

経験式と地震動評価のばらつきに関する報告書

京都大学防災研究所社会防災研究部門

特定教授 川瀬 博

令和元年 11 月 29 日

## 目 次

1. 経験式とは何か	… 2
2. データのばらつきの要因と地震動評価へのばらつきの反映について	… 6
2. 1. 経験式の基となるデータにばらつきが生じる要因	… 6
2. 2. 地震動評価における経験式が内包するばらつきの考慮方法	… 12
3. 実際の地震観測記録から見たばらつき評価方法の妥当性に関する考察	… 15
3. 1. 実際の地震観測記録に見られる変動幅	… 15
1) 検討方法	… 15
2) 2016年熊本地震本震の解析結果	… 19
3) 2016年熊本地震前震の解析結果	… 29
4) 2016年鳥取県中部地震の解析結果	… 35
5) 2014年長野県北部地震の解析結果	… 40
6) 2011年福島県浜通り地震の解析結果	… 45
7) 2007年能登半島沖地震の解析結果	… 50
8) 2005年福岡県西方沖地震の解析結果	… 55
9) 2000年鳥取県西部地震の解析結果	… 60
10) 1997年鹿児島県北西部地震の解析結果	… 65
11) 対象とした9地震の伝播経路特性におけるばらつき評価の結果	… 70
12) サイトのサイト増幅特性におけるばらつき評価の結果	… 91
13) 解析結果のまとめ	… 96
3. 2. 各モデルにおける変動幅と全体の変動幅の関係	… 97
参考文献	… 99
専門用語の詳細解説	…101

## 1. 経験式とは何か

本報告書では強震動予測における評価手法に不可避なばらつきに関して、その理解を深めるための情報を整理する。はじめに基本的事項として、物理則と経験則に基づくモデル化について、その一般論を解説する。ここでは古典的力学とその範囲内の線形弾性体<sup>1</sup>の挙動を扱うことを前提とする。

物理則（とそれを式に表した物理式）と経験則（とそれを式に表した経験式）の違いについては、厳密に定義することは難しいが、基本的には一般化された物理的な基本原理から導かれた法則は物理則と呼ばれ、それによって2つの変数の間の相対的な関係が導かれる。例えばニュートン力学の第二法則では、ある物体に掛かる力  $F$  と物体に生じる加速度  $\alpha$  の間の線形な関係が式(1)のように導かれ、両者の間の係数が質量  $m$  であると定義されている。

$$F = m \cdot \alpha \quad (1)$$

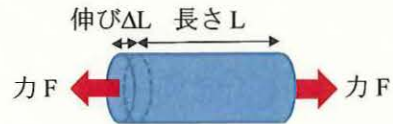
具体的な例でいうと、地球上の重力場ではすべての物体に重力加速度  $g = 9.8 \text{ m/s}^2$  が作用しているので右図のように自重（重さ） $F$  が荷重として下向きに作用している。



同様にして、フックの法則は力  $F$  とそれをうける弾性体の相対変形  $\delta$ （例えば棒の長さ  $L$  に対する伸び量  $\Delta L$  の比）の関係が線形であることを示すもので、式(2)に示したように、両者の間の係数が弾性係数（棒の伸びならヤング係数  $E$  と断面積  $A$  の積、 $E \cdot A$ ）である。

$$F = E \cdot A \cdot \delta = E \cdot A \cdot \Delta L / L \quad (2)$$

ここで重要なことは、いかなる物理則といえども、観測値によって2つの変数の間の係数を確定しない限り、実際に利用できる予測式としては使えないということである。



質量にしても我々は、ある物質は不変の質量を有していることを知っているが、その値そのものは計測なしには把握できない。そもそも当初質量は 1kg の質量を有する質量原器に対する相対値でもって定義されていたのであって（現在はプランク定数<sup>2</sup>を  $6.626\,070\,15 \times 10^{-34}$  とすることで定義）、それと対象

<sup>1</sup> 力を掛けて変形させても元に戻る物体を弾性体と呼び、上記のフックの法則に従うような弾性体を、線形弾性体という。線形とは、力と変形量などが比例関係にある状態をいう。線形関係をグラフ（横軸に力の大きさ、縦軸に変形量）に描くと、1本の直線で表せる。

<sup>2</sup> 1900年にドイツの Max Planck 博士が黒体からの熱放射を研究する過程で導入した物理定数のこと。量子力学における基本定数であり、2019年5月20日に施行された国際単位系 (SI) の改定において、プランク定数は不確かさのない物理定数となり、質量の単位であるキログラムの定義に用いられる。



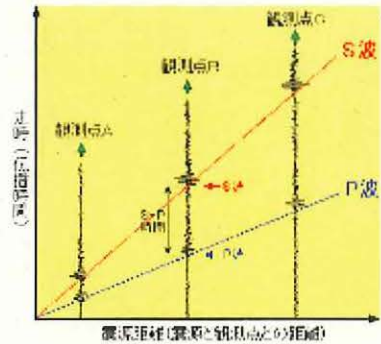
物体との相対関係の計測なしには質量を把握することはできなかった。ちなみにヤング係数 E や断面積 A の計測には長さの計測が必要であるが、この長さの定義も当初のメートル原器によるものから、光速を基準としたものに変更された（すなわち 1 秒の 299 792 458 分の 1 の時間に光が真空中を伝わる距離が 1m）。なお、上記の 2 例ではいずれも 2 つの変数は線形の（直線的な）関係を有しているが、物理則から導かれる関係がいつも線形関係であるとは限らないことは言うまでもない。

一方、経験則（とそれを式に表した経験式）とは 2 つの変数の間の相対的な関係を記述するものであるという意味では物理則と同じであるが、その両者の間に物理則が見いだせていない場合や、物理則は存在しているものの複雑すぎて簡単には適用できない場合、物理則からの逸脱があるのでそのまま適用するには誤差が大きい場合などに、観測値から直接両者の関係を見出したもので、観測された現象生成の詳細なメカニズムがよく分かっていなくとも、経験的に 1 つの変数から別の変数を求めることに使用することができるものである。

地震に関する有名な公式の一つに、P 波の到達時刻と S 波の到達時刻の差（S-P 時間  $\tau_{S-P}$ 、古くは初期微動継続時間と呼称されていた）から震源距離 R を求める大森公式、すなわち式(3)があるが、かつての大森公式ではその比例係数 k を一定値としており、概ね 8km/s とされていた。

$$R = k \cdot \tau_{S-P} \quad (3)$$

この比例係数 k は当然 S 波の走時<sup>3</sup>と P 波の走時の差から決まるので、一様な半無限弾性体<sup>4</sup>ではその S 波速度と P 波速度がわかれば一意に決まるが、地殻やマンツルの速度が深さ方向に一様ではない現実の地球では、S-P 時間と震源距離との関係は完全な線形関係ではなく、比例係数は震源距離の関数となる。従って大森公式は速度一定の均質媒体に対しては物理則と言えるが、現実の走時を考えた関係式は計測値に基づく経験式となっている。もちろん三次元媒体を既知のものとして設定し、その走時から比例係数を計算すれば物理則と解釈することも可能ではある。



(参考) 地震の基礎知識とその観測 [http://www.hinet.bosai.go.jp/about\\_earthquake/sec3.1.html](http://www.hinet.bosai.go.jp/about_earthquake/sec3.1.html)

<sup>3</sup> 地震波が震源から出て観測点に達するまでに要する時間を走時という。

<sup>4</sup> 半無限弾性体とは、地表面以外の部分・方向には無限の広がりを持つ弾性体のこと。地表面がない場合は全無限弾性体と呼ばれる。



同様にシナリオ型強震動予測の際に、はじめに地震の規模を設定する際に用いられる断層長さ  $L$  や断層幅  $W$  と地震モーメント  $M_0$  や断層面積  $S(L \times W)$  と地震モーメント  $M_0$  の関係、いわゆるスケーリング則についても、以下の式(4)に示した地震モーメントの定義

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot L \cdot W = \mu \cdot D \cdot S \quad (4)$$

(ここで  $D$  は平均滑り量、 $\mu$  はせん断弾性係数)

から直接導かれるので、これは物理則であるとも言えるが、その  $L$  や  $S$  に対する比例係数が一定であるという保証はないので (実際  $D$  は  $L$  や  $W$  と同様に  $M_0$  と比例関係にあると考えられている)、関係式としては経験式の側面もある。なお地震の規模の指標であるマグニチュード  $M$  と断層サイズとの関係は、マグニチュード  $M$  がそもそも何によってきまっているのかが明確ではない<sup>\*)</sup> ので、これを物理則とは呼べない。ただしモーメント・マグニチュード  $M_w$  は地震モーメントの対数と直接比例関係で結ばれているので例外といえなくもない (ただしその関係は経験式で、その物理的実体は不明確なまま)。

一方、強震動の強度を予測するいわゆる距離減衰式(Attenuation formula)、あるいは地動予測式(Ground Motion Prediction Equation)では、その背後にある物理則には多くのファクターが含まれており、一意にこれを示すことができないので、本質的に経験式となっていると言える。特に最大加速度 PGA や最大速度 PGV、あるいは共振振動数  $f$  (Hz) を有する 1 自由度系の応答最大値を並べた応答スペクトル<sup>\*)</sup>  $RS(f)$  などは地震動の強度指標であり、地震波形そのものを表した物理量ではないので、多くの観測データからそれらの強度指標と地震モーメント (あるいはマグニチュード)、震源距離、およびサイト特性指標との関係を求め (これを重回帰分析という)、それを予測に活用しているが、これらはみな経験式である。しかし単純ではないとしても、その背後には物理則が存在しており、これらの説明変数とターゲットの強度指標の間に因果関係があること自体には疑問の余地はない。実際、大きな地震が発生する都度、防災科学技術研究所では全国をカバーする強震観測網である K-NET や KiK-net (功刀・他, 2009) から得られた最大加速度や最大速度と経験式による予測値とを比較しているが、比較しているのは K-NET や KiK-net が敷設される以前の古いデータから求められた司・翠川(1999)の経験式であるにも関わらず、多くの地震で観測値は経験式の平均 $\pm$ 標準偏差の範囲に収まっている。図 1 には熊本地震の比較を例として示しておく。なお最大加速度値において丸で囲んだものは大分県で本震の誘発地震として発生した別の地震に起因するもので、後述する「外れ値」となっている。

なお物理則が明確な関係式においては、極端な話、線形関係なら 2 点において観測値が得られていればそれを結ぶ直線で 2 個の未定係数 (比例定数と切片) を決定することができ、そのデータの範囲内の予測 (内挿) はもちろ

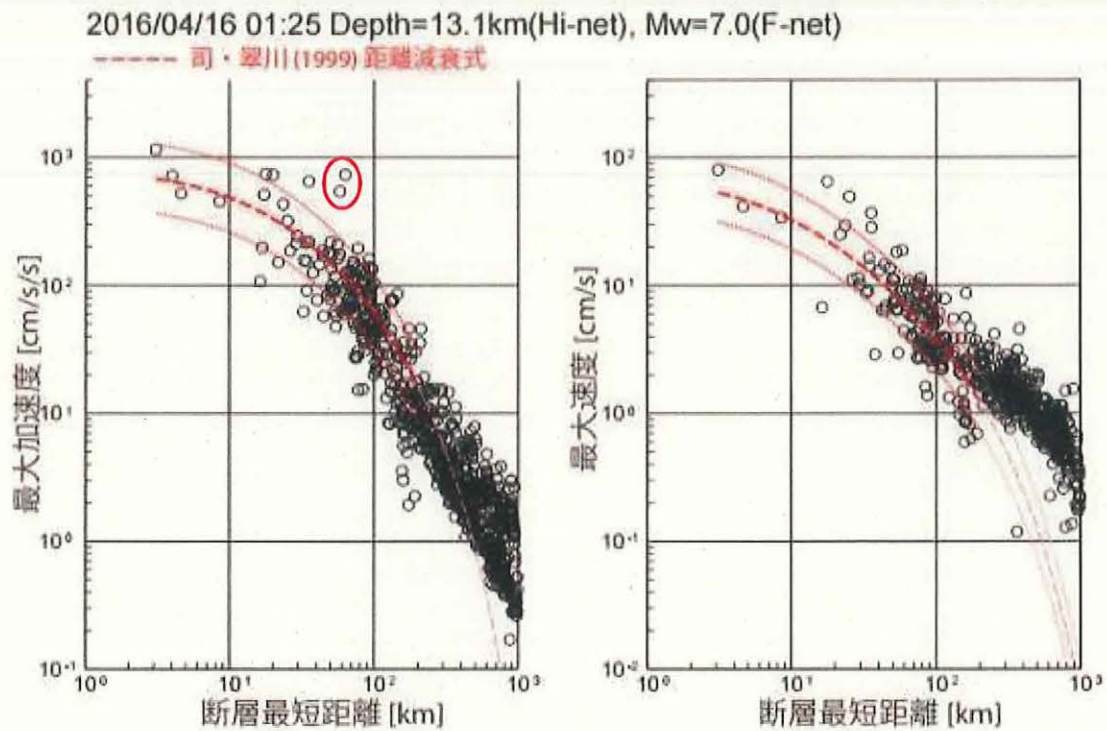


図1 2016年4月16日熊本地震本震のK-NETおよびKiK-netによる観測記録の最大加速度PGAと最大速度PGVの観測値の距離減衰特性と司・翠川(1999)による経験式の比較（防災科学技術研究所；経験式の適用範囲は25kmから200kmまで）

ん、範囲外の予測（外挿）も可能であるが、それが明瞭でない場合には基本的にその関係式はデータのある範囲でしか妥当性が保証されていないので、予測に用いる場合にはその適用範囲に注意する必要がある。

また言うまでもないことであるが、2つの変数の間に相関関係が認められるからといって、それらの中に因果関係が認められるかどうかは別問題である。例えばインターネットの普及率と地球温暖化の進行には正の相関が見られるが、両者に因果関係があるとは考えられない。

## 2. データのばらつきの要因と地震動評価へのばらつきの反映について

### 2. 1. 経験式の基となるデータにばらつきが生じる要因

ここでは、経験式の基となるデータにばらつきが生じる要因について、一般論としての説明を試みる。以下では経験式に関しての解説としているが、前章で記したように、物理式における2変数間の係数の同定に際しても同様のばらつきは当然存在しているので、ここでの記述は特に経験式に限った話ではない。例えば(2)式で示したフックの法則で、力と変位の関係を求めるのに、与える力を様々に変えて生じた変位を計測する際に、実際に与える力を設定した力(例えば1kg)と厳密に一致させることは非常に困難で、多少なりとも実際に与えた力には変動(誤差)が生じてしまう。また計測変位の誤差をゼロにすることも困難なので、1cmとなるべきところが測ったところ0.99cmであったり、1.01cmであったりする。従って物理則であっても観測値でその相関関係の係数を決める限り、データのばらつきは不可避である。

この物理則における係数の同定においては、関係式(物理式)自体は既知の(=物理則から得られる)ものとなることが前提とされている。一方、経験式による相関関係の同定(回帰)では、ばらつき評価のベースとなる関数形(しばしばモデルと呼ばれる)自体に任意性があるので、その関数形を観測値に合うように最適化すれば、単純な関数形で相関関係を表した場合よりもばらつきを減少させることが可能である。データが豊富にある極端な場合として、区間を区切ってその区間内の値を平均すれば各区間ではその関係は誤差最小の関係となっている。逆に簡単な関係式を仮定して残差を計算し、その平均値からの逸脱を求めたものが「モデル・バイアス」である(トレンドとも呼ばれる)。従ってモデル・バイアスを除去すれば総残差は減少する。

経験式にばらつきが生じる原因として、経験式の基となる観測データの不可避なばらつき・不確実性(どれだけ計測精度を上げようとも、どれだけ我々の自然現象に対する知識を高度化しようとも、自然現象が揺らぐことに伴う本質的にランダムな変動・ゆらぎ)と、我々の自然現象に対する知識や用いているモデル、あるいは計測技術が不完全であることに伴うばらつき・不確実性がある。前者を偶然的な不確実性 aleatory uncertainty、後者を認識論的な不確実性 epistemic uncertainty と呼ぶ。前者を減らすことはできないが、後者は評価方法や計測方法を高度化することによって減らすことが(少なくとも理論的には)可能である。

さて具体的に、我々が今もつばら評価の対象としている地震動の予測において用いられている各種の物理式・経験式について考察する。それらの経験式等の基となるデータは、最大加速度や最大速度などのように、直接計測した値である場合もあるが、計測値を基にして理論的計算や物理モデルを設定した各種の検討を通して計算した解析結果である場合も多い。例えば地震モーメント  $M_0$  やマグニチュード  $M$  は後者の例である。



ここで、対象データが直接計測した値の場合には、偶然的な不確実性だけが存在しており、認識論的不確実性はゼロかというとは実にはそうではない。例えば実際に観測された最大加速度値で言えば、ある地点の観測では何もないフラットな地表面上に小さな板を置いてその板の加速度を測っており、別の地点では構造物の地下1階に設置してそこでの加速度を測っているという場合がある(図1に示した最大加速度値や最大速度値を記録した全国をカバーする強震観測網であるK-NETとKiK-netでは、それぞれのネットワーク内では計測機器や観測設置条件はほぼ同一であるが、K-NETとKiK-netの機器や設置条件は異なっている)。このように設置条件が異なる場合にはそれを同一条件での観測値とみなすことは場合によっては適切ではなく、それを同一とみなしてデータを混合処理して経験式を導いた場合には、認識論的不確実性をそれだけ増大させた評価となっている。

図1に示した距離減衰式でいえば、横軸の計算にも認識論的不確実性が含まれている。この図は横軸に各観測点と熊本地震の断層面との最短距離を計算した「断層最短距離<sup>\*3</sup>」を取っているが(司・翠川(1999)の経験式がそれを採用しているため)、それを計算するためには断層面の正確な位置と長さ・幅が必要である。しかし断層面がどこから壊れ始めてどこで破壊が止まったかを正確に決定することは容易ではなく、解析者・解析手法・解析対象情報によって見解の相違が生じる。さらにそもそも最大加速度や最大速度を推定するのに「断層最短距離」が最適かどうかについても議論の余地がある。特に最近では最大加速度や最大速度に大きな影響のある周期1~2秒のやや短周期成分は断層面から一様に生成されているわけではなく、もっぱら特定の場所、いわゆる「強震動生成域<sup>\*4</sup>」で生成されているという認識が共有されつつあるので、最大加速度にかかわる代表距離としては「強震動生成域への最短距離」が適しているのではないかという議論もある一方で、場所によって異なるエネルギー放出量を考慮しつつ断層面全体の寄与を平均した「等価震源距離」を用いるのがよいという提案もあり、距離減衰式の横軸をどうすべきかに関する議論は現在も継続中である。

さらに、前章で言及した強震動予測に際に重要となるスケーリング則<sup>\*5</sup>を具体例として取り上げる。図2には入倉・三宅(2001)に示されている断層面積 $S$ と地震モーメント $M_0$ との関係を示す。この場合も縦軸の断層面積 $S$ はその評価方法で値は異なり、また横軸の地震モーメント $M_0$ もその評価方法や計算の基となるデータで変動する値となっている。なお図で太破線が提案されている2ステージモデルであるが、それが $10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ 付近で折れ曲がっているのは断層幅 $W$ に20km前後で頭打ちがあると考えているからである。

断層面積 $S$ は、一般に地震発生から24時間以内の余震域が断層破壊域に相当するとされているが、解析者の評価の対象によって、1~20秒程度の周期帯域の強震波形のインバージョン結果からその滑り量がある閾値以上の部

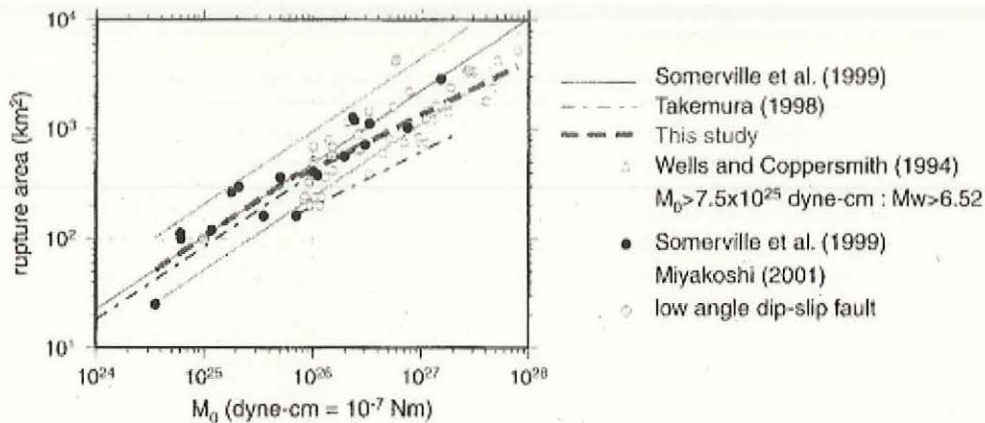


図2 入倉・三宅 (2001)の断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の関係

分の断層破壊域を拾い出す場合もあるし、より長周期域の波形を対象に遠方の観測データから決めた断層破壊域のサイズを用いる場合もある。図2の●は主として強震動から求めたもの、○は余震域や地表断層長さ等から求めたものである。さらに最近ではGPS(GNSS)やInSARなどの衛星情報から得た地殻変動データを対象として静的滑り量分布のインバージョンを行い、その断層面の面積を用いることも可能である。これら異なる方法で求められる断層面積には、それぞれの手法で解析対象とした情報量の生成要因を支配している断層変位を伴った主要な断層面積が抽出されているのであり、それが一致している地震であればそれらの断層面積も一致しているが、それが一致していない地震であれば評価値が大きく異なっても何ら不思議ではない。

一方、地震モーメントは一般に周期20秒以上の長周期の観測波形から波形合わせによって求めるセントロイド・モーメントテンソル・インバージョン解(CMT解)<sup>5</sup>の地震モーメントを用いることが多いが、同じCMT解でも複数のCMT解があり、異なる手法や研究者・用いるデータによってモーメン

<sup>5</sup> CMTとは、セントロイド・モーメント・テンソル(Centroid Moment Tensor)の略で、観測された長周期地震波形を最もよく説明する地震の重心位置と時刻、規模(モーメント・マグニチュード)、及び発震機構(メカニズム)を同時に決定する解析法により求められる。なお、セントロイド(Centroid:重心)とは、地震の断層運動を1点で代表させた場合の“重心”のことである(参考:気象庁ウェブサイト [https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/kaisetu/cmt\\_kaisetu.html](https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/kaisetu/cmt_kaisetu.html))。



ト・マグニチュード換算で 0.1~0.2 の違いがあると言われている。同様に強震波形インバージョン<sup>6</sup>からも地震モーメントは得られるが、その値は CMT 解とほぼ等しいか、少し大きい場合が多い。例外は東北地方太平洋沖地震の場合で、その M9 に相当する大きな地震モーメントはもっぱら、時定数として 100 秒オーダーの日本海溝近傍 (長さ 200km、幅 100km) の最大滑り量 60m 以上に達した断層滑りに伴って生成されているので、強震動から求められる地震モーメントは多めに見積もっても M8.7 程度で約 1/3 に過ぎないとされている。

