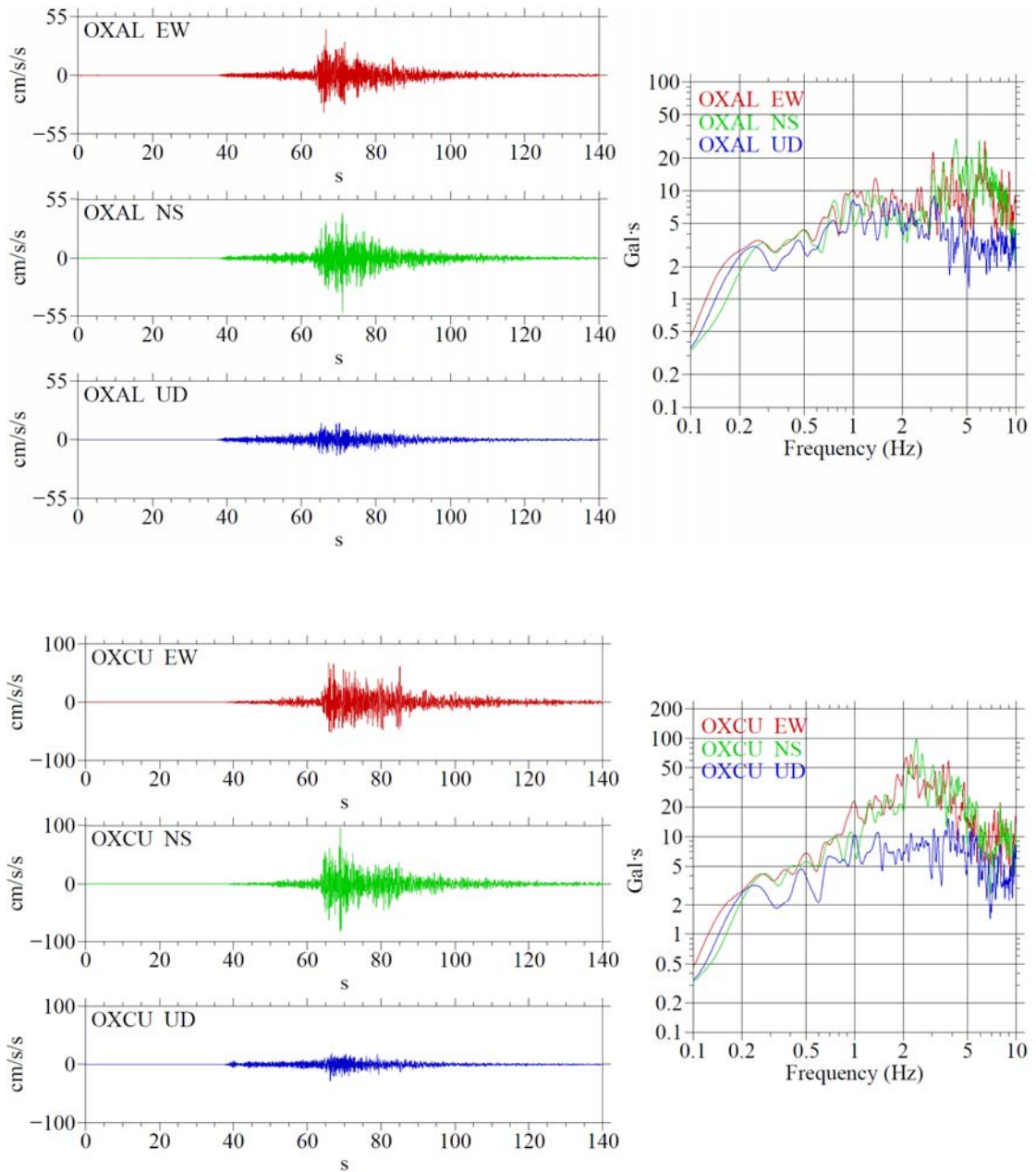


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

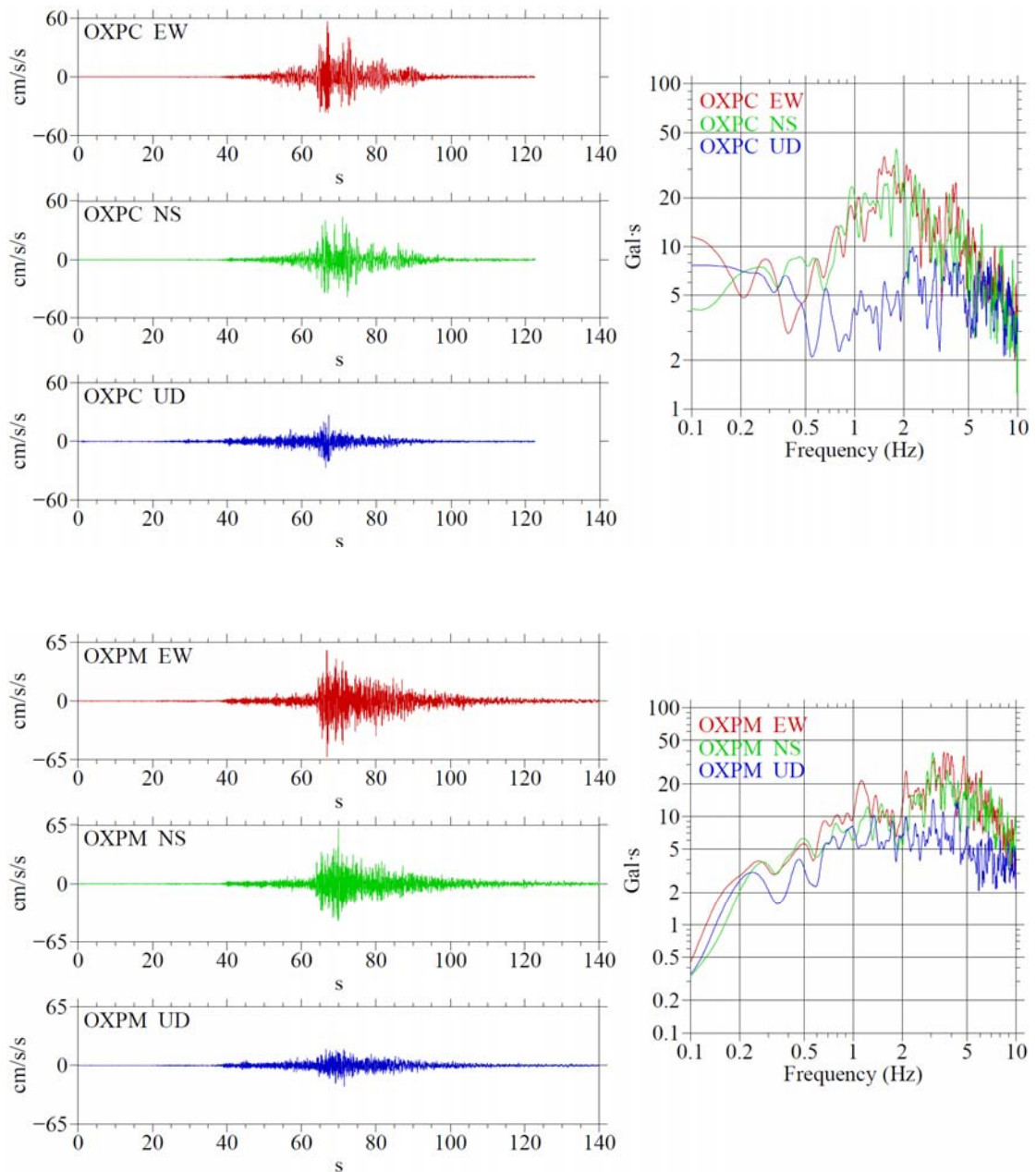


図 3.1.1-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

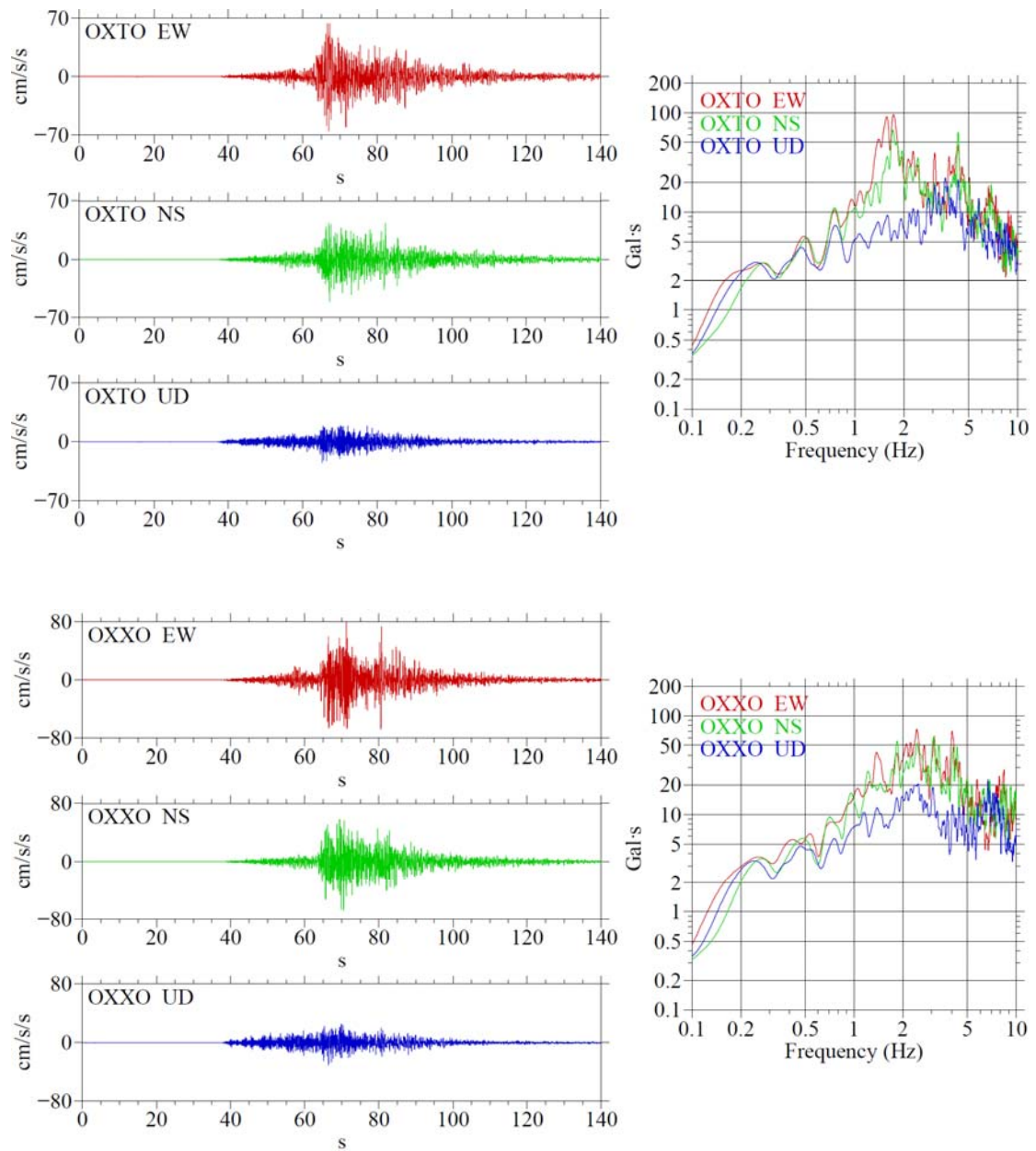


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

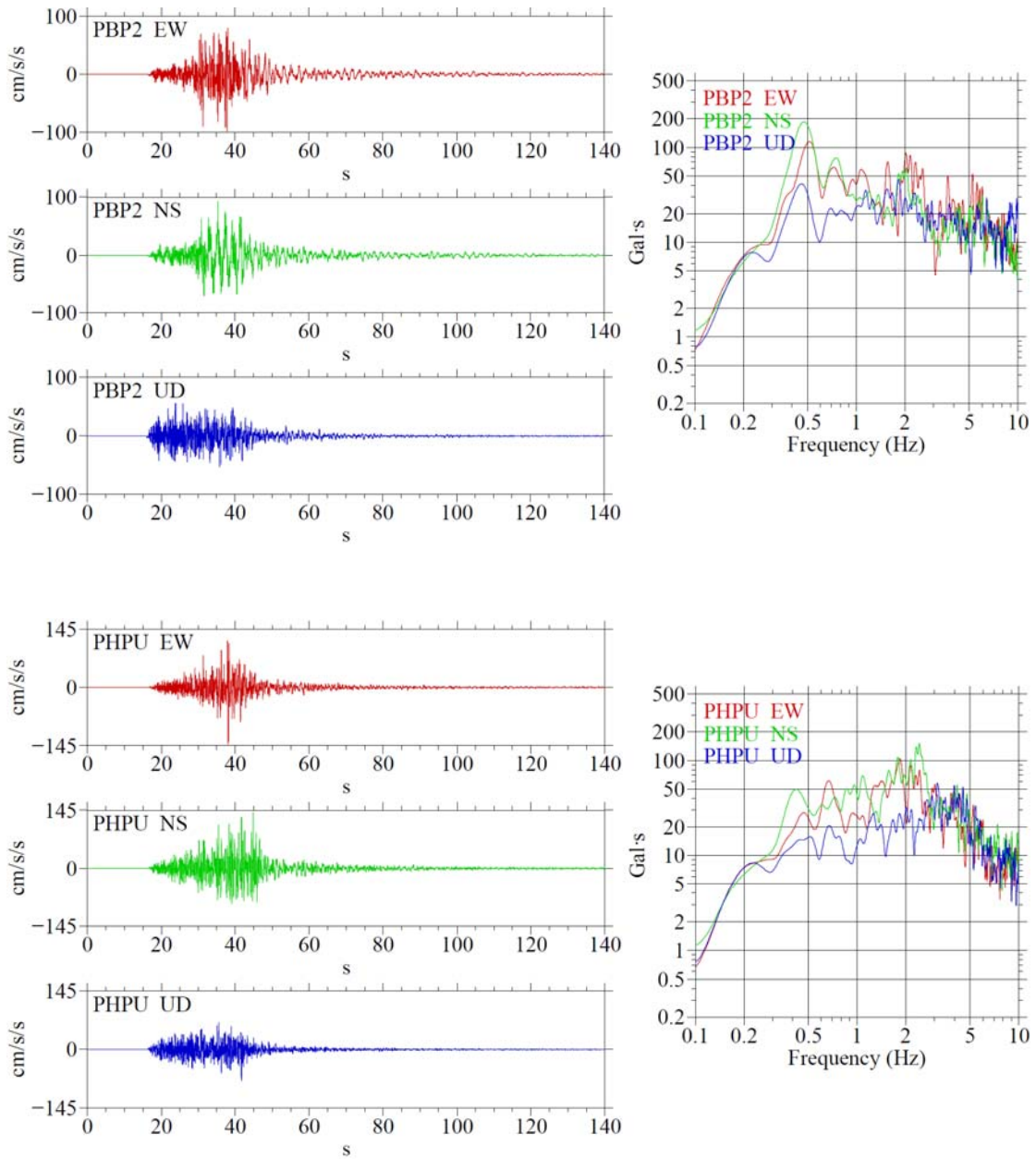


図 3.1.1-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

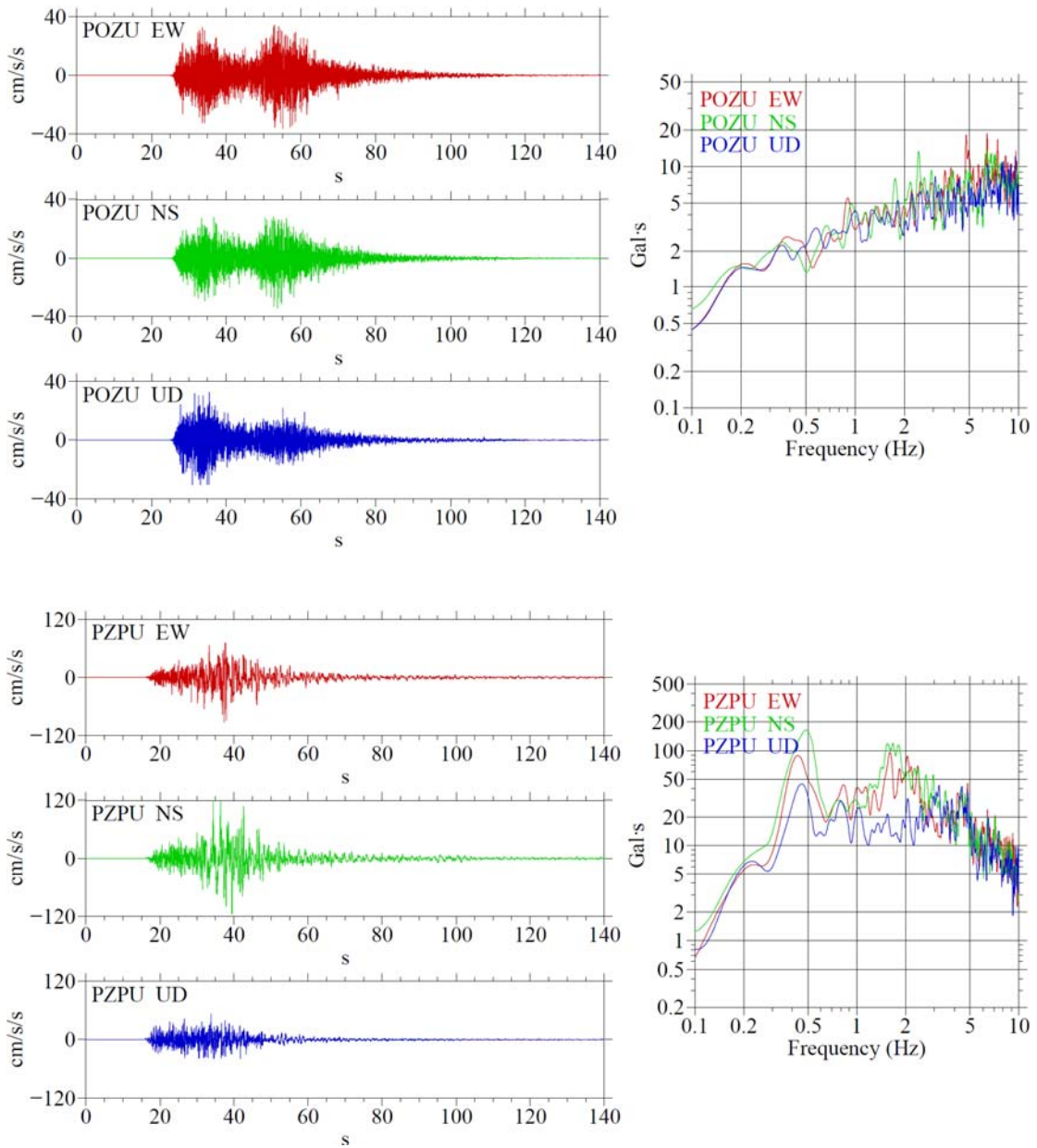


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

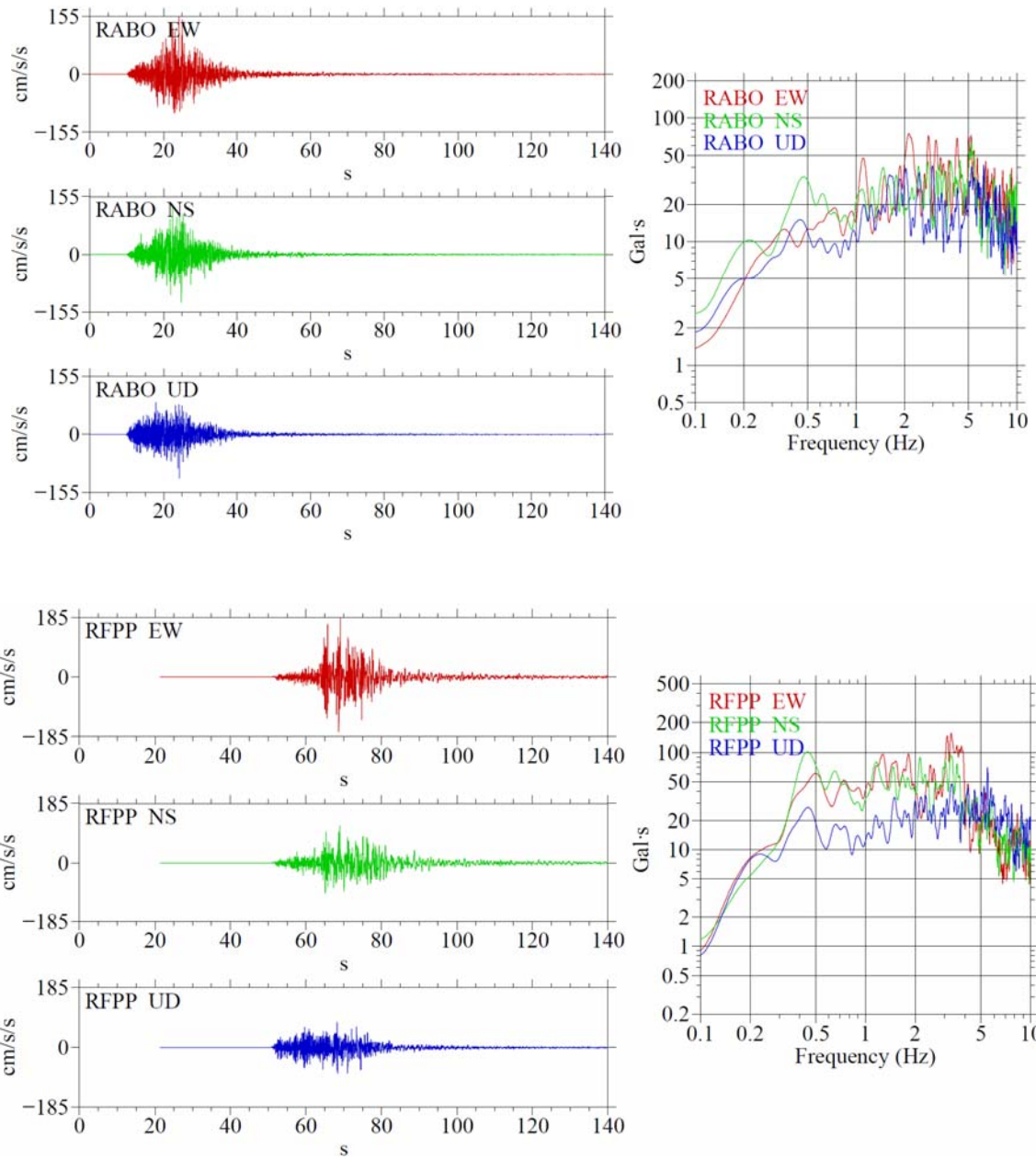


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

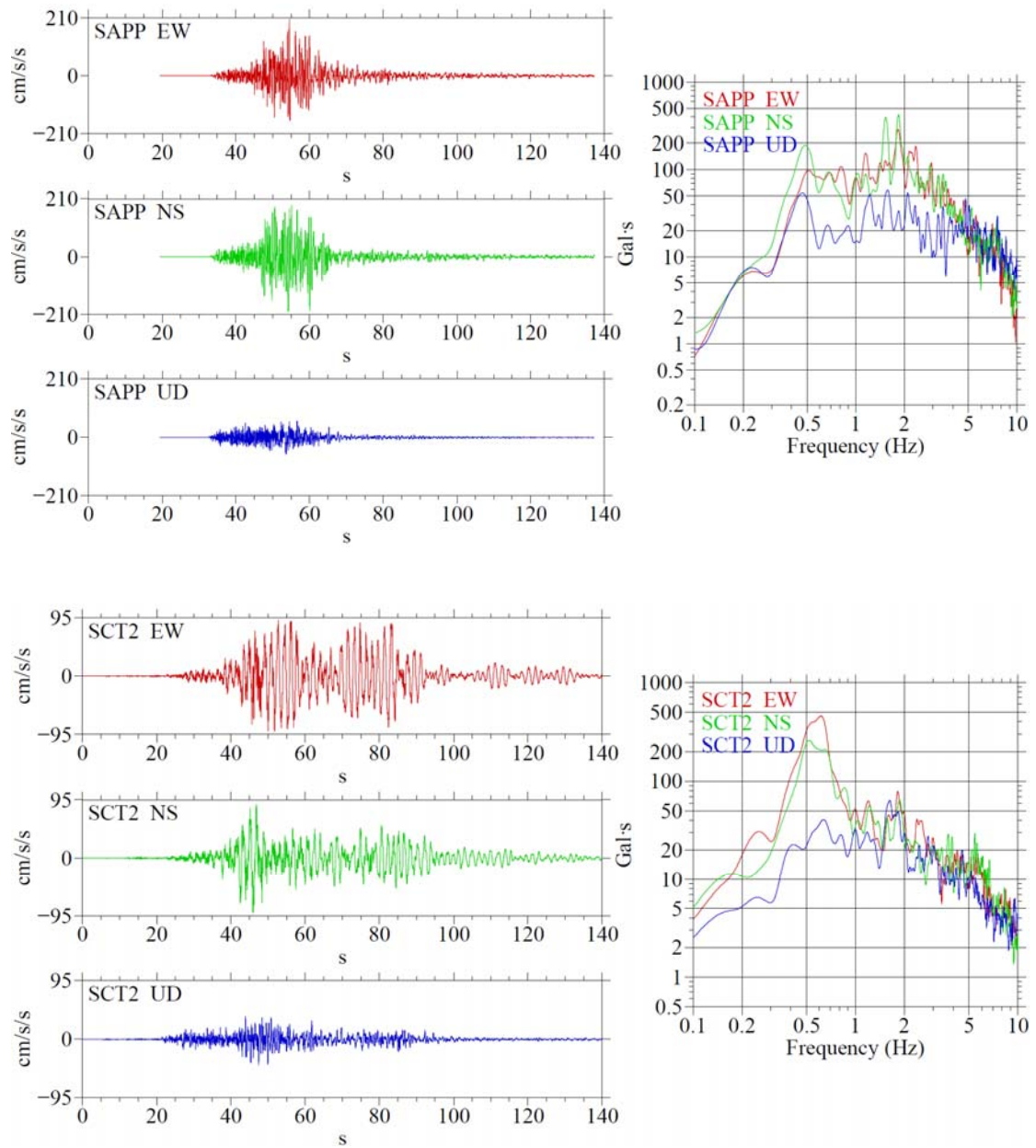


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

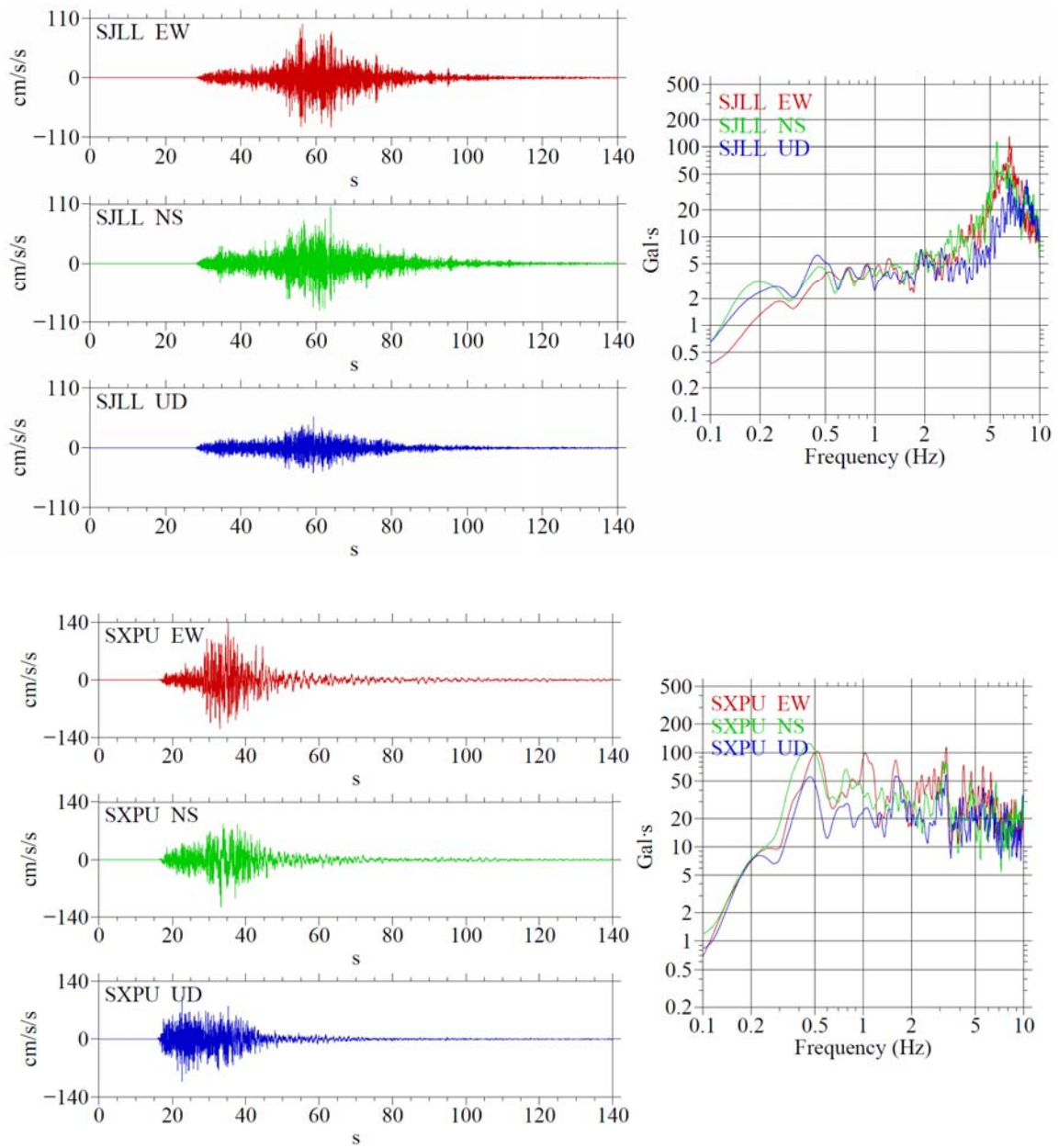


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

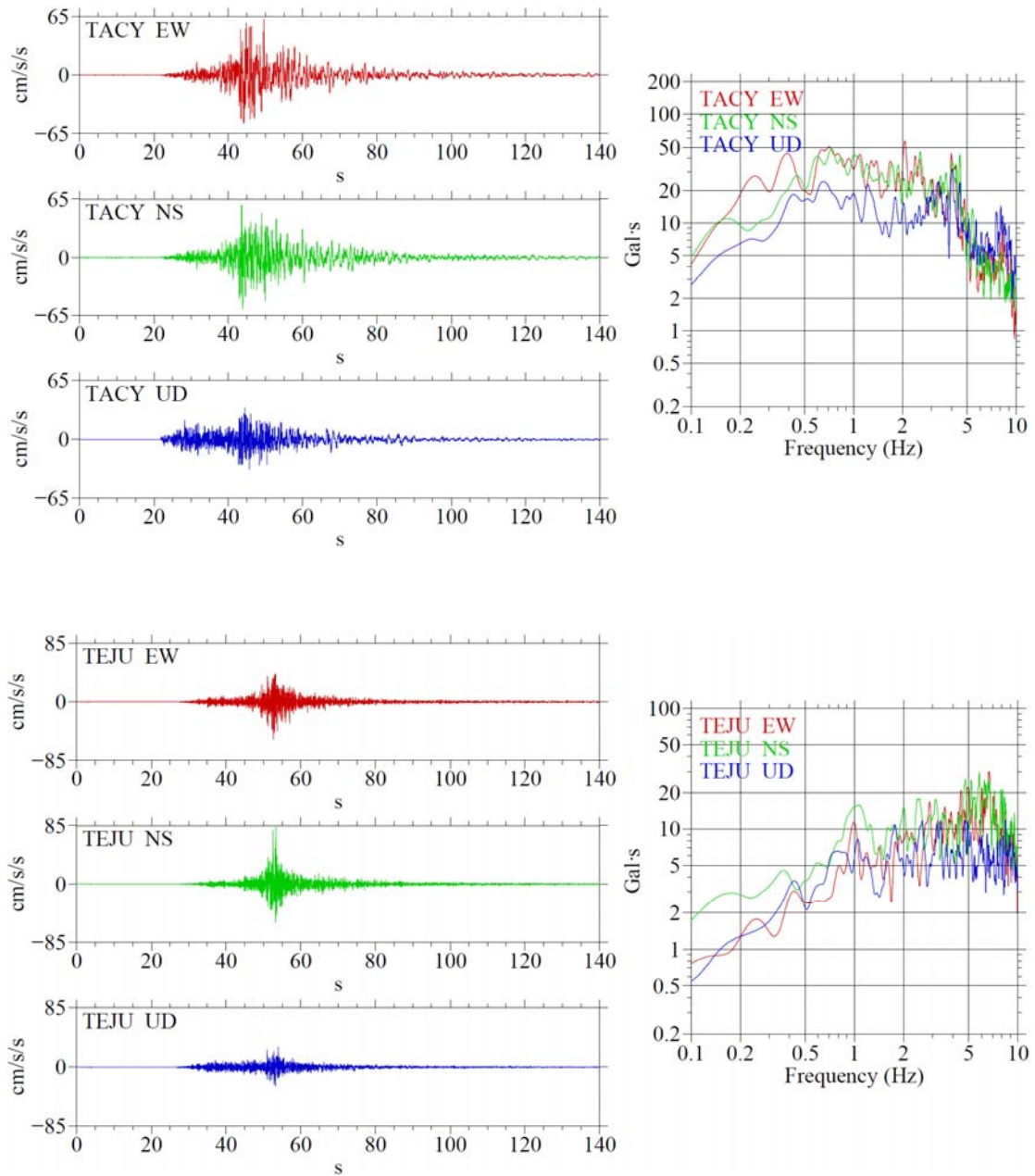


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

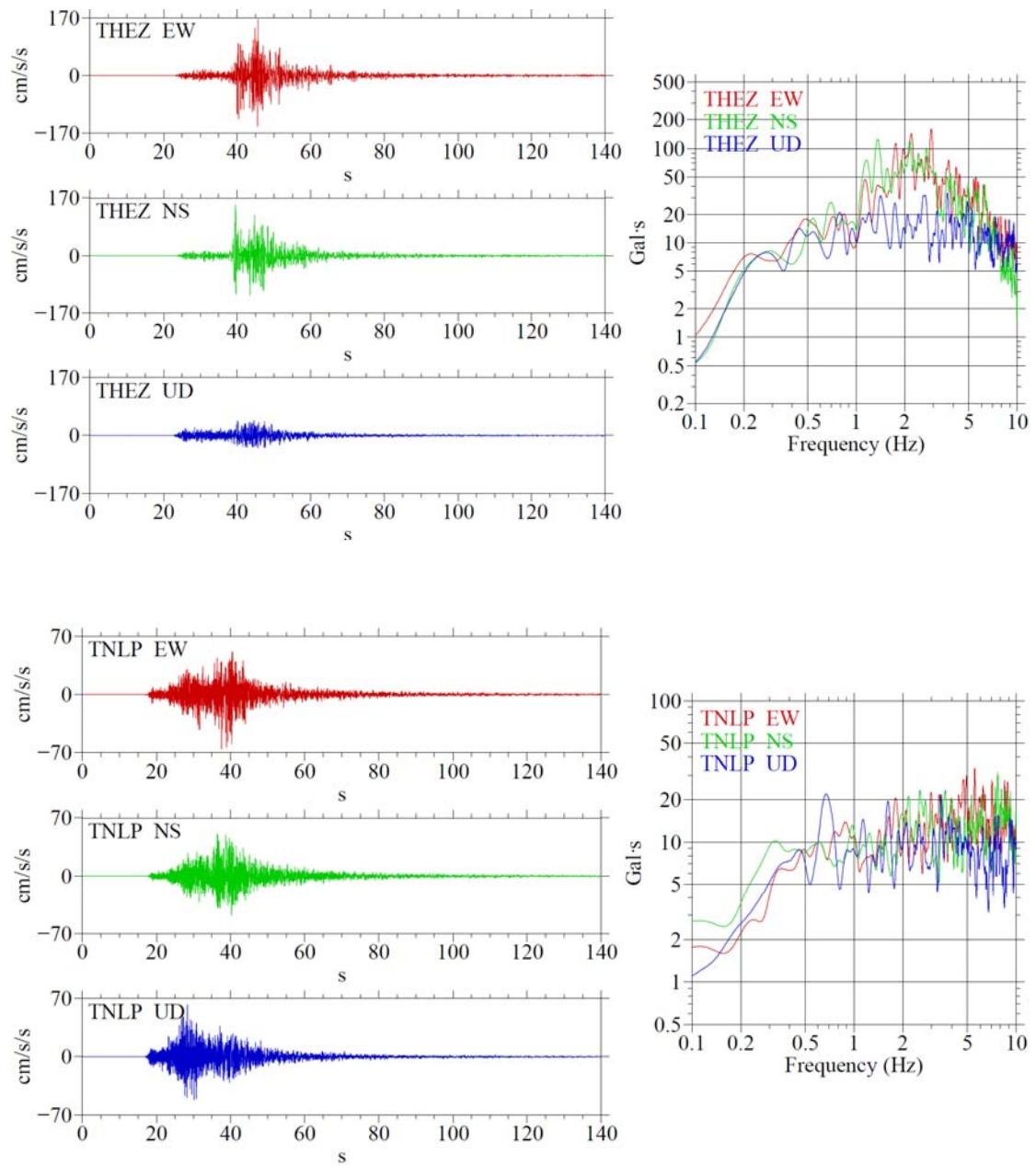


図 3.1.1-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

3.1.2 2017年メキシコ Puebla 地震の長周期インバージョン解析

Puebla 地震について、観測波形記録の長周期成分を用いて、マルチタイムウィンドウ・線形波形インバージョン (Hartzell and Heaton, 1983 ; 以降、震源インバージョンとする) によって震源断層におけるすべり破壊の時空間的過程を推定し、そこから得られる震源特性などについて議論する。

(1) 震源インバージョンの波形データ

3.1.1 項で収集した波形記録のうち、震源域を全方位から取り囲むように 8 観測点 (図 3.1.2-1 中の三角) の 24 成分を震源インバージョンに使用した。これらの波形を一回積分して速度波形に変換し、0.05-0.4 Hz (周期 2.5-20 秒) のバンドパスフィルタを施し、4 Hz にリサンプリングしたものを解析に使用した。使用データの時間長は観測点によって異なり、P 波到達時刻から 25-40 秒間とした。なお、この時間長を設定するにあたり、破壊継続時間を十分に含むように考慮した。図 3.1.2-2 に、これらの観測点の加速度波形と解析に使用した速度波形を示す。

(2) グリーン関数とその高精度化

震源インバージョンをより精度良く行うには、地下構造を適切に反映した速度構造モデルに基づいて計算されるグリーン関数の使用が望ましい。そこで、震源インバージョンに先立ち、Puebla 地震の震源域付近で発生した中規模地震の観測波形の時刻歴に対するシミュレーションを行い、震源インバージョンに使用する一次元水平成層構造モデルを調整する。なお、本研究と同じく強震波形データを使用して Puebla 地震の震源を解析した事例として Melgar *et al.* (2018) や Mirward *et al.* (2019) が挙げられるが、彼らの研究ではこうした構造モデルの調整は行われていない。

本研究における各観測点のマントル・地殻の速度構造モデルは、Spica *et al.* (2016) の三次元速度構造モデルから観測点ごとに一次的に抽出したものを使用した。Spica *et al.* (2016) のモデルでは、S 波速度が約 3 km/s 以上の層しかモデル化されていないが、今回の震源域を含むメキシコ中部地域では低速度を持つ火山性堆積物 (以降、堆積層と呼ぶ) が地表付近に広く分布していることが知られており、その地震波に対する複雑な影響が指摘されている (e.g., Furumura and Singh, 2002)。そこで、Estrella and González (2003) を参考

に、最大で 4 層 (S 波速度 : 0.80, 1.26, 1.50, 2.15 km/s) からなる堆積層モデルを最浅部に挿入した。堆積層の層厚については、2009 年 5 月 22 日 19 時 24 分 (世界標準時) に発生した M_w 5.6 の地震 (図 3.1.2-1 中の橙色星 ; 表 3.1.2-1) で得られた波形記録を用いて、観測波形と理論波形の残差をもとにグリッドサーチにより調整した。なお、マントル・地殻の上に堆積層モデルを付加し、その層厚を調整したのは LMPP, THEZ を除く 6 観測点 (図 3.1.2-1 中の赤三角) である。LMPP, THEZ (図 3.1.2-1 中の黒三角) の速度構造モデルに関しては、波形記録が入手できなかったため、マントル・地殻のみからなるとした。

堆積層モデルの調整に使用する波形データは 3.1.1 節と同様に UNAM から入手した。入手した加速度波形を速度波形 (0.1-0.4 Hz ; 4 Hz リサンプリング) に変換したものをデータとした。理論波形の計算は smoothed ramp 型のすべり時間関数を持つダブルカップル点震源を仮定し、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) で計算した。

モデル調整の結果を図 3.1.2-3 と表 3.1.2-2 に示す。観測点 TNLP, CUP5, TEJU では約 1 km の層厚を持つ堆積層が付加されているのが分かる。各観測点の観測と理論速度波形の比較を図 3.1.2-4 に示す。図から、調整後のモデルによる理論波形は堆積層を含まないモデルに比べて、観測波形に対する振幅や位相の再現性がおおむね向上している。なお、調整前後のどちらのモデルも、TNLP の NS 成分の観測振幅を過小評価している。これは、理論波形の計算で使用した震源メカニズム解およびそれに伴う震源の放射特性が実際のものとは少し食い違っていることに起因しているかもしれない。この地震の震源メカニズム解に関する詳細な検討は、今後の課題とする。

(3) 予備解析 (震源断層面の設定)

震源インバージョンでは一般的に、余震の情報を参照して震源断層面を設定する。しかしながら、スラブ内地震の場合、例えば 1999 年メキシコ Tehuacán 地震 (M_w 6.9) や 2001 年米国ワシントン州 Nisqually 地震 (M_w 6.8) のように、余震活動が少なかった事例も少なくない。今回の Puebla 地震も余震活動が低調なうえ、Servicio Sismológico Nacional (SSN ; メキシコ国立地震サービス局) の震源カタログで公開されている余震データの数も 11 個と非常に少なく (図 3.1.2-5)、余震が起きている範囲から断層面のサイズを設定するのは困難である。また、Harvard 大学の Global Centroid Moment Tensor (GCMT) の震源メカニズム解 (図 3.1.2-5a) によれば、この地震のすべり破壊は南西傾斜 (strike = 109°, dip = 46°) ま

たは北東傾斜 (strike = 300°, dip = 44°) の節面のどちらか片方で起きたと考えられるが、数少ない余震データでどちらの節面かを定めるには無理がある (図 3.1.2-5b, c)。そこで、予備解析の震源インバージョンを実施することにより、長さ・幅・走向角・傾斜角といった断層面の巨視的パラメータを決定することにした。予備解析では、地下の速度構造による波形の複雑化の影響を極力避けるため、周期 5 秒以上 (0.2 Hz 以下) の比較的長周期の帯域で行った。

まず、観測波形の P 波走時を読み取り、Hirata and Matsu'ura (1987) のプログラムで本震の破壊開始点を、西経 98.659°、北緯 18.352°、深さ 52.2 km (図 3.1.2-5 中の星印) に再決定した。再決定された破壊開始点の位置は SSN カタログのもの (西経 98.671°、北緯 18.329°、深さ 51.1 km) から、水平方向に約 3 km シフトし、深さ方向で約 1 km 深くなっている。次に、断層面全体を 3×3 km² の小断層に分割し、破壊フロントが破壊開始点から同一な伝播速度で断層面上を広がると仮定した。各小断層においては、破壊フロントが到達する時刻から 1 秒間隔にパルス幅 2 秒の smoothed ramp 関数を 3 個並べることで、最大継続時間 4 秒のすべり破壊を許容した (図 3.1.2-6)。各小断層のすべり角は非負条件 (Lawson and Hanson, 1974) を用いて、 $-90^{\circ} \pm 45^{\circ}$ の範囲内に拘束した。また、時空間的に隣り合うすべりを平滑化する拘束条件 (e.g., Sekiguchi *et al.*, 2000) も付加した。時空間的平滑化の強さおよび破壊伝播速度は、赤池ベイズ情報量基準 (ABIC; Akaike, 1980) や波形残差を参考に決定した。各小断層のグリーン関数は、速度構造モデルの調整の際と同様、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) で計算した。

断層長さについて検討する。余震が実際にはより広い範囲で起きていた可能性を考慮し、断層幅を余震データの範囲よりもやや大きめの 39 km に固定し、断層長さをいくつか変えながら予備解析の震源インバージョンを行った。図 3.1.2-7 に北東傾斜面の場合の、予備解析のすべり変位分布を示す。まず、断層長さが全世界のスラブ内地震を対象とした震源スケーリング則 (Allen and Hayes, 2017) による予測値の上限である 42 km に設定した場合、断層面の北西端に大きなすべり変位が見られるほか、破壊開始点北西側の観測点 CUP5 では、理論波形の振幅が観測波形に比べてかなり小さかった (図 3.1.2-8)。そこで、スケーリング則から外れて、断層面を西側へ広げ、断層長さが 51, 60 km の場合について検討した。両ケースともに 42 km と同様な傾向を示し、断層面の北西端で大きなすべり変位がまだ見られており、断層長さをさらに長くする余地があることが示唆された。また、特に 51 km の場合では、理論波形が観測波形をまだ過小評価していた。次に、断層面をさらに西

側へ広げた 66, 72 km について検討した。両ケースの理論波形は 60 km の場合と同様、観測振幅を良好に再現できている。しかし、72 km の場合のすべり変位分布を見ると、断層面の上端の南西側において、他の断層長さの場合では見られなかったやや大きなすべり変位が出現するようになった（図 3.1.2-7 中の白破線）。これは、断層長さを長く設定しすぎたことによって震源インバージョンの未知パラメータが増え、解の一意性が崩れ始めていると考えられる。以上のことから、ここでは 66 km を最適な断層長さとして採用した。

続いて、南西傾斜と北東傾斜のどちらの節面が適切な震源断層面かについて検討する。断層長さ 66 km・断層幅 39 km の場合の、両傾斜面のすべり変位分布を図 3.1.2-9 に、観測と理論波形を図 3.1.2-10 に示す。LMPP, CUP5 など破壊開始点北側の観測点を中心に、北東傾斜面の場合（図 3.1.2-10b）における観測と理論波形の位相や振幅の一致度が南西傾斜面（図 3.1.2-10a）よりも良い様子が見てとれる。また、南西傾斜面の場合（図 3.1.2-9a）では、断層面の上端に大きなすべり変位が集中しており、震源インバージョンの解として妥当でないと考えられる。以上のことから、実際のすべり破壊は北東傾斜面のほう（図 3.1.2-9b）で起きた可能性が高いと言える。Melgar *et al.* (2018) は本研究と同様、北東傾斜面を本当の震源断層面としているが、Mirwald *et al.* (2019) は逆に南西傾斜面としており、見解が分かれている。本研究と Melgar *et al.* (2018) の震源インバージョンは全方位の観測点データをまんべんなく使用して北東傾斜面と結論づけているのに対し、Mirwald *et al.* (2019) は南西傾斜面の場合において波形の一致度が良くなかった破壊開始点北側の観測点をデータとしてほとんど使用していない。あらゆる方位の観測点の波形一致度から判断して北東傾斜面のほうを選択した本研究と Melgar *et al.* (2018) が、より信頼性が高いと考えられる。

これまでの予備解析は、余震データの範囲よりも広い断層面を意図的に設定してきた。したがって、設定した断層面の一部はダミーなものであるかもしれない。ここでは、すべり変位が小さく、かつ余震データも存在しない小断層の行または列がダミーの断層面である可能性が高いと判断し、トリミング操作を実施した。その結果、断層面最東端の小断層 2 列分および最上端の小断層 1 行分が削除され（図 3.1.2-9b の赤四角枠）、最終的に断層長さは 60 km、断層幅は 36 km となった。なお、トリミング操作後の断層モデルによる理論波形の観測波形に対する再現性が操作前からほとんど低下していないことは確認しており、また、後述する本解析の結果でも断層面の最東端および最上端に大きなすべり変位が見られないことから、このトリミング操作は妥当であると考えている。トリミングされた断層

面が及ぶ深さ範囲は約 43-68 km であり、沈みこむココスプレートのほぼ上半分(図 3.1.2-5c)を占めることになる。この断層面を用いて本解析の震源インバージョンを行うにした。

(4) 本解析の震源インバージョン結果

予備解析で決定した断層面(北東傾斜、長さ 60 km、幅 36 km)を用いて、0.05-0.4 Hz の周波数帯域で震源インバージョンを行った。

図 3.1.2-11 の ABIC と残差をもとに、図 3.1.2-12 に示すすべり変位分布を最適解として採用した。この最適解による破壊フロントの伝播速度は 3.1 km/s であり(図 3.1.2-11b)、この速度は震源域付近の媒質の平均 S 波速度 4.3 km/s の約 72%に当たる。また、解放された地震モーメントは 6.89×10^{19} Nm (M_w 7.2) であり、これは GCMT 解の 6.51×10^{19} Nm (M_w 7.1) と同程度の値である。剛性率を断層面上で一様に 57 GPa (S 波速度 4.33 km/s ; 密度 3.03 g/cm³) と仮定した場合、断層全体の平均すべり変位は 0.58 m、最大すべり変位は 1.7 m である。破壊開始点のやや深い側と北西側に大きなすべり変位が分布しており、強震波形と測地データを使用して解析した既往研究 (Melgar *et al.*, 2018) の結果と調和的である。

図 3.1.2-13 に示す各小断層のすべり時間関数に基づき、断層のすべり破壊の時空間発展の 2.5 秒ごとのスナップショットを図 3.1.2-14 に描く。すべり破壊は約 15 秒間継続した。主たる破壊はまず断層面の深い側へ向かい (0-7.5 秒)、その後断層走向方向に沿って北西側へと進展した (7.5-15 秒)。この北西側への破壊進展およびそれに伴う forward directivity 効果が、破壊開始点の北西側に位置する首都メキシコシティ方面での観測地震動を大きくした (e.g., Sahakian *et al.*, 2018) と考えられる。

(5) 断層パラメータに関する考察

断層全体の平均すべり変位の 1.5 倍以上を持つ小断層に対して、Somerville *et al.* (1999) の抽出規範を適用したところ、破壊開始点付近 (A1)、そのやや深い側 (A2)、および破壊開始点の北西側 (A3) において大すべり域がそれぞれ抽出された(図 3.1.2-12)。観測点 RABO, HMTT, LMPP, CHFL, THEZ では主として大すべり域 A1, A2 が波形の主要動部分に寄与しているのに対し、それら以外の震源域西側の観測点 TNLP, CUP5, TEJU では A1, A2 というよりは A3 が大きく寄与している(図 3.1.2-15)。Iwata and Asano (2011) は日本や南北アメリカ大陸で過去に発生したスラブ内地震を対象に、波形の長周期成分を用いた震源インバージョン結果をもとに断層パラメータを整理し、断層面積に対する大すべり域面積

の比率が平均で 17%であったとしている。それに対して、本研究で抽出された 3 個の大すべり域の面積合計は 28%であり、Iwata and Asano (2011) に比べて大きい結果となった。

表 3.1.2-3 に震源インバージョンで得られた断層パラメータをまとめる。また、それらのパラメータを既往の震源スケーリング則と図 3.1.2-16 で比較する。まず、断層面積・大すべり域面積を見ると、Puebla 地震（図 3.1.2.16 中の黒色星）は Iwata and Asano (2011) や Allen and Hayes (2017) のスケーリング則に比べて大きい。今回の地震はメキシコ中部で発生したものであるが、他のメキシコ中部のスラブ内地震（図 3.1.2-16 中の黒四角：1997 年 Michoacán 地震 (M_w 7.0)、1999 年 Oaxaca 地震 (M_w 7.4)) でも同様な傾向が認められる。それに対して同じアメリカ大陸でも、やや南側へ離れた中米地域（図 3.1.2-16 中の灰色丸：2001 年エルサルバドル地震 (M_w 7.7)、2017 年 Chiapas 地震 (M_w 8.1))、それに日本の地震（図 3.1.2-16 中の灰色ひし形：1994 年北海道東方沖地震 (M_w 8.3)、2001 年芸予地震 (M_w 6.8)、2003 年宮城県沖の地震 (M_w 7.1)) ではこの現象は顕著に見られない。また、今回の地震を含むメキシコ中部の 3 地震は、断層長さも長く、それによって断層面積が大きくなっている。一方で、断層幅はスケーリング則とはおおむね整合的である。Puebla 地震について、Melgar *et al.* (2018) は海嶺の拡大時に形成された正断層がプレートの沈みこみとともに徐々に移動し、今回の震源域付近でのプレートの急激な沈みこみの開始（図 3.1.2-1, 3.1.2-5c）に伴う曲げ応力によって再び動いて発生した地震であると推察している。このような正断層は海底下では、直線状の峰や谷が交互に繰り返す地形 (abyssal hill) となって現れている。今後、海底地形などココスプレートの物理的特性を詳細に調査すれば、メキシコ中部のスラブ内地震の断層長さが発達しやすい要因の解明につながるかもしれない。断層長さ・断層面積・大すべり域面積が大きかった一方で、今回の地震の断層全体の平均すべり変位は、Iwata and Asano (2011) や Allen and Hayes (2017) に比べると小さかった。こちらの特徴もメキシコ中部の 3 地震にのみ共通し、中米および日本の地震では確認できない。また、すべり変位から Okada (1992) のプログラムを用いて算出した断層全体の平均静的応力降下量は 2.2 MPa であり、これは Iwata and Asano (2011) がまとめたスラブ内地震の平均的な値 (4.6 MPa) の半分程度である。

(6) まとめ

本節では Puebla 地震で観測された強震動の長周期成分を用いて、震源過程解析を実施した。解析によって得られた断層パラメータを既往の震源スケーリング則と比較したところ、

断層全体の平均すべり変位・静的応力低下量は小さく、逆に断層長さ・断層面積・大すべり域面積は大きかった。同様な傾向は、少なくとも Puebla 地震と同じメキシコ中部で発生した他のスラブ内地震でも確認でき、一種の地域的な特性を表している可能性がある。今後、震源のこうした地域的特性を整理・精査し、強震動予測の震源モデル設定に反映させることが重要であろう。

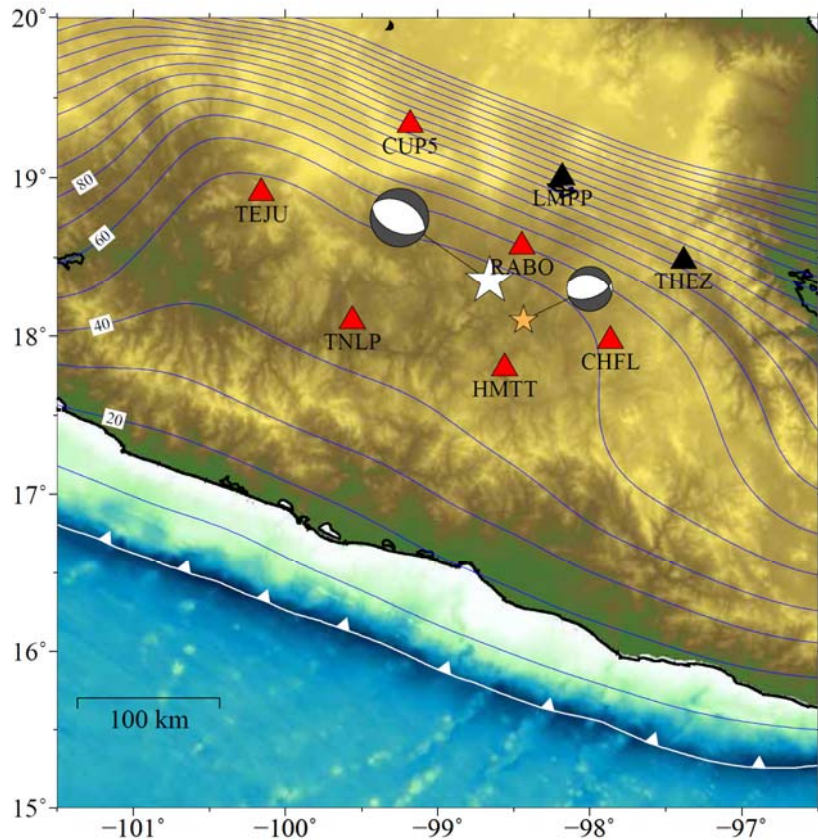


図 3.1.2-1 震源インバージョンに使用する観測点（三角）。このうち、赤三角は速度構造モデルを調整する観測点である。白色星は Puebla 地震の震央、橙色星は 2009 年 5 月 22 日の地震 (M_w 5.6) の震央を表す。青色コンター（コンター間隔：10 km）は Hayes *et al.* (2018) によるココスプレートの上面深さを表す。

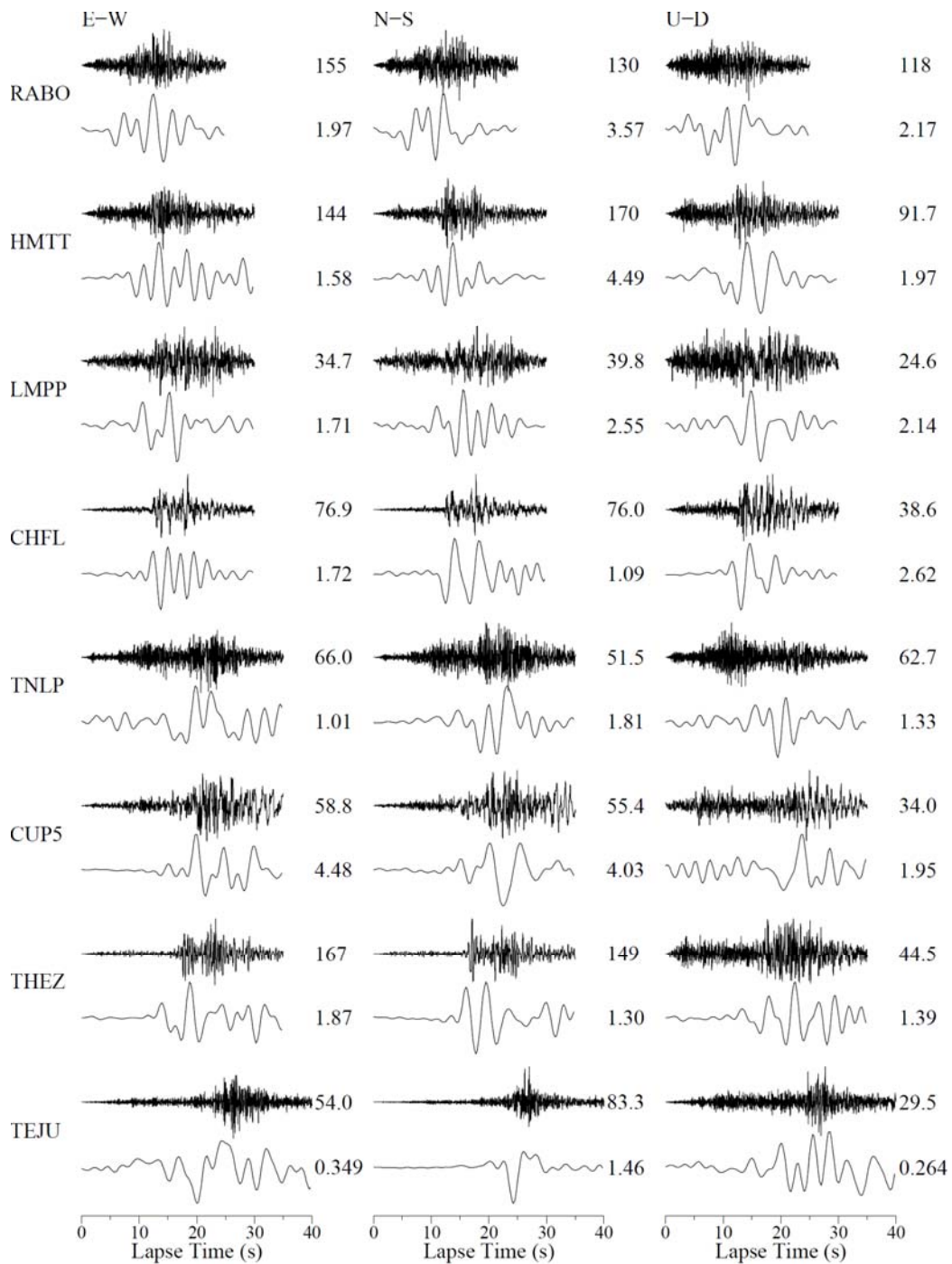


図 3.1.2-2 Puebla 地震のバンドパスフィルタ無の加速度波形（上段）と震源インバージョンに使用する 0.05-0.4 Hz の速度波形（下段）。各波形の右の数字は最大振幅を表し、加速度波形の単位は cm/s/s、速度波形の単位は cm/s である。時刻の 0 秒は P 波到達時刻である。

表 3.1.2-1 速度構造モデルの調整に用いる地震の諸元

日時 (UTC)	2009/5/22 19:24:18
¹ 経度	98.434°W
¹ 緯度	18.100°N
¹ 震源深さ	45.5 km
¹ strike	N72°E
¹ dip	56°
¹ rake	-111°
¹ 地震モーメント	3.00×10^{17} Nm (M_w 5.6)
² ライズタイム	3.0 s

1: Pérez-Campos *et al.* (2010) 2: Ekström *et al.* (2012)

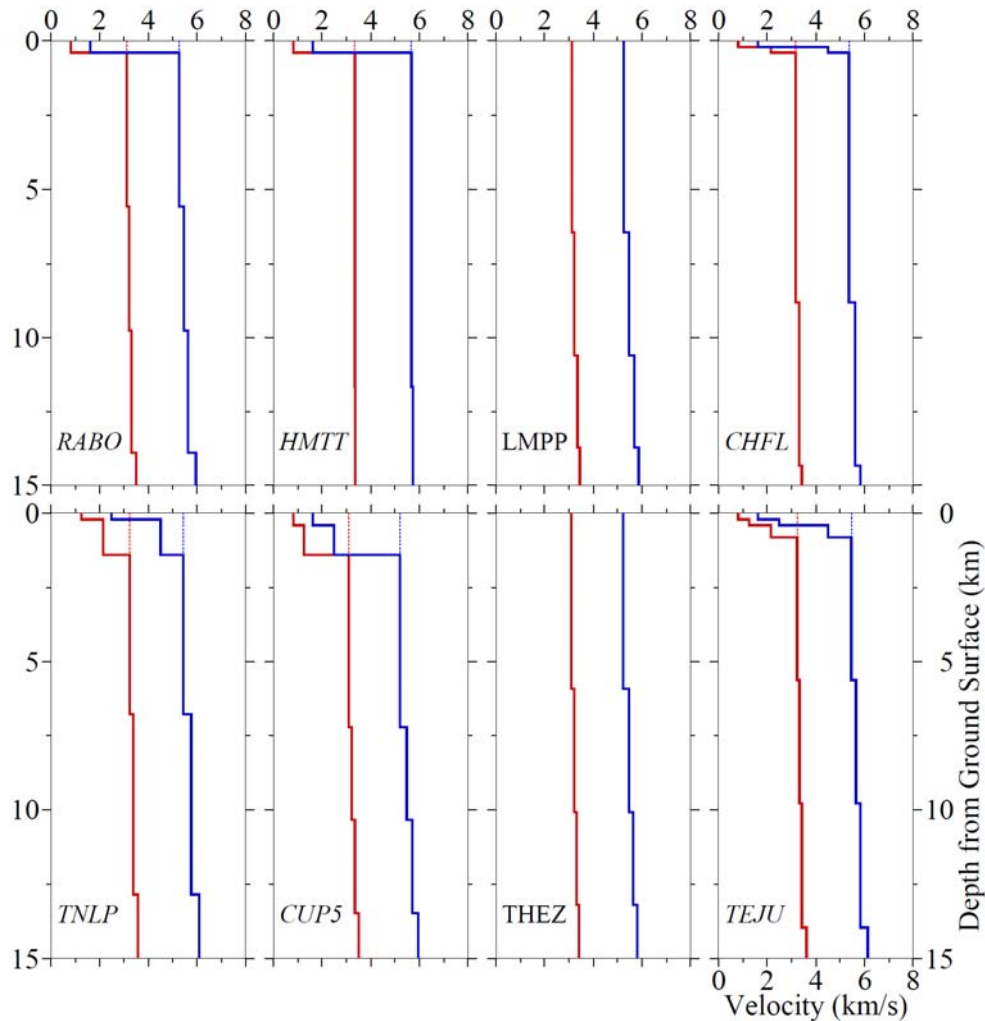


図 3.1.2-3 震源インバージョンで使用する各観測点の P 波（青）と S 波（赤）一次元速度構造モデル。観測点名がイタリアの観測点は堆積層を付加・調整した観測点であり、細い点線は初期モデル、太い実線は調整後モデルを表す。

表 3.1.2-2 各観測点の一次元速度構造モデルの物性値

RABO						
上面深さ (m)	¹ P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	¹ 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S	備考
0.00	1630	804	2000	112	56	堆積層
400.00	5255	3118	2576	626	313	
5576.66	5467	3216	2569	662	331	
9738.41	5636	3315	2600	702	351	
13900.16	5964	3508	2666	788	394	地殻
19449.16	6192	3642	2717	852	426	
28821.99	6437	3963	2775	1024	512	
35851.62	6738	3963	2853	1024	512	
42881.25	7034	4138	2936	1130	565	
48739.27	7324	4308	3023	1244	622	
54597.29	7629	4488	3121	1372	686	マントル
70691.94	7499	4411	3079	1316	658	
90691.94	7490	4406	3076	1312	656	

1: Estrella and González (2003), Spica *et al.* (2016) 2: Brocher (2008)

HMTT						
上面深さ (m)	¹ P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	¹ 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S	備考
0.00	1630	804	2000	112	56	堆積層
400.00	5675	3350	2651	718	359	
11666.70	5733	3372	2619	726	363	
17215.24	6256	3680	2732	870	435	地殻
22763.78	6781	3989	2865	1040	520	
28437.11	6150	3618	2707	840	420	
32830.40	6475	3808	2785	938	469	
36784.36	6800	4000	2870	1046	523	
40738.32	7126	4192	2963	1166	583	
46010.27	7452	4384	3064	1296	648	マントル
50305.93	7686	4521	3141	1398	699	
70305.93	7418	4364	3053	1282	641	
90305.93	7369	4335	3037	1262	631	

1: Estrella and González (2003), Spica *et al.* (2016) 2: Brocher (2008)

LMPP						
上面深さ (m)	¹ P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	¹ 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S	備考
0.00	5254	3118	2575	626	313	
6437.66	5451	3206	2566	658	329	
10599.41	5680	3341	2609	714	357	
13720.72	5863	3449	2645	760	380	地殻
16842.03	6030	3547	2680	806	403	
20310.15	6253	3678	2731	870	435	
29682.98	6436	3786	2775	926	463	
36712.61	6724	3955	2849	1020	510	
43742.24	7015	4127	2930	1124	562	
49600.26	7301	4295	3016	1234	617	
55458.28	7592	4466	3109	1356	678	マントル
71552.93	7478	4399	3072	1308	654	
91552.93	7503	4414	3080	1318	659	

1: Estrella and González (2003), Spica *et al.* (2016) 2: Brocher (2008)

表 3.1.2-2 各観測点の一次元速度構造モデルの物性値 (つづき)

CHFL						
上面深さ (m)	¹ P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	¹ 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S	備考
0.00	1630	804	2000	112	56	堆積層
200.00	4500	2153	2200	346	173	
400.00	5370	3183	2595	650	325	地殻
8788.73	5619	3305	2597	698	349	
14337.35	5828	3428	2638	752	376	
19885.97	6155	3621	2708	842	421	
25743.90	6336	3727	2751	894	447	
31016.04	6518	3834	2796	952	476	
36288.18	6800	4000	2870	1046	523	マントル
43317.69	7082	4166	2950	1148	574	
49175.62	7355	4327	3033	1256	628	
55033.55	7627	4487	3121	1372	686	
71128.26	7435	4374	3058	1290	645	
91128.26	7457	4386	3065	1298	649	

1: Estrella and González (2003), Spica *et al.* (2016) 2: Brocher (2008)

TNLP						
上面深さ (m)	¹ P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	¹ 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S	備考
0.00	2500	1263	2000	184	92	堆積層
200.00	4500	2153	2200	346	173	
1400.00	5444	3224	2608	666	333	地殻
6792.22	5773	3396	2627	738	369	
12850.44	6093	3584	2694	824	412	
16889.25	6287	3698	2739	880	440	
25153.77	6522	3837	2797	952	476	
34527.32	6845	4027	2882	1062	531	
43900.87	7178	4222	2978	1184	592	マントル
48587.65	7405	4356	3049	1276	638	
53274.43	7632	4490	3123	1374	687	
70149.91	7325	4309	3023	1244	622	
90149.91	7242	4260	2998	1210	605	

1: Estrella and González (2003), Spica *et al.* (2016) 2: Brocher (2008)

CUP5						
上面深さ (m)	¹ P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	¹ 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S	備考
0.00	1630	804	2000	112	56	堆積層
400.00	2500	1263	2000	184	92	
1400.00	5215	3093	2568	616	308	地殻
7229.51	5468	3216	2569	662	331	
10351.76	5701	3353	2613	718	359	
13474.01	5950	3500	2663	784	392	
17637.01	6125	3603	2701	832	416	
20412.35	6156	3621	2709	842	421	
29785.93	6449	3793	2778	830	465	マントル
36816.11	6636	3903	2826	990	495	
43846.29	6823	4013	2876	1054	527	
48533.08	7151	4207	2970	1176	588	
57906.66	7499	4411	3079	1316	658	
71657.61	7416	4363	3052	1282	641	
91657.61	7509	4417	3082	1320	660	

1: Estrella and González (2003), Spica *et al.* (2016) 2: Brocher (2008)

表 3.1.2-2 各観測点の一次元速度構造モデルの物性値 (つづき)

THEZ						
上面深さ (m)	¹ P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	¹ 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S	備考
0.00	5232	3105	2572	620	310	
5928.66	5452	3207	2566	660	330	
10090.41	5627	3310	2598	700	350	
13211.72	5801	3412	2632	744	372	地殻
16333.03	5974	3514	2668	790	395	
19801.15	6219	3658	2723	860	430	
29173.98	6463	3802	2782	934	467	
36203.61	6761	3977	2859	1032	516	
43233.24	7053	4149	2941	1138	569	
49091.26	7342	4319	3029	1250	625	
54949.28	7645	4497	3127	1380	690	マントル
71043.93	7511	4418	3082	1320	660	
91043.93	7490	4406	3076	1312	656	

1: Estrella and González (2003), Spica *et al.* (2016) 2: Brocher (2008)

TEJU						
上面深さ (m)	¹ P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	¹ 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S	備考
0.00	1630	804	2000	112	56	
200.00	2500	1263	2000	184	92	堆積層
400.00	4500	2153	2200	346	173	
800.00	5456	3231	2610	668	334	
5634.95	5655	3327	2604	708	354	
9797.72	5820	3424	2636	750	375	
13960.49	6140	3611	2705	836	418	地殻
19510.84	6170	3629	2712	844	422	
28884.37	6405	3768	2767	916	458	
35914.51	6671	3924	2835	1002	501	
42944.65	6938	4081	2908	1094	547	
47631.41	7221	4248	2991	1202	601	
57004.94	7510	4417	3082	1320	660	マントル
70755.92	7247	4263	2999	1212	606	
90755.92	7240	4259	2997	1210	605	

1: Estrella and González (2003), Spica *et al.* (2016) 2: Brocher (2008)

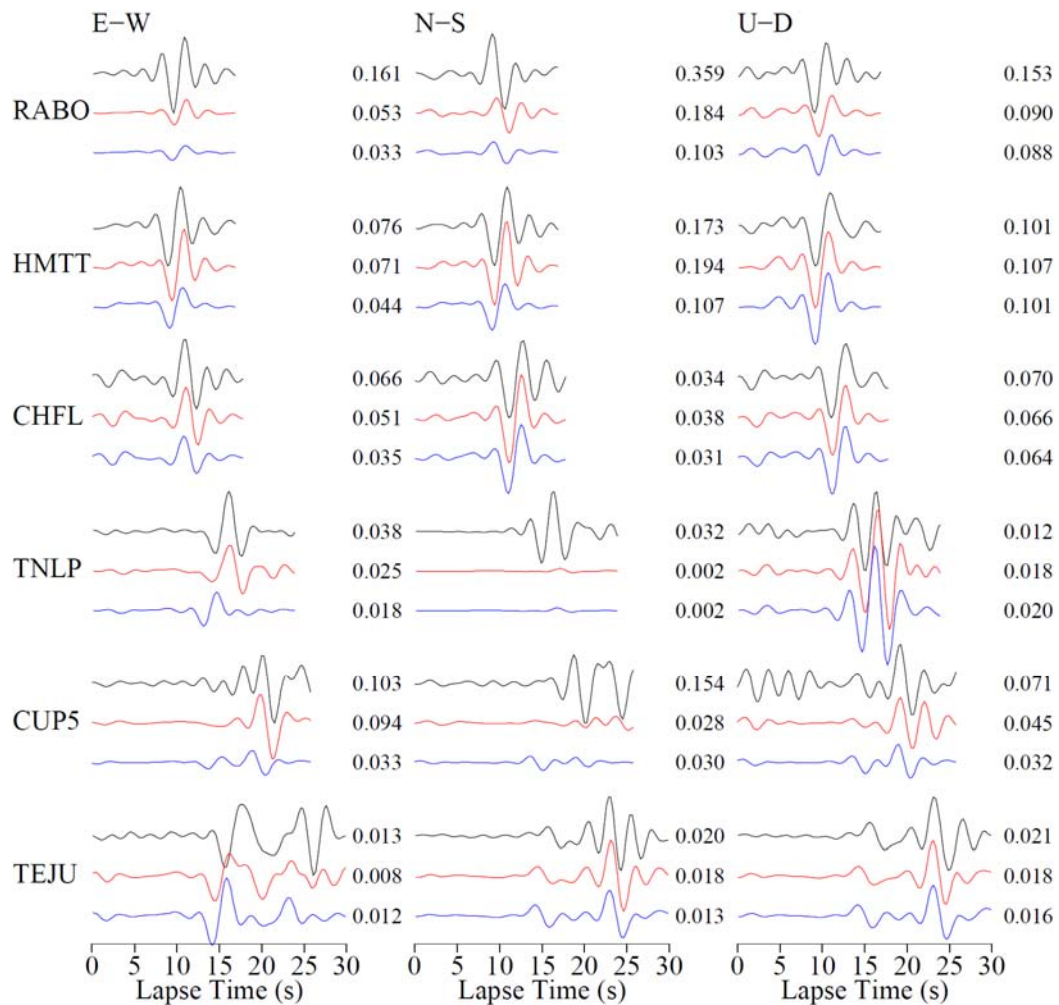


図 3.1.2-4 速度構造モデルの調整を行った 6 観測点の、2009 年 5 月 22 日の地震 (M_w 5.6) の速度波形 (0.1-0.4 Hz) の比較。黒色は観測波形、赤色は堆積層を含んだ調整後モデルによる理論波形、青色は堆積層を含まない初期モデルによる理論波形である。各波形の右の数字は最大振幅を表し、単位は cm/s である。時刻の 0 秒は P 波到達時刻 1 秒前である。

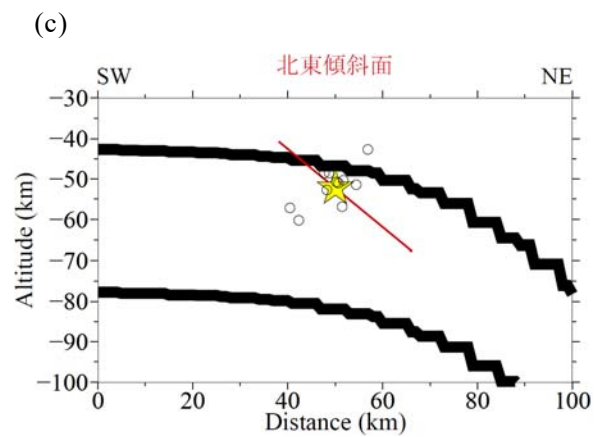
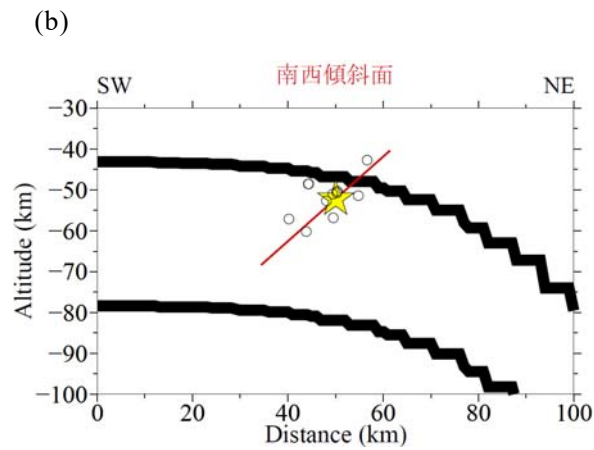
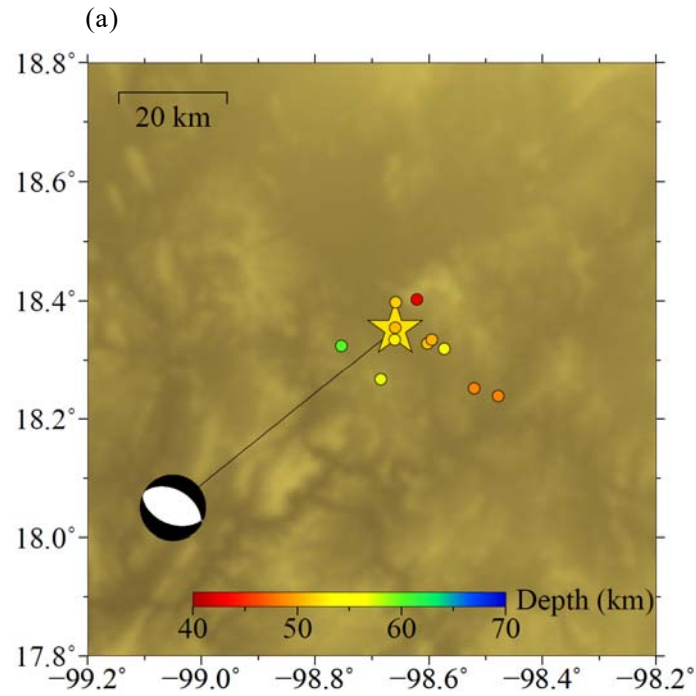


図 3.1.2-5 (a) Puebla 地震の余震の震央。星印は本震の破壊開始点を表す。(b, c) 南東方向から見た場合の余震 (プロット) の断面図。太い実線はココスプレート (Hayes *et al.*, 2018)、赤色線は震源断層の節面 (断層幅 39 km の場合) を表す。