図 2 の基となっている各観測値は上述のように異なる研究者が異なる方法で求めた  $M_0$  と  $S$  であって、均質なデータとはなっていない。従ってどちらにも認識論的不確実性が含まれたものとなっている。図 2 に記されているように、Somerville et al. (1999) の線形関係に対してはその倍/半分の線も引かれており、データはその範囲内に収まっていることがわかる (この線は平均 ± 1 標準偏差ではないことに注意)。

その後、Murotani et al. (2015) は 100km よりも長い長大断層では滑り量  $D$  が頭打ちするという物理モデルを仮定してスケーリング則を導き、図 3 に黒実線で示した第 3 ステージを有する 3 ステージモデルを提案した。そのモデルでは  $2 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$  以上で面積が 1:1 で増大する形となっている。これが現在地震本部で採用されているスケーリング則である。第 3 ステージの検証に用

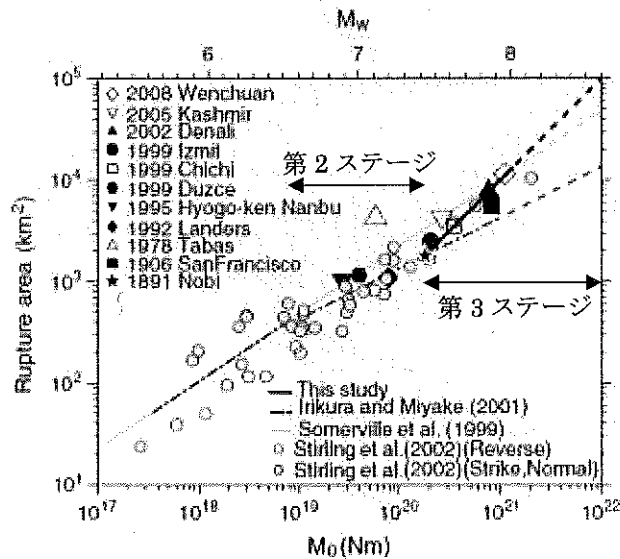


図 3 Murotani et al. (2015) の断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の関係

<sup>6</sup> 地震の強震波形記録 (大きな地震動でも計測できる機器によって観測される波形) を用いて、当該観測波形に理論波形が最もよく合うように、断層面の滑り量と破壊伝播プロセスを求める方法のこと。



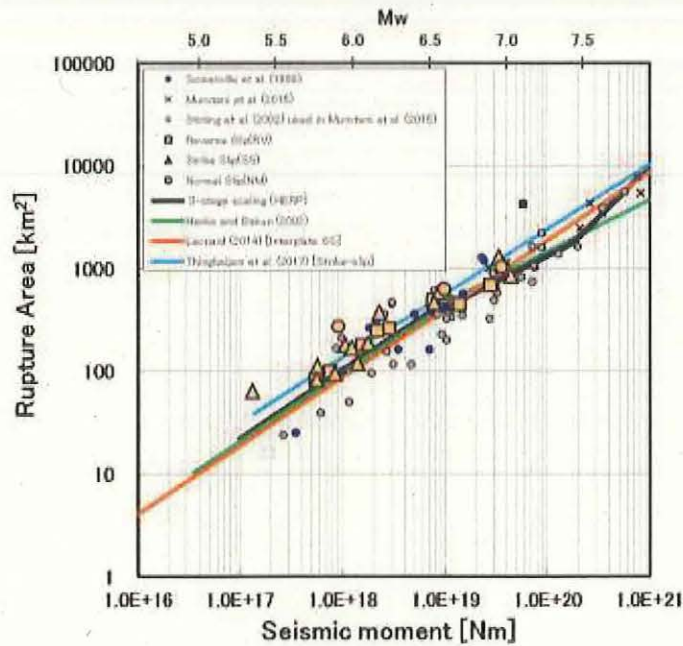


図4 Miyakoshi et al. (2018)による断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の関係

いられている個々の地震のデータはいずれも震源インバージョンの結果から求めたものであるが、Stirling et al. (2002)のデータはWells and Coppersmith(1994)と同様に、既往研究を整理したもので統一的手法で求めたものではないので、より大きな認識論的不確実性を含んでいる。

それに対して、最近Miyakoshi et al. (2018)は1995年兵庫県南部地震以降の日本の内陸地殻内地震で強震動インバージョン解析が実施されている地震のみを選び、その断層面積と地震モーメントの関係をプロットして、海外のデータに対して回帰して求められているHanks and Bakun (2002)・Leonard (2014)・Thingbaijam et al. (2017)の3つのスケーリング則およびMurotani et al. (2015)の3ステージモデルを比較している(図4)。ただしその断層面積の評価に際しては、Somerville et al. (1999)の提案に従って、インバージョンで仮定された初期断層面から滑り量の少ない縁辺部をトリミングした断層面積を用いている。また地震モーメントはF-net(防災科学技術研究所が全国に敷設した広周波数帯域の地震観測網)から求めたCMT解である。この図から、明らかにMiyakoshi et al. (2018)の選んだ個々の地震のデータのばらつきはそれ以外の個々の地震のデータのばらつきよりも変動幅が少なく、2変数間の関係として直線性が高いことがわかる。図ではシンボルのタイプで震源のメカニズム、すなわち横ずれ(strike slip)か、縦ずれの逆断層(thrust)か、正断層(normal)かを区別して示しているが、ばらつきの範囲内でそれらを区別する必要はないことがわかる。なおThingbaijam et al. (2017)のスケーリング則は他の関係式よりも有意に大きい断層面積を示しているが、これは地震モーメントの大き

なデータを含めて傾きを固定したスケーリング則で回帰しているためである。

以上のように、個々の地震のデータには観測値から計算したり換算したりする際の仮定による評価値の違いと、各地震の個性との両方がそれぞれの変数に対して生じており、それがばらつきとなって表れている。物理式であれ経験式であれ、その相関関係を策定する際には、各々のデータがもつ個性に左右されることがないように、平均的な関係性を示すように回帰する。これはデータを最もよく説明できる関係式を導くという行為であり、数理統計学でいうところの最小二乗法を用いて観測値に最もよく適合する2変数間の関係を求めることに他ならない。これは科学的には極めて普遍的で標準的な相関関係の記述方法である。この関係式は全データの平均的な関係性を示したもので、経験式と個々のデータが完全に一致するということは期待できず、基データと平均値との間には必然的に「ばらつき」が生ずることとなる。

最後に外れ値に対して言及しておく。外れ値とは平均からのずれが他のデータに比して異常に大きいデータ値を指す。一般に物理的現象のばらつきは平均値周りで正規分布あるいは対数正規分布をなすことがほとんどであるから、外れ値が生じる確率は一定値存在している。外れ値を恣意的に除外していけば、結果的にばらつき（標準偏差）を減らすことができる。もしそれが不可避なばらつき、偶然的な不確実性に起因するもの（aleatory uncertainty）であればそれを取り除く合理的理由はない。しかし、先に観測点の設置方法が異なれば同じ場所の最大加速度も異なってくる、ということを経験論的不確実性の事例として紹介したが、それは本来混合してはいけないものを同一視したことによって不用意にばらつきを増大させてしまっているということである。もしも外れ値が本来同一視できないデータを混入させたことによって生じているのであれば、その根拠を示した上でこれを取り除くことは epistemic uncertainty を減らすための推奨されるべき一般的手続きであって、阻止すべきものではない。

## 2. 2. 地震動評価における経験式が内包するばらつきの考慮方法

本節では、実際のシナリオ地震の強震動予測を含む地震動評価において、そこで用いられている様々な物理式や経験式に内包されている基のデータのばらつきを考慮するに際して、それをどのように行うことが合理的なのかについて、基本的な考え方を解説する。

前節で述べたように、データで係数を決めている物理式やデータで関係性そのものを決めている経験式（以下経験式等と記載）は、ばらつきを有する観測データや観測データから換算した物理量を基にして策定されたものであり、基となった個々のデータと完全に一致するものではない。地震動評価に当たって経験式等を適用する際には、そのことを考慮しておく必要がある。予測において第一義的に重要なのは最もありそうな値を予測することであり、そのために2つの変数間の平均的な関係を与える経験式等を用いるのである。最小二乗法で（つまり一般的な回帰手法で）経験式等を決めたということは両者の間の「平均的な関係」を求めたということであり、それを組み合わせ求めて求められた予測値は平均的な予測値となることが期待される。この平均値予測では半々の確率で次の観測結果は予測を下回ったり、上回ったりする。

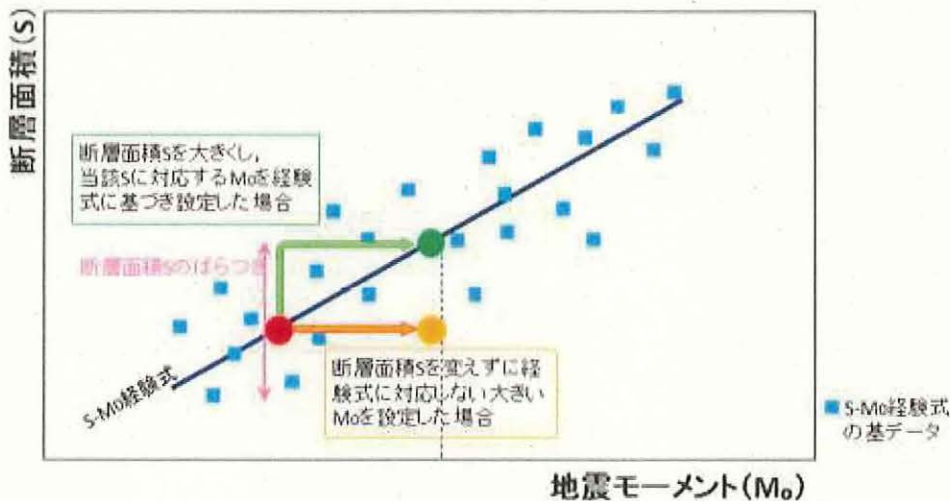
予測値を実際の構造物の設計に利用する場合に半分の確率で構造物が壊れてしまうのでは困るので、予測の誤差を考慮してその確率（超過確率）を減らす必要がある。仮に平均+1標準偏差で設計すればその確率を16%に減らすことができる。このように、経験式の基となるデータにばらつきが生じる要因を考慮すれば、地震動評価においても、モデル・パラメータの設定において何ら保守性を見込まず、平均的な関係だけを使ってモデルを設定し予測した場合には平均値が予測されるので、平均値に対する設計だけでは十分な安全性が確保されないのであれば、予測にばらつきを考慮する必要がある。なお現実の設計では入力レベルとそれに対応する設計クライテリア（一般に設計基準値のことを指すが、ここでは特に設計時に目標とする被害のレベルを指す）がセットで定義される必要があり、ある予測値を超えたからといって直ちに構造物が壊れることを意味するものではない。上記の議論は設計クライテリアに対しては単純化していることに注意されたい。

さて、ばらつきを考慮するとなった場合、その考慮の仕方は必ずしも一意に定まるわけではない。上述のように経験式等を構築する際の2変数には通常どちらの変数においても評価のばらつきが伴っており、一方を固定して他方の平均からの偏差を加算あるいは減算することによって第一義的には両者の関係性におけるばらつきが評価できるが、逆に他方を固定してもう一方にばらつきを与えることでもそれを評価することができる。

具体的に先に例示した地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  との関係で示せば、同じ断層面積  $S$  が与えられた場合に、地震モーメント  $M_0$  の予測平均値に一



定の上乗せをするというのは一つの方法であり、断層面積  $S$  の評価に誤差が少なく信頼性が高い場合には合理的な考慮方法であると言える(図5のオレンジ色矢印)。しかし前章で記載した通り、実際には断層面積  $S$  の評価にも相当のばらつきがあるので、ばらつきを考慮するに際して予め断層面積  $S$  を大きめにとった場合を含めるという考え方もあり得る。この場合、その断層面積  $S$  を用いて経験式から求めた地震モーメント  $M_0$  は断層面積  $S$  の上乗せ分に相応するだけ大きな値となるため(図5の緑色矢印)、そのようにして経験式から算出された値にさらに上乗せする必要はないと考えられる。すなわち、断層面積  $S$  をばらつきに相当する分  $\Delta S$  だけ大きめに設定して当該断層面積  $S+\Delta S$  に対する  $M_0$  を求めれば、これは、平均的な断層面積  $S$  から経験式で  $M_0$  を求め、当該  $M_0$  に対してばらつきに相当する分  $\Delta M_0$  だけ上乗せすることと地震モーメントを評価する上では等価になる。



緑色矢印のルートでも、オレンジ色矢印のルートでも、設定される  $M_0$  は大きくなり、同等の  $M_0$  を設定し得る

図5 地震モーメントー断層面積関係でばらつきを評価する際の考え方

ただし、式(4)に示したように、同じ断層面積で地震モーメントを大きく評価する(オレンジの●)ということは、物理的には断層面全体の平均滑り量  $D$  を大きく評価することに相当し、同じ面積の断層面上で滑り量が大きいということは(平均せん断歪は  $D/L$  に比例するので)平均静的応力降下量<sup>\*6</sup>が大きいことを意味し、断層近傍においてはより大きな地動が生じる可能性がある。一方、断層面積を大きく評価した場合(緑の●)には応力降下量としては平均値を採用したことになるが、大きな地動が生じる領域が広くなり、その中で地動が大きくなる地点も確率的に増大することとなる。このように、モデル・パラメータの設定において個々の関係性に存在しているばらつきを上乗

せ評価した場合に、結果的に最終予測値においてどこでどれだけの変動が生じるかを推測することは非常に困難である。また次章で述べるように、モデル・パラメータ間には相互相関があるため、震源・伝播経路・サイト特性の各評価においてすべてのモデル・パラメータのばらつきを個別に評価すると最終予測値のばらつきは観測値のばらつきに比べて極めて大きなものとなる。これを解決するには最終予測結果（平均値）に観測値から推定されるばらつきを上乗せすることが合理的である。この点については3.2節で論じる。

### 3. 実際の地震観測記録から見たばらつき評価方法の妥当性に関する考察

#### 3. 1. 実際の地震観測記録に見られる変動幅

本章では地震動予測モデルのモデル・パラメータを評価するに際して、その回帰に用いられる前の実際の地震観測記録の最大値の変動幅に関してデータ分析を実施し、その変動幅（具体的には対数評価の変動係数）の定量的評価を行い、それが各モデル・パラメータにおいてどのように分布しているのかを明らかにする。

その検討の一環として本節では、1995年兵庫県南部地震以降の日本のM6以上の主な内陸地殻内地震をいくつか選び、そのK-NETおよびKiK-netによる観測記録の地表面観測最大加速度・最大速度・最大変位(PGA, PGV, PGD)の変動幅と、それから弱震動の平均的サイト増幅スペクトル特性を取り除き逆フーリエ変換して波形に戻した露頭地震基盤<sup>7</sup>相当の変換波（剥ぎ取り波）の最大加速度・最大速度・最大変位の変動幅を求めた。

さらにその基盤波を震源スペクトル<sup>8</sup>で基準化し、地震間の比較が可能な伝播経路特性として抽出し、同一距離におけるデータのばらつきを評価した。同様にある地点での全観測地震動に対するサイト増幅スペクトルの変動係数を求め、複数地点で比較した。

#### 1) 検討方法

本節では、仲野・他(2014)で得られている弱震動のスペクトルインバージョンで求めた全継続時間のスペクトル（以下、全波）に対するサイト増幅特性を用いて地震基盤レベルの剥ぎ取り波を求めることを考える。

サイト特性の分離解析手法はいわゆる一般化スペクトルインバージョン手法 Generalized Inversion Technique (GIT)と呼ばれている。これは最初にAndrews(1982)によって提案され、日本では岩田・入倉(1986)によって広く認知された。その後、1995年兵庫県南部地震以降の地震観測網の充実、および、日本全体の地震活動度の活発化に伴う地震観測記録の増加によってGIT実施例は国内外問わず増加している。仲野・他(2014)でもこのGITを日本全国で得られた強震記録に適用し、その有効性を確認している。

最近になって仲野・他(2018)は1988年から2016年までの28年間に公的機関等で収集された地震動記録に対してGITを適用し地震動特性を評価している。本研究ではその論文で得られたサイト特性を利用した。以下まずその概

<sup>7</sup> 地震基盤とは、「地盤の影響を大きく受けないところ」を地下のある深さのところ、面的に想定したものであり、一般にはS波速度が3km/s程度以上の層を指す。本検討では露頭波を逆算しており、そのS波速度は3.45km/sである。

<sup>8</sup> 震源から放出された直後の地震波のスペクトルをフーリエ・スペクトルで表したものを震源スペクトルという。



要について解説する。

一般化スペクトルインバージョン解析 GIT では地表面で観測される地震動が震源・伝播経路・サイトの主に3つの主要な特性で構成されていると考える<sup>7</sup>。すなわち地震波形のフーリエ・スペクトル振幅を  $F(\omega)$ 、震源特性を  $S(\omega)$ 、伝播経路特性を  $P(\omega)$ 、サイト特性を  $G(\omega)$  とおけば、これらの関係は式(1)のように線形関係で積の形で結合されると仮定している。

$$F(\omega) = S(\omega) \times P(\omega) \times G(\omega) \quad (5)$$

この物理的な意味は、仮想の1点のエネルギー放出中心たる震源で生成された地震波は、震源から観測サイトまでの伝播経路を伝播しながらそのスペクトル形状を震源距離に応じて変化させ、地震基盤に到達するとそこで観測点周りの地震基盤から上の地盤構造によって増幅させられて地表面に達するというモデルを想定したということであり、それぞれの物理プロセスは相互に依存せず、独立であることを前提としたモデルとなっている。仲野・他(2018)の研究では、仲野・他(2014)に習い、伝播特性について地域依存と地震タイプ依存を仮定し日本全国を対象として GIT を実施している。すなわち

$$\log F_{ij} = \log S_i - n_{l(i)} \log X_{ij} + \sum_k b_{l(i)k} X_{ijk} + \log G_j \quad (6)$$

$$X_{ij} = \sum_k X_{ijk} \quad (7)$$

ここで  $S_i$  は  $i$  番目の地震の震源特性、 $G_j$  は  $j$  地点のサイト増幅特性である。また  $n$  は幾何減衰係数を表しており、理論的には実体波で 1.0、表面波では 0.5 となる。 $b$  は内部減衰+散乱減衰を表す項である。彼らは減衰項  $b$  には地域性を考慮して第四紀の火山の分布や構造線などで 6 地域(その番号が  $k$ )に分割し、地震タイプを Type B (Plate-boundary earthquakes プレート境界地震)、Type I (Intra-plate earthquakes プレート内地震)、Type C (Crustal earthquakes ; 地殻内地震)の3つにわけている。なお減衰項に乘じられている  $X_{ij}$  は震源距離であり、 $X_{ijk}$  はそのうち領域  $k$  を通る見かけの距離である。

式(6)を解くためには拘束条件が1つかそれ以上必要<sup>9</sup>であるが、仲野・他(2018)では仲野・他(2014)と同様に YMGH01(防府)を基準点とし、同地点の地表で観測された水平動の地震観測記録からサイト増幅特性を剥ぎ取り、露頭岩盤相当 (2E) のスペクトルに補正している<sup>8</sup>。従って今回用いた YMGH01

<sup>9</sup> これは式(6)が和になっているので、震源特性とサイト増幅特性の間にはトレードオフの関係があるからである。

以外の地点のサイト特性はこの基準観測点に対する増幅比として求まる。剥ぎ取り後の基準観測点 (YMGH01) の S 波速度は 3,450m/s に達しており、彼らのサイト特性は地震基盤に対する地表面までの地盤増幅率とみなせる。

我が国における全国規模の強震観測としては気象庁が設置した 87 型電磁式強震計が最初であり、それは約 80 点の観測点網として 1988 年から運用を開始した。その後 1995 年兵庫県南部地震を受けて 95 型震度計が全国市町村の庁舎を中心に約 600 点設置された。また防災科学技術研究所 (NIED) は 1995 年兵庫県南部地震後に K-NET および KiK-net を整備した。また関西地震観測研究協議会 (CEORKA) では、1995 年兵庫県南部地震以前の 1994 年 4 月から関西圏での地震観測を開始しており 1995 年兵庫県南部地震等の多数の貴重なデータが得られている。仲野・他(2018)では、仲野・他 (2014)のデータセットに JMA87 型・JMA95 型・K-NET・KiK-net・CEORKA の地震記録を追加し、1988 年～2016 年 12 月のデータセットを構築し、当該期間・機関の地震記録に対して気象庁マグニチュード  $MJMA \geq 4.5$ 、震源深さ  $\leq 60\text{km}$  のデータを選定した。ただし JMA95 型については気象庁による修正済の 2012 年から 2016 年までのデータのみを用いている。

図 6 に仲野・他(2018)で対象とした地震観測地点を機関毎に示す。また地域ごとに異なる伝播特性を考慮するために区分けした領域を併せて示す。図中の凡例が地震観測地点位置、数字が分割した領域番号を示している。

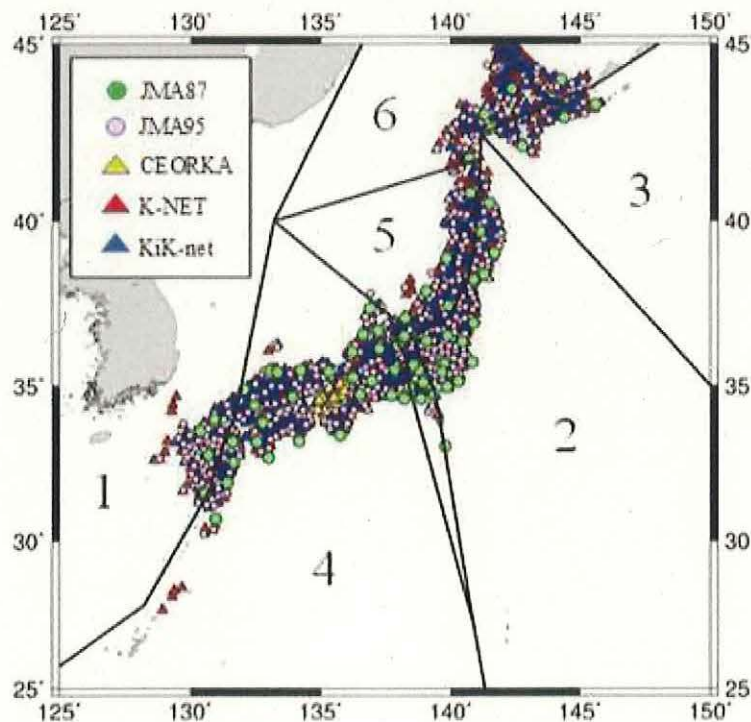


図6 仲野・他(2018)が用いた強震観測点とQ値の地域性評価のための分割領域



仲野・他(2018)はデータ選択の条件として、震源距離 $\leq 200$  km、最小加速度 $\geq 0.2$  cm/s<sup>2</sup>、最大加速度 $\leq 200$  cm/s<sup>2</sup>、同一地震トリガー地点数 $\geq 3$ の条件を設定し、その条件に合う K-NET 観測点、KiK-net 観測点、CEORKA、JMA87 電磁式強震計、および 95 型震度計観測点のいずれかの観測点で観測された加速度時刻歴波形を用いた。これに該当するデータに対して、まず日本付近の S 波の走時表 (1997 年 10 月以前は 83A 走時表, それ以降は JMA2001 走時表)を用いて、S 波初動以降を気象庁マグニチュード  $M_{JMA}$  に応じた時間区間 ( $M_{JMA} \leq 6$  で 5 秒,  $6 < M_{JMA} \leq 7$  で 10 秒,  $7 < M_{JMA}$  で 15 秒)で切り出し、前後に 2 秒のコサインテーパをつけてフーリエ変換している。なお 2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震本震の記録は継続時間が非常に長く上記で示した S 波初動での切り出し時間に対応させるのが難しいこと、震源域が巨大で点震源仮定が成立しないことから取り除いている。距離については断層最短距離や等価震源距離は用いず、破壊開始点から各観測点までの直線距離を取ったみかけの震源距離  $X_{ij}$  を採用している。水平動スペクトル  $F_{ij}$  に対しては地震波形に含まれる震源の放射特性の影響を小さくするため、NS 成分と EW 成分の RMS (二乗和平均値の平方根) の値を用いている。フーリエ・スペクトルはバンド幅 0.1Hz の Parzen window により平滑化している。条件に合致する波形データは合計で 146,948 震源-観測点ペア、地震数は 1,696 イベント、サイト数は 2,573 地点となっている。

なお仲野・他(2018)では、観測記録の S 波部を上述の  $M_{JMA}$  に応じた短い継続時間で切り出して求めたスペクトルに対して分離解析して得たサイト特性を「S 波サイト特性」と呼び、それから求めた震源特性と伝播経路特性を基準に、改めて全継続時間のスペクトルから求めたサイト特性を「全波サイト特性」と呼んで区別しているが、本研究ではできるだけ精度よく全継続時間の観測波からサイト特性を除去しなかったため、全波サイト特性を用いて以下の解析を行った。図 7 には KMMH16 観測点を例に S 波サイト特性 (赤) と全波サイト特性 (青) を比較して示す。破線は上下動のサイト特性である。

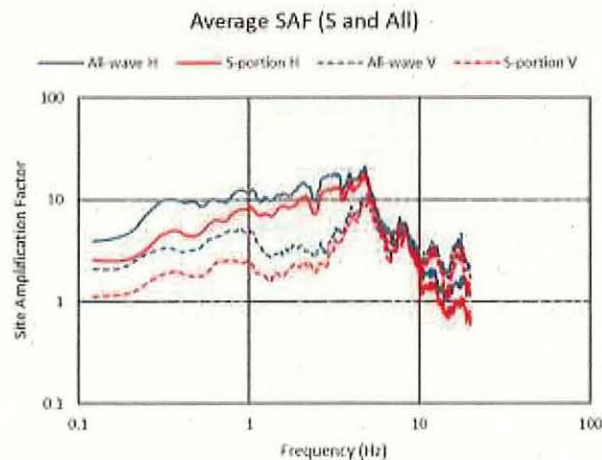
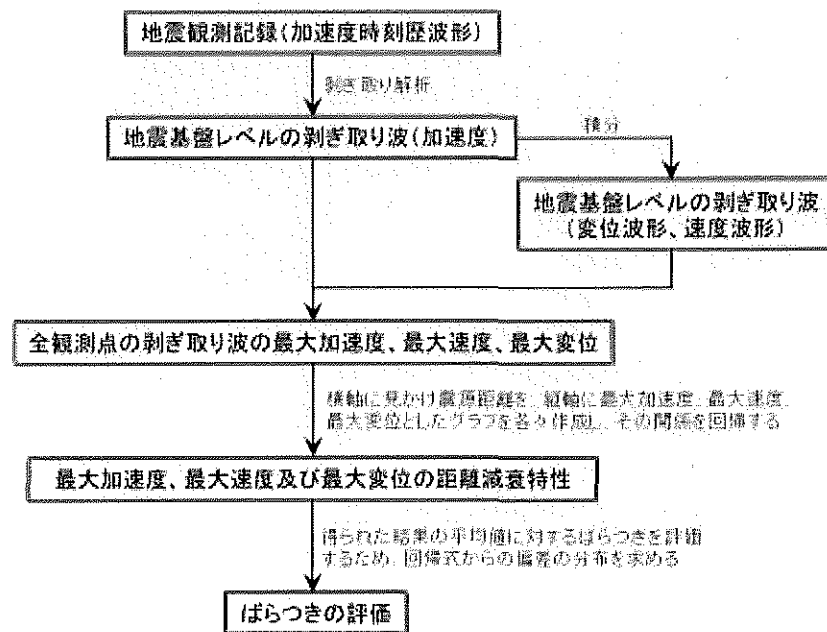


図 7 S 波サイト増幅特性と全波サイト増幅特性の比較例(KMMH16)

以下の地震ごとの解析では、このスペクトルインバージョンで求めた地震基盤からのサイト増幅特性を用いて地震基盤相当の露頭岩盤上での加速度波形を推定する。この加速度波形に長周期をカットするフィルターを掛けて数値積分して速度波形・変位波形を求める。このサイト増幅特性の剥ぎ取りはスペクトル振幅絶対値に対してのみ行い、位相の補正はしない。位相も厳密にはサイト増幅の影響を受けるが、その寄与はわずかであり、無視できると考えた。また以下の検討では観測加速度波形の水平2成分から水平動のサイト増幅特性を剥ぎ取った解析結果に加え、観測波形の上下成分から上下動のサイト増幅特性を剥ぎ取った解析結果も示す。理論的には、この剥ぎ取り解析に用いているサイト増幅特性は、用いた観測波が水平成分か上下成分かにかかわらず、地震基盤相当の露頭波に変換した「基準観測点の水平成分」に対するものなので、上下成分を用いて剥ぎ取っても得られるのは地震基盤レベルでの入射露頭波の水平成分となる。地震毎のばらつきの評価のためのフローチャートを以下に示しておく。



検討方法のフローチャート

## 2) 2016年熊本地震本震の解析結果

最初に対象として2016年4月16日の熊本地震の本震を選択した。図8・図9には例としてK-NET観測点KMM005における剥ぎ取り前の地表面上の



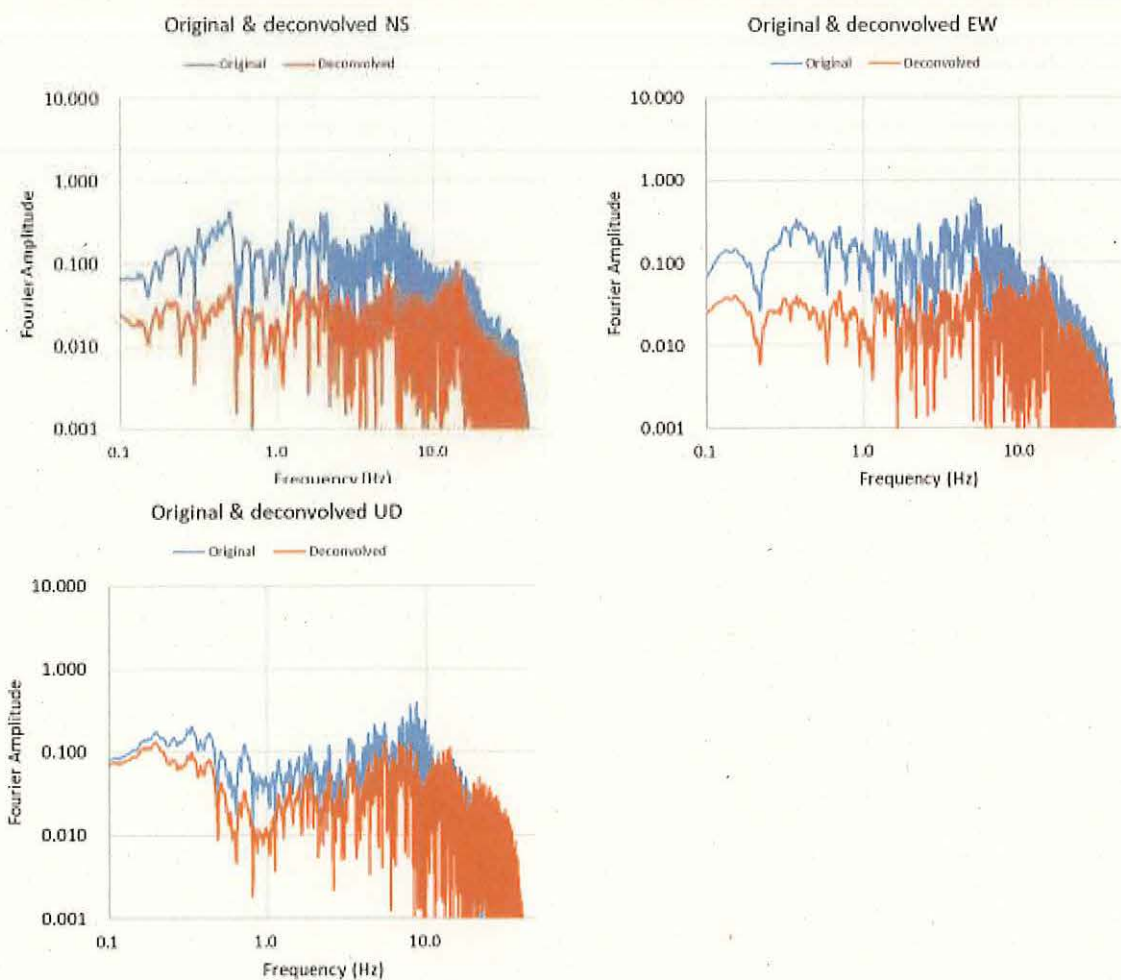


図8 剥ぎ取り前（観測）と剥ぎ取り後のフーリエ・スペクトルの比較 (KMM005)

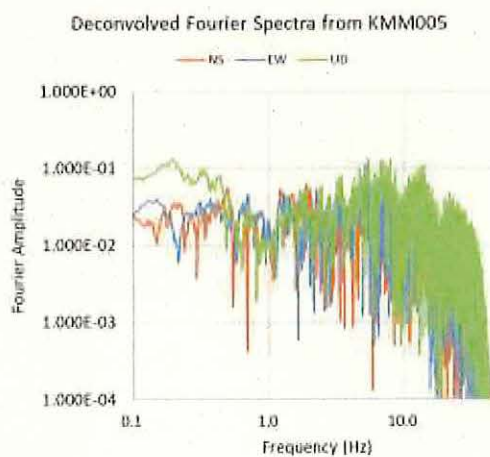


図9 剥ぎ取り後のフーリエ・スペクトルの3成分の比較(KMM005)

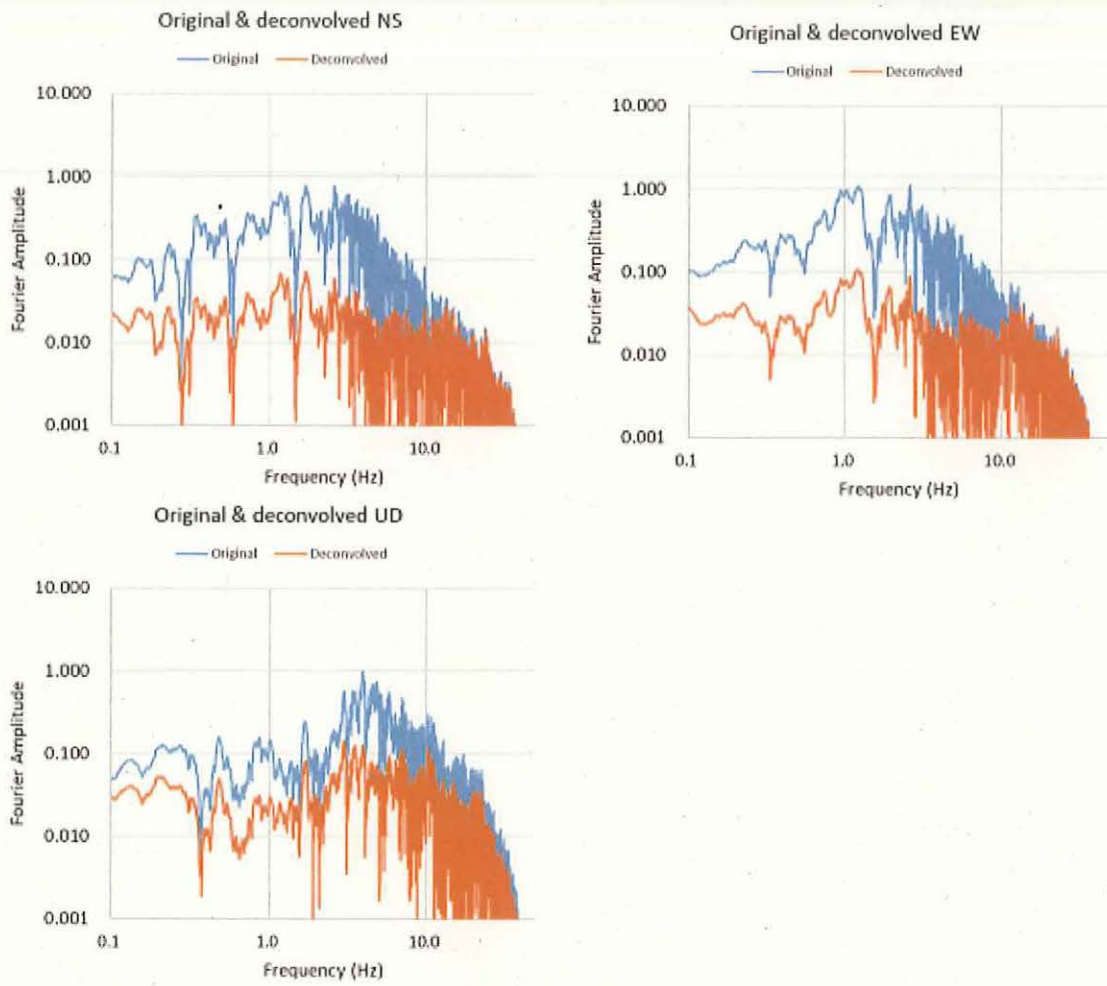


図 10 剥ぎ取り前（観測）と剥ぎ取り後のフーリエ・スペクトルの比較 (KMMH16)

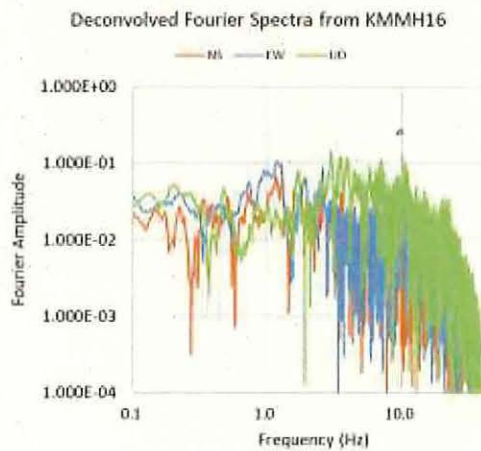


図 11 剥ぎ取り後のフーリエ・スペクトルの3成分の比較(KMMH16)

観測波のスペクトルと剥ぎ取りの結果得られた地震基盤相当の露頭波のスペクトル、および3成分の剥ぎ取り後のスペクトルを比較して示す。図10・図11には同様の比較をKiK-net観測点KMMH16に対して示す。上下動から求めた水平動基盤波のスペクトル振幅は若干大きめとなっているが、水平2成分の振幅はよく一致している。

以上の準備のもとで本震の観測波から全波サイト増幅特性を剥ぎ取った。観測波の継続時間はまちまちであるが、ここでは一律全部の波形が入るように655.36秒の継続時間を用いた。波形は気象庁の走時表と震源（発震点）距離により計算されるS波の到達時刻以降を（2秒のコサインテーパをつけて）切り出した。

九州全域のK-NET・KiK-net強震観測点を対象に、震源距離200km以内の全観測点を剥ぎ取った結果を示す。図12～14がそれで、それぞれNS成分とEW成分の距離減衰特性を示す。横軸はみかけの震源距離で縦軸はそれぞれ図12では最大加速度、図13では最大速度、図14では最大変位である。図から剥ぎ取りによって振幅が1/3から1/5に減少すること、振幅の減少に対応してばらつきも縮小することがわかる。またデータの平均値を把握するため、直線回帰した結果と指数関数で回帰した結果を示したが、その決定係数 $R^2$ も最大加速度では剥ぎ取り後の値の方が大きい。ここで決定係数 $R^2$ とは、回帰式がどの程度実態を説明できるかを示す指標の一つであり、1から0の間をとる。1に近いほど、当該回帰式はデータに対して当てはまりがよく、説明力がある（1であれば全てのデータが回帰式上に並ぶ）。

一番結果がまとまっているのは最大加速度で、剥ぎ取りの効果も明瞭であるが、速度・変位となるに従って剥ぎ取りの効果は少なくなり、 $R^2$ も観測波の方が小さくなっている。この剥ぎ取り波の方が、ばらつきが大きくなるということは、サイト増幅特性の線形関係が維持されていれば物理的には考えにくいので、震源近傍のデータには地盤の非線形性が含まれていて、弱震動の波形から求めた平均的サイト増幅特性では剥ぎ取りがうまく機能していない可能性があり、相関性を損ねている平均から大きく外れている地点、いわゆる外れ値に対する個別の検討が必要である。少なくとも同様の解析をより小さい地震動に対して実施してその妥当性を検証するか、非線形性の出現が危惧される $200\text{cm/s}^2$ 以上の観測地点を一律に取り除く等の検討が必要と考えられる。またOIT009地点が震源距離の大きい割に大きな最大加速度・最大速度を示しているが、これには大分県で本震の直後に発生した誘発地震が寄与している可能性が高く、その影響下にある観測点を取り除く必要がある。そこで以下のばらつきの解析では大分県的全データを除いて計算した。

回帰に関しては、震源距離が短いデータで頭打ちする傾向が見られるので、どちらかというところ、指数関数で回帰した方が、データへの適合度が高い結果となっている。特に加速度ではその傾向が明瞭である。これは震源距離が短

くなると最大加速度の生成に寄与している短周期発生領域への実距離が頭打ちになるためと、逆に距離の大きな地点では幾何減衰に加えて媒体の内部減衰の影響が大きくなるためと考えられる。

最後に、得られた結果の平均値に対するばらつきを評価するため、最大加速度を対象として、この回帰式からの偏差の分布を求めた。図 15・16 がその結果である。いずれも横軸は 0.1 刻みの偏差の範囲を表しており、縦軸がその頻度である。図から分布はほぼ対数正規分布となっていることがわかる。これは横軸を対数で示せば正規分布となっていることを意味し、ばらつきがランダムに生じていることを示唆している。図 15 は指数関数に対する偏差の分布で、図 16 は直線回帰に対する偏差の分布である。この分布の対数標準偏差を求めると指数回帰で 0.186、直線回帰で 0.254 となる。常数に戻すとこれは前者では 1.53 倍 / 1.53 分の 1、後者では 1.8 倍 / 1.8 分の 1 となり、通常応答スペクトルの回帰式で得られる 0.3~0.4 の対数標準偏差 (変動係数) と比べると有意に小さいことがわかる。この標準偏差には上述の外れ値が大きく寄与することから、本震と中小地震の際のサイト増幅特性に大きな違いがある観測点に対してスクリーニングを掛けることにより、これをさらに小さくすることができるものと考えられる。

上下動についても、上述のように、基準観測点が水平動と同じ地震基盤露頭波の水平成分となっているので、剥ぎ取りによって露頭波水平成分相当の波形が得られることが理論的には期待される。結果は図 12~14 に示されたように、観測波そのものよりは基盤波の水平成分に近くなっているが、上下動から逆算した値の方が水平動から逆算した値よりも大きい傾向にある。しかし、サイト増幅特性がそもそも水平動のそれに比して小さいため、逆算された基盤波のばらつきは水平動よりも小さい。同様にして求めた上下動の回帰式に対する偏差の分布を図 17・18 に示す。明らかに分布は水平動よりもまとまっている。実際に対数標準偏差を求めると、指数関数回帰式に対して 0.182、直線回帰式に対して 0.249 と得られた。常数に戻すとこれは前者では 1.52 倍 / 1.52 分の 1、後者では 1.78 倍 / 1.78 分の 1 となり、僅かに上下動から求めた場合のばらつきの方が小さいことがわかる。



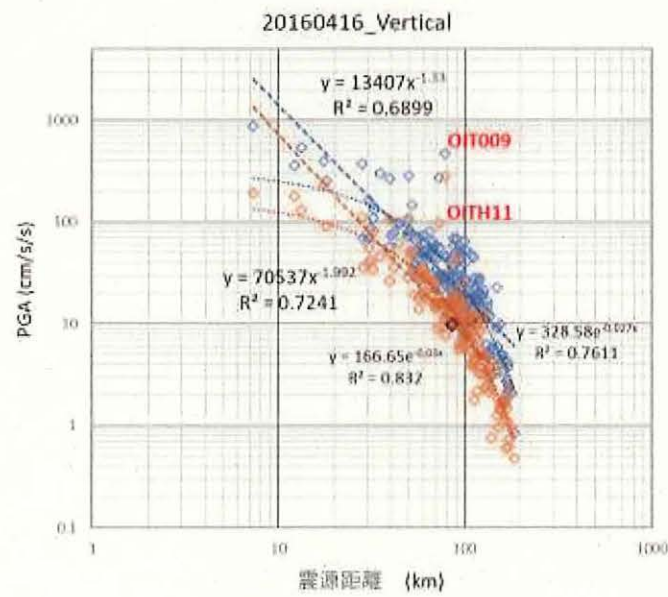
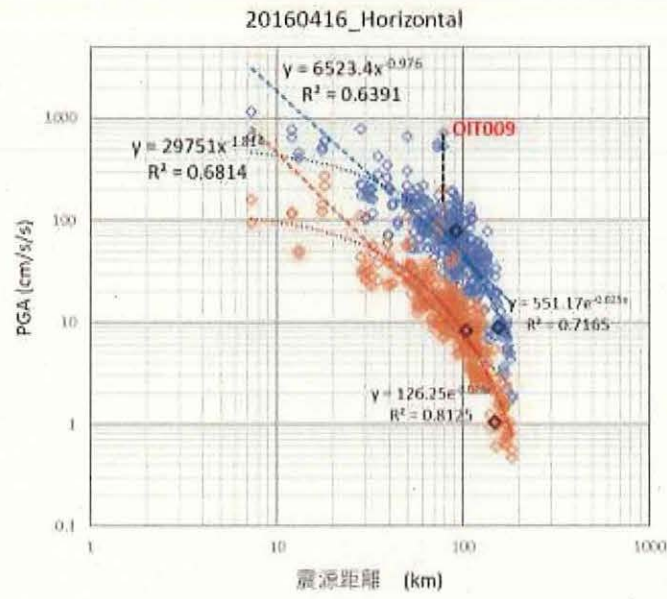