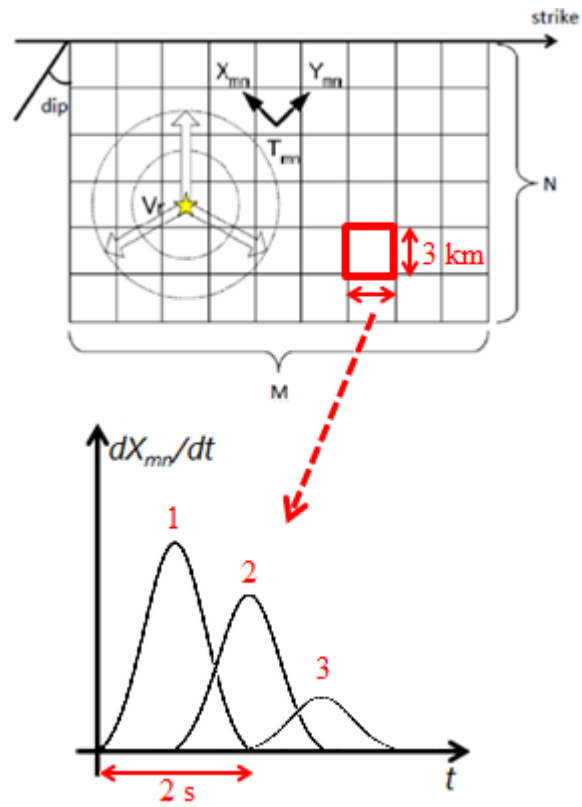


図 3.1.2-6 マルチタイムウィンドウの概念図。

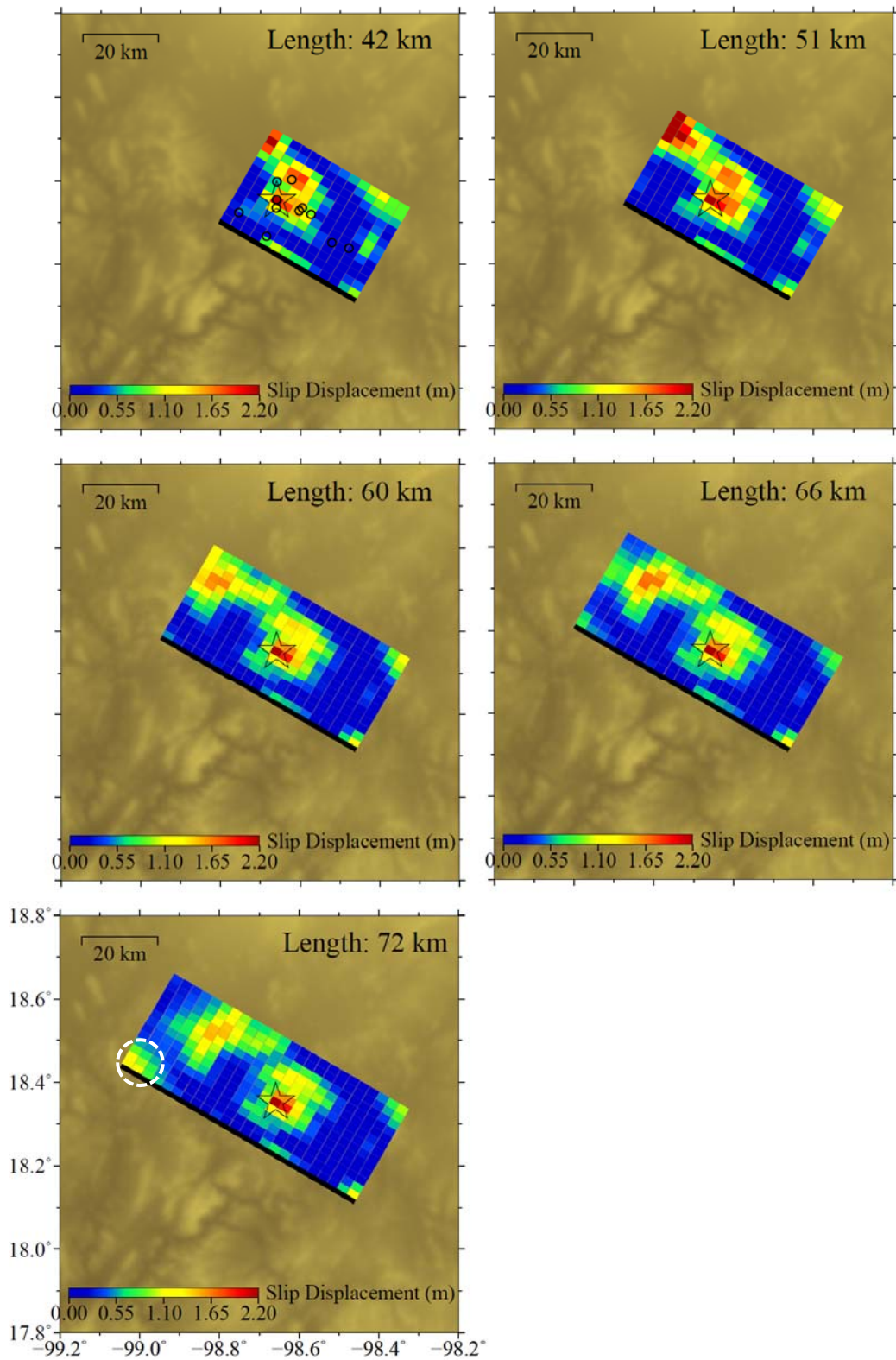


図 3.1.2-7 断層長さを変えた予備解析のすべり変位分布。いずれも北東傾斜面で、破壊伝播速度が 2.8 km/s の場合の結果である。星印は本震の破壊開始点、最左上図でのプロットは余震の震央、最左下図での白破線で囲んだ領域は断層長さ 72 km にのみ見られる特異なすべり変位を表す。

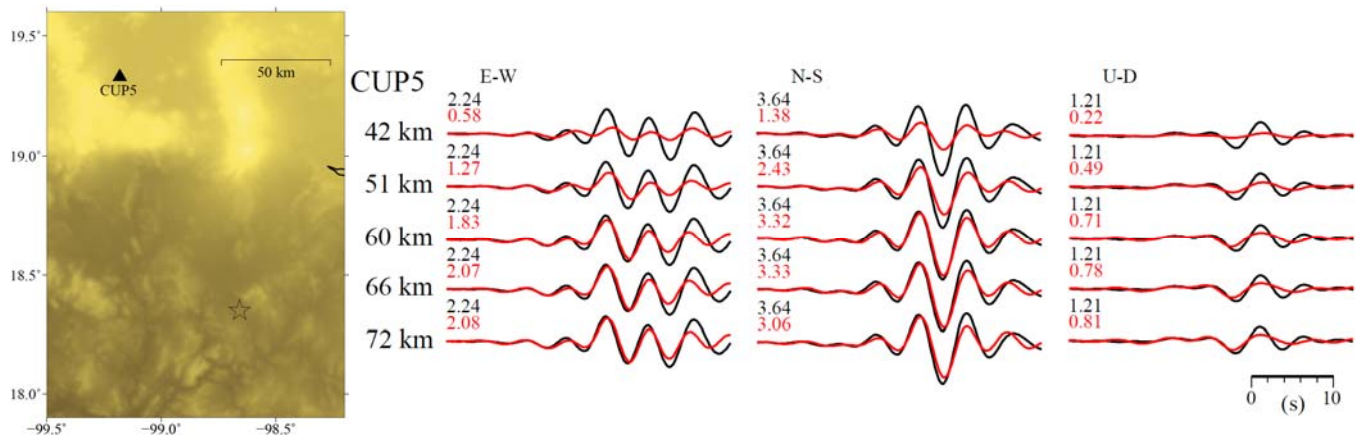


図 3.1.2-8 図 3.1.2-7 の各断層長さの場合の、観測点 CUP5 での観測（黒）と理論（赤）速度波形 (0.05-0.2 Hz) の比較。各波形の左上の数字は最大振幅を表し、単位は cm/s である。

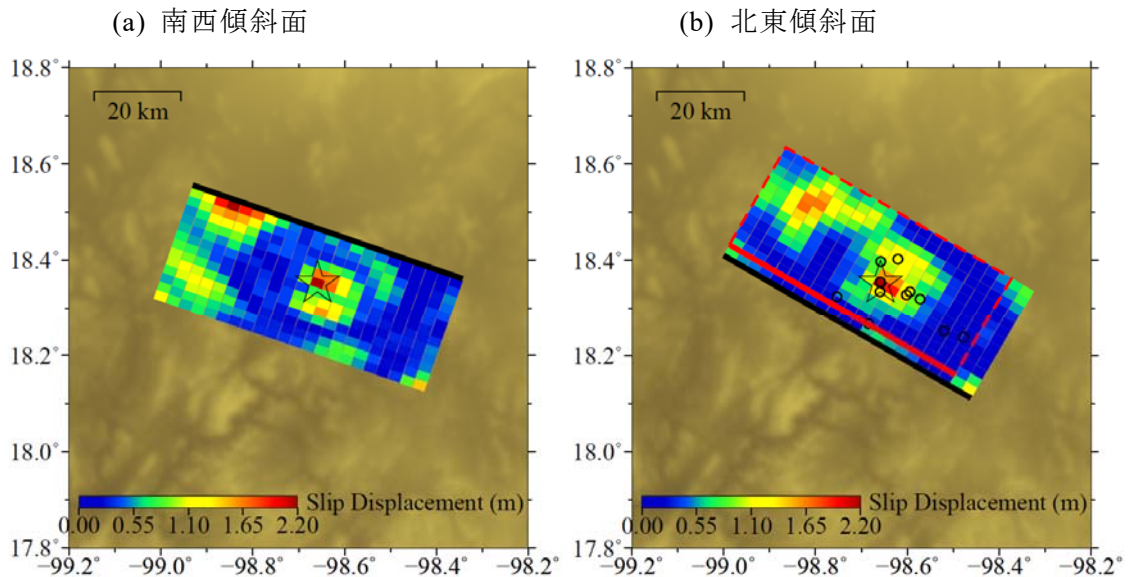
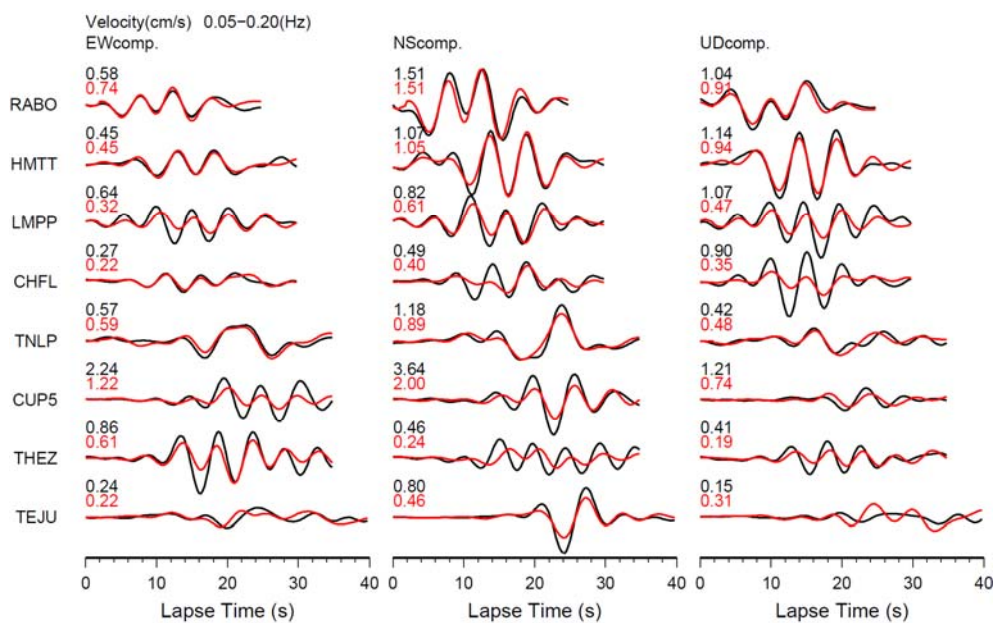


図 3.1.2-9 (a) 南西傾斜面（最適破壊伝播速度 2.6 km/s）のすべり変位分布。(b) 北東傾斜面（最適破壊伝播速度 2.8 km/s）のすべり変位分布。星印は本震の破壊開始点、プロットは余震の震央、赤四角枠はトリミングされた断層面を表す。

(a) 南西傾斜面



(b) 北東傾斜面

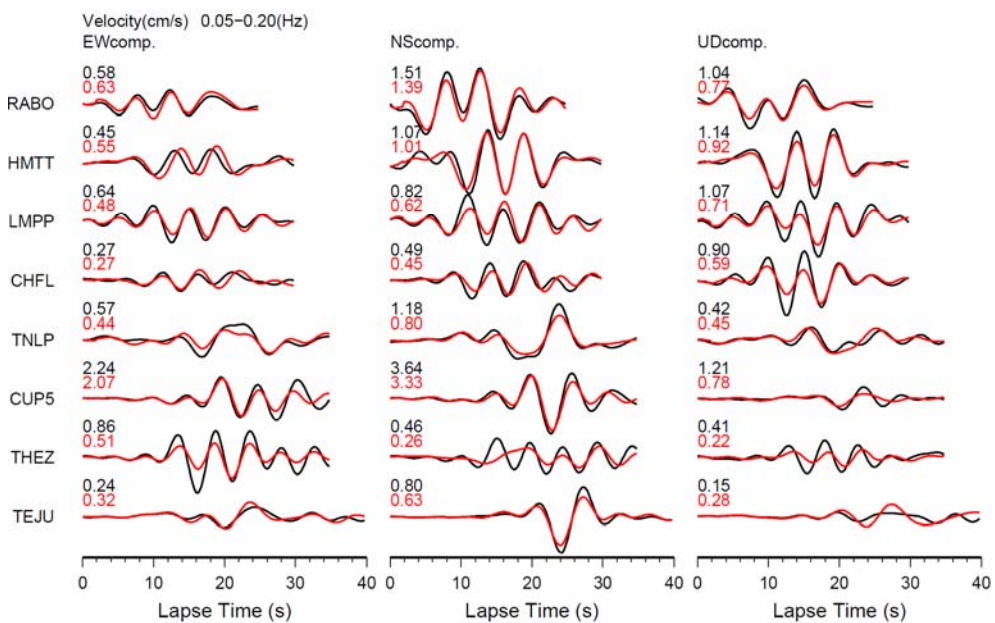


図 3.1.2-10 (a) 南西傾斜面と (b) 北東傾斜面での観測(黒)と理論(赤)速度波形 (0.05-0.2 Hz) の比較。各波形の左上の数字は最大振幅を表し、単位は cm/s である。

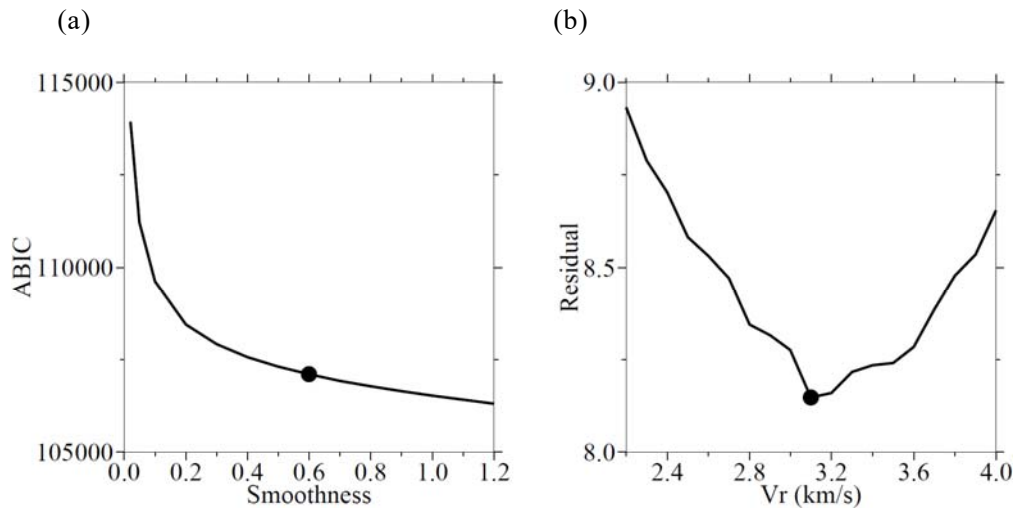


図 3.1.2-11 最適解決定における (a) 時空間的平滑化の強さと ABIC の関係、(b) 破壊伝播速度と残差の関係。黒丸は最適解を表す。

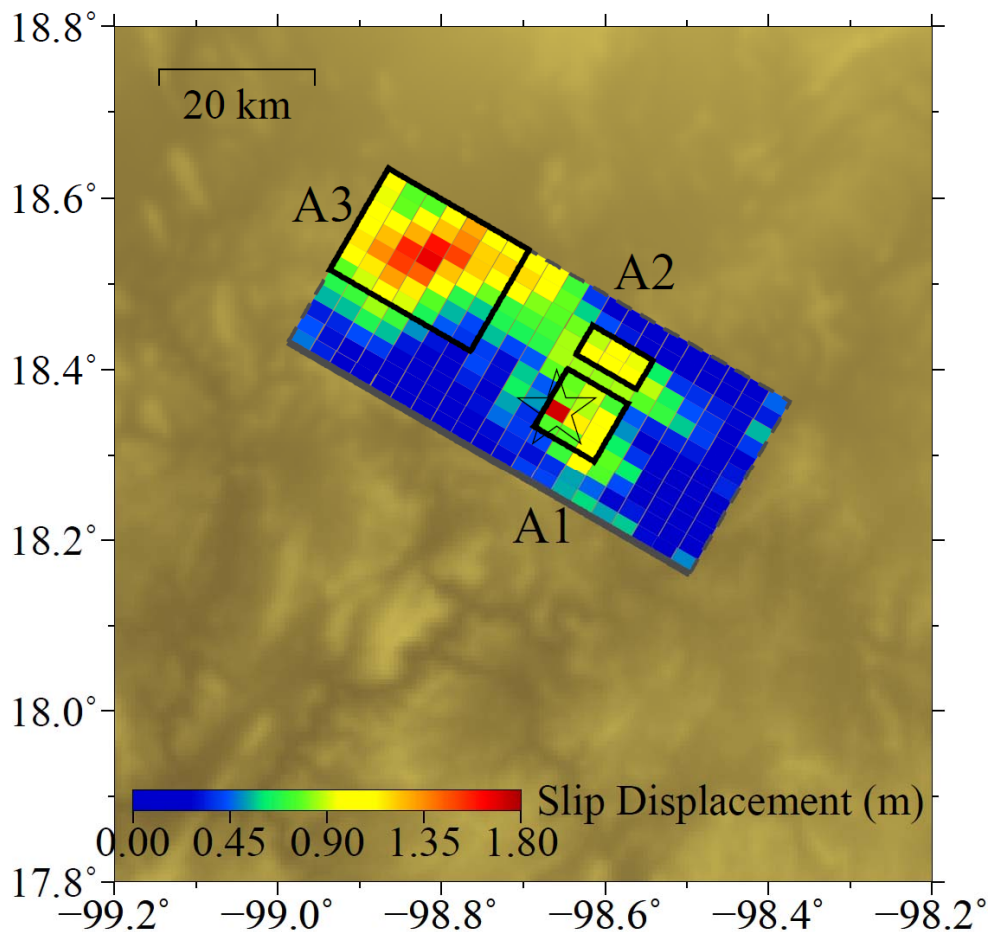


図 3.1.2-12 本解析の震源インバージョンによるすべり変位の分布。星印は破壊開始点、四角で囲んだ領域 (A1-A3) は Somerville *et al.* (1999) の規範で抽出した大すべり域を表す。

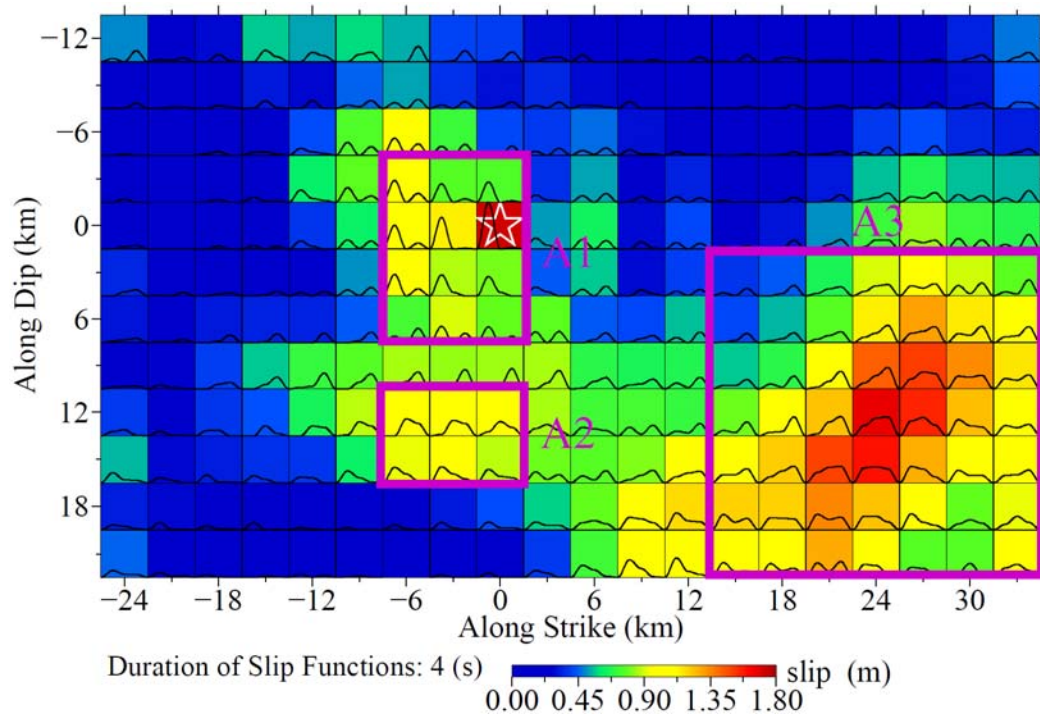


図 3.1.2-13 最大すべり速度の分布と各小断層でのすべり時間関数。星印は破壊開始点、紫色四角で囲んだ領域 (A1-A3) は Somerville *et al.* (1999) の規範で抽出した大すべり域を表す。

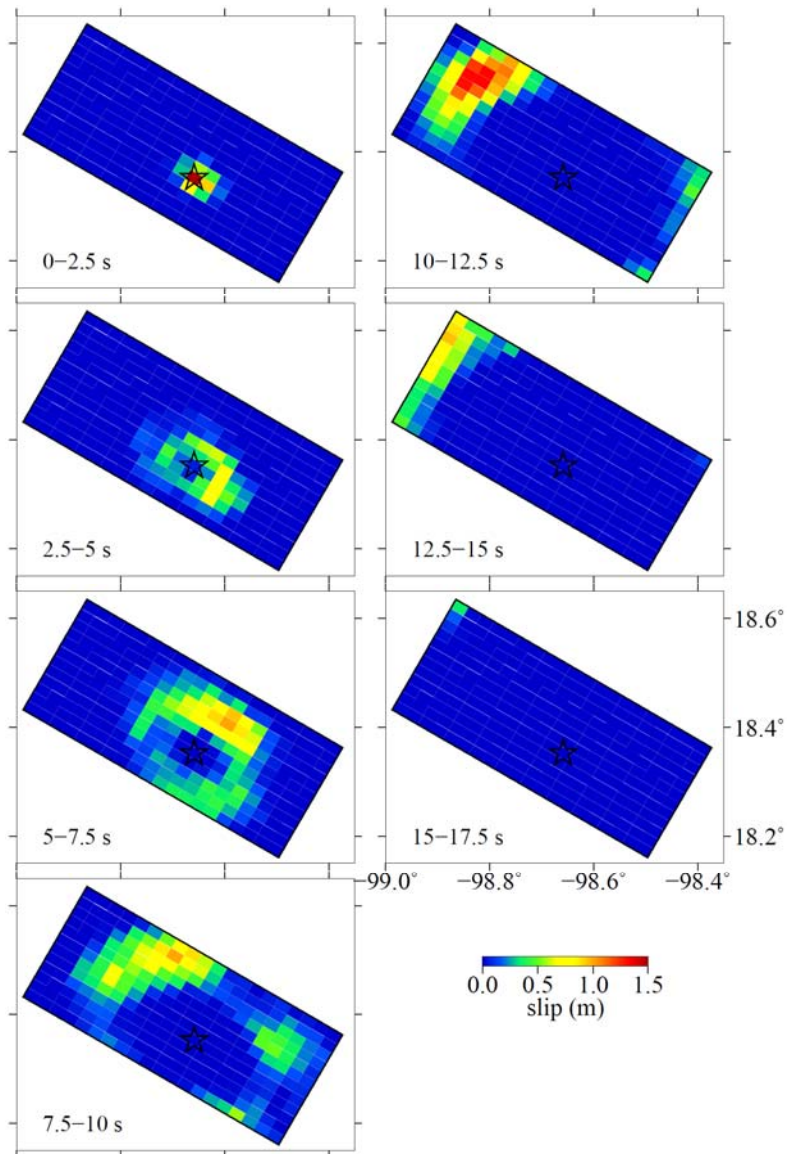


図 3.1.2-14 破壊伝播の 2.5 秒ごとのスナップショット（すべり変位の増分）。星印は破壊開始点を表す。

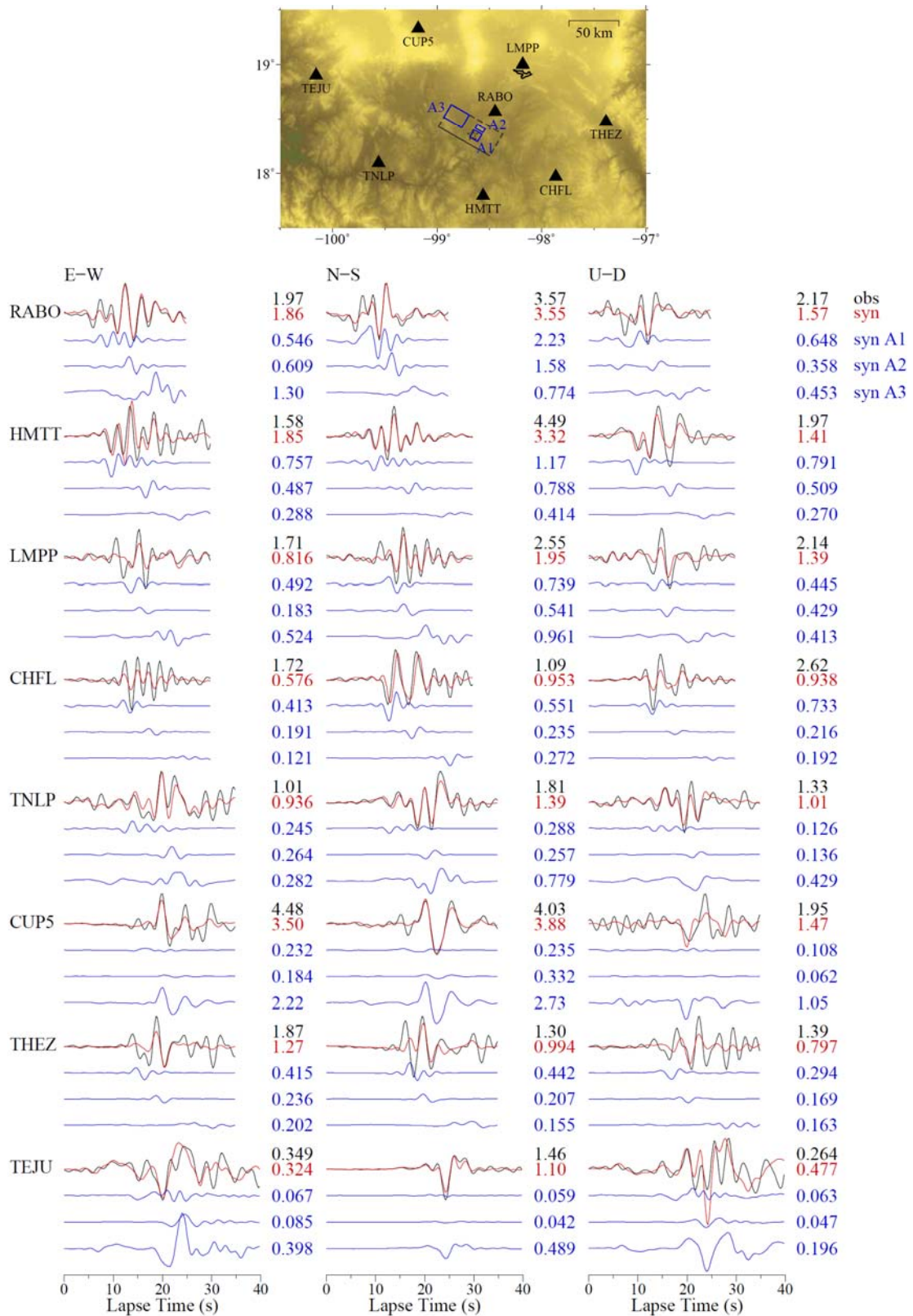


図 3.1.2-15 震源インバージョンにおける、大すべり域 (A1-A3) による速度波形 (0.05-0.4 Hz) への寄与。黒は観測、赤は理論、青は各大すべり域の理論波形である。各波形の右の数字は最大振幅を表し、単位は cm/s である。時刻の 0 秒は P 波到達時刻である。

表 3.1.2-3 Puebla 地震の断層パラメータ

Puebla地震	
(1) 地震モーメント	6.89×10^{19} Nm (M_w 7.16)
(2) 断層長さ	60 km
(3) 断層幅	36 km
(4) 断層面積	2,160 km ²
(5) 断層全体の平均すべり変位	0.58 m
(6) 断層全体の最大すべり変位	1.7 m
(7) 断層全体の静的応力降下量	2.2 MPa
(8) 大すべり域の面積	603 km ²
(8)÷(4)	0.28

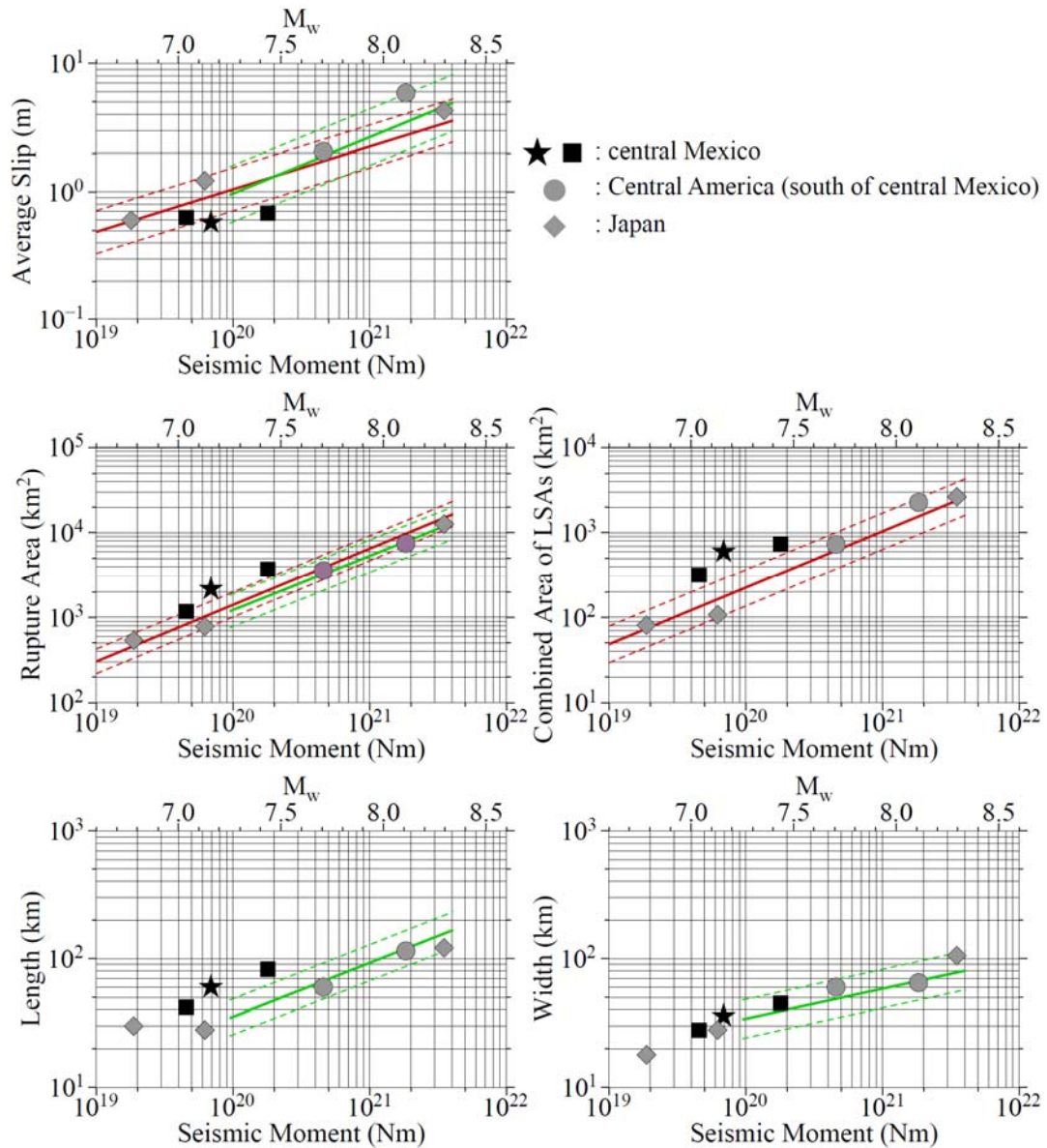


図 3.1.2-16 (左上) 断層全体の平均すべり変位、(左中) 断層面積、(右中) 大すべり
 域面積、(左下) 断層長さ、(右下) 断層幅の地震モーメントとの関係。黒色
 星は Puebla 地震 (メキシコ中部)、黒四角は他のメキシコ中部の地震、灰色丸
 は中米の地震、灰色ひし形は日本の地震である。なお、Puebla 地震以外のプロ
 ットは Iwata and Asano (2011) や Okuwaki and Yagi (2017) に基づく。赤色線は
 既往の震源スケーリング則 Iwata and Asano (2011)、緑色線は Allen and Hayes
 (2017) による平均値とその標準偏差を表す。

3.1.3 2017年メキシコ Puebla 地震の特性化震源モデルの設定

3.1.2節の長周期インバージョン解析で対象とした2017年メキシコ Puebla 地震を対象に、特性化震源モデルの設定を行った。まず、本震および前震記録の分析に基づいて、経験的グリーン関数法による波形合成時に用いる重ね合わせ数 N 、およびターゲットの地震と要素地震の応力降下量の比 C 、要素地震のコーナー振動数 f_{cs} を求めた。次に、ターゲットの地震の震源モデルを等価クラックモデルとして解釈して、特性化震源モデルの断層パラメータを設定した。

(1) 対象地震

特性化震源モデルの対象は、2017年9月19日のメキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1、以降、本震と呼ぶ) とし、要素地震の候補として2009年5月22日に発生した前震 (M_w 5.6) を用いた。本震、および前震の震央位置およびメカニズム解を図3.1.3-1に示す。

(2) 観測記録の収集

UNAM (Central University City Campus of the Universidad Nacional Autónoma de México) の公開サイトより、本震記録および前震記録が同時に観測されている10地点を対象に、観測記録を収集した。観測点の位置を図3.1.3-1に合わせて示す。各観測点から本震、前震との震源距離を表3.1.3-1に示す。

本震および前震における加速度の時刻歴を図3.1.3-2～図3.1.3-3に示す。図より、時刻歴は途切れることなく、良好な記録が取れていることが分かる。本震および前震における加速度スペクトルを図3.1.3-4～図3.1.3-5に、変位フーリエスペクトル(水平2成分)を図3.1.3-6～図3.1.3-7に示す。図より、短周期側のノイズは比較的少なく、長周期側は観測点によっては本震では0.02Hz以下で、前震では0.1Hz以下でノイズ(○印)が見られることが分かる。

(3) 経験的グリーン関数法用のパラメータの推定

ここでは、本震と前震の変位フーリエスペクトルの比率に基づいて、経験的グリーン関数法による波形合成時に用いる重ね合わせ数 N 、およびターゲットの地震と要素地震の応力降下量の比 C 、要素地震のコーナー振動数 f_{cs} を求める。

本震と前震との変位フーリエスペクトルの比を図 3.1.3-8 に示す。左から右の順に、各観測点における本震の NS、EW 成分の変位フーリエスペクトル、前震の NS、EW 成分の変位フーリエスペクトル、本震と前震との変位フーリエスペクトルの比（水平 2 成分の重ね図）を示す。

本震と前震との変位フーリエスペクトルの比を求めるにあたって、まず、本震と前震の変位フーリエスペクトルについて、Hanning Window によるスムージング処理（黒線）を行った。次に、スムージング処理後の本震と前震のそれぞれの変位フーリエスペクトルに対して、距離補正、 Q 値および本震と前震の f_{max} の補正を行った後、本震と前震との変位フーリエスペクトルの比率を求めた。 Q 値および f_{max} の補正においては、各観測点で短周期レベル側が平均的にフラットになるように試行錯誤で $Q=110f^{0.69}$ 、本震の $f_{max}=5\text{Hz}$ 、前震の $f_{max}=7\text{Hz}$ と仮定した。ここに、震源の S 波速度は $V_s=4.3\text{km/s}$ ($V_r=0.65V_s=2.8\text{km/s}$)とした。

図 3.1.3-9 に本震と前震との変位フーリエスペクトルの比に基づいてフィッティングした結果を示す。最適フィッティングした結果より求めた、経験的グリーン関数法用のパラメータを表 3.1.3-2 に示す。本震と前震より求めた短周期側のフーリエスペクトルの比は $CN=15$ （うち、経験的グリーン関数法による波形合成時に用いる重ね合わせ数 $N=3$ 、ターゲットの地震と要素地震の応力降下量の比 $C=4.4$ ）である。ここでは、経験的グリーン関数法用のパラメータと同時に、前震のコーナー振動数も推定した。前震のコーナー振動数は 0.69Hz となった。

本震および前震のコーナー振動数を用いて計算した理論スペクトルと、観測記録の変位フーリエスペクトルを図 3.1.3-10～図 3.1.3-11 に比較する。図より、本震と前震の理論スペクトルと観測記録は短周期側で良く整合していることから、推定されたコーナー振動数は妥当であると考えられる。

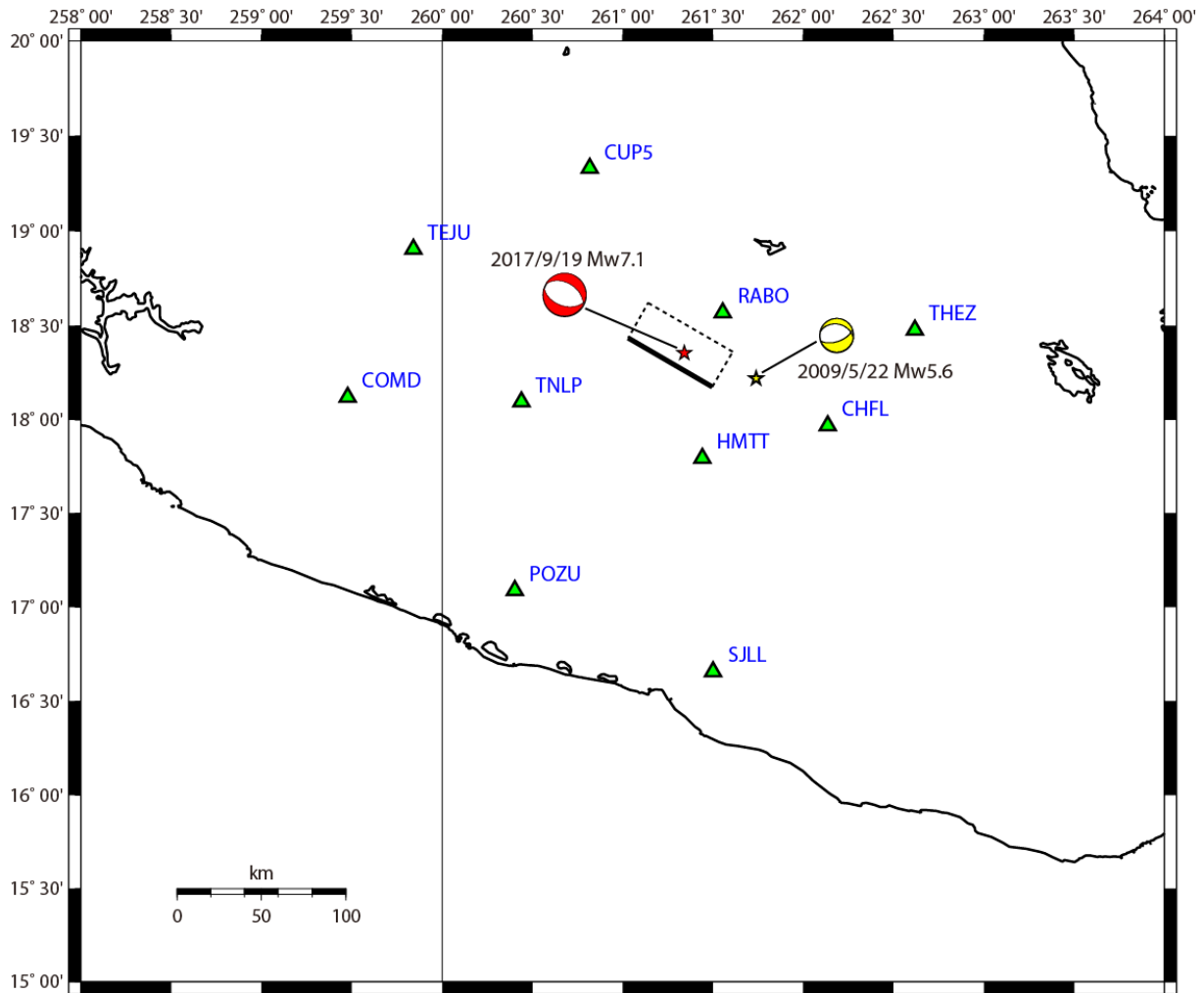


図3.1.3-1 2017年メキシコPuebla地震の本震の震央位置（赤★印）とメカニズム解、前震の震央位置（黄☆印）とメカニズム解、および観測点（▲印）の位置

表 3.1.3-1 各観測点から本震、前震との震源距離

観測点	経度 [N°]	緯度 [E°]	本震との震源距離 [km]	余震との震源距離 [km]
RABO	-98.4	18.6	62	74
CUP5	-99.2	19.3	132	167
TEJU	-100.2	18.9	178	222
COMD	-100.5	18.1	206	247
TNLP	-99.6	18.1	112	151
POZU	-99.6	17.1	179	198
SJLL	-98.5	16.7	195	185
HMTT	-98.6	17.8	81	82
CHFL	-97.9	18.0	108	78
THEZ	-97.4	18.5	145	114

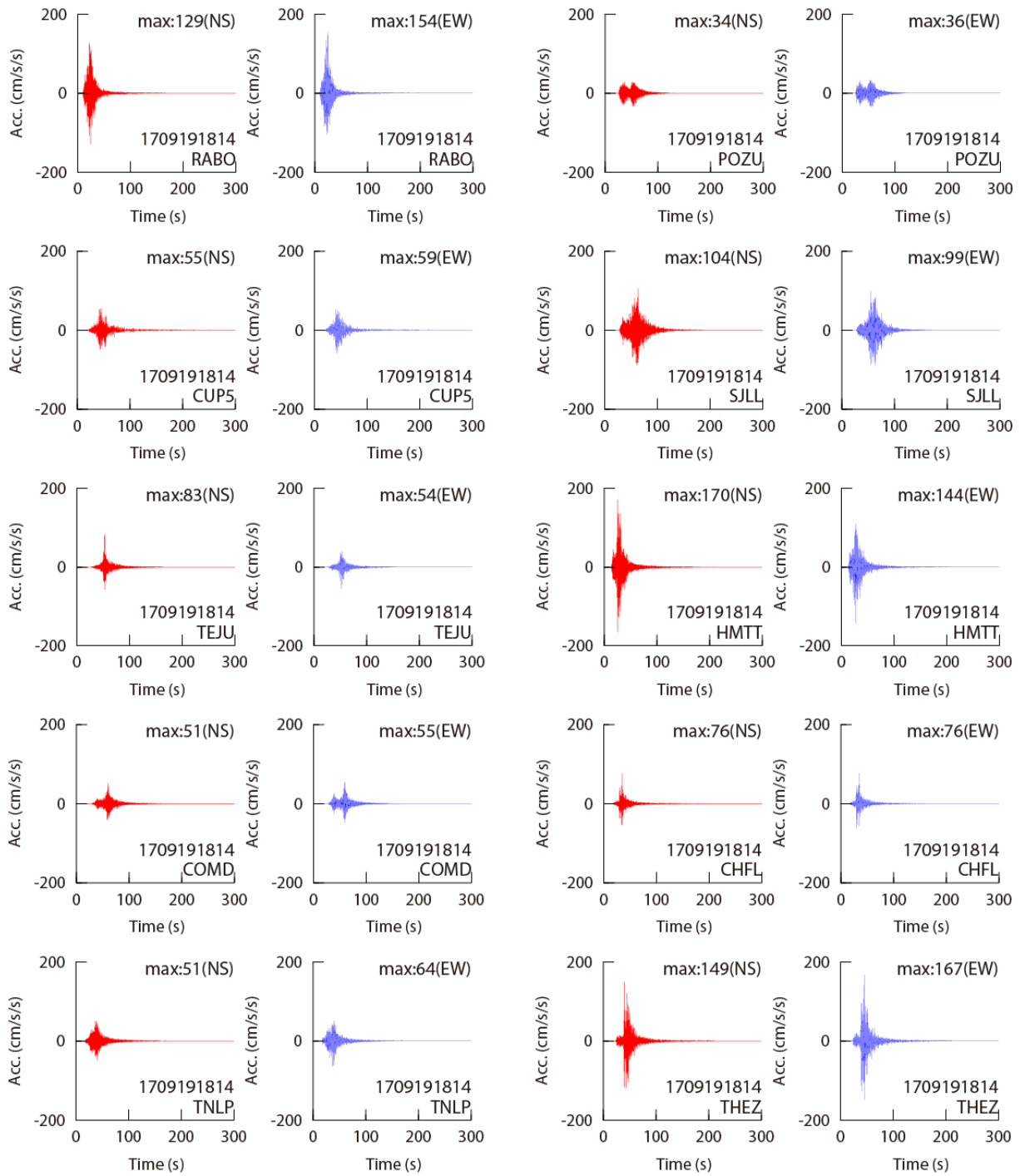


図3.1.3-2 2017年メキシコPuebla地震の本震（2017年9月19、 M_W 7.1）の加速度時刻歴

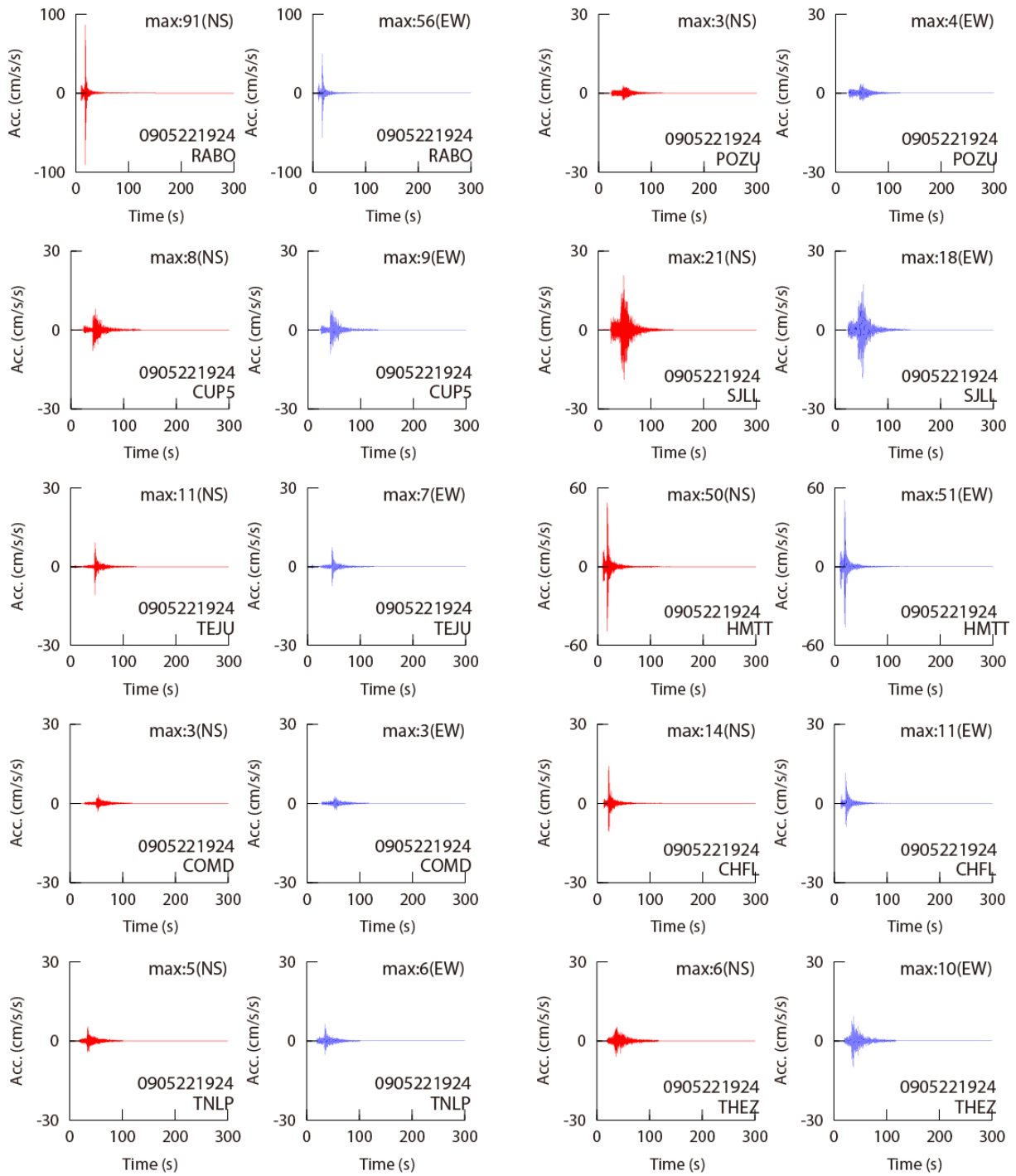


図3.1.3-3 2017年メキシコPuebla地震の前震（2009年5月22日、 M_W 5.6）の加速度時刻歴

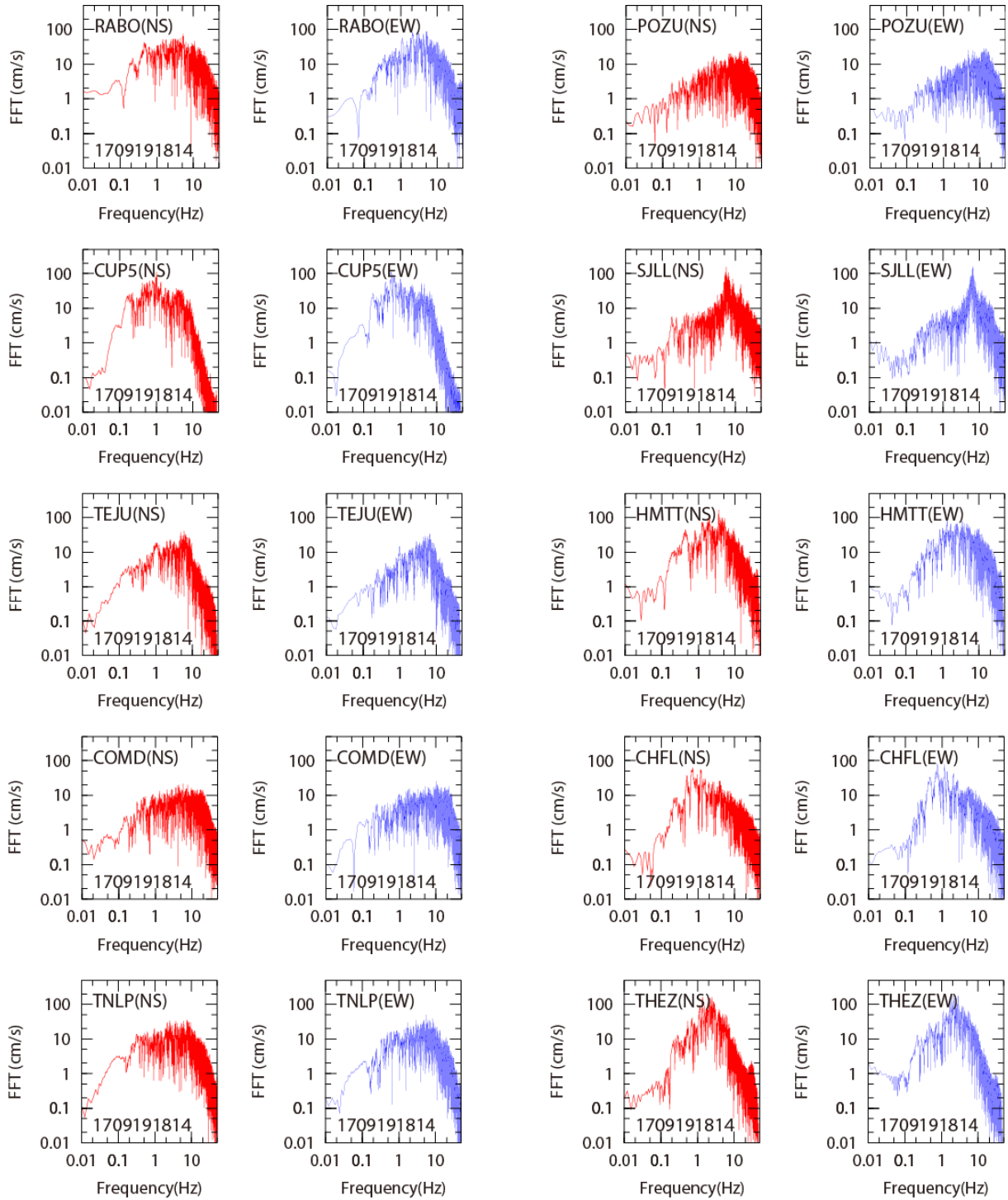


図3.1.3-4 2017年メキシコPuebla地震の本震（2017年9月19、 M_W 7.1）の加速度フーリエスペクトル

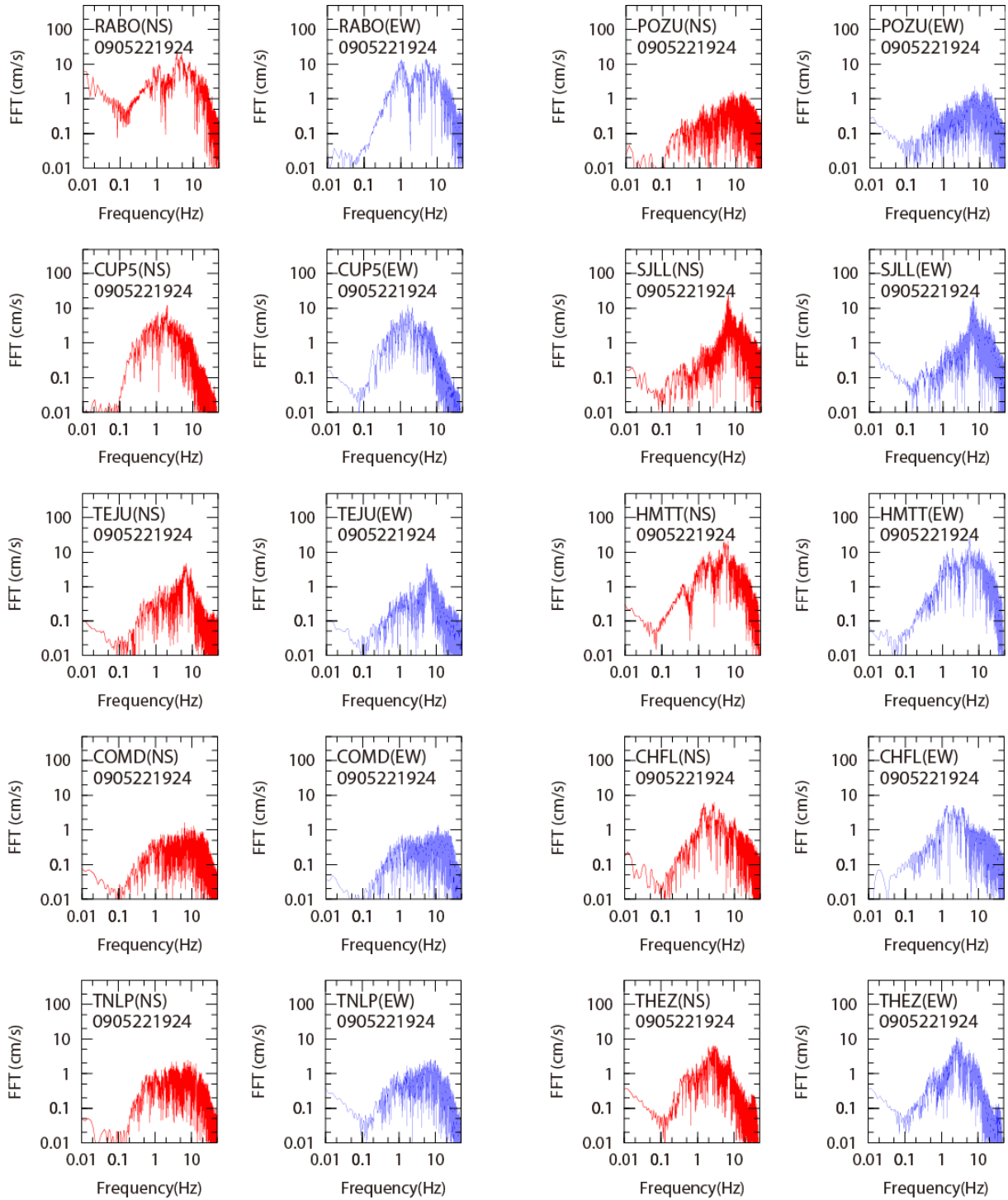


図 3.1.3-5 2017 年メキシコ Puebla 地震の前震（2009 年 5 月 22 日、 M_w 5.6）の加速度フーリエスペクトル

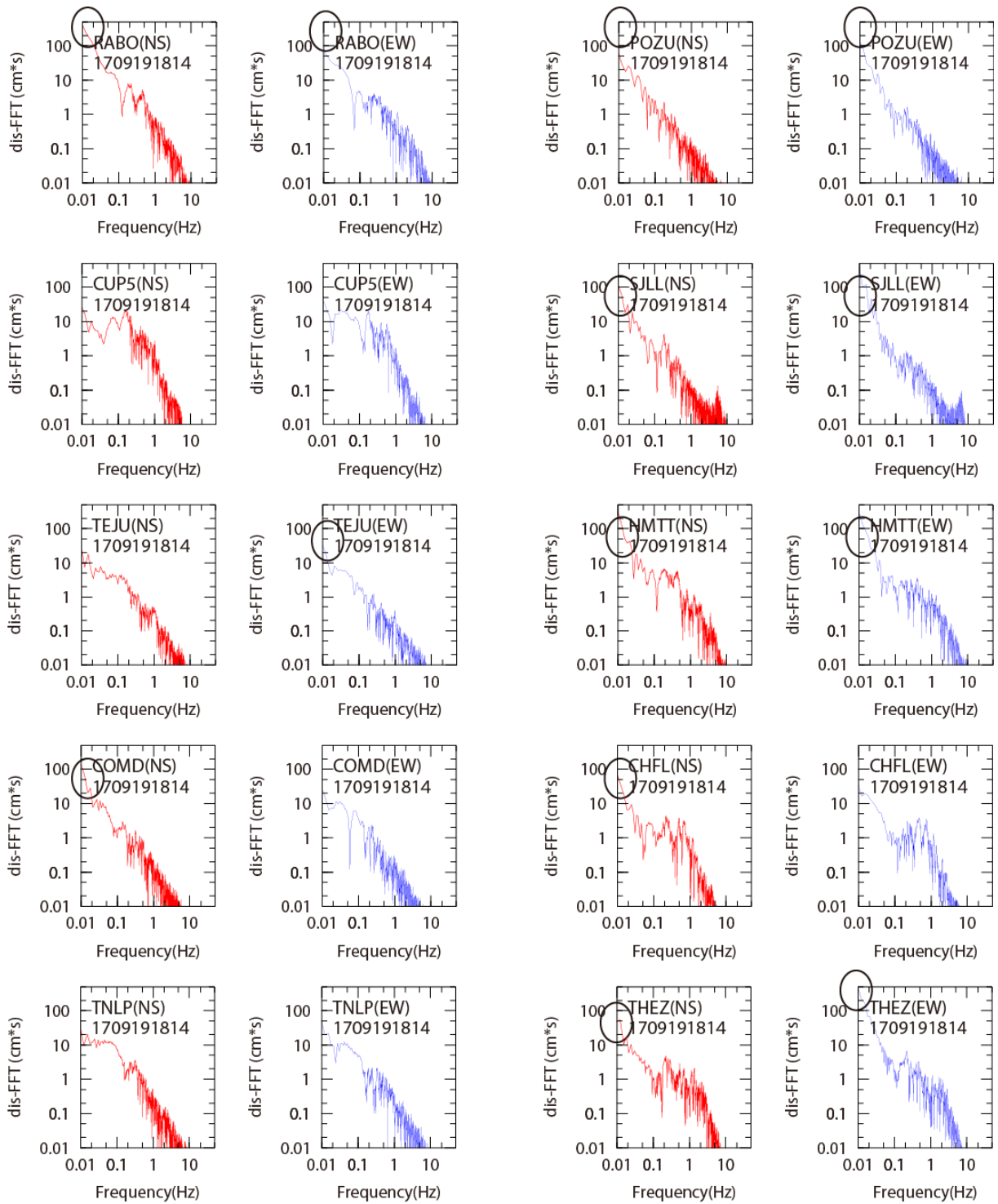


図3.1.3-6 2017年メキシコPuebla地震の本震（2017年9月19、 M_W 7.1）の変位フーリエスペクトル

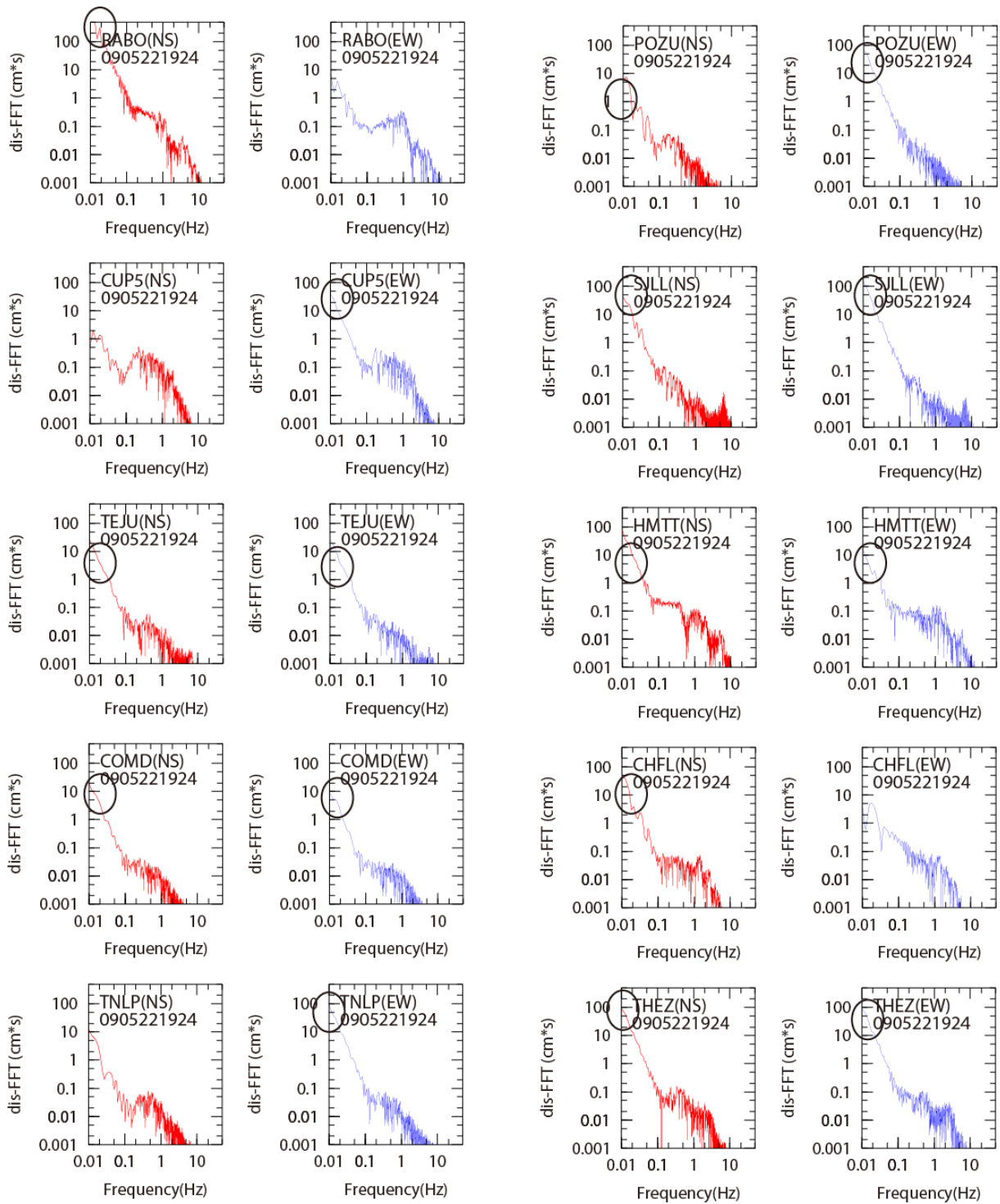


図3.1.3-7 2017年メキシコPuebla地震の前震（2009年5月22日、 M_W 5.6）の変位フーリエスペクトル

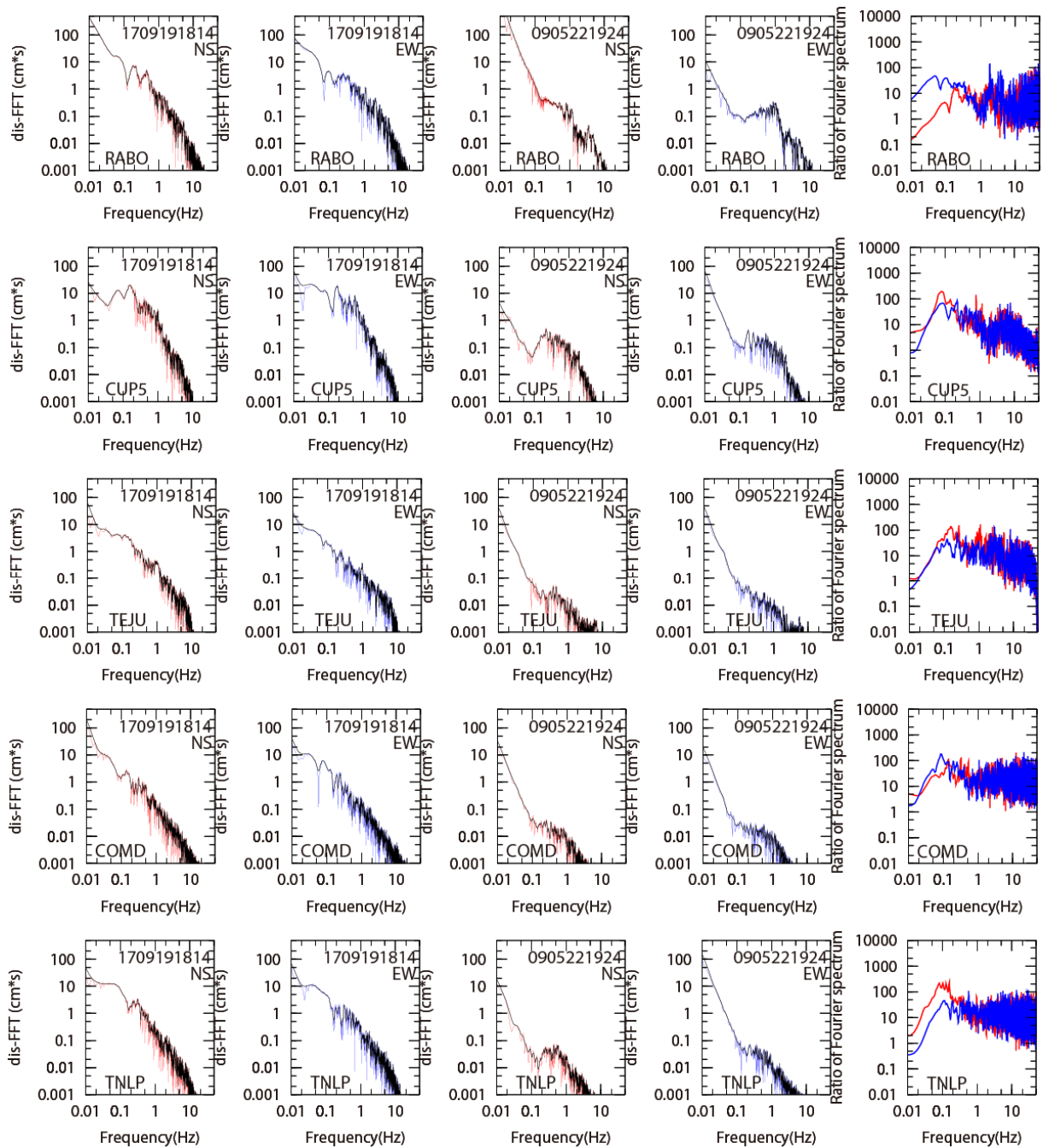


図3.1.3-8 2017年メキシコPuebla地震の本震 ($M_w 7.1$) と前震 ($M_w 5.6$) の変位フーリエスペクトルとフーリエスペクトルの比

(左から順番に、本震のNS、EW成分、前震のNS、EW成分、本震と前震との比：距離補正済) (黒線：スムージング処理後のスペクトル)

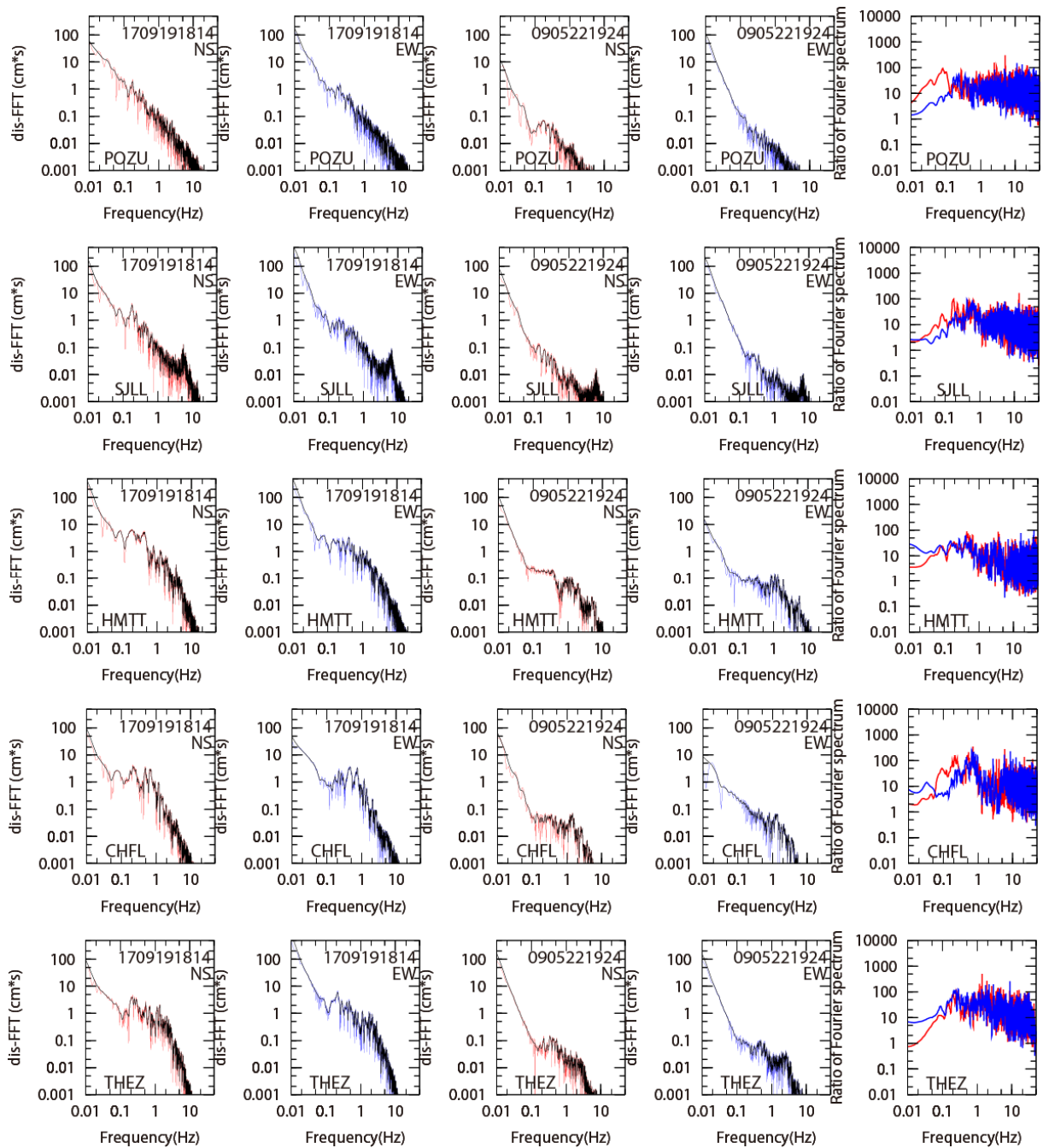


図3.1.3-8 2017年メキシコPuebla地震の本震 (M_w 7.1) と前震 (M_w 5.6) の変位フーリエスペクトルとフーリエスペクトルの比

(左から順番に、本震のNS、EW成分、前震のNS、EW成分、本震と前震との比：距離補正済) (黒線：スムージング処理後のスペクトル) (つづき)

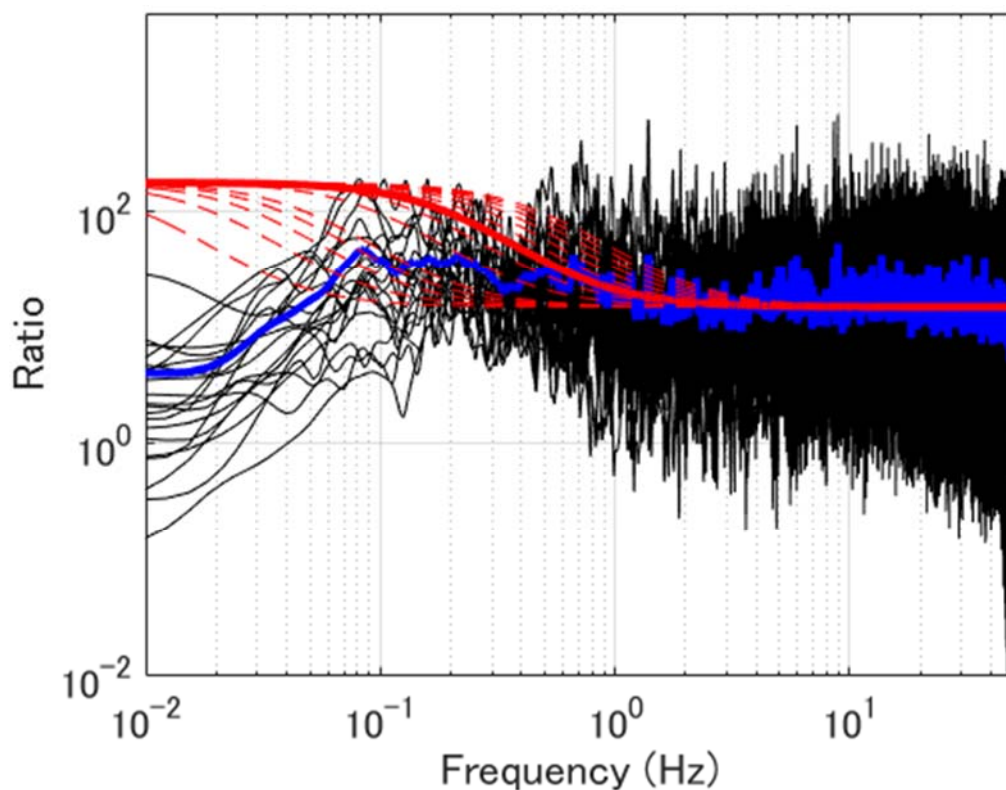


図3.1.3-9 2017年メキシコPuebla地震の本震 (M_w 7.1) と前震 (M_w 5.6) の変位フーリエスペクトルとフーリエスペクトルの比 (距離、 Q 値、 f_{max} 補正済)
 (黒線：観測記録、青線：観測記録の平均値、赤点線：フィッティングのパラスタ、赤太線：最適フィッティング結果)

表 3.1.3-2 経験的グリーン関数法用のパラメータ

経験的 グリーン関数法用の パラメータ	長周期側 の比率 CN^3	短周期側 の比率 CN	重ね 合わせ数 N	応力降下 量の比 C	前震のコー ナー振動数 f_c (Hz)
本震(M_w 7.1)/ 前震(M_w 5.6)	178	15	3.4 ≒ 3	4.4	0.69

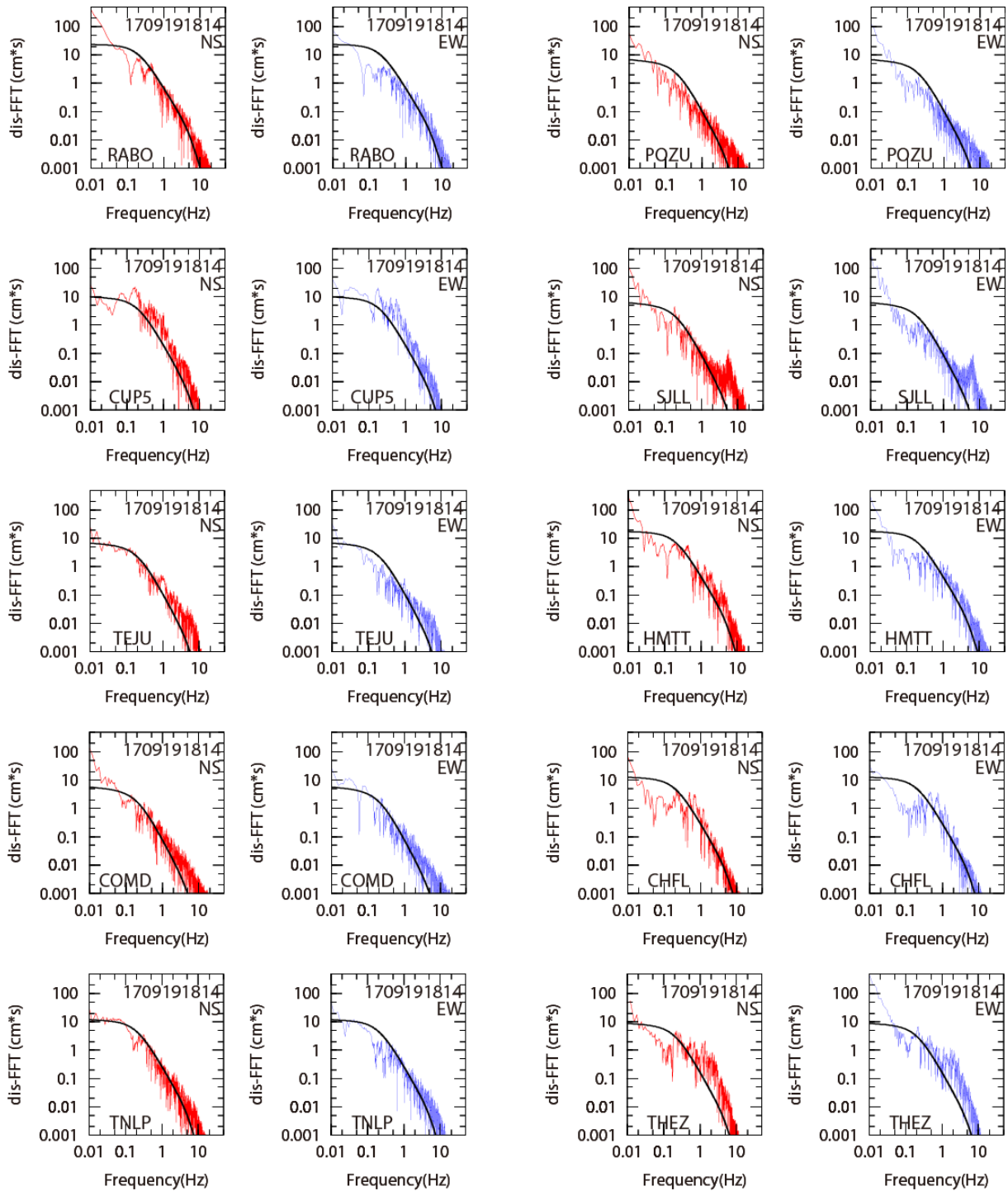


図3.1.3-10 2017年メキシコPuebla地震の本震（2017年9月19、 M_w 7.1）の変位フーリエスペクトルと理論スペクトルとの比較

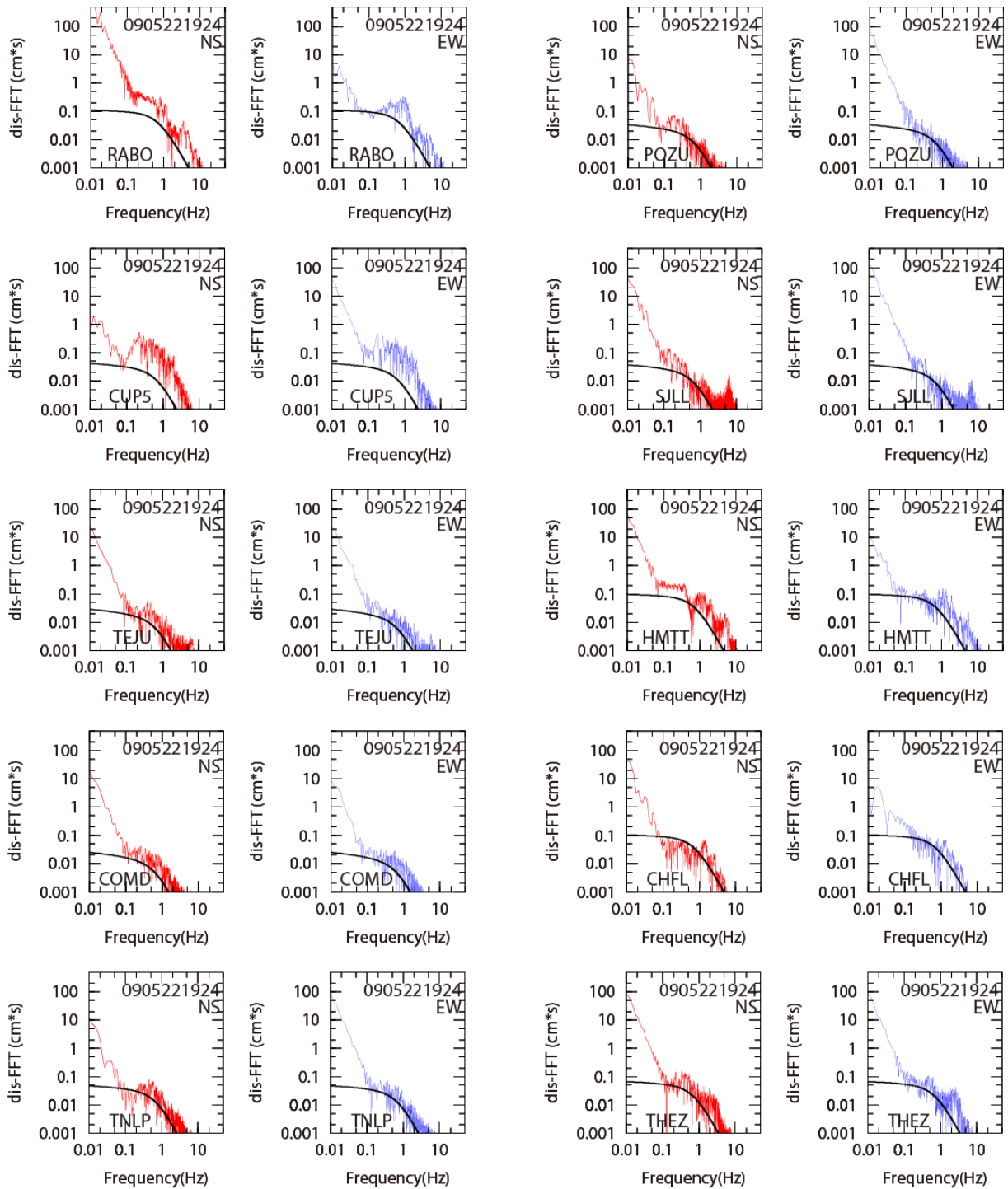


図3.1.3-11 2017年メキシコPuebla地震の前震（2009年5月22日、 M_W 5.6）の変位フーリエスペクトルと理論スペクトルとの比較

(4) 等価クラックモデルおよび断層パラメータ

断層パラメータの設定では、2017年メキシコ Puebla 地震の経験的グリーン関数法用のパラメータの見積り結果（図 3.1.3-9、表 3.1.3-2）を参照に、ターゲットの地震のモーメントマグニチュード $M_{wl}=7.8$ 、要素地震のモーメントマグニチュード $M_{ws}=5.6$ 、要素地震のコーナー振動数 $f_{cs}=0.69\text{Hz}$ 、ターゲットの地震と要素地震の短周期側のフーリエスペクトルの比 $CN=15$ （うち、経験的グリーン関数法による波形合成時に用いる重ね合わせ数 $N=3$ 、ターゲットの地震と要素地震の応力降下量の比 $C=4.4$ ）の4つのパラメータを与条件として、要素地震とターゲットの地震の断層パラメータを設定した。