図 12 九州の観測点(200km 以内)での剥ぎ取り前後の最大加速度の距離減衰特性  
(上 : NS と EW から剥ぎ取り、下 : UD から剥ぎ取り)

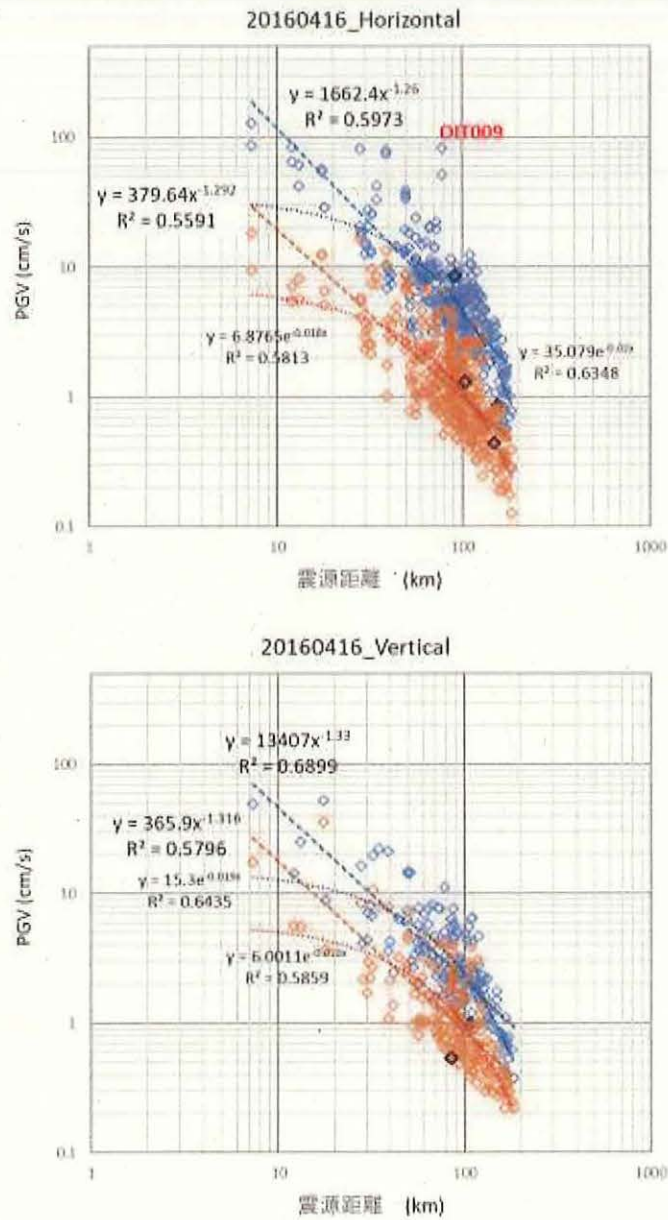


図 13 九州の観測点(200km 以内)での剥ぎ取り前後の最大速度の距離減衰特性  
(上 : NS と EW から剥ぎ取り、下 : UD から剥ぎ取り)

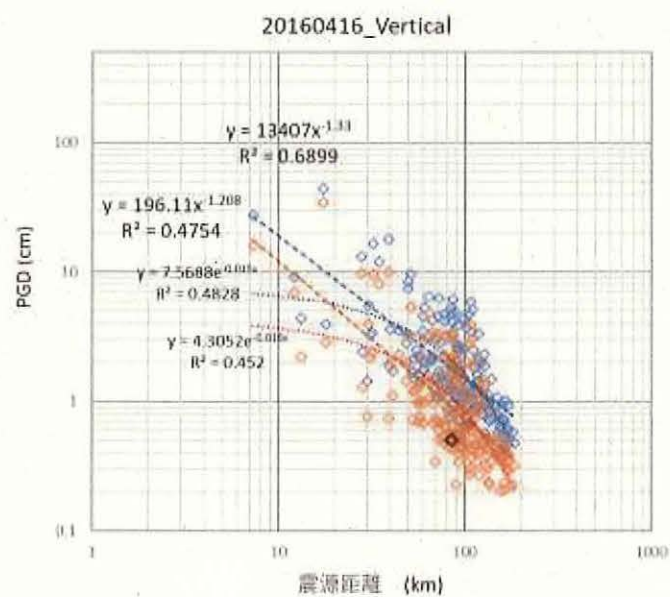
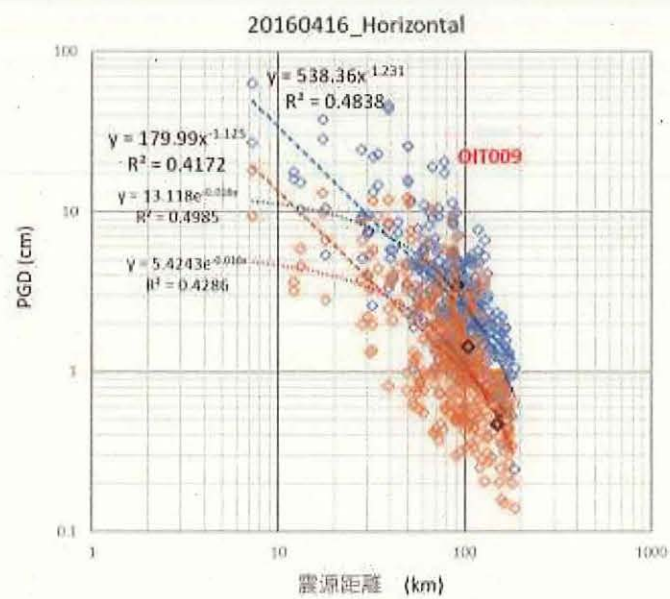


図 14 九州の観測点(200km 以内)での剥ぎ取り前後の最大変位の距離減衰特性  
(上 : NS と EW から剥ぎ取り、下 : UD から剥ぎ取り)

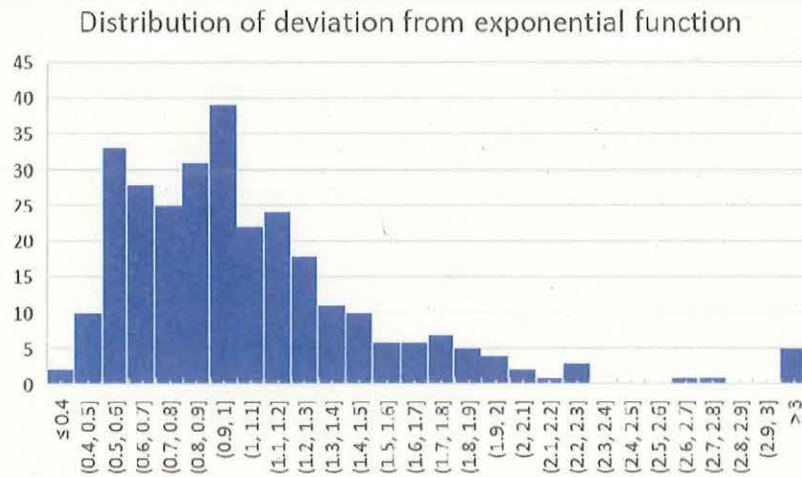


図 15 指数関数形で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.53 倍

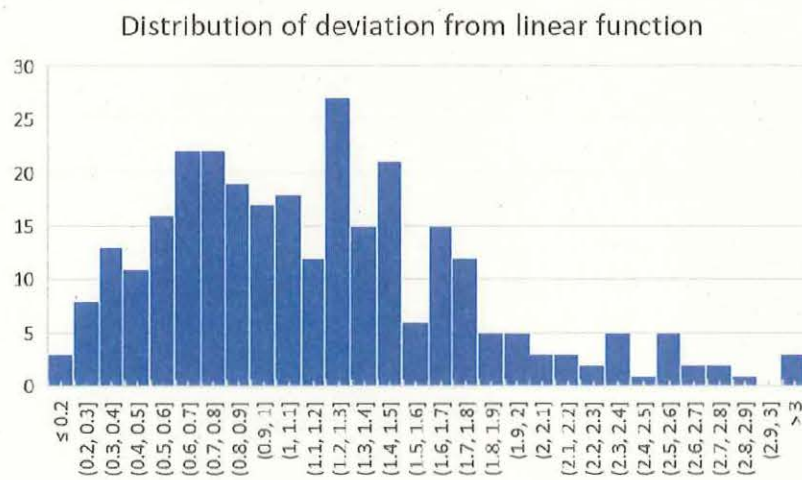


図 16 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.80 倍



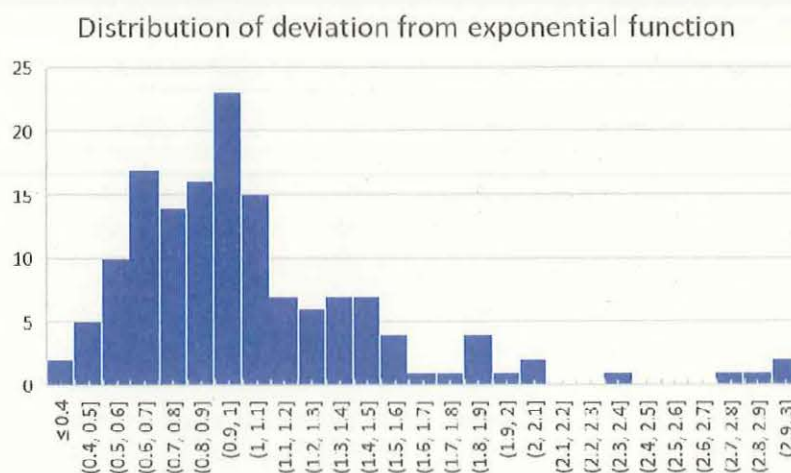


図 17 指数関数形で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.52 倍

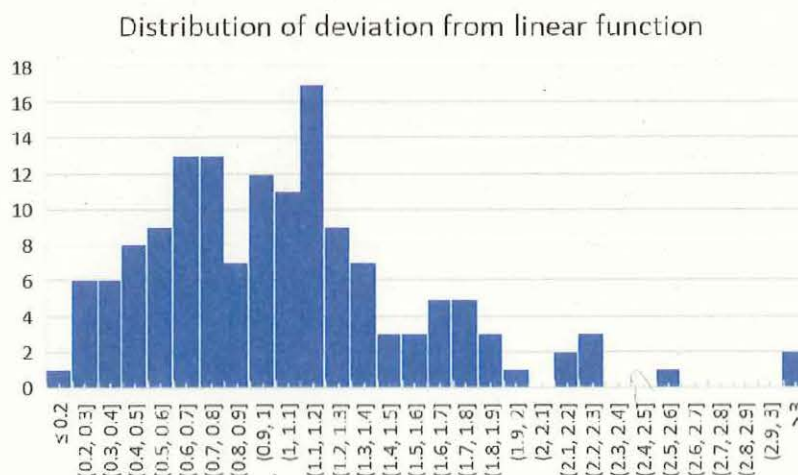


図 18 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.78 倍

### 3) 2016年熊本地震前震の解析結果

本震の剥ぎ取り解析と同様にして、弱震動の波形から求めた平均的サイト増幅特性の妥当性を検証すべく、2016年4月14日21:46に発生した熊本地震の前震（気象庁マグニチュード6.5、深さ11km）についても解析を行った。図19～21に九州全域で震源距離が200km以内の全観測点を剥ぎ取った結果を示す。本震と同じく、200km以内の全地点に対して剥ぎ取りによって最大値の振幅が大きく減少し、結果としてばらつきも減っていることが分かる。直線回帰した結果と指数関数で回帰した結果を本震と同様に示したが、その決定係数 $R^2$ は最大加速度、最大速度、最大変位全てで、剥ぎ取り後の値の方が大きくなった。決定係数の上昇を指標として見てみると、水平成分では最大速度が一番大きく、上下成分では、最大加速度が一番大きく改善している（＝ばらつきが減少している）ことがわかる。

この前震において、本震よりも剥ぎ取り結果が良好であったことは、本震において震源近傍のデータに地盤の非線形性が含まれている可能性、および継続時間の長い複雑な震源プロセスの地震動では最大値でみると必ずしも一様に補正できない可能性を示唆するものである。逆に単純な震源破壊過程を有する中規模地震からの、強い非線形性などが含まれないデータを対象とした剥ぎ取りでは、今回用いた弱震動から求めた平均サイト増幅特性による剥ぎ取りがうまく機能することを示唆していると言える。

回帰手法に関しては、最大加速度では指数回帰の方が、データに対する適合度が高く、最大速度や最大変位では直線回帰の方が、適合度が高い結果となった。

図22・23には本震と同じく、水平動最大加速度を対象として、それぞれ直線回帰式、指数回帰式からの偏差を求めた結果を示した。横軸は0.1刻みの偏差範囲を、縦軸はその頻度を示している。この分布の対数標準偏差を求めると指数回帰で0.181、直線回帰では0.212で、これを常数に戻すと前者では1.52倍/1.52分の1、後者では1.63倍/1.63分の1となり、本震より小さいことがわかる。

上下動についても、本震の部分で述べたように、基準観測点が水平動と同じ地震基盤露頭波の水平成分となっているので、剥ぎ取りによって露頭波水平成分相当の波形が得られることが期待される。結果は図19～図21に示されたように、観測波そのものよりは基盤波の水平成分にかなり近くなってはいるが、上下動から逆算した値の方が水平動から逆算した値よりも若干大きい傾向にある。求めた上下動の回帰式に対する偏差の分布を図24・図25に示す。図12～18で示した本震の場合でも、水平動のばらつきと上下動ばらつきはほぼ同程度であることが確認されているが、図19～25の前震においても水平動と上下動のばらつきは同程度である。これは即ち水平動・上下動ともに、本震よりもばらつきは小さいということである。上下動のばらつき分布

の対数標準偏差を求めると指数回帰で 0.173、直線回帰では 0.195 で、これを  
 常数に戻すと前者では 1.49 倍 / 1.49 分の 1、後者では 1.57 倍 / 1.57 分の 1 で、  
 やはり上下動の方が水平動より僅かに小さい結果となっていることがわかつ  
 た。

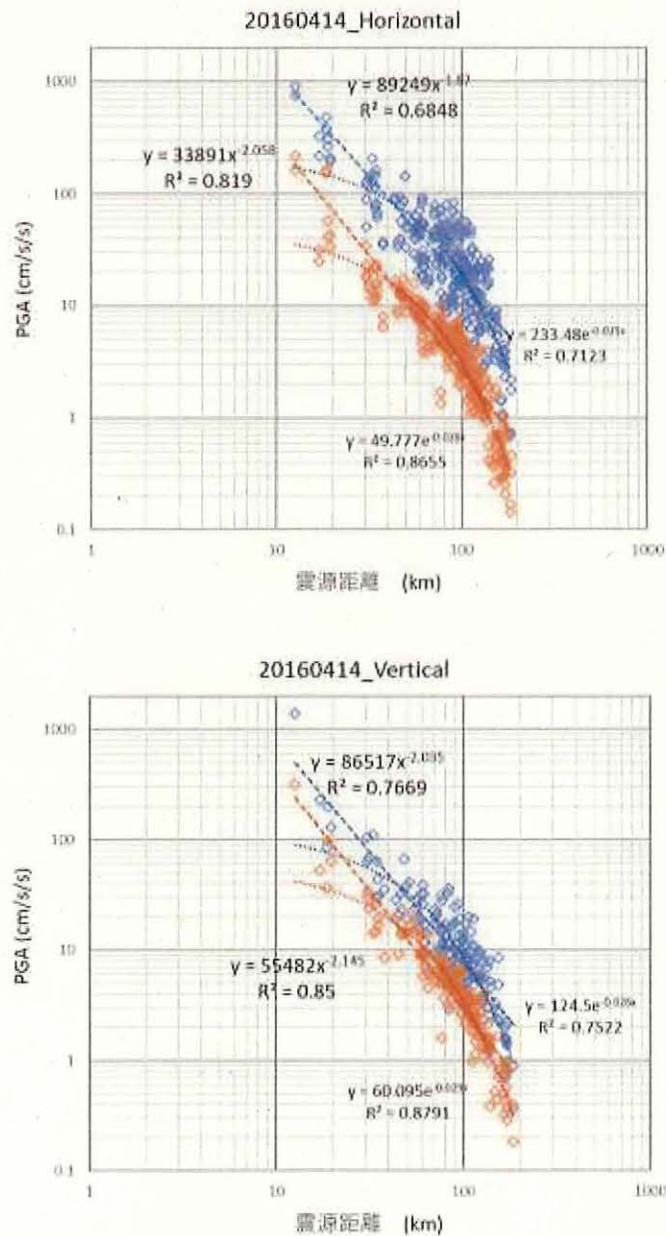


図 19 九州の観測点(200km 以内)での剥ぎ取り前後の最大加速度の距離減衰特性  
 (上: NS と EW から剥ぎ取り、下: UD から剥ぎ取り)

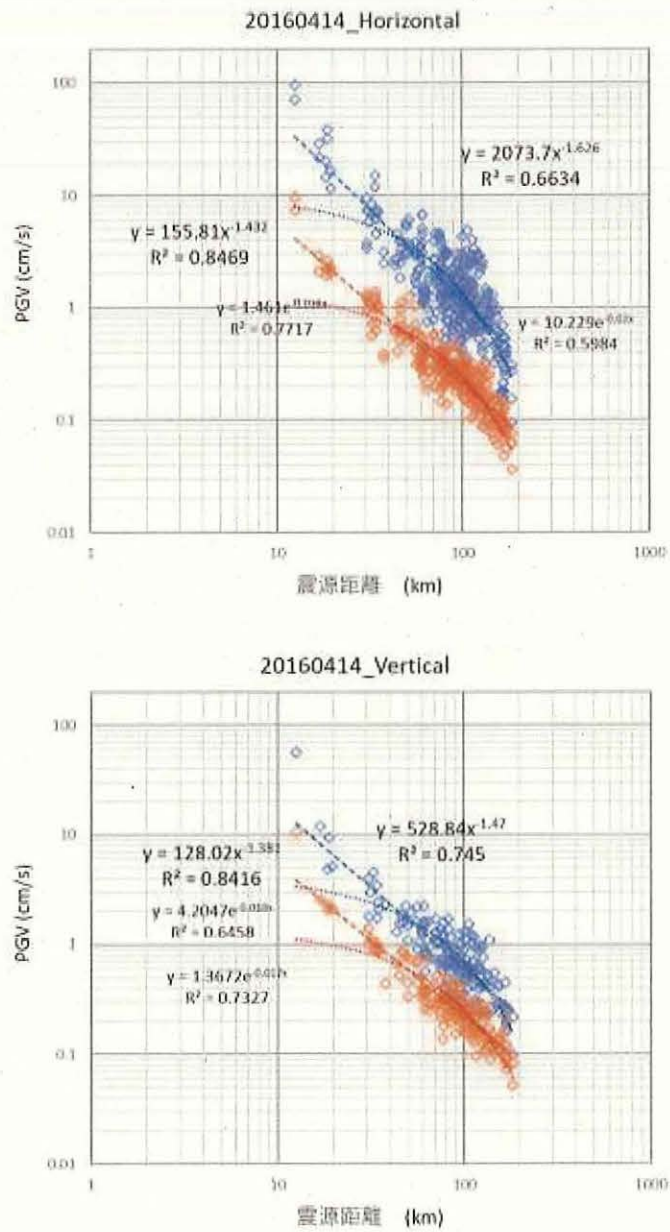


図 20 九州の観測点(200km 以内)での剥ぎ取り前後の最大速度の距離減衰特性  
 (上 : NS と EW から剥ぎ取り、下 : UD から剥ぎ取り)



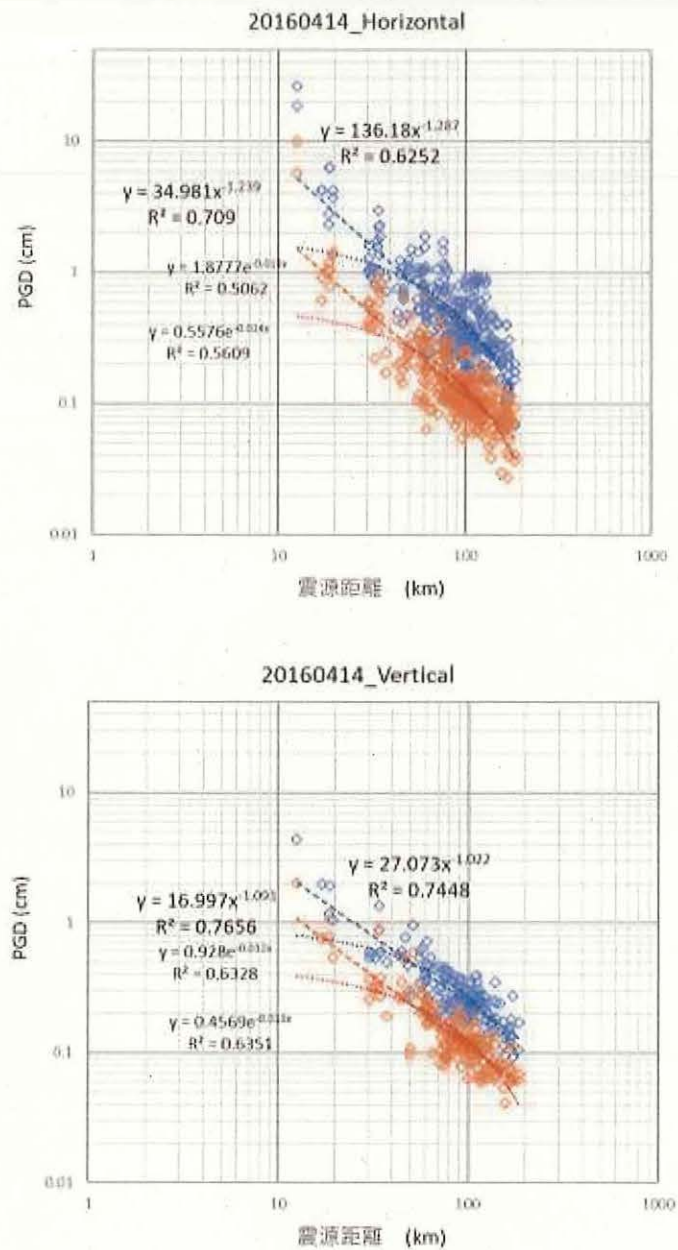


図 21 九州の観測点(200km 以内)164 地点の剥ぎ取り前後の最大変位の距離減衰特性

(上 : NS と EW から剥ぎ取り、下 : UD から剥ぎ取り)

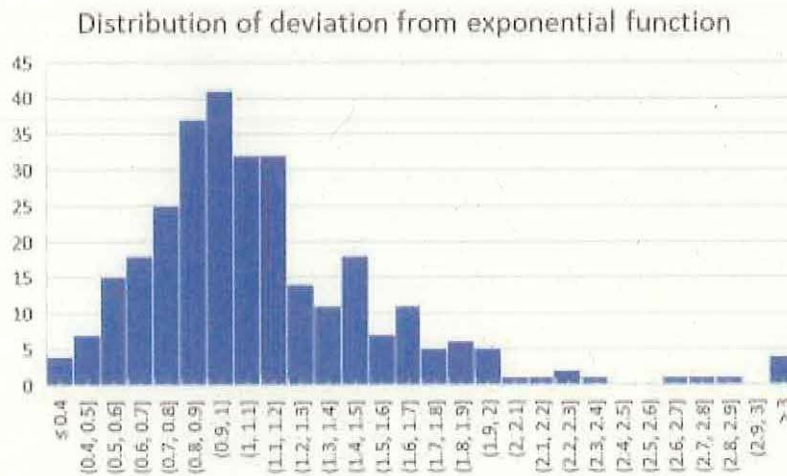


図 22 指数関数形で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.52 倍

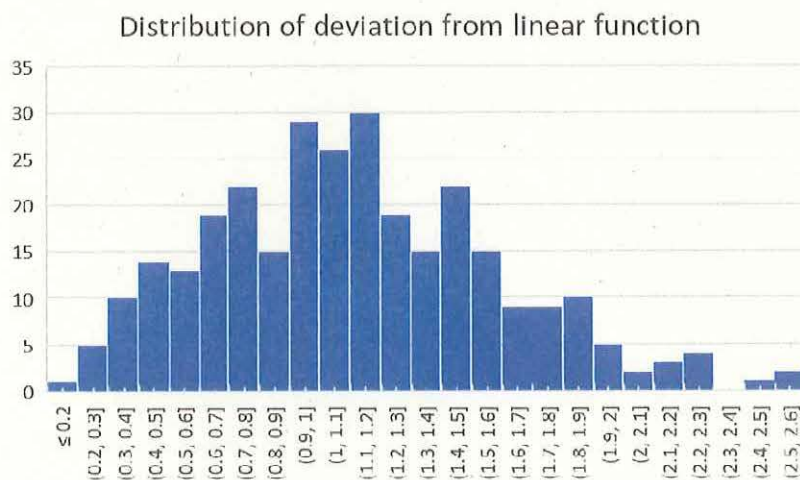


図 23 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.63 倍

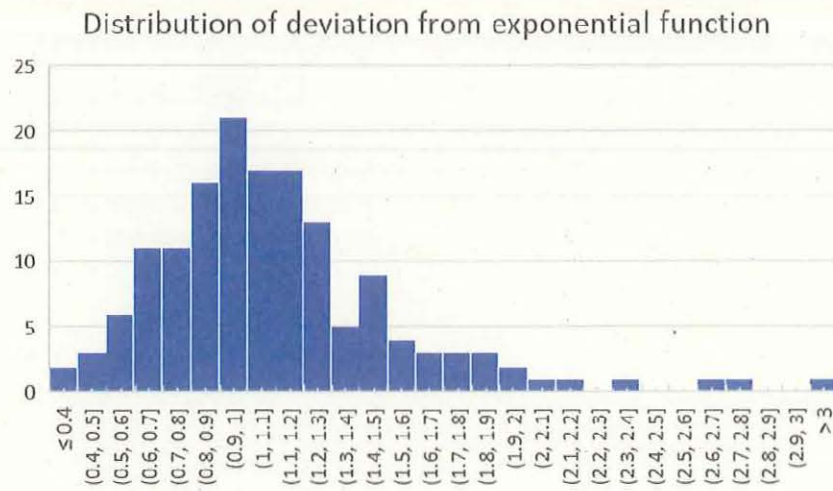


図 24 指数関数形で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.49 倍

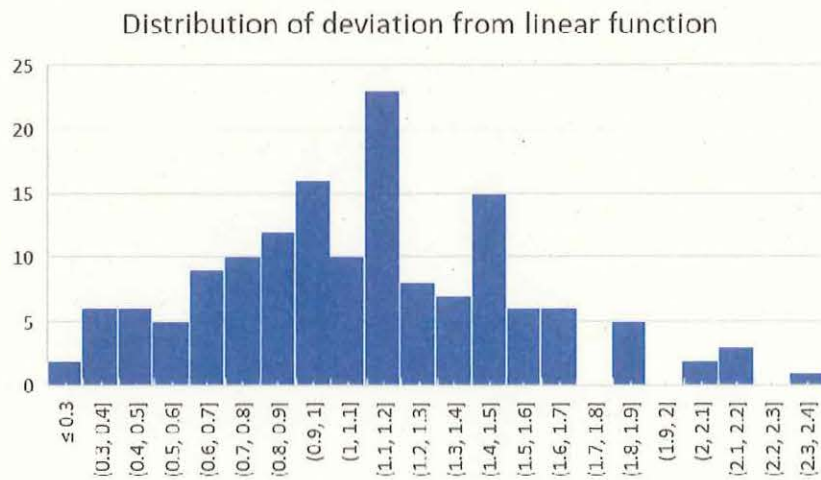


図 25 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.57 倍

#### 4) 2016年鳥取県中部地震の解析結果

2016年10月21日14:07に鳥取県の中部を震源とするマグニチュード6.6（気象庁M）の横ずれ断層地震が発生した。震源深さは10kmであった。この地震についても同様にばらつき評価のために全波サイト特性をフーリエ・スペクトルから剥ぎ取り、地震基盤波にして分析を加えた。

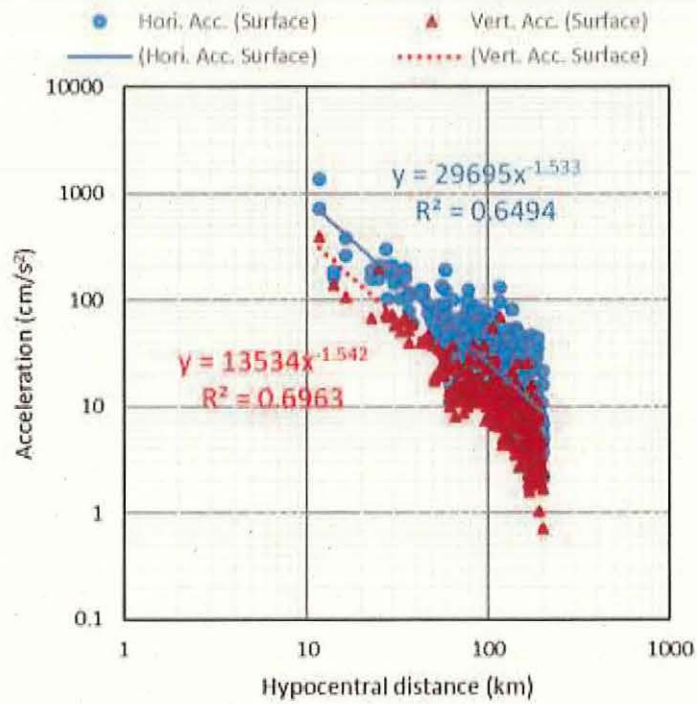
図26～28に震源距離が200km以内にある全観測点を剥ぎ取った結果（下）を剥ぎ取る前の地表面観測波（上）と比較して示す。順に最大加速度PGA、最大速度PGV、最大変位PGDの結果である。青色は水平成分（NS・EW成分を同時に表示）であり、赤色はUD成分である。直線はそれぞれに対して両対数軸上で直線回帰した結果を、図中の数値はその回帰式と決定係数 $R^2$ を示す。

最大変位を除き、剥ぎ取りによって最大値の振幅が大きく減少し、結果としてばらつきも減っていること、剥ぎ取り結果では水平成分から剥ぎ取ったものと上下成分から剥ぎ取ったものの差が観測値の両者の差よりも小さく、特に最大加速度ではほぼ一致していることが分かる。最大加速度・最大速度の剥ぎ取り前後の平均的な倍率は水平動で約5倍と3倍、上下動で約2倍と1倍となっている。つまり上下動の最大速度は剥ぎ取りによって大きく変化していない（がばらつきは減っている）。

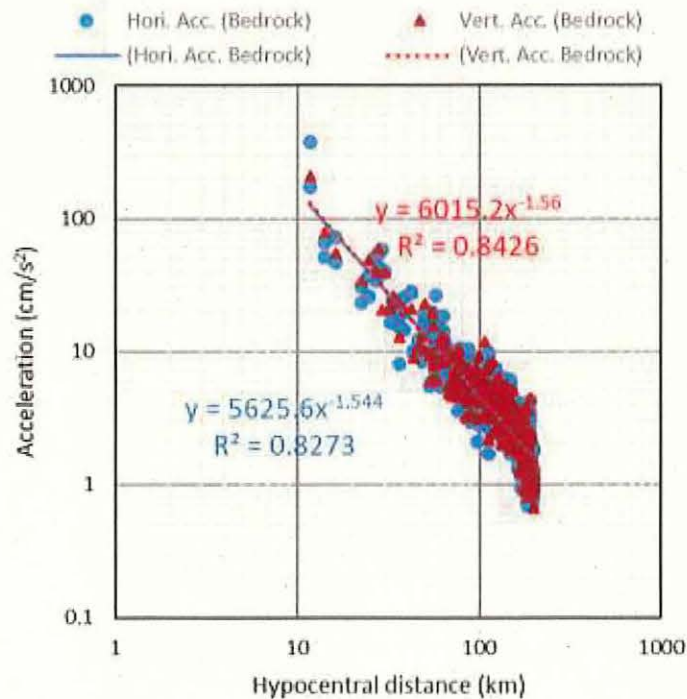
最大変位の場合は剥ぎ取りによってばらつきは減っているが、回帰式の係数は剥ぎ取り前後で大きくは変わらず、その結果水平から剥ぎ取った結果と上下から剥ぎ取った結果は乖離したままとなっている。これはこの地震では震源から200km以内の観測点に長周期域で大きな増幅が見られる地点が少なく、全波サイト特性を補正しても変位には大きな寄与はなかったためではないかと推察される。距離の関数としてみるとこの地震では両対数軸表示での直線性が高いので直線回帰した結果のみを示す。その決定係数 $R^2$ は最大加速度、最大速度、最大変位全てで、剥ぎ取り後の値の方が大きくなった。決定係数の上昇を指標として見てみると、水平成分では最大加速度が一番大きく、上下成分では、最大速度が一番大きく改善している（＝ばらつきが減少している）ことがわかる。

図29・30には、水平動と上下動の剥ぎ取り波の最大加速度を対象として、それぞれ直線回帰式からの偏差を求めた結果を示した。この分布の対数標準偏差を求めると0.164と0.160で、これを常数に戻すと前者では1.46倍/1.46分の1、後者では1.45倍/1.45分の1となり、かなり小さいことがわかった。



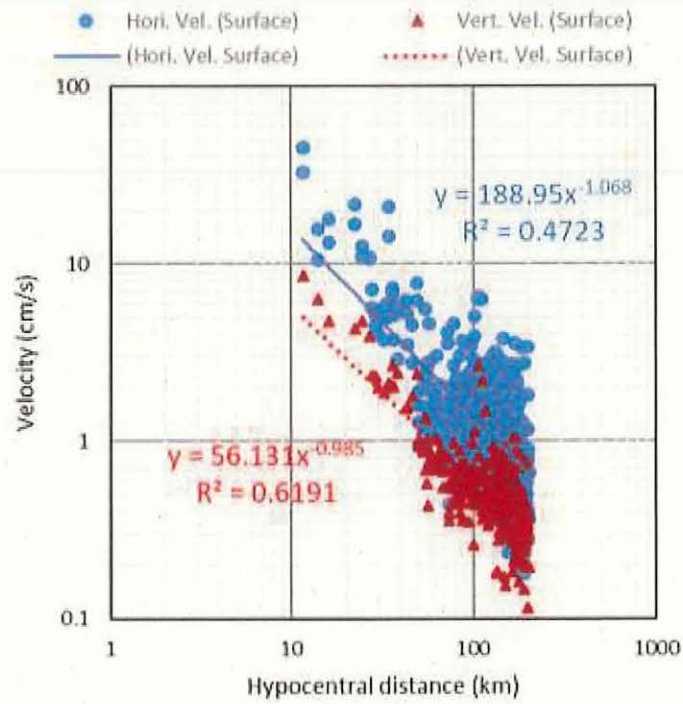


(a) 観測波の最大加速度の距離減衰

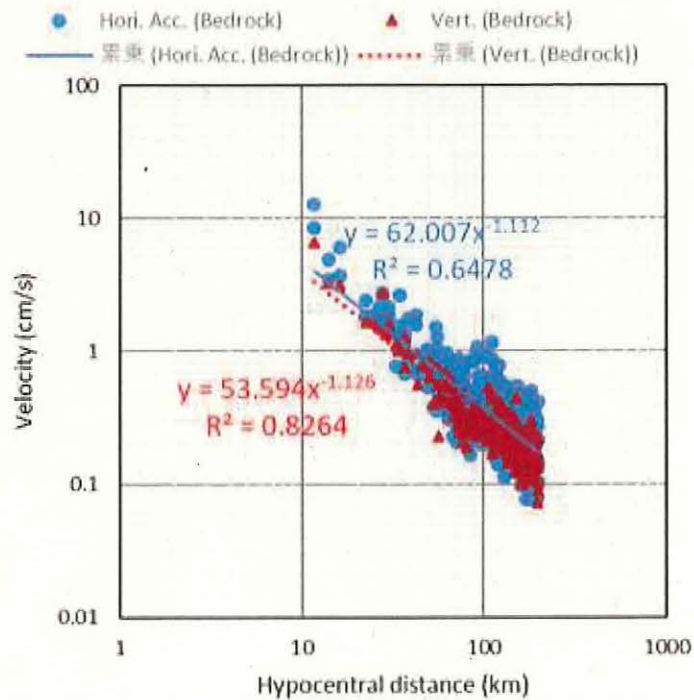


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大加速度の距離減衰

図 26 2016 年鳥取県中部地震の最大加速度距離減衰特性

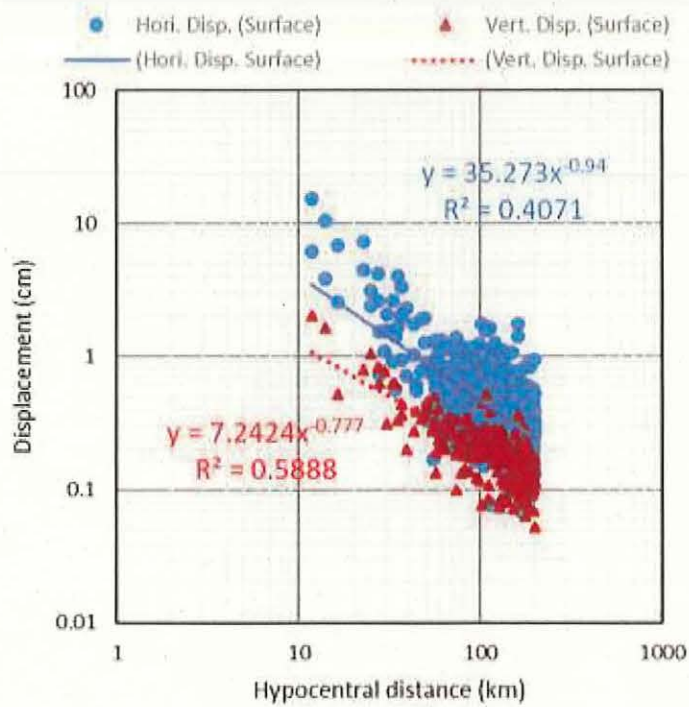


(a) 観測波の最大速度の距離減衰

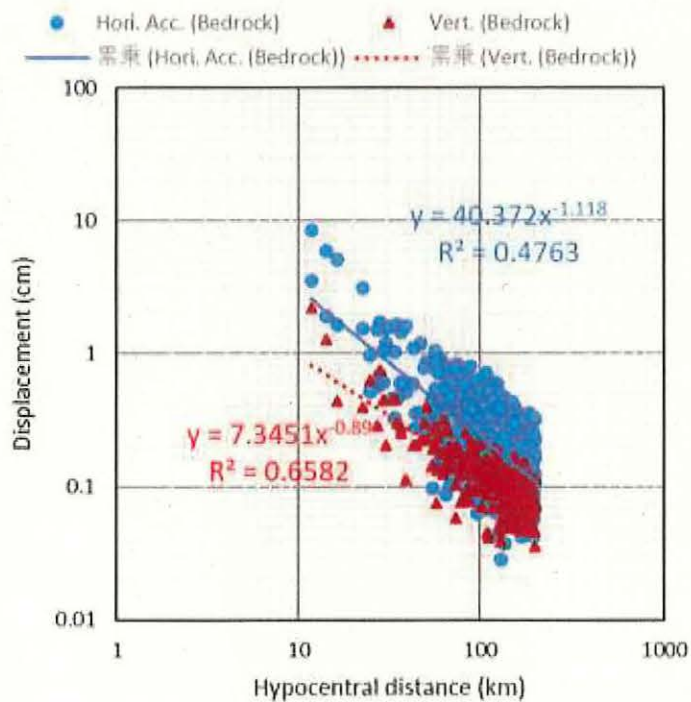


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大速度の距離減衰

図 27 2016 年鳥取県中部地震の最大速度距離減衰特性



(a) 観測波の最大変位の距離減衰



(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大変位の距離減衰

図 28 2016 年鳥取県中部地震の最大変位距離減衰特性

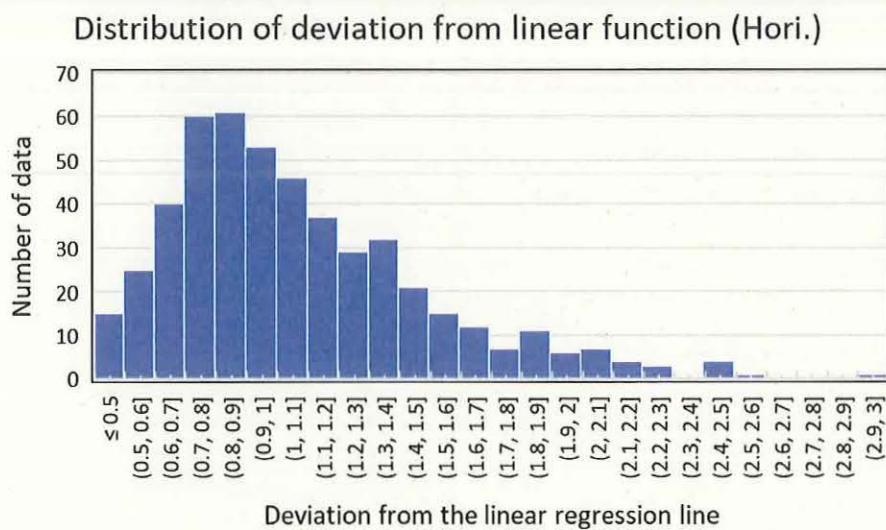


図 29 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.46 倍

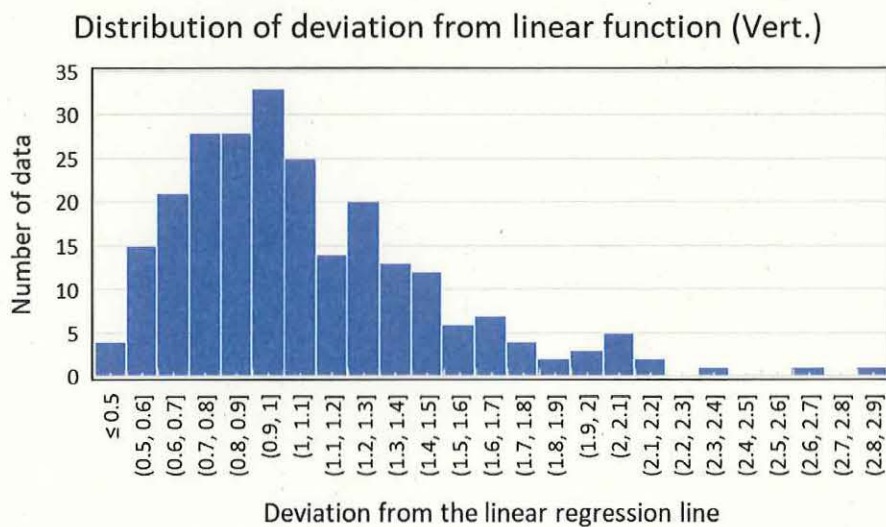


図 30 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.45 倍



## 5) 2014年長野県北部地震の解析結果

2014年11月22日22:08に長野県北部の糸魚川・静岡構造線沿いの活断層の一部、神城断層セグメントを震源とするマグニチュード6.7(気象庁M)の地震が発生した。震源深さは5kmであった。この地震についても同様に全波サイト特性をフーリエ・スペクトルから剥ぎ取り、地震基盤波にして分析を加えた。

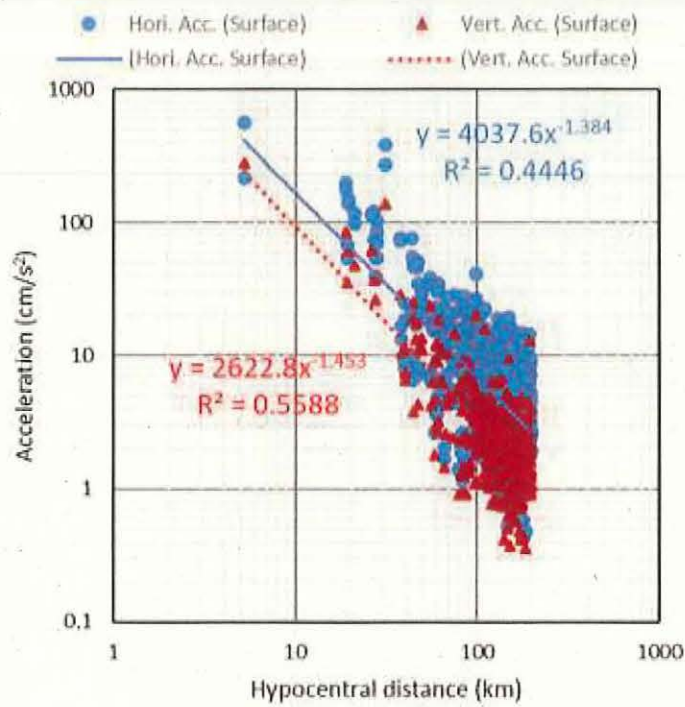
図31~33に震源距離が200km以内にある全観測点を剥ぎ取った結果(下)を剥ぎ取る前の地表面観測波(上)と比較して示す。順に最大加速度PGA、最大速度PGV、最大変位PGDの結果である。青色は水平成分(NS・EW成分を同時に表示)であり、赤色はUD成分である。直線はそれぞれに対して両対数軸上で直線回帰した結果を、図中の数値はその回帰式と決定係数 $R^2$ を示す。