まず、Kanamori (1977) による(3.1.3-1)式より、要素地震のモーメントマグニチュード M_{ws} から、地震モーメント M_{0s} を算出した。

$$M_{0s}[\text{N}\cdot\text{m}] = 10^{1.5M_{ws}+9.1} \quad (3.1.3-1)$$

次に、Brune (1970) の ω^{-2} モデルを仮定した場合の、(3.1.3-2)式によるコーナー振動数の値と、円形クラックの平均応力降下量を求める(3.1.3-3)式を用いて、要素地震の断層面積 S_s 、および要素地震の応力降下量 $\Delta\sigma_s$ を算定した。

$$f_{cs} = \beta\sqrt{(7/16)/S_s} = 0.69\text{Hz} \quad (3.1.3-2)$$

$$\Delta\sigma_s = (7/16)M_{0s} / (S_s / \pi)^{1.5} \quad (3.1.3-3)$$

要素地震の応力降下量 $\Delta\sigma_s$ が求まったので(3.1.3-4)式の値よりターゲットの地震の応力降下量 $\Delta\sigma_l$ が求まる。

$$\Delta\sigma_l / \Delta\sigma_s = C = 4.4 \quad (3.1.3-4)$$

また、ターゲットの地震の M_{wl} から M_{0l} を求めたのち(3.1.3-4)式、 M_{0l} および応力降下量 $\Delta\sigma_l$ から円形クラックの(3.1.3-6)式で断層面積 S_l が求まり、 $L_l=W_l$ とすると、(3.1.3-7)式より L_l と W_l が求まる。

$$M_{0l}[\text{N}\cdot\text{m}] = 10^{1.5M_{wl}+9.1} \quad (3.1.3-5)$$

$$\Delta\sigma_l = (7/16)M_{0l} / (S_l / \pi)^{1.5} \quad (3.1.3-6)$$

$$S_l = L_l \times W_l \quad (3.1.3-7)$$

ターゲットの地震の平均すべり量 D_l は下記の(3.1.3-8)式より算定した。ここに、剛性率 μ は震源インバージョン解析を参考に、 $5.7 \text{ E}+10 \text{ N/m}^2$ と仮定した。

$$M_{0l} = \mu D_l S_l \quad (3.1.3-8)$$

同様に、(3.1.3-9)式より、要素地震の平均すべり量 D_s を算定した。

$$M_{0s} = \mu D_s S_s \quad (3.1.3-9)$$

(3.1.3-10)式は円形クラックモデルを念頭においた Brune (1970) による経験式であるが、のちに Boatwright (1988) が断層の動学的破壊シミュレーションよりアスペリティモデルにも適用できることを示した式である。(3.1.3-10)式よりターゲットの地震の短周期レベルを算出できる。

$$A_l = 4\pi\beta^2 (S_l / \pi)^{1/2} \Delta\sigma_l \quad (3.1.3-10)$$

以上より設定したターゲットの地震の等価クラックモデルの断層パラメータを表 3.1.3-3 に、要素地震の断層パラメータを表 3.1.3-4 に示す。また、ターゲットの地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係を図 3.1.3-10 に、ターゲットの地震の等価クラックモデルの震源モデルを図 3.1.3-11 に示す。破壊伝播速度は $V_R=0.72\beta$ 、破壊開始点は震源インバージョン解析結果を参考に設定した。

表 3.1.3-3 2017年メキシコ Puebla 地震（ターゲットの地震）の等価クラックモデルの断層パラメータ

ターゲットの地震の断層パラメータ		設定方法
モーメントマグニチュード M_{Wt}	7.1	本研究
地震モーメント M_{0t} (N・m)	5.62E+19	$M_{0t}[\text{N}\cdot\text{m}] = 10^{(1.5M_{Wt}+9.1)}$
平均応力降下量 $\Delta\sigma_t$ (MPa)	48	$\Delta\sigma_t = C \Delta\sigma_s$
断層面積 S_t (km ²)	202	$S_t = \pi (7/16 * M_{0t} / \Delta\sigma_t)^{2/3}$
平均すべり量 D_t (m)	4.9	$D_t = M_{0t} / (\mu S_t)$, ここに μ は $5.7 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ と仮定した。
コーナー振動数 f_{ct} (Hz)	0.20	$f_{ct} = \beta \text{sqrt}(7/16/S_t)$, ここに β は 4.3km/s と仮定した。
短周期レベル A_t (N・m/s ²)	8.88E+19	$A_s = 4\pi\beta^2 (S_s/\pi)^{1/2} \Delta\sigma_s$

表 3.1.3-4 2017年メキシコ Puebla 地震の前震（要素地震）の断層パラメータ

要素地震の断層パラメータ		設定方法
モーメントマグニチュード M_{Ws}	5.6	本研究
地震モーメント M_{0s} (N・m)	3.16E+17	$M_{0s}[\text{N}\cdot\text{m}] = 10^{(1.5M_{Ws}+9.1)}$
応力降下量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	10.9	$\Delta\sigma_s = (7/16) [(M_{0s}/(S_s/\pi)^{1.5}]$
断層面積 S_s (km ²)	17	$S_s = (7/16) (\beta/f_{cs})^2$, ここに β は 4.3km/s とした。
平均すべり量 D_s (m)	0.3	$D_s = M_{0s} / (\mu S_s)$, ここに μ は $5.7 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ とした。
コーナー振動数 f_{cs} (Hz)	0.69	本研究
短周期レベル A_s (N・m/s ²)	5.92E+18	$A_s = 4\pi\beta^2 (S_s/\pi)^{1/2} \Delta\sigma_s$

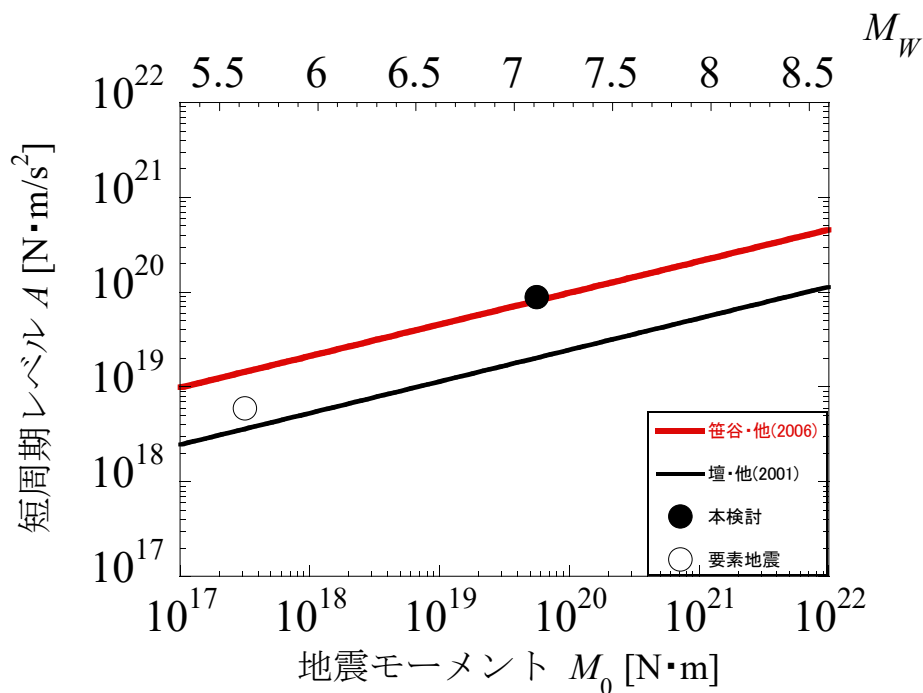


図3.1.3-10 2017年メキシコPuebla地震の地震モーメントと短周期レベルとの関係

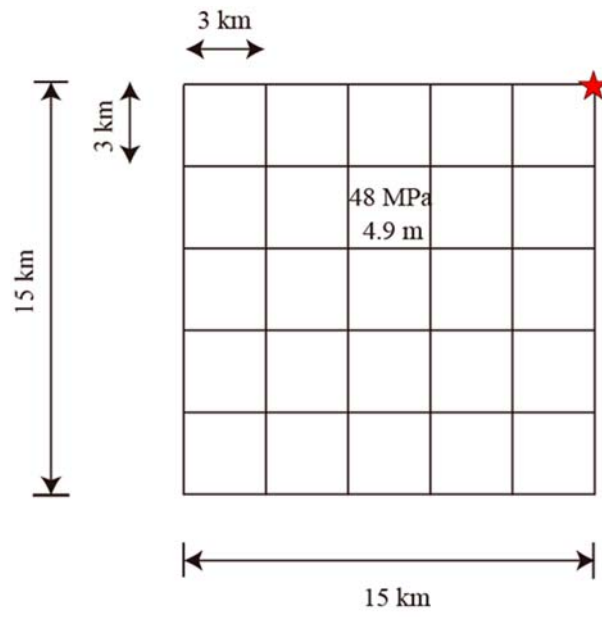


図 3.1.3-11 2017 年メキシコ Puebla 地震（ターゲットの地震）の等価クラックモデル

3.1.4 2017年メキシコ Puebla の地震動再現解析

Dan *et al.* (1989) による経験的グリーン関数法を用いて、2017年メキシコ Puebla の地震動再現解析を行った。図 3.1.4-1 に 2017年メキシコ Puebla (ターゲットの地震) の等価クラックモデルによる断層面と要素地震の震央の位置を示す。図中、星印(★印)は等価クラックモデルの破壊開始点で、三角印は計算地点である。

2017年メキシコPueblaの各観測点における等価クラックモデルによる合成結果を図3.1.4-2～図3.1.4-11に示す。上から順番に、各観測点における加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴および減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを示す。

大半の計算点で得られた地震動解析結果(黒線)は、2017年メキシコ Puebla の観測記録(赤線)による1秒以下の短周期側の地震動を概ねよく再現できていることがわかった。なお、一部の観測点において、解析結果が観測記録を大きく上回る結果となっているが、地盤の非線形や、1つの等価クラックで断層をモデル化していることなどが影響している可能性がある。

今後、震源インバージョン結果で示している大すべり域を参照に、複数の等価クラックでモデル化した場合について検討してみる必要がある。また、アスペリティモデルを用いた、強震動予測レシピの適用性に関する検証解析も必要である。

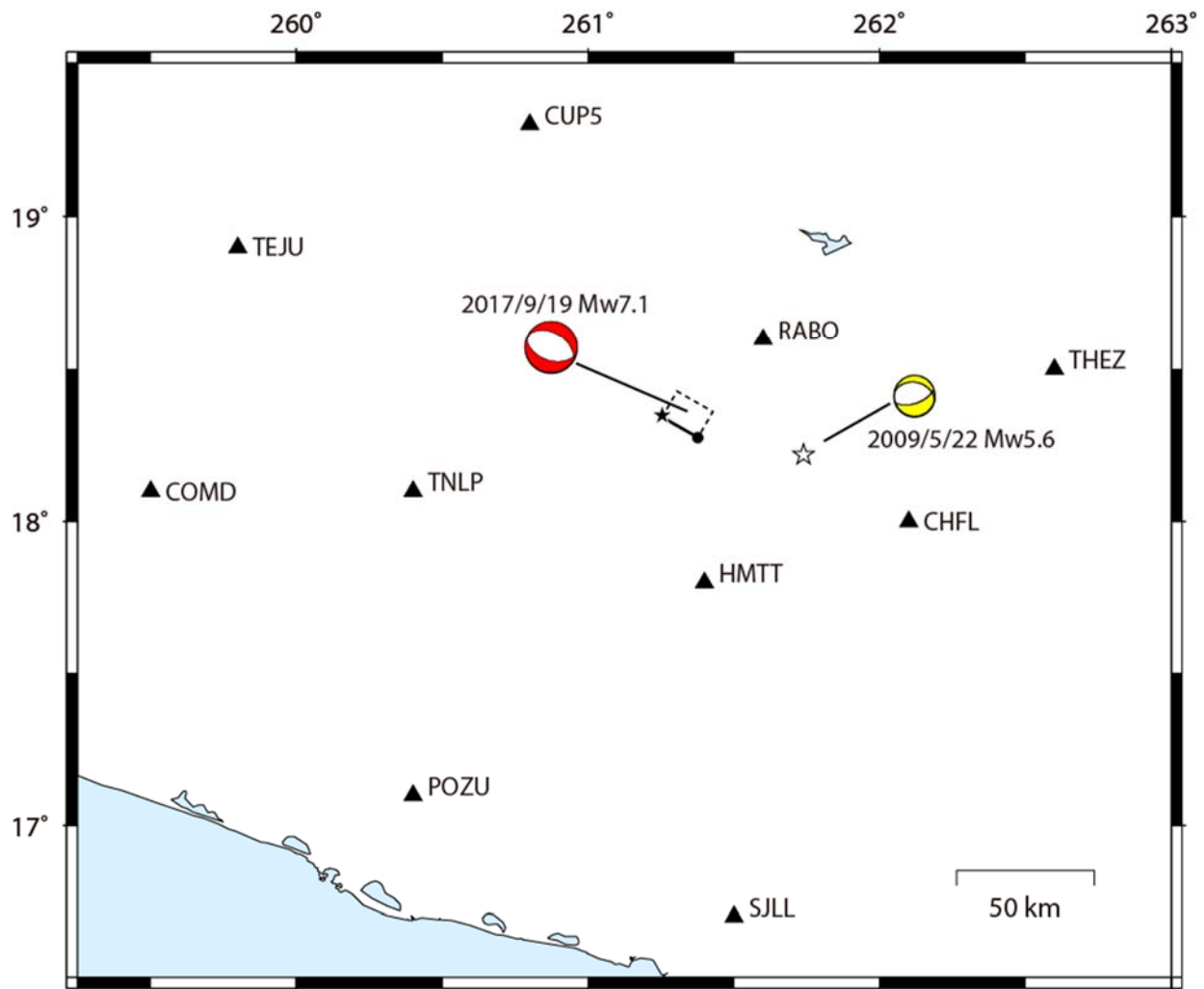


図3.1.4-1 2017年メキシコPueblaの本震の等価クラックモデル(四角形)と破壊開始点(★印)とメカニズム解、要素地震の震央位置(☆印)とメカニズム解および観測点(▲印)の位置

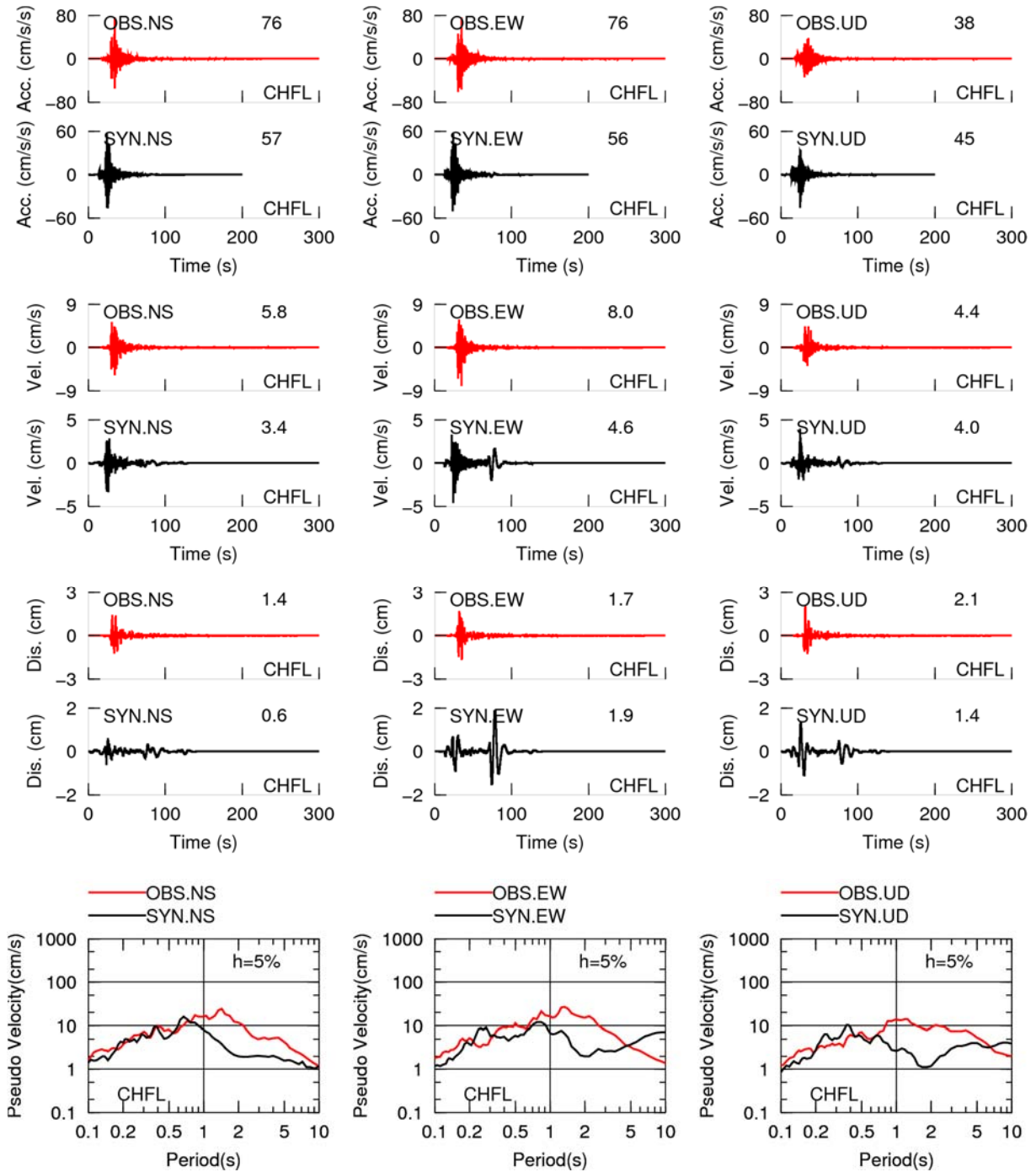


図3.1.4-2 2017年メキシコPueblaのCHFL観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

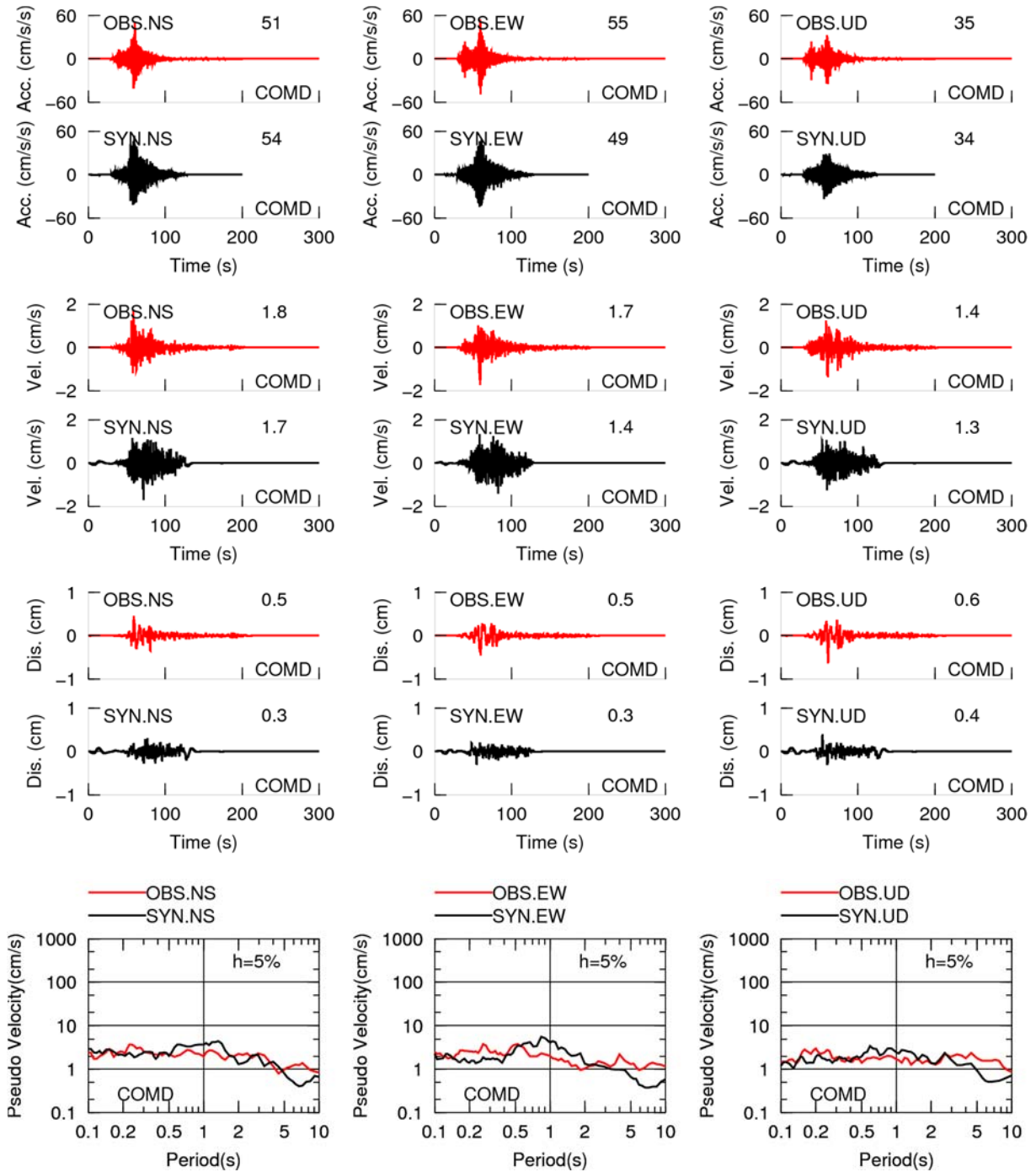


図3.1.4-3 2017年メキシコPueblaのCOMD観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

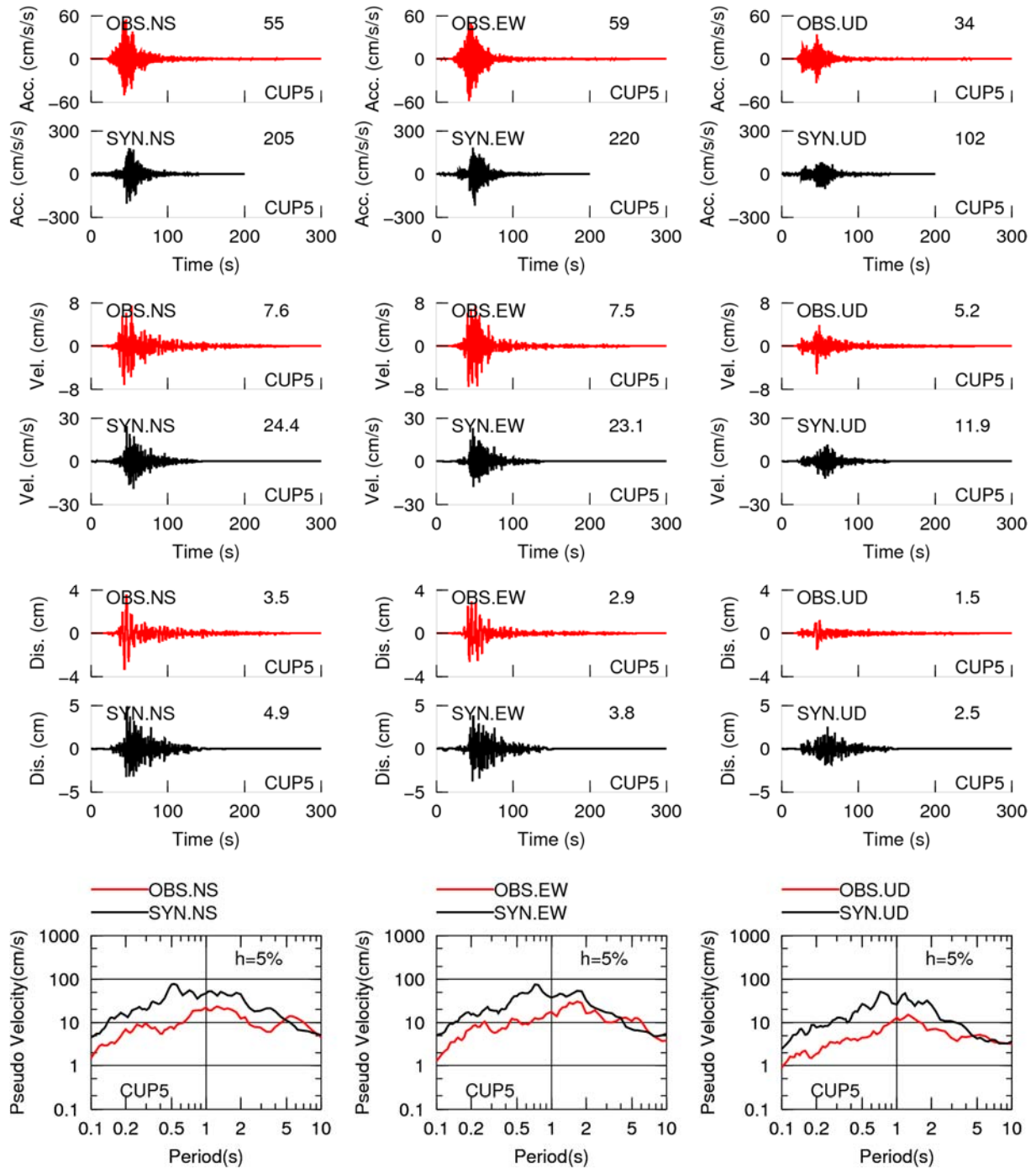


図3.1.4-4 2017年メキシコPueblaのCUP5観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

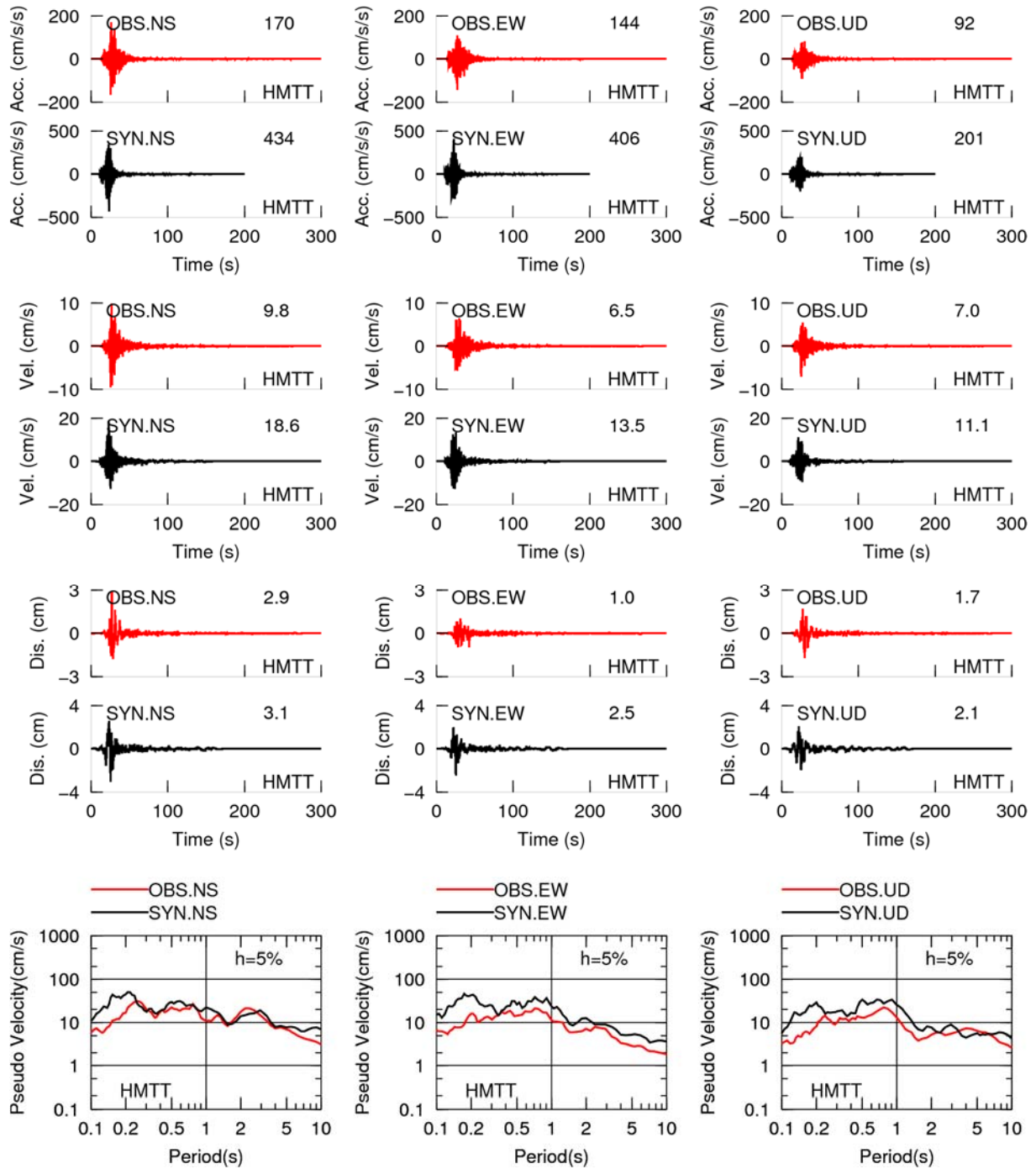


図3.1.4-5 2017年メキシコPueblaのHMTT観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

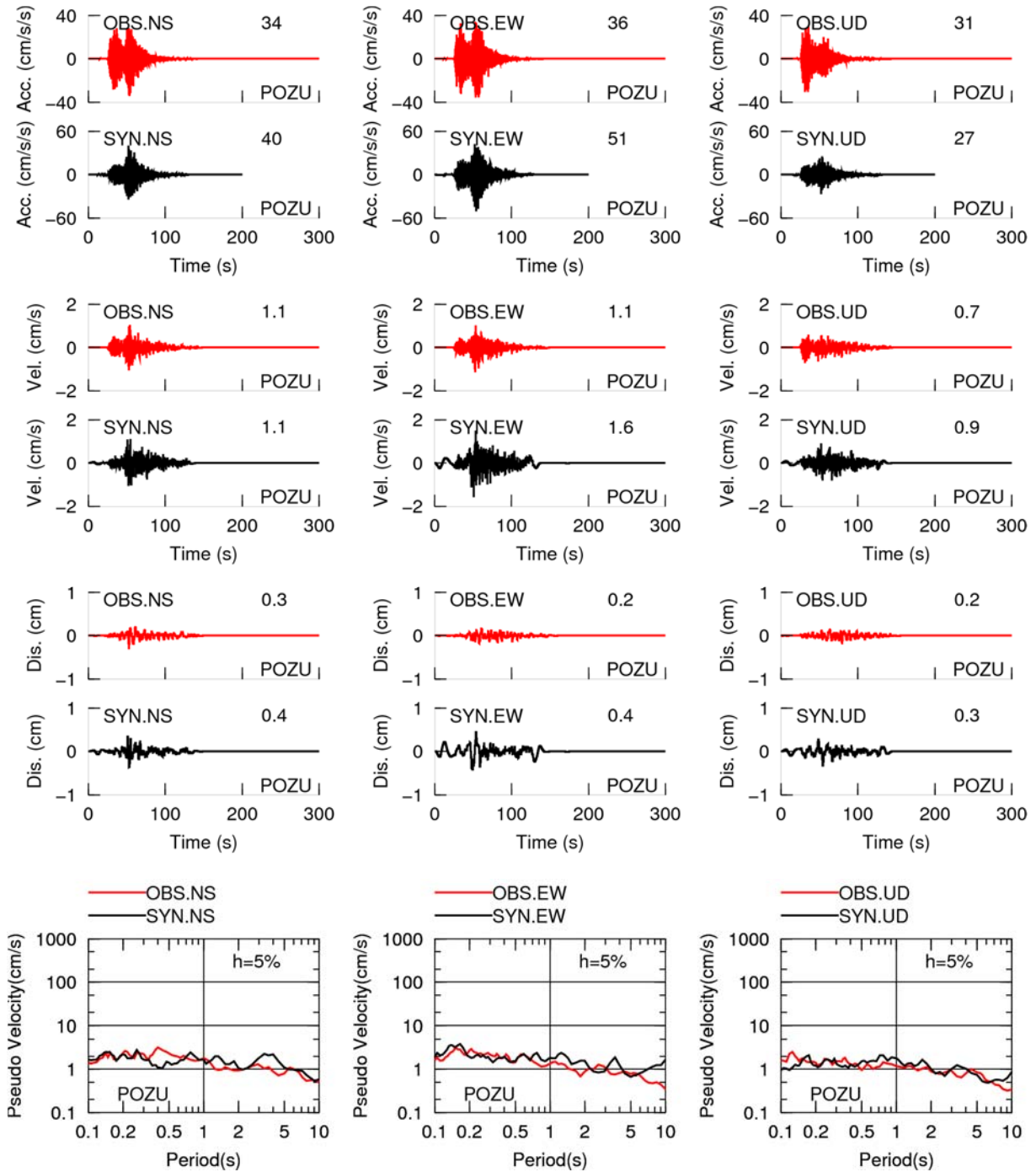


図3.1.4-6 2017年メキシコPueblaのPOZU観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

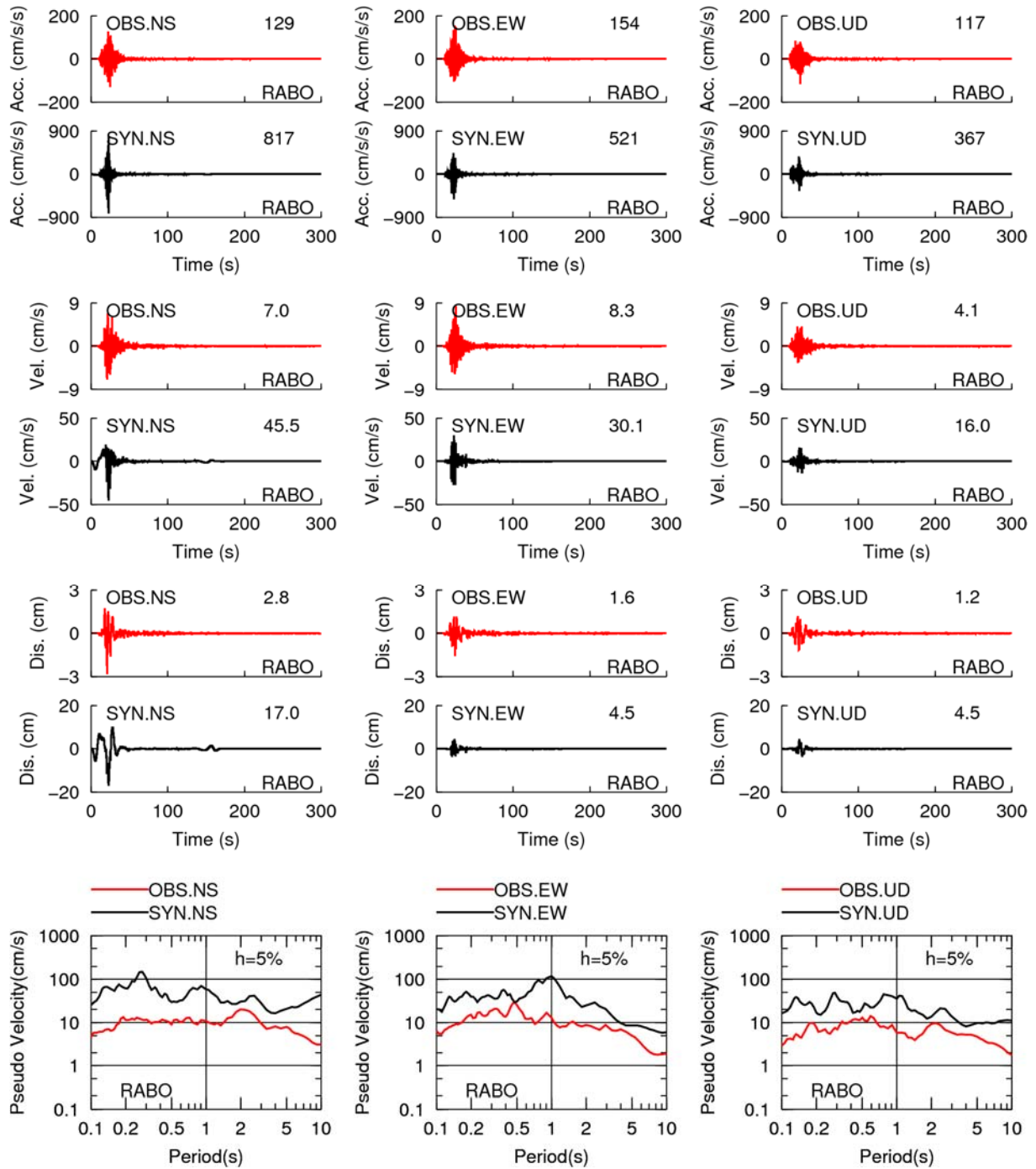


図3.1.4-7 2017年メキシコPueblaのRABO観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

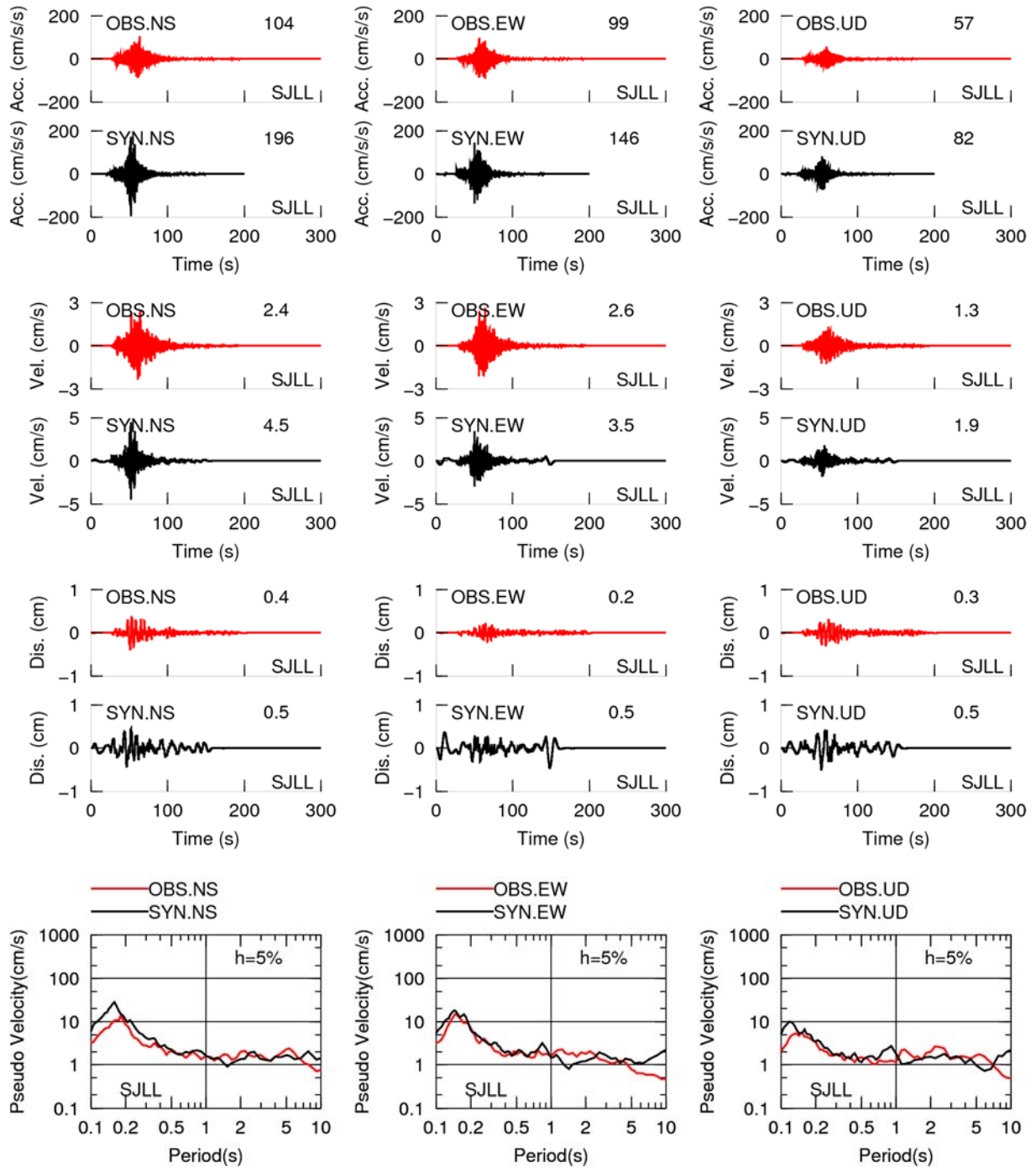


図3.1.4-8 2017年メキシコPueblaのSJLL観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

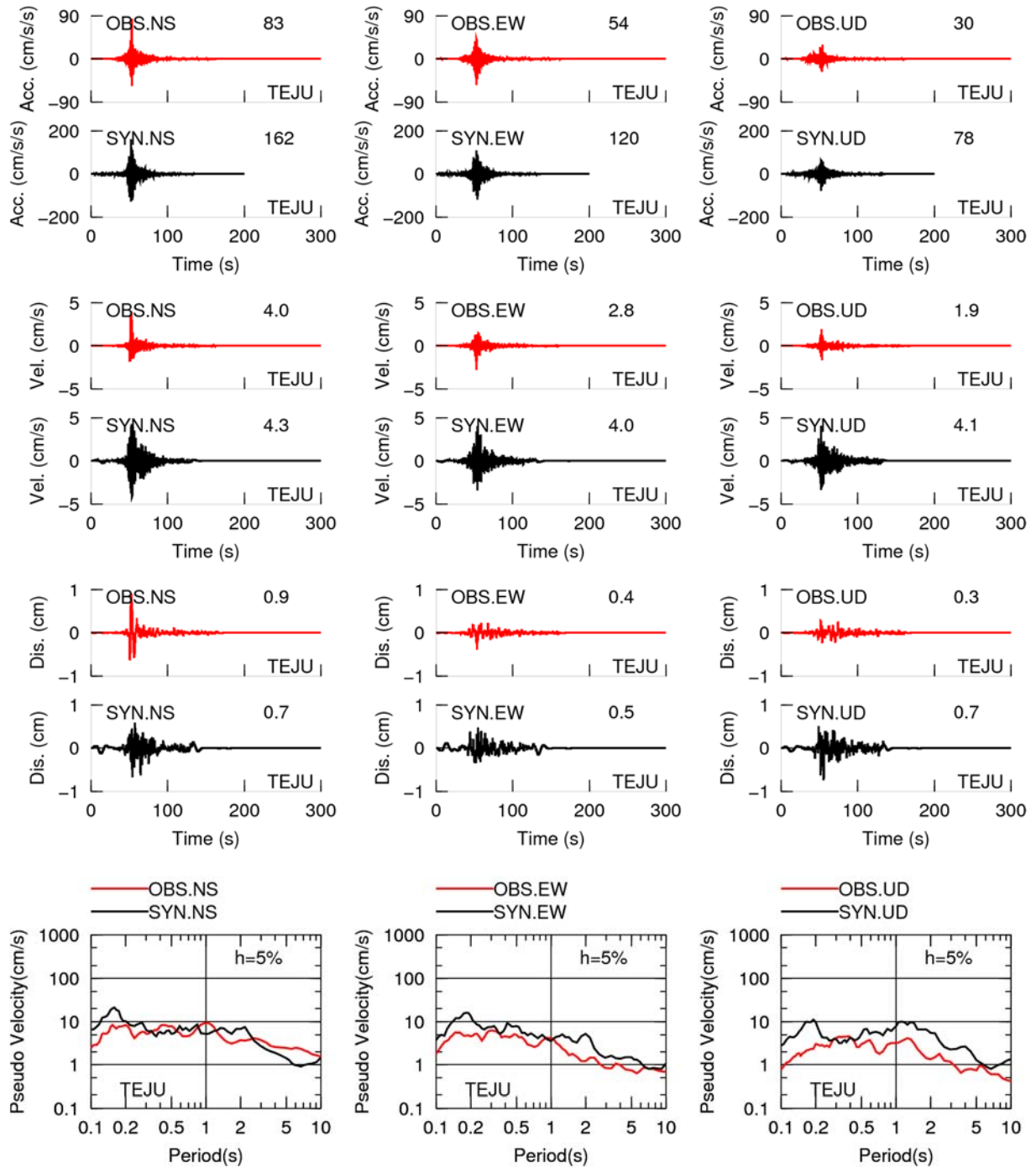


図3.1.4-9 2017年メキシコPueblaのTEJU観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

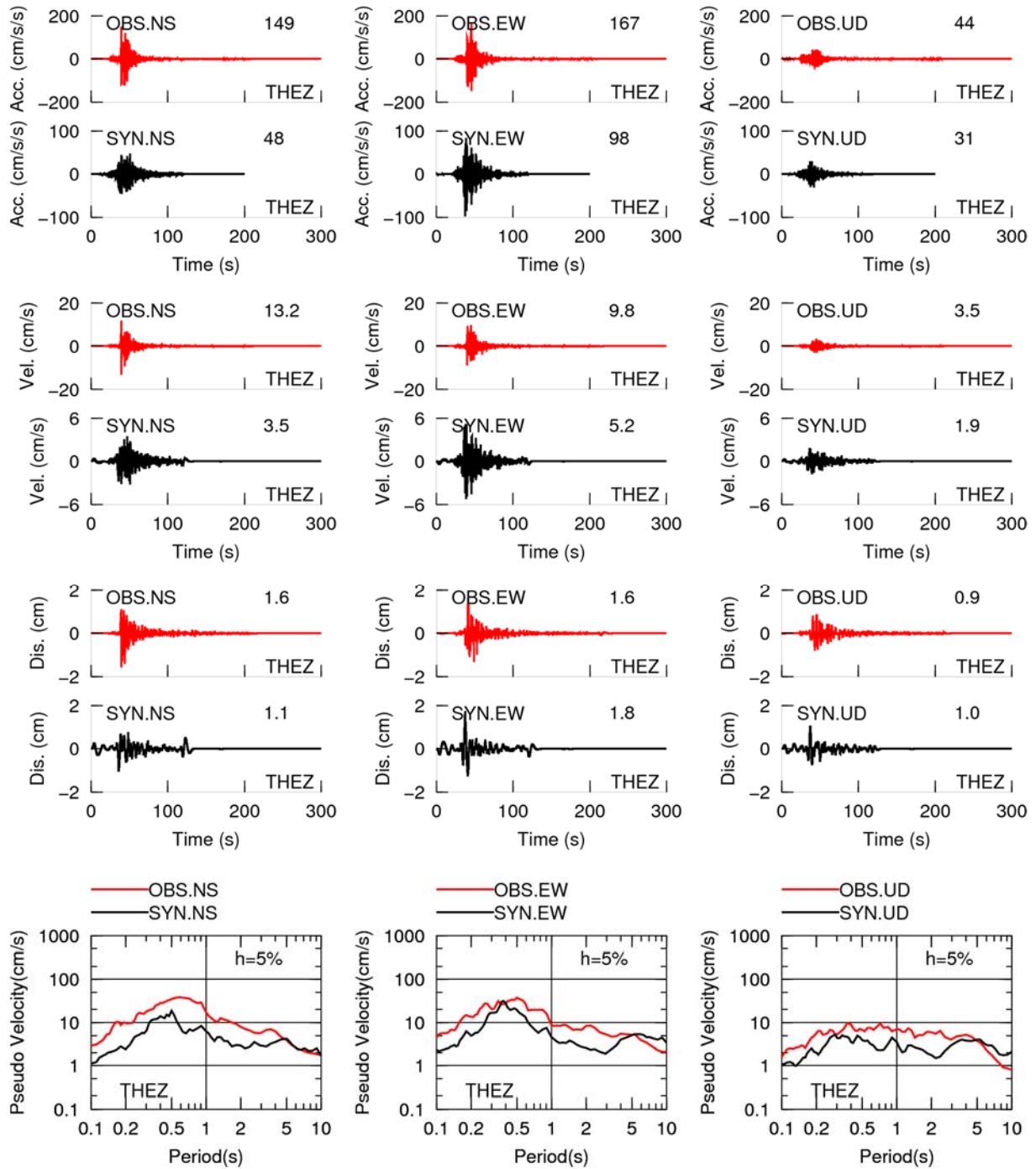


図3.1.4-10 2017年メキシコPueblaのTHEZ観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

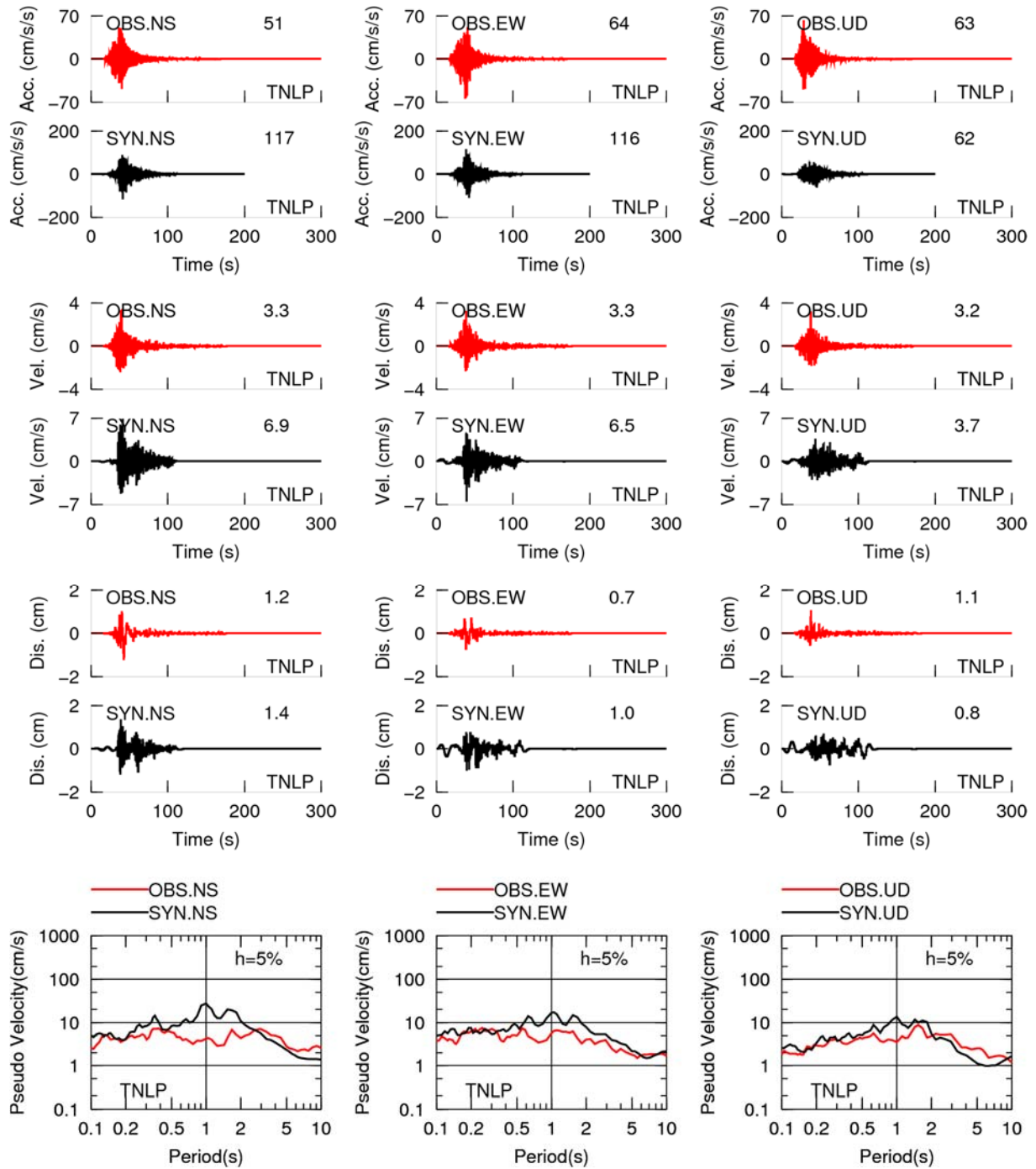


図3.1.4-11 2017年メキシコPueblaのTNLP観測点における等価クラックモデルによる合成結果（上段から、加速度時刻歴、速度時刻歴、変位時刻歴、擬似速度応答スペクトル）

3.1.5 2018年アラスカ Anchorage 地震の地震観測記録の収集及び波形処理

図 3.1.5-1 のように、2018 年 11 月 30 日 17 時 29 分（世界標準時）、米国アラスカ州の最大都市 Anchorage 付近の深さ約 50 km を震源とする M_w 7.1 の地震（以降、Anchorage 地震とする）が発生した。この地震は、南側から北アメリカプレートの下に潜りこむ太平洋プレートもしくは Yakutat マイクロプレートの内部で発生した正断層型のスラブ内地震である。この地震による犠牲者こそ出なかったものの、負傷者は 100 名以上にのぼったほか、道路等の社会インフラや建物に多数の被害が確認された。

この地震において United States National Strong-Motion Network や Alaska Regional Network の両ネットワークで観測された加速度波形記録を、Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) のウェブサイト http://ds.iris.edu/wilber3/find_stations/10976411 から入手した。表 3.1.5-1 に収集した波形記録の観測点位置を、図 3.1.5-2 に各観測点のバンドパスフィルタ無の加速度波形およびそのフーリエスペクトルを示す。なお、各波形における時刻 0 秒は発震時刻を表す。また、フーリエスペクトルはバンド幅 0.1 Hz の Parzen window で平滑化している。

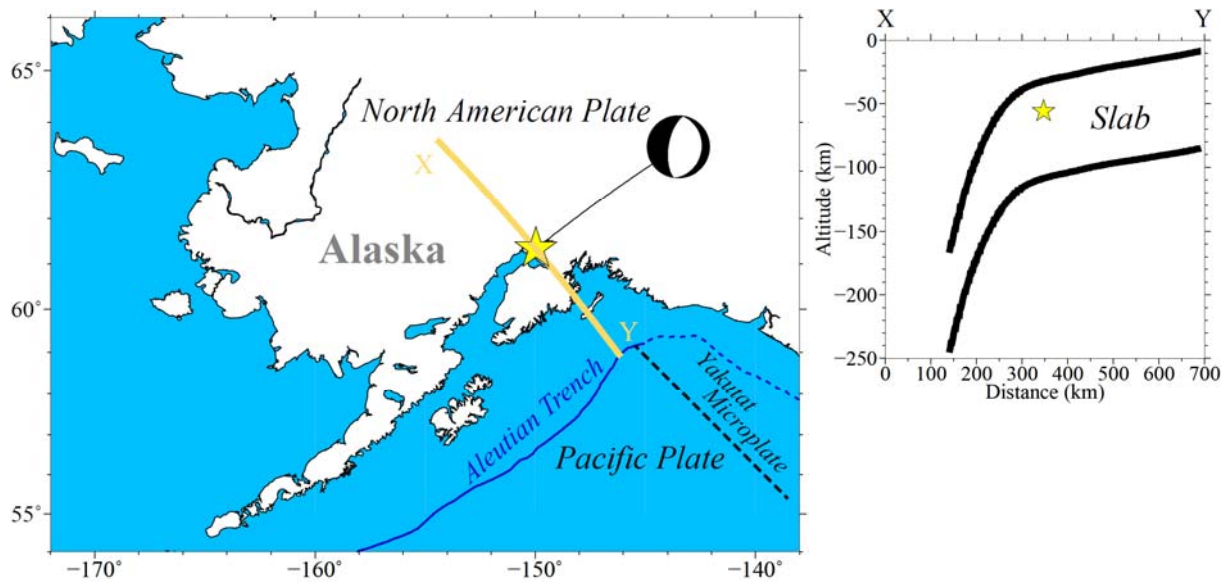


図 3.1.5-1 2018 年米国アラスカ州 Anchorage 地震の発生位置（黄色星）。

表 3.1.5-1 収集した波形記録の観測点リスト

観測点名	経度 (°W)	緯度 (°N)
8011	149.7857	61.2090
8021	149.9095	61.1129
8025	149.8939	61.1471
8027	149.8892	61.1609
8028	149.7820	61.1925
8029	149.8501	61.1739
8030	149.8058	61.1795
8036	149.9657	61.1780
8037	149.9850	61.1562
8038	149.8827	61.2184
8047	149.8020	61.1885
ABBK	149.7156	61.1138
AHOU	149.7968	61.6320
ALUK	149.8156	61.1029
AMJG	149.3214	61.6191
ARTY	149.4375	61.3970
AWCH	149.4445	61.5822
CAPN	151.1539	60.7683
HOM	151.6515	59.6572
K203	149.7453	61.2201
K204	150.0115	61.1758
K205	149.9163	61.1994
K208	149.9216	61.1763
K209	149.7472	61.1846
K210	149.9310	61.1292
K211	149.8578	61.1491
K212	149.7934	61.1556
K213	149.8595	61.1128
K215	149.7521	61.0862
K217	149.5155	61.3960
K218	149.1332	61.5926
K220	150.0552	61.1540
K221	149.9512	61.1525
K222	149.8366	61.0876
K223	149.8675	61.2338
KNK	148.4585	61.4131
PWL	148.3334	60.8584
SAW	148.3316	61.8070
SKN	151.5317	61.9800
SSN	150.7467	61.4636

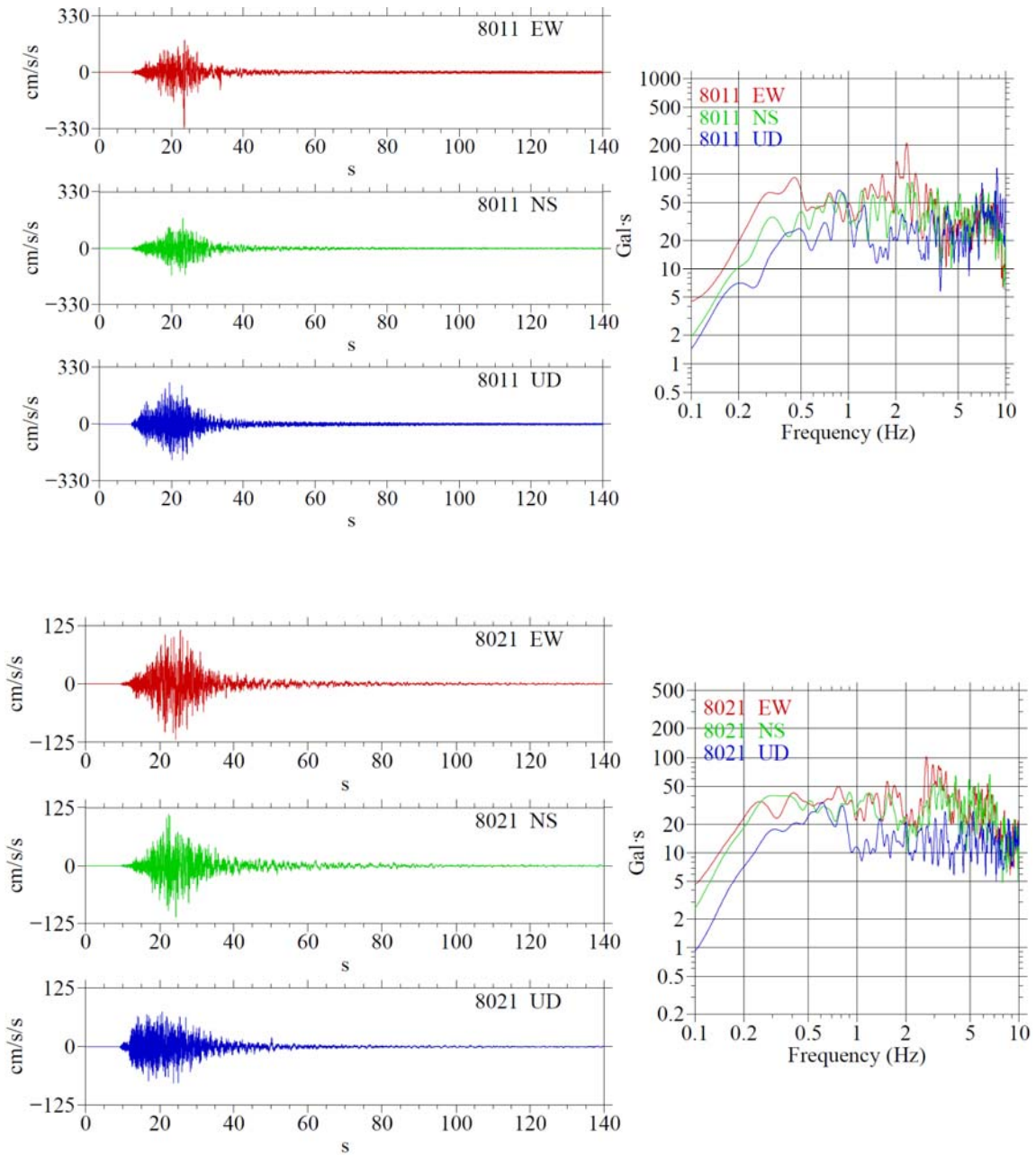


図 3.1.5-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右)

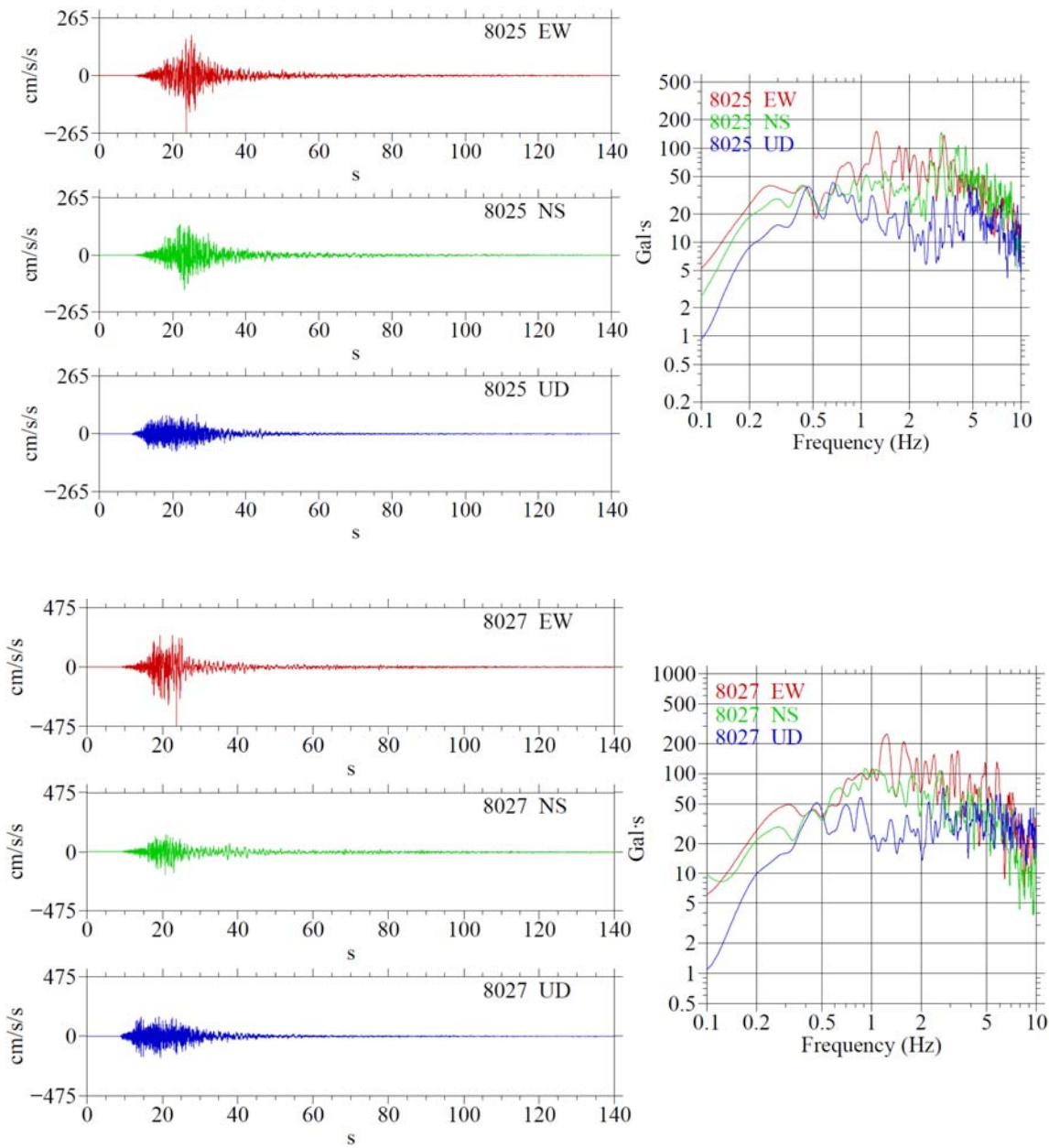


図 3.1.5-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

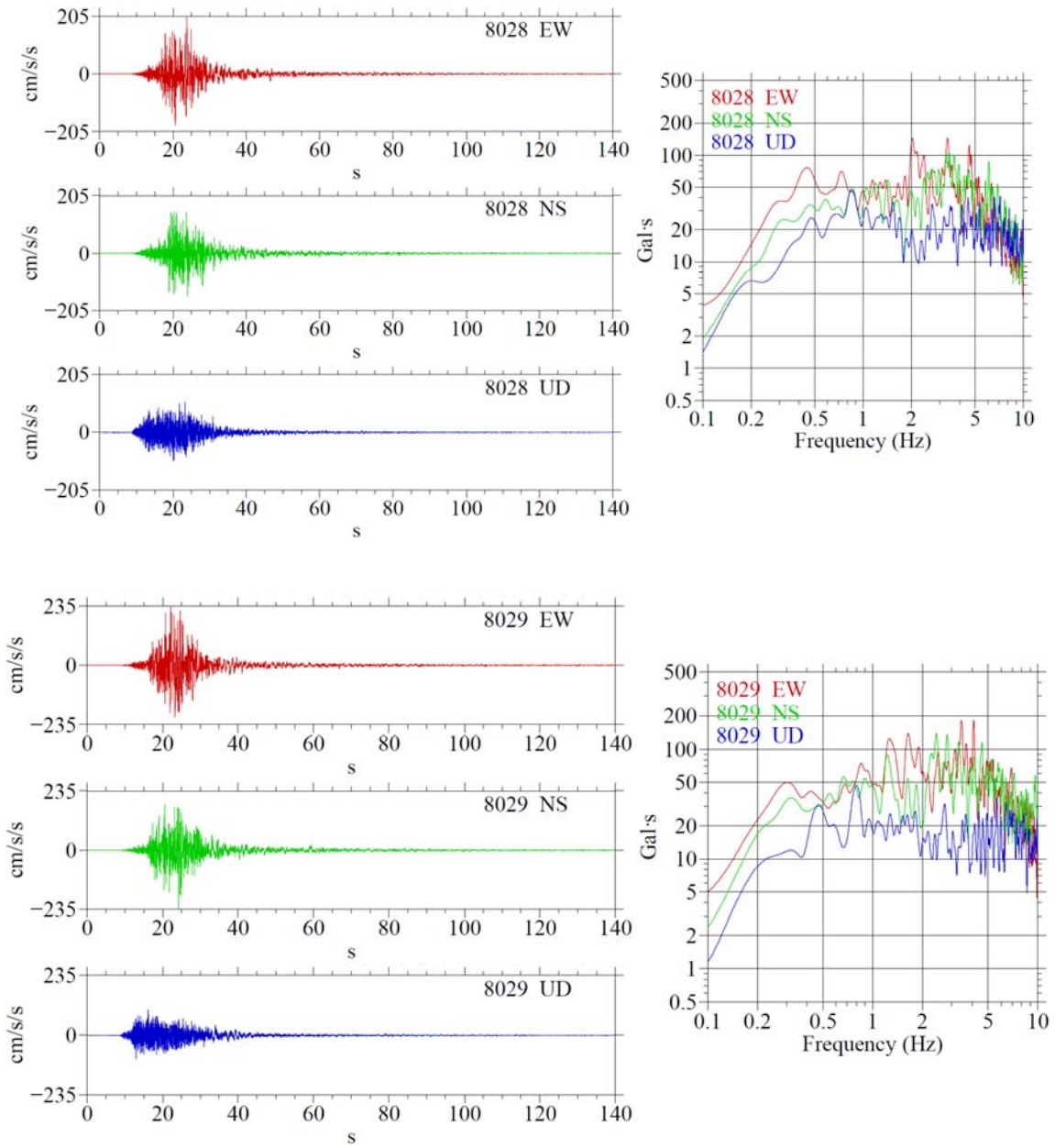


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

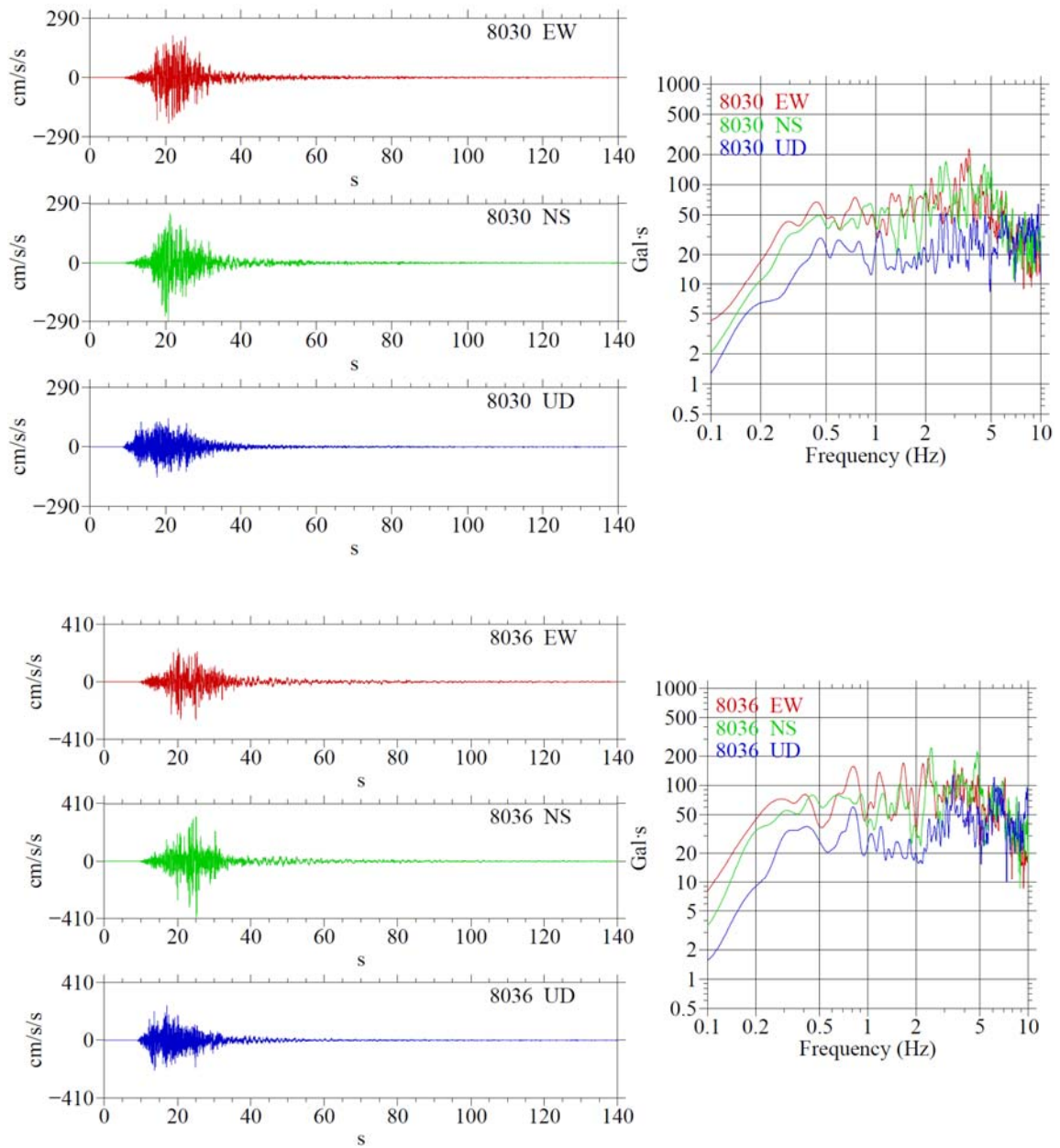


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

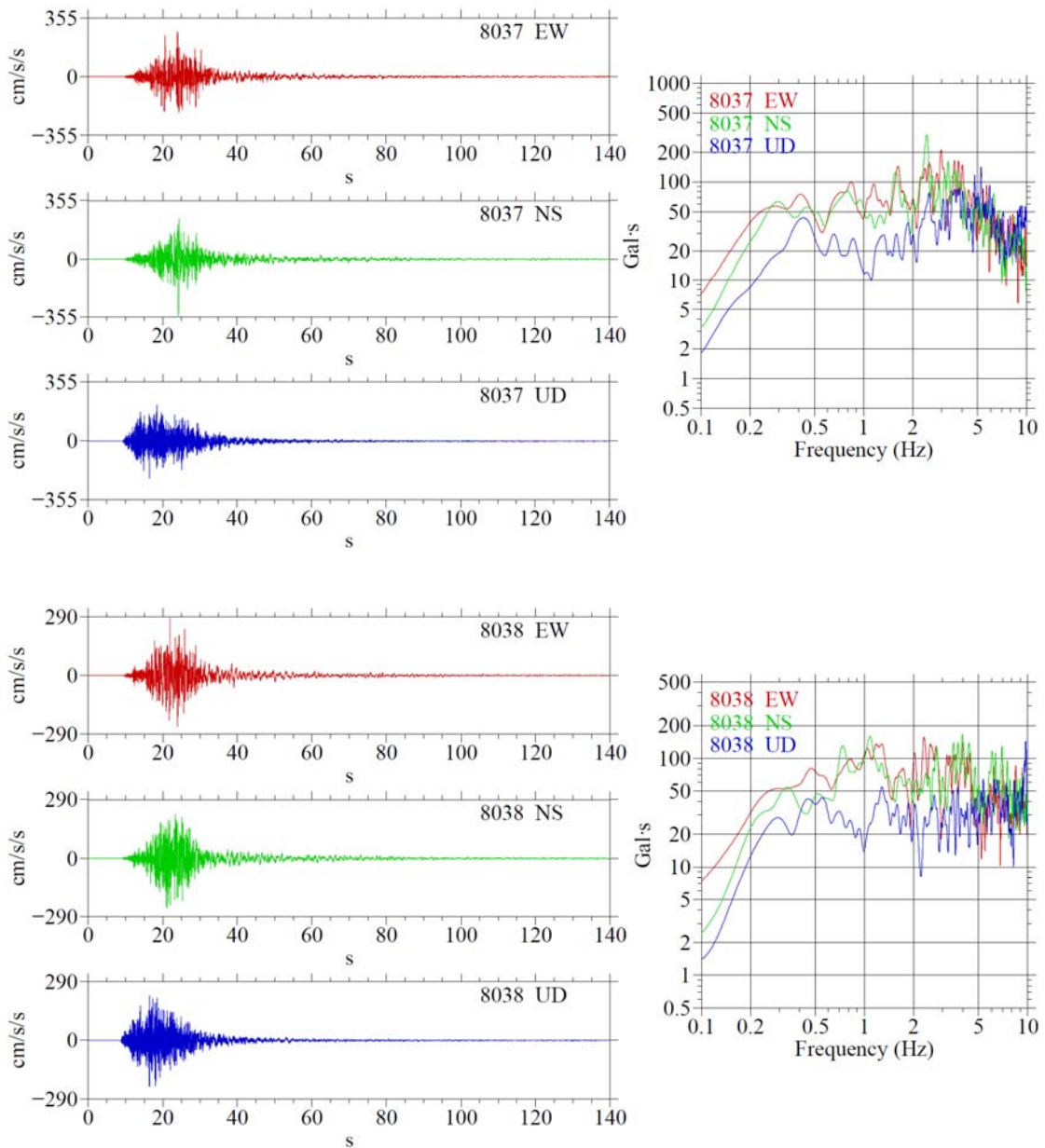


図 3.1.5-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

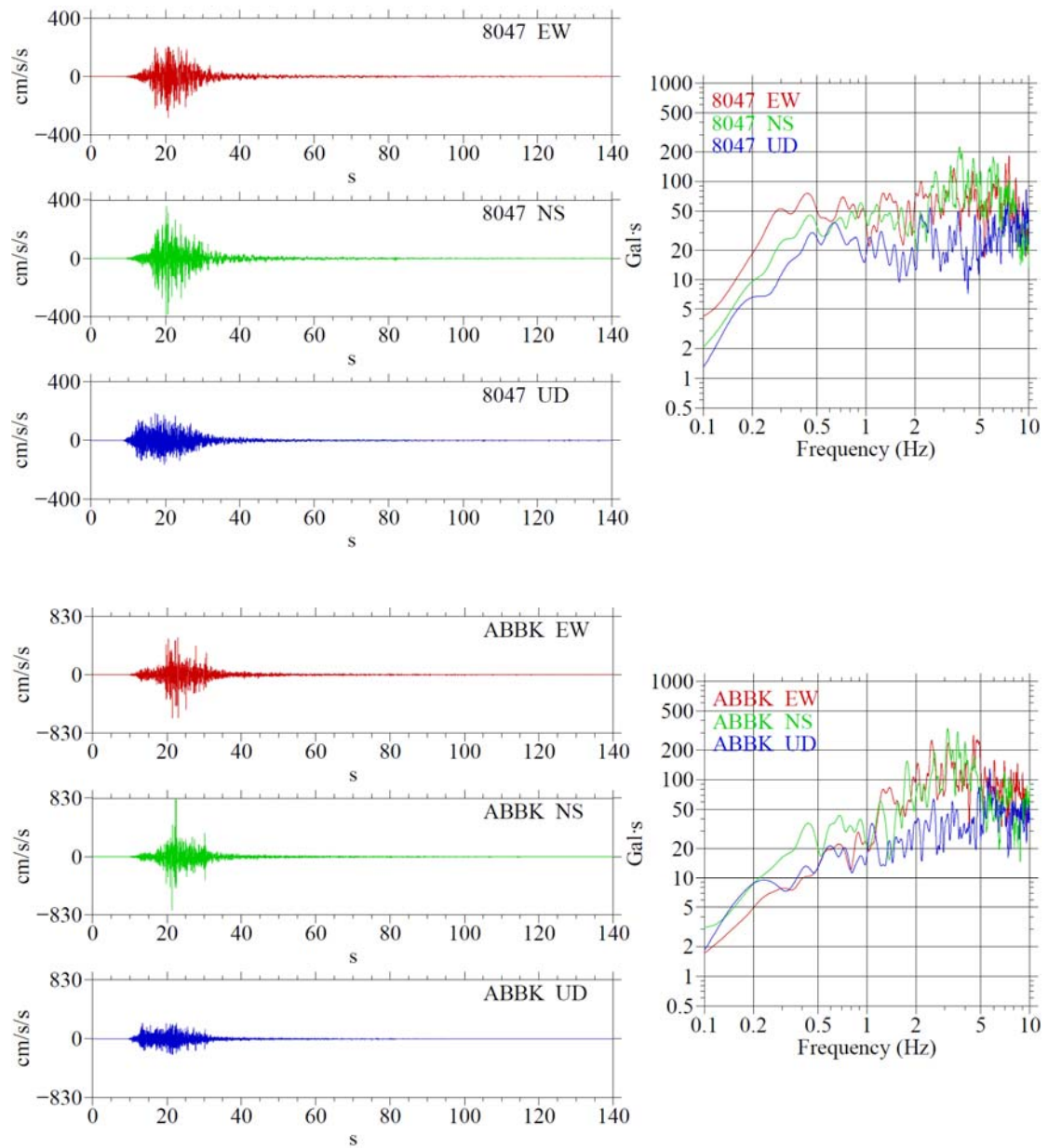


図 3.1.5-2 加速度波形 (左) とそのフーリエスペクトル (右) (つづき)

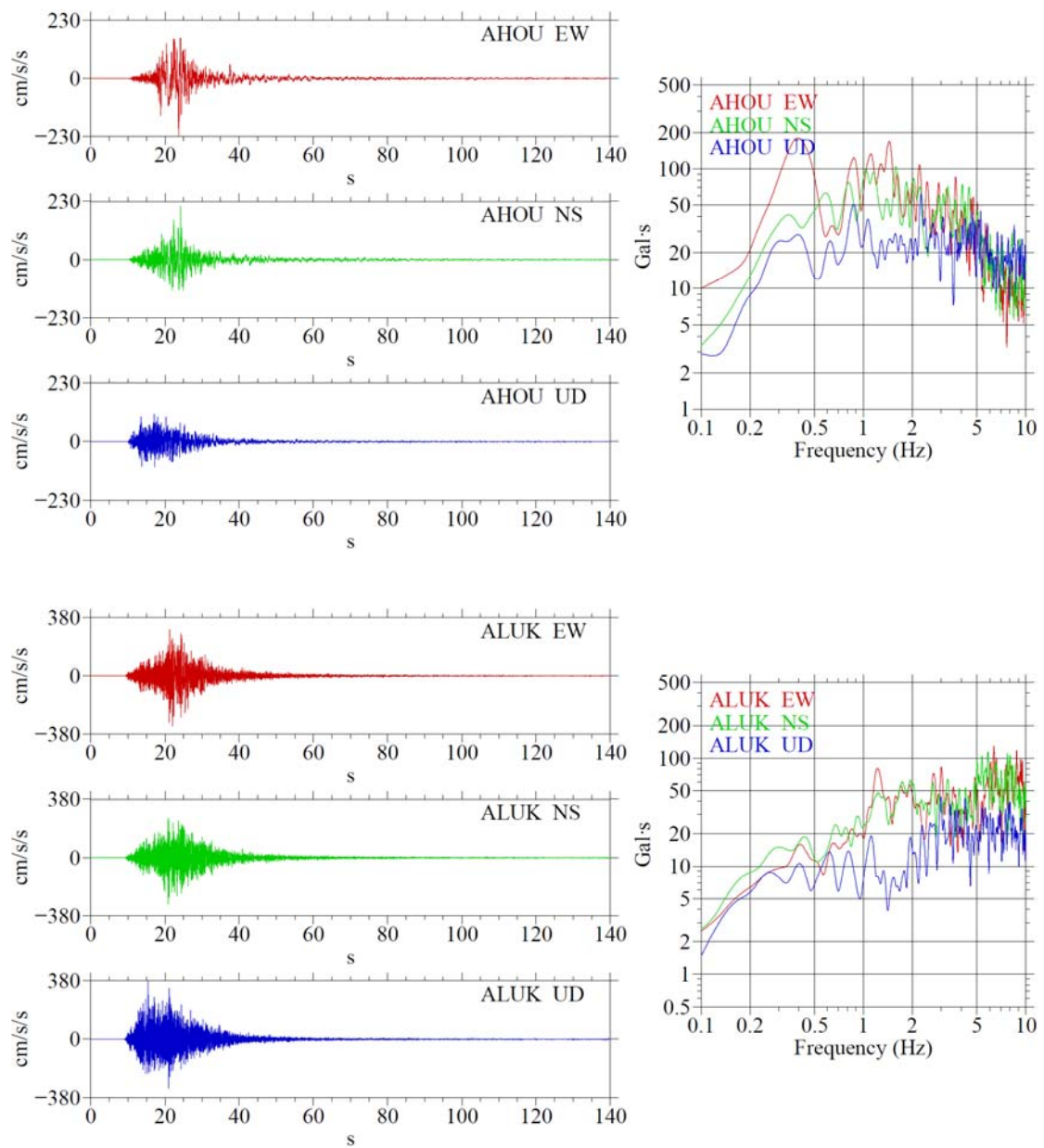


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

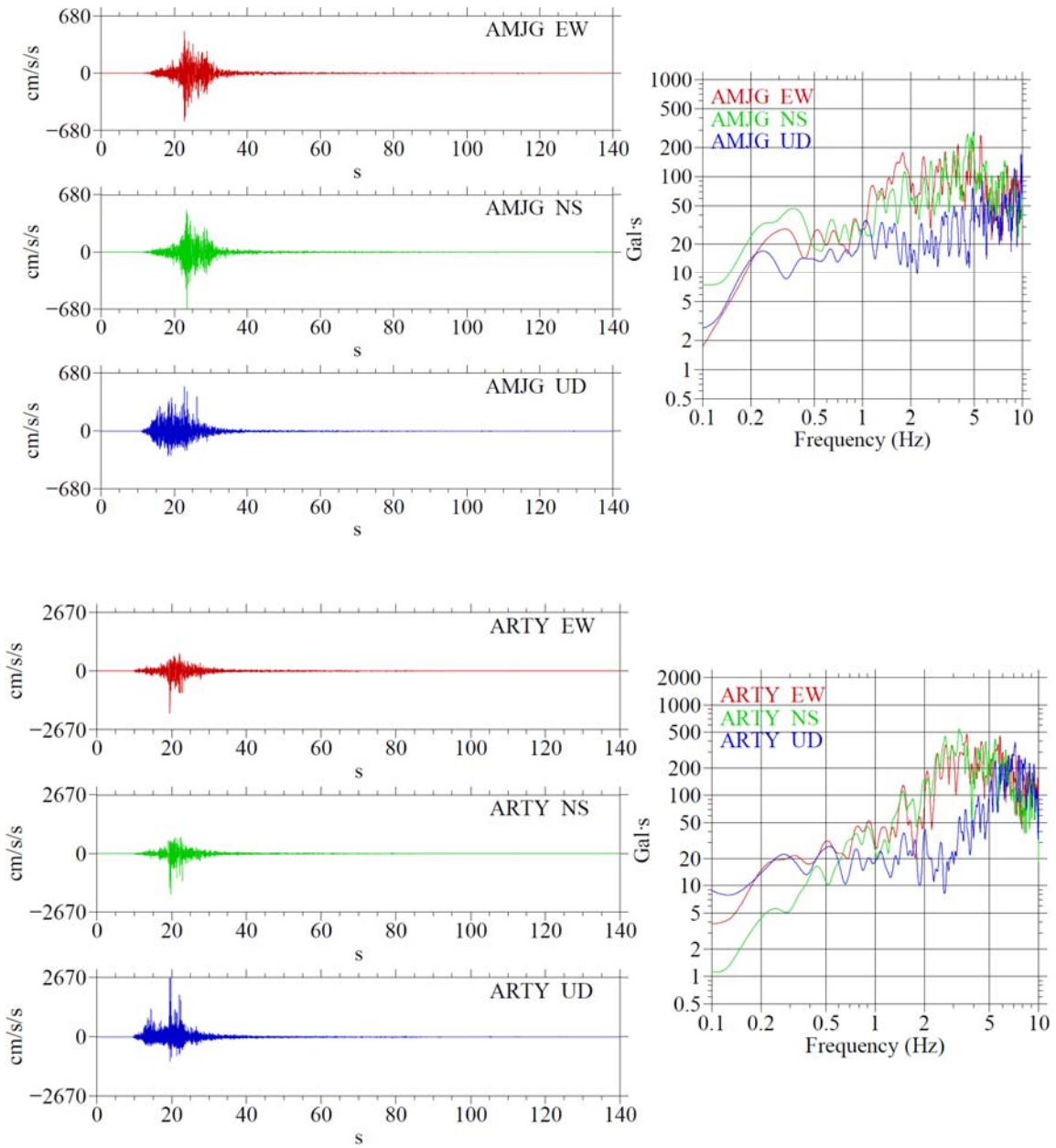


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

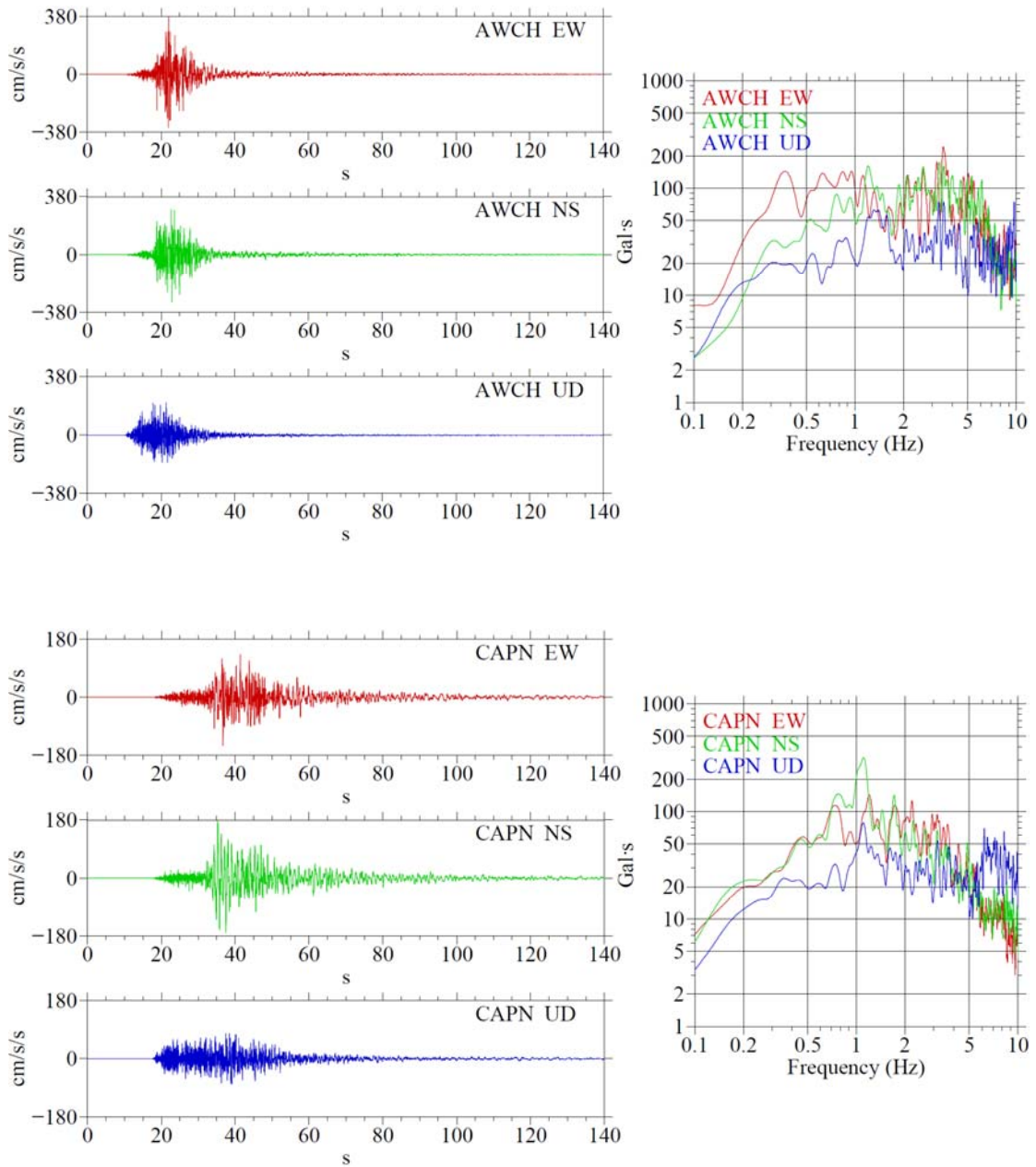


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

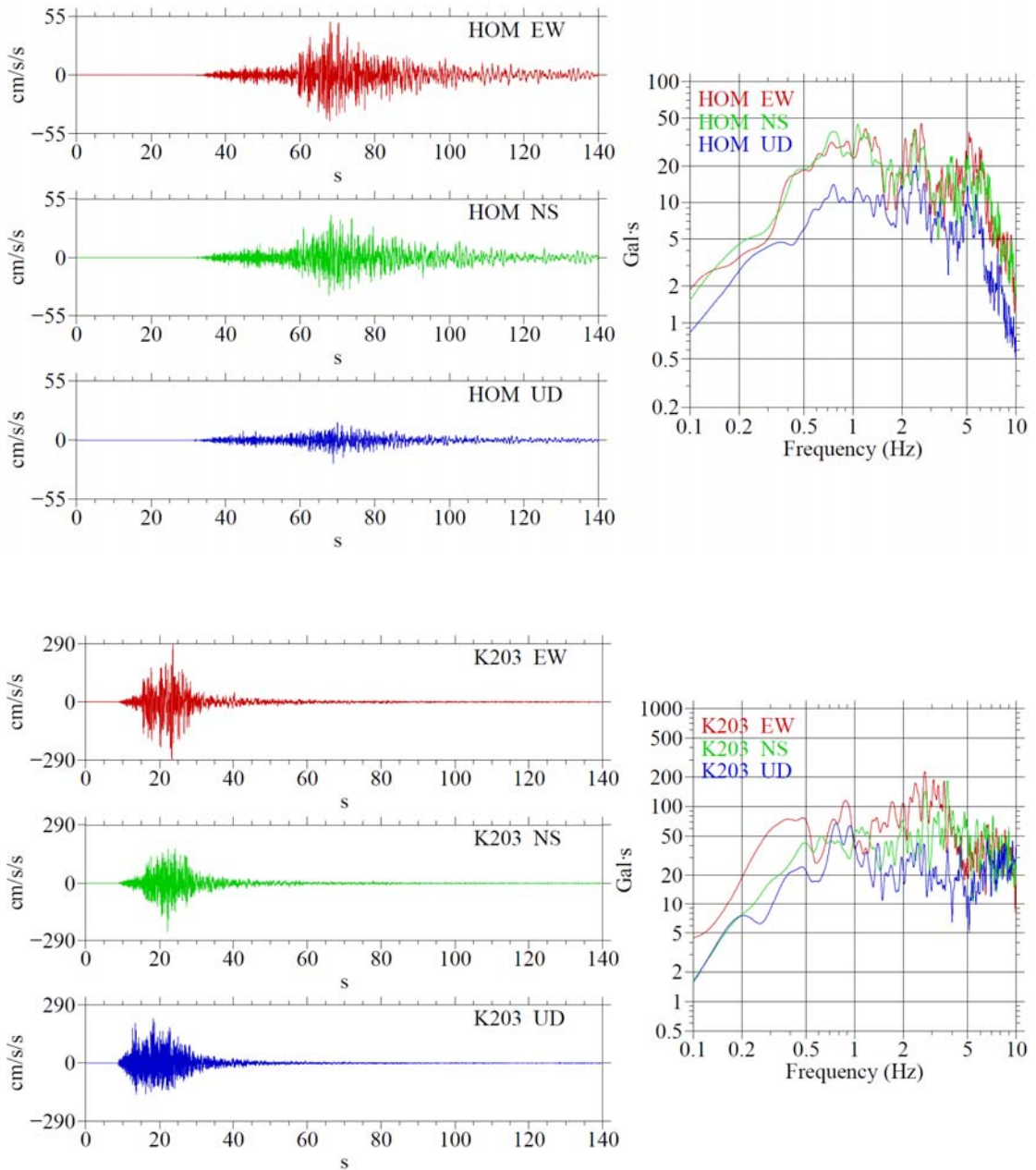


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

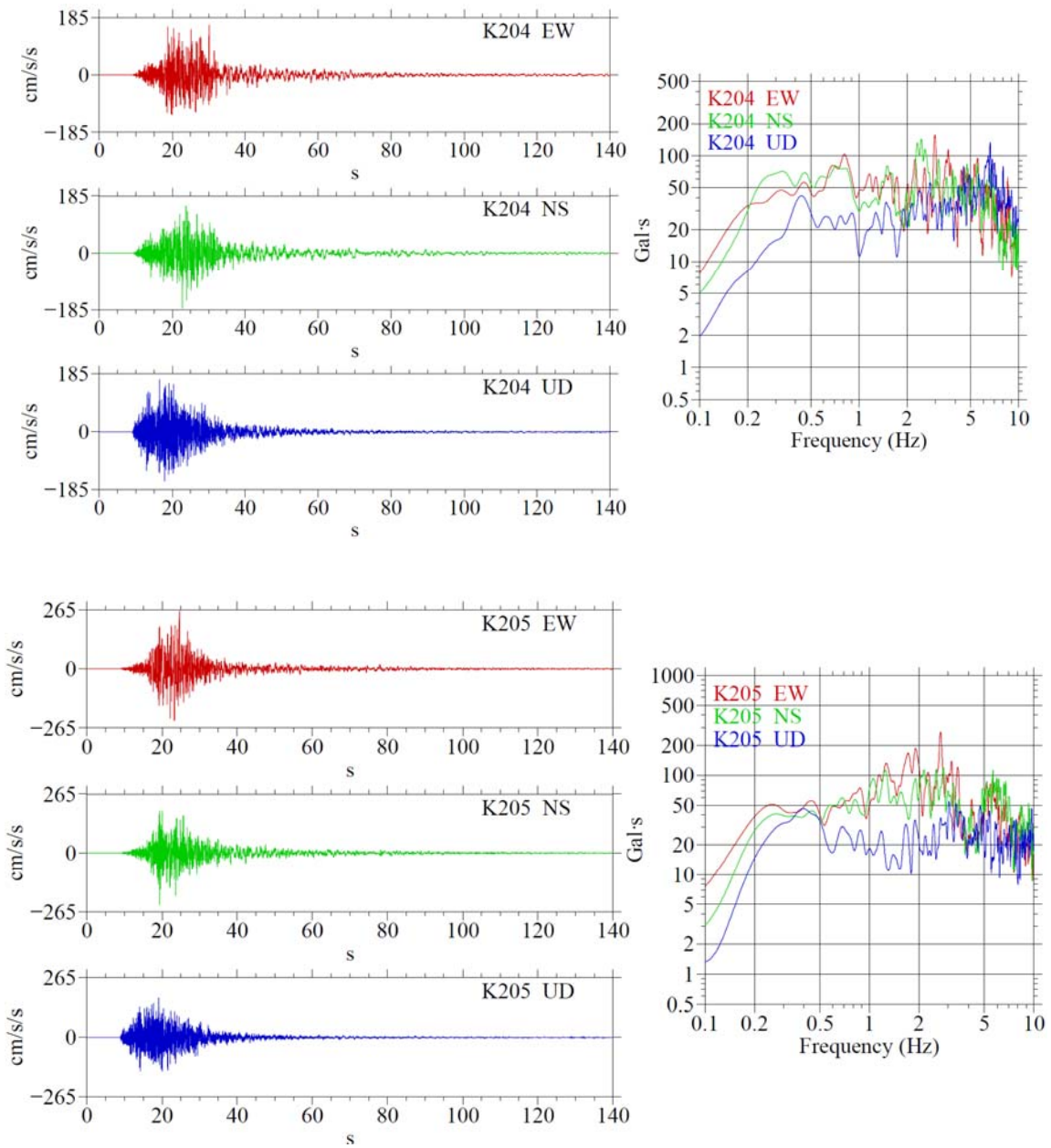


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

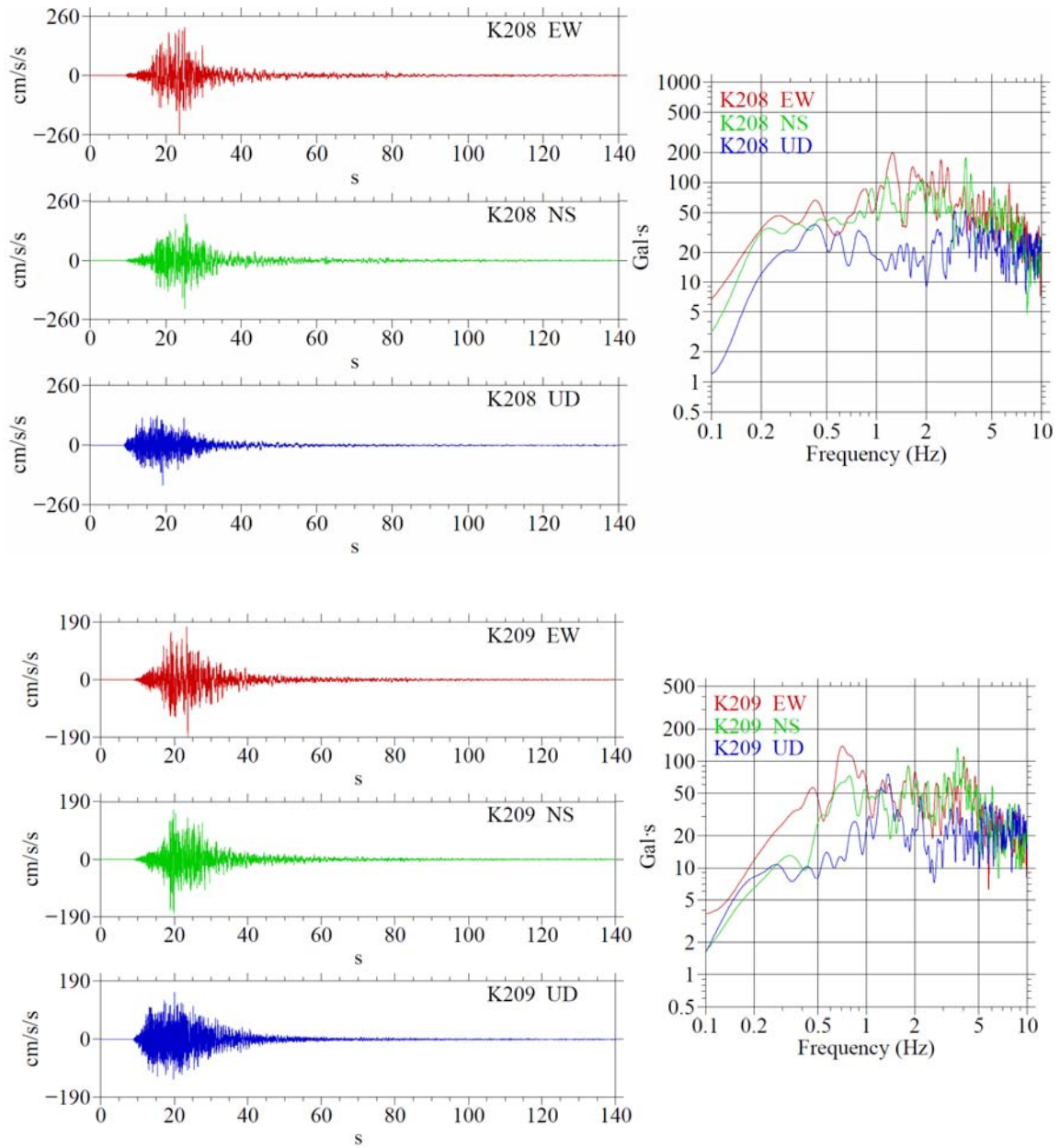


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

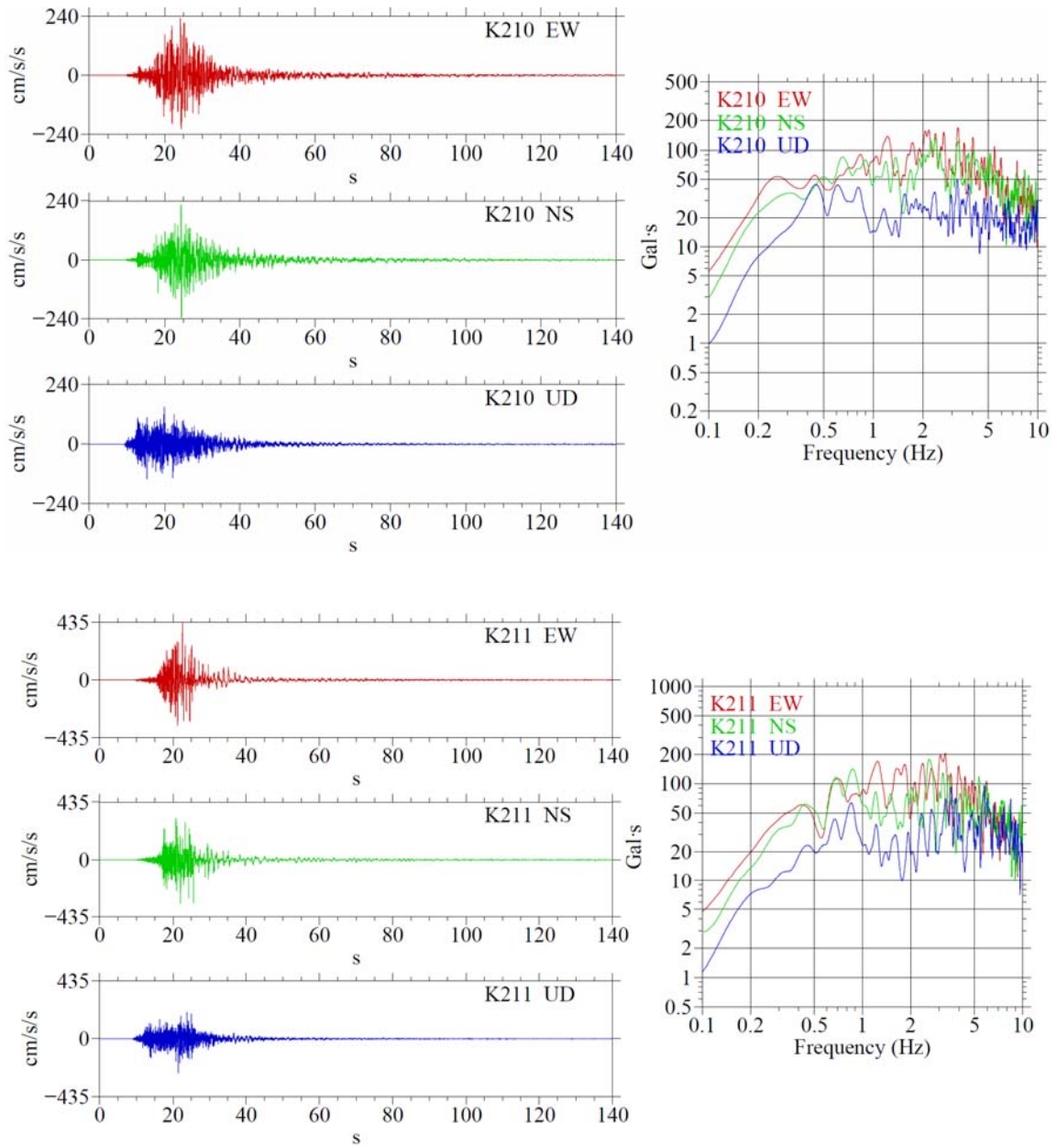


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

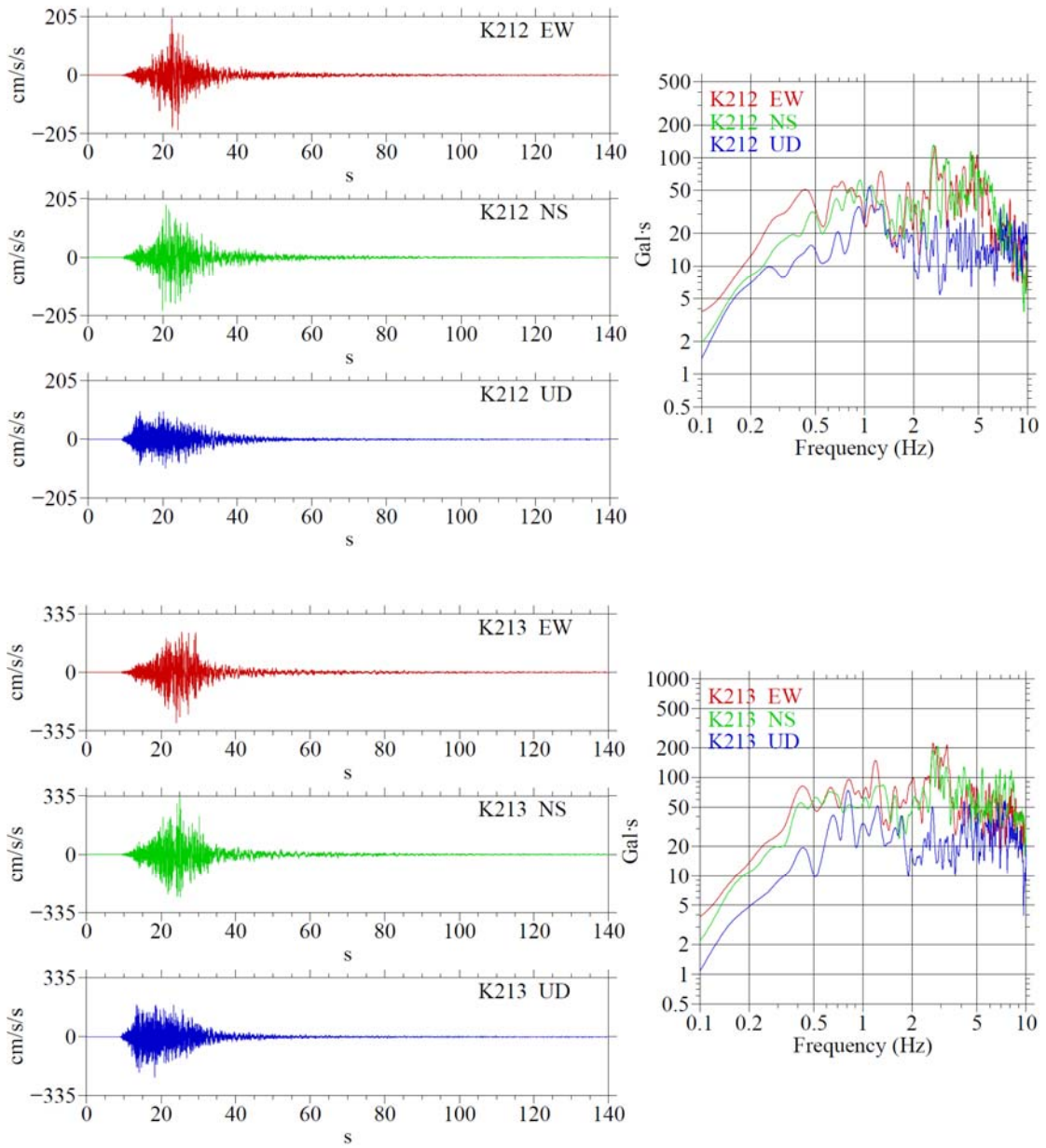


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

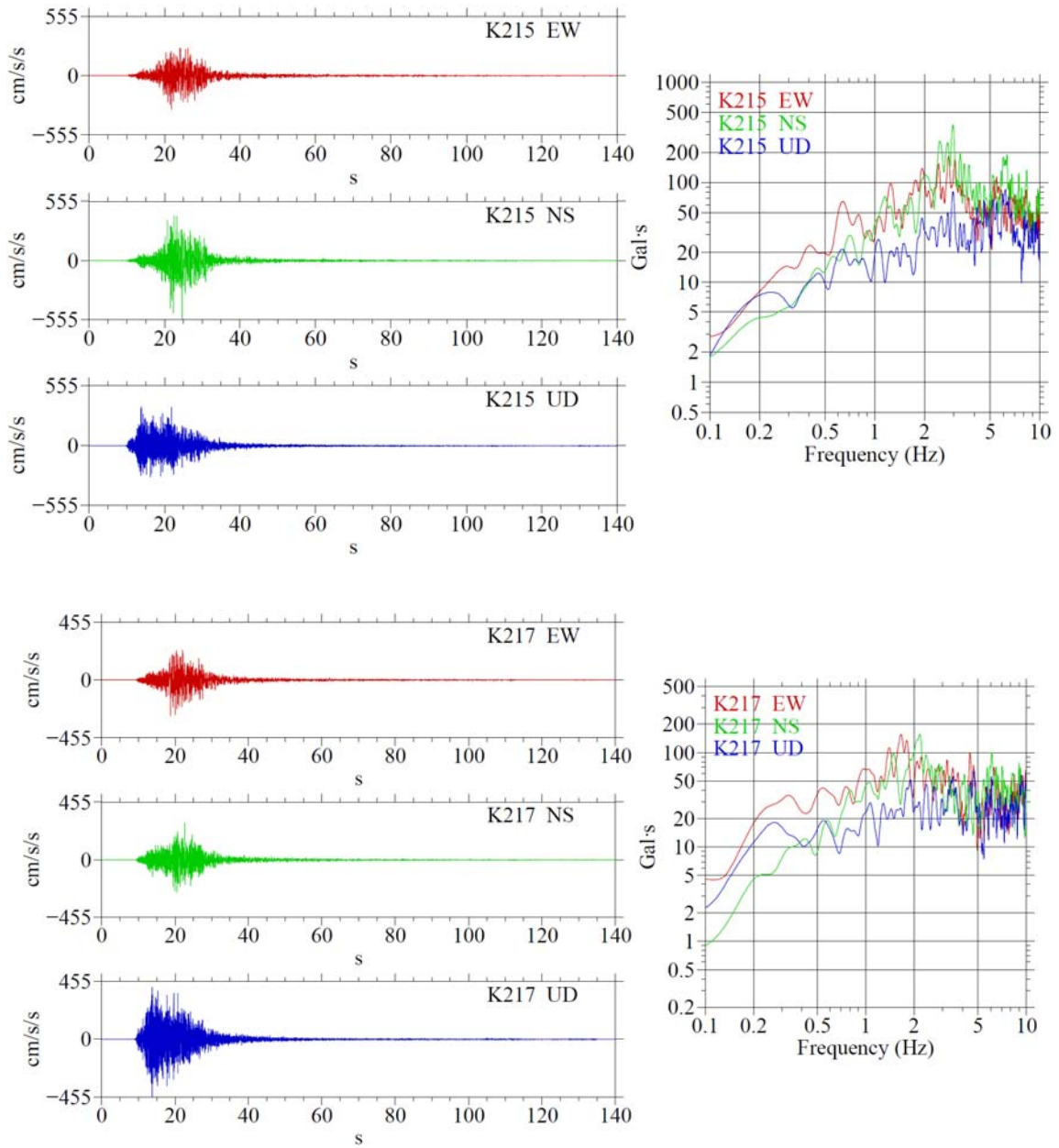


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

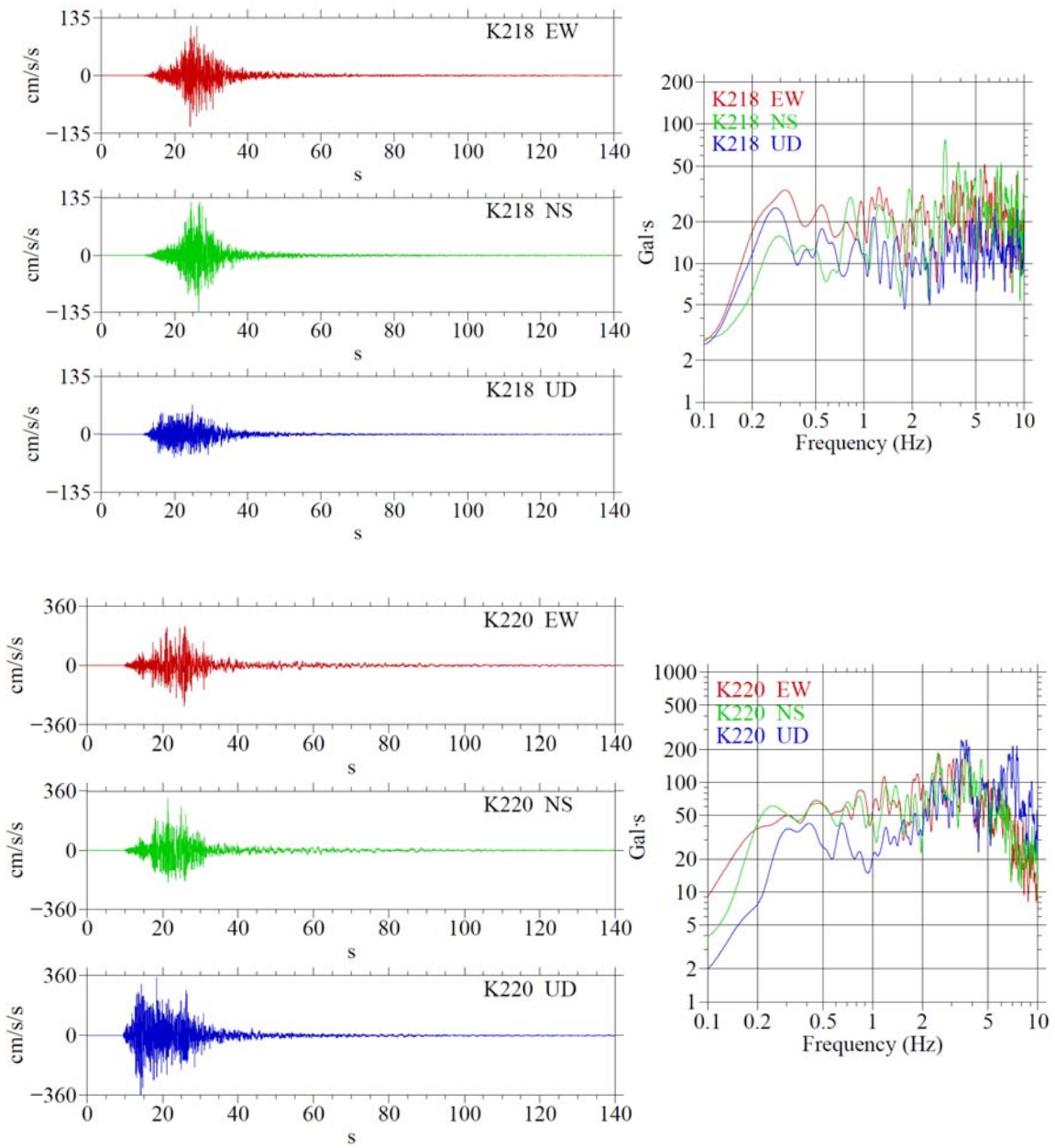


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

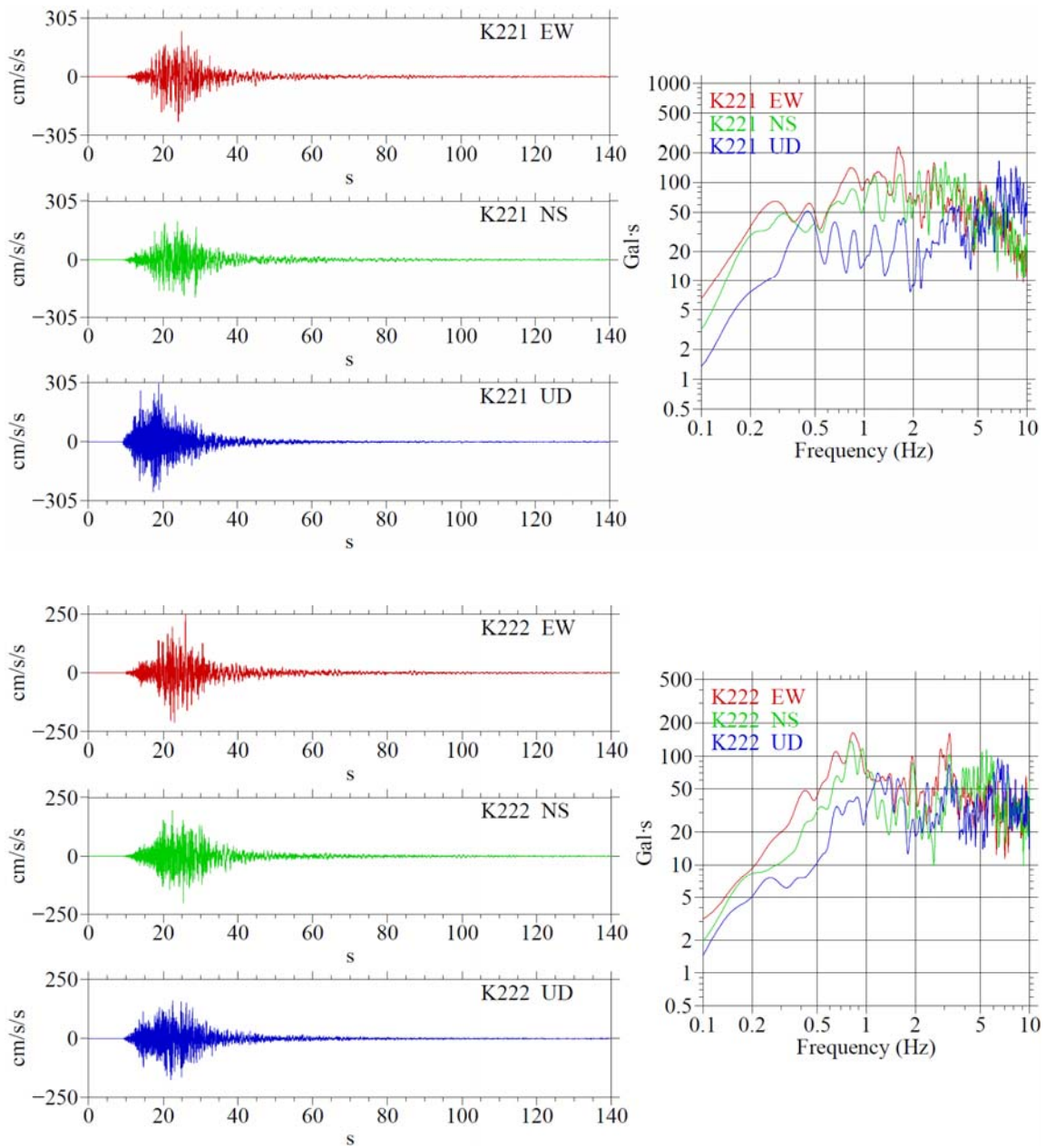


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

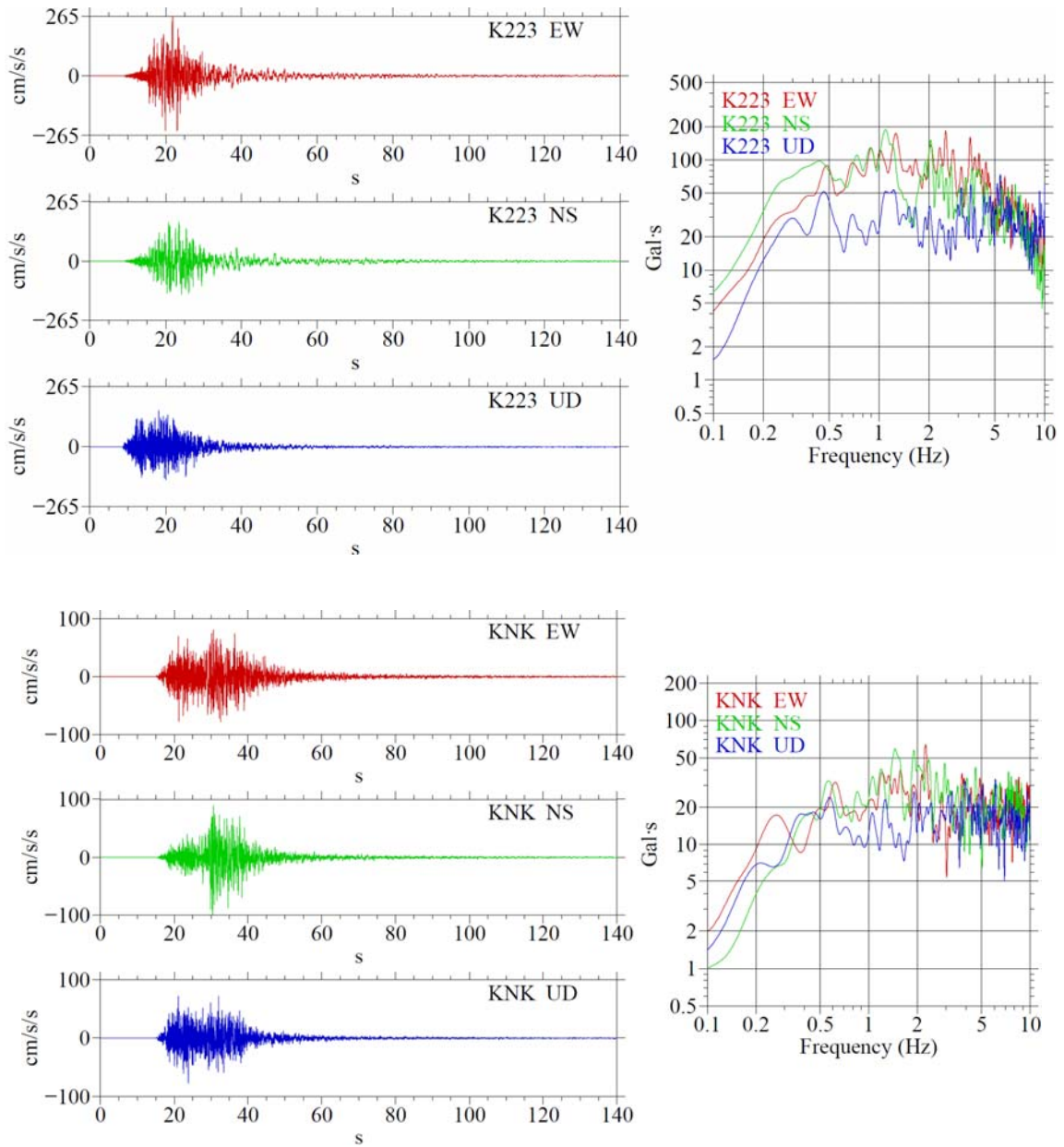


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

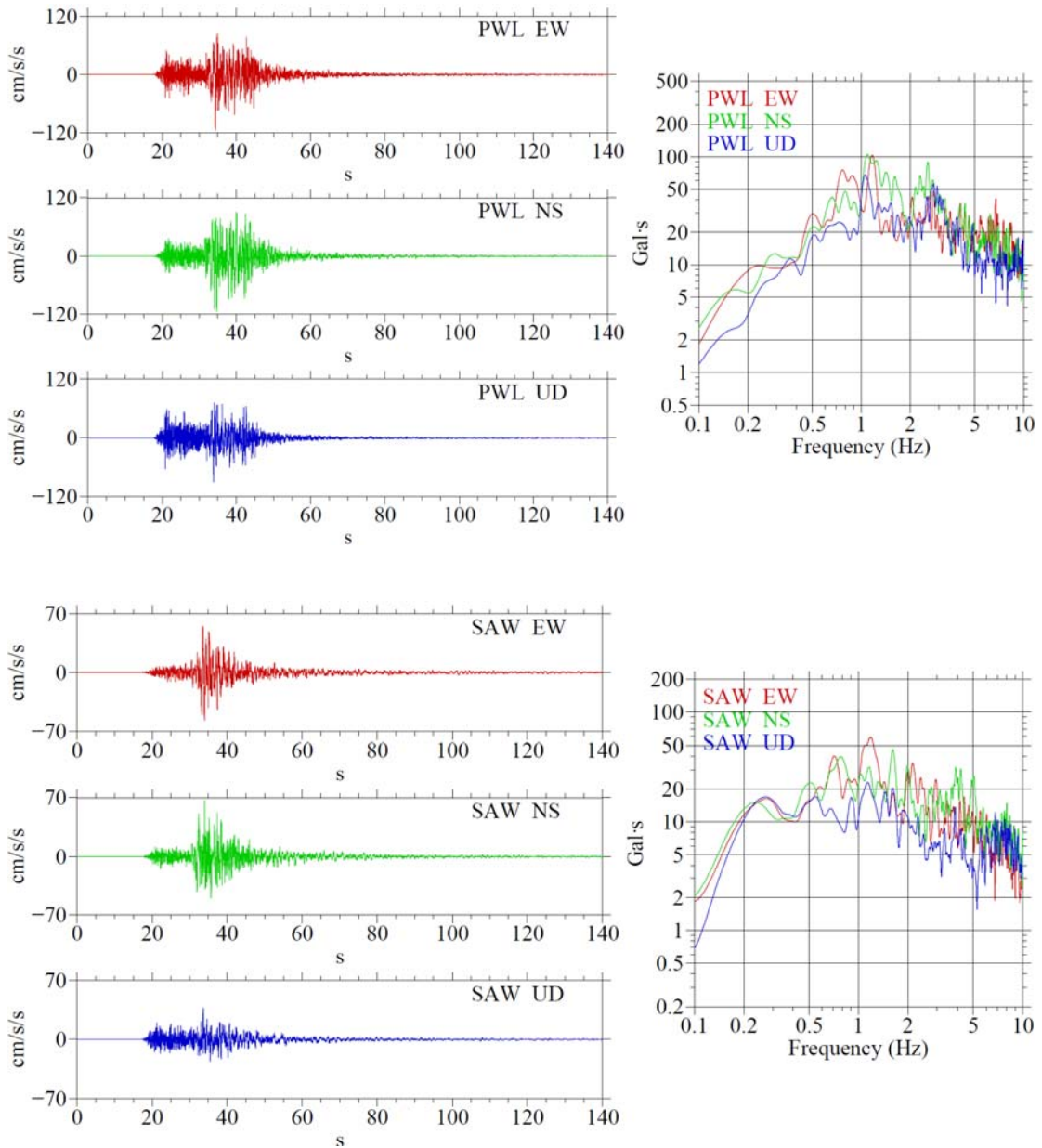


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

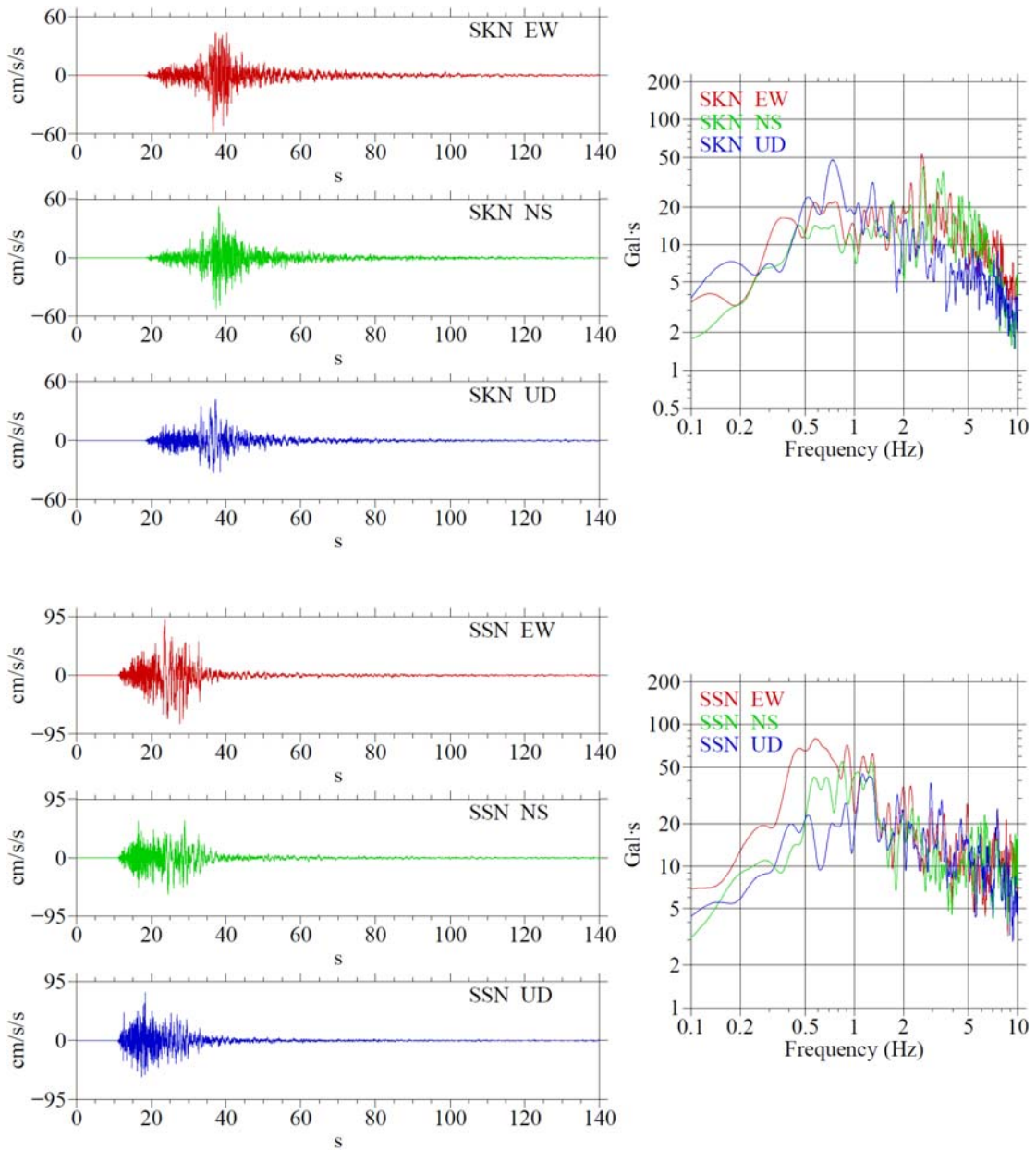


図 3.1.5-2 加速度波形（左）とそのフーリエスペクトル（右）（つづき）

3.1.6 2018年アラスカ Anchorage 地震の長周期インバージョン解析

Anchorage 地震の震源特性を調査するため、3.1.2 節と同様、観測波形記録の長周期成分をデータに、震源インバージョンを用いて震源断層におけるすべり破壊の時空間的過程を推定する。

(1) 震源インバージョンの波形データ

3.1.5 節で収集した波形記録のうち、9 観測点（図 3.1.6-1b 中の三角）の 27 成分を震源インバージョンに使用した。これらの波形を一回積分して速度波形に変換し、0.05-0.4 Hz（周期 2.5-20 秒）のバンドパスフィルタを施し、5 Hz にリサンプリングしたものを解析に使用した。使用データの時間長は観測点によって異なり、P 波到達時刻から 20-31 秒間とした。なお、この時間長を設定するにあたり、破壊継続時間を十分に含むように考慮した。図 3.1.6-2 に、これらの観測点の加速度波形と解析に使用した速度波形を示す。

(2) グリーン関数とその高精度化

3.1.2 節と同様、まずは中規模地震の観測波形の時刻歴に対するシミュレーションを行い、震源インバージョンに使用する次元水平成層構造モデルを調整し、グリーン関数を高精度化した。対象とした中規模地震は 2018 年 12 月 1 日 7 時 57 分（世界標準時）に、Anchorage 地震の破壊開始点（図 3.1.6-1b 中の白色星）の北西側で発生した M_w 5.0 の余震（図 3.1.6-1b 中の橙色星；表 3.1.6-1）である。

各観測点の初期速度構造モデルとして、Eberhart-Phillips *et al.* (2019) の三次元速度構造モデルから観測点ごとに一次的に抽出したものを使用した。Eberhart-Phillips *et al.* (2019) のモデルの地下浅部では、S 波速度がおおむね 2 km/s 程度より速い層しかモデル化されていない。しかしながら、今回の震源域を含む Anchorage 周辺は広域的に見れば、南を除く三方を山脈に囲まれ（図 3.1.6-1a）、氷河の浸食によって削り取られてできた盆地であり、最表層には主として氷河の作用に由来する堆積物が分布している（e.g., Combellick, 1999）。今回の震源域から北に約 300 km 離れた場所で 2002 年に発生した Denali 内陸地殻内地震（ M_w 7.8）の際、こうした低速度を持つ堆積物（以降、堆積層と呼ぶ）に起因する観測地震動の増幅が周期約 10 秒の比較的長周期の帯域にまで及んだという報告（Boore, 2004）もある。したがって、震源インバージョンにおいてより高精度なグリーン関数を使用するには、この堆積層

を考慮に入れることが不可欠である。そこで、Dutta *et al.* (2007) を参考に、最大で 4 層からなる堆積層モデルを Eberhart-Phillips *et al.* (2019) のモデルの上に付加した。各層の S 波速度は観測点によって異なり、最も遅い速度で 0.40 km/s、最も速い速度で 2.25 km/s である。各層の層厚については、上述した M_w 5.0 の余震で得られた波形記録を用いて、観測波形と理論波形の残差をもとにグリッドサーチにより調整した。

堆積層モデルの調整に使用する波形データは 3.1.5 節と同様に IRIS のウェブサイト (http://ds.iris.edu/wilber3/find_stations/10976974) から入手した。入手した加速度波形を速度波形 (0.1-0.4 Hz ; 5 Hz リサンプリング) に変換したものをデータとした。理論波形の計算は smoothed ramp 型のすべり時間関数を持つダブルカップル点震源を仮定し、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) で計算した。

モデル調整の結果を図 3.1.6-3 と表 3.1.6-2 に示す。また、各観測点の観測と理論速度波形の比較を図 3.1.6-4 に示す。三方の山地からやや離れた盆地の比較的中央部に位置する AHOU, SSN などの観測点では、S 波速度が約 1 km/s 以下の層が数百 m ほど付加され、それによって、初期モデルでは過小評価気味であった観測波形の振幅がある程度再現できるようになった。一方で、山地に程近い K217, K215 などの観測点では、観測振幅や位相に対する初期モデルの再現性はもともと比較的良いため、付加された堆積層は相対的に薄く、初期モデルと調整後モデルとで理論波形の位相や振幅に大きな違いは見られなかった。

(3) 余震の分布と震源断層面の設定

Liu *et al.* (2019) は強震波形・遠地波形・測地データを用いて Anchorage 地震の震源インバージョンを行っている。しかし、彼らが設定した震源断層面は、余震の分布と良好に対応していない部分があった。この点を改善すべく、本研究では、精度のより高いと考えられる再決定された余震の位置 (Ruppert *et al.*, 2020) をもとに断層面を設定し、震源インバージョンを行う。

Ruppert *et al.* (2020) は三次元速度構造モデルを用いて本震およびその後の一連の余震活動の位置を再決定している。再決定された本震の破壊開始点は、西経 149.9715°、北緯 61.3342°、深さ 55.7 km (図 3.1.6-5 中の星印) に位置する。この位置は、United States Geological Survey (USGS) の震源カタログのもの (西経 149.9552°、北緯 61.3464°、深さ 46.7 km) に比べて、水平方向ではほとんど一致しているが、深さ方向では 10 km 近くも深くなっている。このように両者の深さに大きな開きはあるが、遠地で観測された波形の depth phase の走時

をより良く説明できているのは再決定された 55 km 付近の深さである (Liu *et al.*, 2019)。

図 3.1.6-5 に、Anchorage 地震の発生後 24 時間以内のマグニチュード 2 以上の再決定された余震を示す。Anchorage 地震の余震活動は 3.1.2 節の Puebla 地震とは異なり、非常に活発であった。余震の震源の多くは深さ 45-60 km に位置する。なお、今回の震源域付近における海洋性プレートの上層深さは約 35 km、下層深さは約 110 km であり (図 3.1.5-1)、余震および本震はプレートの上半分に分布している。注目すべきなのは、余震が二つのクラスタを形成していることである。一つ (以降、南側クラスタとする; 図 3.1.6-5a 中の黒破線) は本震破壊開始点の北北西方向に分布する東傾斜のクラスタであり、もう一つ (以降、北側クラスタとする; 図 3.1.6-5a 中の白破線) は本震破壊開始点のほぼ真北の少し離れた場所に見られる西傾斜のクラスタである。そのほか、両クラスタの東側および南側にも数が零細ではあるが、余震活動が見られる。二つのクラスタを持つ余震分布から、本震のすべり破壊は複雑な形状を持つ断層面上で起きていたことがうかがえる。複雑な断層面形状を持つ地震の場合、例えば 2008 年岩手県沿岸北部スラブ内地震 (M_w 6.8) のように、初動解と CMT 解がしばしば食い違う (Suzuki *et al.*, 2009)。しかしながら、今回の本震ではそのような異種メカニズム解間の食い違いはほぼ見られない (図 3.1.6-6) うえ、余震のメカニズム解も両クラスタ間で大きな差はない (Richards, 2019)。以上の余震分布とメカニズム解の特徴から、本震は共役関係にある 2 枚の断層面上で起きていたという可能性が考えられる。メカニズム解で示された 2 節面の走向 ($\sim N5^\circ E$ と $\sim N185^\circ E$) 方向から余震の鉛直断面の分布 (図 3.1.6-5b) を見ると、約 30° , 60° の傾斜角がそれぞれ東傾斜の南側と西傾斜の北側クラスタの分布とのずれがもっとも少なく、これらの角度は余震のメカニズム解の平均的な傾斜角 (32° , 63° ; Richards, 2019) とも対応している。そして重要なのは、この走向方向における両クラスタはほぼ直交しており、共役断層の可能性を示唆している。本震の破壊開始点に関しては、西傾斜の北側クラスタからはやや外れており、東傾斜の南側クラスタに含まれているのが分かる。なお、今回のような、本震とその後の余震活動が共役断層上で起きる事例はスラブ内地震としては珍しく、近年では 2011 年 7 月に三陸沖の太平洋プレート内で発生した M_w 7.0 の地震 (Kubota *et al.*, 2015) の 1 例のみである。

Anchorage 地震の共役断層の可能性は Ruppert *et al.* (2020) や West *et al.* (2020) によっても指摘されているが、この可能性に基づいた震源過程解析はまだ行われていない。そこで、本研究は共役断層の立場に立ち、東傾斜・低角 (strike = 5° , dip = 30°) と西傾斜・高角 (strike = 185° , dip = 60°) の 2 枚の互いに直交する断層面を設定した (図 3.1.6-7)。東傾斜・低角の

面のうち、西傾斜・高角の面との接合部よりも深い側をセグメント S1 (図 3.1.6-7 中の緑色線)、浅い側を S2 (図 3.1.6-7 中の紫色線) とし、西傾斜・高角の面を S3 とする (図 3.1.6-7 中の水色線)。震源インバージョンは、図 3.1.6-7 に示す a, b, c の 3 ケースに対して行った。ケース a (セグメント S1, S2) とケース b (セグメント S1, S3) は、S1 から始まるすべり破壊が、共役関係にある S2 と S3 のどちらか片方のみに移ると想定した場合である。ケース c はすべり破壊が共役断層上で同時に起きることを想定し、3 セグメントともずれ動く。なお、3 ケースともに破壊が S1 から開始すると仮定したが、破壊開始点が 3 セグメントの接合部のすぐ近くに位置していること (図 3.1.6-7) や再決定された震源位置の精度も勘案すると、破壊が実際には東傾斜・低角と西傾斜・高角の面の接合部 (の点) から開始して両面上を進展した可能性も否定できない。この可能性に基づく震源インバージョンに関しては、今後の検討課題としたい。

断層走向方向の長さは 3 セグメントともに 34 km である。傾斜方向の長さに関しては、S1 は 18 km、S2, S3 は 16 km である。なお、断層面全体が及ぶ深さ範囲は約 40-63 km である。これらの断層面を $2 \times 2 \text{ km}^2$ の小断層に分割し、破壊フロントが破壊開始点から同一な伝播速度で断層面上を広がると仮定した。ケース b, c における S3 上の破壊伝播様式に関しては、S1 からのすべり破壊がもっとも早く S3 に到達した点から同心円状に進展する、いわゆる多重震源 (マルチハイパーセンター) 型の破壊とし、破壊が S1 から S3 に移る際の時間遅れは発生しないと仮定した。各小断層においては、破壊フロントが到達する時刻から 1 秒間隔にパルス幅 2 秒の smoothed ramp 関数を 3 個並べることで、最大継続時間 4 秒のすべり破壊を許容した (図 3.1.6-8)。各小断層のすべり角は非負条件 (Lawson and Hanson, 1974) を用いて、 $-90^\circ \pm 45^\circ$ の範囲内に拘束した。また、時空間的に隣り合うすべりを平滑化する拘束条件 (e.g., Sekiguchi *et al.*, 2000) も付加した。時空間的平滑化の強さおよび破壊伝播速度は、赤池ベイズ情報量基準 (ABIC; Akaike, 1980) や波形残差を参考に決定した。各小断層のグリーン関数は、速度構造モデルの調整の際と同様、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) で計算した。

(4) 3 ケースの震源インバージョン結果とそれらの比較

各ケースにおける最適解のパラメータを表 3.1.6-3 に、各ケースのすべり変位・最大すべり速度・すべり時間関数の分布を図 3.1.6-9,10,11 に、すべり変位を地図上に投影したものを図 3.1.6-12 に示す。

3 ケースとも破壊フロントの最適な伝播速度が 2.9 km/s であった。この速度は震源域付近の媒質の平均 S 波速度 4.2 km/s の約 69% に当たる。解放された地震モーメントはケースごとに異なるが、いずれも GCMT 解の 4.80×10^{19} Nm (M_w 7.1) や Liu *et al.* (2019) の 5.01×10^{19} Nm (M_w 7.1) に比べて多少大きかった。Liu *et al.* (2019) は東傾斜・低角または西傾斜・高角の一枚断層面を用いて震源インバージョンを実施しており、そのうち、前者が本研究のケース a に相当する。すべり変位の仔細に多少の相違があるものの、破壊開始点の東側と北側に大きなすべり変位が分布している点においては、本研究のケース a (図 3.1.6-12a) と Liu *et al.* (2019) の結果はおおむね一致している。また、余震の南側クラスタはセグメント S1, S2 上のすべり変位が大きかった場所の周辺部に位置している (図 3.1.6-12a,b)。S3 上においても、余震 (北側クラスタ) の数をもっとも多かった領域は、最大すべり変位の位置とは直接対応せず、そこからやや北へ外れている。最大すべり変位の場所でも余震は起きているものの、その数は相対的に少ない (図 3.1.6-12b,c)。このように、東傾斜・低角と西傾斜・高角のどちらの断層面上においても、余震が本震時の大きなすべり破壊の周辺部に集中するという相補的関係の観点から見て、本研究によって推定された大きなすべり変位の位置は妥当であると考えられる。

表 3.1.6-3 にあるように、ケース a と b を比較した場合、全観測点の観測と理論波形の残差の値はケース b のほうが小さい。しかし、ケース a との差は非常に小さく、どちらのケースがより良いか値だけでは判断しかねる。そこで、個々の観測点で観測と理論波形を比較したところ (図 3.1.6-13a,b)、大きな振幅を記録した観測点 AHOU の EW 成分では、P 波到達から 10-12 秒頃の比較的大きな振幅に対して、ケース a は過小評価であるが、ケース b は良好に説明できていることが確認できた。さらに、震源域の西側に位置する観測点 SSN の NS 成分では、P 波到達から約 14 秒後の観測最大振幅に対して、ケース b のほうの再現性が良く、逆にケース a では理論最大振幅のタイミングが観測に比べて早くなっている。以上の観測主要動に対する再現性の検討から、ケース a より b のほうが実際のすべり破壊をより反映していると考えられる。なお、Liu *et al.* (2019) の遠地波形を使用した解析でも、震源域の西側に位置する日本など極東地域の観測主要動を説明するのに、本研究のケース b のセグメント S3 に相当する西傾斜・高角の面のほうが推奨されている。また、干渉 SAR 画像を使用した分析 (West *et al.*, 2020) で、震源域の東側に見られる隆起変動を説明するのに西傾斜・高角の面のほうが妥当であるとしていることから、ケース a より b のほうが適切であると考えている。

続いて、ケース b と c を比較する。ケース b では、セグメント S3 上の中央付近にある最大すべり変位は S1 の南半分にあるそれと同程度に大きかったが (図 3.1.6-10a)、ケース c では、S2 が追加されたために、S3 上の最大すべり変位が分散し減少している (図 3.1.6-11a)。ケース c 内の S2 と S3 を比較した場合、S3 上の最大すべり変位が S2 に比べて大きい (図 3.1.6-11a)。その結果、断層面ごとの平均すべり変位 (表 3.1.6-3) の 1.5 倍以上を持つ小断層を規範とした大すべり域の抽出 (Somerville *et al.*, 1999) では、S3 上には抽出された (図 3.1.6-11a 中の紫色四角) が、S2 上には規範に満たさず抽出されなかった。このように、ケース c はケース b から S2 が新たに追加されたものの、断層走向方向の中央付近では主たるすべり破壊がケース b と同じく S3 上で起きていたと考えられる。次に、波形全体の残差値を見ると、ケース c のほうが有意に小さい (表 3.1.6-3)。また、図 3.1.6.13b,c の波形で比較しても、観測波形の個々の位相や最大振幅に対して、ケース c の再現性が b に比べてやや良い傾向が見てとれる。ケース b に比べて、ケース c は S2 が追加された分、震源インバージョンのモデルパラメータ数も増加し、観測波形のより微細な部分まで忠実に合わせこみ、残差をより小さくすることが可能になる。しかしながら、モデルパラメータが多く残差が少ないモデルはデータに含まれる誤差まで必要以上に説明している場合があるため、必ずしも良いモデルとは言えない。そこで、ケース b と c のモデルとしての優劣を評価するため、両ケースの赤池情報量基準 (AIC) を計算したところ、ケース b (-6424) の AIC 値は c (-5134) に比べて小さかった。これは、ケース b がより良いモデルであることを意味している。また、断層全体の平均すべり変位が地震モーメントに比例するという関係が震源スケーリング則として一般的に知られているが、ケース c の地震モーメントが b に比べて大きいにもかかわらず、断層全体の平均すべり変位は逆にケース c のほうが小さく (表 3.1.6-3)、震源スケーリング則とは矛盾する。この原因として、ケース c の設定断層面の面積が必要以上に大きかったことが考えられる。以上の統計学および震源スケーリング則の見地から、最適な震源モデルをケース b とした。

(5) ケース b の震源特性

本研究で検討した 3 ケースのうち、ケース b が最適な震源モデルであることを上述した。ここでは、ケース b の解析結果についてさらに詳細に記述する。

断層面ごとの平均すべり変位の 1.5 倍以上を持つ小断層に対して、Somerville *et al.* (1999) の抽出規範を適用したところ、セグメント S1 の破壊開始点の深い側 (A1) および S3 の中

央付近において大すべり域がそれぞれ抽出された（図 3.1.6-10a）。それらの面積合計は断層面積の 18%に相当し、Iwata and Asano (2011) が整理した過去のスラブ内地震の平均値 (17%) と整合的である。断層全体のすべり破壊は約 15 間継続したが、そのうち、破壊開始から 2.5-5 秒後に大すべり域 A1 が、5-10 秒後に A2 が形成されているのが分かる（図 3.1.6-14）。震源域に比較的近い観測点に着目した場合（図 3.1.6-15）、観測点 K217, K209, K215 では A1 と A2 が波形にほぼ同程度に大きく寄与し、そのうち A1 は主要動の前半部、A2 は後半部を説明している。それに対して、観測点 AHOU, AWCH, SSN では主として A2 が波形の主要動部分に大きく寄与している。破壊開始点北側の観測点 (AHOU, AWCH) で大きな振幅を持つ速度波形が見られるが、これは大すべり域 A2 の破壊伝播方向の前方に位置することに起因する forward directivity 効果が影響していると考えられる。

表 3.1.6-4 にケース b の断層パラメータをまとめる。また、それらのパラメータを既往の震源スケールリング則と図 3.1.6-16 で比較する。図から、Anchorage 地震（図 3.1.6-16 中の黒色星）の断層全体の平均すべり変位・断層面積・大すべり域面積・断層長さ・断層幅の各パラメータともに、既往の震源スケールリング則 (Iwata and Asano, 2011; Allen and Hayes, 2017) と整合的である。この整合性は、今回の地震と同じく南アラスカ地域で発生した 2016 年 Iniskin スラブ内地震 (M_w 7.1 ; 図 3.1.6-16 中の青色丸) に対しても確認できる。このような特徴は、3.1.2 節で議論した Puebla 地震を含むメキシコ中部の地震（図 3.1.6-16 中の灰色四角）とは対照的である。また、すべり変位から Okada (1992) のプログラムを用いて算出した断層全体の平均静的応力降下量は 7.1 MPa であり、これは Iwata and Asano (2011) がまとめたスラブ内地震の平均的な値 (4.6 MPa) の約 1.5 倍と少し大きい、倍半分の範囲内には収まっている。なお、3.1.2 節のメキシコ中部 Puebla 地震と比較した場合、3 倍以上の値である。

(6) 設定断層面の高度化に向けて

設定断層面が異なる 3 ケースを対象に Anchorage 地震の震源インバージョンを実施してきた。そのうち、ケース b と c では、2 枚の断層面が共役関係にあった。また、ケース b と c の違いは、東傾斜・低角の面が浅部に伸びているかどうか（すなわち、セグメント S2 の有無）であった。

本研究では、浅部に伸びていないケース b を最終的な解析結果としたが、ケース b のセグメント S1 の上端および S3 の下端には、まだ比較的大きなすべり変位が集中している（図

3.1.6-17a 中の灰色領域)。このことは、断層幅がやや足りず、断層面を S1 の浅い側へさらに広げる（すなわち、S2 も一部のみすべったとする；図 3.1.6-17a 中の黒実線矢印）余地があり、実際の断層すべり破壊がケース b と c の中間的なものであった可能性を示唆している。もしくは、本研究では考慮しなかった、S3 のさらに深い側にも破壊の一部が及んだ（図 3.1.6-17a 中の黒破線矢印）という可能性も否定できない。これらのことを念頭に、設定する断層面の高度化を今後図っていくことが重要である。また、ケース b の断層面の北端付近では S1 の面上に乗るような深い余震は発生してはいるものの、かなり零細であった。同じことが南端付近の S3 の面上に乗るような浅い余震に対しても言える。これらの場所に関しては、すべり変位も小さく推定されている。本研究では、S1 と S3 が同一な南端と北端を持つと仮定したが、実際の破壊はもう少し狭い範囲に留まっていた可能性があり、今後、S1 の北端をやや南側へ、S3 の南端をやや北側へ断層長さを短くした（図 3.1.6-17a 中の白色矢印）場合の検討も課題である。なお、そのような断層面を狭める検討を行う際には、観測波形のとりわけ主要動部分に対する再現性が現状のケース b から損なわれないよう十分注意する必要がある。

以上の説明に基づく実際の震源断層面の可能性を図 3.1.6-17b に模式図で示す。

(7) まとめ

Anchorage 地震の震源断層面は、東傾斜・低角の面とそれにほぼ直交する西傾斜・高角の面の、共役関係にある 2 枚からなると考えられる。このことに基づき、設定断層面が異なる 3 ケースに対して、観測された強震動の長周期成分を用いて震源過程解析を実施した。断層面の設定を今後さらに微調整して工夫する余地を残すものの、今回の地震の主たるすべり破壊が東傾斜・低角面の南半分および西傾斜・高角面の中央付近の 2 箇所に位置している点に関してはほぼ確実である。解析によって得られた、断層全体の平均すべり変位・静的応力降下量、断層面積、大すべり域面積の各断層パラメータの値はいずれも、既往の震源スケールリング則によっておおむね説明可能であった。

(a)



(b)

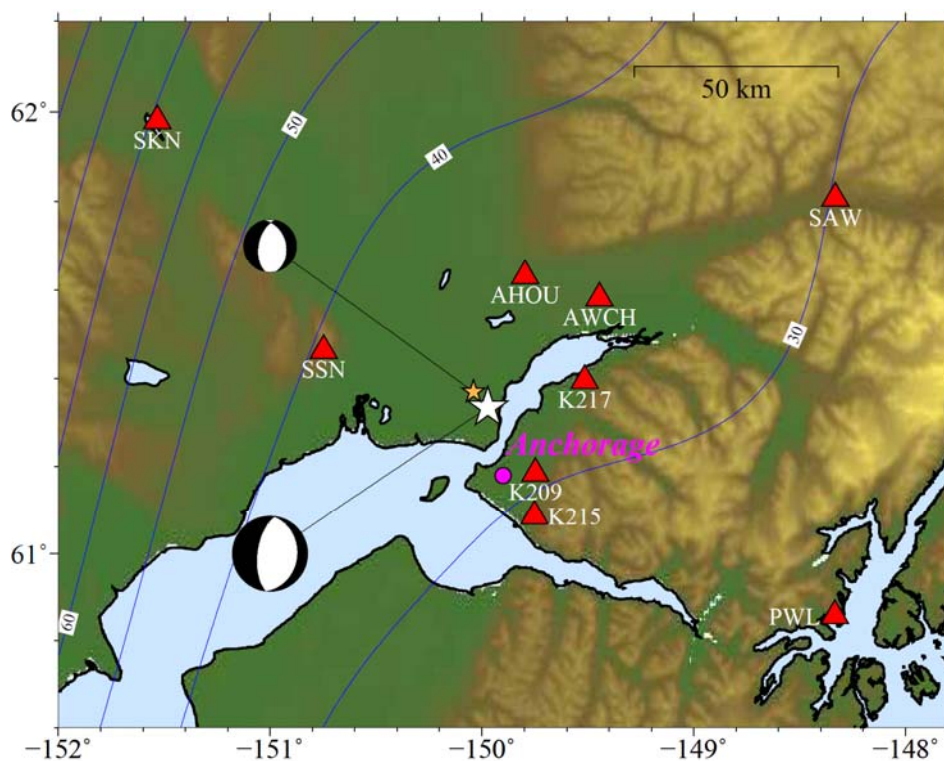


図 3.1.6-1 (a) アラスカ州 Anchorage 周辺の広域図。星印は Anchorage 地震の震央を表す。
(b) 震源域付近の拡大図。三角は震源インバージョンに使用する観測点、白色星は Anchorage 地震の震央、橙色星は速度構造モデルの調整に使用する余震 (M_w 5.0) の震央を表す。青色コンター (コンター間隔: 10 km) は Hayes *et al.* (2018) による海洋性プレートの上面深さを表す。

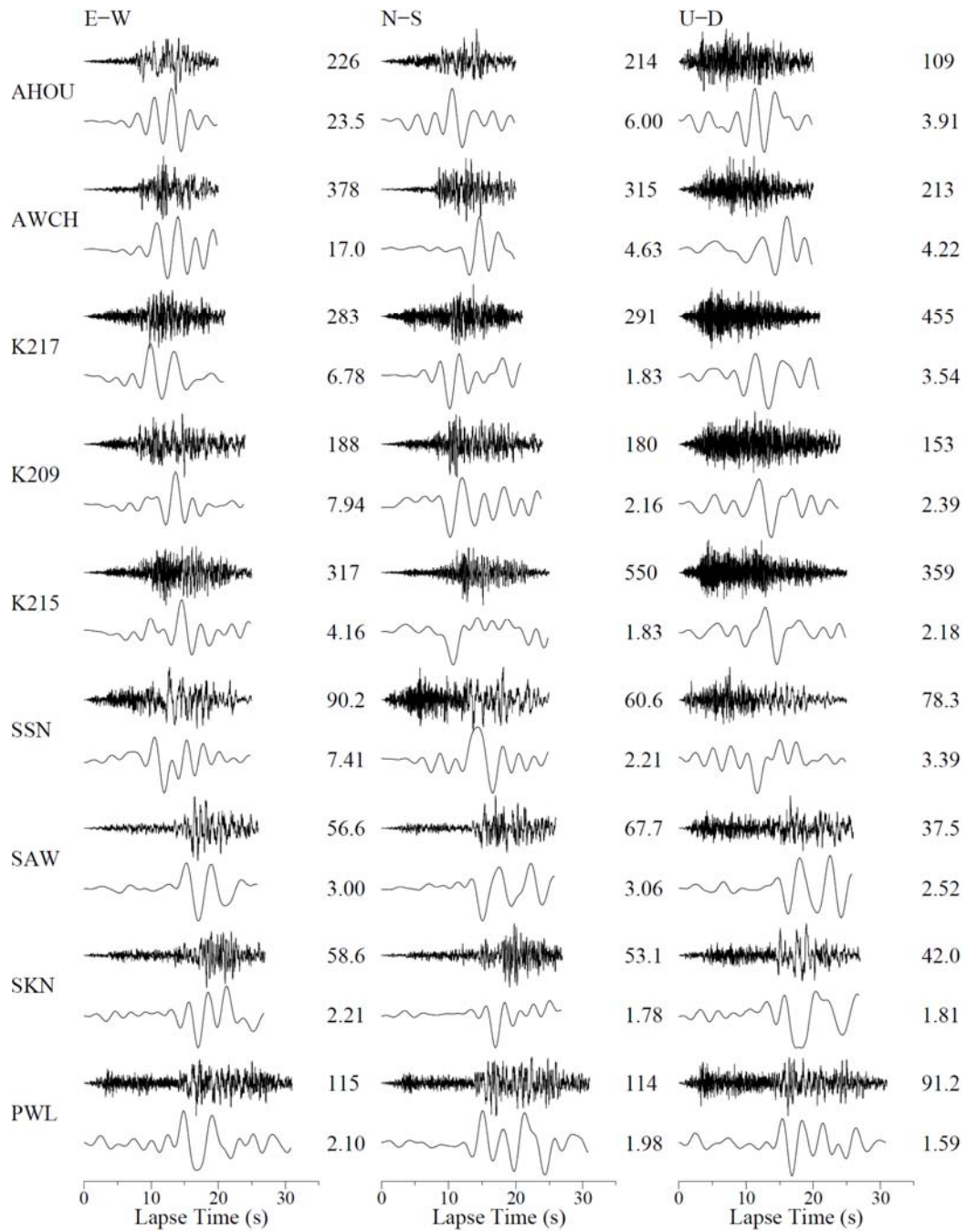


図 3.1.6-2 Anchorage 地震のバンドパスフィルタ無の加速度波形（上段）と震源インバージョンに使用する 0.05-0.4 Hz の速度波形（下段）。各波形の右の数字は最大振幅を表し、加速度波形の単位は cm/s/s、速度波形の単位は cm/s である。時刻の 0 秒は P 波到達時刻である。

表 3.1.6-1 速度構造モデルの調整に用いる地震の諸元

日時 (UTC)	2018/12/1 7:57:21
¹ 経度	150.0404°W
¹ 緯度	61.3700°N
¹ 震源深さ	53.2 km
² strike	N346°E
² dip	39°
² rake	-110°
² 地震モーメント	3.98×10^{16} Nm (M_w 5.0)
³ ライズタイム	1.6 s

1: Ruppert *et al.* (2020) 2: Richards (2019) 3: Ekström *et al.* (2012)