いずれの場合も剥ぎ取りによって最大値の振幅が大きく減少し、結果としてばらつきも減っていること、剥ぎ取り結果では水平成分から剥ぎ取ったものと上下成分から剥ぎ取ったものの差が観測値の両者の差よりも小さく、特に最大加速度ではほぼ一致していることが分かる。最大加速度・最大速度の剥ぎ取り前後の平均的な倍率は水平動でどちらも約5倍、上下動でもどちらも約3倍となっている。最大変位の場合にはどちらも約3倍となっている。

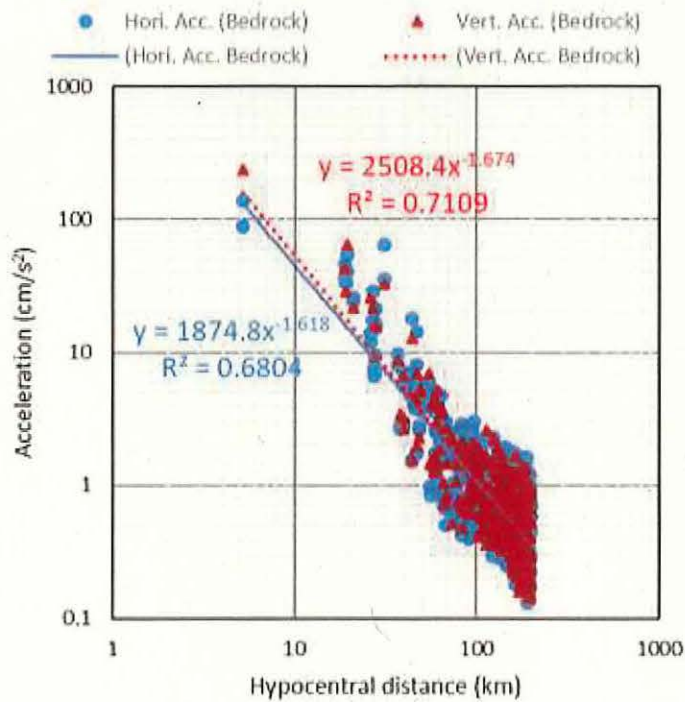
最大変位の場合は鳥取県西部地震とは逆に、観測値の水平動と上下動の振幅に大きな差がなく、剥ぎ取りによる倍率にも差がないので、水平から剥ぎ取った結果と上下から剥ぎ取った結果もほぼ同じ値となっている。変位振幅が長周期域で決まっているとすると、全波サイト特性の補正で振幅が3分の1になるというのは大きすぎる感があり、詳細な検討を要する。

この地震も距離の関数としてみると両対数軸表示での直線性が高いので直線回帰した結果のみを示す。その決定係数 $R^2$ は最大加速度、最大速度、最大変位全てで、剥ぎ取り後の値の方が大きくなった。決定係数の上昇を指標として見てみると、水平成分では最大速度が一番大きく向上しており、上下成分では最大加速度・最大速度は同程度に改善している(=ばらつきが減少している)ことがわかる。

図34・35には、水平動と上下動の剥ぎ取り波の最大加速度を対象として、それぞれ直線回帰式からの偏差を求めた結果を示した。この分布の対数標準偏差を求めると0.250と0.247で、これを常数に戻すと前者では1.78倍/1.78分の1、後者では1.76倍/1.76分の1となり、鳥取県中部地震よりは大きいことがわかった。

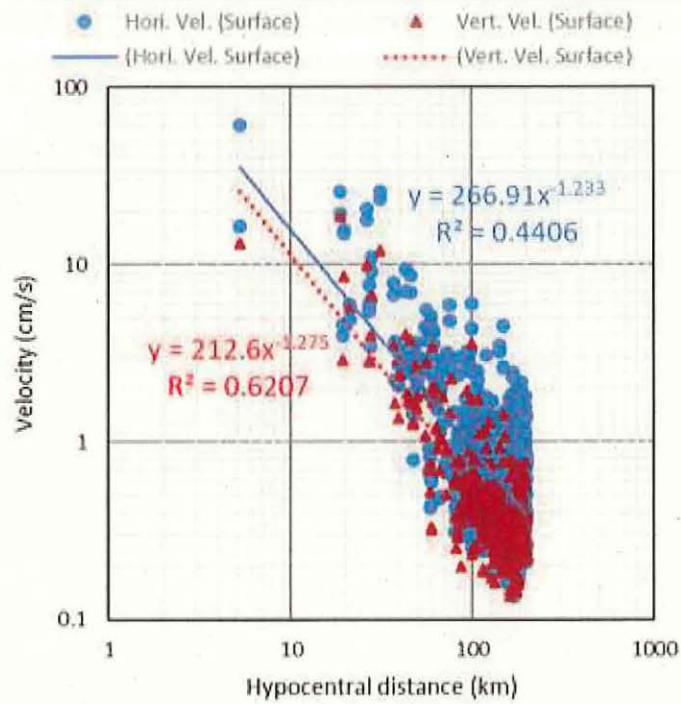


(a) 観測波の最大加速度の距離減衰

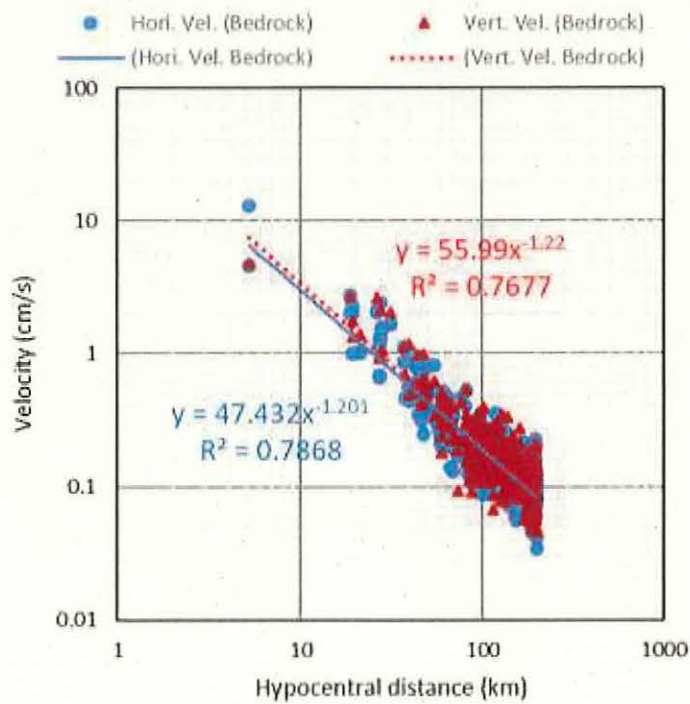


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大加速度の距離減衰

図 31 2014 年長野県北部地震の最大加速度距離減衰特性

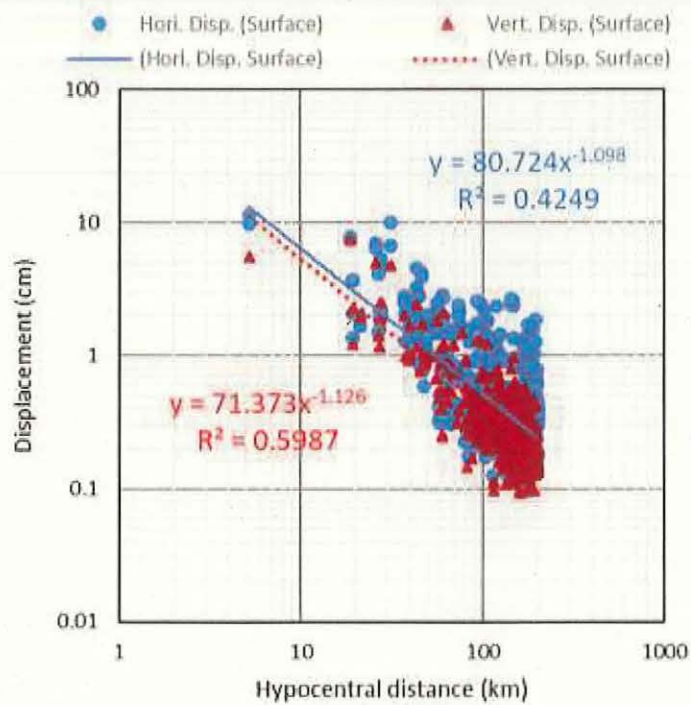


(a) 観測波の最大速度の距離減衰

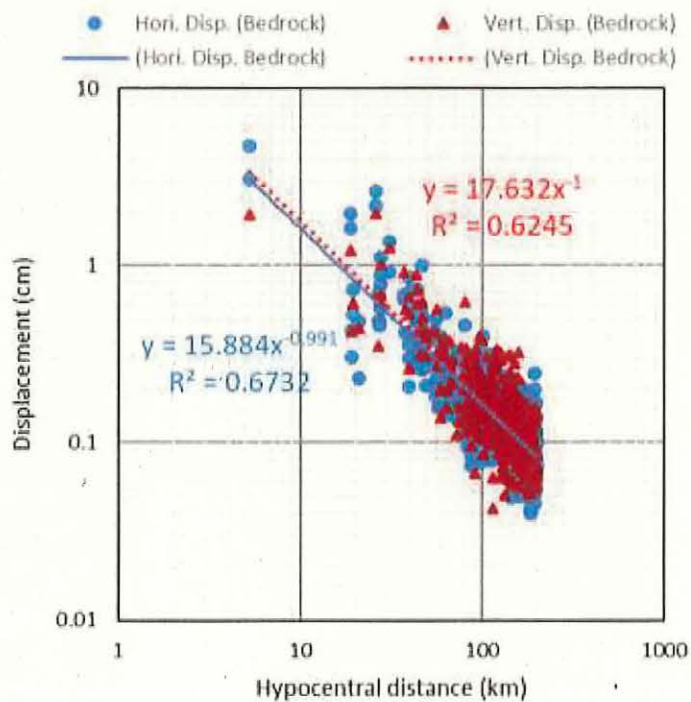


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大速度の距離減衰

図 32 2014 年長野県北部地震の最大速度距離減衰特性



(a) 観測波の最大変位の距離減衰



(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大変位の距離減衰

図 33 2014 年長野県北部地震の最大変位距離減衰特性



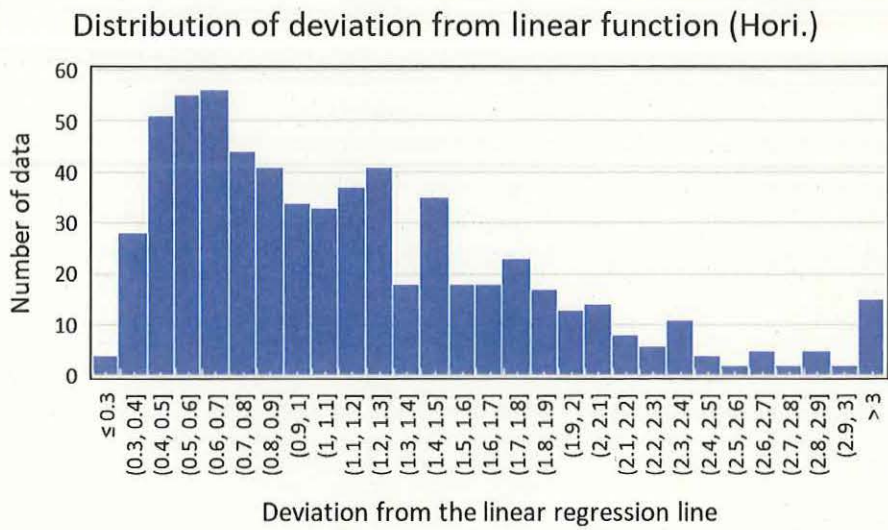


図 34 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.78 倍

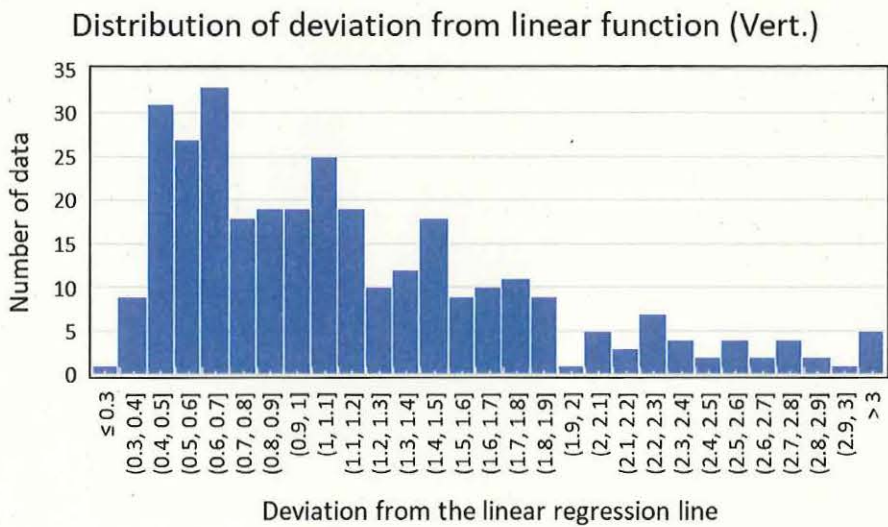


図 35 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.76 倍

## 6) 2011年福島県浜通り地震の解析結果

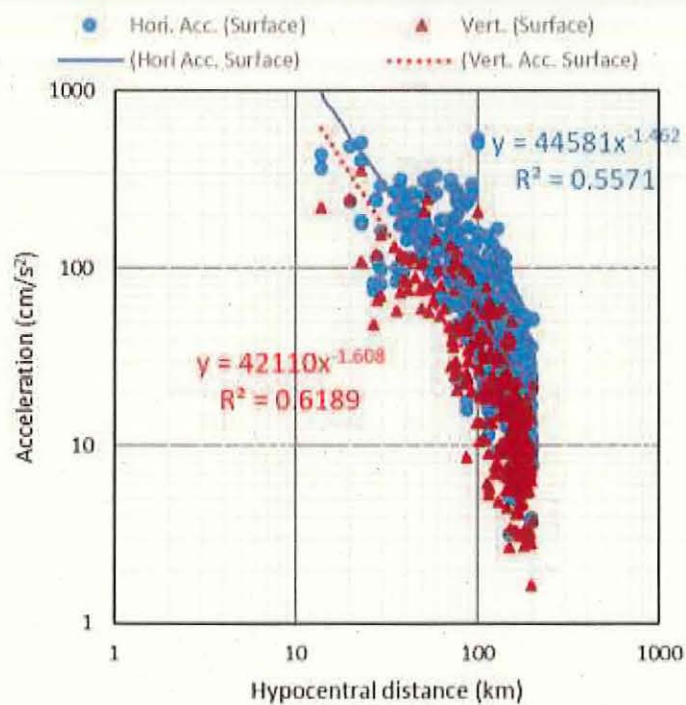
2011年4月11日17:16に福島県浜通りを震源とするマグニチュード7.0(気象庁M)の正断層地震が発生した。震源深さは6kmであった。この地震は2011年東北地方太平洋沖地震の誘発地震と考えられている。この地震についても同様に全波サイト特性をフーリエ・スペクトルから剥ぎ取り、地震基盤波にして分析を加えた。

図36~38に震源距離が200km以内にある全観測点を剥ぎ取った結果(下)を剥ぎ取る前の地表面観測波(上)と比較して示す。順に最大加速度PGA、最大速度PGV、最大変位PGDの結果である。青色は水平成分(NS・EW成分を同時に表示)であり、赤色はUD成分である。直線はそれぞれに対して両対数軸上で直線回帰した結果を、図中の数値はその回帰式と決定係数 $R^2$ を示す。

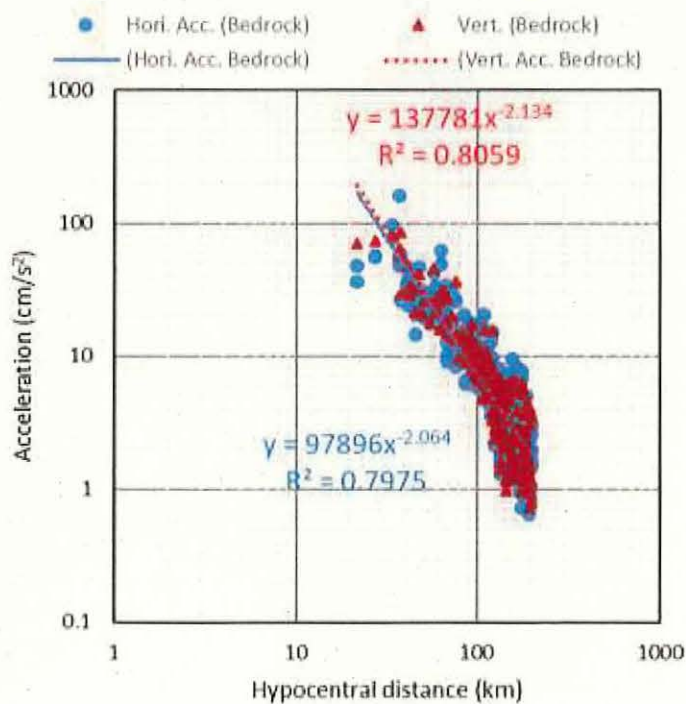
いずれの場合も剥ぎ取りによって最大値の振幅が大きく減少し、結果としてばらつきも減っていること、剥ぎ取り結果では水平成分から剥ぎ取ったものと上下成分から剥ぎ取ったものの差が観測値の両者の差よりも小さく、特に最大加速度ではほぼ一致していることが分かる。最大加速度・最大変位の剥ぎ取り前後の平均的な倍率は水平動で約3倍、上下動で約1.5倍となっている。一方、最大速度の場合には約5倍となっており、倍率が大きい。

この地震も距離の関数としてみると両対数軸表示での直線性が高いので直線回帰した結果のみを示す。その決定係数 $R^2$ は最大加速度、最大速度、最大変位全てで、剥ぎ取り後の値の方が大きくなった。決定係数の上昇を指標として見てみると、水平成分では最大速度が一番大きく向上しており、上下成分でも最大速度が一番大きく改善している(=ばらつきが減少している)ことがわかる。

図39・40には、水平動と上下動の剥ぎ取り波の最大加速度を対象として、それぞれ直線回帰式からの偏差を求めた結果を示した。この分布の対数標準偏差を求めると0.236と0.227で、これを常数に戻すと前者では1.72倍/1.72分の1、後者では1.68倍/1.68分の1となり、小さめであることがわかった。

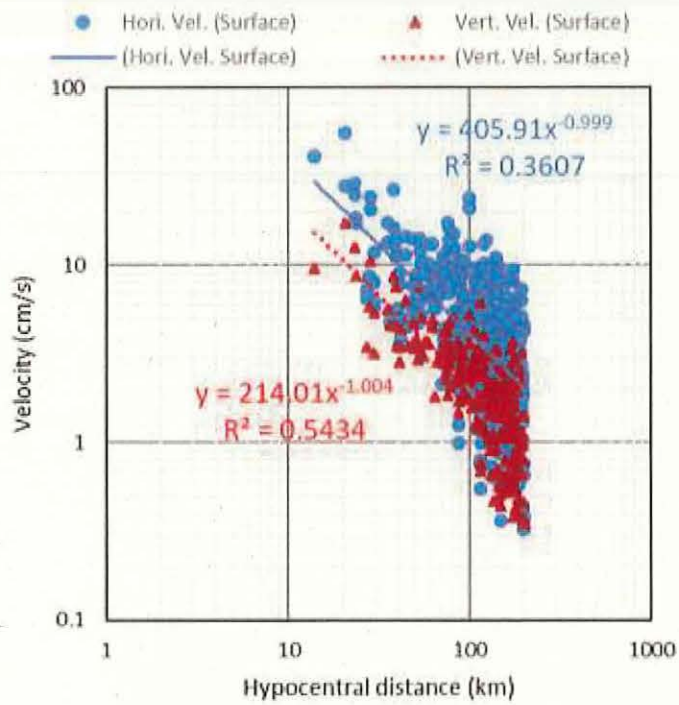


(a) 観測波の最大加速度の距離減衰

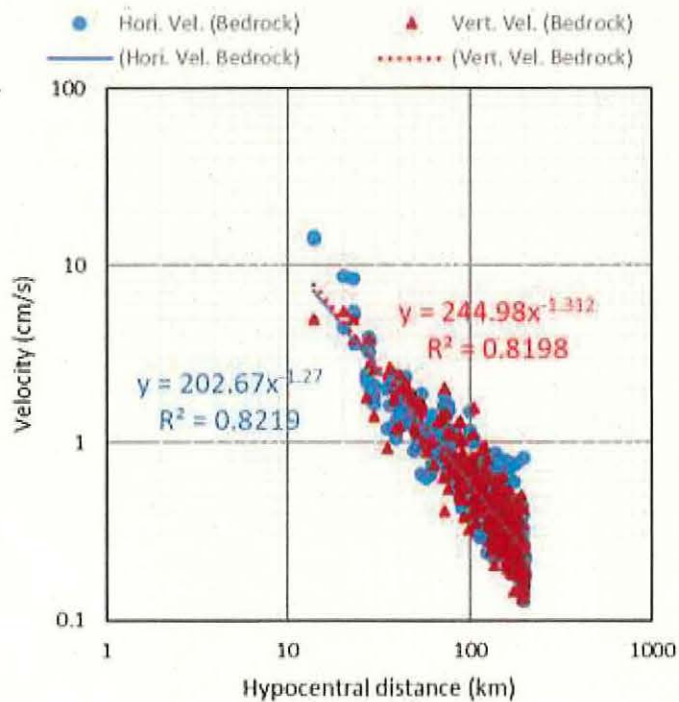


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大加速度の距離減衰

図 36 2011 年福島県浜通り地震の最大加速度距離減衰特性



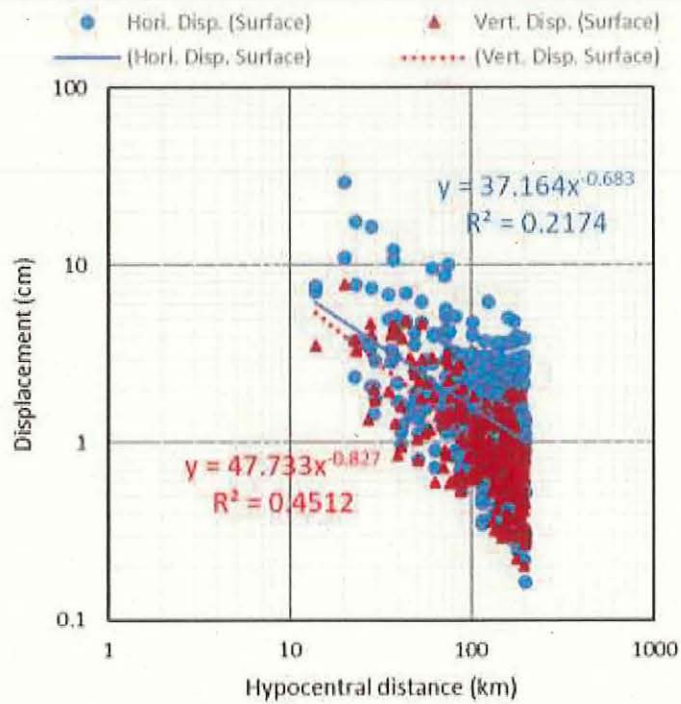
(a) 観測波の最大速度の距離減衰



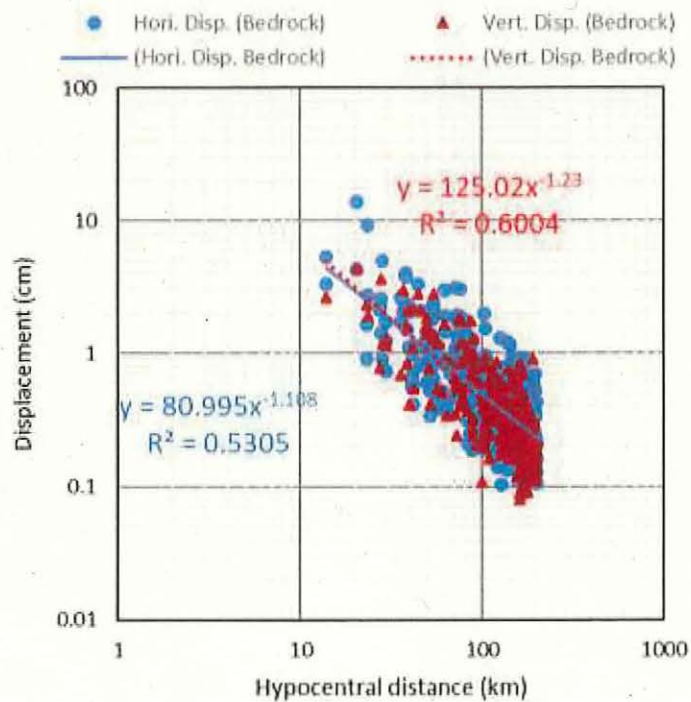
(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大速度の距離減衰

図 37 2011 年福島県浜通り地震の最大速度距離減衰特性





(a) 観測波の最大変位の距離減衰



(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大変位の距離減衰

図 38 2011 年福島県浜通り地震の最大変位距離減衰特性

Distribution of deviation from linear function (Hori.)

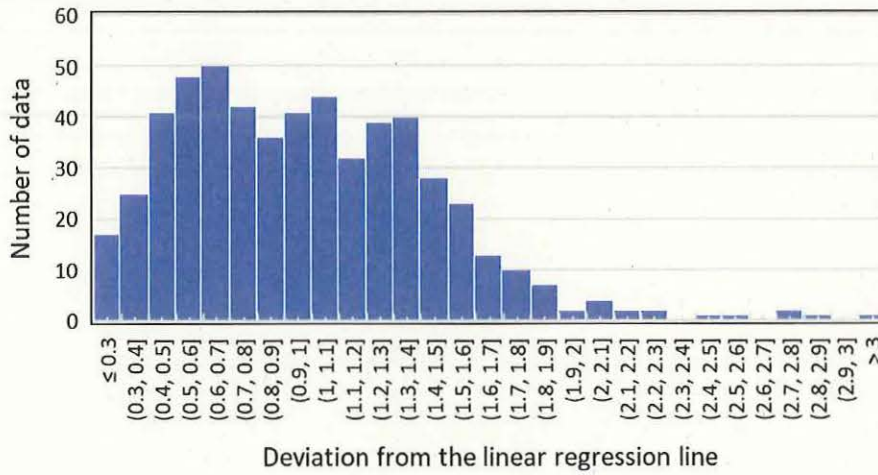


図 39 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.72 倍

Distribution of deviation from linear function (Vert.)

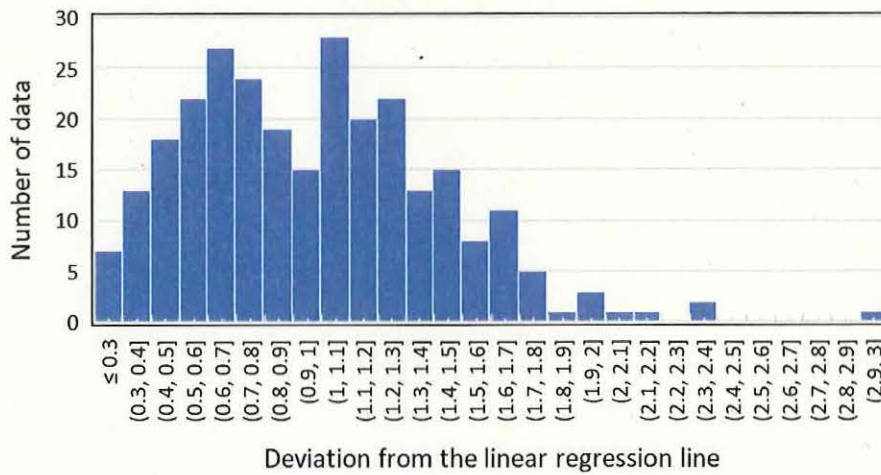


図 40 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.68 倍

## 7) 2007年能登半島沖地震の解析結果

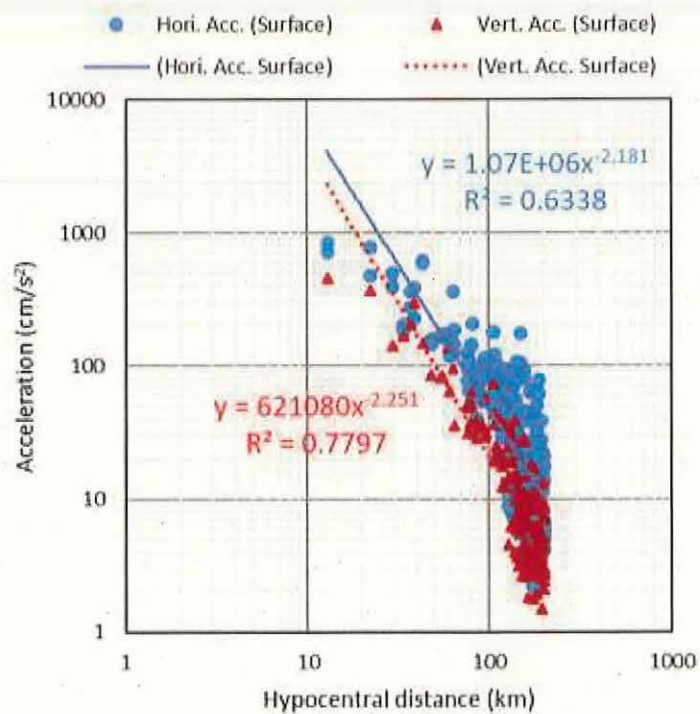
2007年3月25日09:42に能登半島沖を震源とするマグニチュード6.9(気象庁M)の正断層地震が発生した。震源深さは11kmであった。この地震についても同様に全波サイト特性をフーリエ・スペクトルから剥ぎ取り、地震基盤波にして分析を加えた。

図41~43に震源距離が200km以内にある全観測点を剥ぎ取った結果(下)を剥ぎ取る前の地表面観測波(上)と比較して示す。順に最大加速度PGA、最大速度PGV、最大変位PGDの結果である。青色は水平成分(NS・EW成分を同時に表示)であり、赤色はUD成分である。直線はそれぞれに対して両対数軸上で直線回帰した結果を、図中の数値はその回帰式と決定係数 $R^2$ を示す。

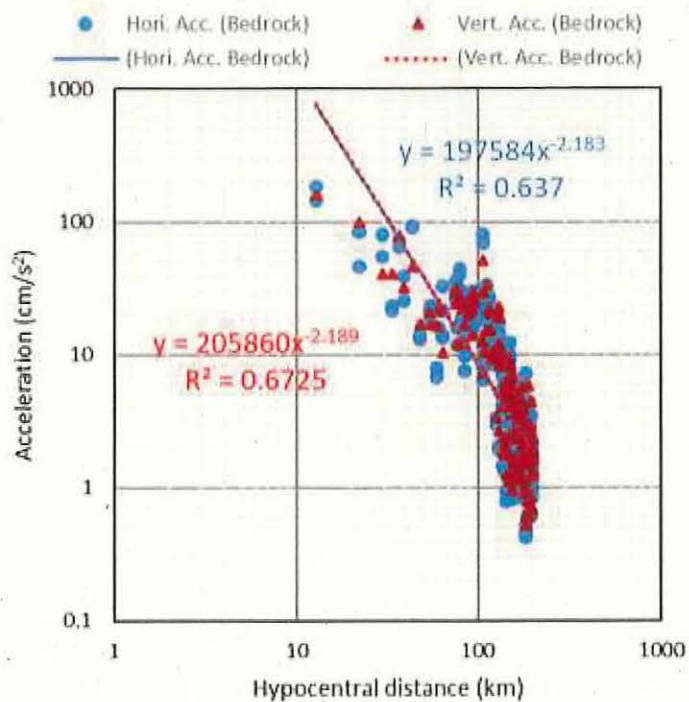
いずれの場合も剥ぎ取りによって最大値の振幅が大きく減少したが、この地震の場合は特殊で、観測波のばらつきが非常に少なく、剥ぎ取りによってばらつきは増えている場合が多い。しかし剥ぎ取り結果では水平成分から剥ぎ取ったものと上下成分から剥ぎ取ったものの差が観測値の両者の差よりも小さくなっていることは他の地震と同じであり、特に最大加速度ではほぼ一致している。最大加速度・最大速度の剥ぎ取り前後の平均的な倍率は水平動で約5~6倍、上下動で約3倍となっており、この倍率は他の地震に比して大き目である。一方、最大変位の場合には水平動で約3倍、上下動では約1.5倍となっている。

この地震の場合最大加速度だけは距離の関数としては指数関数的に上に凸の減少傾向を示しているが、最大速度・最大変位では他の地震同様に両対数軸表示での直線性が高いので、ここでも直線回帰した結果のみを示す。その決定係数 $R^2$ は最大加速度、最大速度、最大変位全てで、剥ぎ取り後の値の方がほぼ同じか小さくなっている。すなわち剥ぎ取りによって最大値の絶対値は小さくなったが、ばらつきは増大したということである。

図44・45には、水平動と上下動の剥ぎ取り波の最大加速度を対象として、それぞれ直線回帰式からの偏差を求めた結果を示した。この分布の対数標準偏差を求めると0.330と0.306で、これを常数に戻すと前者では2.14倍/2.14分の1、後者では2.02倍/2.02分の1となり、他の地震に比べて大き目であることがわかった。図の偏差の分布もきれいな対数正規分布にはなっていない。



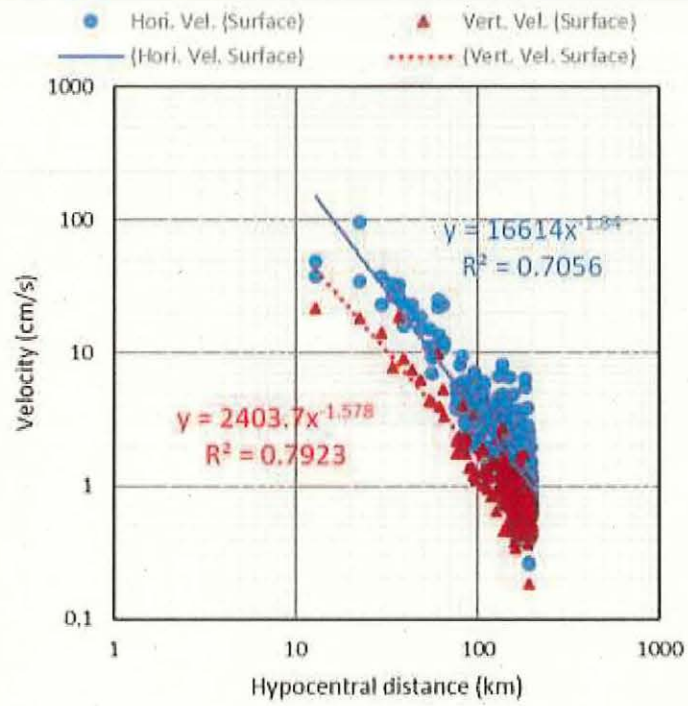
(a) 観測波の最大加速度の距離減衰



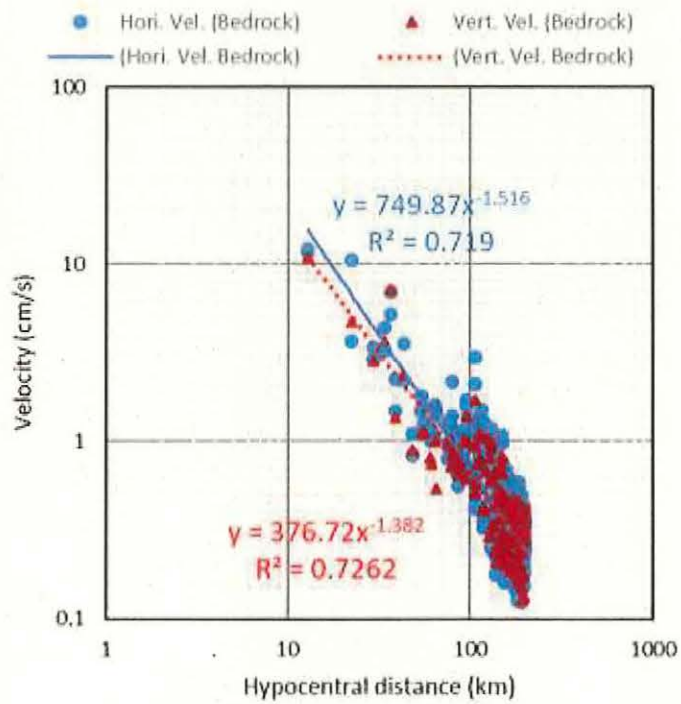
(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大加速度の距離減衰

図 41 2007 年能登半島沖地震の最大加速度距離減衰特性



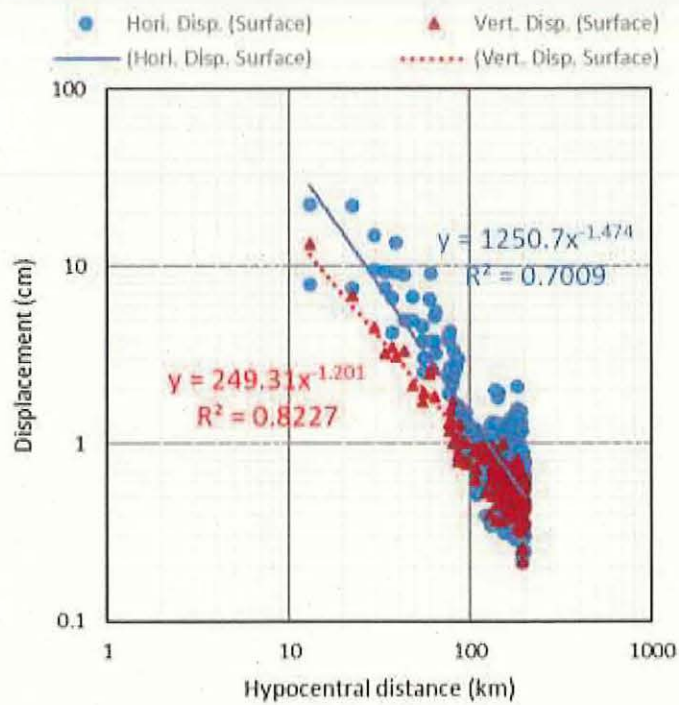


(a) 観測波の最大速度の距離減衰

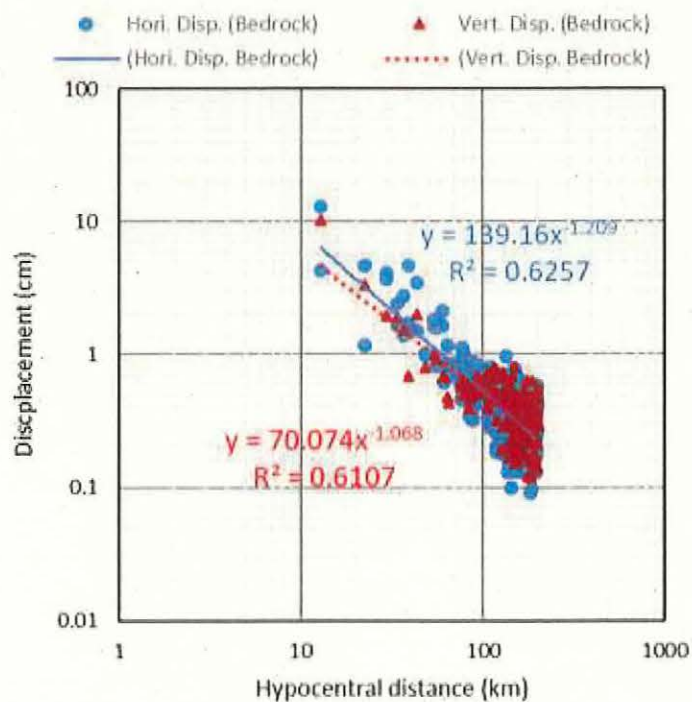


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大速度の距離減衰

図 42 2007 年能登半島沖地震の最大速度距離減衰特性



(a) 観測波の最大変位の距離減衰



(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大変位の距離減衰

図 43 2007 年能登半島沖地震の最大変位距離減衰特性

Distribution of deviation from linear function (Hori.)

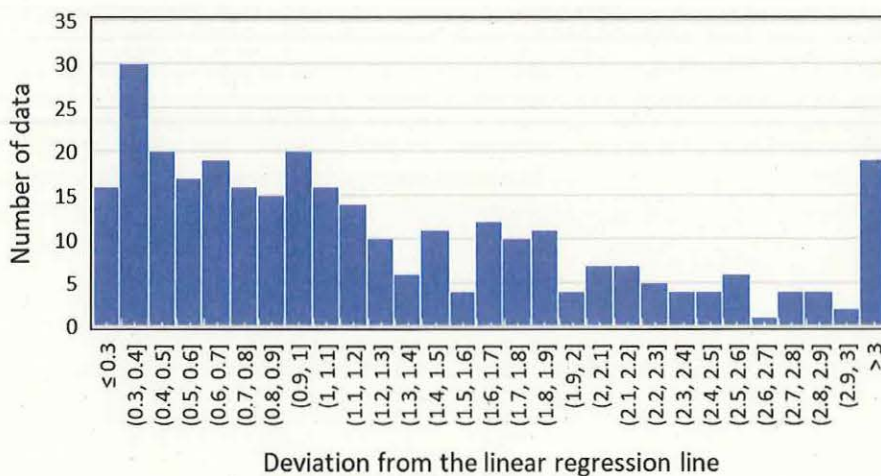


図 44 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=2.14 倍

Distribution of deviation from linear function (Vert.)

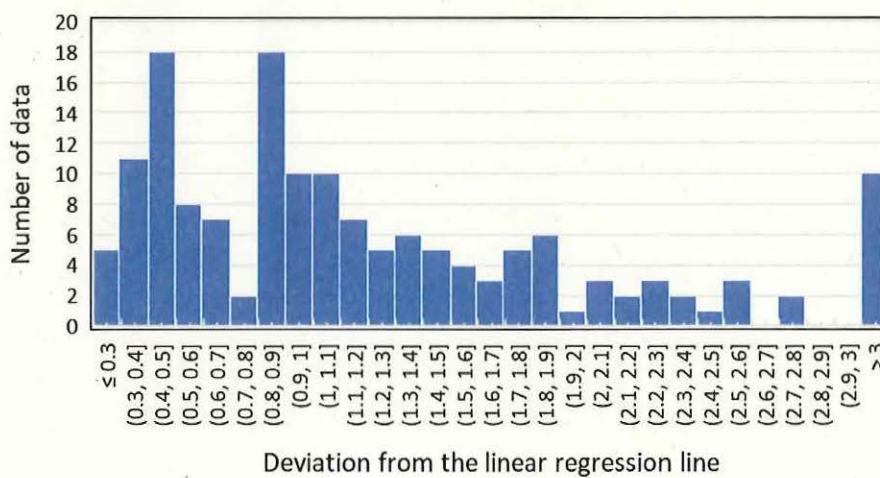


図 45 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=2.02 倍

## 8) 2005年福岡県西方沖地震の解析結果

2005年3月20日10:53に福岡県の北西沖を震源とするマグニチュード7.0(気象庁M)の横ずれ断層地震が発生した。震源深さは9kmであった。この地震は以前から知られていた福岡市を貫く活断層である警固断層の北西延長上の伏在断層が活動したものと考えられている。この地震についても同様に全波サイト特性をフーリエ・スペクトルから剥ぎ取り、地震基盤波にして分析を加えた。

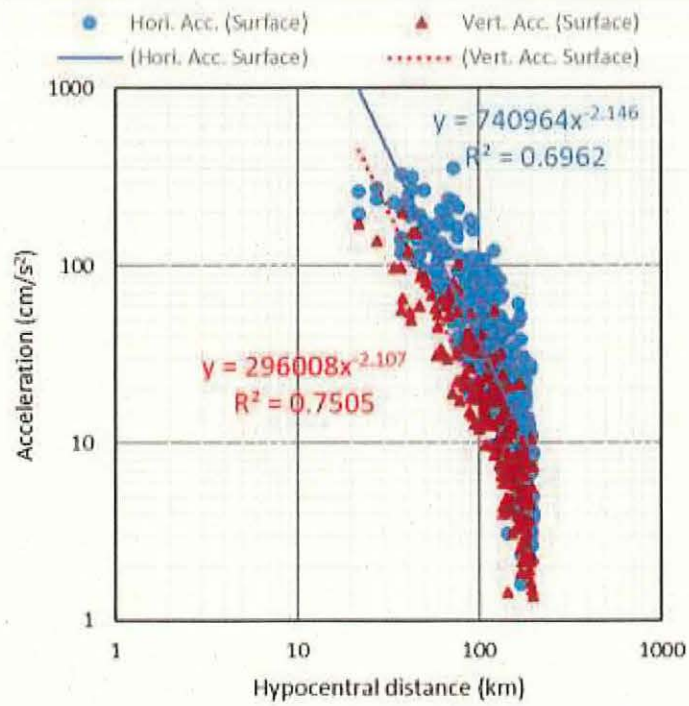
図46~48に震源距離が200km以内にある全観測点を剥ぎ取った結果(下)を剥ぎ取る前の地表面観測波(上)と比較して示す。順に最大加速度PGA、最大速度PGV、最大変位PGDの結果である。青色は水平成分(NS・EW成分を同時に表示)であり、赤色はUD成分である。直線はそれぞれに対して両対数軸上で直線回帰した結果を、図中の数値はその回帰式と決定係数 $R^2$ を示す。