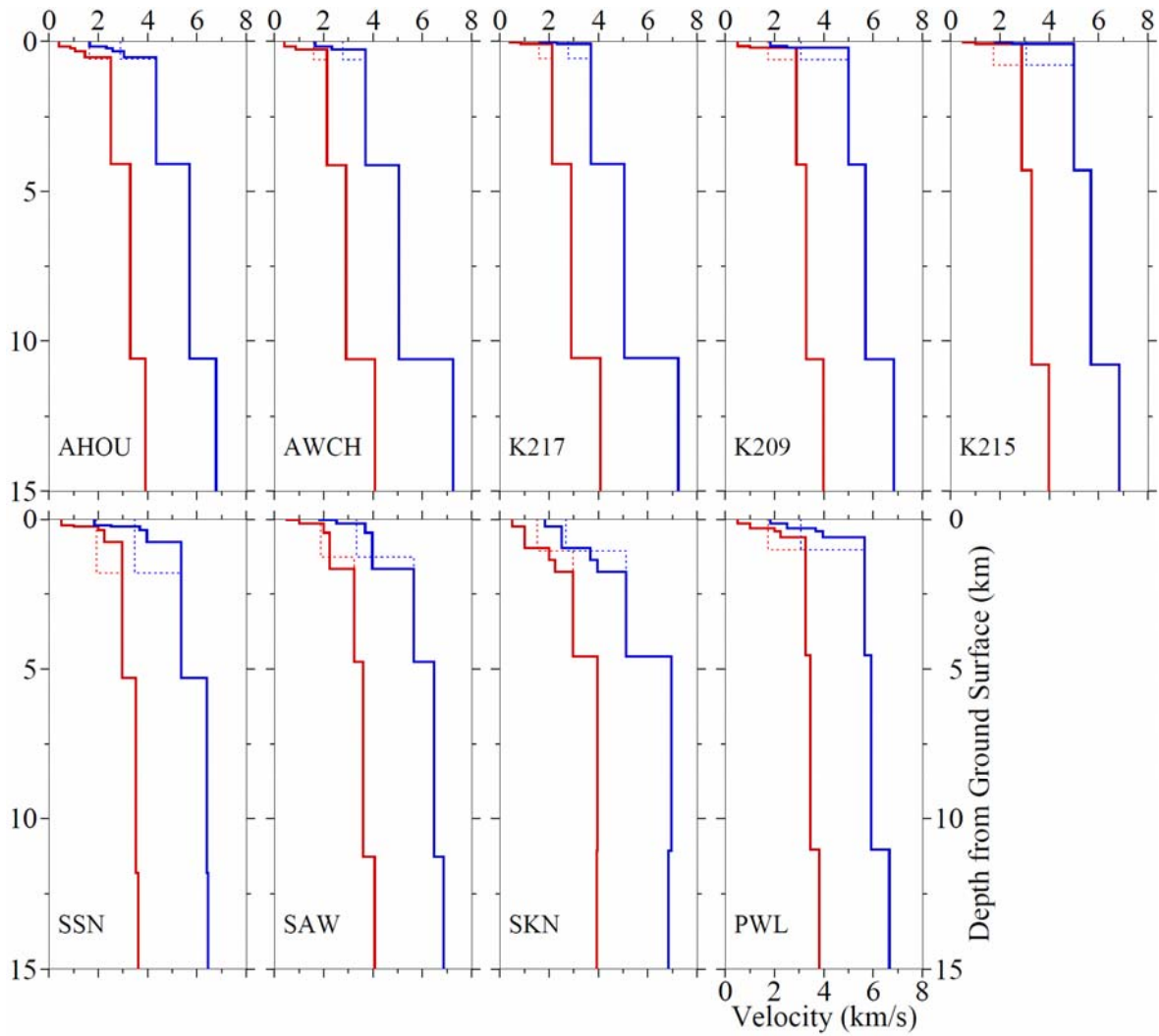


図 3.1.6-3 震源インバージョンで使用する各観測点の P 波（青）と S 波（赤）一次元速度構造モデル。細い点線は初期モデル、太い実線は調整後モデルを表す。

表 3.1.6-2 各観測点の一次元速度構造モデル（灰色：付加した堆積層）の物性値

AHOU

上面深さ (m)	^{1,2} P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	² 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S
0.00	1640	400	1721	44	22
175.00	2330	850	2037	118	59
225.00	2580	1050	2117	150	75
325.00	3040	1450	2232	214	107
525.00	4340	2497	2440	430	215
4084.00	5680	3293	2652	694	347
10584.00	6780	3906	2906	992	496
19584.00	6810	3837	2915	952	476
28584.00	6910	3933	2942	1006	503
40584.00	7380	4037	3083	1068	534
56584.00	7910	4414	3259	1318	659
75084.00	8540	4828	3491	1648	824
97584.00	8170	4663	3352	1508	754

1: Dutta *et al.* (2007), Eberhart-Phillips *et al.* (2019) 2: Brocher (2008)

AWCH

上面深さ (m)	^{1,2} P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	² 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S
0.00	1640	400	1721	44	22
175.00	2330	850	2037	118	59
275.00	3700	2133	2350	342	171
4103.00	5050	2901	2543	548	274
10603.00	7230	4089	3036	1100	550
19603.00	7400	4125	3089	1122	561
28603.00	7200	4147	3027	1136	568
40603.00	7550	4176	3137	1154	577
56603.00	8660	4843	3538	1660	830
75103.00	8650	4870	3534	1684	842
97603.00	8200	4680	3363	1522	761

1: Dutta *et al.* (2007), Eberhart-Phillips *et al.* (2019) 2: Brocher (2008)

K217

上面深さ (m)	^{1,2} P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	² 密度 (kg/m ³)	² Q _P	² Q _S
0.00	1640	400	1721	44	22
25.00	2330	850	2037	118	59
75.00	3700	2133	2350	342	171
4072.00	5050	2901	2543	548	274
10572.00	7230	4089	3036	1100	550
19572.00	7400	4125	3089	1122	561
28572.00	7200	4147	3027	1136	568
40572.00	7550	4176	3137	1154	577
56572.00	8660	4843	3538	1660	830
75072.00	8650	4870	3534	1684	842
97572.00	8200	4680	3363	1522	761

1: Dutta *et al.* (2007), Eberhart-Phillips *et al.* (2019) 2: Brocher (2008)

表 3.1.6-2 各観測点の一次元速度構造モデル（灰色：付加した堆積層）の物性値（つづき）

K209

上面深さ (m)	^{1,2} P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	² 密度 (kg/m ³)	² <i>Q_p</i>	² <i>Q_s</i>
0.00	1830	500	1824	62	31
150.00	2520	1000	2099	142	71
200.00	5000	2882	2535	542	171
4096.00	5680	3287	2652	692	346
10596.00	6830	3985	2920	1036	518
19596.00	6720	3869	2890	970	485
28596.00	7160	4117	3015	1118	559
40596.00	7610	4207	3157	1176	588
56596.00	8580	4845	3507	1662	831
75096.00	8460	4742	3460	1574	787
97596.00	8250	4706	3382	1544	772

1: Dutta *et al.* (2007), Eberhart-Phillips *et al.* (2019) 2: Brocher (2008)

K215

上面深さ (m)	^{1,2} P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	² 密度 (kg/m ³)	² <i>Q_p</i>	² <i>Q_s</i>
0.00	1830	500	1824	62	31
25.00	2520	1000	2099	142	71
75.00	5000	2882	2535	542	171
4284.00	5680	3287	2652	692	346
10784.00	6830	3985	2920	1036	518
19784.00	6720	3869	2890	970	485
28784.00	7160	4117	3015	1118	559
40784.00	7610	4207	3157	1176	588
56784.00	8580	4845	3507	1662	831
75284.00	8460	4742	3460	1574	787
97784.00	8250	4706	3382	1544	772

1: Dutta *et al.* (2007), Eberhart-Phillips *et al.* (2019) 2: Brocher (2008)

SSN

上面深さ (m)	^{1,2} P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	² 密度 (kg/m ³)	² <i>Q_p</i>	² <i>Q_s</i>
0.00	1830	500	1824	62	31
225.00	2520	1000	2099	142	71
275.00	3670	2000	2345	314	157
375.00	3960	2250	2388	368	184
775.00	5360	2968	2593	572	286
5306.00	6400	3530	2808	798	399
11806.00	6450	3626	2821	844	422
20806.00	6950	4006	2954	1020	525
29806.00	7230	4060	3036	1082	541
41806.00	6990	3868	2965	970	485
57806.00	7880	4444	3249	1336	668
76306.00	8230	4681	3374	1524	762
98806.00	8290	4705	3396	1544	772

1: Dutta *et al.* (2007), Eberhart-Phillips *et al.* (2019) 2: Brocher (2008)

表 3.1.6-2 各観測点の一次元速度構造モデル（灰色：付加した堆積層）の物性値（つづき）

SAW					
上面深さ (m)	^{1,2} P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	² 密度 (kg/m ³)	² <i>Q_p</i>	² <i>Q_s</i>
0.00	1830	500	1824	62	31
25.00	2520	1000	2099	142	71
175.00	3670	2000	2345	314	157
475.00	3960	2250	2388	368	184
1675.00	5660	3227	2648	668	334
4781.00	6470	3596	2826	828	414
11281.00	6850	4068	2926	1086	543
20281.00	7090	4001	2994	1046	523
29281.00	6930	3915	2948	996	498
41281.00	7600	4167	3154	1150	575
57281.00	7900	4473	3256	1362	681
75781.00	8490	4827	3472	1646	823
98281.00	8400	4789	3438	1614	807

1: Dutta *et al.* (2007), Eberhart-Phillips *et al.* (2019) 2: Brocher (2008)

SKN					
上面深さ (m)	^{1,2} P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	² 密度 (kg/m ³)	² <i>Q_p</i>	² <i>Q_s</i>
0.00	1830	500	1824	62	31
275.00	2520	1000	2099	142	71
975.00	3670	2000	2345	314	157
1375.00	3960	2250	2388	368	184
1775.00	5130	2967	2555	572	286
4581.00	6960	3973	2957	1030	515
11081.00	6830	3930	2920	1004	502
20081.00	6670	3811	2877	938	469
29081.00	6980	3961	2962	1022	511
41081.00	7780	4487	3214	1372	686
57081.00	7850	4413	3238	1318	659
75581.00	7970	4559	3280	1426	713
98081.00	8490	4807	3472	1630	815

1: Dutta *et al.* (2007), Eberhart-Phillips *et al.* (2019) 2: Brocher (2008)

PWL					
上面深さ (m)	^{1,2} P波速度 (m/s)	¹ S波速度 (m/s)	² 密度 (kg/m ³)	² <i>Q_p</i>	² <i>Q_s</i>
0.00	1830	500	1824	62	31
175.00	2520	1000	2099	142	71
325.00	3670	2000	2345	314	157
425.00	3960	2250	2388	368	184
625.00	5660	3247	2648	676	338
4550.00	5930	3446	2702	760	380
11050.00	6650	3815	2872	940	470
20050.00	7050	3930	2983	1004	502
29050.00	7130	3992	3006	1042	521
41050.00	7860	4321	3242	1252	626
57050.00	8140	4628	3341	1480	740
75550.00	8450	4820	3457	1640	820
98050.00	8240	4709	3378	1546	773

1: Dutta *et al.* (2007), Eberhart-Phillips *et al.* (2019) 2: Brocher (2008)

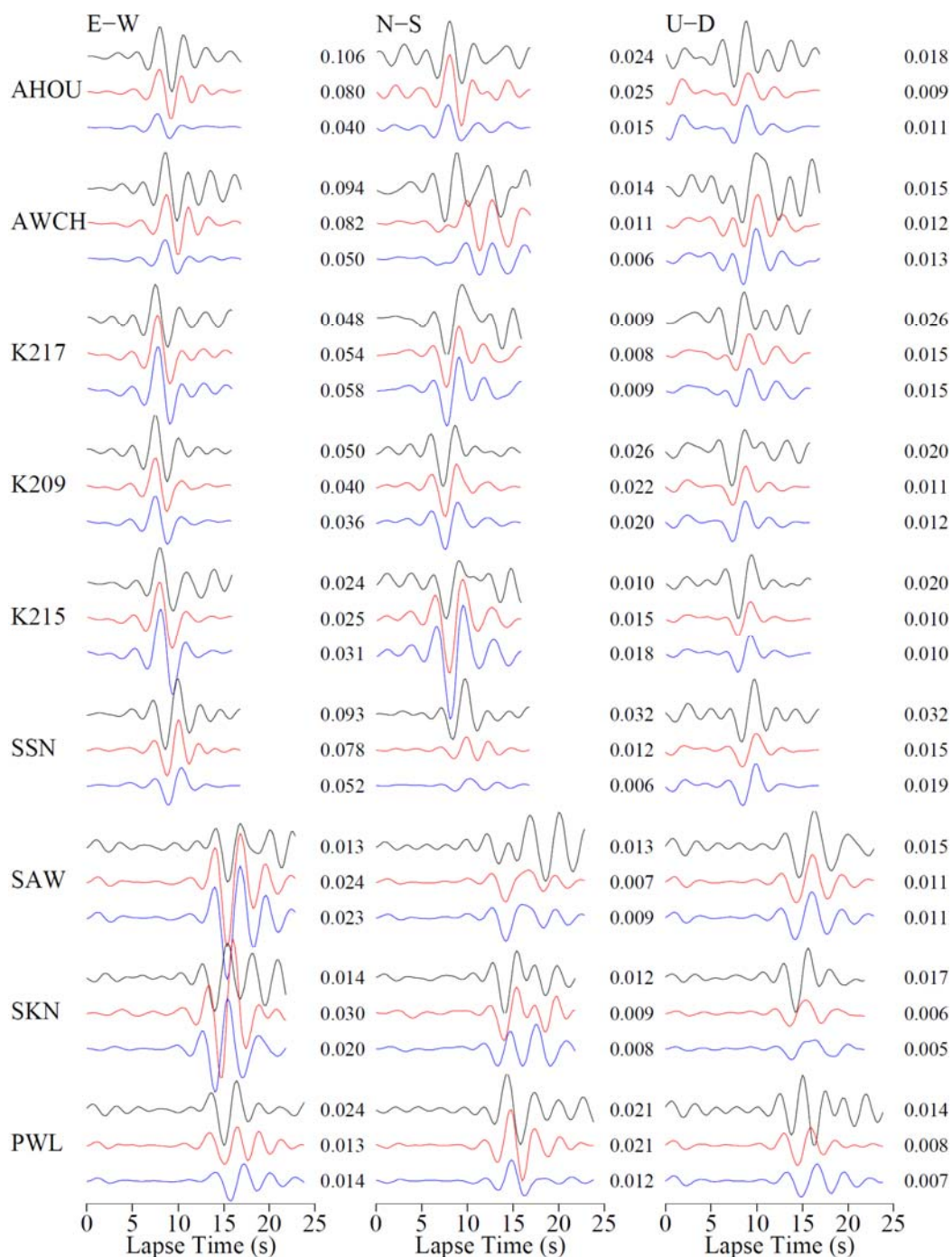


図 3.1.6-4 2018 年 12 月 1 日 7 時 57 分の地震 (M_w 5.0) の速度波形 (0.1-0.4 Hz) の比較。

黒色は観測波形、赤色は速度の遅い堆積層を含んだ調整後モデルによる理論波形、青色は含まない初期モデルによる理論波形である。各波形の右の数字は最大振幅を表し、単位は cm/s である。時刻の 0 秒は P 波到達時刻 1 秒前である。

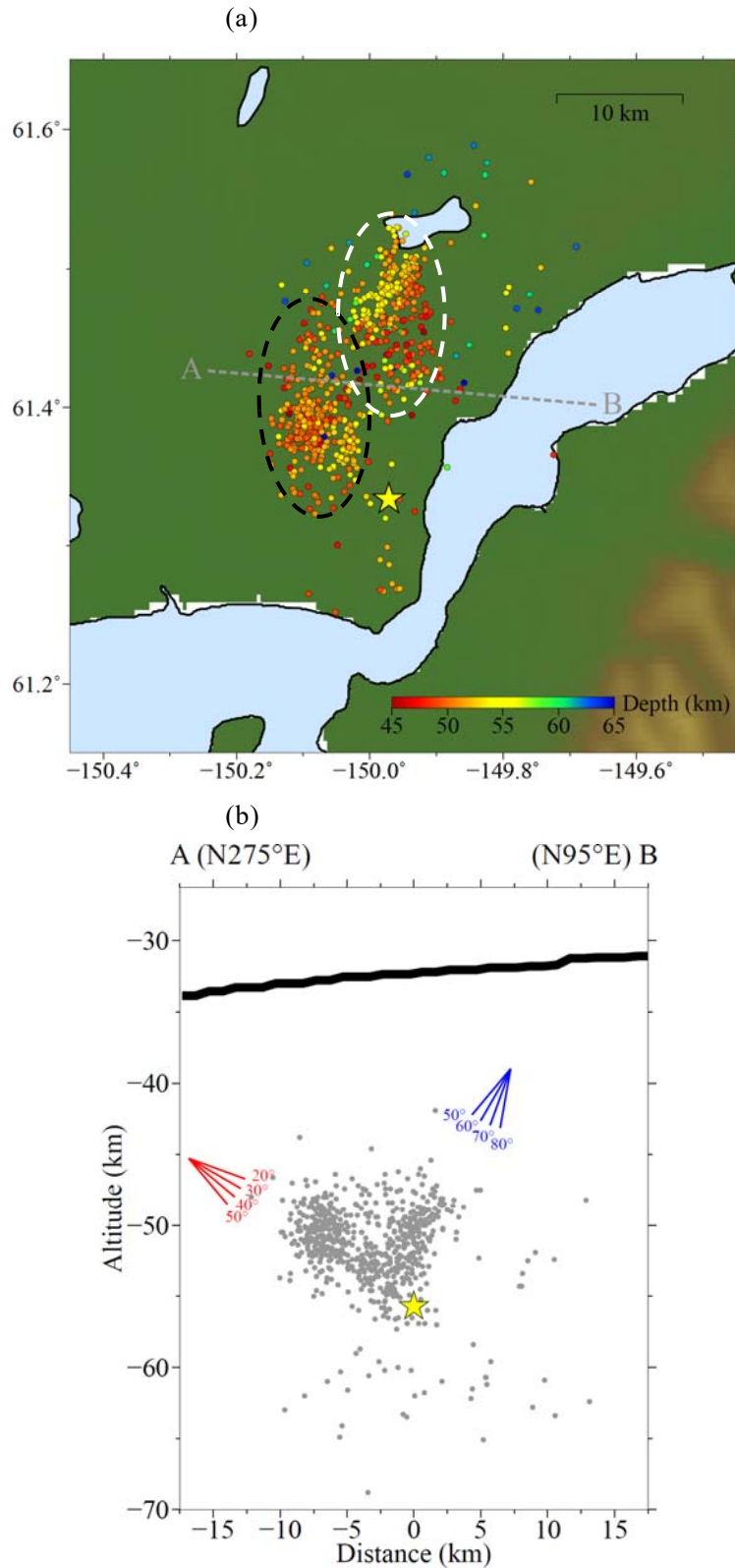


図 3.1.6-5 (a) Anchorage 地震の発生後 24 時間以内のマグニチュード 2 以上の余震の震央。星印は本震の破壊開始点、黒と白破線で囲んだ領域は余震のクラスタを表す。(b) 余震（プロット）を鉛直断面 AB 上に投影した図。太線は海洋性プレートの上面深さ (Hayes *et al.*, 2018)、赤や青色で示された角度は傾斜角を表す。

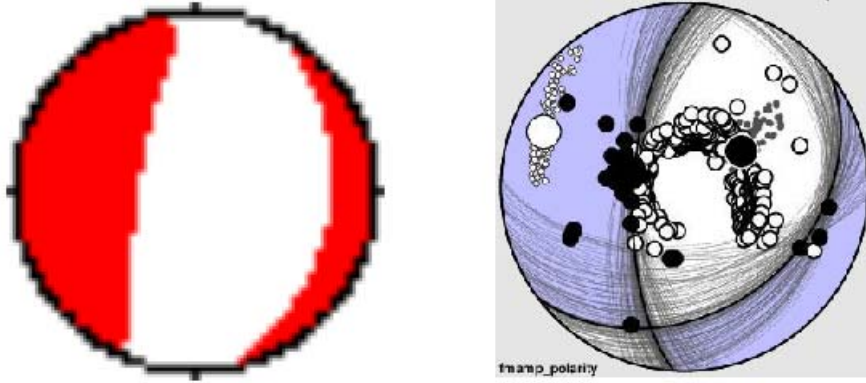


図 3.1.6-6 Anchorage 地震の（左）GCMT 解、（右）Early-est (<http://early-est.rm.ingv.it/warning.html>) による初動解。

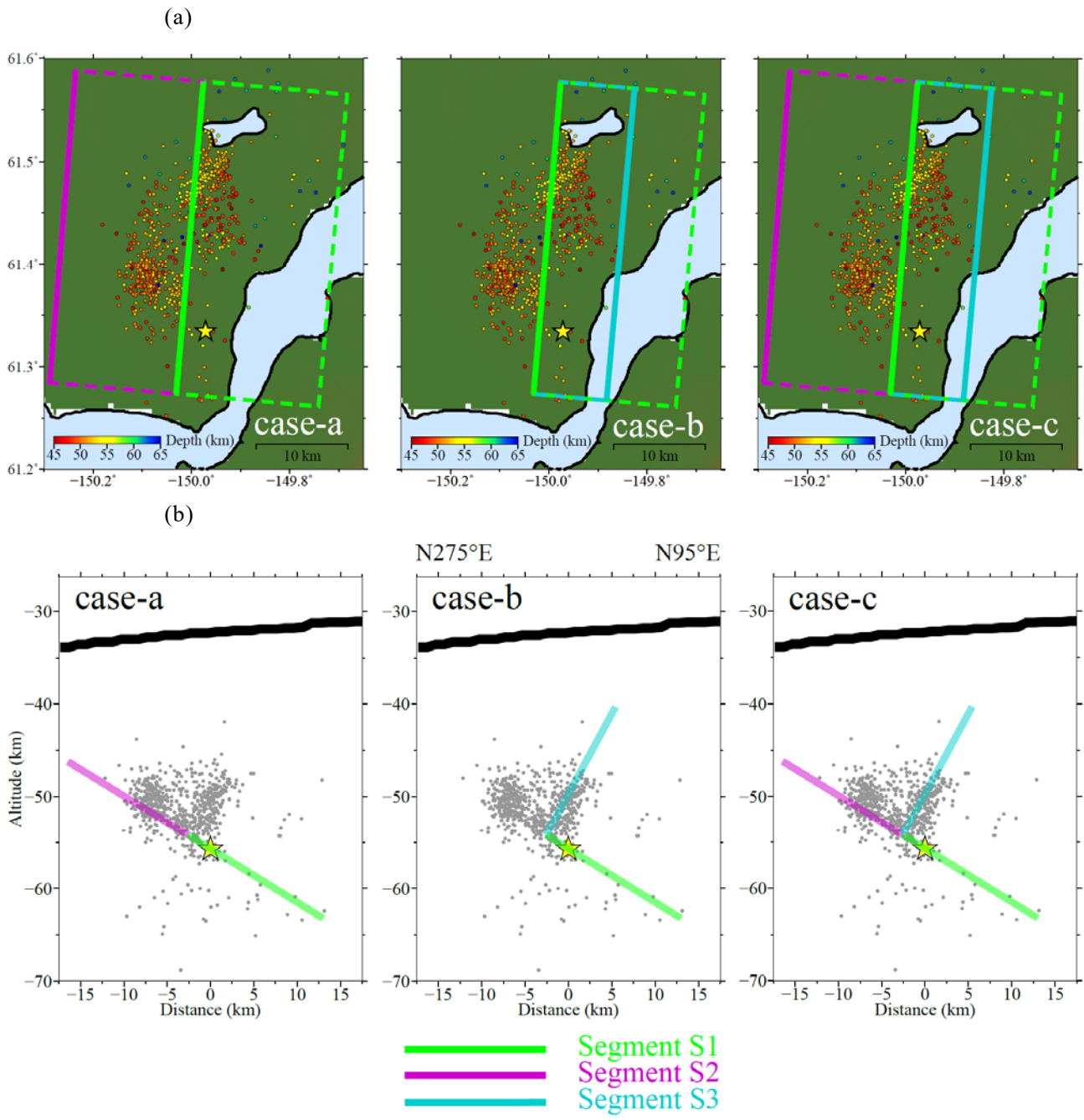


図 3.1.6-7 震源インバージョンの設定断層面の (a) 地図と (b) 断面図。なお、断面は図 3.1.6-5 の断面 AB と同じである。左からケース a, b, c の順で、緑・紫・水色線はそれぞれセグメント S1, S2, S3 を表す。プロットは余震、星印は本震の破壊開始点、(b) での太い黒色線は海洋性プレートの上面深さを表す。

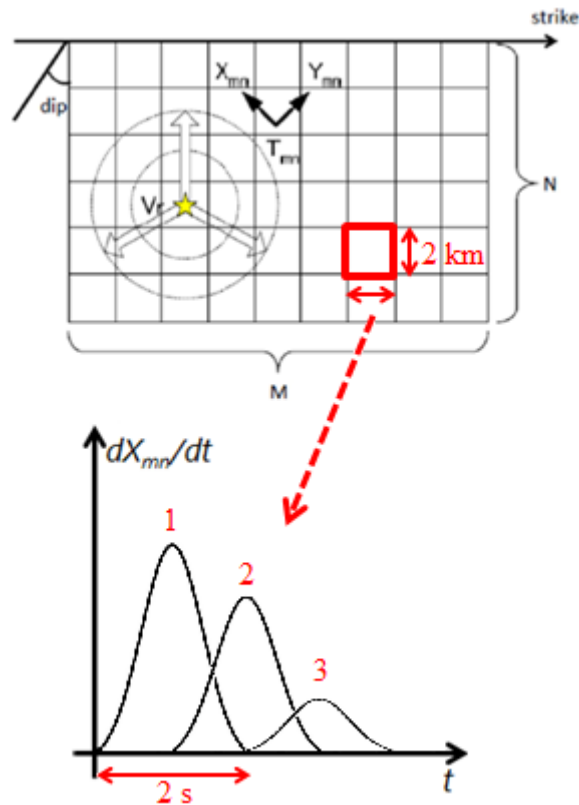


図 3.1.6-8 マルチタイムウィンドウの概念図。

表 3.1.6-3 3 ケースの震源インバージョン結果のパラメータ比較

	ケースa	ケースb	ケースc
時空間平滑化の強さ	0.6	0.6	0.6
破壊フロントの伝播速度	2.9 km/s (69% V_S)	2.9 km/s (69% V_S)	2.9 km/s (69% V_S)
波形の残差二乗和	9.540	9.463	8.529
地震モーメント	6.59×10^{19} Nm (M_w 7.15)	5.91×10^{19} Nm (M_w 7.11)	6.80×10^{19} Nm (M_w 7.16)
¹ 断層全体の平均すべり変位	1.05 m	0.97 m	0.75 m
¹ 低角断層面 (S1, S2) の平均すべり変位	1.05 m	1.10 m	0.79 m
¹ 高角断層面 (S3) の平均すべり変位	-	0.83 m	0.67 m

1: 剛性率を56 GPa ($V_S=4.21$ km/s, $\rho=3.16$ g/cm³) と仮定

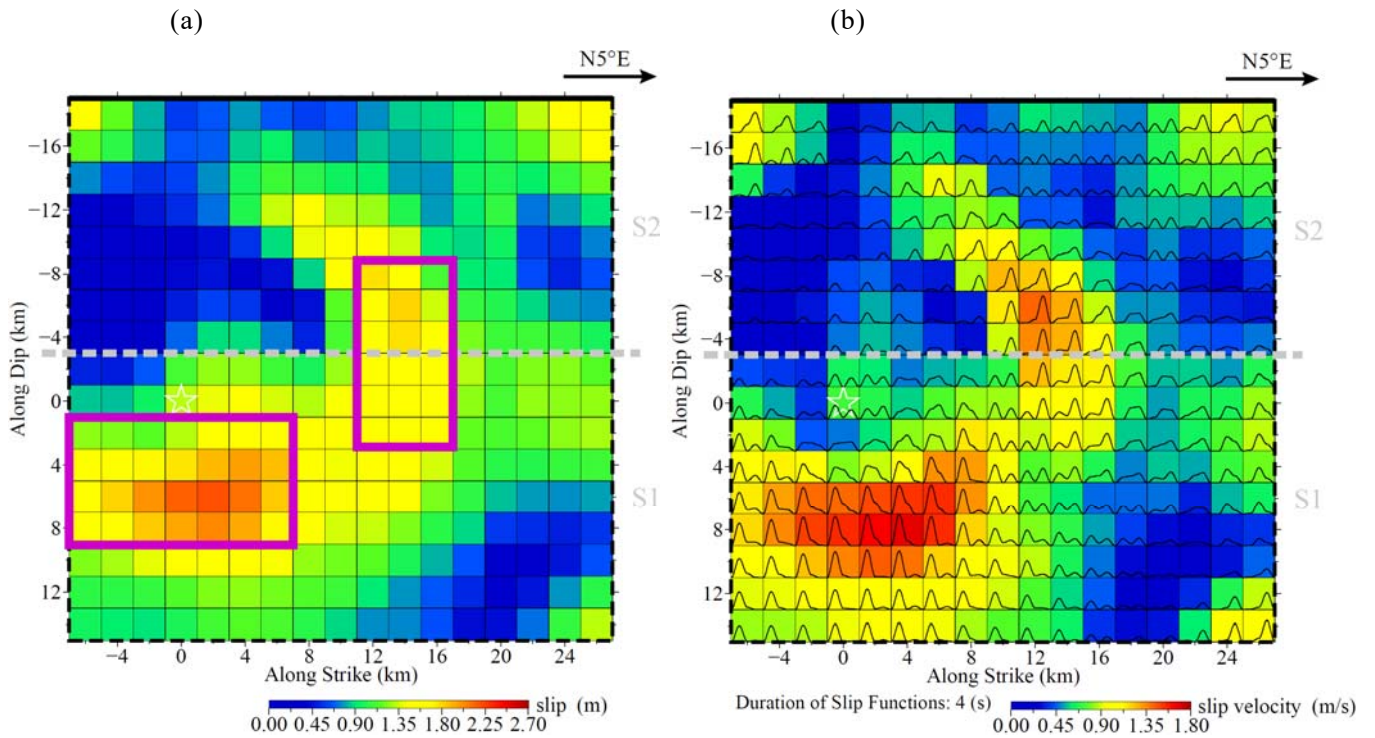


図 3.1.6-9 ケース a の震源インバージョンの (a) すべり変位の分布および (b) 最大すべり速度とすべり時間関数の分布。白色星は破壊開始点を表す。(a) での紫色四角は Somerville *et al.* (1999) の規範で抽出した大すべり域を表す。

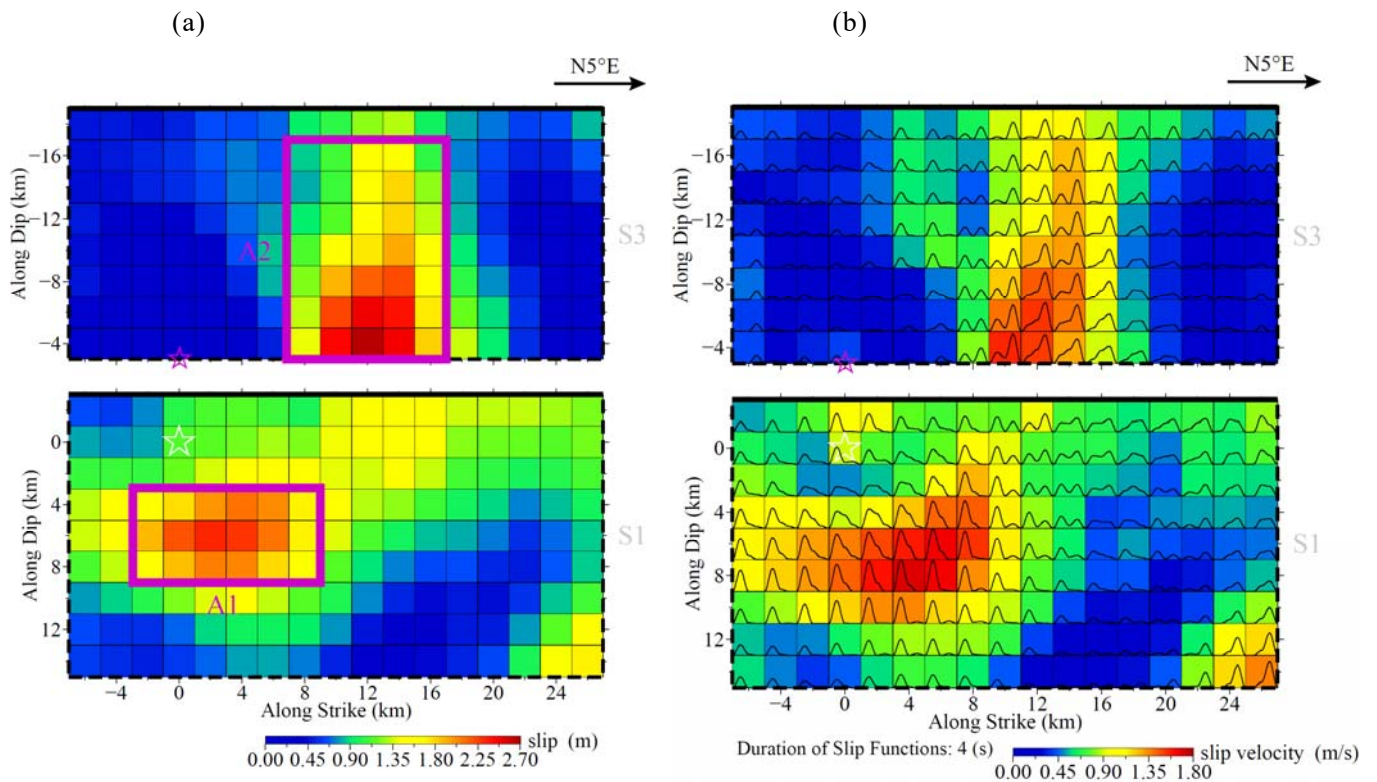


図 3.1.6-10 ケース b の震源インバージョンの (a) すべり変位の分布および (b) 最大すべり速度とすべり時間関数の分布。白色星はセグメント S1 の、紫色星は S3 の破壊開始点を表す。(a) での紫色四角は Somerville *et al.* (1999) の規範で抽出した大すべり域 (A1, A2) を表す。

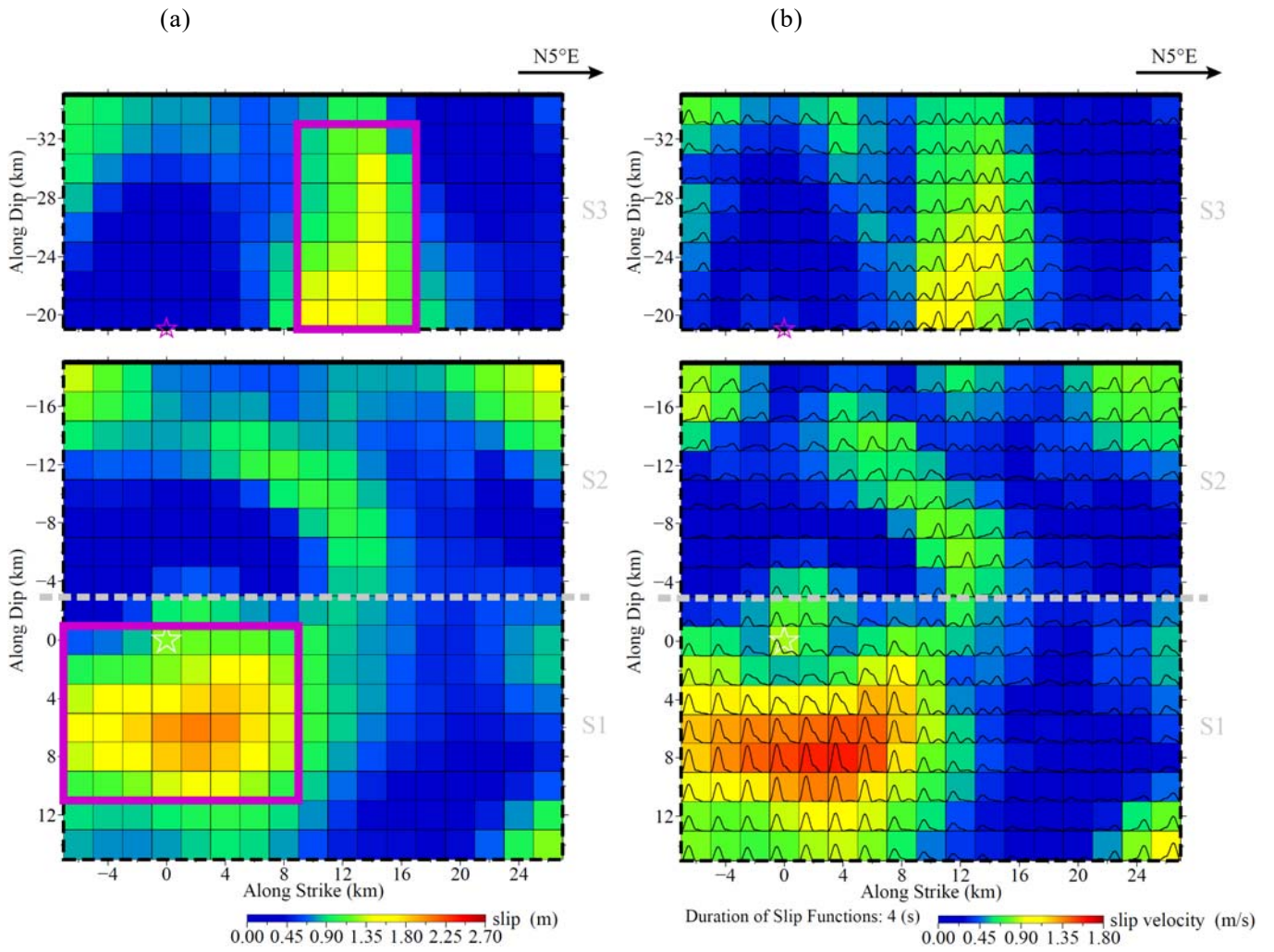


図 3.1.6-11 ケース c の震源インバージョンの (a) すべり変位の分布および (b) 最大すべり速度とすべり時間関数の分布。白色星はセグメント S1 の、紫色星は S3 の破壊開始点を表す。(a) での紫色四角は Somerville *et al.* (1999) の規範で抽出した大すべり域を表す。

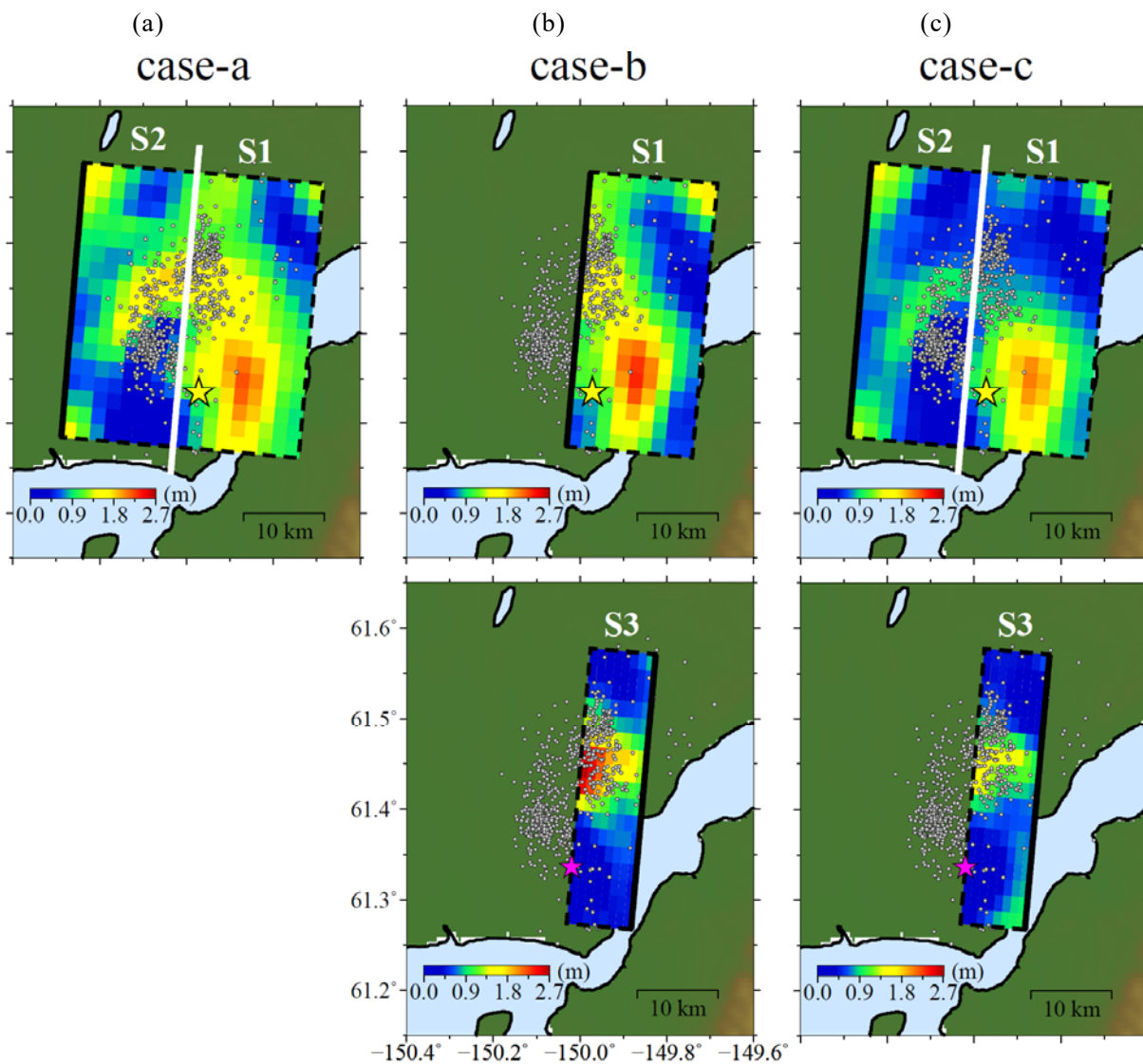
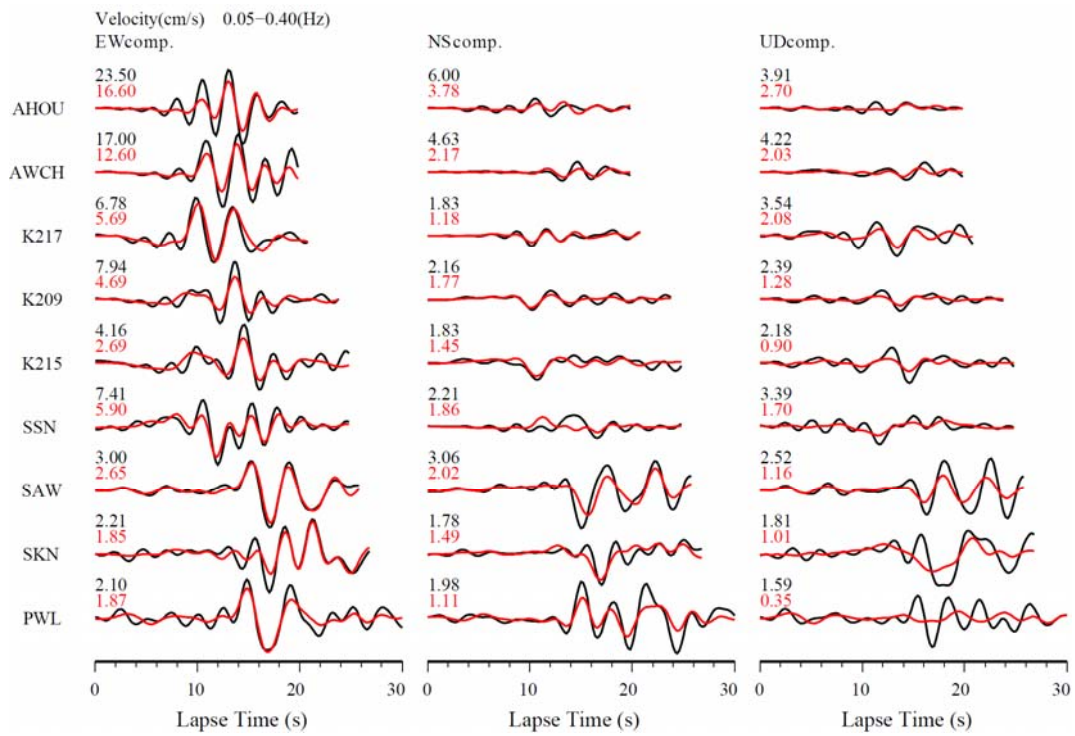


図 3.1.6-12 各ケースの震源インバージョンのすべり変位分布を地図上に投影したもの。黄色星はセグメント S1 の破壊開始点、(b), (c) での紫色星は S3 の破壊開始点を表す。プロットは余震の震央を表す。

(a) ケース a



(b) ケース b

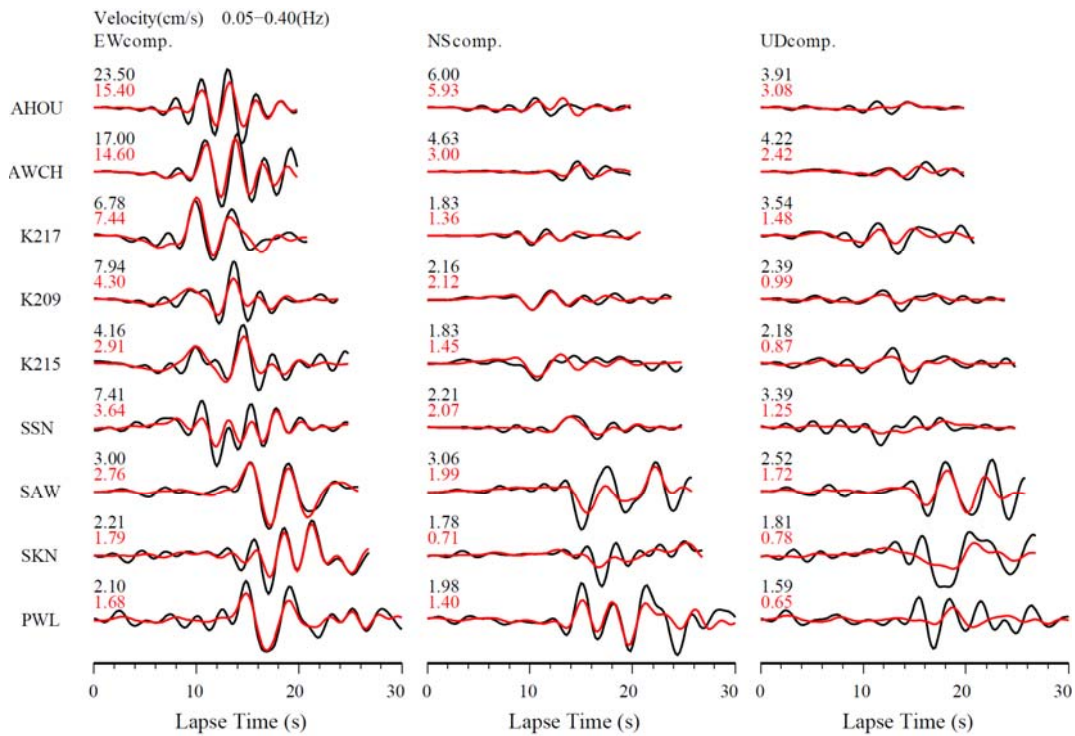


図 3.1.6-13 各ケースにおける観測（黒）と理論（赤）速度波形（0.05-0.4 Hz）の比較。各波形の左上の数字は最大振幅を表し、単位は cm/s である。時刻の 0 秒は P 波到達時刻である。

(c) ケース c

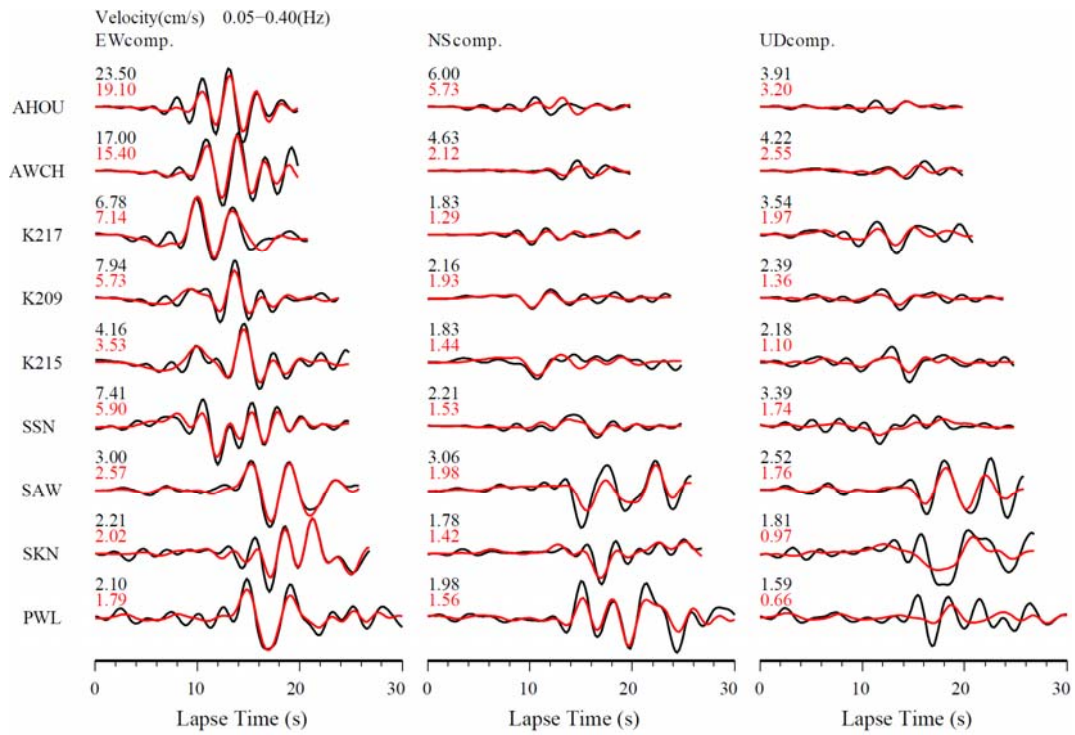


図 3.1.6-13 (つつき)

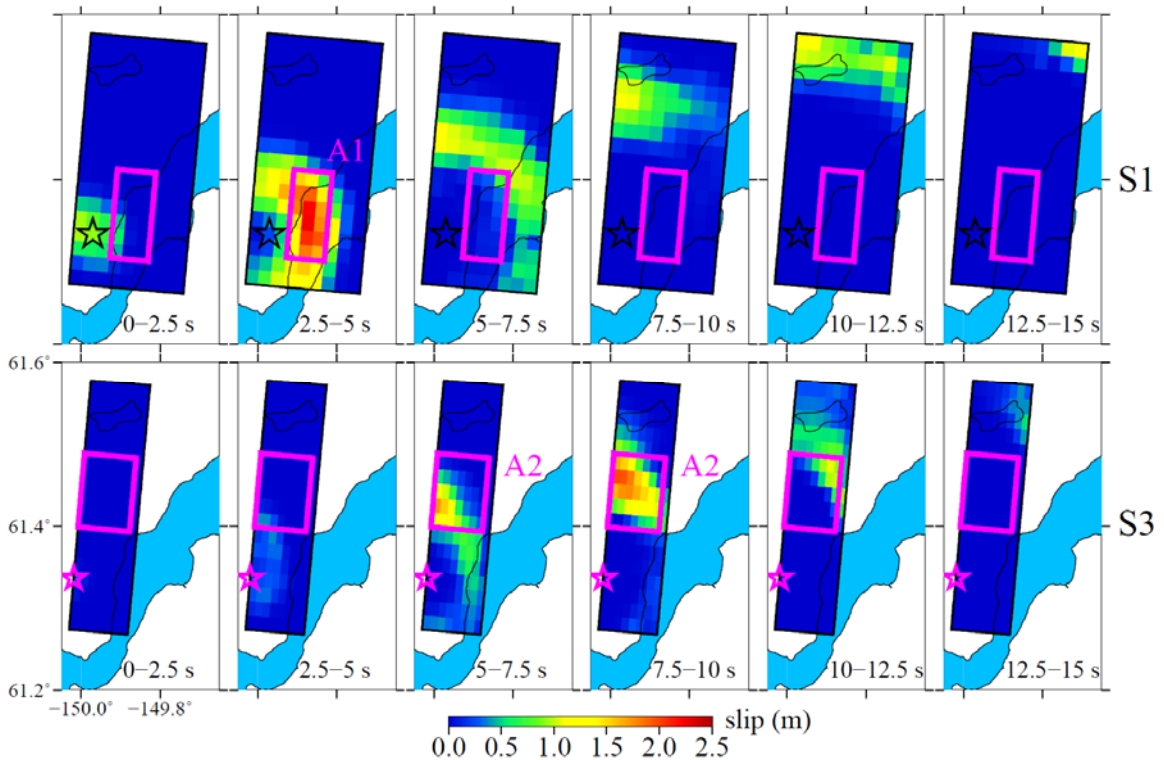


図 3.1.6-14 ケース b の破壊伝播の 2.5 秒ごとのスナップショット (すべり変位の増分)。
 黒色星はセグメント S1 の、紫色星は S3 の破壊開始点を表す。紫色四角は大すべり域 (A1, A2) を表す。

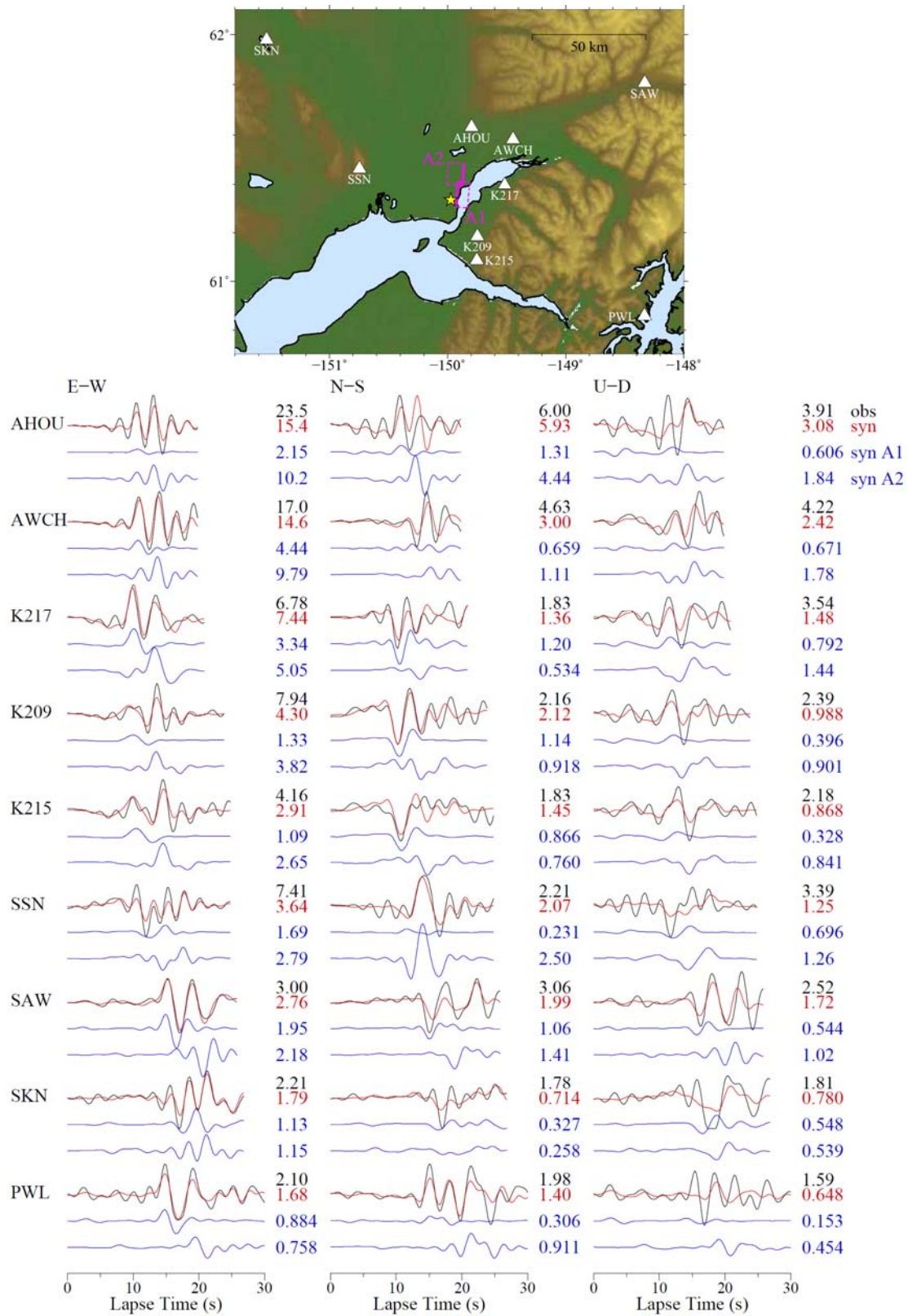


図 3.1.6-15 ケース b における、大すべり域 (A1, A2) による速度波形 (0.05-0.4 Hz) への寄与。黒は観測、赤は理論、青は各大すべり域の理論波形である。各波形の右の数字は最大振幅を表し、単位は cm/s である。時刻の 0 秒は P 波到達時刻である。

表 3.1.6-4 Anchorage 地震の断層パラメータ (ケース b)

Anchorage地震	
(1) 地震モーメント	5.91×10^{19} Nm (M_w 7.11)
(2) 断層長さ	34 km
(3) 断層幅	34 km
(4) 断層面積	1,156 km ²
(5) 断層全体の平均すべり変位	0.97 m
(6) 断層全体の最大すべり変位	2.7 m
(7) 断層全体の静的応力降下量	7.1 MPa
(8) 大すべり域の面積	212 km ²
(8)÷(4)	0.18

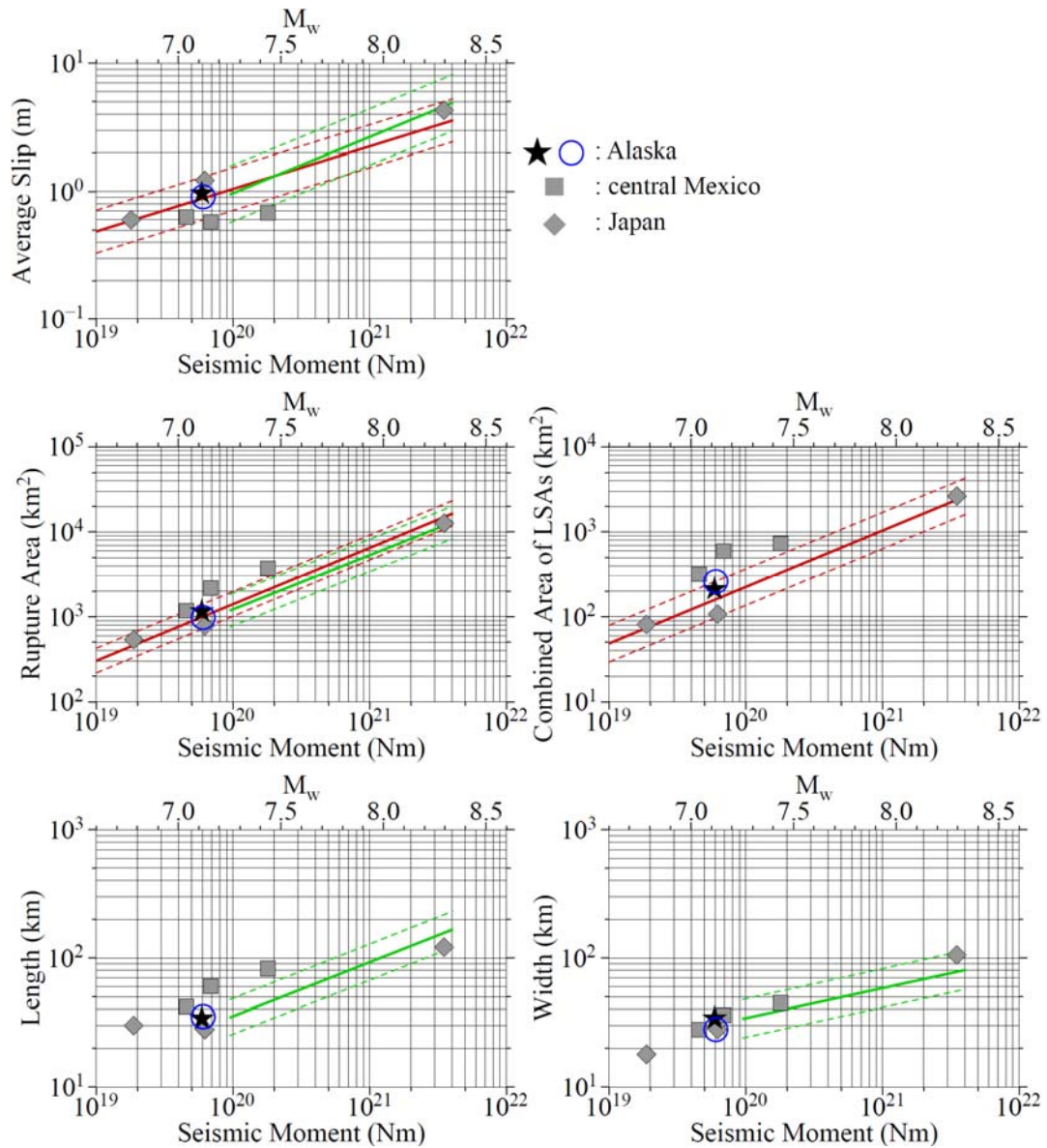


図 3.1.6-16 (左上) 断層全体の平均すべり変位、(左中) 断層面積、(右中) 大すべり域面積、(左下) 断層長さ、(右下) 断層幅の地震モーメントとの関係。黒色星はアラスカ Anchorage 地震、青色丸は同じくアラスカの 2016 年 Iniskin 地震、灰色四角はメキシコ中部の地震、灰色ひし形は日本の地震である。なお、Anchorage 地震以外のプロットは Iwata and Asano (2011) や USGS に基づく。赤色線は既往の震源スケーリング則 Iwata and Asano (2011)、緑色線は Allen and Hayes (2017) による平均値とその標準偏差を表す。

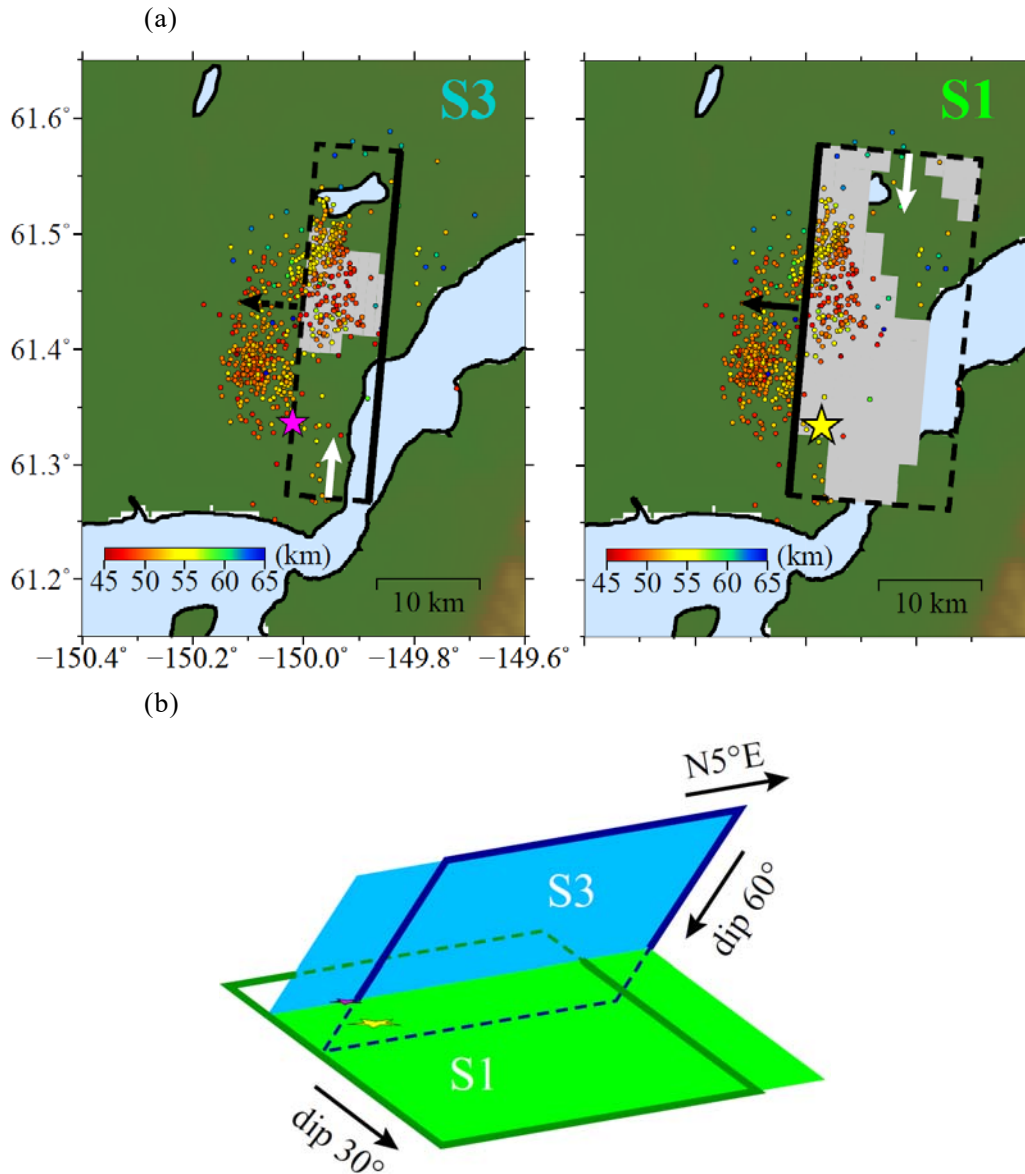


図 3.1.6-17 (a) ケース b における断層全体の平均すべり変位以上を持つ小断層(灰色領域)と余震(プロット)。黄色星はセグメント S1 の、紫色星は S3 の破壊開始点を表す。各矢印は今後の断層面高度化の方針を表す。(b) ケース b で設定した断層面(薄緑色 (S1) や水色 (S3) の塗りつぶし)と高度化断層面(すべり破壊が実際起きた断層面により近いと考えられる;濃緑や青色の四角枠)を、南東方向から見た場合の三次元模式図。

3.1節の参考文献

3.1.2

- 1) Akaike Hirotugu (1980): Likelihood and the Bayes procedure, *Trabajos de Estadística Y de Investigación Operativa*, Vol. 31, No. 1, pp. 143-166.
- 2) Allen Trevor H. and Gavin P. Hayes (2017): Alternative rupture-scaling relationships for subduction interface and other offshore environments, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 107, No. 3, pp. 1240-1253.
- 3) Bouchon Michel (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No. 4, pp. 959-971.
- 4) Brocher Thomas M. (2008): Key elements of regional seismic velocity models for long period ground motion simulations, *Journal of Seismology*, Vol. 12, No. 2, pp. 217-221.
- 5) Ekström Göran, Meredith Nettles, and Adam M. Dziewonski (2012): The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 200-201, pp. 1-9.
- 6) Estrella Hortencia F. and Jorge A. González (2003): SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City, *Geofísica Internacional*, Vol. 42, No. 2, pp. 227-236.
- 7) Furumura Takashi and Shri K. Singh (2002): Regional wave propagation from Mexican subduction zone earthquakes: The attenuation functions for interplate and inslab events, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 92, No. 6, pp. 2110-2125.
- 8) Hayes Gavin P., Ginevra L. Moore, Daniel E. Portner, Mike Hearne, Hanna Flamme, Maria Furtney, and Gregory M. Smoczyk (2018): Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model, *Science*, Vol. 362, Issue 6410, pp. 58-61.

- 9) Hirata Naoshi and Mitsuhiro Matsu'ura (1987): Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 47, pp. 50-61.
- 10) Iwata Tomotaka and Kimiyuki Asano (2011): Characterization of the heterogeneous source model of intraslab earthquakes toward strong ground motion prediction, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 168, pp. 117-124.
- 11) Kennett Brian L. N. and N. J. Kerry (1979): Seismic waves in a stratified half space, *Geophysical Journal International*, Vol. 57, No. 3, pp. 557-583.
- 12) Lawson Charles L. and Richard J. Hanson (1974): *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall, Inc., 337pp.
- 13) Melgar Diego, Xyoli Pérez-Campos, Leonardo Ramirez-Guzman, Zack Spica, Victor Hugo Espíndola, William C. Hammond, and Enrique Cabral-Cano (2018): Bend faulting at the edge of a flat slab: The 2017 M_w 7.1 Puebla-Morelos, Mexico, earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol. 45, No. 6, pp. 2633-2641.
- 14) Mirward Aron, Víctor M. Cruz-Atienza, John Díaz-Mojica, Arturo Iglesias, Shri K. Singh, Carlos Villafuerte, and Josué Tago (2019): The 19 September 2017 (M_w 7.1) intermediate-depth Mexican earthquake: A slow and energetically inefficient deadly shock, *Geophysical Research Letters*, Vol. 46, No. 4, pp. 2054-2064.
- 15) Okada Yoshimitsu (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, No. 2, pp. 1018-1040.
- 16) Okuwaki Ryo and Yuji Yagi (2017): Rupture process during the M_w 8.1 2017 Chiapas Mexico earthquake: Shallow intraplate normal faulting by slab bending, *Geophysical Research Letters*,

Vol. 44, Issue 23, pp. 11816-11823.

- 17) Pérez-Campos Xyoli, Shri K. Singh, Arturo Iglesias, Leonardo Alcántara, Mario Ordaz, and Denis Legrand (2010): Intraslab Mexican earthquakes of 27 April 2009 (M_w 5.8) and 22 May 2009 (M_w 5.6): A source and ground motion study, *Geofísica Internacional*, Vol. 49, No. 3, pp. 153-163.
- 18) Sahakian Valerie J., Diego Melgar, Luis Quintanar, Leonardo Ramírez-Guzmán, Xyoli Pérez-Campos, and Annemarie Baltay (2018): Ground motions from the 7 and 19 September 2017 Tehuantepec and Puebla-Morelos, Mexico, earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 108, No. 6, pp. 3300-3312.
- 19) Sekiguchi Haruko, Kojiro Irikura, and Tomotaka Iwata (2000): Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 90, No. 1, pp. 117-133.
- 20) Somerville Paul, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, and Akira Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80.
- 21) Spica Zack, Mathieu Perton, Marco Calò, Denis Legrand, Francisco Córdoba-Montiel, and Arturo Iglesias (2016): 3-D shear wave velocity model of Mexico and South US: Bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (C^1) and correlation of coda of correlations (C^3), *Geophysical Journal International*, Vol. 206, No. 3, pp. 1795-1813.

3.1.3

- 1) UNAM (Central University City Campus of the Universidad Nacional Autónoma de México):
<http://aplicaciones.iingen.unam.mx/AcelerogramasRSM/Registro.aspx>
- 2) Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 2, pp. 489-508.
- 3) Brune, J. N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp.4997-5009.
- 4) Eshelby, J. D. (1957): 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.
- 5) Kanamori, H. (1997): The energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, No. 20, pp. 2981-2987.
- 6) Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, No. B5, pp. 2243-2250.
- 7) 原子力規制庁 (2018): 平成 29 年度原子力規制庁安全研究, 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) 事業業務報告書.
- 8) 地震調査研究推進本部 (2016): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」), (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf 2017/2/22 アクセス).
- 9) 笹谷努・森川信之・前田宣浩 (2006): 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.

- 10) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 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, No. 545, pp. 51-62.

3.1.4

- 1) Dan, K., Watanabe, T., and Tanaka, T (1989): A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan), No. 396, pp. 27-36.

3.1.6

- 1) Akaike Hirotugu (1980): Likelihood and the Bayes procedure, Trabajos de Estadística Y de Investigación Operativa, Vol. 31, No. 1, pp. 143-166.
- 2) Allen Trevor H. and Gavin P. Hayes (2017): Alternative rupture-scaling relationships for subduction interface and other offshore environments, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 107, No. 3, pp. 1240-1253.
- 3) Bouchon Michel (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 71, No. 4, pp. 959-971.
- 4) Boore David M. (2004): Ground motion in Anchorage, Alaska, from the 2002 Denali fault earthquake: Site response and displacement pulses, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 6B, pp. S72-S84.
- 5) Brocher Thomas M. (2008): Key elements of regional seismic velocity models for long period ground motion simulations, Journal of Seismology, Vol. 12, No. 2, pp. 217-221.
- 6) Combellick Rod A. (1999): Simplified geologic map and cross sections of central and east Anchorage, Alaska, Alaska Division of Geology and Geophysical Surveys, Preliminary
参 3.1-5

interpretive report 1999-1.

- 7) Dutta Utpal, Toshimi Satoh, Hiroshi Kawase, Toshiaki Sato, Niren Biswas, Artak Martirosyan, and Marijan Dravinski (2007): *S*-wave velocity structure of sediments in Anchorage, Alaska, estimated with array measurements of microtremors, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 1B, pp. 234-255.
- 8) Eberhart-Phillips Donna, Avinash Nayak, Natalia Ruppert, and Clifford Thurber (2019): Alaska 2018 update for USGSG18AP00017: Initial development of Alaska Community Seismic Velocity Models, *Zenodo*, doi: 10.5281/zenodo.2544925.
- 9) Ekström Göran, Meredith Nettles, and Adam M. Dziewonski (2012): The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 200-201, pp. 1-9.
- 10) Hartzell Stephen H. and Thomas H. Heaton (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, No. 6, pp. 1553-1583.
- 11) Hayes Gavin P., Ginevra L. Moore, Daniel E. Portner, Mike Hearne, Hanna Flamme, Maria Furtney, and Gregory M. Smoczyk (2018): Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model, *Science*, Vol. 362, Issue 6410, pp. 58-61.
- 12) Iwata Tomotaka and Kimiyuki Asano (2011): Characterization of the heterogeneous source model of intraslab earthquakes toward strong ground motion prediction, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 168, pp. 117-124.
- 13) Kennett Brian L. N. and N. J. Kerry (1979): Seismic waves in a stratified half space, *Geophysical Journal International*, Vol. 57, No. 3, pp. 557-583.

- 14) Kubota Tatsuya, Ryota Hino, Daisuke Inazu, Yoshihiro Ito, and Takeshi Inuma (2015): Complicated rupture process of the M_w 7.0 intraslab strike-slip earthquake in the Tohoku region on 10 July 2011 revealed by near-field pressure records, *Geophysical Research Letters*, Vol. 42, Issue 22, pp. 9733-9739.
- 15) Lawson Charles L. and Richard J. Hanson (1974): *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall, Inc., 337pp.
- 16) Liu Chengli, Thorne Lay, Zujun Xie, and X. Xiong (2019): Intraslab deformation in the 30 November 2018 Anchorage, Alaska, M_w 7.1 earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol. 46, No. 5, pp. 2449-2457.
- 17) Okada Yoshimitsu (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, No. 2, pp. 1018-1040.
- 18) Richards Cole (2019): Moment tensors for the mainshock and aftershocks of the 2018-11-30 M_w 7.1 Anchorage earthquake, [ScholarWorks@UA at https://scholarworks.alaska.edu/handle/11122/10173](https://scholarworks.alaska.edu/handle/11122/10173) (last accessed February 2020).
- 19) Ruppert Natalia A., Avinash Nayak, Clifford Thurber, and Cole Richards (2020): Aftershock analysis of the 2018 M_w 7.1 Anchorage, Alaska, earthquake: Relocations and regional moment tensors, *Seismological Research Letters*, Vol. 91, No. 1, pp. 114-125.
- 20) Sekiguchi Haruko, Kojiro Irikura, and Tomotaka Iwata (2000): Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 90, No. 1, pp. 117-133.
- 21) Somerville Paul, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, and Akira Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, 参 3.1-7

Seismological Research Letters, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80.

22) Suzuki Wataru, Shin Aoi, and Haruko Sekiguchi (2009): Rupture process of the 2008 northern Iwate intraslab earthquake derived from strong-motion records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 99, No. 5, pp. 2825-2835.

23) West Michael E., Adrian Bender, Matthew Gardine, Lea Gardine, Kara Gately, Peter Haeussler, Wael Hassan, Franz Meyer, Cole Richards, Natalia A. Ruppert, Carl Tape, John Thornley, and Rob C. Witter (2020): The 30 November 2018 M_w 7.1 Anchorage earthquake, Seismological Research Letters, Vol. 91, No. 1, pp. 66-84.

3.2 スラブ内地震のスケーリング則等の検討

3.2.1 スラブ内地震の地震動特性の調査

(1) Youngs *et al.* (1997)

Youngs *et al.* (1997) は、モーメントマグニチュードが5以上で、震源距離が10～500kmのプレート間地震とスラブ内地震の最大加速度と加速度応答スペクトルのGMPEを作成した。

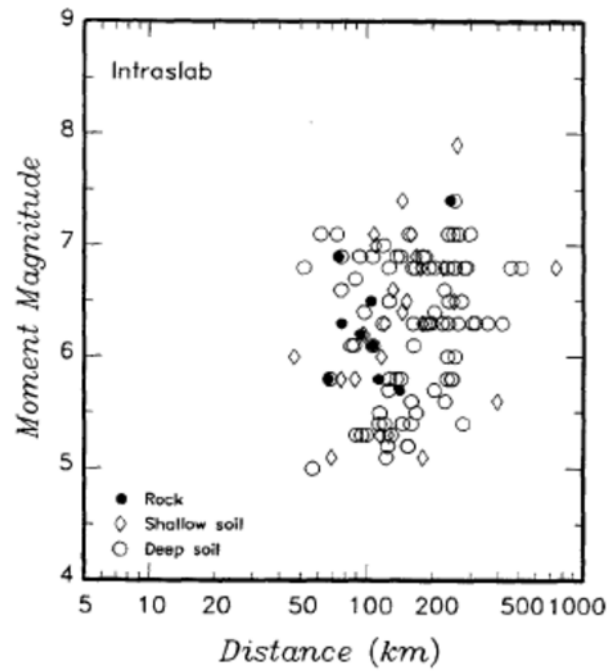
図3.2.1-1に、Youngs *et al.* (1997) がスラブ内地震のGMPEを作成するのに用いた地震のモーメントマグニチュードと震源距離との関係を示す。

Youngs *et al.* (1997) が用いたGMPEは、

$$\left\{ \begin{array}{l} \ln(PGA)_{ij} = C_1^* + C_2 M_i + C_3^* \ln \left[(r_{rup})_{ij} + e^{\frac{C_4^* - C_2 M_i}{C_3^*}} \right] + C_5 Z_{ss} + C_8 Z_T + C_9 H_i + \eta_i + \varepsilon_{ij} \\ C_1^* = C_1 + C_3 C_4 - C_3^* C_4^* \\ C_3^* = C_3 + C_6 Z_s \\ C_4^* = C_4 + C_7 Z_s \\ \ln(SA / PGA)_{ij} = B_1 + B_2 (10 - M_i)^3 + B_3 \ln[(r_{rup})_{ij} + e^{\alpha_1 + \alpha_2 M_i}] \end{array} \right. \quad (3.2.1-1)$$

である。ここに、 i は地震番号、 j は観測点番号、 PGA は水平2成分の最大加速度の幾何平均 (単位はg: 重力加速度)、 SA は加速度応答スペクトル、 M はモーメントマグニチュード、 r_{rup} は震源距離 (単位はkm)、 H は震源深さ(単位はkm)、 $C_1 \sim C_9$ と $B_1 \sim B_3$ および $\alpha_1 \sim \alpha_2$ は回帰係数である。また、プレート間地震のとき $Z_T=0$ 、スラブ内地震のとき $Z_T=1$ である。

表3.2.1-1に、Youngs *et al.* (1997) が求めた沈み込み帯の地震のGMPEの回帰係数を示す。また、図3.2.1-2に、Youngs *et al.* (1997) によるスラブ内地震のGMPEの例を示す。

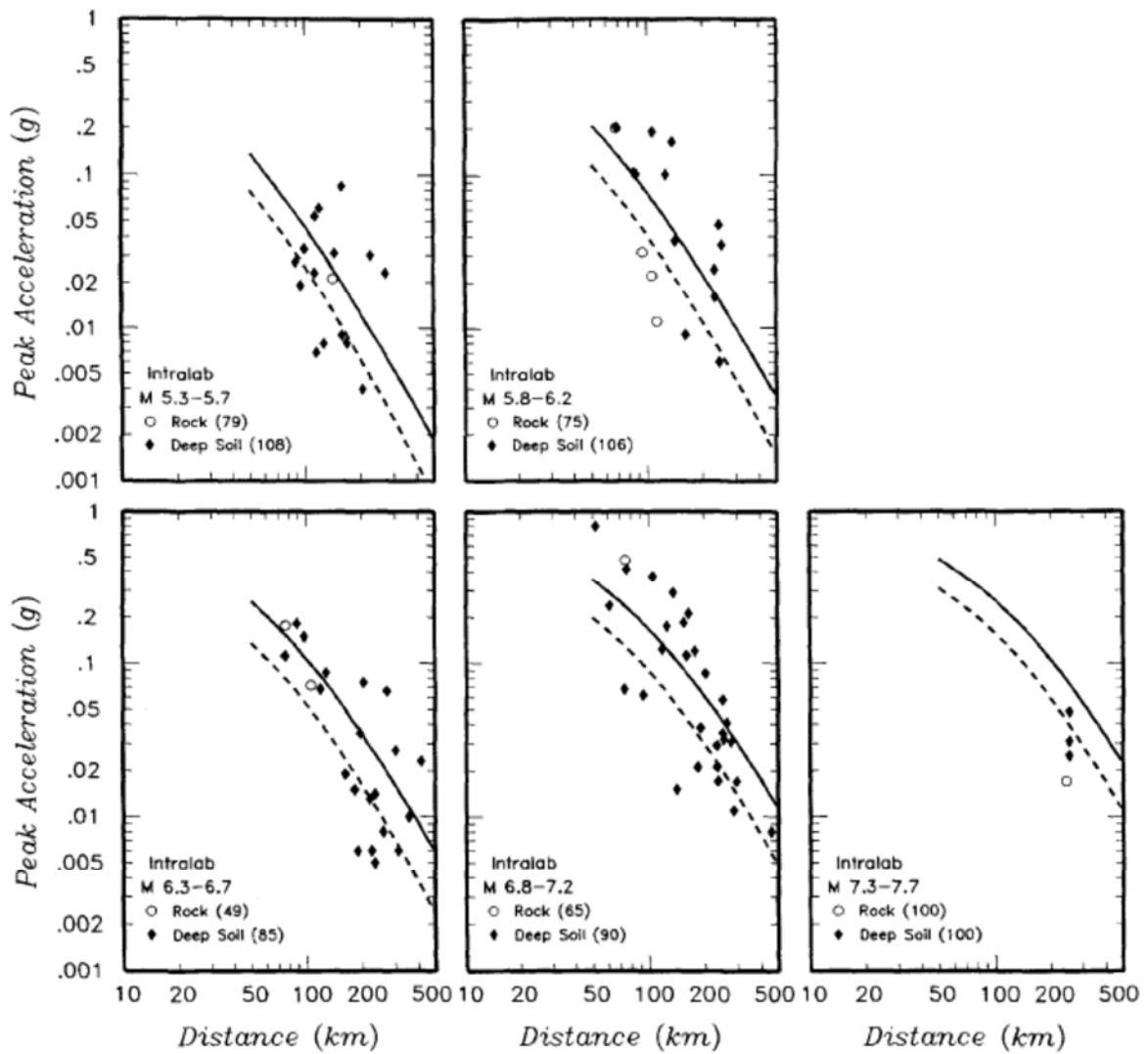


▲ Figure 1. Scattergram of subduction zone PGA data set.

図3.2.1-1 Youngs *et al.* (1997) がスラブ内地震のGMPEを作成するのに用いた地震のモーメントマグニチュードと震源距離との関係

表3.2.1-1 Youngs *et al.* (1997) が求めた沈み込み帯の地震のGMPEの回帰係数 ($Z_T=0$ はプレート間地震、 $Z_T=1$ はスラブ内地震)

TABLE 2 Attenuation Relationships for Horizontal Response Spectral Acceleration (5% Damping) for Subduction Earthquakes						
For Rock						
$\ln(y) = 0.2418 + 1.414M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln(r_{rup} + 1.7818e^{0.554M}) + 0.00607H + 0.3846Z_T$						
Standard Deviation = $C_4 + C_5M$						
Period(s)	C_1	C_2	C_3	C_4^*	C_5^*	
PGA	0.0	0.0	-2.552	1.45	-0.1	
0.075	1.275	0.0	-2.707	1.45	-0.1	
0.1	1.188	-0.0011	-2.655	1.45	-0.1	
0.2	0.722	-0.0027	-2.528	1.45	-0.1	
0.3	0.246	-0.0036	-2.454	1.45	-0.1	
0.4	-0.115	-0.0043	-2.401	1.45	-0.1	
0.5	-0.400	-0.0048	-2.360	1.45	-0.1	
0.75	-1.149	-0.0057	-2.286	1.45	-0.1	
1.0	-1.736	-0.0064	-2.234	1.45	-0.1	
1.5	-2.634	-0.0073	-2.160	1.50	-0.1	
2.0	-3.328	-0.0080	-2.107	1.55	-0.1	
3.0	-4.511	-0.0089	-2.033	1.65	-0.1	
For Soil						
$\ln(y) = -0.6687 + 1.438M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln(R + 1.097e^{0.617M}) + 0.00648H + 0.3643Z_T$						
Standard Deviation = $C_4 + C_5M$						
Period(s)	C_1	C_2	C_3	C_4^*	C_5^*	
PGA	0.0	0.0	-2.329	1.45	-0.1	
0.075	2.400	-0.0019	-2.697	1.45	-0.1	
0.1	2.516	-0.0019	-2.697	1.45	-0.1	
0.2	1.549	-0.0019	-2.464	1.45	-0.1	
0.3	0.793	-0.0020	-2.327	1.45	-0.1	
0.4	0.144	-0.0020	-2.230	1.45	-0.1	
0.5	-0.438	-0.0035	-2.140	1.45	-0.1	
0.75	-1.704	-0.0048	-1.952	1.45	-0.1	
1.0	-2.870	-0.0066	-1.785	1.45	-0.1	
1.5	-5.101	-0.0114	-1.470	1.50	-0.1	
2.0	-6.433	-0.0164	-1.290	1.55	-0.1	
3.0	-6.672	-0.0221	-1.347	1.65	-0.1	
4.0	-7.618	-0.0235	-1.272	1.65	-0.1	
y = spectral acceleration in g M = moment magnitude r_{rup} = closest distance to rupture (km) H = depth (km) Z_T = source type, 0 for interface, 1 for intraslab * Standard deviation for magnitudes greater than M 8 set equal to the value for M 8						



▲ Figure 7. Comparison of PGA values predicted using attenuation models listed in Table 2 and the empirical data for intraslab earthquakes. Numbers in parentheses give the average depth of earthquakes in each data subset. The solid line is the attenuation relationship fit to deep soil site data and the dashed line is the relationship fit to the rock data.

図3.2.1-2 Youngs *et al.* (1997) によるスラブ内地震のGMPEの例

(2) Garcia *et al.* (2005)

Garcia *et al.* (2005) は、中部メキシコで起った正断層のスラブ内地震の擬似加速度応答スペクトルと最大加速度の GMPE を作成した。

用いた地震記録は距離が 400km 以内の 16 地震 ($5.2 \leq M_w \leq 7.4; 35 \leq H \leq 138\text{km}$) によるものである。

表3.2.1-2にGarcia *et al.* (2005) がGMPEを作成するために用いた中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震を、図3.2.1-3に震央 (丸印) と観測点 (三角印) を示す。また、図3.2.1-4に距離とモーメントマグニチュードおよび震源深さを示す。

Garcia *et al.* (2005) が採用した GMPE は、

$$\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4 \cdot \log R + c_5 \cdot H + \sigma \quad (3.2.1-2)$$

である。ここに、 Y は上下もしくは水平2成分の2乗和平方根の加速度応答スペクトル (cm/s^2)、もしくは最大加速度 (cm/s^2) か最大速度 (cm/s) で、 M_w はモーメントマグニチュード、 R は断層面までの平均距離で $R = \sqrt{R_{\text{cld}}^2 + \Delta^2}$ で定義される。 R_{cld} は大地震 ($M_w > 6.5$) のときは断層最短距離 (km) で、そうではないとき震源距離 (km) である。 Δ はAtkinson and Boore (2003) により定義された震源近傍における頭打ち項で、 $\Delta = 0.00750 \times 10^{0.507} M_w$ である。また、 c_i は回帰係数、 H は震源深さ (km)、 σ は残差の標準偏差で、地震内の偏差を σ_r 、地震間の偏差を σ_e とすると $\sigma = (\sigma_r^2 + \sigma_e^2)^{0.5}$ と表される。

表3.2.1-3にGarcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の水平動のGMPEの回帰係数を、表3.2.1-4に上下動のGMPEの回帰係数を示す。また、図3.2.1-5にGarcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の水平動のGMPEの例を示す。

表3.2.1-2 Garcia *et al.* (2005) がGMPEを作成するために用いた中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震

Table 1
Intermediate-Depth Normal-Faulting Inslab Events Used to Develop Strong-Motion Equations

Event No.	Date (yyymmdd)	Latitude °N	Longitude °W	H (km)	M_w	Records*
1	940223	17.75	97.27	75	5.8	6
2	940523	18.02	100.57	50	6.2	21
3	941210	17.98	101.52	50	6.4	16
4	970111	18.34	102.58	40	7.1	22
5	970522	18.37	101.82	54	6.5	18
6	980420	18.35	101.19	64	5.9	15
7	990615	18.13	97.54	61	6.9	30
8	990621	18.15	101.70	53	6.3	16
9	990930	16.03	96.96	47	7.4	26
10	991229	18.00	101.63	50	5.9	14
11	000721	18.11	98.97	50	5.9	21
12	010305	17.15	100.11	35	5.3	21
13	010306	17.14	100.11	38	5.2	23
14	020130	18.15	95.98	118	5.9	13
15 [†]	040117	17.66	95.66	110	5.4	9
16 [†]	040420	17.34	94.75	138	5.6	6

*Number of three-component records used.
[†]Events not analyzed by Garcia *et al.* (2004). Source parameters from Singh *et al.* (2006).

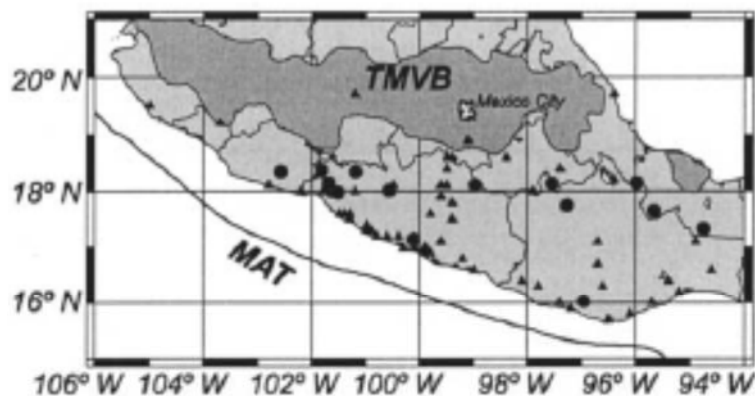


Figure 1. Map of Mexico showing recording stations (triangles) and epicenters (circles) of normal-faulting, intermediate-depth inslab earthquakes analyzed in this study. TMVB, Trans-Mexican Volcanic Belt (shaded gray); MAT, Middle America Trench.

図3.2.1-3 Garcia *et al.* (2005) がGMPEを作成するために用いた中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の震央 (丸印) と観測点 (三角印)

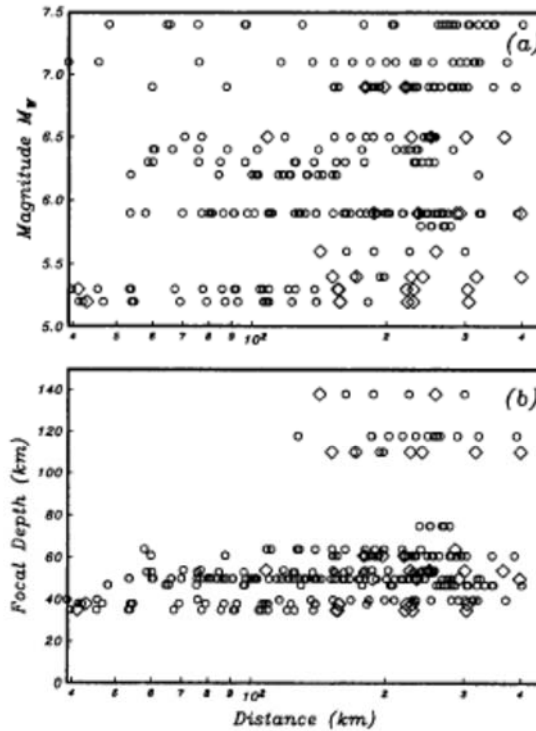


Figure 2. Distribution of the data used in this study with (a) magnitude M_w and (b) focal depth. Symbols indicate the type of data available. Open circles, accelerograms; diamonds, broadband velocity data. The data set includes four events that have the same magnitude of M_w 5.9 (Table 1).

図3.2.1-4 Garcia *et al.* (2005) がGMPEを作成するために用いた中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の距離とモーメントマグニチュードおよび震源深さ

表3.2.1-3 Garcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の水平動のGMPEの回帰係数

Table 2
Regression Coefficients for Quadratic Mean Horizontal Component
 $\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4 \cdot \log R + c_5 \cdot H + \sigma$
 $[R = \sqrt{R_{\text{td}}^2 + \Delta^2}, \Delta = 0.00750 \cdot 10^{0.507 M_w}]$

f(Hz)	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ^*	σ_r	σ_z
0.2	-4.3	0.97	-0.0007	1	0.001	0.25	0.22	0.12
0.25	-3.9	0.94	-0.0008	1	0.0009	0.25	0.22	0.12
0.33	-3.3	0.89	-0.0009	1	0.0009	0.26	0.22	0.14
0.5	-2.7	0.85	-0.0012	1	0.001	0.26	0.24	0.10
0.67	-2.3	0.81	-0.0014	1	0.002	0.28	0.26	0.10
1	-1.7	0.75	-0.0017	1	0.003	0.28	0.26	0.09
1.33	-1.3	0.71	-0.0020	1	0.004	0.27	0.26	0.09
2	-0.8	0.67	-0.0024	1	0.004	0.26	0.24	0.11
2.5	-0.6	0.64	-0.0028	1	0.005	0.27	0.24	0.13
3.33	-0.3	0.63	-0.0033	1	0.005	0.28	0.23	0.16
5	0.05	0.59	-0.0037	1	0.007	0.28	0.24	0.14
10	0.4	0.55	-0.0041	1	0.008	0.33	0.32	0.10
13.33	0.2	0.57	-0.0043	1	0.008	0.34	0.32	0.10
20	0.1	0.58	-0.0043	1	0.008	0.34	0.32	0.09
25	0.03	0.59	-0.0043	1	0.007	0.32	0.31	0.08
PGA	-0.2	0.59	-0.0039	1	0.008	0.28	0.27	0.10
PGV	-2.4	0.71	-0.0023	1	0.004	0.26	0.24	0.09

*Standard deviation of residuals (computed in logarithm to the base 10).

表 3.2.1-4 Garcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の上
下動の GMPE の回帰係数

Table 3
Regression Coefficients for Vertical Component
 $\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4 \cdot \log R + c_5 \cdot H + \sigma$
 $[R = \sqrt{R_{\text{dtd}}^2 + \Delta^2}, \Delta = 0.00750 \cdot 10^{0.507 M_w}]$

$f(x)$	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ^*	σ_r	σ_e
0.2	-4.4	0.98	-0.0003	1	-0.0002	0.26	0.22	0.14
0.25	-4.0	0.95	-0.0004	1	-0.0003	0.27	0.23	0.15
0.33	-3.3	0.88	-0.0005	1	-0.0004	0.28	0.23	0.17
0.5	-2.8	0.83	-0.0006	1	-0.0005	0.27	0.24	0.14
0.67	-2.4	0.80	-0.0008	1	0.0004	0.26	0.23	0.12
1	-1.8	0.75	-0.0010	1	0.001	0.27	0.24	0.12
1.33	-1.3	0.69	-0.0014	1	0.002	0.25	0.22	0.11
2	-0.9	0.66	-0.0018	1	0.002	0.26	0.23	0.11
2.5	-0.7	0.64	-0.0022	1	0.003	0.26	0.23	0.13
3.33	-0.2	0.60	-0.0029	1	0.003	0.26	0.22	0.15
5	-0.07	0.59	-0.0033	1	0.004	0.26	0.22	0.14
10	-0.04	0.59	-0.0039	1	0.007	0.31	0.29	0.11
13.33	-0.06	0.60	-0.0041	1	0.007	0.32	0.31	0.09
20	-0.2	0.62	-0.0043	1	0.007	0.32	0.31	0.08
25	-0.3	0.62	-0.0041	1	0.006	0.31	0.30	0.07
PGA	-0.4	0.60	-0.0036	1	0.006	0.27	0.25	0.11
PGV	-2.4	0.70	-0.0018	1	0.002	0.24	0.21	0.11

*Standard deviation of residuals (computed in logarithm to the base 10).

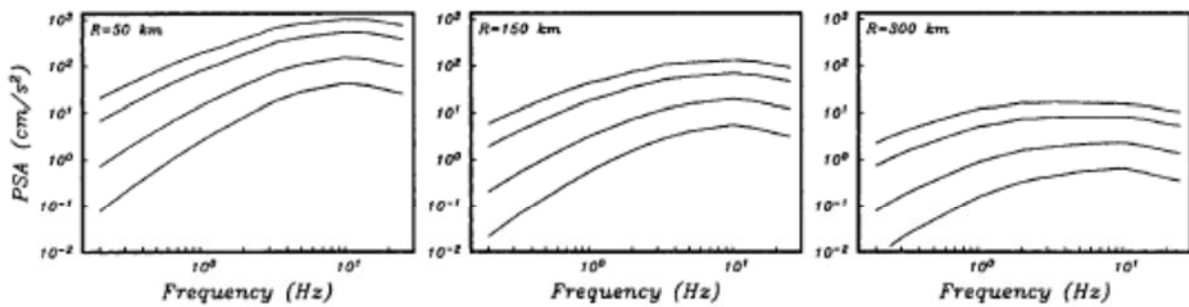


Figure 6. Predicted horizontal component of PSA response spectra for earthquakes of M_w 5.0, 6.0, 7.0, and 7.5, with $H = 50$ km, at distances of 50 km (left), 150 km (center), and 300 km (right).

図3.2.1-5 Garcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の水平動の GMPE の例

(3) Hong *et al.* (2009)

Hong *et al.* (2009) は、メキシコの沈み込み帯で発生した地震記録を用いて、プレート間地震のGMPEとスラブ内地震のGMPEを求めた。スラブ内地震は16地震で、モーメントマグニチュードは5.2~7.4、震源深さは35~138km、記録数は277である。

Hong *et al.* (2009) が採用したスラブ内地震のGMPEは、下のGarcia (2005) が用いた式である。

$$\log_{10} Y = c_1 + c_2 M_W + c_3 R - c_4 \log_{10} R + c_5 H + \varepsilon \quad (3.2.1-3)$$

ここに、 Y (cm/s^2) は、最大応答スペクトル $A_{\max R}(T_n)$ 、幾何平均応答スペクトル $A_{GM}(T_n)$ 、二乗和平方根応答スペクトル $A_{QM}(T_n)$ 、または最大加速度PGAで、 c_i ($i=1, \dots, 5$) は回帰係数、 M_W はモーメントマグニチュード、 R (km) は $M_W > 6.5$ のとき $R = \sqrt{R_{\text{cld}}^2 + \Delta_0^2}$ で、それ以外のときは震源距離、 R_{cld} (km) は断層最短距離、 Δ_0 は Atkinson and Boore (2003) により定義された震源近傍の頭打ち項で $\Delta_0 = 0.0075 \times 10^{0.507 M_W}$ である。 H (km) は震源深さ、 ε は標準偏差が σ の残差で、 σ_i を地震内の標準偏差、 σ_e を地震間の標準偏差として、 $\sigma = (\sigma_i^2 + \sigma_e^2)^{0.5}$ である。また、

$$c_4 = 1.82 - 0.16 M_W \quad (3.2.1-4)$$

である。

表3.2.1-5にHong *et al.* (2009) が求めたスラブ内地震の最大応答スペクトル $A_{\max R}(T_n)$ のGMPEの回帰係数を、表3.2.1-6に幾何平均応答スペクトル $A_{GM}(T_n)$ のGMPEの回帰係数を、表3.2.1-7に二乗和平方根応答スペクトル $A_{QM}(T_n)$ のGMPEの回帰係数を示す。また、図3.2.1-6にHong *et al.* (2009) によるスラブ内地震のGMPEの例を示す。

表3.2.1-5 Hong *et al.* (2009) が求めたスラブ内地震の最大応答スペクトル $A_{\max R}(T_n)$ の GMPEの回帰係数

Table 3(b) Attenuation coefficients for the maximum resulting response (i.e., $A_{\max R}(T_n)$) considering the records of the inslab earthquakes (c_4 equals 1)

T_n (s)	c_1	c_2	c_3	c_5	σ_o	σ_r	σ
0.10	0.517	0.543	-0.0041	0.0077	0.10	0.33	0.35
0.15	0.306	0.566	-0.0040	0.0082	0.12	0.28	0.31
0.20	0.116	0.591	-0.0037	0.0069	0.13	0.26	0.29
0.25	-0.007	0.608	-0.0037	0.0059	0.14	0.25	0.29
0.30	-0.260	0.643	-0.0034	0.0051	0.16	0.24	0.28
0.40	-0.519	0.654	-0.0028	0.0048	0.14	0.25	0.28
0.50	-0.792	0.685	-0.0025	0.0036	0.11	0.25	0.27
0.60	-1.050	0.699	-0.0022	0.0041	0.10	0.26	0.28
0.70	-1.215	0.707	-0.0019	0.0041	0.09	0.27	0.28
0.80	-1.399	0.736	-0.0020	0.0035	0.10	0.26	0.28
0.90	-1.579	0.755	-0.0018	0.0033	0.10	0.25	0.28
1.00	-1.706	0.764	-0.0017	0.0031	0.10	0.26	0.28
1.10	-1.839	0.775	-0.0016	0.0029	0.09	0.26	0.28
1.20	-1.990	0.791	-0.0016	0.0027	0.09	0.27	0.28
1.30	-2.111	0.805	-0.0016	0.0023	0.09	0.27	0.28
1.40	-2.177	0.810	-0.0015	0.002	0.11	0.27	0.29
1.50	-2.326	0.829	-0.0015	0.0017	0.11	0.26	0.28
1.60	-2.441	0.840	-0.0015	0.0017	0.10	0.26	0.28
1.70	-2.497	0.841	-0.0014	0.0016	0.10	0.26	0.28
1.80	-2.606	0.851	-0.0014	0.0016	0.10	0.26	0.28
1.90	-2.697	0.859	-0.0013	0.0016	0.10	0.26	0.27
2.00	-2.758	0.862	-0.0013	0.0015	0.10	0.25	0.27
2.20	-2.893	0.875	-0.0012	0.0013	0.11	0.24	0.27
2.40	-3.086	0.896	-0.0011	0.0013	0.12	0.23	0.26
2.60	-3.213	0.907	-0.0010	0.0012	0.13	0.23	0.27
2.80	-3.329	0.918	-0.0009	0.0008	0.14	0.23	0.27
3.00	-3.423	0.924	-0.0009	0.0008	0.14	0.23	0.27
PGA	-0.014	0.562	-0.0039	0.0071	0.10	0.28	0.30

表3.2.1-6 Hong *et al.* (2009) が求めたスラブ内地震の幾何平均応答スペクトル $A_{GM}(T_n)$ のGMPEの回帰係数

Table 4(b) Attenuation coefficients for the geometric mean (i.e., $A_{GM}(T_n)$) considering the records of the inslab earthquakes (c_4 equals 1)

T_n (s)	c_1	c_2	c_3	c_5	σ_a	σ_r	σ_ϵ	σ
0.10	0.387	0.549	-0.0040	0.0077	0.11	0.32	0.08	0.35
0.15	0.191	0.570	-0.0039	0.0080	0.12	0.28	0.08	0.31
0.20	-0.020	0.595	-0.0036	0.0068	0.13	0.25	0.09	0.30
0.25	-0.190	0.620	-0.0035	0.0058	0.14	0.24	0.09	0.30
0.30	-0.355	0.640	-0.0032	0.0048	0.15	0.23	0.09	0.29
0.40	-0.653	0.658	-0.0027	0.0047	0.14	0.23	0.09	0.28
0.50	-0.907	0.687	-0.0024	0.0034	0.11	0.24	0.09	0.28
0.60	-1.148	0.699	-0.0021	0.0039	0.11	0.25	0.08	0.28
0.70	-1.346	0.714	-0.0019	0.0038	0.10	0.26	0.09	0.29
0.80	-1.523	0.737	-0.0019	0.0033	0.10	0.25	0.09	0.29
0.90	-1.748	0.763	-0.0017	0.0031	0.11	0.25	0.10	0.29
1.00	-1.931	0.781	-0.0016	0.0029	0.10	0.25	0.10	0.29
1.10	-2.010	0.784	-0.0015	0.0027	0.10	0.25	0.10	0.29
1.20	-2.154	0.798	-0.0015	0.0025	0.10	0.25	0.10	0.29
1.30	-2.281	0.812	-0.0014	0.0023	0.10	0.26	0.10	0.29
1.40	-2.353	0.818	-0.0014	0.0020	0.10	0.25	0.09	0.29
1.50	-2.468	0.831	-0.0014	0.0017	0.10	0.25	0.09	0.29
1.60	-2.549	0.837	-0.0014	0.0016	0.11	0.25	0.09	0.29
1.70	-2.609	0.837	-0.0013	0.0016	0.10	0.25	0.09	0.29
1.80	-2.708	0.846	-0.0013	0.0015	0.10	0.25	0.10	0.28
1.90	-2.819	0.859	-0.0012	0.0015	0.10	0.24	0.10	0.28
2.00	-2.903	0.867	-0.0012	0.0014	0.11	0.24	0.10	0.28
2.20	-3.075	0.884	-0.0011	0.0012	0.11	0.23	0.10	0.27
2.40	-3.220	0.898	-0.0010	0.0012	0.12	0.22	0.10	0.27
2.60	-3.353	0.910	-0.0010	0.0011	0.13	0.22	0.10	0.27
2.80	-3.468	0.919	-0.0009	0.0009	0.14	0.21	0.10	0.27
3.00	-3.513	0.916	-0.0008	0.0008	0.14	0.21	0.10	0.27
PGA	-0.109	0.569	-0.0039	0.0070	0.10	0.28	0.07	0.30

表3.2.1-7 Hong *et al.* (2009) が求めたスラブ内地震の二乗和平方根応答スペクトル $A_{QM}(T_n)$ のGMPEの回帰係数

Table 5(b) Attenuation coefficients for the quadratic mean (i.e., $A_{QM}(T_n)$) considering the records of the inslab earthquakes (c_4 equals 1)

T_n (s)	c_1	c_2	c_3	c_5	σ_a	σ_r	σ
0.10	0.409	0.548	-0.0041	0.0077	0.10	0.32	0.34
0.30	-0.314	0.638	-0.0033	0.0049	0.16	0.23	0.28
1.00	-1.861	0.774	-0.0016	0.0029	0.10	0.26	0.28
3.00	-3.487	0.917	-0.0009	0.0007	0.14	0.22	0.26

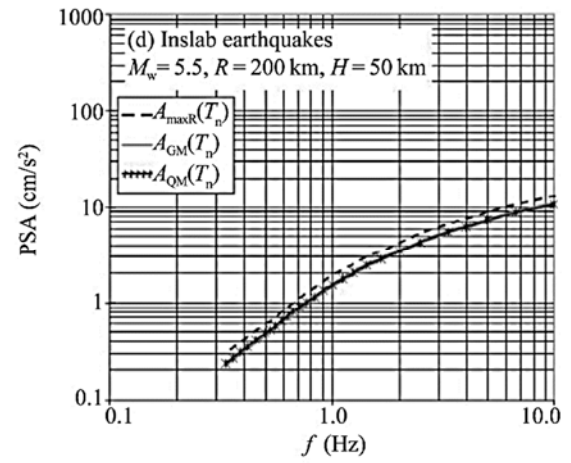
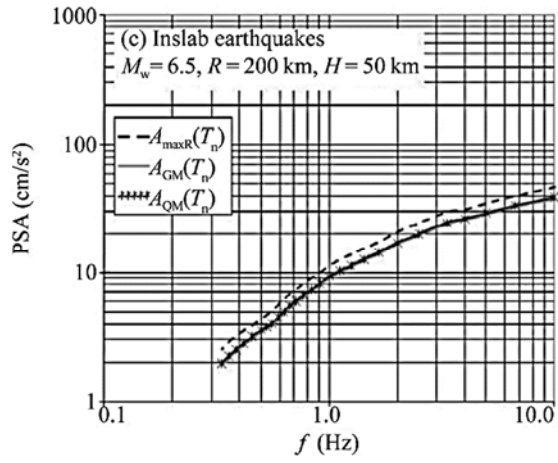


Fig. 10 Comparison of the attenuation relations

図3.2.1-6 Hong *et al.* (2009) によるスラブ内地震のGMPEの例

(4) Rodriguez-Perez (2014)

Rodriguez-Perez (2014) は、メキシコのプレート間地震 (モーメントマグニチュード5.1～8.0、震源深さ6～20km、8地震) と正断層で起ったスラブ内地震 (モーメントマグニチュード5.0～7.2、震源深さ32.2～198km、25地震) の観測記録を用いて、GMPEを作成した。

図3.2.1-7に、Rodriguez-Perez (2014) がメキシコのプレート境界地震とスラブ内地震のGMPEの作成に用いた震央位置と観測点を、図3.2.1-8に地震記録の距離とマグニチュードおよび震源深さと距離を示す。

Rodriguez-Perez (2014) が採用した式はGarcia *et al.* (2005) による下式である。

$$\log Y = c_1 + c_2 M_W + c_3 H + c_4 R - c_5 \log R + \sigma \quad (3.2.1-5)$$

ここに、 Y は最大速度 (cm/s)、最大加速度 (cm/s²)、または擬似加速度応答スペクトル (cm/s²) で水平2成分の二乗和平方根である。 H は震源深さ (km)、 R は断層面までの平均距離 (km) で $R=(D_{\text{fault}}^2+\Delta^2)^{0.5}$ で定義される (Atkinson and Boore, 2003)。 $M_W \geq 6.5$ のとき、 D_{fault} は断層面までの最短距離、それ以外るとき震源距離である。 Δ はAtkinson and Boore (2003) により定義された震源近傍における頭打ち項で、 $\Delta=0.00750 \times 10^{0.507} M_W$ である。また、 c_i は回帰係数、 σ は残差の標準偏差で、地震内の偏差を σ_r 、地震間の偏差を σ_e とすると $\sigma=(\sigma_r^2+\sigma_e^2)^{0.5}$ と表される。

表3.2.1-8に、Rodriguez-Perez (2014) が求めたメキシコのスラブ内地震のGMPEの回帰係数を示す。また、図3.2.1-9に、Rodriguez-Perez (2014) によるメキシコのスラブ内地震のGMPEの例 (点線はAtkinson and Boore, 2003によるGMPE、破線はGarcia *et al.*, 2004によるGMPE)を示す。

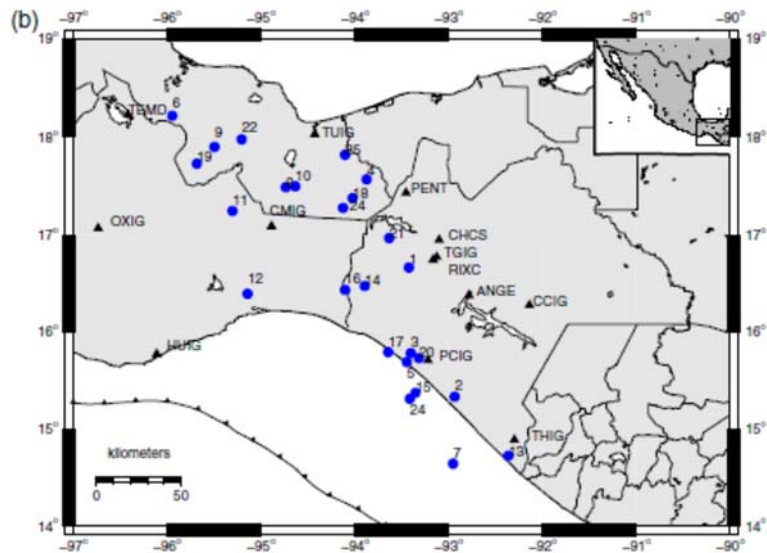


Figure 1. Map of (a) central Mexico region and (b) southern Mexico region showing the stations (triangles) and the epicenters (circles). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図3.2.1-7 Rodriguez-Perez (2014) がメキシコのスラブ内地震のGMPEの作成に用いた震央位置 (●印) と観測点 (▲印)

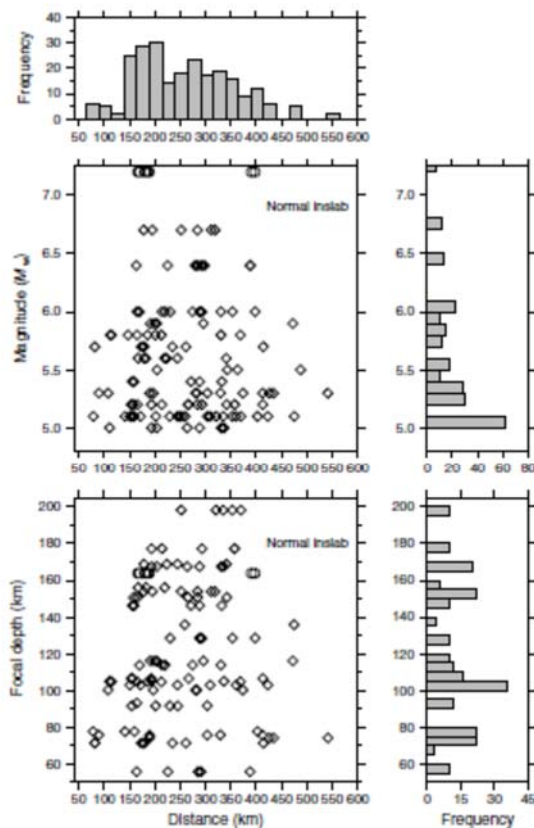


Figure 3. Data distribution of inslab events in southern Mexico. Open circles, acceleration records; diamonds, broadband velocity records.

図3.2.1-8 Rodriguez-Perez (2014) がメキシコのスラブ内地震のGMPEの作成に用いた地震記録の距離とマグニチュードおよび震源深さと距離

表3.2.1-8 Rodriguez-Perez (2014) が求めたメキシコのスラブ内地震のGMPEの回帰係数

Table 4
Regression Coefficients of the Ground-Motion Relations for Inslab Events in Southern Mexico

f (Hz)	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ	σ_c	σ_e
0.20	-3.7248	0.9135	0.0015	-0.0014	0.8602	0.32	0.30	0.10
0.25	-4.0569	0.9441	0.0008	-0.0016	0.7009	0.29	0.27	0.09
0.33	-3.9967	0.9555	0.0004	-0.0016	0.6621	0.27	0.26	0.09
0.50	-3.9152	0.9704	0.0001	-0.0016	0.6516	0.28	0.27	0.09
0.67	-3.8089	0.9705	0.0000	-0.0018	0.6019	0.31	0.29	0.10
1.00	-3.4679	0.9651	0.0002	-0.0018	0.6635	0.33	0.31	0.10
1.33	-3.0745	0.9468	0.0006	-0.0018	0.7282	0.34	0.32	0.11
2.00	-2.6383	0.9297	0.0012	-0.0017	0.8359	0.34	0.33	0.11
2.50	-2.2661	0.8973	0.0018	-0.0018	0.8798	0.35	0.33	0.11
3.33	-1.6239	0.8604	0.0026	-0.0016	1.0826	0.37	0.35	0.12
5.00	-1.2955	0.8391	0.0031	-0.0015	1.1995	0.41	0.39	0.13
10.00	-1.0837	0.8253	0.0034	-0.0014	1.2943	0.42	0.40	0.13
13.33	-1.0582	0.8114	0.0036	-0.0015	1.2985	0.40	0.38	0.13
20.00	-1.1939	0.8206	0.0035	-0.0014	1.3095	0.40	0.38	0.13
25.00	-1.2496	0.8103	0.0033	-0.0015	1.2626	0.40	0.37	0.12
PGA	-1.1321	0.8038	0.0033	-0.0014	1.3219	0.39	0.37	0.12
PGV	-3.4130	0.8991	0.0014	-0.0018	0.9895	0.35	0.33	0.11

The regression equation is $\log Y = c_1 + c_2 M_w + c_3 H + c_4 R - c_5 \log R + \sigma$.

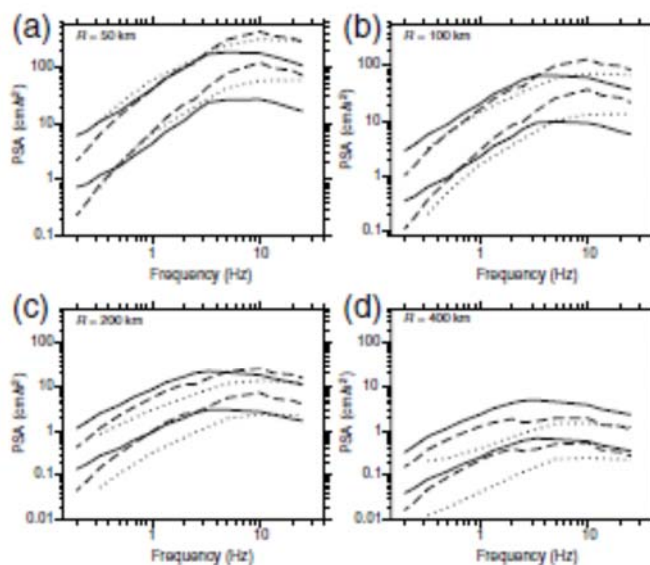


Figure 13. Predicted PSA response spectra for inslab earthquakes of M_w 5.5 and 6.5 with $H = 70$ km, at the distances of 50, 100, 200, and 400 km from this study (continuous curves), and some other studies (Atkinson and Boore, 2003, dotted curves and Garcia et al., 2004, dashed curves).

図3.2.1-9 Rodriguez-Perez (2014) によるメキシコのスラブ内地震のGMPEの例 (点線は Atkinson and Boore, 2003によるGMPE、破線はGarcia et al., 2004によるGMPE)

(5) Haendel *et al.* (2014)

Haendel *et al.* (2014) は、チリのプレート間地震とスラブ内地震の観測記録を用いてGMPEを作成した。

図3.2.1-10に、Haendel *et al.* (2014) がチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPEを作成するために用いた観測記録のモーメントマグニチュードと距離を示す。

Haendel *et al.* (2014) が採用したGMPEは、

$$\ln Z = aM_w + br_{rup} - (c + dM_w) \ln r_{rup} + e \begin{cases} h, & h \leq 125 \text{ km} \\ 125, & h > 125 \text{ km} \end{cases} \quad (3.2.1-6)$$

$$+ \begin{cases} q_i(M_w - 6.3)^2 + s_i, & \text{Interface} \\ q_s(M_w - 6.5)^2 + s_s + s_{sl} \cdot \ln r_{rup}, & \text{Intraslab} \end{cases}$$

$$+ \begin{cases} x, & \text{NEHRP} \neq B \\ 0, & \text{NEHRP} = B \end{cases} + \epsilon + \eta$$

である。ここに、 Z は最大加速度PGA (cm/s^2)、 M_w はモーメントマグニチュード、 r_{rup} は断層までの距離、 h は震源深さ、 $a, b, c, d, e, q_i, q_s, s_i, s_s, s_{sl}$ および x は回帰係数、 i と s はそれぞれプレート間地震とスラブ内地震に関する添字、 s_{sl} はスラブ内地震のときに複雑な伝播経路を考慮するマグニチュードによらない項である。 x はNEHRPのサイトクラスの項、 ϵ は地震内の誤差、 η は地震間の誤差である。

回帰結果は論文にはなく、別途、インターネット上で公開されている。

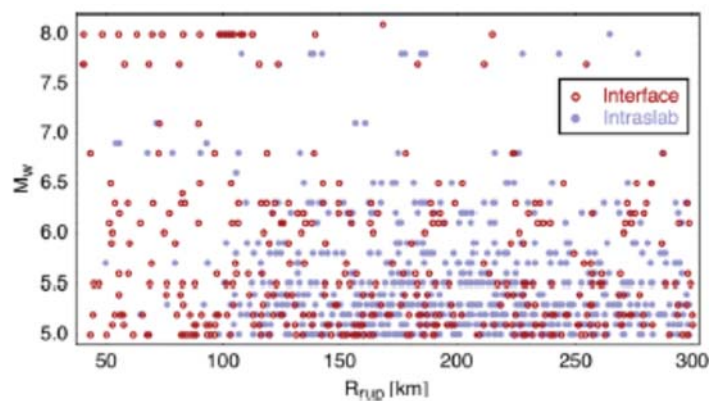


Fig. 2 Magnitude-distance distribution of the Chilean recordings

図3.2.1-10 Haendel *et al.* (2014) がチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPEを作成するために用いた観測記録のモーメントマグニチュードと距離

(6) Jaimes *et al.* (2015)

Jaimes *et al.* (2015) は、モーメントマグニチュードが5.2~7.4、断層距離が103km~464kmのメキシコのスラブ内地震の観測記録を用いてGMPEを作成した。

図3.2.1-11に、Jaimes *et al.* (2015) がメキシコのスラブ内地震のGMPEを作成するために用いた地震の震央と深さを、図3.2.1-12に地震記録のモーメントマグニチュードと距離を示す。

Jaimes *et al.* (2015) が用いたメキシコのスラブ内地震のGMPEは、

$$\ln Y(T) = \alpha_1(T) + \alpha_2(T) \cdot M_w + \alpha_3(T) \cdot \ln R + \alpha_4(T) \cdot R + \varepsilon(T) \quad (3.2.1-7)$$

である。ここに、 Y は擬似加速度応答スペクトルで水平2成分の二乗和平方根(cm/s^2)、最大加速度(cm/s^2)、または最大速度(cm/s)、 T は周期(秒)、 M_w はモーメントマグニチュード、 R は $M_w > 6.5$ のとき断層最短距離(km)、そうではないとき震源距離(km)、 α_i は回帰係数、 ε は正規誤差である。

表3.2.1-9にJaimes *et al.* (2015) が求めたメキシコのスラブ内地震によるCUにおけるGMPEの回帰係数を、表3.2.1-10にSCTにおけるGMPEの回帰係数を、表3.2.1-11にCDAOにおけるGMPEの回帰係数を示す。

図3.2.1-13にはJaimes *et al.* (2015) が求めたメキシコのスラブ内地震によるCUにおけるGMPEと観測記録との比較を、図3.2.1-14にはSCTにおけるGMPEと観測記録との比較を、図3.2.1-15にはCDADにおけるGMPEと観測記録との比較を示す。

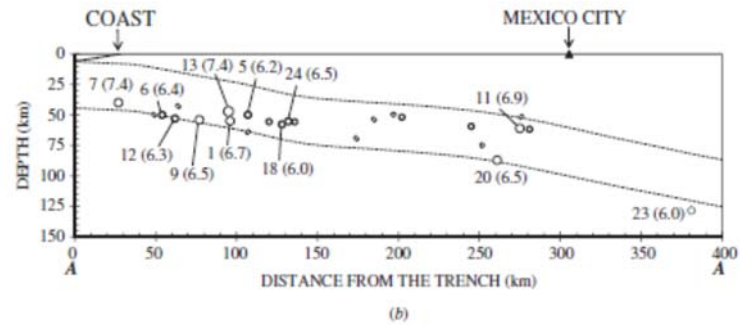
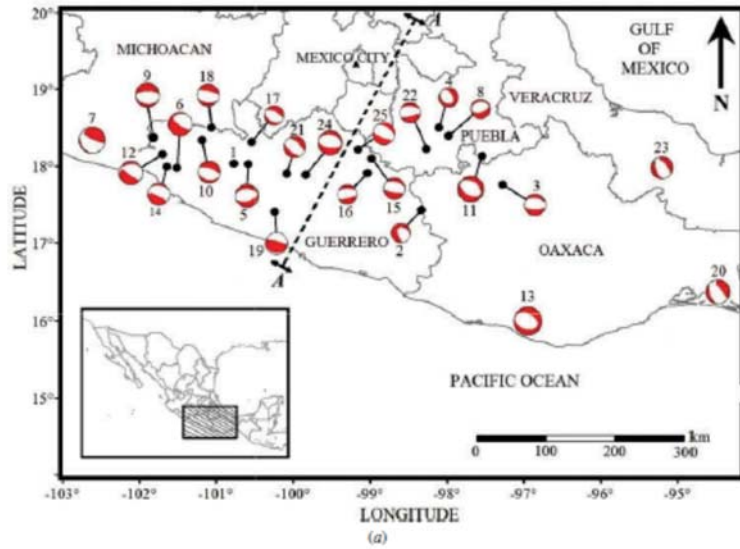


FIGURE 1 (a) Map of Mexico showing epicenters and focal mechanisms of normal-faulting, intermediate-depth, intraslab earthquakes analyzed in this study and (b) the projection of the hypocenters of the intraslab events on a vertical plane A-A'. Each event is identified by a number, which is keyed to Table 1.

図3.2.1-11 Jaimes *et al.* (2015) がメキシコのスラブ内地震のGMPEを作成するために用いた地震の震央と深さ

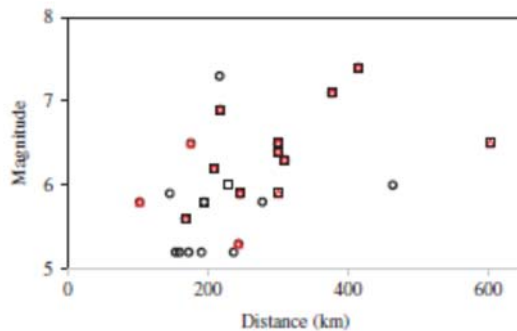


FIGURE 2 Distribution of the data used in this study with respect to magnitude, M_w , and distance, R . Open circles, station CU; triangles, station SCT and squares, station CD.

図3.2.1-12 Jaimes *et al.* (2015) がメキシコのスラブ内地震のGMPEを作成するために用いた地震記録のモーメントマグニチュードと距離

表3.2.1-9 Jaimes *et al.* (2015) が求めたメキシコのスラブ内地震によるCUにおけるGMPEの
回帰係数

TABLE 2 Regression coefficients obtained for site CU for quadratic mean horizontal component

T (s)	α_1	α_2	α_3	α_4	σ
0.2	-1.0515	1.67	-1.00	-0.0064	0.60
0.4	-1.1719	1.61	-1.00	-0.0053	0.65
0.6	-1.6592	1.65	-1.00	-0.0043	0.68
0.8	-2.1755	1.66	-1.00	-0.0030	0.69
1	-2.8579	1.73	-1.00	-0.0026	0.71
1.2	-3.6313	1.82	-1.00	-0.0029	0.70
1.4	-4.2636	1.90	-1.00	-0.0030	0.70
1.6	-4.4998	1.89	-1.00	-0.0020	0.73
1.8	-5.0084	1.92	-1.00	-0.0014	0.74
2	-5.8253	2.02	-1.00	-0.0012	0.73
2.2	-6.4277	2.13	-1.00	-0.0020	0.76
2.4	-6.3898	2.08	-1.00	-0.0018	0.73
2.6	-6.7080	2.08	-1.00	-0.0011	0.68
2.8	-7.4660	2.17	-1.00	-0.0007	0.68
3	-7.9145	2.22	-1.00	-0.0006	0.69
3.2	-8.0307	2.22	-1.00	-0.0003	0.71
3.4	-8.4523	2.27	-1.00	-0.0001	0.71
3.6	-8.5683	2.29	-1.00	-0.0006	0.71
3.8	-8.5162	2.28	-1.00	-0.0010	0.71
4	-8.6208	2.29	-1.00	-0.0010	0.69
4.2	-8.8196	2.30	-1.00	-0.0009	0.67
4.4	-9.0254	2.33	-1.00	-0.0011	0.66
4.6	-9.2106	2.35	-1.00	-0.0011	0.65
4.8	-9.3389	2.36	-1.00	-0.0011	0.65
5	-9.5327	2.37	-1.00	-0.0009	0.66
PGA	-1.7918	1.61	-1.00	-0.0058	0.60
PGV	-3.9346	1.26	-1.00	0.0046	0.86

表3.2.1-10 Jaimes *et al.* (2015) が求めたメキシコのスラブ内地震によるSCTにおけるGMPE
の回帰係数

TABLE 3 Regression coefficients obtained for site SCT for quadratic mean horizontal component

T (s)	α_1	α_2	α_3	α_4	σ
0.2	1.5834	1.21	-1.00	-0.0038	0.62
0.4	1.3971	1.23	-1.00	-0.0033	0.67
0.6	1.7297	1.22	-1.00	-0.0031	0.58
0.8	1.0093	1.26	-1.00	-0.0024	0.49
1	0.6566	1.27	-1.00	-0.0014	0.52
1.2	0.8281	1.27	-1.00	-0.0013	0.54
1.4	0.8742	1.29	-1.00	-0.0010	0.55
1.6	0.3391	1.38	-1.00	-0.0004	0.58
1.8	0.2631	1.37	-1.00	0.0002	0.58
2	-1.3885	1.61	-1.00	-0.0002	0.65
2.2	-1.9197	1.65	-1.00	-0.0002	0.65
2.4	-2.6341	1.70	-1.00	-0.00004	0.63
2.6	-3.0936	1.73	-1.00	-0.0002	0.62
2.8	-3.6653	1.78	-1.00	-0.00003	0.60
3	-4.1079	1.82	-1.00	-0.0001	0.59
3.2	-4.2772	1.81	-1.00	0.00004	0.58
3.4	-4.6434	1.84	-1.00	-0.00001	0.58
3.6	-4.9558	1.87	-1.00	-0.0002	0.57
3.8	-5.0802	1.88	-1.00	-0.0002	0.57
4	-5.1961	1.88	-1.00	-0.0002	0.56
4.2	-5.3332	1.88	-1.00	-0.0002	0.54
4.4	-5.3795	1.87	-1.00	-0.0002	0.54
4.6	-5.4828	1.87	-1.00	-0.0002	0.55
4.8	-5.6267	1.88	-1.00	-0.0003	0.54
5	-5.9359	1.93	-1.00	-0.0005	0.55
PGA	0.4089	1.23	-1.00	-0.0016	0.55
PGV	-4.6123	1.78	-1.00	-0.0007	0.68

表3.2.1-11 Jaimes *et al.* (2015) が求めたメキシコのスラブ内地震によるCDAOにおけるGMPEの回帰係数

TABLE 4 Regression coefficients obtained for site CDAO for quadratic mean horizontal component

T (s)	α_1	α_2	α_3	α_4	σ
0.2	1.4595	1.15	-1.00	-0.0021	0.62
0.4	1.8145	1.20	-1.00	-0.0030	0.59
0.6	2.1159	1.07	-1.00	-0.0010	0.54
0.8	1.0506	1.21	-1.00	-0.0008	0.57
1	2.7178	0.98	-1.00	-0.0001	0.59
1.2	-0.4753	1.47	-1.00	-0.0009	0.59
1.4	-1.7546	1.60	-1.00	-0.0008	0.55
1.6	-1.7750	1.56	-1.00	-0.0003	0.55
1.8	-1.9087	1.57	-1.00	0.0002	0.55
2	-2.3207	1.64	-1.00	0.0003	0.55
2.2	-2.3070	1.69	-1.00	-0.0002	0.56
2.4	-2.4194	1.73	-1.00	-0.0002	0.56
2.6	-2.5609	1.79	-1.00	-0.0004	0.55
2.8	-3.4661	1.96	-1.00	-0.0008	0.55
3	-4.3538	2.07	-1.00	-0.0006	0.56
3.2	-5.1601	2.19	-1.00	-0.0009	0.53
3.4	-6.0596	2.31	-1.00	-0.0010	0.53
3.6	-6.6426	2.40	-1.00	-0.0017	0.54
3.8	-6.9024	2.41	-1.00	-0.0018	0.55
4	-7.1017	2.40	-1.00	-0.0016	0.55
4.2	-6.9027	2.32	-1.00	-0.0013	0.55
4.4	-6.8357	2.30	-1.00	-0.0015	0.54
4.6	-6.9657	2.30	-1.00	-0.0016	0.54
4.8	-7.2585	2.33	-1.00	-0.0017	0.52
5	-7.4096	2.33	-1.00	-0.0017	0.51
PGA	0.4656	1.22	-1.00	-0.0012	0.58
PGV	-5.4420	1.95	-1.00	-0.0013	0.57

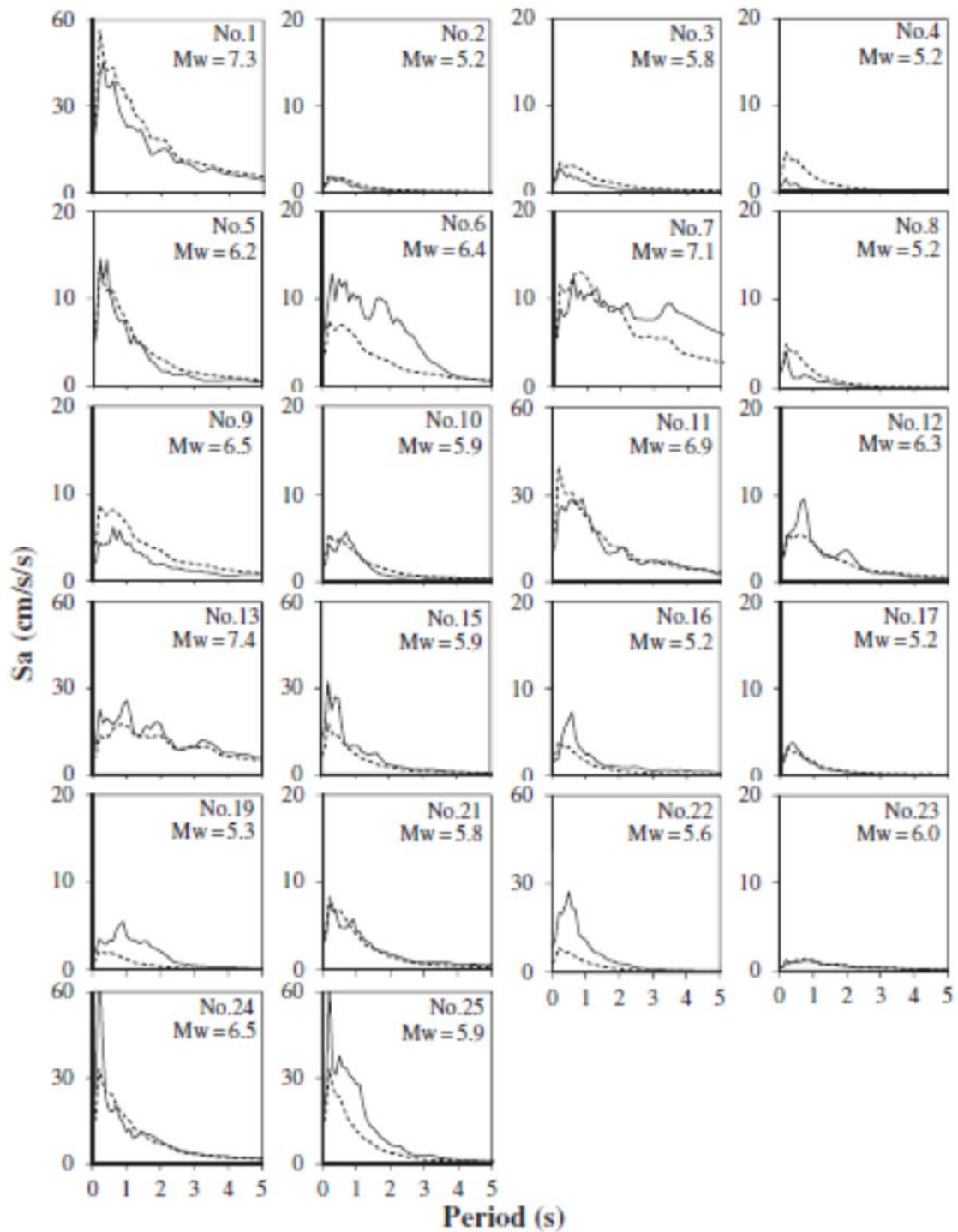


FIGURE 6 Response spectra at station CU for quadratic mean horizontal component: exact spectra (dark solid line) and spectra obtained with the regression of response spectra (dashed line).

図3.2.1-13 Jaimes *et al.* (2015) が求めたメキシコのスラブ内地震によるCUにおけるGMPEと観測記録との比較

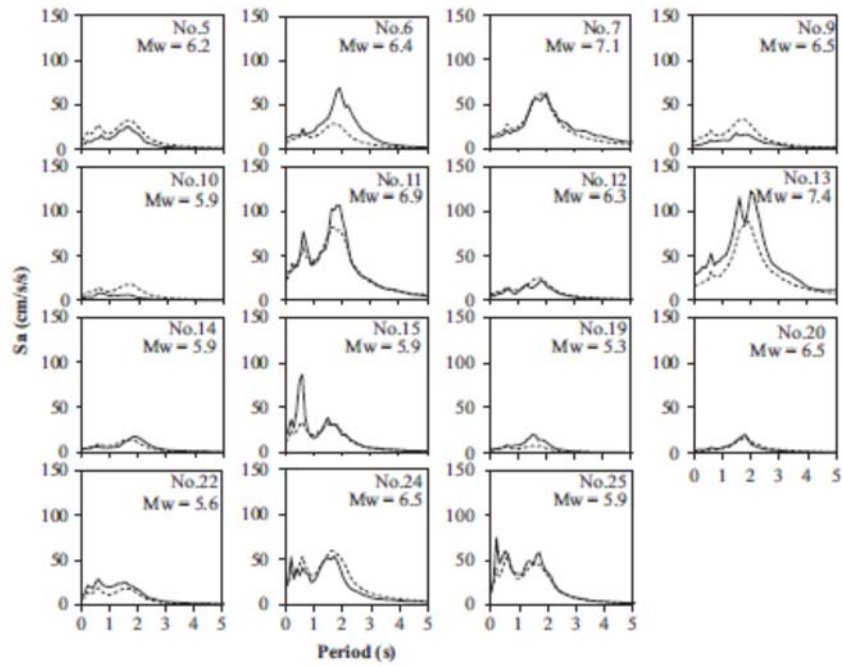


FIGURE 7 Response spectra at station SCT for quadratic mean horizontal component: exact spectra (dark solid line), and spectra obtained with the regression of response spectra (dashed line).

図3.2.1-14 Jaimes *et al.* (2015) が求めたメキシコのスラブ内地震によるSCTにおけるGMPEと観測記録との比較

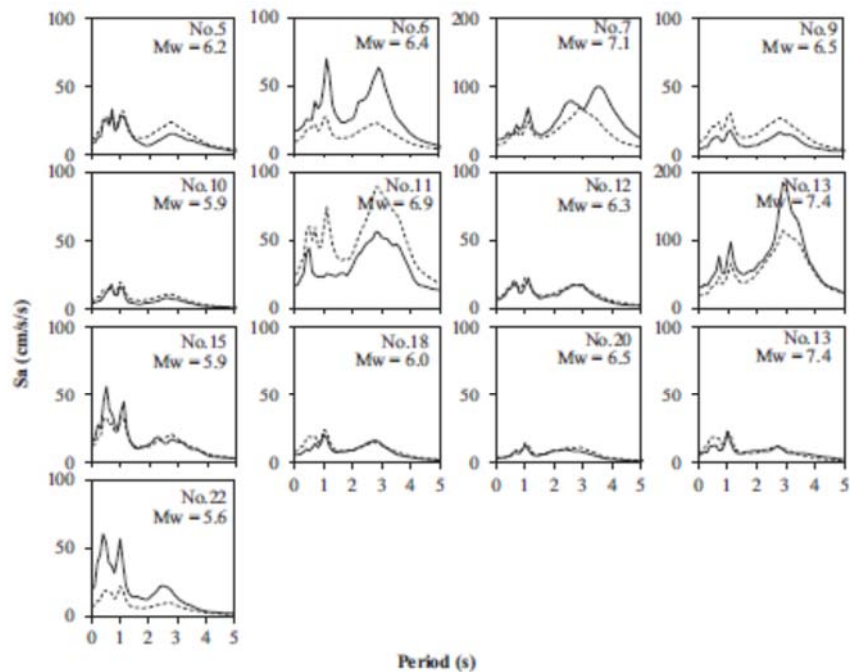


FIGURE 8 Response spectra at station CDAO for quadratic mean horizontal component: exact spectra (dark solid line), and spectra obtained with the regression of response spectra (dashed line).

図3.2.1-15 Jaimes *et al.* (2015) が求めたメキシコのスラブ内地震によるCDAOにおけるGMPEと観測記録との比較

(7) Abrahamson *et al.* (2016)

Abrahamson *et al.* (2016) は、63のスラブ内地震 ($5.0 \leq M \leq 7.9$) による2590の記録と、43のプレート間地震 ($6.0 \leq M \leq 8.4$) による953の記録を用いて、GMPEを作成した。距離は300 km以内である。

図3.2.1-16に、Abrahamson *et al.* (2016) がプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの作成のために用いた記録のモーメントマグニチュードと距離を示す。

Abrahamson *et al.* (2016) が採用したGMPEは、

$$\ln(Sa_{interface}) = \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 + (\theta_2 + \theta_3(M - 7.8)) \ln(R_{rup} + C_4 \exp(\theta_9(M - 6))) + \theta_6 R_{rup} + f_{mag}(M) + f_{FABA}(R_{rup}) + f_{site}(PGA_{100}, V_{S30}) \quad (3.2.1-8)$$

$$\ln(Sa_{slab}) = \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 + (\theta_2 + \theta_{14} F_{event} + \theta_3(M - 7.8)) \ln(R_{hypo} + C_4 \exp(\theta_9(M - 6))) + \theta_6 R_{hypo} + \theta_{10} F_{event} + f_{mag}(M) + f_{depth}(Z_h) + f_{FABA}(R_{hypo}) + f_{site}(PGA_{100}, V_{S30}) \quad (3.2.1-9)$$

である。ここに、

Sa : 加速度応答スペクトル (単位はg: 重力加速度)

M : モーメントマグニチュード

R_{rup} : 断層最短距離 (km)

R_{hypo} : 震源距離 (km)

Z_h : 震源深さ (km)

$$F_{event} = \begin{cases} 0 & \text{プレート間地震のとき} \\ 1 & \text{スラブ内地震のとき} \end{cases}$$

$$F_{FABA} = \begin{cases} 0 & \text{前弧もしくは不明のサイトのとき} \\ 1 & \text{背弧のサイトのとき} \end{cases}$$

である。また、マグニチュードの項は、

$$F_{mag}(M) = \begin{cases} \theta_4(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M)^2 & \text{for } M \leq C_1 + \Delta C_1 \\ \theta_5(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M)^2 & \text{for } M > C_1 + \Delta C_1 \end{cases} \quad (3.2.1-10)$$

である。ここに、 $C_1=7.8$ である。震源深さの項は、

$$f_{depth}(Z_h) = \theta_{11}(\min(Z_h, 120) - 60)F_{event} \quad (3.2.1-11)$$

で、前弧/背弧の項は、

$$f_{FABA}(R) = \begin{cases} \left[\theta_7 + \theta_8 \text{Ln} \left(\frac{\max(R_{hypo}, 85)}{40} \right) \right] F_{FABA} & \text{For } F \text{ event} = 1 \\ \left[\theta_{15} + \theta_{16} \text{Ln} \left(\frac{\max(R_{rup}, 100)}{40} \right) \right] F_{FABA} & \text{For } F \text{ event} = 0 \end{cases} \quad (3.2.1-12)$$

である。サイト特性の項は、

$$f_{site}(PGA_{1000}, V_{S30}) = \begin{cases} \theta_{12} \text{Ln} \left(\frac{V_S^*}{V_{lin}} \right) - b \text{Ln}(PGA_{1000} + c) + b \text{Ln} \left(PGA_{1000} + c \left(\frac{V_S^*}{V_{lin}} \right)^n \right) & \text{for } V_{S30} < V_{lin} \\ \theta_{12} \text{Ln} \left(\frac{V_S^*}{V_{lin}} \right) + b \text{Ln} \left(\frac{V_S^*}{V_{lin}} \right) & \text{for } V_{S30} \geq V_{lin} \end{cases} \quad (3.2.1-13)$$

である。ここに、 PGA_{1000} は $V_{S30}=1,000$ m/sのときの最大加速度PGAの中央値で、

$$V_S^* = \begin{cases} 1,000 & \text{for } V_{S30} > 1,000 \\ V_{S30} & \text{for } V_{S30} \leq 1,000 \end{cases} \quad (3.2.1-14)$$

である。

表3.2.1-12に、Abrahamson *et al.* (2016) によるプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの回帰係数のうち周期によらない係数を、表3.2.1-13に、GMPEの回帰係数のうち周期による係数を示す。また、図3.2.1-17に、Abrahamson *et al.* (2016) によるスラブ内地震のGMPEの例を示す。

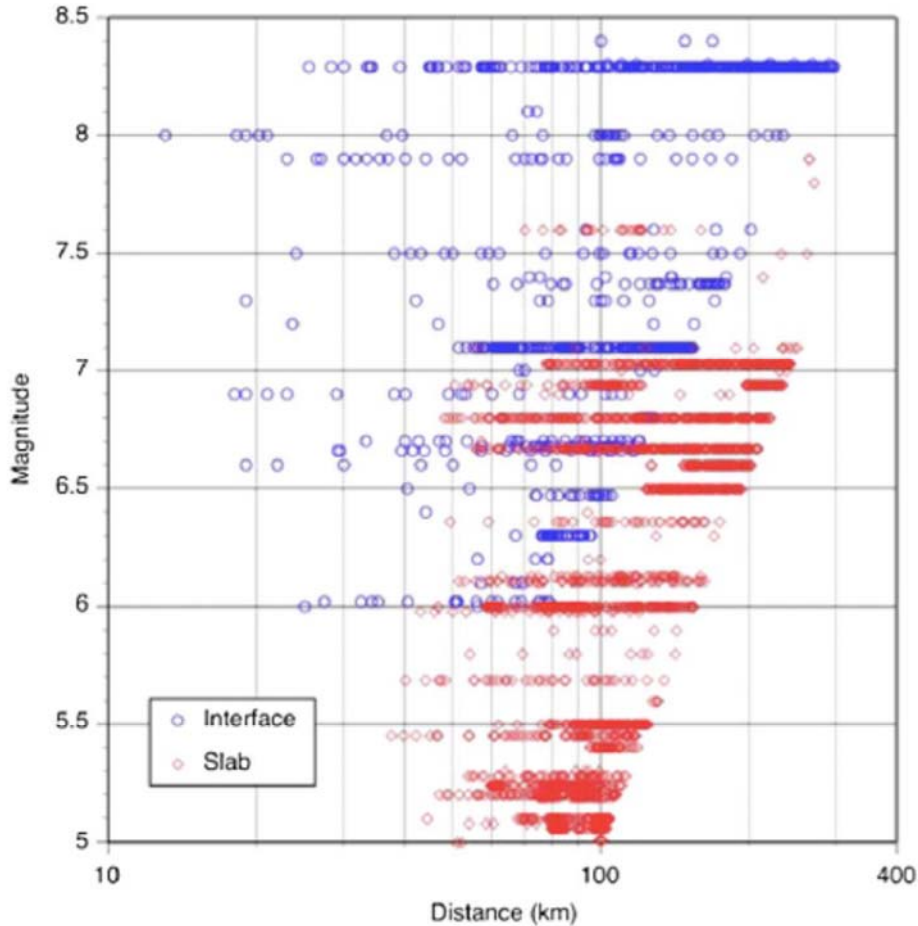


Figure 1. Distribution of magnitude and distance (interface events are plotted versus rupture distance; intraslab events, versus hypocentral distance) in the final data set used to develop the GMPE, prior to the 2010 Maule, Chile, and 2011 Tohoku, Japan, earthquakes.

図3.2.1-16 Abrahamson *et al.* (2016) がプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの作成のために用いた記録のモーメントマグニチュードと距離

表3.2.1-12 Abrahamson *et al.* (2016) によるプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの回帰係数のうち周期によらない係数

Table 2. Period-independent subduction model coefficients used in the regression analysis

Coefficient	Value over all periods
n	1.18
c	1.88
θ_3	0.1
θ_4	0.9
θ_5	0.0
θ_9	0.4
C_4	10

表3.2.1-13 Abrahamson *et al.* (2016) によるプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの回帰係数のうち周期による係数

Table 3. Regression coefficients for the median (g) subduction GMPE model

Period (s)	V_{bn}	b	θ_1	θ_2	θ_6	θ_7	θ_8	θ_{10}	θ_{11}	θ_{12}	θ_{13}	θ_{14}	θ_{15}	θ_{16}	ϕ	τ	σ
0.000	865.1	-1.186	4.2203	-1.350	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.0130	0.980	-0.0135	-0.40	0.9996	-1.00	0.60	0.43	0.74
0.020	865.1	-1.186	4.2203	-1.350	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.0130	0.980	-0.0135	-0.40	0.9996	-1.00	0.60	0.43	0.74
0.050	1053.5	-1.346	4.5371	-1.400	-0.0012	1.2536	-1.65	3.37	0.0130	1.288	-0.0138	-0.40	1.1030	-1.18	0.60	0.43	0.74
0.075	1085.7	-1.471	5.0733	-1.450	-0.0012	1.4175	-1.80	3.37	0.0130	1.483	-0.0142	-0.40	1.2732	-1.36	0.60	0.43	0.74
0.100	1032.5	-1.624	5.2892	-1.450	-0.0012	1.3997	-1.80	3.33	0.0130	1.613	-0.0145	-0.40	1.3042	-1.36	0.60	0.43	0.74
0.150	877.6	-1.931	5.4563	-1.450	-0.0014	1.3582	-1.69	3.25	0.0130	1.882	-0.0153	-0.40	1.2600	-1.30	0.60	0.43	0.74
0.200	748.2	-2.188	5.2684	-1.400	-0.0018	1.1648	-1.49	3.03	0.0129	2.076	-0.0162	-0.35	1.2230	-1.25	0.60	0.43	0.74
0.250	654.3	-2.381	5.0594	-1.350	-0.0023	0.9940	-1.30	2.80	0.0129	2.248	-0.0172	-0.31	1.1600	-1.17	0.60	0.43	0.74
0.300	587.1	-2.518	4.7945	-1.280	-0.0027	0.8821	-1.18	2.59	0.0128	2.348	-0.0183	-0.28	1.0500	-1.06	0.60	0.43	0.74
0.400	503.0	-2.657	4.4644	-1.180	-0.0035	0.7046	-0.98	2.20	0.0127	2.427	-0.0206	-0.23	0.8000	-0.78	0.60	0.43	0.74
0.500	456.6	-2.669	4.0181	-1.080	-0.0044	0.5799	-0.82	1.92	0.0125	2.399	-0.0231	-0.19	0.6620	-0.62	0.60	0.43	0.74
0.600	430.3	-2.599	3.6055	-0.990	-0.0050	0.5021	-0.70	1.70	0.0124	2.273	-0.0256	-0.16	0.5800	-0.50	0.60	0.43	0.74
0.750	410.5	-2.401	3.2174	-0.910	-0.0058	0.3687	-0.54	1.42	0.0120	1.993	-0.0296	-0.12	0.4800	-0.34	0.60	0.43	0.74
1.000	400.0	-1.955	2.7981	-0.850	-0.0062	0.1746	-0.34	1.10	0.0114	1.470	-0.0363	-0.07	0.3300	-0.14	0.60	0.43	0.74
1.500	400.0	-1.025	2.0123	-0.770	-0.0064	-0.0820	-0.05	0.70	0.0100	0.408	-0.0493	0.00	0.3100	0.00	0.60	0.43	0.74
2.000	400.0	-0.299	1.4128	-0.710	-0.0064	-0.2821	0.12	0.70	0.0085	-0.401	-0.0610	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
2.500	400.0	0.000	0.9976	-0.670	-0.0064	-0.4108	0.25	0.70	0.0069	-0.723	-0.0711	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
3.000	400.0	0.000	0.6443	-0.640	-0.0064	-0.4466	0.30	0.70	0.0054	-0.673	-0.0798	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
4.000	400.0	0.000	0.0657	-0.580	-0.0064	-0.4344	0.30	0.70	0.0027	-0.627	-0.0935	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
5.000	400.0	0.000	-0.4624	-0.540	-0.0064	-0.4368	0.30	0.70	0.0005	-0.596	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
6.000	400.0	0.000	-0.9809	-0.500	-0.0064	-0.4586	0.30	0.70	-0.0013	-0.566	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
7.500	400.0	0.000	-1.6017	-0.460	-0.0064	-0.4433	0.30	0.70	-0.0033	-0.528	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
10.000	400.0	0.000	-2.2937	-0.400	-0.0064	-0.4828	0.30	0.70	-0.0060	-0.504	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74

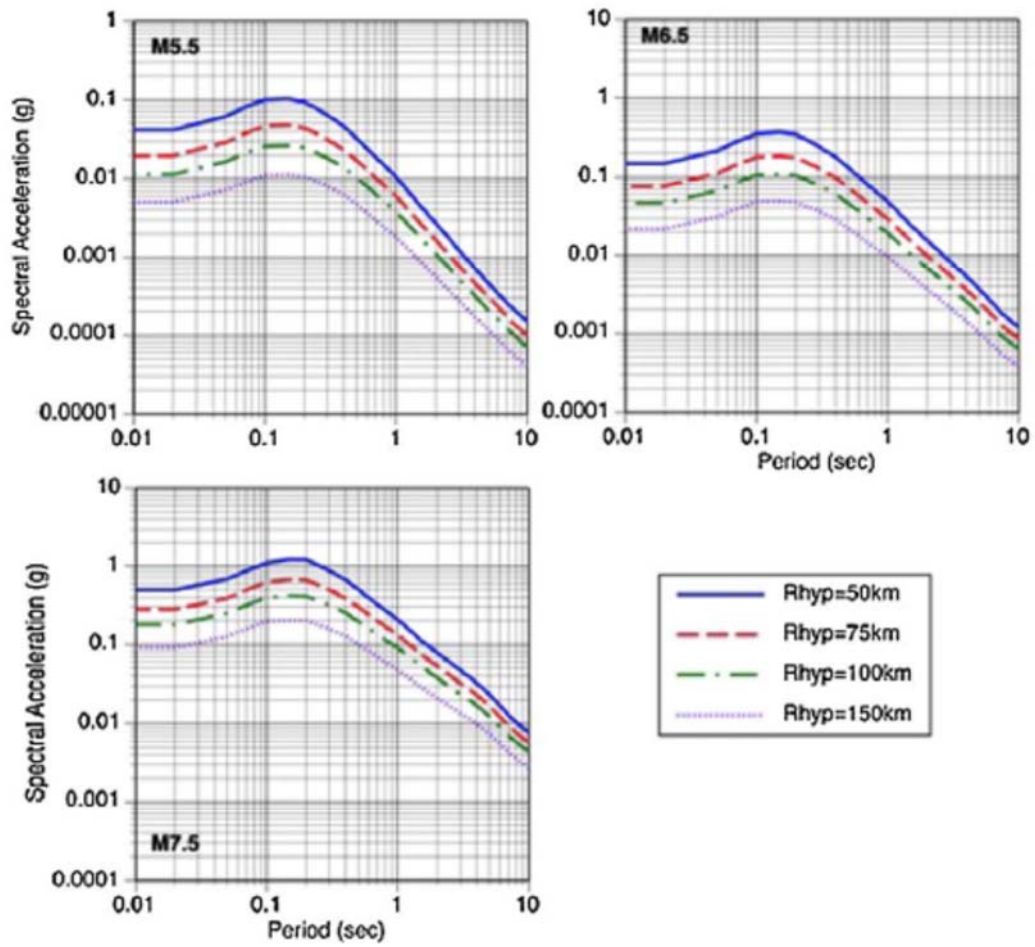


Figure 11. Examples of median spectra for slab earthquakes at a hypocentral depth of 50 km at sites with $V_{S30} = 760$ m/s located in the forearc region.

図3.2.1-17 Abrahamson *et al.* (2016) によるスラブ内地震のGMPEの例

(8) Idini *et al.* (2017)

Idini *et al.* (2017) は、チリで発生した38のスラブ内地震の114の観測記録および65のプレート間地震の369の観測記録を用いてGMPEを作成した。

図3.2.1-18に、Idini *et al.* (2017) がチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPEを作成するために用いた地震を示す。

Idini *et al.* (2017) が採用したGMPEは、

$$\log_{10} Y = F_F(M_W, H, F_{eve}) + F_D(R, M_W, F_{eve}) + F_S \quad (3.2.1-15)$$

である。ここに、 Y は最大加速度か加速度応答スペクトルで単位はg(重力加速度)、 F_F は震源項、 F_D は伝播特性、 F_S はサイト特性である。また、 M_W はモーメントマグニチュード、 H は震源深さ、 F_{eve} はプレート間地震のとき0でスラブ内地震のとき1、 R はスラブ内地震か $M_W < 7.7$ のプレート間地震のとき震源距離、 $M_W \geq 7.7$ のプレート間地震のとき断層最短距離である。震源項 F_F は、

$$F_F(M_W, H, F_{eve}) = c_1 + c_2 M_W + c_8 (H - h_o) F_{eve} + \Delta f_M \quad (3.2.1-16)$$

である。ここに、

$$\Delta f_M = \begin{cases} c_9 M_W^2; & F_{eve} = 0 \\ \Delta c_1 + \Delta c_2 M_W; & F_{eve} = 1 \end{cases} \quad (3.2.1-17)$$

で、 $h_o = 50\text{km}$ である。また、伝播特性 F_D は

$$F_D(R, M_w, F_{eve}) = g \log_{10}(R + R_o) + c_5 R \quad (3.2.1-18)$$

で、 $R_o = (1 - F_{eve}) c_6 \cdot 10^{c_7 [M_w - M_r]}$ 、 $g = (c_3 + c_4 [M_w - M_r] + \Delta c_3 F_{eve})$ 、 $M_r = 5$ である。 c_i ($i=1, 2, \dots, 9$) と Δc_j ($j=1, 2, 3$) は回帰係数である。

表3.2.1-14に、Idini *et al.* (2017) が求めたチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの第一段階の回帰係数を、表3.2.1-15に第二段階の回帰係数を示す。また、図3.2.1.19にIdini *et al.* (2017) によるチリのスラブ内地震のGMPEの例を示す。

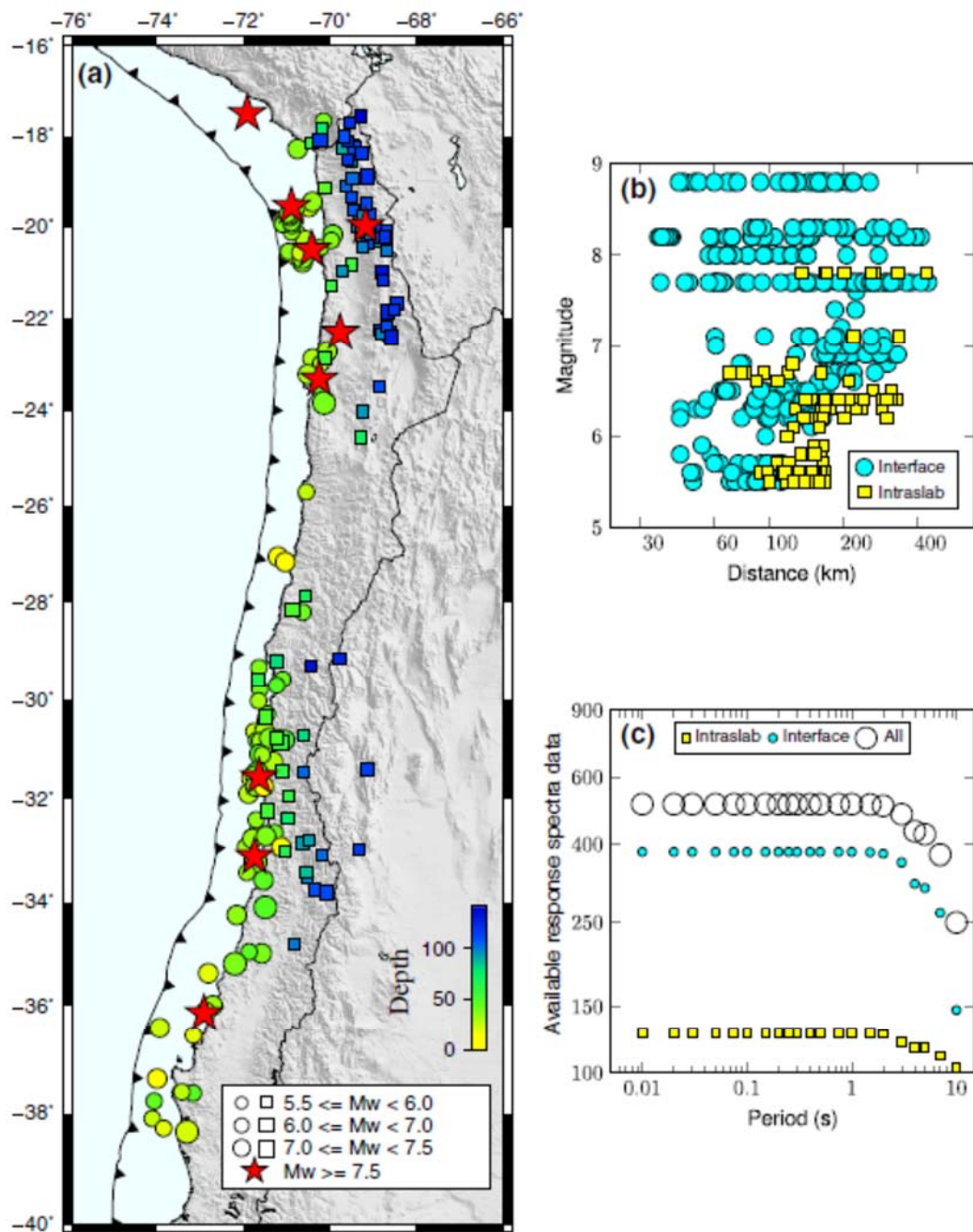


Fig. 1 The database used in this study. **a** Spatial distribution of the hypocenters. *Circles* indicate interface earthquakes and *squares* indicate intraslab earthquakes. **b** Magnitude versus distance of the data subset used in the GMPE derivation. **c** Total number of response spectra data used in the GMPE derivation at each period

図3.2.1-18 Idini *et al.* (2017) がチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPEを作成するために用いた地震

表3.2.1-14 Idini *et al.* (2017) が求めたチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPE (第一
 段階) の回帰係数

Table 4 Standard deviation and coefficient results of the first stage of the regression methodology

Period (s)	c_3	c_5	Δc_3	σ_r
PGA	-0.97558	-0.00174	-0.52745	0.232
0.01	-1.02993	-0.00175	-0.50466	0.231
0.02	-1.08567	-0.00176	-0.48043	0.233
0.03	-1.15951	-0.00176	-0.42490	0.235
0.05	-1.28640	-0.00178	-0.31239	0.241
0.07	-1.34644	-0.00181	-0.17995	0.251
0.10	-1.32353	-0.00182	-0.13208	0.255
0.15	-1.17687	-0.00183	-0.26451	0.255
0.20	-1.04508	-0.00182	-0.39105	0.268
0.25	-0.94363	-0.00178	-0.34348	0.264
0.30	-0.84814	-0.00173	-0.36695	0.260
0.40	-0.69278	-0.00166	-0.46301	0.263
0.50	-0.57899	-0.00161	-0.54098	0.261
0.75	-0.56887	-0.00158	-0.46266	0.252
1.00	-0.53282	-0.00154	-0.42314	0.247
1.50	-0.46263	-0.00145	-0.58519	0.246
2.00	-0.40594	-0.00139	-0.65999	0.245
3.00	-0.33957	-0.00137	-0.79004	0.231
4.00	-0.26479	-0.00137	-0.86545	0.228
5.00	-0.22333	-0.00137	-0.88735	0.232
7.50	-0.30346	-0.00131	-0.91259	0.231
10.00	-0.33771	-0.00117	-0.96363	0.204

表3.2.1-15 Idini *et al.* (2017) が求めたチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPE (第二段階) の回帰係数

Table 5 Standard deviation and coefficient results of the second stage of the regression methodology

Period (s)	c_1	c_2	c_9	c_8	Δc_1	Δc_2	σ_e	σ_f
PGA	-2.8548	0.7741	-0.03958	0.00586	2.5699	-0.4761	0.172	0.289
0.01	-2.8424	0.8052	-0.04135	0.00584	2.7370	-0.5191	0.173	0.288
0.02	-2.8337	0.8383	-0.04325	0.00583	2.9087	-0.5640	0.176	0.292
0.03	-2.8235	0.8838	-0.04595	0.00586	3.0735	-0.6227	0.178	0.295
0.05	-2.7358	0.9539	-0.05033	0.00621	3.2147	-0.7079	0.190	0.307
0.07	-2.6004	0.9808	-0.05225	0.00603	3.0851	-0.7425	0.213	0.329
0.10	-2.4891	0.9544	-0.05060	0.00571	2.8091	-0.7055	0.195	0.321
0.15	-2.6505	0.9232	-0.04879	0.00560	2.6260	-0.6270	0.160	0.302
0.20	-3.0096	0.9426	-0.05034	0.00573	2.6063	-0.5976	0.157	0.310
0.25	-3.3321	0.9578	-0.05143	0.00507	2.3654	-0.5820	0.142	0.299
0.30	-3.5422	0.9441	-0.05052	0.00428	2.2017	-0.5412	0.141	0.296
0.40	-3.3985	0.7773	-0.03885	0.00308	1.6367	-0.3448	0.157	0.306
0.50	-2.8041	0.5069	-0.01973	0.00257	0.7621	-0.0617	0.152	0.302
0.75	-4.4588	0.8691	-0.04179	0.00135	2.1003	-0.4349	0.146	0.291
1.00	-5.3391	1.0167	-0.04999	0.00045	2.5610	-0.5678	0.153	0.290
1.50	-6.1204	1.1005	-0.05426	0.00068	2.8923	-0.5898	0.152	0.289
2.00	-7.0334	1.2501	-0.06356	0.00051	3.3941	-0.7009	0.157	0.291
3.00	-8.2507	1.4652	-0.07797	0.00066	4.0033	-0.8465	0.155	0.279
4.00	-8.7433	1.4827	-0.07863	0.00063	3.9337	-0.8134	0.160	0.279
5.00	-8.9927	1.4630	-0.07638	0.00067	3.7576	-0.7642	0.167	0.286
7.50	-9.8245	1.6383	-0.08620	0.00108	4.3948	-0.9313	0.164	0.283
10.00	-9.8671	1.5877	-0.08168	0.00014	4.3875	-0.8892	0.176	0.270

Global standard deviation is computed as $\sigma_t = \sqrt{\sigma_e^2 + \sigma_f^2}$

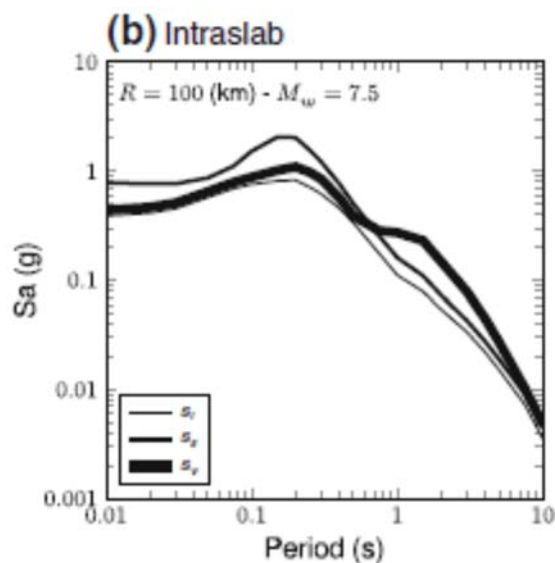


図3.2.1-19 Idini *et al.* (2017) によるチリのスラブ内地震のGMPEの例

3.2.2 スラブ内地震のスケーリング則の調査

(1) Ichinose *et al.* (2006)

Ichinose *et al.* (2006) は、1949年米国ワシントン州オリンピア地震の長周期インバージョンを行い、地震モーメントとアスペリティの総面積を求めた。

得られた結果に、1965年Seattle-Tacoma地震と2001年Nisqually地震および日本とメキシコのスラブ内地震のデータを加えて、地震モーメントとアスペリティの総面積の関係を求めた。その結果、

$$\log_{10}(A_a) = 0.57(\pm 0.06)\log_{10} M_0 - 13.5(\pm 1.5) \quad (3.2.2-1)$$

が得られた。ここに A_a (km²) はアスペリティの総面積、 M_0 (dyne・cm) は地震モーメントである。(論文では上式の $\log_{10} M_0$ が M_0 となっているが誤りである。)

図3.2.2-1にIchinose *et al.* (2006) が求めたスラブ内地震の地震モーメントとアスペリティの総面積との関係を示す。

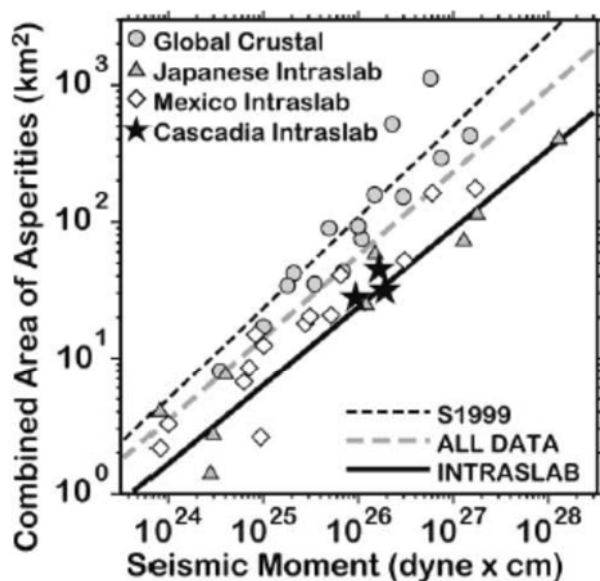


Figure 9. The combined area of asperities versus seismic moment for global crustal and intralab earthquakes. S1999 is the relation from Somerville *et al.* (1999), assuming self-similarity for global crustal earthquakes.

図3.2.2-1 Ichinose *et al.* (2006) が求めたスラブ内地震の地震モーメントとアスペリティの総面積との関係

(2) Strasser *et al.* (2010)

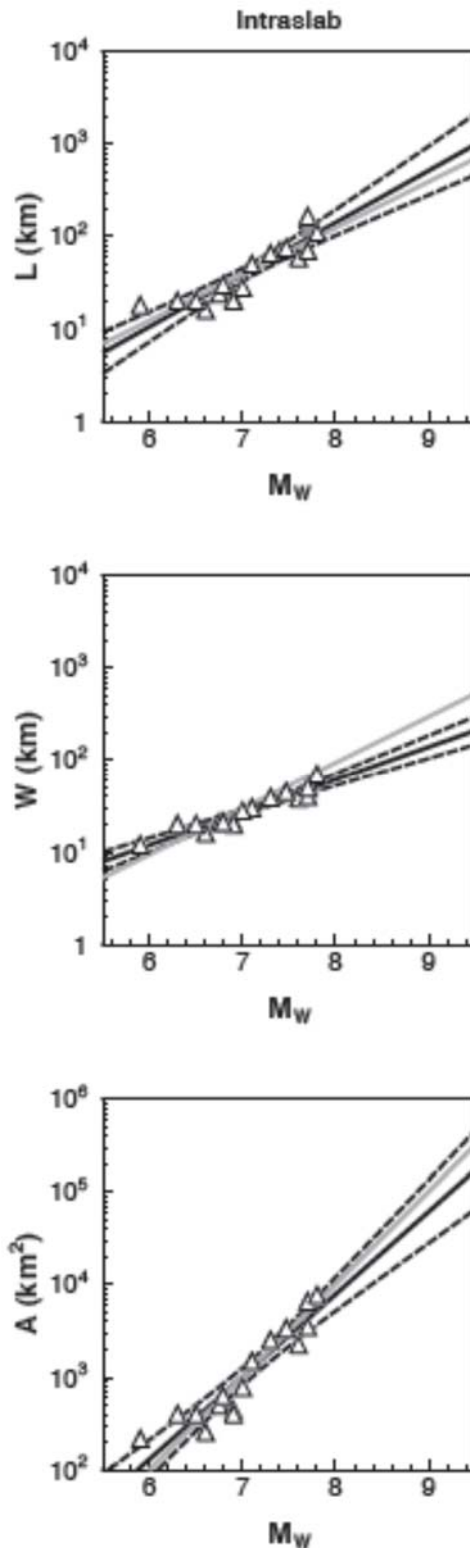
Strasser *et al.* (2010) は、モーメントマグニチュードが6.3～9.4の95のプレート間地震 (断

層モデル数は139) と、モーメントマグニチュードが5.9~7.8の20のスラブ内地震 (断層モデル数は21) のデータを用いて、断層パラメータのスケーリング則を求めた。

表3.2.2-1に、Strasser *et al.* (2010) が求めたスラブ内地震の断層パラメータのスケーリング則を示す。また、図3.2.2-2にStrasser *et al.* (2010) が求めたスラブ内地震の断層パラメータのスケーリング則をデータとあわせて示す。

表3.2.2-1 Strasser *et al.* (2010) が求めたスラブ内地震の断層パラメータのスケーリング則

TABLE 2 Regression results for relations between rupture dimensions, rupture area, and moment magnitude, for intraslab events. s.e. denotes the standard error of the coefficient under consideration, R^2 the coefficient of multiple determination, and N the total number of points used in the regression.							
	a	s.e. (a)	b	s.e. (b)	σ	R^2	N
$\log_{10}(L) = a + b \times M_w$	-2.350	0.453	0.562	0.064	0.146	0.813	20
$\log_{10}(W) = a + b \times M_w$	-1.058	0.217	0.356	0.031	0.067	0.893	18
$\log_{10}(A) = a + b \times M_w$	-3.225	0.598	0.890	0.085	0.184	0.874	18
$M_w = a + b \times \log_{10}(L)$	4.725	0.274	1.445	0.164	0.234	0.813	20
$M_w = a + b \times \log_{10}(W)$	3.407	0.317	2.511	0.217	0.178	0.893	18
$M_w = a + b \times \log_{10}(A)$	4.054	0.288	0.981	0.093	0.193	0.874	18



▲ Figure 2. Regression results for the prediction of rupture dimensions as a function of moment magnitude. The dashed lines indicate the $\pm 95\%$ confidence intervals for the mean, and the heavy gray line indicates the best fit when self-similar scaling is assumed. The values shown for the individual data points are averaged over all models in the database in the case of multiple models being available for the same event.

図3.2.2-2 Strasser *et al.* (2010) が求めたスラブ内地震の断層パラメータのスケーリング則とデータ

3.2.3 スラブ内地震の断層パラメータの整理・分析

本項では、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集した国内外のスラブ地震の断層パラメータのデータベースと、今年度業務における地震動解析対象地震の断層パラメータの関係を調べた。主に短周期レベルおよびアスペリティの面積等の断層パラメータを対象に整理・分析を行った。

a) 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 との関係の分析

図 3.2.3-1 に、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集した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 のデータと、今年度業務における地震動解析対象地震の断層パラメータを比較した。

図中、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集したデータのうち、国内の地震については白丸印で、国外の地震については黒丸印で示し、地震動解析対象地震である 2017 年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) のデータを赤■で示す。参考に、既往の研究（原子力規制庁，2018, 2017）の地震動解析対象地震である 2005 年チリ Tarapaca 地震 (M_w 7.8) のデータを青■で、1986 年ルーマニア Varancea 地震 (M_w 7.1) を緑■で示す。

図中、赤線は(3.2.3-1)式で表される笹谷・他(2006)によるスラブ内地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル $A_{sasatani}$ との経験的關係式で点線部分は外挿である。黒線は、(3.2.3-2)式で表される壇・他 (2001) による内陸地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A_{dan} との経験的關係式である。太線は平均値で、細線はその 2 倍と 1/2、点線部分は外挿である。

$$A_{sasatani}[\text{N} \cdot \text{m} / \text{s}^2] = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N} \cdot \text{m}] \times 10^7)^{1/3} \quad (3.2.3-1)$$

$$A_{dan}[\text{N} \cdot \text{m} / \text{s}^2] = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N} \cdot \text{m}] \times 10^7)^{1/3} \quad (3.2.3-2)$$

図より、2017 年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) の短周期レベルは、既往の経験則（笹谷・他, 2006）によく整合していることがわかる。2005 年チリ Tarapaca 地震 (M_w 7.8) の短周期レベルは既往の経験則の約半分、1986 年ルーマニア Varancea 地震 (M_w 7.1) の短周期レベルは既往の経験則の約 2 倍であることが分かった。

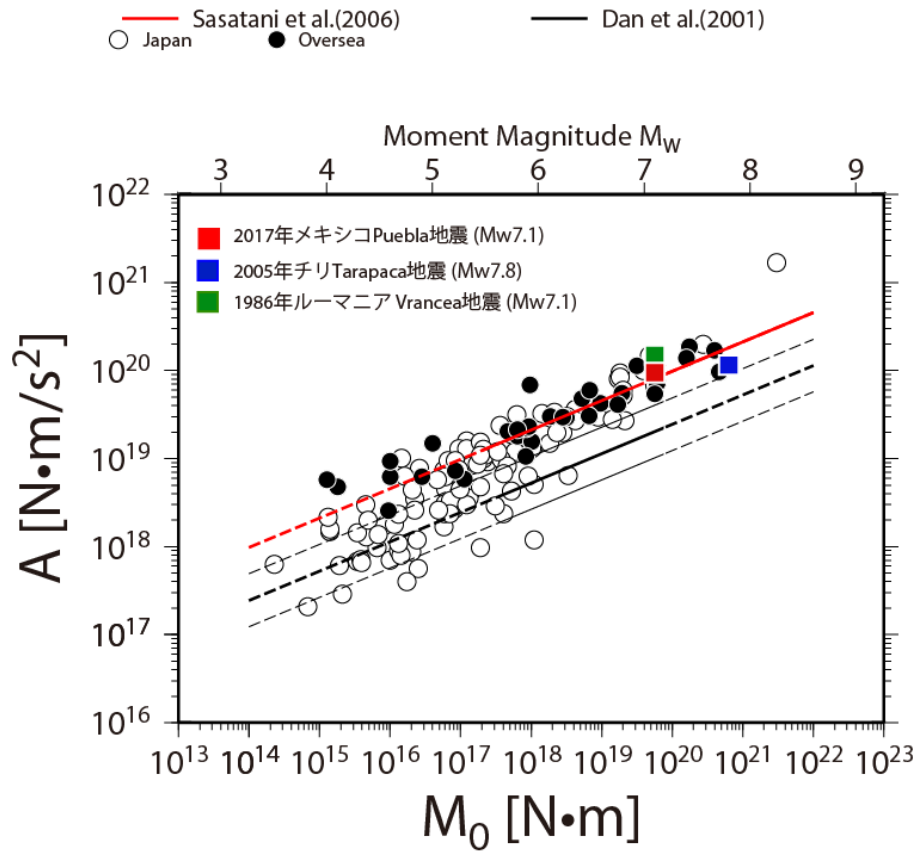


図 3.2.3-1 国内外のスラブ内地震の地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係

b) 国内外のスラブ内地震の地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 Sa との関係の分析

図 3.2.3-2 に、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集した国内外のスラブ内地震の地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 Sa のデータと、今年度業務における地震動解析対象地震の断層パラメータを比較した。

図中、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集したデータのうち、国内の地震については白丸印で、国外の地震については黒丸印で示し、地震動解析対象地震である 2017 年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) のデータを赤■で示す。参考に、既往の研究（原子力規制庁，2018, 2017）の地震動解析対象地震である 2005 年チリ Tarapaca 地震 (M_w 7.8) のデータを青■で、1986 年ルーマニア Varancea 地震 (M_w 7.1) を緑■で示す。図中、赤線は(3.2.3-3)式で表される笹谷・他 (2006) によるスラブ内地震の地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 $Sa_{sasatani}$ との経験的關係式で、黒線は(3.2.3-4)式で表される Somerville *et al.* (1999) による内陸地震の地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 $Sa_{somerville}$ との経験的關係式である。

$$Sa_{sasatani}[\text{km}^2] = 1.25 \times 10^{-16} \times (M_0[\text{N} \cdot \text{m}] \times 10^7)^{2/3} \quad (3.2.3-3)$$

$$Sa_{somerville}[\text{km}^2] = 5.00 \times 10^{-16} \times (M_0[\text{N} \cdot \text{m}] \times 10^7)^{2/3} \quad (3.2.3-4)$$

図より、2017 年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) のアスペリティの面積と地震モーメントの関係は、既往の経験則（笹谷・他, 2006）によく整合していることがわかる。2005 年チリ Tarapaca 地震 (M_w 7.8) のアスペリティの面積は既往の経験則の約半分、1986 年ルーマニア Varancea 地震 (M_w 7.1) のアスペリティの面積は既往の経験則の約 2 倍であることが分かった。

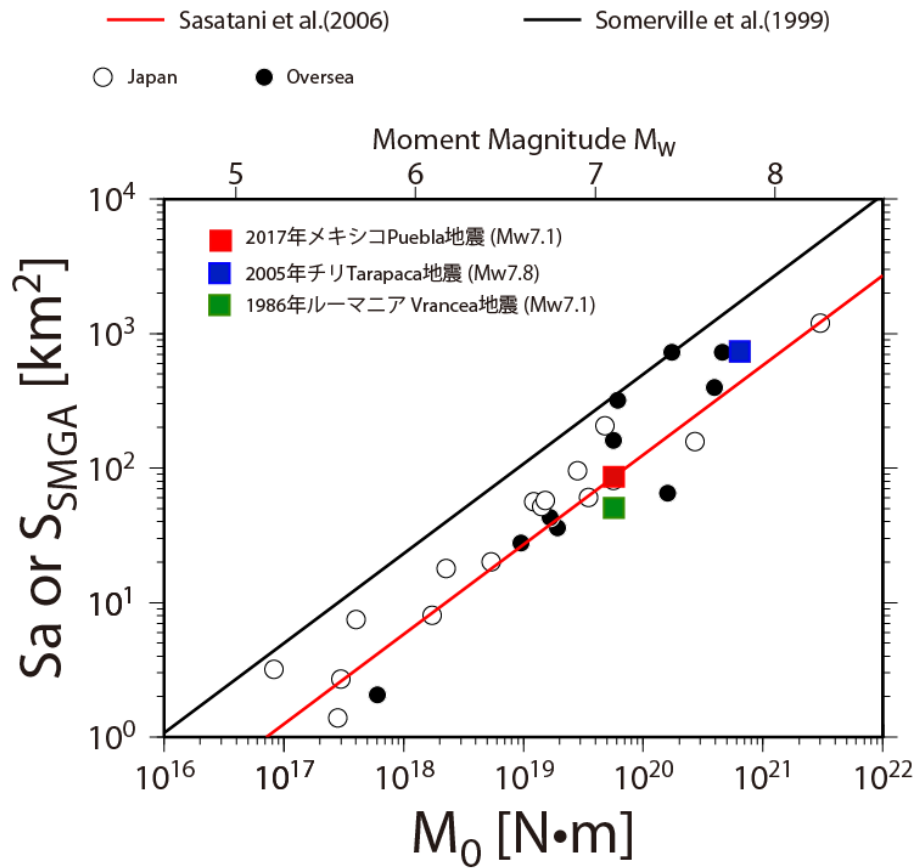


図 3.2.3-2 国内外のスラブ内地震の地震モーメント M_0 とアスペリティの面積 S_a との関係

c) 国内外のスラブ内地震の震源の深さ D と $A/A_{sasatani}$ との関係の分析

図 3.2.3-3 に、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集した国内外のスラブ内地震の震源の深さ D と $A/A_{sasatani}$ のデータと、今年度業務における地震動解析対象地震の断層パラメータを比較した。

図中、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集したデータのうち、国内の地震については白丸印で、国外の地震については黒丸印で示し、地震動解析対象地震である 2017 年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) のデータを赤■で示す。参考に、既往の研究（原子力規制庁，2018, 2017）の地震動解析対象地震である 2005 年チリ Tarapaca 地震 (M_w 7.8) のデータを青■で、1986 年ルーマニア Varancea 地震 (M_w 7.1) を緑■で示す。図には、佐藤 (2013) による震源深さ D と A/A_{dan} との経験的関係を震源深さ D と $A/A_{sasatani}$ との経験的関係に直した線も示す。

図より、2017 年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) と、1986 年ルーマニア Varancea 地震 (M_w 7.1) の震源の深さ D と $A/A_{sasatani}$ との関係は、佐藤 (2013) による既往の経験的関係式に概ね整合していることがわかる。2005 年チリ Tarapaca 地震 (M_w 7.8) は既往の経験則より大分小さいことが分かった。

一方、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集した国内外のスラブ内地震の震源の深さ D と $A/A_{sasatani}$ のデータを対象に、地震規模による依存性を調べた。 M_w 5 以上で 6 未満の場合、 M_w 6 以上で 7 未満の場合、 M_w 7 以上で 8 未満の場合、 M_w 8 以上の場合の 4 つの地震規模に分けたデータを図 3.2.3-4 の a)~d) に示す。

図より、 M_w 5 以上で 6 未満の地震規模が小さい場合、震源の深さ D と $A/A_{sasatani}$ との関係は、佐藤 (2013) による既往の経験的関係式に比べて小さく、下側に大きくばらついているが、 M_w 6 以上で 7 未満の場合と M_w 7 以上で 8 未満の場合は概ね既往の経験的関係式と整合しており、ばらつきも小さくなって見える。 M_w 8 以上の場合は地震データが一つしかないが、既往の経験式を大きく上回ることがわかる。

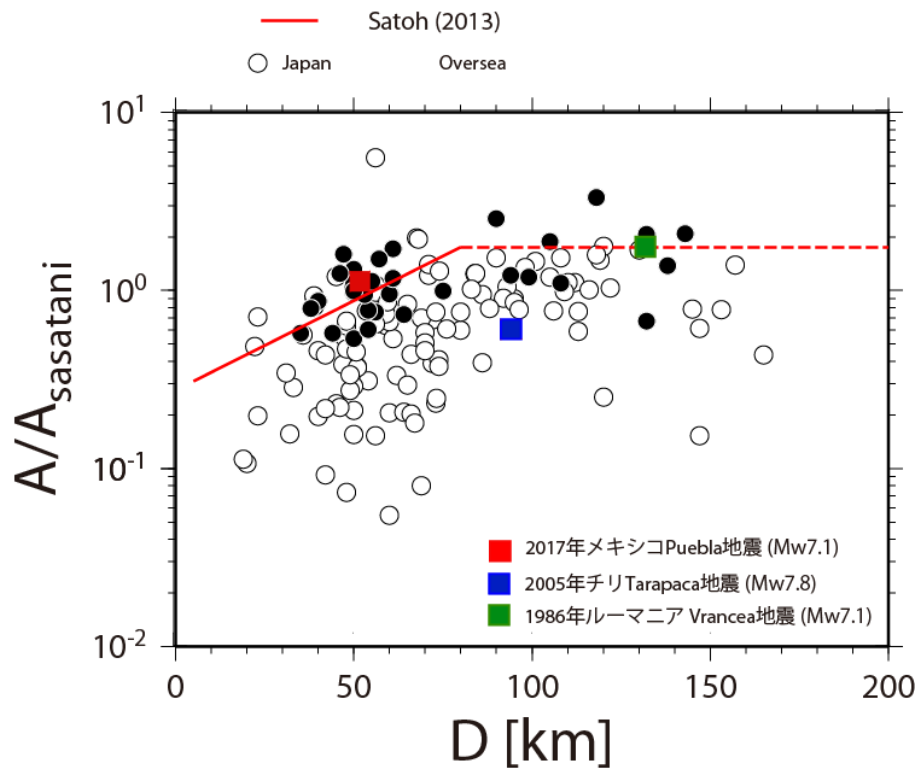
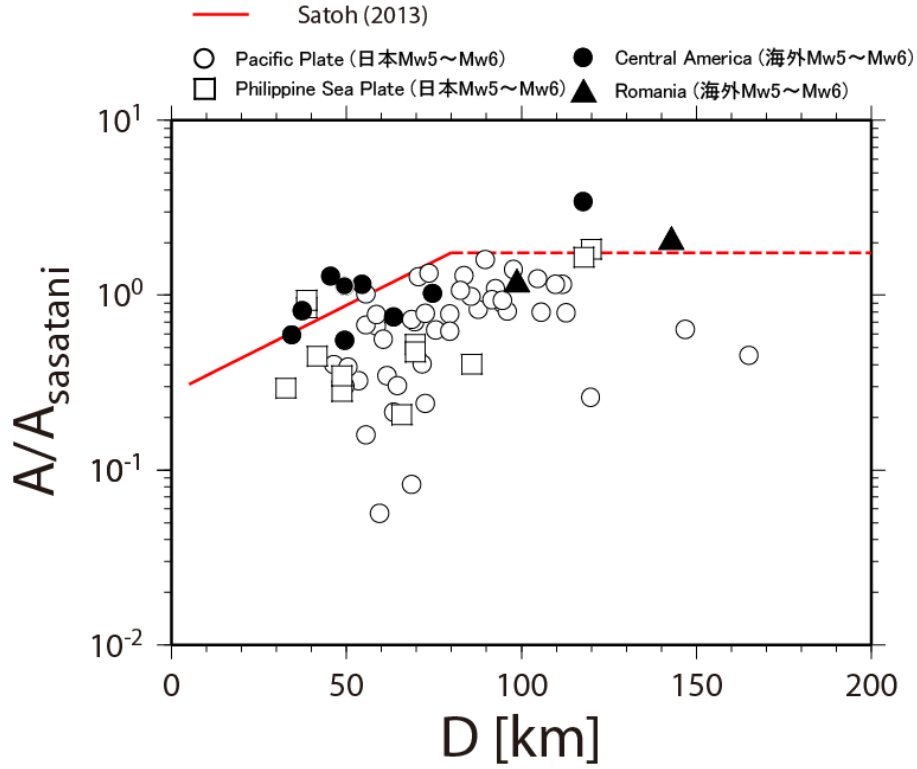
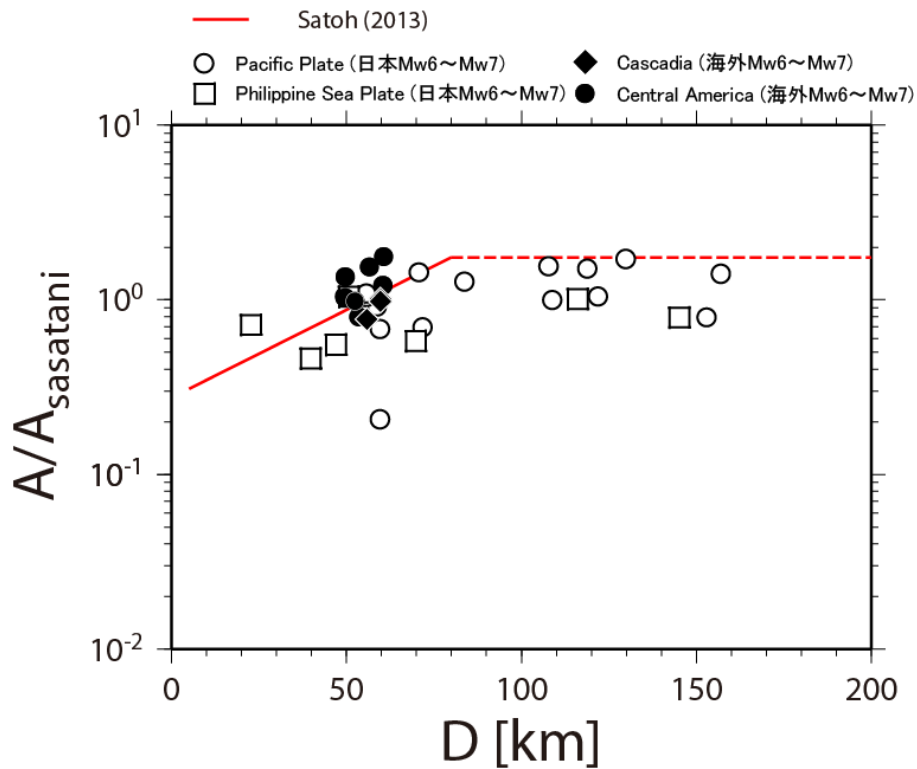


図 3.2.3-3 国内のスラブ内地震の震源の深さ D と $A/A_{sasatani}$ との関係

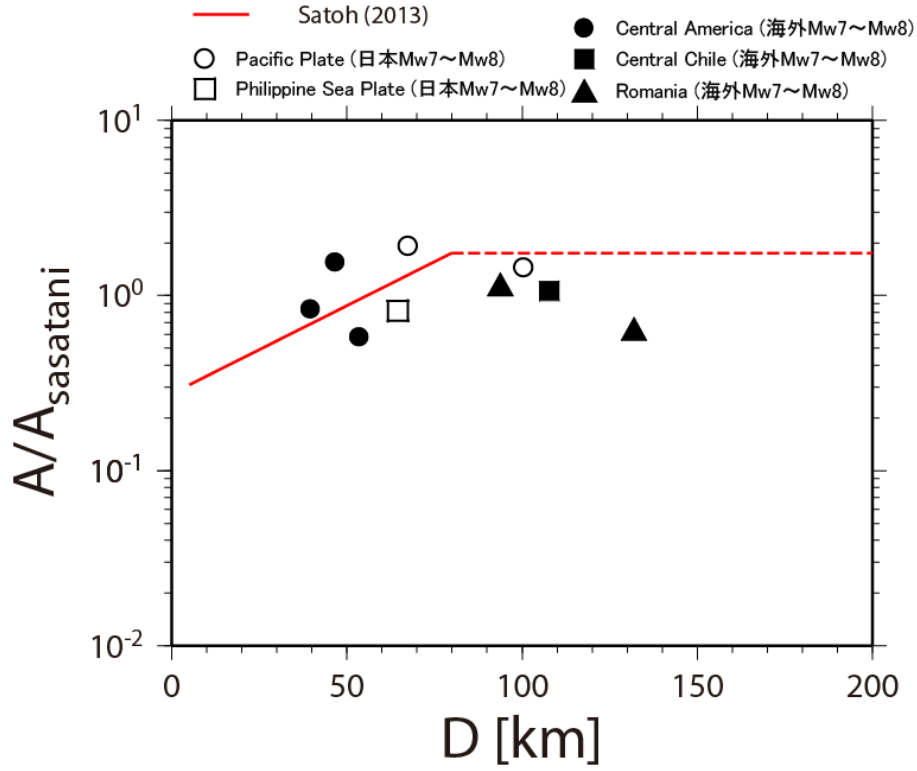


a) M_w 5 以上で 6 未満の場合

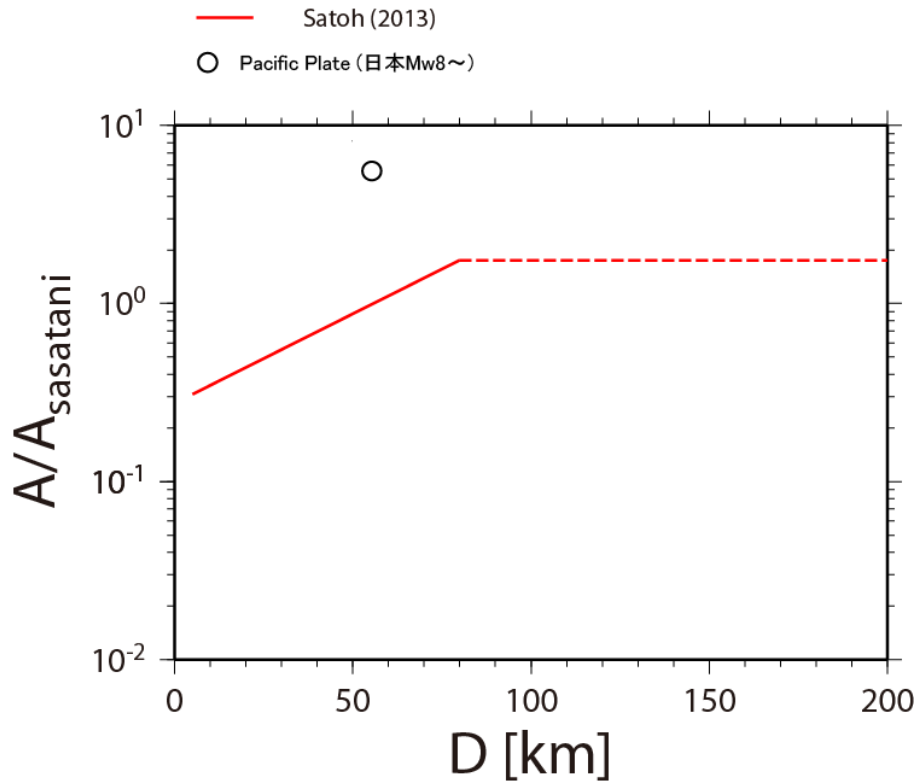


b) M_w 6 以上で 7 未満の場合

図 3.2.3-4 国内のスラブ内地震の震源の深さ D と A/A_{sasatani} との関係の規模依存性



c) M_w 7 以上 8 未満の場合



d) M_w 8 以上の場合

図 3.2.3-4 国内のスラブ内地震の震源の深さ D と $A/A_{sasatani}$ との関係の規模依存性

3.2.4 スラブ内地震の地震動特性の整理・分析

本検討では、スラブ内地震の地震動予測式 (GMPE) について、以下の7つの式を用いて、地震動予測式による予測値の比較によって、地震動の地域性の有無を検討することとした。

3.2.4.1 では、対象とする地震動予測式の概要を述べ、3.2.4.2 では地震動予測式による予測値の比較を示す。

3.2.4.1 対象地震動予測式の概要

(1) Atkinson and Boore (2003)

Atkinson and Boore (2003) は、世界の沈み込み帯で起こったプレート間地震とスラブ内地震 (M 5~ M 8.3) の強震記録を用いて、最大加速度および減衰定数 5%の擬似加速度応答スペクトルの回帰分析を行った。データベースには、日本やメキシコおよび中米の沈み込み帯の多くの地震が含まれている。Atkinson and Boore (2003) がプレート間地震の検討に用いた地震のモーメントマグニチュードと断層最短距離を図 3.2.4-1 に示す。

回帰モデルは下の(3.2.4-1)式で表される。

$$\log Y = fn(M) + c_3 h + c_4 R - g \log R + c_5 sl S_C + c_6 sl S_D + c_7 sl S_E \quad (3.2.4-1)$$

ここに、 Y は最大加速度もしくは減衰定数 5%の擬似加速度応答スペクトル(cm/s^2)、 M はモーメントマグニチュード (プレート間地震の場合 $M \leq 8.5$)、 $fn(M) = c_1 + c_2 M$ 、 h は震源深さ (km)、 $R = \sqrt{D_{\text{fault}}^2 + \Delta^2}$ 、 D_{fault} は断層のトレースからの最短距離、 Δ は断層近傍の飽和を示す項で、 $\Delta = 0.00724 \times 10^{0.507M}$ 、 $g = 10^{1.2-0.18M}$ である。また、 $c_1 \sim c_7$ は回帰係数で、 S_C 、 S_D 、 S_E は地盤種別を表す係数である。 sl は最大加速度の大きさと振動数による係数で、表 3.2.4-1 に示す値である。

Atkinson and Boore (2003) による最大加速度の例を図 3.2.4-2 に、擬似加速度応答スペクトルの例を図 3.2.4-3 に示す。

一方、図 3.2.4-4 に示すように、マグニチュード、距離、地震タイプおよび地盤種別を同一にした場合、高振動数における加速度応答スペクトルが日本の地震では大きく、Cascadia の地震では小さいといった地域性が見られることを指摘している。

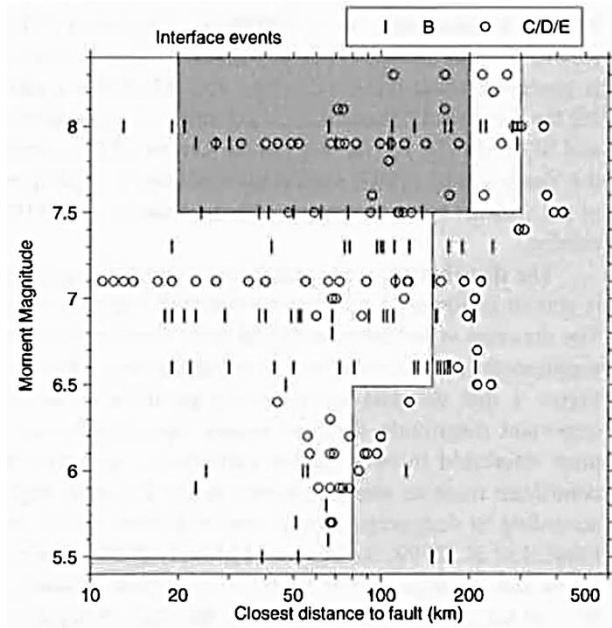


Figure 1. Database for subduction-zone earthquakes. The top frame shows data available for interface events, by NEHRP site class; the lower frame shows data available for in-slab events, by NEHRP site class. Data of $M < 5.4$ are not shown. The magnitude-distance range of most engineering interest is shaded dark gray. Magnitude-distance cutoffs imposed on final regressions are shaded light gray. KNET data that are believed to be unreliable at higher frequencies (moderate magnitudes at large distances; see text) are not included.

図3.2.4-1 Atkinson and Boore (2003) が検討に用いたプレート間地震のモーメントマグニチュードと断層最短距離 (工学的に重要なのは、濃い灰色の部分の地震の記録である。モーメントマグニチュードが小さすぎたり、断層最短距離が遠すぎる淡い灰色の部分の地震の記録は回帰分析に用いていない。)

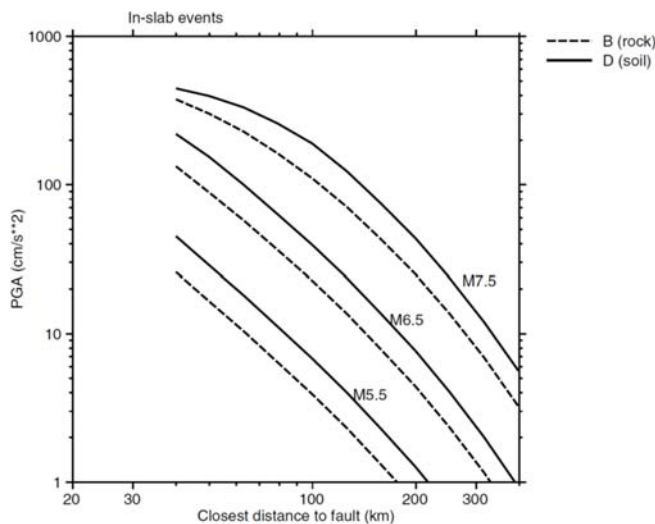


Figure 9. Peak ground acceleration for rock (NEHRP B) and soil (NEHRP D) for interface events (depth = 20 km) of $M 5.5, 6.5, 7.5,$ and 8.5 (top frame) and in-slab events (depth = 50 km) of $M 5.5, 6.5,$ and 7.5 . Nonlinear soil response is assumed for records with $PGA_{rx} > 100 \text{ cm/sec}^2$.

図3.2.4-2 Atkinson and Boore (2003) によるスラブ内地震の最大加速度の例

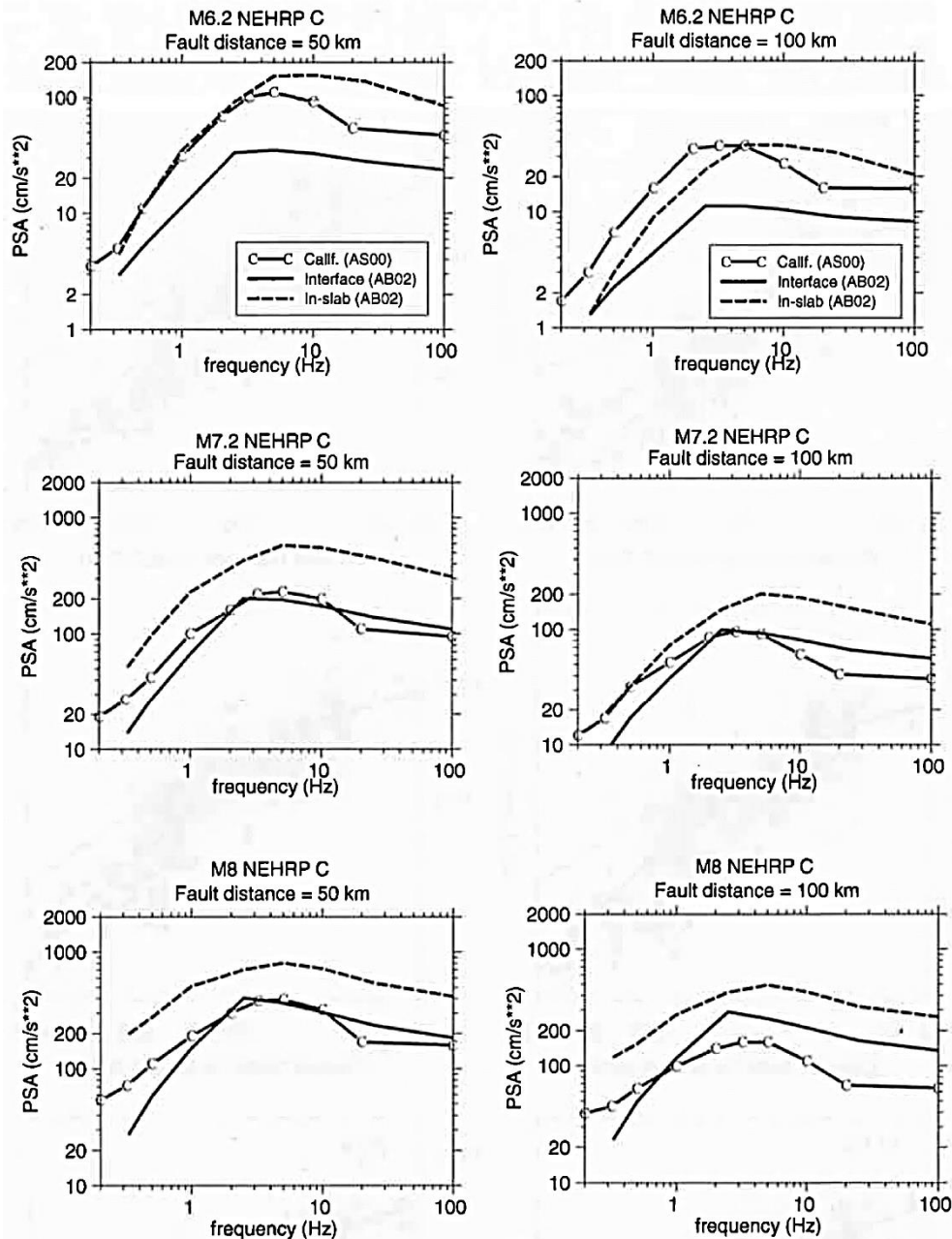


Figure 18. Predicted spectra for earthquakes of M 6.2 (top frames), 7.2 (middle frames), and 8.0 (lower frames), at distances of 50 km (left) and 100 km (right) from the fault, for NEHRP C site conditions, for interface (solid lines) and in-slab (dashed lines) events. Corresponding predictions for shallow California earthquakes (from Atkinson and Silva, 2000) are denoted by lines with "C."

図3.2.4-3 Atkinson and Boore (2003) によるプレート間地震とスラブ内地震の擬似加速度応答スペクトルの例 (プレート間地震の擬似加速度スペクトルは実線で、スラブ内地震の擬似加速度スペクトルは破線で示されている。Cのついた線はカルフォルニアの浅い地震の擬似加速度スペクトルである。)

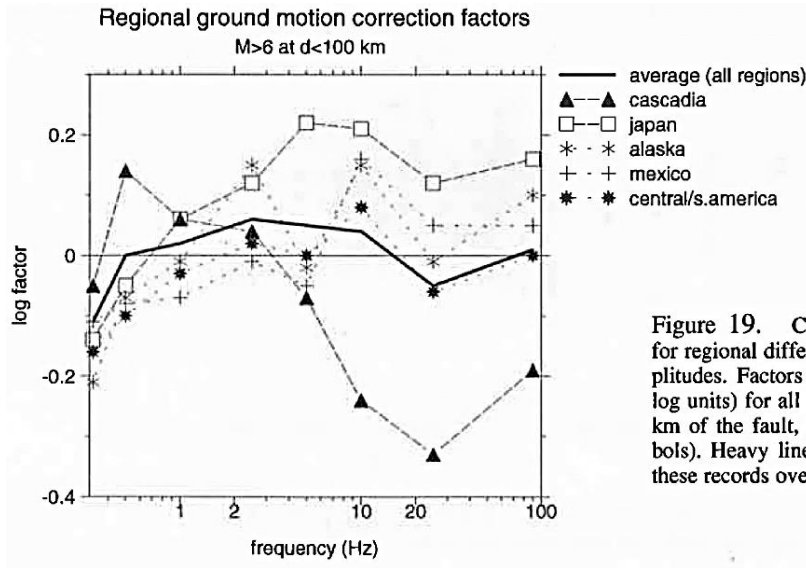


Figure 19. Correction factors to account for regional differences in ground-motion amplitudes. Factors are the average residual (in log units) for all records of $M \geq 6$ within 100 km of the fault, within a given region (symbols). Heavy lines show average residual for these records over all regions.

図3.2.4-4 Atkinson and Boore (2003) による擬似加速度応答スペクトルの地域性

表3.2.4-1 Atkinson and Boore (2003) の地震動予測式の sl

$$sl = 1.$$

for $PGA_{rx} \leq 100 \text{ cm/sec}^2$ or frequencies $\leq 1 \text{ Hz}$

$$sl = 1. - (f - 1) (PGA_{rx} - 100.) / 400.$$

for $100 < PGA_{rx} < 500 \text{ cm/sec}^2$ ($1 \text{ Hz} < f < 2 \text{ Hz}$)

$$sl = 1. - (f - 1)$$

for $PGA_{rx} \geq 500 \text{ cm/sec}^2$ ($1 \text{ Hz} < f < 2 \text{ Hz}$)

$$sl = 1. - (PGA_{rx} - 100.) / 400.$$

for $100 < PGA_{rx} < 500 \text{ cm/sec}^2$ ($f \geq 2 \text{ Hz}$ and PGA)

$$sl = 0.$$

for $PGA_{rx} \geq 500 \text{ cm/sec}^2$ ($f \geq 2 \text{ Hz}$ and PGA);

PGA_{rx} is predicted PGA on rock (NEHRP B)

(2) Garcia *et al.* (2005)

Garcia *et al.* (2005) は、中部メキシコで起った正断層のスラブ内地震の擬似加速度応答スペクトルと最大加速度の GMPE を作成した。

用いた地震記録は距離が 400km 以内の 16 地震 ($5.2 \leq M_w \leq 7.4$; $35 \leq H \leq 138\text{km}$) によるものである。

表3.2.4-2にGarcia *et al.* (2005) がGMPEを作成するために用いた中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震を、図3.2.4-5に震央 (丸印) と観測点 (三角印) を示す。また、図3.2.4-6に距離とモーメントマグニチュードおよび震源深さを示す。

Garcia *et al.* (2005) が採用した GMPE は、

$$\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4 \cdot \log R + c_5 \cdot H + \sigma \quad (3.2.4-2)$$

である。ここに、 Y は上下もしくは水平2成分の2乗和平方根の加速度応答スペクトル (cm/s^2)、もしくは最大加速度 (cm/s^2) か最大速度 (cm/s) で、 M_w はモーメントマグニチュード、 R は断層面までの平均距離で $R = \sqrt{R_{\text{cld}}^2 + \Delta^2}$ で定義される。 R_{cld} は大地震 ($M_w > 6.5$) のときは断層最短距離 (km) で、そうではないとき震源距離 (km) である。 Δ はAtkinson and Boore (2003) により定義された震源近傍における頭打ち項で、 $\Delta = 0.00750 \times 10^{0.507} M_w$ である。また、 c_i は回帰係数、 H は震源深さ (km)、 σ は残差の標準偏差で、地震内の偏差を σ_r 、地震間の偏差を σ_e とすると $\sigma = (\sigma_r^2 + \sigma_e^2)^{0.5}$ と表される。

表3.2.4-3にGarcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の水平動のGMPEの回帰係数を、表3.2.4-4に上下動のGMPEの回帰係数を示す。また、図3.2.4-7にGarcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の水平動のGMPEの例を示す。

表3.2.4-2 Garcia *et al.* (2005) がGMPEを作成するために用いた中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震

Table 1
Intermediate-Depth Normal-Faulting Inslab Events Used to Develop Strong-Motion Equations

Event No.	Date (yymmdd)	Latitude °N	Longitude °W	H (km)	M_w	Records*
1	940223	17.75	97.27	75	5.8	6
2	940523	18.02	100.57	50	6.2	21
3	941210	17.98	101.52	50	6.4	16
4	970111	18.34	102.58	40	7.1	22
5	970522	18.37	101.82	54	6.5	18
6	980420	18.35	101.19	64	5.9	15
7	990615	18.13	97.54	61	6.9	30
8	990621	18.15	101.70	53	6.3	16
9	990930	16.03	96.96	47	7.4	26
10	991229	18.00	101.63	50	5.9	14
11	000721	18.11	98.97	50	5.9	21
12	010305	17.15	100.11	35	5.3	21
13	010306	17.14	100.11	38	5.2	23
14	020130	18.15	95.98	118	5.9	13
15 [†]	040117	17.66	95.66	110	5.4	9
16 [†]	040420	17.34	94.75	138	5.6	6

*Number of three-component records used.

[†]Events not analyzed by Garcia *et al.* (2004). Source parameters from Singh *et al.* (2006).

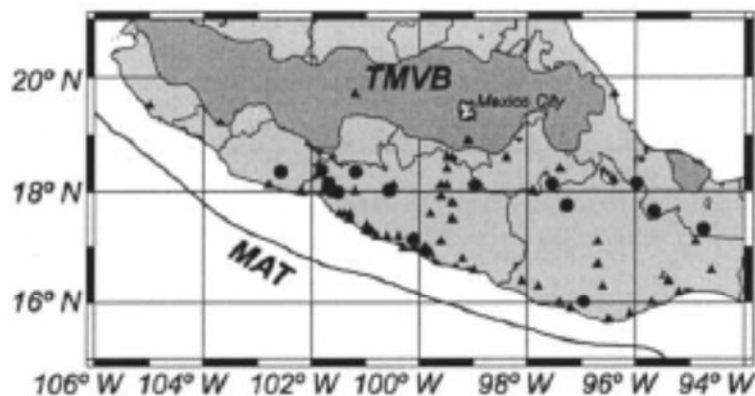


Figure 1. Map of Mexico showing recording stations (triangles) and epicenters (circles) of normal-faulting, intermediate-depth inslab earthquakes analyzed in this study. TMVB, Trans-Mexican Volcanic Belt (shaded gray); MAT, Middle America Trench.

図3.2.4-5 Garcia *et al.* (2005) がGMPEを作成するために用いた中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の震央 (丸印) と観測点 (三角印)

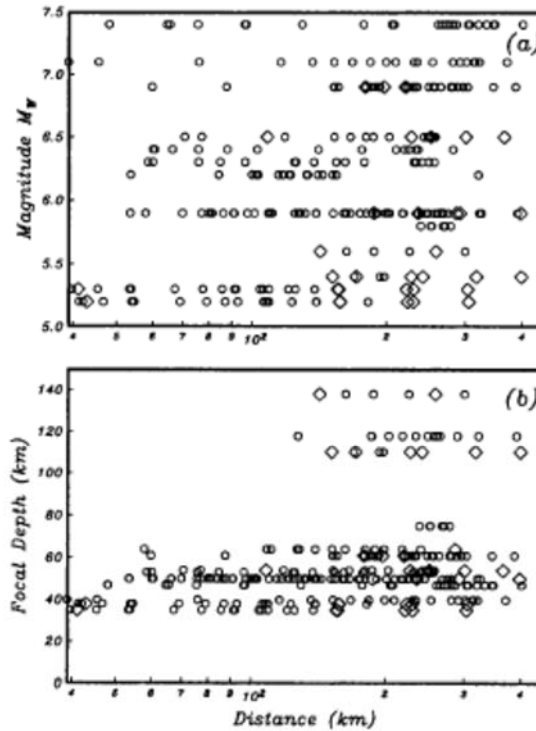


Figure 2. Distribution of the data used in this study with (a) magnitude M_w and (b) focal depth. Symbols indicate the type of data available. Open circles, accelerograms; diamonds, broadband velocity data. The data set includes four events that have the same magnitude of M_w 5.9 (Table 1).

図3.2.4-6 Garcia *et al.* (2005) がGMPEを作成するために用いた中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の距離とモーメントマグニチュードおよび震源深さ

表3.2.4-3 Garcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の水平動のGMPEの回帰係数

Table 2
Regression Coefficients for Quadratic Mean Horizontal Component
 $\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4 \cdot \log R + c_5 \cdot H + \sigma$
 $[R = \sqrt{R_{\text{td}}^2 + \Delta^2}, \Delta = 0.00750 \cdot 10^{0.507 M_w}]$

f(Hz)	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ^*	σ_r	σ_e
0.2	-4.3	0.97	-0.0007	1	0.001	0.25	0.22	0.12
0.25	-3.9	0.94	-0.0008	1	0.0009	0.25	0.22	0.12
0.33	-3.3	0.89	-0.0009	1	0.0009	0.26	0.22	0.14
0.5	-2.7	0.85	-0.0012	1	0.001	0.26	0.24	0.10
0.67	-2.3	0.81	-0.0014	1	0.002	0.28	0.26	0.10
1	-1.7	0.75	-0.0017	1	0.003	0.28	0.26	0.09
1.33	-1.3	0.71	-0.0020	1	0.004	0.27	0.26	0.09
2	-0.8	0.67	-0.0024	1	0.004	0.26	0.24	0.11
2.5	-0.6	0.64	-0.0028	1	0.005	0.27	0.24	0.13
3.33	-0.3	0.63	-0.0033	1	0.005	0.28	0.23	0.16
5	0.05	0.59	-0.0037	1	0.007	0.28	0.24	0.14
10	0.4	0.55	-0.0041	1	0.008	0.33	0.32	0.10
13.33	0.2	0.57	-0.0043	1	0.008	0.34	0.32	0.10
20	0.1	0.58	-0.0043	1	0.008	0.34	0.32	0.09
25	0.03	0.59	-0.0043	1	0.007	0.32	0.31	0.08
PGA	-0.2	0.59	-0.0039	1	0.008	0.28	0.27	0.10
PGV	-2.4	0.71	-0.0023	1	0.004	0.26	0.24	0.09

*Standard deviation of residuals (computed in logarithm to the base 10).

表 3.2.4-4 Garcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の上
下動の GMPE の回帰係数

Table 3
Regression Coefficients for Vertical Component
 $\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4 \cdot \log R + c_5 \cdot H + \sigma$
 $[R = \sqrt{R_{\text{dtd}}^2 + \Delta^2}, \Delta = 0.00750 \cdot 10^{0.507 M_w}]$

$f(x)$	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ^*	σ_r	σ_e
0.2	-4.4	0.98	-0.0003	1	-0.0002	0.26	0.22	0.14
0.25	-4.0	0.95	-0.0004	1	-0.0003	0.27	0.23	0.15
0.33	-3.3	0.88	-0.0005	1	-0.0004	0.28	0.23	0.17
0.5	-2.8	0.83	-0.0006	1	-0.0005	0.27	0.24	0.14
0.67	-2.4	0.80	-0.0008	1	0.0004	0.26	0.23	0.12
1	-1.8	0.75	-0.0010	1	0.001	0.27	0.24	0.12
1.33	-1.3	0.69	-0.0014	1	0.002	0.25	0.22	0.11
2	-0.9	0.66	-0.0018	1	0.002	0.26	0.23	0.11
2.5	-0.7	0.64	-0.0022	1	0.003	0.26	0.23	0.13
3.33	-0.2	0.60	-0.0029	1	0.003	0.26	0.22	0.15
5	-0.07	0.59	-0.0033	1	0.004	0.26	0.22	0.14
10	-0.04	0.59	-0.0039	1	0.007	0.31	0.29	0.11
13.33	-0.06	0.60	-0.0041	1	0.007	0.32	0.31	0.09
20	-0.2	0.62	-0.0043	1	0.007	0.32	0.31	0.08
25	-0.3	0.62	-0.0041	1	0.006	0.31	0.30	0.07
PGA	-0.4	0.60	-0.0036	1	0.006	0.27	0.25	0.11
PGV	-2.4	0.70	-0.0018	1	0.002	0.24	0.21	0.11

*Standard deviation of residuals (computed in logarithm to the base 10).

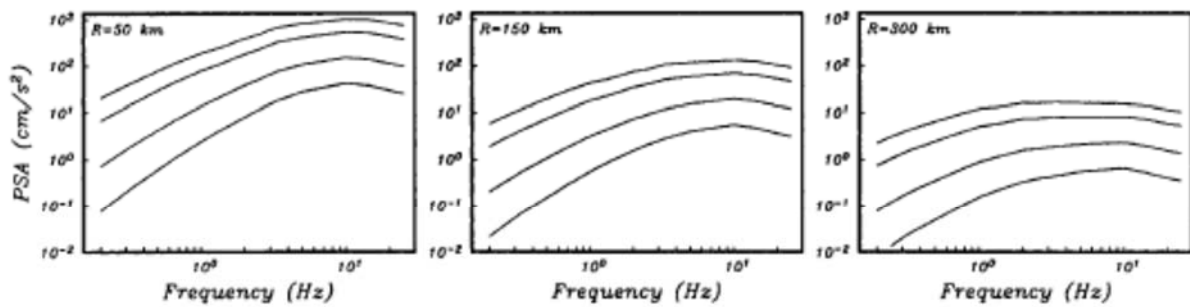


Figure 6. Predicted horizontal component of PSA response spectra for earthquakes of M_w 5.0, 6.0, 7.0, and 7.5, with $H = 50$ km, at distances of 50 km (left), 150 km (center), and 300 km (right).

図3.2.4-7 Garcia *et al.* (2005) による中部メキシコで起った正断層によるスラブ内地震の水平動の GMPE の例

(3) Zhao *et al.* (2006)

Zhao *et al.* (2006) は、日本で起ったプレート間地震を対象に、はじめに 25 km より浅い地震による記録を用いて、最大加速度および減衰定数 5%の加速度応答スペクトルの統計処理を行った。統計処理に用いた回帰式は、

$$\ln Y(T) = aM_w + bX - \ln r + e(h - h_c)\delta_h + F_R + S_I + S_S + S_{SL}\ln X + C_k + \xi + \eta \quad (3.2.4-3)$$

$$r = X + c \exp(dM_w) \quad (3.2.4-4)$$

$$\delta_h = \begin{cases} 0, & h < h_c \\ 1, & h \geq h_c \end{cases} \quad (3.2.4-5)$$

である。ここに、 Y は対象観測点における最大加速度もしくは加速度応答スペクトルで、単位は g (重力加速度), T は周期 (s), X は断層最短距離、 M_w はモーメントマグニチュード。 F_R は内陸地殻内の逆断層地震の場合の係数、 S_I はプレート間地震の場合の係数、 S_S は海洋プレート内地震の場合の係数である。 S_{SL} はマグニチュードに依存しない海洋プレート内地震の場合複雑なパスの影響を補正するための係数である。 C_k は地盤特性の項である。 h_c は深さの定数である。 δ_h は深さ h が h_c より大きい場合 1 となり、 h が h_c より小さい場合は 0 になる。 h が 125 km より深い場合は、 $h=125$ km となる。 a, b, c, d, e は回帰係数である。また、 $\xi_{i,j}$ は地震間の誤差、 η_i は地震内の誤差である。

表 3.2.4-5 と表 3.2.4-6 に回帰係数を、図 3.2.4-8 に加速度応答スペクトルの例を示す。

表3.2.4-5 Zhao *et al.* (2006) が日本のプレート間地震の記録を統計処理して求めた回帰係数

Table 4
Coefficients for Source and Path Terms of the Models in the Present Study

Period (sec)	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>S_R</i>	<i>S_I</i>	<i>S_S</i>	<i>S_{SL}</i>
PGA	1.101	-0.00564	0.0055	1.080	0.01412	0.251	0.000	2.607	-0.528
0.05	1.076	-0.00671	0.0075	1.060	0.01463	0.251	0.000	2.764	-0.551
0.10	1.118	-0.00787	0.0090	1.083	0.01423	0.240	0.000	2.156	-0.420
0.15	1.134	-0.00722	0.0100	1.053	0.01509	0.251	0.000	2.161	-0.431
0.20	1.147	-0.00659	0.0120	1.014	0.01462	0.260	0.000	1.901	-0.372
0.25	1.149	-0.00590	0.0140	0.966	0.01459	0.269	0.000	1.814	-0.360
0.30	1.163	-0.00520	0.0150	0.934	0.01458	0.259	0.000	2.181	-0.450
0.40	1.200	-0.00422	0.0100	0.959	0.01257	0.248	-0.041	2.432	-0.506
0.50	1.250	-0.00338	0.0060	1.008	0.01114	0.247	-0.053	2.629	-0.554
0.60	1.293	-0.00282	0.0030	1.088	0.01019	0.233	-0.103	2.702	-0.575
0.70	1.336	-0.00258	0.0025	1.084	0.00979	0.220	-0.146	2.654	-0.572
0.80	1.386	-0.00242	0.0022	1.088	0.00944	0.232	-0.164	2.480	-0.540
0.90	1.433	-0.00232	0.0020	1.109	0.00972	0.220	-0.206	2.332	-0.522
1.00	1.479	-0.00220	0.0020	1.115	0.01005	0.211	-0.239	2.233	-0.509
1.25	1.551	-0.00207	0.0020	1.083	0.01003	0.251	-0.256	2.029	-0.469
1.50	1.621	-0.00224	0.0020	1.091	0.00928	0.248	-0.306	1.589	-0.379
2.00	1.694	-0.00201	0.0025	1.055	0.00833	0.263	-0.321	0.966	-0.248
2.50	1.748	-0.00187	0.0028	1.052	0.00776	0.262	-0.337	0.789	-0.221
3.00	1.759	-0.00147	0.0032	1.025	0.00644	0.307	-0.331	1.037	-0.263
4.00	1.826	-0.00195	0.0040	1.044	0.00590	0.353	-0.390	0.561	-0.169
5.00	1.825	-0.00237	0.0050	1.065	0.00510	0.248	-0.498	0.225	-0.120

表3.2.4-6 Zhao *et al.* (2006) が日本のプレート間地震の記録を統計処理して求めた回帰係数

Table 5
Coefficients for Site Class Terms and Prediction Error

Period (sec)	<i>C_H</i>	<i>C₁</i>	<i>C₂</i>	<i>C₃</i>	<i>C₄</i>	σ	τ	σ_T
PGA	0.293	1.111	1.344	1.355	1.420	0.604	0.398	0.723
0.05	0.939	1.684	1.793	1.747	1.814	0.640	0.444	0.779
0.10	1.499	2.061	2.135	2.031	2.082	0.694	0.490	0.849
0.15	1.462	1.916	2.168	2.052	2.113	0.702	0.460	0.839
0.20	1.280	1.669	2.085	2.001	2.030	0.692	0.423	0.811
0.25	1.121	1.468	1.942	1.941	1.937	0.682	0.391	0.786
0.30	0.852	1.172	1.683	1.808	1.770	0.670	0.379	0.770
0.40	0.365	0.655	1.127	1.482	1.397	0.659	0.390	0.766
0.50	-0.207	0.071	0.515	0.934	0.955	0.653	0.389	0.760
0.60	-0.705	-0.429	-0.003	0.394	0.559	0.653	0.401	0.766
0.70	-1.144	-0.866	-0.449	-0.111	0.188	0.652	0.408	0.769
0.80	-1.609	-1.325	-0.928	-0.620	-0.246	0.647	0.418	0.770
0.90	-2.023	-1.732	-1.349	-1.066	-0.643	0.653	0.411	0.771
1.00	-2.451	-2.152	-1.776	-1.523	-1.084	0.657	0.410	0.775
1.25	-3.243	-2.923	-2.542	-2.327	-1.936	0.660	0.402	0.773
1.50	-3.888	-3.548	-3.169	-2.979	-2.661	0.664	0.408	0.779
2.00	-4.783	-4.410	-4.039	-3.871	-3.640	0.669	0.414	0.787
2.50	-5.444	-5.049	-4.698	-4.496	-4.341	0.671	0.411	0.786
3.00	-5.839	-5.431	-5.089	-4.893	-4.758	0.667	0.396	0.776
4.00	-6.598	-6.181	-5.882	-5.698	-5.588	0.647	0.382	0.751
5.00	-6.752	-6.347	-6.051	-5.873	-5.798	0.643	0.377	0.745

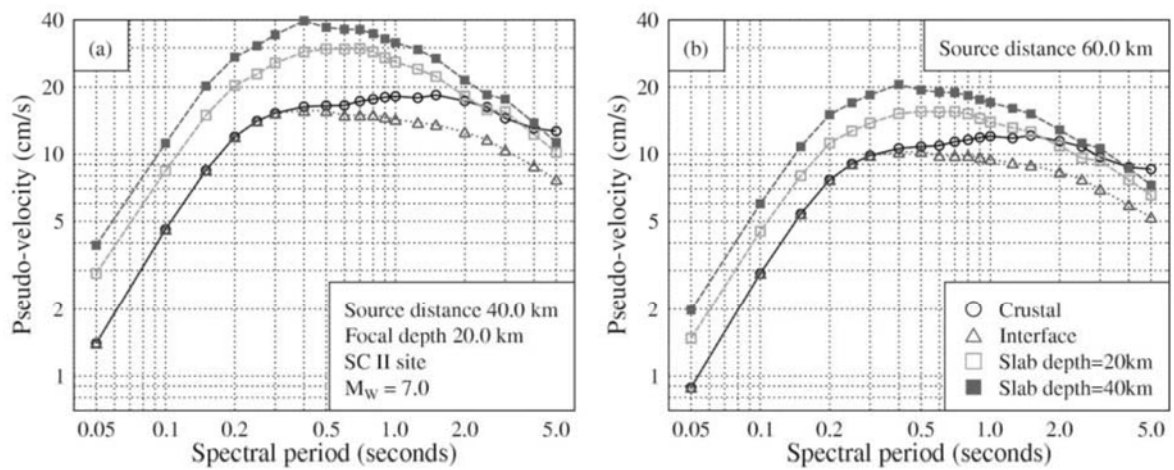


Figure 7. Pseudovelocity spectra calculated for crustal strike-slip and normal events, interface events, and slab events with a magnitude of 7.0 and a depth of 20 km for SC II sites at a source distance of (a) 40 km and (b) 60 km. The spectra from a slab event at a depth of 40 km are also presented for comparison.

図3.2.4-8 Zhao *et al.* (2006) による日本のスラブ内地震の加速度応答スペクトルの例 (■ または□印)

(4) Si *et al.* (2013)

(a) 用いたデータ

1983年5月26日日本海中部地震から2011年4月11日浜通り地震までの34地震 ($5.5 \leq M_w \leq 9.1$), 水平・上下成分それぞれ600記録のデータベースを構築した. 各強震記録には水平成分ではアメリカ NGA のデータベースに準じた GMRotI50 (平均加速度応答スペクトル), 上下動成分では, 通常の加速度応答スペクトルをデータとして整備した.

距離の定義については, 司・翠川 (1999) と同様に断層最短距離, 等価震源距離の双方を用いた. データの距離範囲についても司・翠川 (1999) と同様とした.

(b) 地震のタイプ

司・翠川 (1999) と同様に, 地殻内・プレート境界・プレート内地震との地震タイプを考慮した. ただし, 地震タイプと震源深と相関性があるとの説があることから, 統計上では, プレート内地震, プレート境界地震の各々について深さの係数を求めてその平均を最終結果とするなどの工夫をしてパラメータ間の相関関係による影響の回避を図っている.

(c) 近距離での頭打ち

硬質岩盤上のデータに限定しているため, 近距離での頭打ちを決められるようなデータを持ち合わせていないため, 0.6秒より長周期成分については司・翠川 (1999) の PGV, 0.3秒より短周期成分について司・翠川 (1999) の PGA で用いられている係数をそれぞれ用いた. また, その間の成分については両者を線形補間した値とした.

(d) 距離減衰

既往の研究から, 震源がやや深い地震の場合には, 浅い地震に比べて距離減衰の傾きが大きくなる傾向が見られるために, 震源深さ 30km を境界に幾何減衰を表す係数を変化させている. これにより, 震源がやや深い地震での評価精度を向上させている.

(e) 地盤特性

KiK-net の観測点のうち, 地中地震計が Vs2km/s の層に設置されている観測点をターゲットに地盤同定などにより基盤地震波を求め, その他硬質岩盤で観測された地震波をもとに, 距離減衰式で用いる地震動パラメータを硬質岩盤上に定義した. 最終的には S 波速度の分かっている地震記録との比較により, 距離減衰式の定義されている地盤について検討を行っている.

(f) ばらつき

回帰誤差（地震内誤差と地震間誤差の双方を含めたもの）は、全地震における S 波速度の分かっている地点に対して求められており、常用対数で 0.37 より小さい値となっている。ただし、地盤が硬いほどばらつきが小さくなる傾向を確認されている。

(g) 回帰モデル

$$\begin{aligned} \log SA(T) &= b(T) + g(X) - kX + \varepsilon(T) \\ g(X) &= \begin{cases} -\log(X + C); D \leq 30km \\ 0.6\log(1.7D + C) - 1.6\log(X + C); D > 30km \ \& \ X \geq 1.7D \end{cases} \\ C &= 0.0055 \cdot 10^{0.5M_w}, T < 0.3s \\ &= 0.0028 \cdot 10^{0.5M_w}, T \geq 0.6s \\ k &= 0.003, T < 0.3s \\ &= 0.002, T \geq 0.6s \end{aligned} \tag{3.2.4-6}$$

ただし

$$b(T) = \begin{cases} a_1(T)M_w + \sum d_i(T)S_i + h(T)D + \varepsilon_1(T) \\ M \leq 8.3 \text{ or } M \leq 7.5 \text{ if } T \geq 2s \\ a_2(T)M_w + \sum d_i(T)S_i + h(T)D + \varepsilon_2(T) \\ M > 8.3 \text{ or } M > 7.5 \text{ if } T \geq 2s \end{cases}$$

ただし、 $SA(T)$ は GMRot150、 X は断層最短距離、 D は震源断層の平均的な深さ、 S_i は地震タイプを示す。なお、回帰係数は表 3.2.4-7 に示す。

表3.2.4-7 Si *et al.* (2013) によるGMPEの回帰係数

T	$a1$	h	d		ε_1
			Intra-plate	Inter-plate	
PGA	0.5715	0.0090	0.1532	-0.0794	-0.3347
0.10	0.5435	0.0109	0.1125	-0.1026	0.1060
0.15	0.5632	0.0100	0.1346	-0.1055	0.0569
0.20	0.5646	0.0093	0.1871	-0.0605	0.0250
0.25	0.6001	0.0089	0.1659	-0.0946	-0.2238
0.30	0.6246	0.0084	0.1608	-0.0775	-0.4348
0.40	0.6296	0.0078	0.1757	-0.0838	-0.5861
0.50	0.6300	0.0073	0.1718	-0.0726	-0.6950
0.60	0.6261	0.0069	0.1704	-0.0637	-0.7698
0.70	0.6343	0.0065	0.1568	-0.0583	-0.8798
0.80	0.6428	0.0062	0.1730	-0.0347	-0.9966
0.90	0.6700	0.0060	0.1736	-0.0558	-1.2224
1.00	0.6834	0.0058	0.1800	-0.0704	-1.3557
1.50	0.7352	0.0048	0.2017	-0.0871	-1.8910
2.00	0.7843	0.0042	0.1357	-0.1280	-2.3476
2.50	0.8306	0.0037	0.0826	-0.1513	-2.7504
3.00	0.8422	0.0033	0.0728	-0.1270	-2.9291
5.00	0.9647	0.0022	0.0025	-0.2890	-3.9748
10.00	0.9696	0.0006	0.0480	-0.2778	-4.5504
PGV	0.6644	0.0066	0.0885	-0.1350	-2.0972

T	$a2$	ε_2
PGA	-0.0618	4.8992
0.10	0.0149	4.4289
0.15	0.0030	4.6353
0.20	-0.0187	4.8599
0.25	-0.0802	5.3885
0.30	-0.0496	5.1429
0.40	-0.0801	5.3208
0.50	-0.1383	5.7114
0.60	-0.1246	5.4563
0.70	-0.1507	5.6355
0.80	-0.2196	6.1928
0.90	-0.2921	6.7926
1.00	-0.3291	7.0575
1.50	-0.3164	6.8051
2.00	0.1482	2.5895
2.50	0.1734	2.2843
3.00	0.1825	2.1437
5.00	0.1626	2.0980
10.00	0.0831	2.3704
PGV	-0.2951	5.8245

※ d : 地殻内地震の場合は0

(5) Abrahamson *et al.* (2016)

Abrahamson *et al.* (2016) は、63のスラブ内地震 ($5.0 \leq M \leq 7.9$) による2590の記録と、43のプレート間地震 ($6.0 \leq M \leq 8.4$) による953の記録を用いて、GMPEを作成した。距離は300 km以内で、モーメントマグニチュードが8を超えるとマグニチュードのスケールリングが変わることも考慮している。

図3.2.4-9に、Abrahamson *et al.* (2016) がプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの作成のために用いた記録のモーメントマグニチュードと距離を示す。

Abrahamson *et al.* (2016) が採用したGMPEは、

$$\ln(Sa_{interface}) = \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 + (\theta_2 + \theta_3(M - 7.8)) \ln(R_{rup} + C_4 \exp(\theta_9(M - 6))) + \theta_6 R_{rup} + f_{mag}(M) + f_{FABA}(R_{rup}) + f_{site}(PGA_{100}, V_{S30}) \quad (3.2.4-7)$$

$$\ln(Sa_{slab}) = \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 + (\theta_2 + \theta_{14} F_{event} + \theta_3(M - 7.8)) \ln(R_{hypo} + C_4 \exp(\theta_9(M - 6))) + \theta_6 R_{hypo} + \theta_{10} F_{event} + f_{mag}(M) + f_{depth}(Z_h) + f_{FABA}(R_{hypo}) + f_{site}(PGA_{100}, V_{S30}) \quad (3.2.4-8)$$

である。ここに、

Sa : 加速度応答スペクトル (単位はg: 重力加速度)

M : モーメントマグニチュード

R_{rup} : 断層最短距離 (km)

R_{hypo} : 震源距離 (km)

Z_h : 震源深さ (km)

$$F_{event} = \begin{cases} 0 & \text{プレート間地震のとき} \\ 1 & \text{スラブ内地震のとき} \end{cases}$$

$$F_{FABA} = \begin{cases} 0 & \text{前弧もしくは不明のサイトのとき} \\ 1 & \text{背弧のサイトのとき} \end{cases}$$

である。また、マグニチュードの項は、

$$f_{mag}(M) = \begin{cases} \theta_4(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_3(10 - M)^2 & \text{for } M \leq C_1 + \Delta C_1 \\ \theta_5(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_3(10 - M)^2 & \text{for } M > C_1 + \Delta C_1 \end{cases} \quad (3.2.4-9)$$

である。ここに、 $C_1=7.8$ である。 ΔC_1 はマグニチュードのスケールリングが変わることを考慮する回帰係数で、はじめは0.0であるが、巨大地震の記録から、周期依存の値で表されることになった。震源深さの項は、

$$f_{depth}(Z_h) = \theta_{11}(\min(Z_h, 120) - 60)F_{event} \quad (3.2.4-10)$$

で、前弧/背弧の項は、

$$f_{FABA}(R) = \begin{cases} \left[\theta_7 + \theta_8 \text{Ln} \left(\frac{\max(R_{\text{hypo}}, 85)}{40} \right) \right] F_{FABA} & \text{For } F \text{ event} = 1 \\ \left[\theta_{15} + \theta_{16} \text{Ln} \left(\frac{\max(R_{\text{rup}}, 100)}{40} \right) \right] F_{FABA} & \text{For } F \text{ event} = 0 \end{cases} \quad (3.2.4-11)$$

である。サイト特性の項は、

$$f_{\text{site}}(PGA_{1000}, V_{S30}) = \begin{cases} \theta_{12} \text{Ln} \left(\frac{V_S^*}{V_{\text{lin}}} \right) - b \text{Ln}(PGA_{1000} + c) + b \text{Ln} \left(PGA_{1000} + c \left(\frac{V_S^*}{V_{\text{lin}}} \right)^n \right) & \text{for } V_{S30} < V_{\text{lin}} \\ \theta_{12} \text{Ln} \left(\frac{V_S^*}{V_{\text{lin}}} \right) + b \text{Ln} \left(\frac{V_S^*}{V_{\text{lin}}} \right) & \text{for } V_{S30} \geq V_{\text{lin}} \end{cases} \quad (3.2.4-12)$$

である。ここに、 PGA_{1000} は $VS30=1,000\text{m/s}$ のときの最大加速度PGAの中央値で、

$$V_S^* = \begin{cases} 1,000 & \text{for } V_{S30} > 1,000 \\ V_{S30} & \text{for } V_{S30} \leq 1,000 \end{cases} \quad (3.2.4-13)$$

である。

表3.2.4-7に、Abrahamson *et al.* (2016) によるプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの回帰係数のうち周期によらない係数を、表3.2.4-8に、GMPEの回帰係数のうち周期による係数を示す。また、表3.2.4-9に、Abrahamson *et al.* (2016) によるプレート間地震のGMPEで使用が推奨されている回帰係数 ΔC_1 を、図3.2.4-10に、Abrahamson *et al.* (2016) により用いることが推奨されている回帰係数 ΔC_1 の影響を示す。

図3.2.4-11に、Abrahamson *et al.* (2016) によるプレート間地震のGMPEの例を示す。

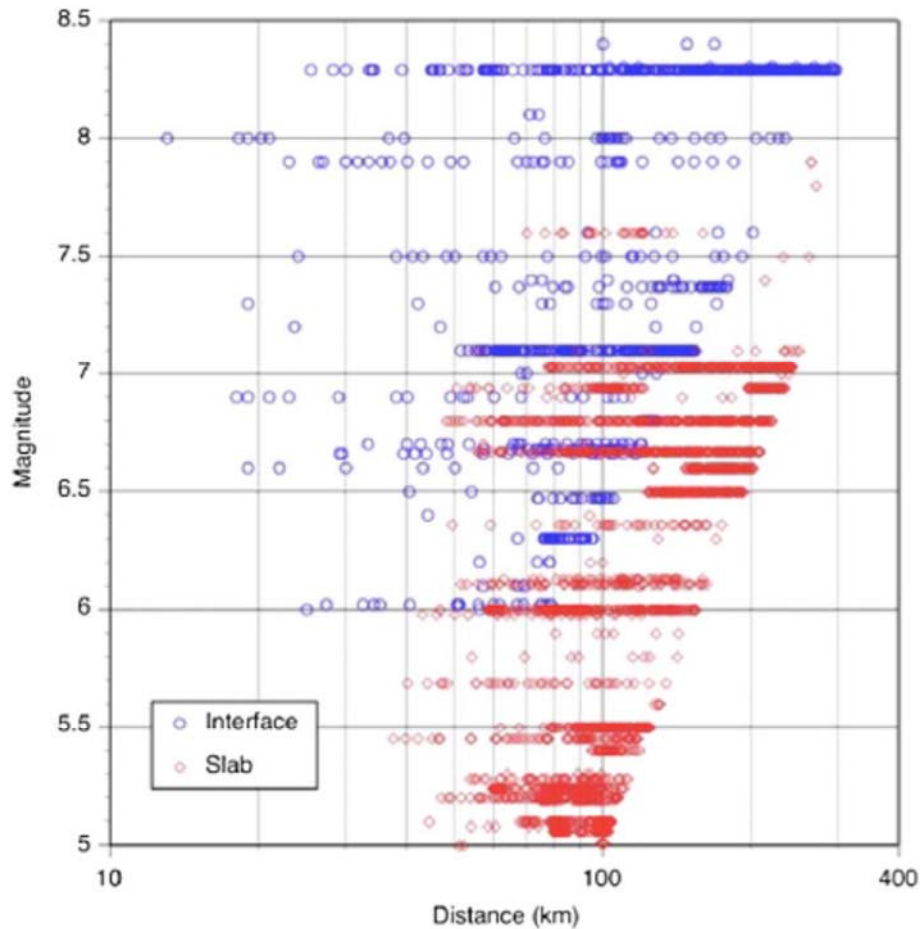


Figure 1. Distribution of magnitude and distance (interface events are plotted versus rupture distance; intraslab events, versus hypocentral distance) in the final data set used to develop the GMPE, prior to the 2010 Maule, Chile, and 2011 Tohoku, Japan, earthquakes.

図3.2.4-9 Abrahamson *et al.* (2016) がプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの作成のために用いた記録のモーメントマグニチュードと距離

表3.2.4-7 Abrahamson *et al.* (2016) によるプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの回帰係数のうち周期によらない係数

Table 2. Period-independent subduction model coefficients used in the regression analysis

Coefficient	Value over all periods
n	1.18
c	1.88
θ_3	0.1
θ_4	0.9
θ_5	0.0
θ_9	0.4
C_4	10

表3.2.4-8 Abrahamson *et al.* (2016) によるプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの回帰係数のうち周期による係数

Table 3. Regression coefficients for the median (g) subduction GMPE model

Period (s)	V_{bn}	b	θ_1	θ_2	θ_6	θ_7	θ_8	θ_{10}	θ_{11}	θ_{12}	θ_{13}	θ_{14}	θ_{15}	θ_{16}	ϕ	τ	σ
0.000	865.1	-1.186	4.2203	-1.350	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.0130	0.980	-0.0135	-0.40	0.9996	-1.00	0.60	0.43	0.74
0.020	865.1	-1.186	4.2203	-1.350	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.0130	0.980	-0.0135	-0.40	0.9996	-1.00	0.60	0.43	0.74
0.050	1053.5	-1.346	4.5371	-1.400	-0.0012	1.2536	-1.65	3.37	0.0130	1.288	-0.0138	-0.40	1.1030	-1.18	0.60	0.43	0.74
0.075	1085.7	-1.471	5.0733	-1.450	-0.0012	1.4175	-1.80	3.37	0.0130	1.483	-0.0142	-0.40	1.2732	-1.36	0.60	0.43	0.74
0.100	1032.5	-1.624	5.2892	-1.450	-0.0012	1.3997	-1.80	3.33	0.0130	1.613	-0.0145	-0.40	1.3042	-1.36	0.60	0.43	0.74
0.150	877.6	-1.931	5.4563	-1.450	-0.0014	1.3582	-1.69	3.25	0.0130	1.882	-0.0153	-0.40	1.2600	-1.30	0.60	0.43	0.74
0.200	748.2	-2.188	5.2684	-1.400	-0.0018	1.1648	-1.49	3.03	0.0129	2.076	-0.0162	-0.35	1.2230	-1.25	0.60	0.43	0.74
0.250	654.3	-2.381	5.0594	-1.350	-0.0023	0.9940	-1.30	2.80	0.0129	2.248	-0.0172	-0.31	1.1600	-1.17	0.60	0.43	0.74
0.300	587.1	-2.518	4.7945	-1.280	-0.0027	0.8821	-1.18	2.59	0.0128	2.348	-0.0183	-0.28	1.0500	-1.06	0.60	0.43	0.74
0.400	503.0	-2.657	4.4644	-1.180	-0.0035	0.7046	-0.98	2.20	0.0127	2.427	-0.0206	-0.23	0.8000	-0.78	0.60	0.43	0.74
0.500	456.6	-2.669	4.0181	-1.080	-0.0044	0.5799	-0.82	1.92	0.0125	2.399	-0.0231	-0.19	0.6620	-0.62	0.60	0.43	0.74
0.600	430.3	-2.599	3.6055	-0.990	-0.0050	0.5021	-0.70	1.70	0.0124	2.273	-0.0256	-0.16	0.5800	-0.50	0.60	0.43	0.74
0.750	410.5	-2.401	3.2174	-0.910	-0.0058	0.3687	-0.54	1.42	0.0120	1.993	-0.0296	-0.12	0.4800	-0.34	0.60	0.43	0.74
1.000	400.0	-1.955	2.7981	-0.850	-0.0062	0.1746	-0.34	1.10	0.0114	1.470	-0.0363	-0.07	0.3300	-0.14	0.60	0.43	0.74
1.500	400.0	-1.025	2.0123	-0.770	-0.0064	-0.0820	-0.05	0.70	0.0100	0.408	-0.0493	0.00	0.3100	0.00	0.60	0.43	0.74
2.000	400.0	-0.299	1.4128	-0.710	-0.0064	-0.2821	0.12	0.70	0.0085	-0.401	-0.0610	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
2.500	400.0	0.000	0.9976	-0.670	-0.0064	-0.4108	0.25	0.70	0.0069	-0.723	-0.0711	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
3.000	400.0	0.000	0.6443	-0.640	-0.0064	-0.4466	0.30	0.70	0.0054	-0.673	-0.0798	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
4.000	400.0	0.000	0.0657	-0.580	-0.0064	-0.4344	0.30	0.70	0.0027	-0.627	-0.0935	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
5.000	400.0	0.000	-0.4624	-0.540	-0.0064	-0.4368	0.30	0.70	0.0005	-0.596	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
6.000	400.0	0.000	-0.9809	-0.500	-0.0064	-0.4586	0.30	0.70	-0.0013	-0.566	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
7.500	400.0	0.000	-1.6017	-0.460	-0.0064	-0.4433	0.30	0.70	-0.0033	-0.528	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
10.000	400.0	0.000	-2.2937	-0.400	-0.0064	-0.4828	0.30	0.70	-0.0060	-0.504	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74

表3.2.4-9 Abrahamson *et al.* (2016) によるプレート間地震のGMPEで使用が推奨されている
 回帰係数 ΔC_1

Table 4. Recommended period-dependent ΔC_1 Values for Interface earthquakes based on residual analysis of the Maule and Tohoku earthquakes with the GMPE model

Period (s)	Lower value ¹	Central value ¹	Upper value ¹
PGA	0.0	0.2	0.4
0.3	0.0	0.2	0.4
0.5	-0.1	0.1	0.3
1.0	-0.2	0.0	0.2
2.0	-0.3	-0.1	0.1
3.0-10.0	-0.4	-0.2	0.0

Note: Lower, central, and upper values are included to capture the model's epistemic uncertainty.

¹For intermediate spectral periods, values should be interpolated based on log-spectral periods and linear values.

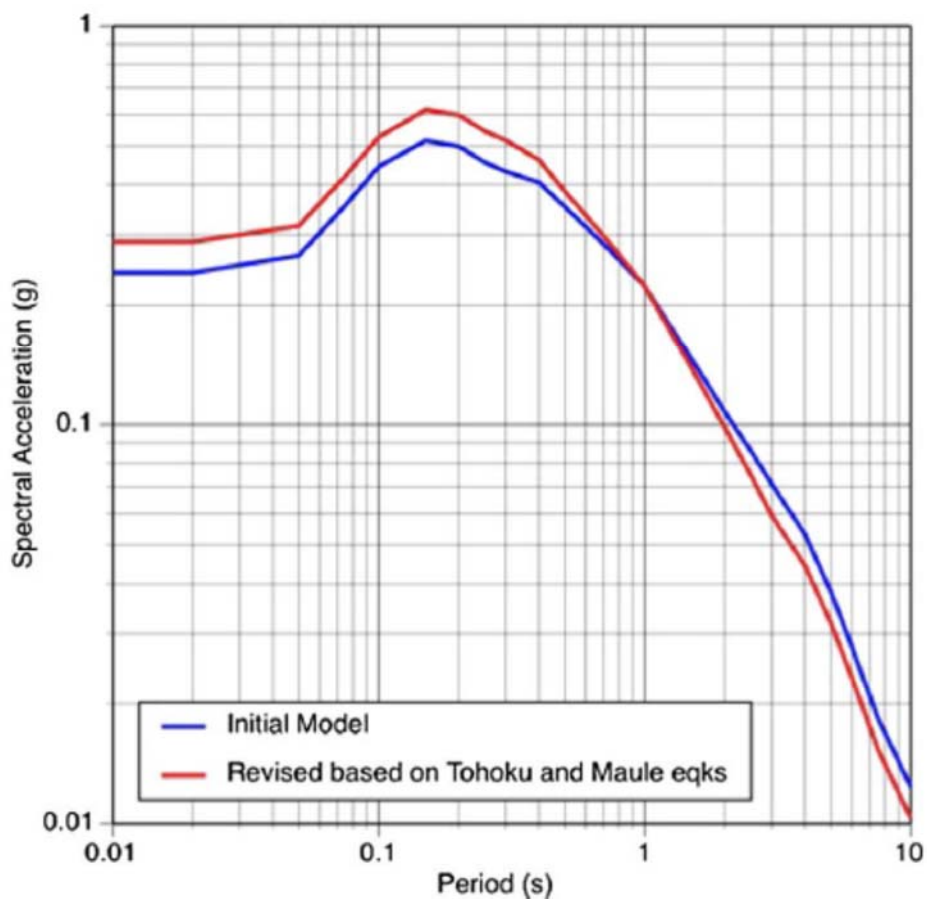


Figure 8. Effect of the recommended change (i.e., initial model versus revised model based on Tohoku and Maule earthquake data) in the ΔC_1 terms from Table 4.

図3.2.4-10 Abrahamson *et al.* (2016) により用いることが推奨されている回帰係数 ΔC_1 の影響

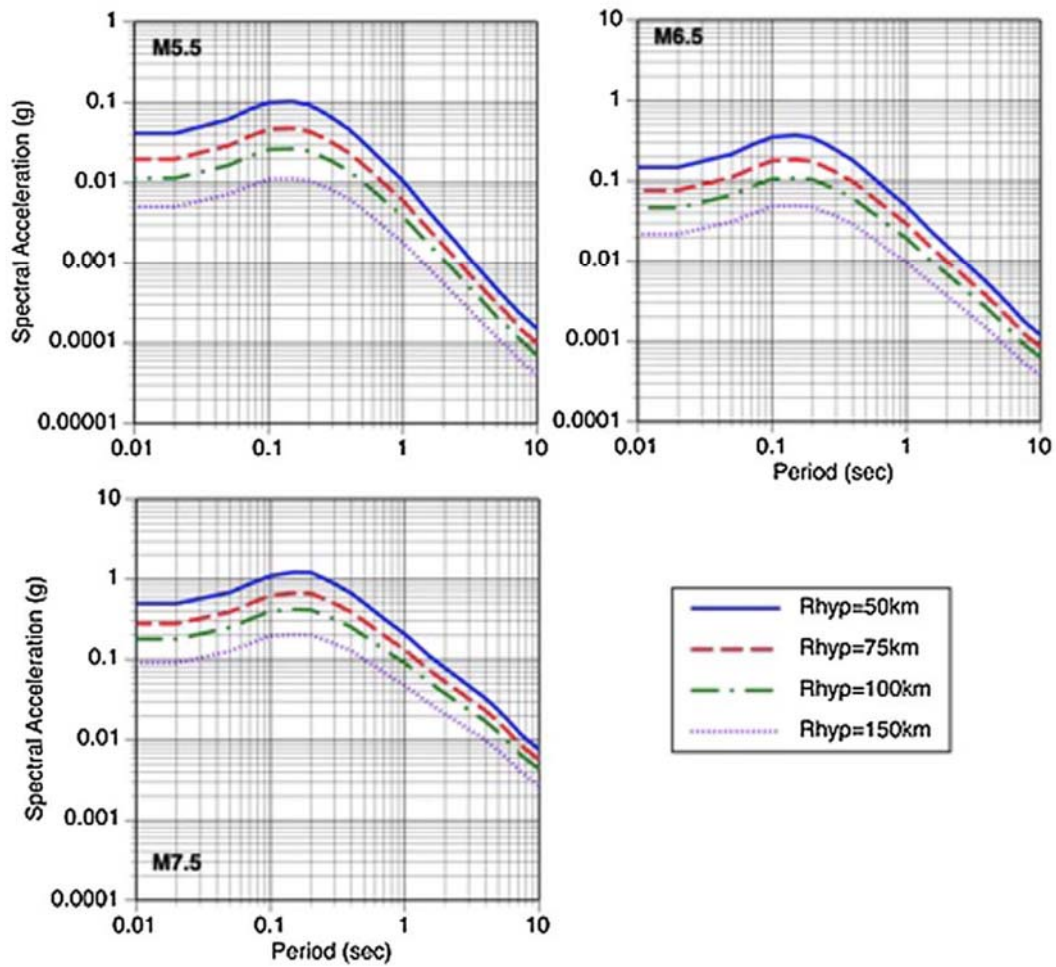


Figure 11. Examples of median spectra for slab earthquakes at a hypocentral depth of 50 km at sites with $V_{S30} = 760$ m/s located in the forearc region.

図3.2.4-11 Abrahamson *et al.* (2016) によるスラブ内地震のGMPEの例

(6) Idini *et al.* (2017)

Idini *et al.* (2017) は、チリで発生した65のプレート間地震の369の観測記録および38のスラブ内地震の114の観測記録を用いてGMPEを作成した。

図3.2.4-12に、Idini *et al.* (2017) がチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPEを作成するために用いた地震を示す。

Idini *et al.* (2017) が採用したGMPEは、

$$\log_{10} Y = F_F(M_w, H, F_{eve}) + F_D(R, M_w, F_{eve}) + F_S \quad (3.2.4-14)$$

である。ここに、 Y は最大加速度または加速度応答スペクトルで単位はg(重力加速度)、 F_F は震源項、 F_D は伝播特性、 F_S はサイト特性である。また、 M_w はモーメントマグニチュード、 H は震源深さ、 F_{eve} はプレート間地震のとき0でスラブ内地震のとき1、 R はスラブ内地震か $M_w < 7.7$ のプレート間地震のとき震源距離、 $M_w \geq 7.7$ のプレート間地震のとき断層最短距離である。

震源項 F_F は、

$$F_F(M_w, H, F_{eve}) = c_1 + c_2 M_w + c_8 (H - h_o) F_{eve} + \Delta f_M \quad (3.2.4-15)$$

である。ここに、

$$\Delta f_M = \begin{cases} c_9 M_w^2; & F_{eve} = 0 \\ \Delta c_1 + \Delta c_2 M_w; & F_{eve} = 1 \end{cases} \quad (3.2.4-16)$$

で、 $h_o = 50\text{km}$ である。また、 F_D は

$$F_D(R, M_w, F_{eve}) = g \log_{10}(R + R_o) + c_5 R \quad (3.2.4-17)$$

で、 $R_o = (1 - F_{eve}) c_6 \cdot 10^{c_7 [M_w - M_r]}$ 、 $g = (c_3 + c_4 [M_w - M_r] + \Delta c_3 F_{eve})$ 、 $M_r = 5$ である。 c_i ($i=1, 2, \dots, 9$) と Δc_j ($j=1, 2, 3$) は回帰係数である。

表3.2.4-10に、Idini *et al.* (2017) が求めたチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPEの第一段階の回帰係数を、表3.2.4-11に第二段階の回帰係数を示す。また、図3.2.4-13に、Idini *et al.* (2017) によるチリのプレート間地震のGMPEの例を示す。

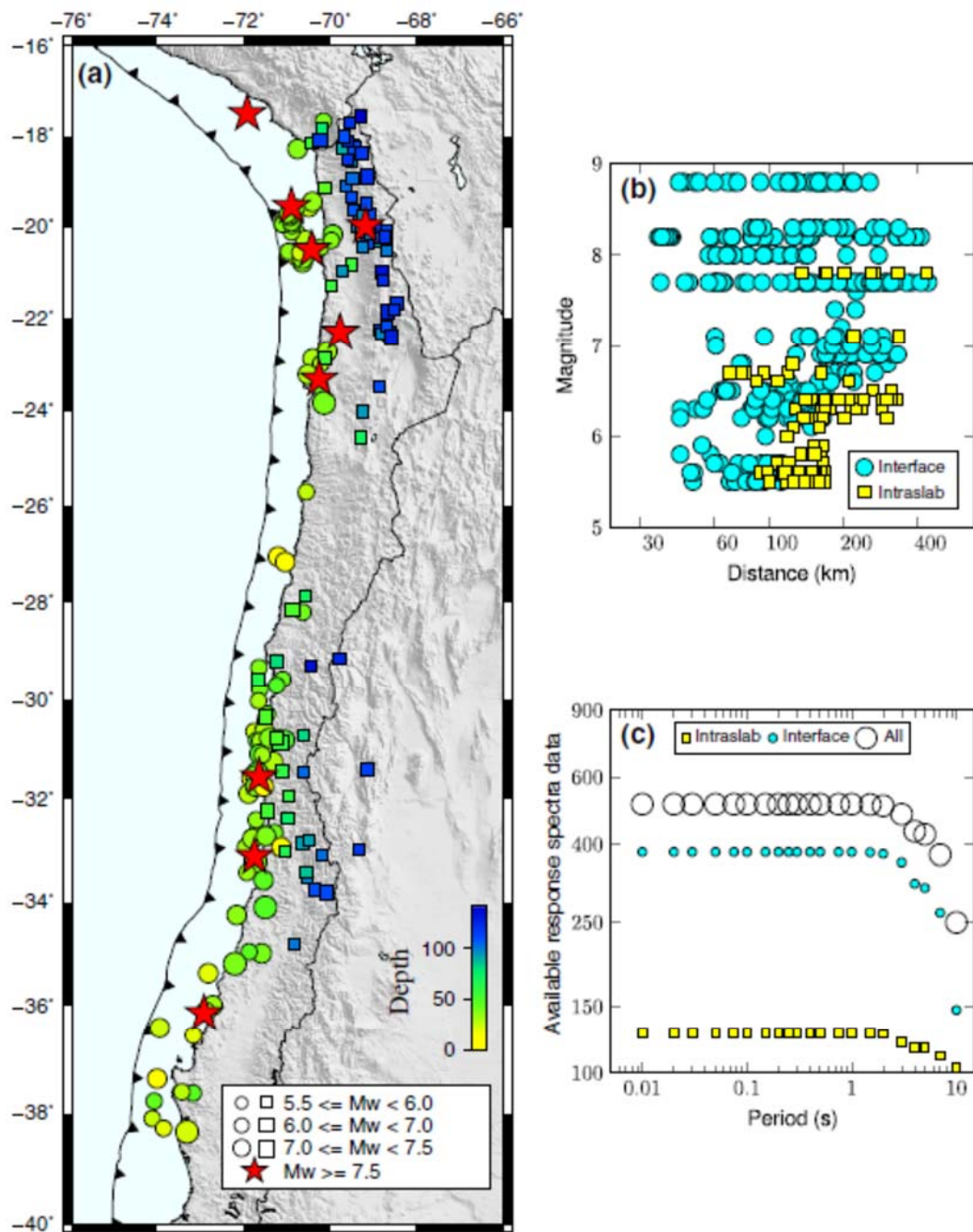


Fig. 1 The database used in this study. **a** Spatial distribution of the hypocenters. *Circles* indicate interface earthquakes and *squares* indicate intraslab earthquakes. **b** Magnitude versus distance of the data subset used in the GMPE derivation. **c** Total number of response spectra data used in the GMPE derivation at each period

図3.2.4-12 Idini *et al.* (2017) がチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPEを作成するために用いた地震

表3.2.4-10 Idini *et al.* (2017) が求めたチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPE (第一段階) の回帰係数

Table 4 Standard deviation and coefficient results of the first stage of the regression methodology

Period (s)	c_3	c_5	Δc_3	σ_r
PGA	-0.97558	-0.00174	-0.52745	0.232
0.01	-1.02993	-0.00175	-0.50466	0.231
0.02	-1.08567	-0.00176	-0.48043	0.233
0.03	-1.15951	-0.00176	-0.42490	0.235
0.05	-1.28640	-0.00178	-0.31239	0.241
0.07	-1.34644	-0.00181	-0.17995	0.251
0.10	-1.32353	-0.00182	-0.13208	0.255
0.15	-1.17687	-0.00183	-0.26451	0.255
0.20	-1.04508	-0.00182	-0.39105	0.268
0.25	-0.94363	-0.00178	-0.34348	0.264
0.30	-0.84814	-0.00173	-0.36695	0.260
0.40	-0.69278	-0.00166	-0.46301	0.263
0.50	-0.57899	-0.00161	-0.54098	0.261
0.75	-0.56887	-0.00158	-0.46266	0.252
1.00	-0.53282	-0.00154	-0.42314	0.247
1.50	-0.46263	-0.00145	-0.58519	0.246
2.00	-0.40594	-0.00139	-0.65999	0.245
3.00	-0.33957	-0.00137	-0.79004	0.231
4.00	-0.26479	-0.00137	-0.86545	0.228
5.00	-0.22333	-0.00137	-0.88735	0.232
7.50	-0.30346	-0.00131	-0.91259	0.231
10.00	-0.33771	-0.00117	-0.96363	0.204

表3.2.4-11 Idini *et al.* (2017) が求めたチリのプレート間地震とスラブ内地震のGMPE (第二段階) の回帰係数

Table 5 Standard deviation and coefficient results of the second stage of the regression methodology

Period (s)	c_1	c_2	c_9	c_8	Δc_1	Δc_2	σ_e	σ_f
PGA	-2.8548	0.7741	-0.03958	0.00586	2.5699	-0.4761	0.172	0.289
0.01	-2.8424	0.8052	-0.04135	0.00584	2.7370	-0.5191	0.173	0.288
0.02	-2.8337	0.8383	-0.04325	0.00583	2.9087	-0.5640	0.176	0.292
0.03	-2.8235	0.8838	-0.04595	0.00586	3.0735	-0.6227	0.178	0.295
0.05	-2.7358	0.9539	-0.05033	0.00621	3.2147	-0.7079	0.190	0.307
0.07	-2.6004	0.9808	-0.05225	0.00603	3.0851	-0.7425	0.213	0.329
0.10	-2.4891	0.9544	-0.05060	0.00571	2.8091	-0.7055	0.195	0.321
0.15	-2.6505	0.9232	-0.04879	0.00560	2.6260	-0.6270	0.160	0.302
0.20	-3.0096	0.9426	-0.05034	0.00573	2.6063	-0.5976	0.157	0.310
0.25	-3.3321	0.9578	-0.05143	0.00507	2.3654	-0.5820	0.142	0.299
0.30	-3.5422	0.9441	-0.05052	0.00428	2.2017	-0.5412	0.141	0.296
0.40	-3.3985	0.7773	-0.03885	0.00308	1.6367	-0.3448	0.157	0.306
0.50	-2.8041	0.5069	-0.01973	0.00257	0.7621	-0.0617	0.152	0.302
0.75	-4.4588	0.8691	-0.04179	0.00135	2.1003	-0.4349	0.146	0.291
1.00	-5.3391	1.0167	-0.04999	0.00045	2.5610	-0.5678	0.153	0.290
1.50	-6.1204	1.1005	-0.05426	0.00068	2.8923	-0.5898	0.152	0.289
2.00	-7.0334	1.2501	-0.06356	0.00051	3.3941	-0.7009	0.157	0.291
3.00	-8.2507	1.4652	-0.07797	0.00066	4.0033	-0.8465	0.155	0.279
4.00	-8.7433	1.4827	-0.07863	0.00063	3.9337	-0.8134	0.160	0.279
5.00	-8.9927	1.4630	-0.07638	0.00067	3.7576	-0.7642	0.167	0.286
7.50	-9.8245	1.6383	-0.08620	0.00108	4.3948	-0.9313	0.164	0.283
10.00	-9.8671	1.5877	-0.08168	0.00014	4.3875	-0.8892	0.176	0.270

Global standard deviation is computed as $\sigma_f = \sqrt{\sigma_e^2 + \sigma_r^2}$

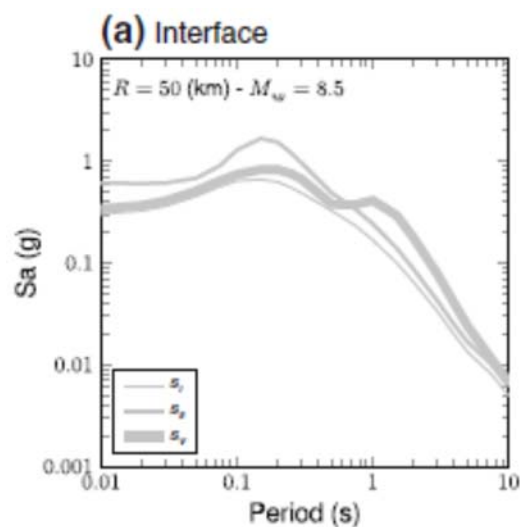


図3.2.4-13 Idini *et al.* (2017) によるチリのプレート間地震のGMPEの例

(7) Montalva *et al.* (2017)

Montalva *et al.* (2017) は、チリの沈み込み帯で発生した地震の水平成分の応答スペクトルのGMPEを開発した。データベースは、2010年Maule地震 (M_W 8.8) や2014年Iquique地震 (M_W 8.1)、2015年Illapel地震 (M_W 8.3) を含む473地震による3774記録である。

応答スペクトルの中央値は下式で表されている。

$$\mu(Z|\theta) = \ln SA(T) = \theta_1 + f_{\text{source}} + f_{\text{path}} + f_{\text{event/depth}} + f_{\text{site}} + f_{\text{FABA}} \quad (3.2.4-18)$$

$$f_{\text{source}} = \theta_4 \Delta C_1 + f_{\text{mag}}(M_W) \quad (3.2.4-19)$$

$$f_{\text{mag}}(M_W) = \begin{cases} \theta_4(M_W - (C_1 + \Delta C_1)), & \text{if } M_W \leq C_1 + \Delta C_1 \\ \theta_5(M_W - (C_1 + \Delta C_1)), & \text{if } M_W > C_1 + \Delta C_1 \end{cases} \quad (3.2.4-20)$$

$$f_{\text{path}} = [\theta_2 + \theta_{14} F_{\text{event}} + \theta_3(M_W - 7.8)] \times \ln(R + C_4 \exp(\theta_9(M_W - 6))) + \theta_6 R \quad (3.2.4-21)$$

$$f_{\text{event/depth}} = [\theta_{10} + \theta_{11}(\min(Z_h, 120) - 60)] F_{\text{event}} \quad (3.2.4-22)$$

$$f_{\text{site}}(\text{PGA}_{1000}, V_{S30}) = \begin{cases} \theta_{12} \ln\left(\frac{V_S^*}{V_{\text{lin}}}\right) - b \ln(\text{PGA}_{1000} + c) \\ \quad + b \ln\left(\text{PGA}_{1000} + c \left(\frac{V_S^*}{V_{\text{lin}}}\right)^n\right), & \text{if } V_{S30} < V_{\text{lin}} \\ \theta_{12} \ln\left(\frac{V_S^*}{V_{\text{lin}}}\right) + b \ln\left(\frac{V_S^*}{V_{\text{lin}}}\right), & \text{if } V_{S30} > V_{\text{lin}} \end{cases} \quad (3.2.4-23)$$

$$V_S^* = \begin{cases} 1000, & \text{if } V_{S30} > 1000 \\ V_{S30}, & \text{if } M_W \leq C_1 + \Delta C_1 \end{cases} \quad (3.2.4-24)$$

$$f_{\text{FABA}}(R) = \begin{cases} \left(\theta_4 + \theta_8 \ln\left(\frac{\max(R, 85)}{40}\right)\right) \times F_{\text{FABA}}, & \text{if } F_{\text{event}} = 1 \\ \left(\theta_{15} + \theta_{16} \ln\left(\frac{\max(R, 100)}{40}\right)\right) \times F_{\text{FABA}}, & \text{if } F_{\text{event}} = 0 \end{cases} \quad (3.2.4-25)$$

ここに、 $\mu(Z|\theta)$ は中央値、 Z は変数、 θ は回帰係数、 SA は減衰定数5%の加速度応答スペクトルか最大加速度で単位は重力加速度、 M_W はモーメントマグニチュード、 Z_h は震源深さで単位はkm、 R はプレート間地震の場合、断層最短距離で、スラブ内地震の場合、震源距離、 PGA_{1000} は V_{S30} が1000m/sのときの最大加速度の中央値、 F_{event} はスラブ内地震のとき1で、プレート間地震のとき0である。 f_{FABA} の項は、背弧で1、前弧もしくは不明の場合に0である。 ΔC_1 , θ , C_4 , V_{lin} , b , c , and n は、背弧の影響を表したBC Hydroモデルから直接採用される係数

である。

図3.2.4-14に、GMPEを求めるのに用いたチリのプレート間地震とスラブ内地震のモーメントマグニチュードと距離との関係およびモーメントマグニチュードと震源深さとの関係を示す。

表3.2.4-12に、チリのプレート間地震とスラブ内地震の記録を用いて求めた回帰係数を示す。また、図3.2.4-15に、プレート間地震のGMPEの例を示す。

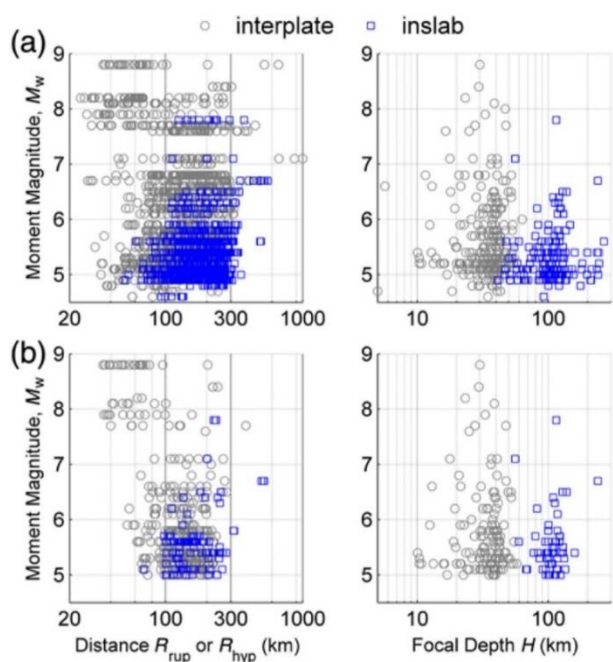


Figure 1. Distribution of records and earthquakes from the strong ground motion database used for the regression. (a,b) Full dataset; (c,d) high-quality (HQ) dataset. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図3.2.4-14 Montalva *et al.* (2017) がGMPEを求めるのに用いたチリのプレート間地震とスラブ内地震のモーメントマグニチュードと距離との関係およびモーメントマグニチュードと震源深さとの関係

表3.2.4-12 Montalva *et al.* (2017) がチリのプレート間地震とスラブ内地震の記録を用いて求めた回帰係数

Table 1
Model Coefficients

Period (s)	Number of Data Points	θ_1	θ_4	θ_5	θ_2	θ_3	θ_6	θ_{14}	θ_{10}	θ_{11}	θ_{12}	τ	ϕ_{25}	ϕ_{35}
0.00	3657	5.87504	0.80277	-0.33487	-1.75360	0.13125	-0.00039	-0.73080	4.53143	0.00567	1.01495	0.47462	0.56436	0.39903
0.02	3657	5.97631	0.84132	-0.28055	-1.77011	0.12246	-0.00039	-0.73869	4.57416	0.00565	1.03738	0.47632	0.57188	0.40261
0.05	3658	7.45297	1.03131	-0.03954	-2.03336	0.08332	0.00000	-0.69849	4.56071	0.00848	1.31034	0.53776	0.57850	0.39720
0.075	3656	8.04760	1.03437	-0.01295	-2.10610	0.08013	-0.00010	-0.65336	4.36639	0.00922	1.48158	0.56188	0.59937	0.38824
0.1	3652	7.76085	1.07565	0.00758	-1.99371	0.07303	-0.00079	-0.55051	3.90923	0.00630	1.65619	0.52707	0.63410	0.38365
0.15	3654	6.17192	1.17061	0.10491	-1.58654	0.05482	-0.00268	-0.42997	3.06236	0.00559	1.93944	0.50642	0.63022	0.39930
0.2	3657	4.83403	1.20531	0.17968	-1.29711	0.05250	-0.00338	-0.53088	3.50113	0.00320	2.08901	0.44619	0.61699	0.41782
0.25	3682	4.42688	1.37607	0.22912	-1.18774	0.02995	-0.00355	-0.58086	3.62816	0.00182	2.25003	0.45040	0.58609	0.43277
0.3	3673	4.57009	1.34991	0.15593	-1.24896	0.03866	-0.00245	-0.66281	3.87634	0.00213	2.28339	0.42549	0.57014	0.44123
0.4	3643	3.98311	1.37954	0.11671	-1.13377	0.04683	-0.00208	-0.72244	4.03388	0.00069	2.31409	0.42945	0.54796	0.45157
0.5	3591	4.86034	1.51950	0.18348	-1.38020	0.03822	-0.00002	-0.79644	4.31418	0.00065	2.33333	0.43334	0.49113	0.45476
0.6	3634	4.67510	1.66663	0.21968	-1.35362	0.02524	0.00000	-0.90120	4.75197	0.00087	2.23422	0.44599	0.49078	0.45219
0.75	3614	4.30862	1.85625	0.29783	-1.30800	0.00995	0.00000	-0.89829	4.70452	-0.00031	2.05217	0.46723	0.48213	0.45553
1	3685	3.57339	1.81217	0.24372	-1.23082	0.03605	0.00000	-0.87331	4.56020	-0.00101	1.63506	0.50143	0.45955	0.43828
1.5	3717	2.92216	2.03469	0.22521	-1.18750	0.02769	-0.00010	-0.94686	4.83343	0.00010	0.69338	0.51633	0.42573	0.42297
2	3648	2.39780	2.04340	0.27383	-1.16319	0.04011	-0.00033	-0.90845	4.59029	0.00109	-0.09762	0.50688	0.40179	0.40377
2.5	3583	1.64148	1.88987	0.18740	-1.06544	0.08310	-0.00121	-0.80518	4.13415	0.00035	-0.34932	0.51465	0.39825	0.38489
3	3525	1.66483	1.90504	0.13268	-1.12678	0.09404	-0.00088	-0.81689	4.18978	0.00073	-0.33270	0.50365	0.38493	0.37384
4	3283	0.90565	1.71178	0.01380	-1.07620	0.13838	-0.00062	-0.87331	4.50907	0.00084	-0.41321	0.45311	0.35579	0.37020
5	3102	0.61234	1.59359	0.06465	-1.13080	0.15259	0.00000	-0.87800	4.56386	0.00068	-0.42395	0.43900	0.34991	0.37674
6	2921	0.32672	1.69184	0.32368	-1.15734	0.12421	0.00000	-0.88436	4.55837	0.00137	-0.38760	0.42084	0.32048	0.37173
7.5	2780	-0.24140	1.71126	0.60252	-1.14070	0.10951	0.00000	-0.98803	5.08282	0.00167	-0.32638	0.41701	0.29895	0.36349
10	2473	-0.96314	1.67160	0.77621	-1.09295	0.11344	0.00000	-1.05008	5.49692	-0.00070	-0.25811	0.38872	0.28454	0.36173

Period (s)	σ	θ_7	θ_8	θ_{15}	θ_{16}	θ_9	$\Delta C_{1,interface}$	$\Delta C_{1,slab}$	V_{in}	b	n	c	C_4	C_1
0.00	0.83845	1.0988	-1.420	0.9969	-1.000	0.4	0.200	-0.300	865.1	-1.186	1.18	1.88	10	7.2
0.02	0.84618	1.0988	-1.420	0.9969	-1.000	0.4	0.200	-0.300	865.1	-1.186	1.18	1.88	10	7.2
0.05	0.88409	1.2536	-1.650	1.1030	-1.180	0.4	0.200	-0.300	1053.5	-1.346	1.18	1.88	10	7.2
0.075	0.90867	1.4175	-1.800	1.2732	-1.360	0.4	0.200	-0.300	1085.7	-1.471	1.18	1.88	10	7.2
0.1	0.90944	1.3997	-1.800	1.3042	-1.360	0.4	0.200	-0.300	1032.5	-1.624	1.18	1.88	10	7.2
0.15	0.90171	1.3582	-1.690	1.2600	-1.300	0.4	0.200	-0.300	877.6	-1.931	1.18	1.88	10	7.2
0.2	0.86853	1.1648	-1.490	1.2230	-1.250	0.4	0.200	-0.300	748.2	-2.188	1.18	1.88	10	7.2
0.25	0.85654	0.9940	-1.300	1.1600	-1.170	0.4	0.200	-0.300	654.3	-2.381	1.18	1.88	10	7.2
0.3	0.83713	0.8821	-1.180	1.0500	-1.060	0.4	0.200	-0.300	587.1	-2.518	1.18	1.88	10	7.2
0.4	0.82982	0.7046	-0.980	0.8000	-0.780	0.4	0.144	-0.300	503	-2.657	1.18	1.88	10	7.2
0.5	0.79737	0.5799	-0.820	0.6620	-0.620	0.4	0.100	-0.300	456.6	-2.669	1.18	1.88	10	7.2
0.6	0.80265	0.5021	-0.700	0.5800	-0.500	0.4	0.074	-0.300	430.3	-2.599	1.18	1.88	10	7.2
0.75	0.81134	0.3687	-0.540	0.4800	-0.340	0.4	0.042	-0.300	410.5	-2.401	1.18	1.88	10	7.2
1	0.80914	0.1746	-0.340	0.3300	-0.140	0.4	0.000	-0.300	400	-1.955	1.18	1.88	10	7.2
1.5	0.79168	-0.0820	-0.050	0.3100	0.000	0.4	-0.058	-0.300	400	-1.025	1.18	1.88	10	7.2
2	0.76249	-0.2821	0.120	0.3000	0.000	0.4	-0.100	-0.300	400	-0.299	1.18	1.88	10	7.2
2.5	0.75605	-0.4108	0.250	0.3000	0.000	0.4	-0.155	-0.300	400	0	1.18	1.88	10	7.2
3	0.73593	-0.4466	0.300	0.3000	0.000	0.4	-0.200	-0.300	400	0	1.18	1.88	10	7.2
4	0.68480	-0.4344	0.300	0.3000	0.000	0.4	-0.200	-0.300	400	0	1.18	1.88	10	7.2
5	0.67609	-0.4368	0.300	0.3000	0.000	0.4	-0.200	-0.300	400	0	1.18	1.88	10	7.2
6	0.64653	-0.4586	0.300	0.3000	0.000	0.4	-0.200	-0.300	400	0	1.18	1.88	10	7.2
7.5	0.62881	-0.4433	0.300	0.3000	0.000	0.4	-0.200	-0.300	400	0	1.18	1.88	10	7.2
10	0.60243	-0.4828	0.300	0.3000	0.000	0.4	-0.200	-0.300	400	0	1.18	1.88	10	7.2

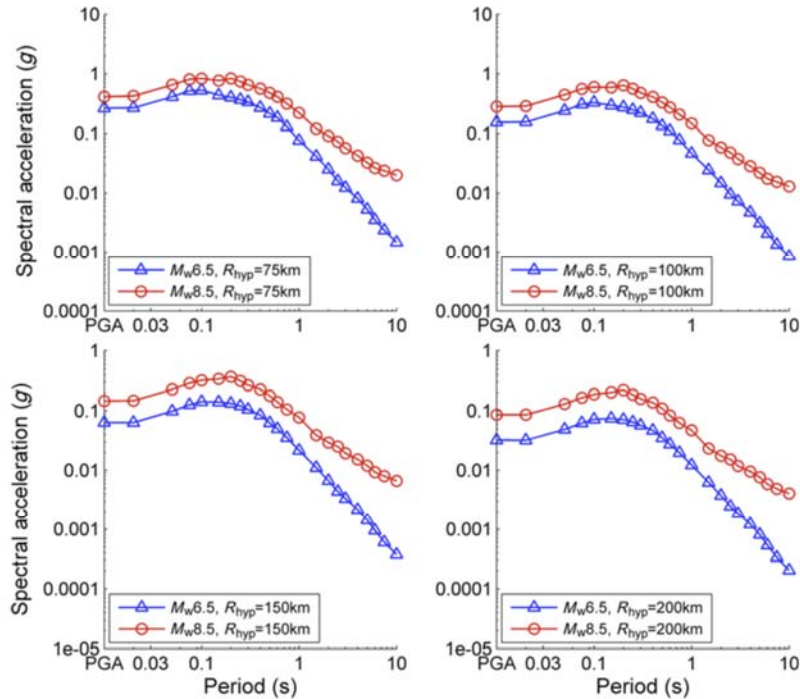


Figure 4. Response spectrum obtained for a fore-arc site with $V_{530} = 300$ m/s for an in-slab earthquake. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

図3.2.4-15 Montalva *et al.* (2017) によるスラブ内地震のGMPEの例

3.2.4.2 対象地震動予測式の比較検討

検討はプレート境界地震を対象に、 M 6.3、7.3、8.3、震源深さ 50 km、距離が 50 km、100 km、200 km の各ケースに対して行った。それぞれのケースについて、地震動予測式をプロットして比較を行った。計算の際には Si *et al.* (2013)による地震動予測式については、Si *et al.* (2016)による地盤特性の評価式を用いて予測値を対象地盤上のものに変換された。また、比較は地震動予測式における地震動強さの定義が無視できると仮定した。計算の結果を図 3.2.4-16～図 3.2.4-18 に示す。これらの図から、マグニチュードが 6.3 と 8.3 の場合はそれぞれの地震動予測式による予測値に比較的大きなバラツキがみられるが、マグニチュードが 7.3 の場合、バラツキは若干小さくなっていることが見受けられる。そのうち、チリの地震を対象とした地震動予測式、Idini *et al.* (2017)と Montalva *et al.* (2017)による予測値の違いはマグニチュード 6.3 と 8.3 の場合大きいことが分かった。また、メキシコのスラブ内地震で開発された Garcia (2005)が全般的に比較的に小さめであることがみられた。

図 3.2.4-19～図 3.2.4-20 には、検討対象の地震動予測式のうち、同様な回帰モデルを使用している Abrahamson *et al.* (2016)と Montalva *et al.* (2017)との地震動予測式の比較を示している。この 2 つの式の間に見られる違いは、回帰モデルによる影響はすくなく、主にデータセットと統計手法によるものとみられる。したがって、仮に統計手法に起因する違いが無視

できる程度であれば、地震動予測式間の違いは地域性による差とみることができよう。検討の結果、図に示す通り、マグニチュード7の場合両者の違いが大きい、マグニチュードが8から9になるにつれてその違いが小さくなっていることが分かった。このことは、マグニチュードの大きい場合は二つの地震動予測式のデータベースが同程度のものであることで説明出来るが、マグニチュード7の場合はデータベースの違いによって差が大きくなっていることが考えられる。ただし、Montalva *et al.* (2017)による地震動予測式は Idini *et al.* (2017)とも異なることから、Abrahamson *et al.* (2016)と Montalva *et al.* (2017)との差はデータセットのほかに、統計手法によるものとも考えられる。したがって、地震動の地域性を確認するには、たとえ同じ回帰モデルで地震動予測式を作成することだけではなく、回帰分析手法も同一ものとしたほうが良いと考えられる。さらに、データセットのマグニチュード、震源距離、および震源深さに対する分布の違いにも配慮する必要があると考えられる。

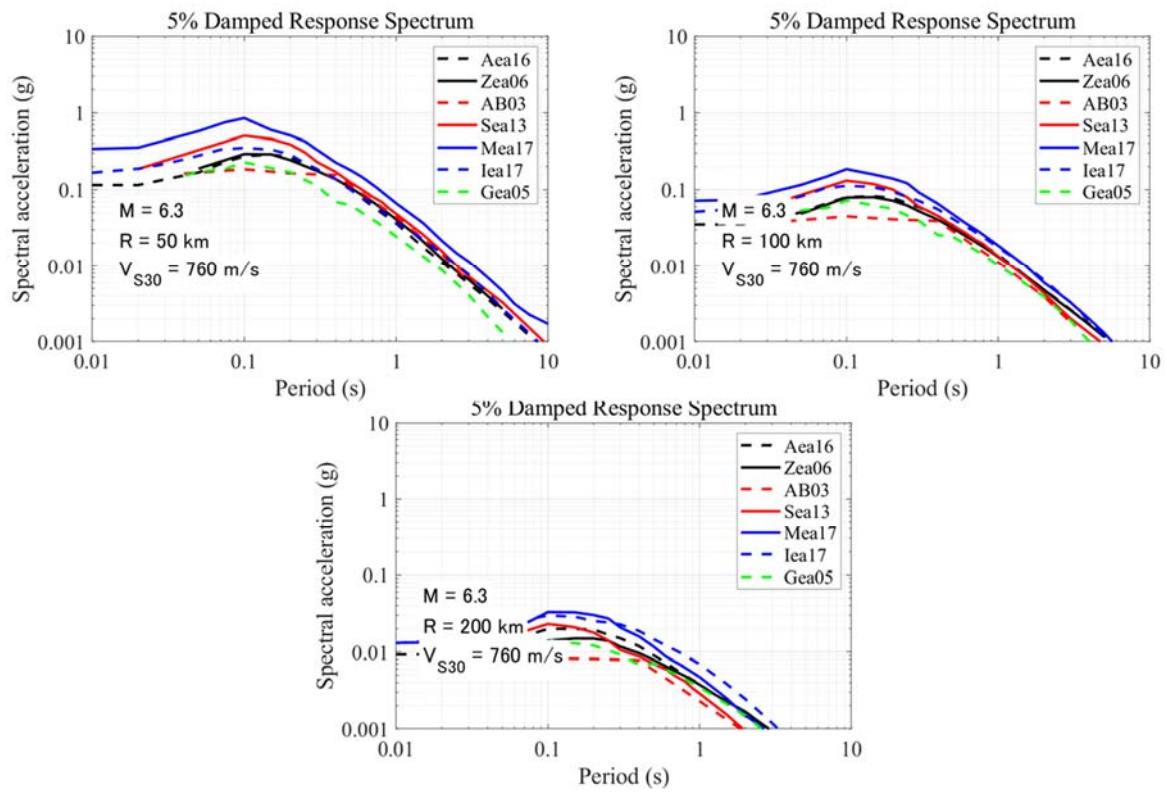


図3.2.4-16 スラブ内地震を対象とした地震動予測式の比較図 (M 6.3の場合)

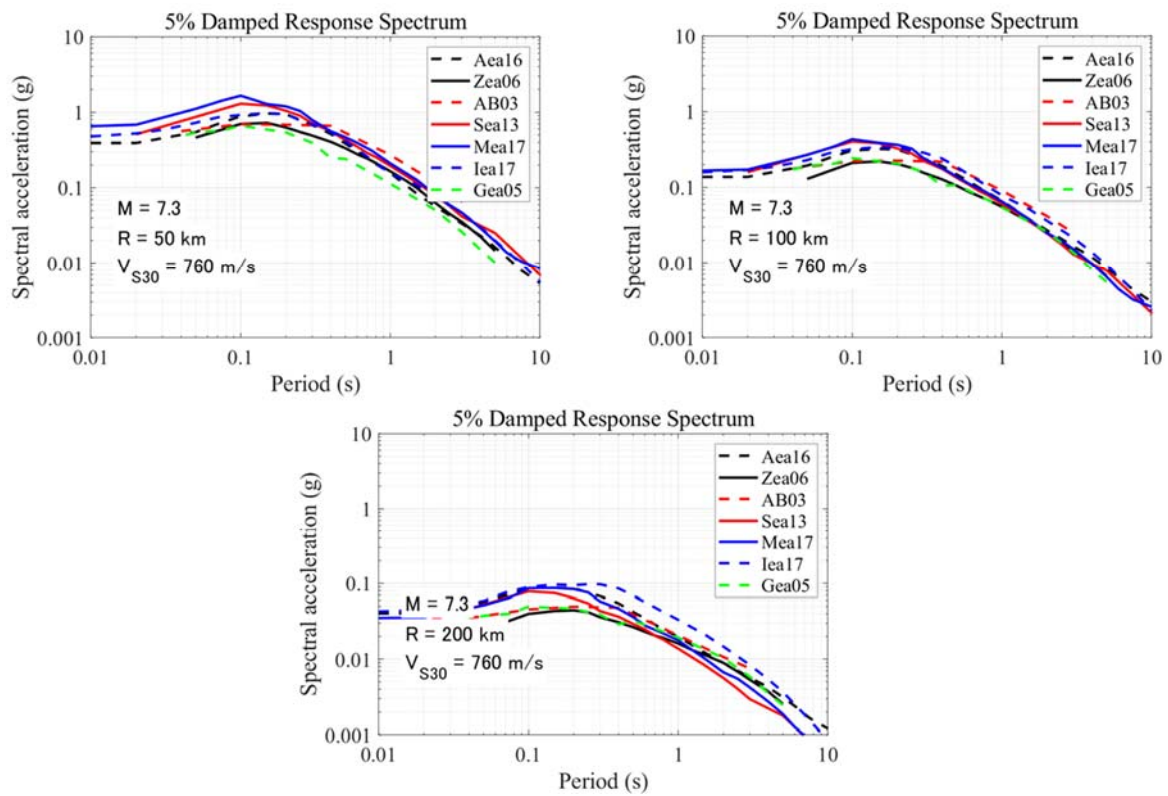


図3.2.4-17 スラブ内地震を対象とした地震動予測式の比較図 ($M 7.3$ の場合)

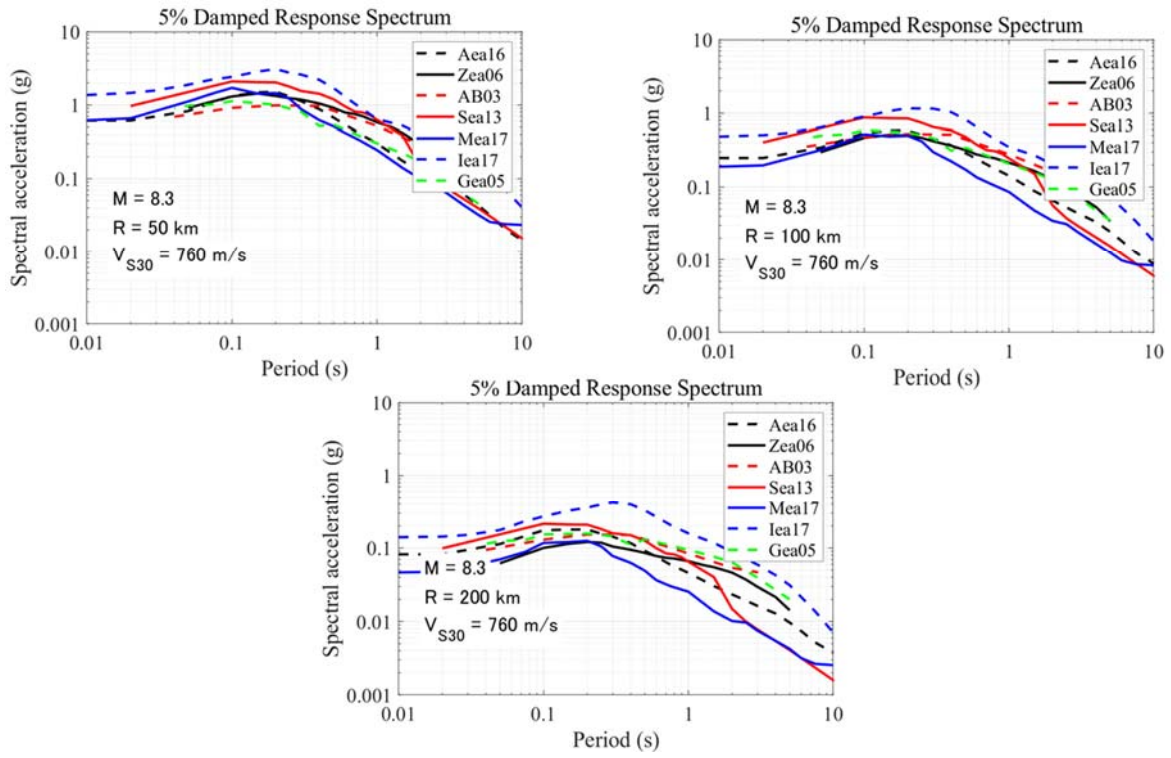


図3.2.4-18 スラブ内地震を対象とした地震動予測式の比較図 (M 8.3の場合)

3.2.4.3 2017年 Puebla 地震と Tehuantepec 地震の観測記録と地震動予測式の比較

3.2.4.2 の結果から、メキシコ地震の地震動予測式による予測値はその他の地震動予測式に比べて小さいことが分かった。これを検証するため、2017年に起きた $M 8.2$ の Tehuantepec 地震と $M 7.1$ の Puebla 地震による強震記録と地震動予測式の比較を行った。地震観測記録のデータセットは Sahakian *et al.* (2018)による電子データを使用した。比較は PGA については Garcia(2005)と司・翠川 (1999)、応答スペクトルについては Garcia(2005)と Si *et al.* (2013)で行った。比較の結果から、 $M 7.1$ Puebla 地震の記録は PGA と 0.1 秒の短周期では観測記録が司・翠川 (1999) に比べて若干弱く、Garcia (2005)と整合するよう見受けられた。一方、周期 0.5 秒と 2 秒のデータでは、距離の近いデータでは Garcia (2005)が弱く、Si *et al.* (2013)とより整合するよう見受けられる。また、 $M 8.2$ の Tehuantepec 地震では、PGA および 0.5 秒までの短周期において観測記録が近距離では若干小さめに見えるが、遠距離では地震動予測式と同程度である。一方 2 秒のやや長周期では観測記録が大きくばらついており、データ確認などさらなる検討が必要と思われる。

上記のようにメキシコ地震の観測記録では、やや複雑のよう見受けられ、今後さらなる検討が必要と考えられる。

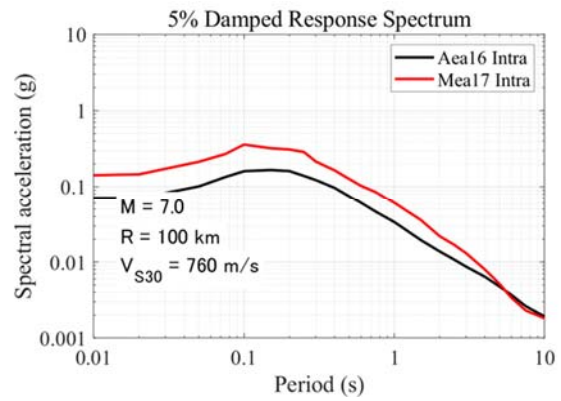
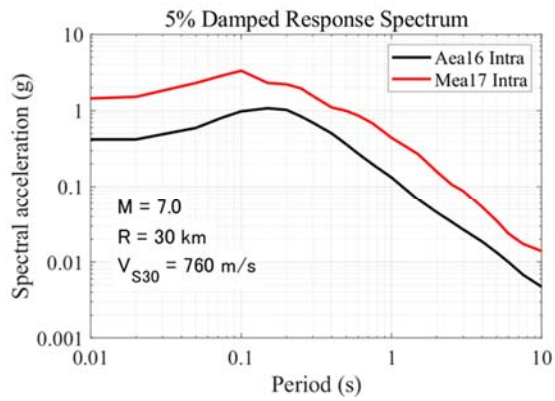


図3.2.4-19 同様な回帰モデルで得られたAbrahamson *et al.* (2016)とMontalva *et al.* (2017)の比較 (M 7の場合)

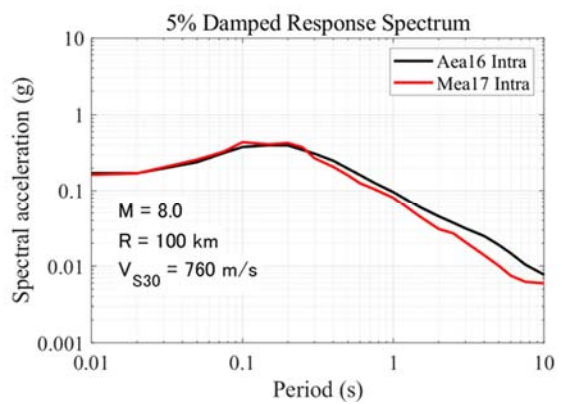
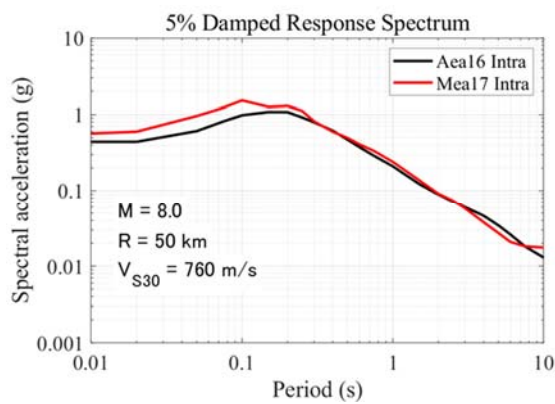


図3.2.4-20 同様な回帰モデルで得られたAbrahamson *et al.* (2016)とMontalva *et al.* (2017)の比較 (M 8の場合)

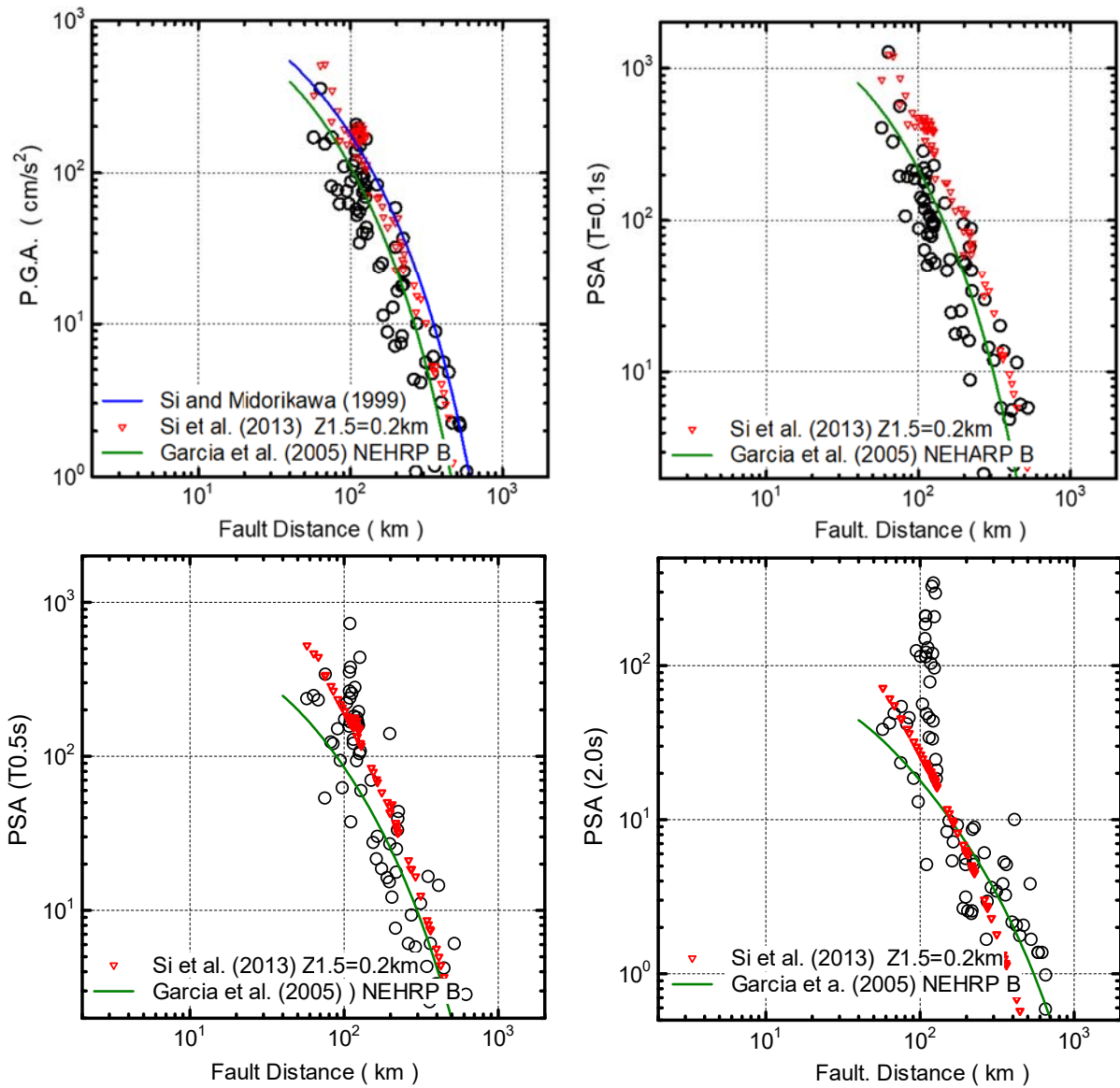


図3.2.4-21 Puebla地震による強震記録と地震動予測式の比較 (M 7.1)

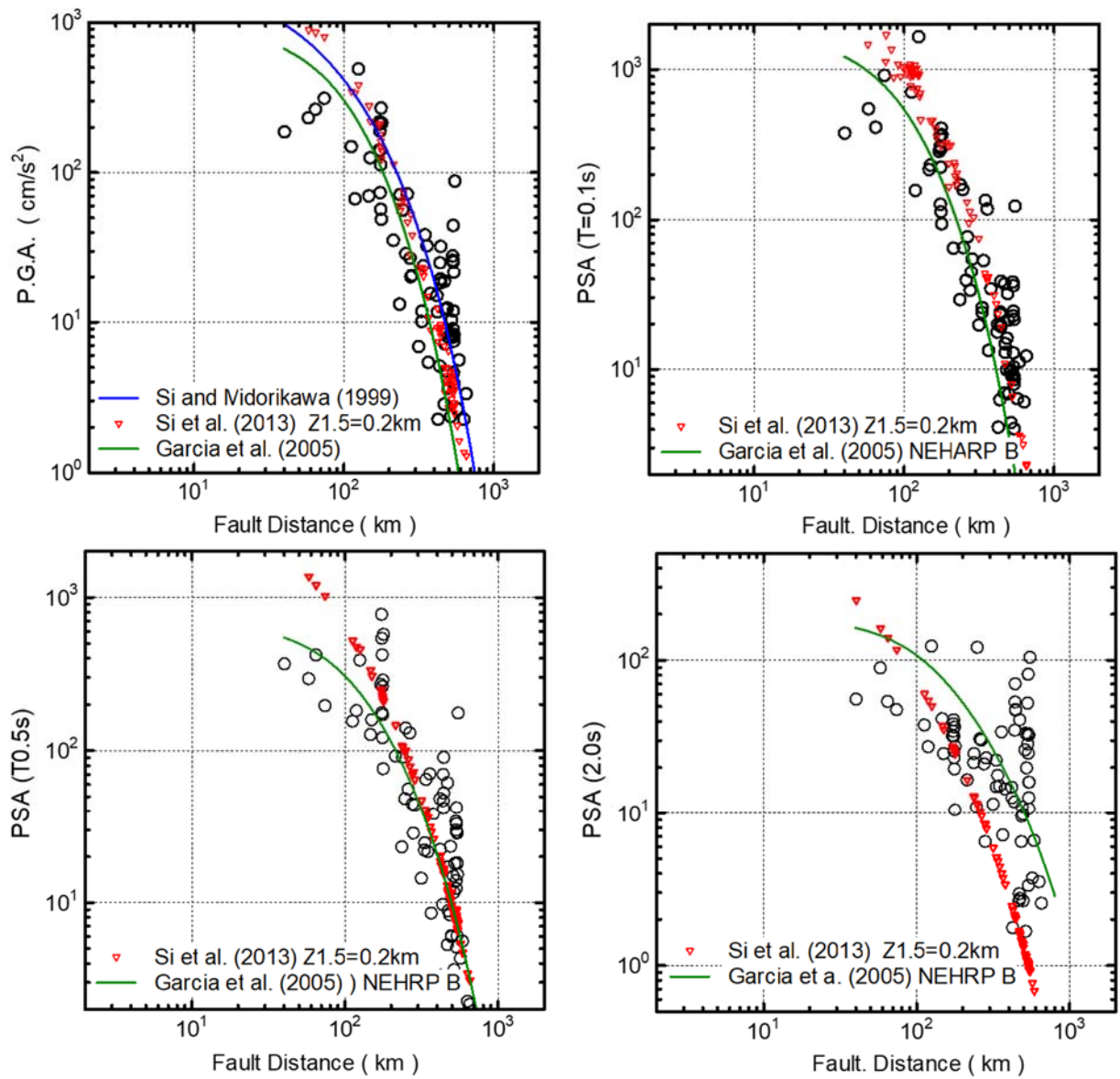


図3.2.4-22 Tehuantepec地震による強震記録と地震動予測式の比較 (M 8.2)

3.2.4.4 まとめ

本項では、スラブ内地震について、7つの地震動予測式による予測値の比較検討を行い、地震動の地域性がみられるかについて検討を行った。同じ地震規模、距離、および地盤情報を与条件とした場合、プレート境界地震の場合と同様に、メキシコで発生する地震による地震動予測式は、他の地震動予測式に比べて小さめである一方、チリ地震を対象とした2つの地震動予測式の間では比較的やや大きな差がみられた。また、プレート境界地震の場合と同様に、回帰モデルの同じ2つの地震動予測式による比較では、マグニチュード7程度では地震動予測式による予測値に違いがみられ、観測記録にみられる地域性を示唆するものとなったが、統計手法とデータの質による影響もあると考えられることから、地域性を検討するには、観測記録に基づき、回帰モデルや回帰分析手法による違いとデータセットの質による違いなどを分離して、さらなる検討が必要と考えられる。

3.2 節の参考文献

3.2.1

- 1) Youngs R. R., S. J. Chiou, W. J. Silva, and J. R. Humphrey (1997): Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seismological Research Letters*, Vol. 68, No. 1, pp. 58-73.
- 2) Garcia D., S. K. Singh, M. Herraiz, M. Ordaz, and J. F. Pacheco (2005): Inslab earthquakes of central Mexico: Peak ground-motion parameters and response spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, pp. 2272-2282.
- 3) Hong H. P., A. Pozos-Estrada, and R. Gomez (2009): Orientation effect on ground motion measurements for Mexican subduction earthquakes. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, Vol. 8, No. 1, pp. 1-16.
- 4) Rodriguez-Perez Q. (2014): Ground-motion prediction equations for near-trench interplate and normal-faulting inslab subduction zone earthquakes in Mexico, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 104, No. 1, pp. 427-438.
- 5) Haendel A., S. Specht, N. M. Kuehn, and F. Scherbaum (2014): Mixtures of ground-motion prediction equations as backbone models for a logic tree: An application to the subduction zone in northern Chile, *Bulletin of Earthquake Engineering*, Vol. 12, No. 3, DOI10.1007/s10518-014-9636-7.
- 6) Jaimes M. A., A. Ramirez-Gaytan, and E. Reinoso (2015): Ground-motion prediction model from intermediate-depth intraslab earthquakes at the hill and lake-bed zones of Mexico City, *Journal of Earthquake Engineering*, Vol. 19, No. 8, pp. 1-19.
- 7) Abrahamson N., N. Gregor, and K. Addo (2016): BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes, *Earthquake Spectra*, Vol. 32, No. 1, pp. 23-44.
- 8) Idini B., F. Rojas, S. Ruiz, and C. Pasten (2017): Ground motion prediction equations for the Chilean subduction zone, *Bulletin of Earthquake Engineering*, Vol. 15, No. 5, pp. 1853-1880.

3.2.2

- 1) Ichinose, G. A., H. K. Thio, and P. G. Somerville (2006): Moment tensor and rupture model for the 1949 Olympia, Washington, earthquake and scaling relations for cascadia and global intraslab earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 3, pp. 1029-1037.
- 2) Strasser, F. O., M. C. Arango, and J. J. Bommer (2010): Scaling of the source dimensions of interface and intraslab subduction-zone earthquakes with moment magnitude, *Seismological Research Letters*, Vol. 81, No. 6, pp. 941-950.

3.2.3

- 1) Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for prediction of strong motion, *Seismological Research Letters*, Vol. 70, pp. 59-80.
- 2) 地震調査研究推進本部 (2016): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf 2017/2/22 アクセス).
- 3) 笹谷努・森川信之・前田宣浩 (2006): 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.
- 4) 佐藤智美 (2013): 東北地方のアウトライズ地震, 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 87 巻, 第 689 号, pp. 1227-1236.
- 5) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 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, No. 545, pp. 51-62.

3.2.4

- 1) G. M. Atkinson and D. M. Boore (2003): Empirical ground-motion relations for subduction zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(4), pp. 1703-1729.
- 2) D. García, S. K. Singh, M. Herráiz, M. Ordaz, and J. F. Pacheco (2005): Inslab earthquakes of central Mexico: Peak ground-motion parameters and response spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), pp. 2272-2282.

- 3) J. X. Zhao, J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H. K. Thio, P. G. Somerville, Y. Fukushima, and Y. Fukushima (2006): Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), pp. 898-913.
- 4) Si, H., Midorikawa, S., Tsutsumi, H., Wu, C., Masatsuki, T. and Noda A., (2013). Preliminary analysis of attenuation relationship for response spectra on bedrock based on strong motion records including the 2011 Mw9.0 Tohoku earthquake, *Proceedings of 10th International Conference on Urban Earthquake Engineering*, March 1-2, 2013, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, Japan.
- 5) N. Abrahamson, N. Gregor, and K. Addo (2016): BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes, *Earthquake Spectra*, 32(1), pp. 23-44.
- 6) B. Idini, F. Rojas, S. Ruiz, and C. Pastén (2017): Ground motion prediction equations for the Chilean subduction zone, *Bulletin of Earthquake Engineering*, 15(5), pp. 1853-1880.
- 7) G. A. Montalva, N. Bastías, and A. Rodriguez-Marek (2017): Ground-motion prediction equation for the Chilean subduction zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(2), pp. 901-911.
- 8) G. A. Montalva, N. Bastías, and A. Rodriguez-Marek (2017): Erratum to Ground-motion prediction equation for the Chilean subduction zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5):2541.
- 9) Valerie J. Sahakian, Diego Melgar, Luis Quintanar, Leonardo Ramírez-Guzmán, Xyoli Pérez-Campos, Annemarie Baltay : Ground Motions from the 7 and 19 September 2017 Tehuantepec and Puebla-Morelos, Mexico, *Earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America*, 108 (6), pp.3300-3312. doi: <https://doi.org/10.1785/0120180108>.

4. 結 論

本研究では、断層モデルを用いた手法（以下「断層モデル法」という。）による地震動評価の精度向上のため、国内外で起きた海溝型地震を対象に、地震動解析や分析等を実施することとし、以下2項目の内容を実施した。

（1）プレート間巨大地震の地震動評価の検討

まず、プレート間巨大地震の地震動解析においては、2015年チリで発生した Illapel 地震 (M_w 8.3) を対象に、周期 1 秒以下の短周期地震動に着目したアスペリティモデルを構築し、経験的グリーン関数法による地震動再現解析を行った。その際、地震本部のレシピに基づき第1ステージのプレート間地震としてモデル化した場合 (Case1) と、第1ステージから第2ステージへの遷移ステージの地震としたモデル化場合 (円形クラック式+大すべり域) の、大きく二つの場合に分けて検討し、後者については大すべり域を浅部のみに設定した場合 (Case2) と、浅部および深部ともに設定したる場合 (Case3) について検討したのち、さらに、大すべり域の実効応力の大きさを、背景領域の実効応力の2倍にした場合 (Case4) と4倍にした場合 (Case5) のパラスタを行った。以上より、全部で計5ケースについて検討した。

その結果、Case1~Case3による合成結果は、同程度であり、いずれも1秒以下の短周期側の観測記録を良く説明できていること、また大すべり域が浅部のみにある場合 (Case2) と、浅部および深部ともにある場合 (Case3) の差はほとんどないことがわかった。さらに、大すべり域の実効応力を背景領域の実効応力の2倍にした場合 (Case4) と4倍にした場合 (Case5) のパラスタを行った結果、大すべり域の実効応力を背景領域の実効応力と同じにした場合 (Case3) に比べて、合成結果が大きく変わらないことから、大すべり域に背景領域と同程度の実効応力を設定すべきかどうかの判断まではできなかった。但し、本検討のアスペリティモデルによる地震動解析結果は、中間周期の過小評価について引き続き改善が必要であることから、今後、浅い側にもアスペリティ (強震動生成域) を設置するなどの新たな断層モデルの検討や、2秒以上の長周期側については理論計算を行い、経験的グリーン関数法の短周期側の結果とハイブリッド合成するなどの検討も必要であると考えられる。

つぎに、プレート間地震のスケーリング則等の検討においては、プレート間地震の地震動特性およびスケーリング則の調査、プレート間地震の震源パラメータの整理・分析、プレー

ト間地震の地震動予測式に基づいた地震動特性の整理・分析、およびスロー地震の文献調査を行った。

プレート間地震の震源パラメータの整理・分析では、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集した国内外のプレート間地震の断層パラメータのスケーリング則と、今年度および既往の研究（原子力規制庁，2018）の地震動解析対象地震である 2015 年チリ Illapel 地震 (M_w 8.3) と 2014 年チリ Iquique 地震 (M_w 8.1) の断層パラメータとの関係を調べた。断層幅と断層長さの関係に着目した場合、2 つの地震の断層幅は概ね 150km 程度であり、渡辺・他（2002）で得られている、断層長さ 300 km 以上で飽和する断層幅とよく整合していることが分かった。また、断層面積と地震モーメントの関係に着目した場合、第 2 ステージ以降の既往の経験則（田島・他，2013）の下限值より小さい側への延長線上にあるように見えることから、これらの地震は、第 1 ステージから第 2 ステージへの遷移ステージの地震である可能性が示唆されており、長周期震源インバージョン結果で見られた、海溝軸まで破壊が達しているものの、超大すべりなどは見られていないこととも整合していると考えられる。一方、この 2 つの地震動解析対象地震の地震モーメントと短周期レベルの関係は、壇・他（2001）の 0.5 倍から 2 倍の間にあり、平均的には経験式と整合していることが分かった。

さらに、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集した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 のデータを対象に、第 1 ステージのみ ($S \propto M_0^{2/3}$) で回帰分析した場合と、第 1 ステージから第 2 ステージへの折曲点を持つ折れ線 ($S \propto M_0^{2/3}$ から $S \propto M_0^{1/2}$ に変わる) で回帰した場合に、データがどの相似則とより整合しているかを赤池の情報量規準 (AIC) 法で調べた。その結果、折れ線で回帰した方がよりデータと整合していることがわかった。その際の折曲点の M_w は 8.6 で、田島・他（2013）による経験則の下限值である 8.4 より多少大きいが、第 2 ステージの部分は田島・他（2013）とよく整合していることがわかった。

プレート間地震の地震動特性の整理・分析において、7 つの地震動予測式による予測値の比較検討を行い、地震動の地域性がみられるかについて検討を行った。同じ地震規模と、距離、および地盤情報を与条件とした場合、メキシコで発生する地震による地震動予測式は、他の地震動予測式に比べて小さめである一方、チリ地震を対象とした 2 つの地震動予測式の間では比較的やや大きな差がみられた。また、回帰モデルの同じ 2 つの地震動予測式による比較では、マグニチュード 7 程度では地震動予測式による予測値に違いがみられ、観測記録にみられる地域性を示唆するものとなったが、統計手法とデータの質による影響もあ

ると考えられることから、地域性を検討するには、観測記録に基づき、回帰モデルや回帰分析手法による違いとデータセットの質による違いなどを分離して、さらなる検討が必要と考えられる。

(2) 海洋プレート内地震の地震動評価の検討

まず、スラブ内地震の地震動解析においては、2017年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) と 2018年アラスカ Anchorage 地震 (M_w 7.1) を対象に観測記録の収集を行い、周期 2 秒以上のやや長周期地震動を用いて長周期インバージョンによる震源過程解析を行った。さらに、2017年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) の長周期インバージョン結果をもとに、特性化震源モデルを構築し、経験的グリーン関数法による地震動再現解析を行った。

2017年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) の長周期インバージョンの結果では、得られた断層パラメータを既往の震源スケールリング則と比較したところ、断層全体の平均すべり変位・静的応力降下量は小さく、逆に断層長さ・断層面積・大すべり域面積は大きかったことがわかった。同様な傾向は、少なくとも Puebla 地震と同じメキシコ中部で発生した他のスラブ内地震でも確認でき、一種の地域的な特性を表している可能性がある。今後、震源のこうした地域的特性を整理・精査し、強震動予測の震源モデル設定に反映させることが重要であると考えられる。

2018年アラスカ Anchorage 地震 (M_w 7.1) の長周期インバージョンの結果では、この地震の震源断層面は、東傾斜・低角の面とそれにほぼ直交する西傾斜・高角の面の、共役関係にある 2 枚からなると考えられる。このことに基づき、設定断層面が異なる 3 ケースに対して、観測された強震動の長周期成分を用いて震源過程解析を実施した。今後、震源決定の不確実性および断層面と余震の対応等を再考して断層モデルの設定をさらに微調整して工夫する余地を残すものの、今回の地震の主たるすべり破壊が東傾斜・低角面の南半分および西傾斜・高角面の中央付近の 2 箇所位置している点に関してはほぼ確実である。解析によって得られた、断層全体の平均すべり変位・静的応力降下量、断層面積、大すべり域面積の各断層パラメータの値はいずれも、既往の震源スケールリング則によっておおむね説明可能であることがわかった。

2017年メキシコ Puebla 地震と 2018年アラスカ Anchorage 地震のように、異なる地域で発生したほぼ同じ規模の地震を解析することで、スラブ内地震の震源断層パラメータに地域的特性（ばらつき）が存在する可能性があることがわかった。今後、同様な解析を他の地域

の地震に対しても適用するとともに、地域的特性（ばらつき）をもたらしているであろう海洋性プレートの物理的特性等も調査していく必要があると考える。

2017年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) の特性化震源モデルによる地震動再現解析では、まず、本震および前震記録の分析に基づいて、経験的グリーン関数法による波形合成時に用いるパラメータや要素地震のコーナー振動数を推定したのち、ターゲットの地震を等価クラックモデルとして解釈した震源モデルを構築し、経験的グリーン関数法による地震動再現解析を行った。その結果、大半の計算点において、得られた地震動解析結果は、2017年メキシコ Puebla の観測記録による1秒以下の短周期側の地震動を概ねよく再現できていることがわかった。なお、一部の観測点において、解析結果が観測記録を大きく上回る結果となっているが、地盤の非線形や、1つの等価クラックで断層をモデル化していることなどが影響している可能性が考えられる。今後、震源インバージョンによる大すべり域を参照に、複数の等価クラックでモデル化した場合の検討や、アスペリティモデルを用いた、強震動予測レシピの適用性に関する検証解析も必要である。

つぎに、スラブ内地震のスケーリング則等の検討においては、スラブ内地震の地震動特性およびスケーリング則の調査、スラブ内地震の震源パラメータの整理・分析、およびスラブ内地震の地震動予測式に基づいた地震動特性の整理・分析を行った。

スラブ内地震の震源パラメータの整理・分析では、既往の研究（原子力規制庁，2018）で収集した国内外のスラブ内地震の断層パラメータのスケーリング則と、今年度および既往の研究（原子力規制庁，2017，2018）の地震動解析対象地震である2017年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1)、2005年チリ Tarapaca 地震 (M_w 7.8)、および1986年ルーマニア Varancea 地震 (M_w 7.1) の断層パラメータの関係を調べた。

短周期レベルと地震モーメントとの関係に着目した場合、2017年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) は、既往の経験則(笹谷・他, 2006)によく整合している一方、2005年チリ Tarapaca 地震 (M_w 7.8) は既往の経験則の約半分、1986年ルーマニア Varancea 地震 (M_w 7.1) は既往の経験則の約2倍であることが分かった。また、アスペリティの面積と地震モーメントの関係においても、2017年メキシコ Puebla 地震 (M_w 7.1) のアスペリティの面積は、既往の経験則(笹谷・他, 2006)によく整合している一方、2005年チリ Tarapaca 地震 (M_w 7.8) は既往の経験則の約半分、1986年ルーマニア Varancea 地震 (M_w 7.1) は既往の経験則の約2倍であることが分かった。

一方、震源深さ D と基準化した短周期レベルの比 $A/A_{sasatani}$ との関係においては、2017年

メキシコ Puebla 地震 ($M_w 7.1$) と、1986 年ルーマニア Varancea 地震 ($M_w 7.1$) は、佐藤(2013)による既往の経験的關係式に概ね整合しているものの、2005 年チリ Tarapaca 地震 ($M_w 7.8$) は既往の経験則より大分小さいことが分かった。

さらに、既往の研究(原子力規制庁, 2018)で収集した国内外のスラブ内地震の震源の深さ D と基準化した短周期レベルの比 $A/A_{sasatani}$ のデータを対象に、地震規模による依存性を調べた結果、 $M_w 5$ 以上で 6 未満の地震規模が小さい場合、震源の深さ D と $A/A_{sasatani}$ との關係は、佐藤(2013)による既往の経験的關係式に比べて小さく、下側に大きくばらついてはいるが、 $M_w 6$ 以上で 7 未満の場合と $M_w 7$ 以上で 8 未満の場合は概ね既往の経験的關係式と整合していて、ばらつきも小さくなってように見える。 $M_w 8$ 以上の場合は地震データが一つしかないが、既往の経験式を大きく上回ることがわかった。

スラブ内地震の地震動特性の整理・分析において、7つの地震動予測式による予測値の比較検討を行い、地震動の地域性がみられるかについて検討を行った。同じ地震規模と、距離、および地盤情報を与条件とした場合、プレート間地震の場合と同様に、メキシコで発生する地震による地震動予測式は、他の地震動予測式に比べて小さめである一方、チリ地震を対象とした2つの地震動予測式の間では比較的やや大きな差がみられた。また、プレート間地震の場合と同様に、回帰モデルの同じ2つの地震動予測式による比較では、マグニチュード 7 程度では地震動予測式による予測値に違いがみられ、観測記録にみられる地域性を示唆するものとなったが、統計手法とデータの質による影響もあると考えられることから、地域性を検討するには、観測記録に基づき、回帰モデルや回帰分析手法による違いとデータセットの質による違いなどを分離して、さらなる検討が必要と考えられる。