いずれの場合も剥ぎ取りによって最大値の振幅が大きく減少し、結果としてばらつきも減っていること、剥ぎ取り結果では水平成分から剥ぎ取ったものと上下成分から剥ぎ取ったものの差が観測値の両者の差よりも小さく、特に最大加速度ではほぼ一致していることが分かる。最大加速度・最大速度の剥ぎ取り前後の平均的な倍率は水平動で約4倍、上下動で約2倍となっている。一方、最大変位の場合にはそれぞれ約2倍程度となっており、倍率は小さい。

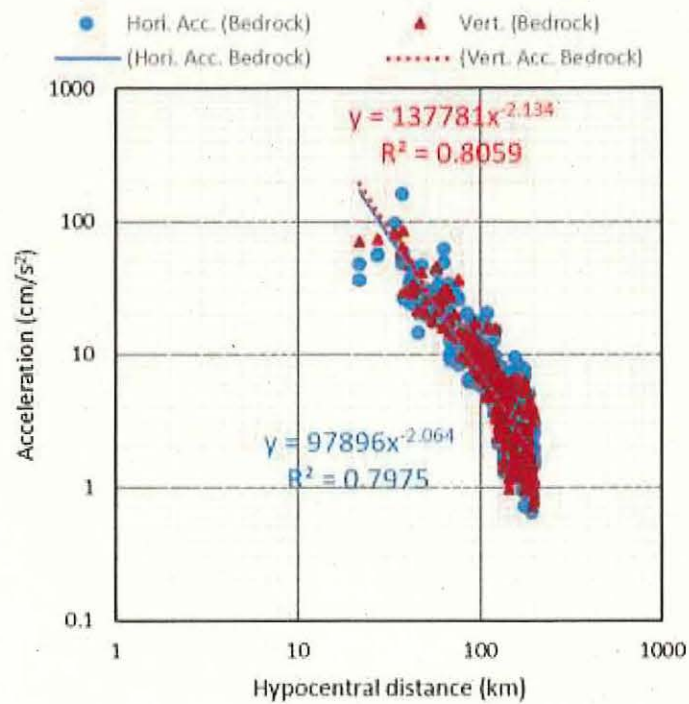
この地震も距離の関数としてみると両対数軸表示での直線性が高いので直線回帰した結果のみを示す。その決定係数 $R^2$ は最大加速度では有意に剥ぎ取り後の値の方が大きくなっているが、最大速度ではほぼ同じであり、最大変位では観測値の方がむしろ決定係数が大きくなっている。つまり決定係数の上昇を指標として見てみると、水平・上下とも最大加速度だけが大きく改善した(=ばらつきが減少した)ことがわかる。

図49・50には、水平動と上下動の剥ぎ取り波の最大加速度を対象として、それぞれ直線回帰式からの偏差を求めた結果を示した。この分布の対数標準偏差を求めると0.209と0.210で、これを常数に戻すと前者では1.62倍/1.62分の1、後者では1.62倍/1.62分の1となり、他の地震に比べて小さめであることがわかった。



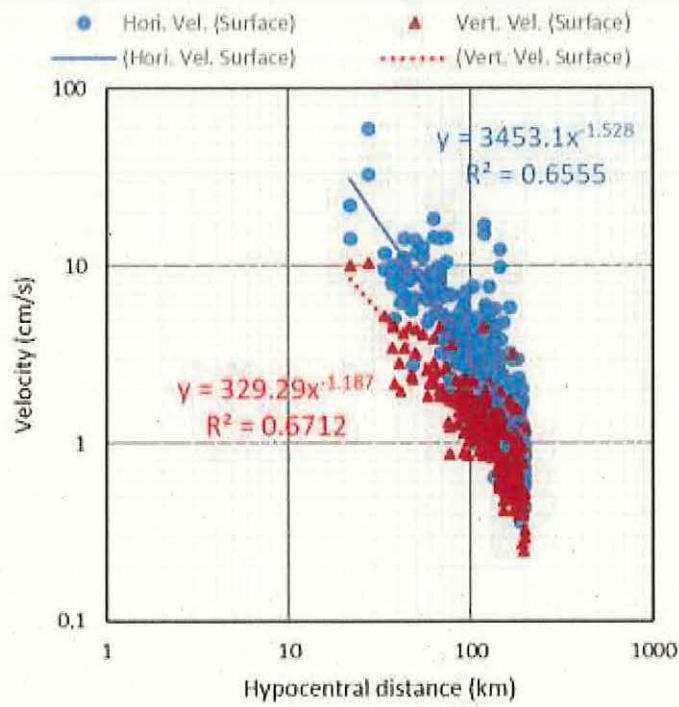


(a) 観測波の最大加速度の距離減衰

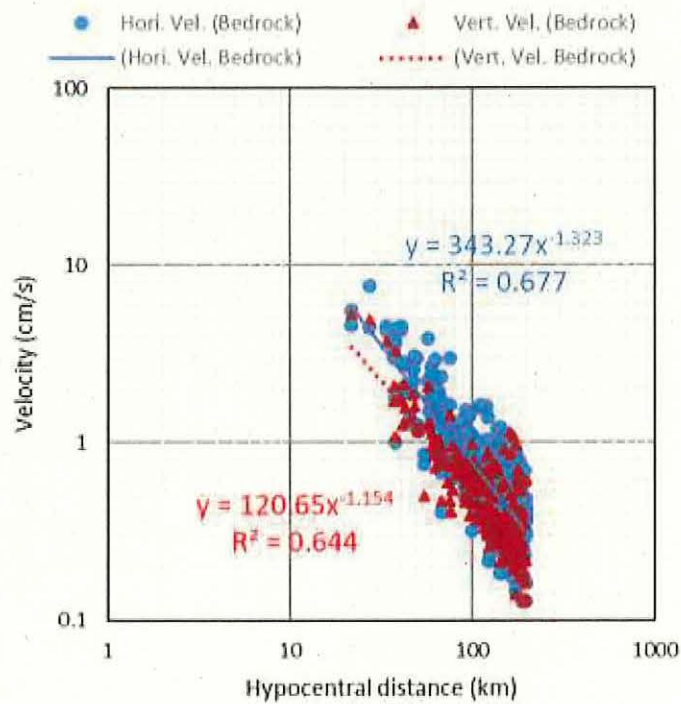


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大加速度の距離減衰

図 46 2005 年福岡県北西沖地震の最大加速度距離減衰特性

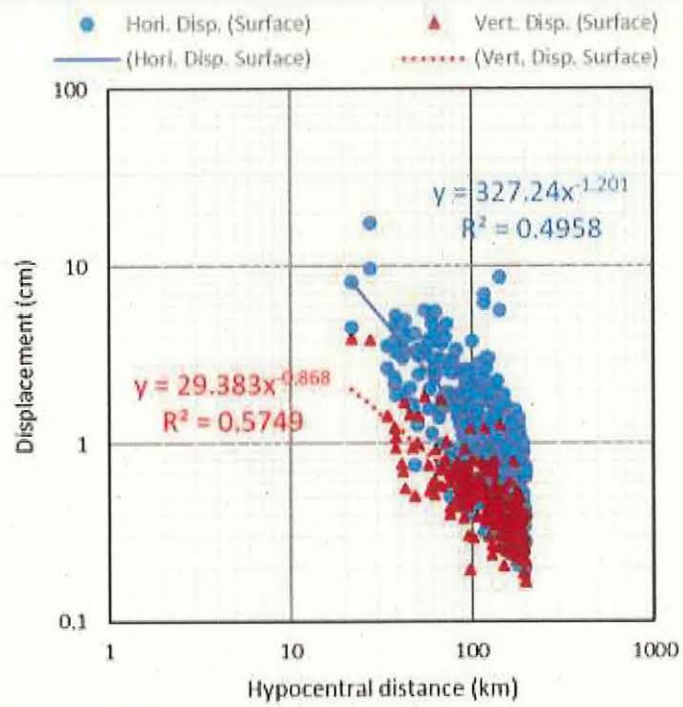


(a) 観測波の最大速度の距離減衰

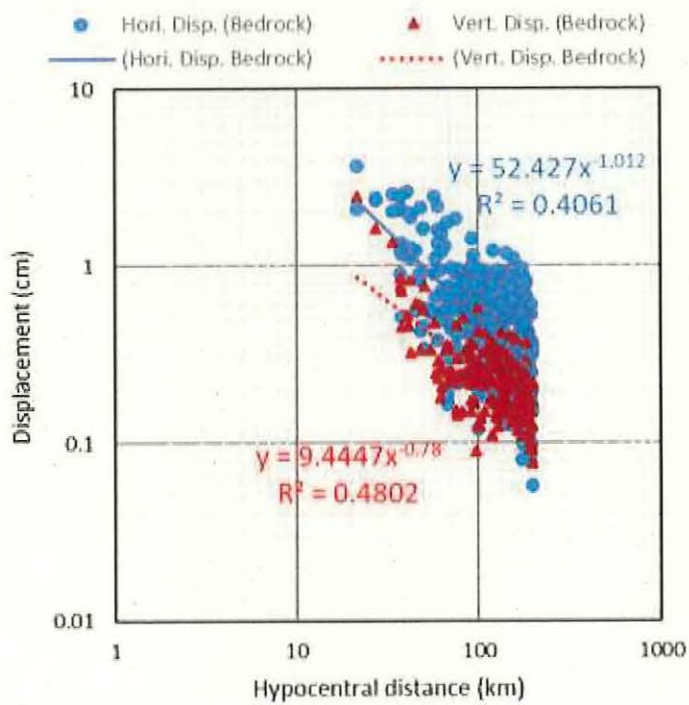


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大速度の距離減衰

図 47 2005 年福岡県北西沖地震の最大速度距離減衰特性



(a) 観測波の最大変位の距離減衰



(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大変位の距離減衰

図 48 2005 年福岡県北西沖地震の最大変位距離減衰特性

Distribution of deviation from linear function (Hori.)

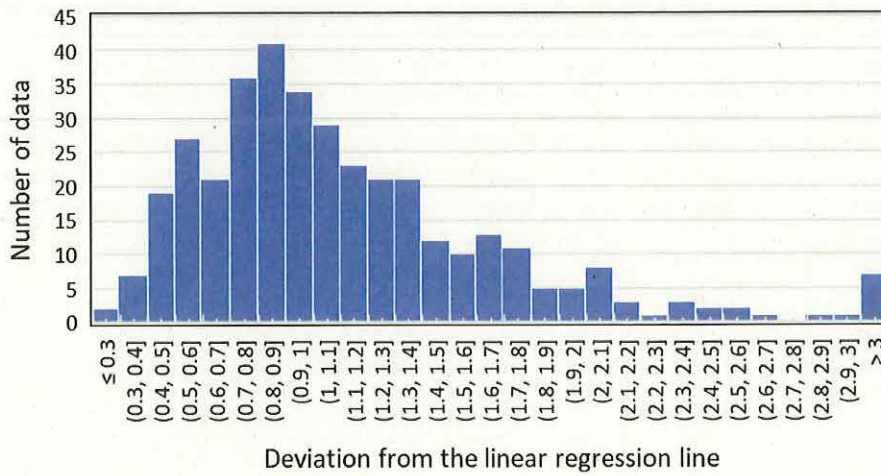


図 49 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.62 倍

Distribution of deviation from linear function (Vert.)

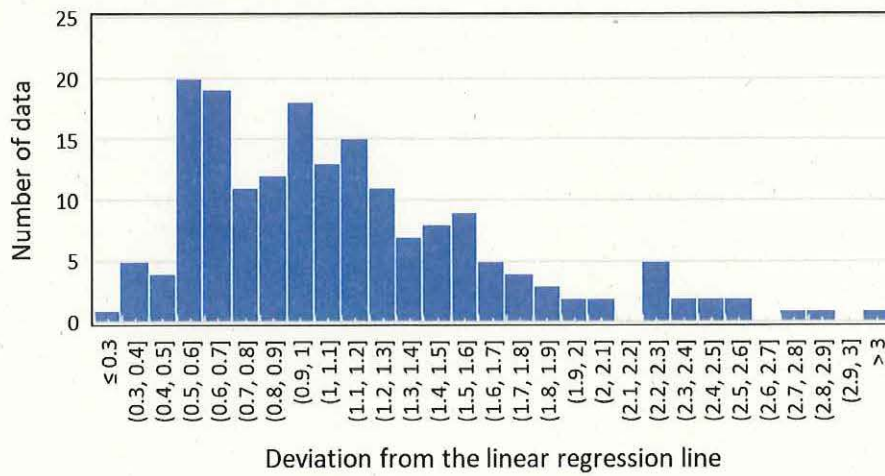


図 50 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.62 倍



## 9) 2000年鳥取県西部地震の解析結果

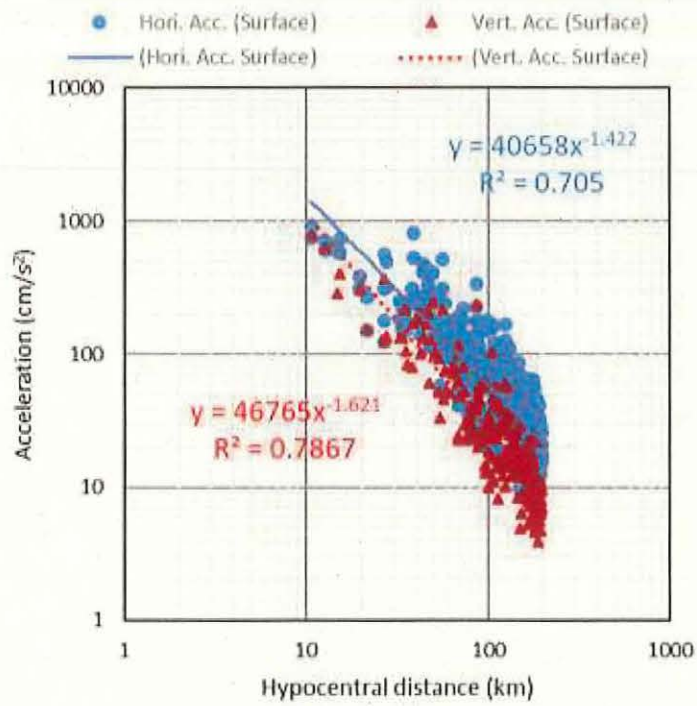
2000年10月6日13:30に鳥取県西部を震源とするマグニチュード7.3(気象庁M)の横ずれ断層地震が発生した。震源深さは9kmであった。この地震は未知の伏在断層が活動したものと考えられている。この地震についても同様に全波サイト特性をフーリエ・スペクトルから剥ぎ取り、地震基盤波にして分析を加えた。

図51~53に震源距離が200km以内にある全観測点を剥ぎ取った結果(下)を剥ぎ取る前の地表面観測波(上)と比較して示す。順に最大加速度PGA、最大速度PGV、最大変位PGDの結果である。青色は水平成分(NS・EW成分を同時に表示)であり、赤色はUD成分である。直線はそれぞれに対して両対数軸上で直線回帰した結果を、図中の数値はその回帰式と決定係数 $R^2$ を示す。

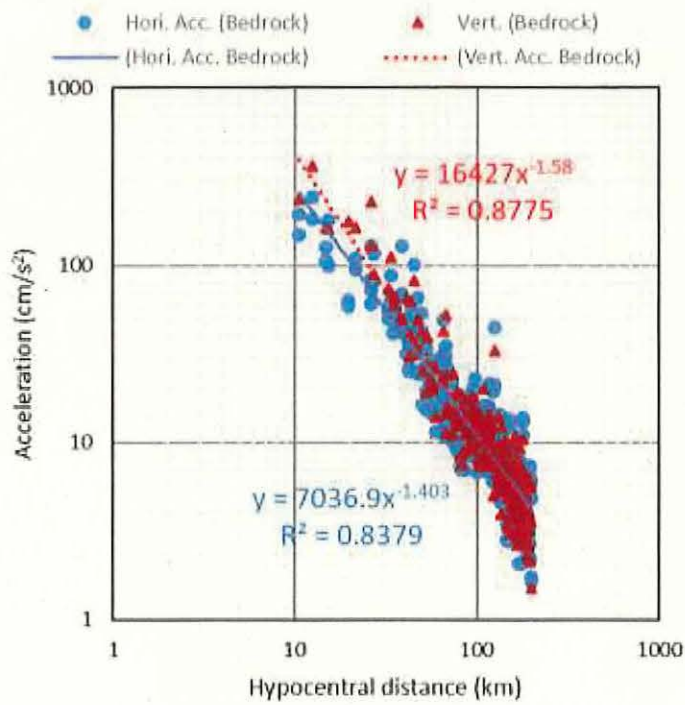
いずれの場合も剥ぎ取りによって最大値の振幅が大きく減少し、結果としてばらつきも減っていること、剥ぎ取り結果では水平成分から剥ぎ取ったものと上下成分から剥ぎ取ったものの差が観測値の両者の差よりも小さく、特に最大加速度・最大速度ではほぼ一致していることが分かる。最大加速度の剥ぎ取り前後の平均的な倍率は水平動で約5倍、上下動で約2.5倍となっているが、最大速度ではそれよりは小さい。一方、最大変位の場合にはいずれも上下では1.5倍以下、水平でも2倍以下となっており、他の地震と同様にその倍率は小さい。

この地震は距離の関数としてみると両対数軸表示での直線性が特に高い。その決定係数 $R^2$ は最大加速度では観測値でも比較的大きな値を取り、さらに剥ぎ取り後には有意に向上しているが、最大速度・最大変位となるに従って観測値の決定係数は低下し、剥ぎ取りによる改善も見られてはいるが差は少なくなっている。つまり決定係数の上昇を指標として見てみると、水平・上下とも最大加速度・最大速度・最大変位において改善が見られた(=ばらつきが減少した)が、最大加速度の場合が一番大きかったことがわかる。

図54・55には、水平動と上下動の剥ぎ取り波の最大加速度を対象として、それぞれ直線回帰式からの偏差を求めた結果を示した。この分布の対数標準偏差を求めると0.157と0.150で、これを常数に戻すと前者では1.44倍/1.44分の1、後者では1.40倍/1.40分の1となり、他の地震に比べてかなり小さめであることがわかった。実際に分布形もよくまとまっている。

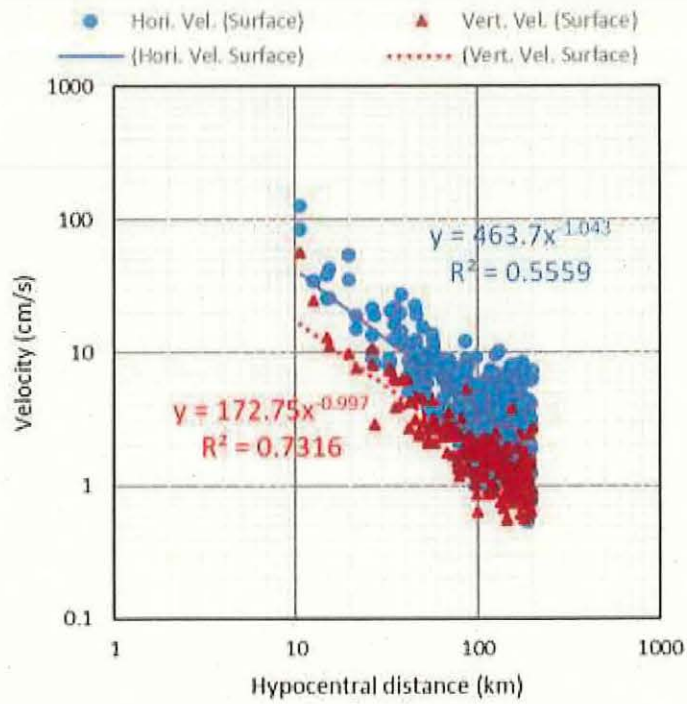


(a) 観測波の最大加速度の距離減衰

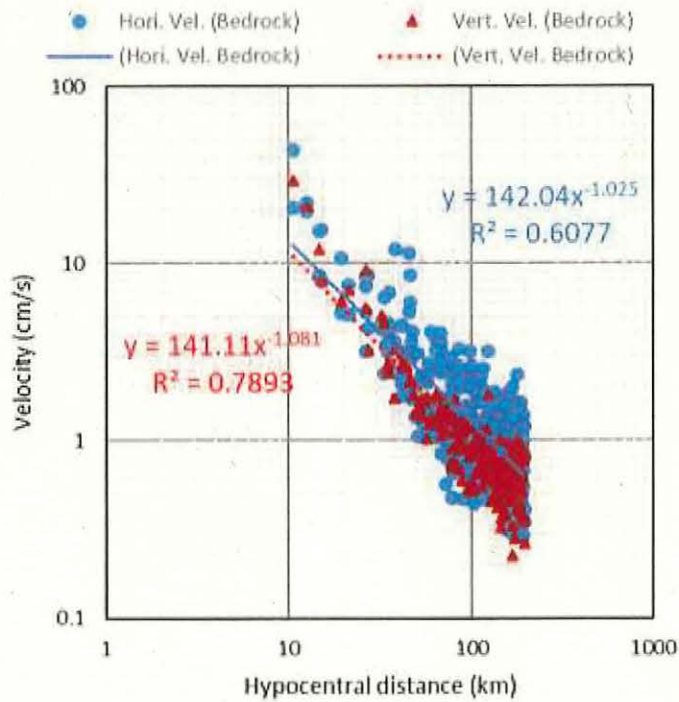


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大加速度の距離減衰

図 51 2000 年鳥取県西部地震の最大加速度距離減衰特性

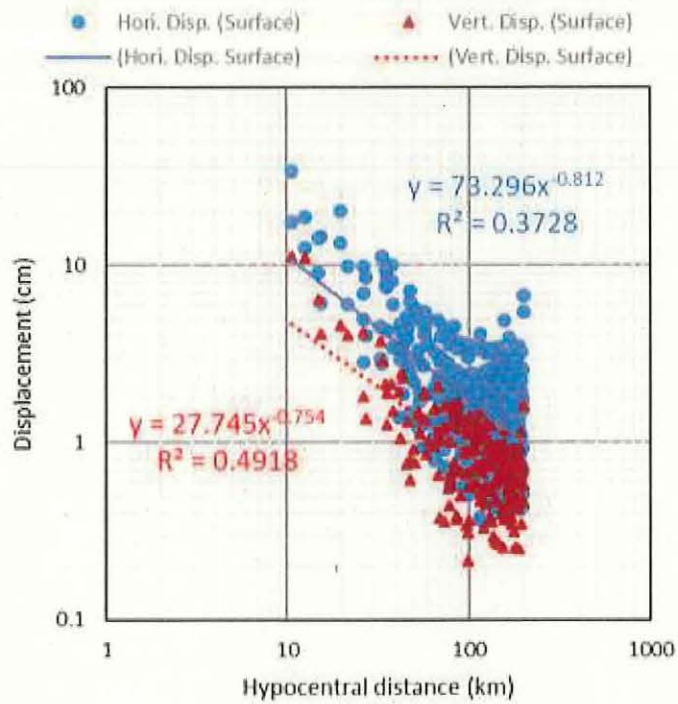


(a) 観測波の最大速度の距離減衰

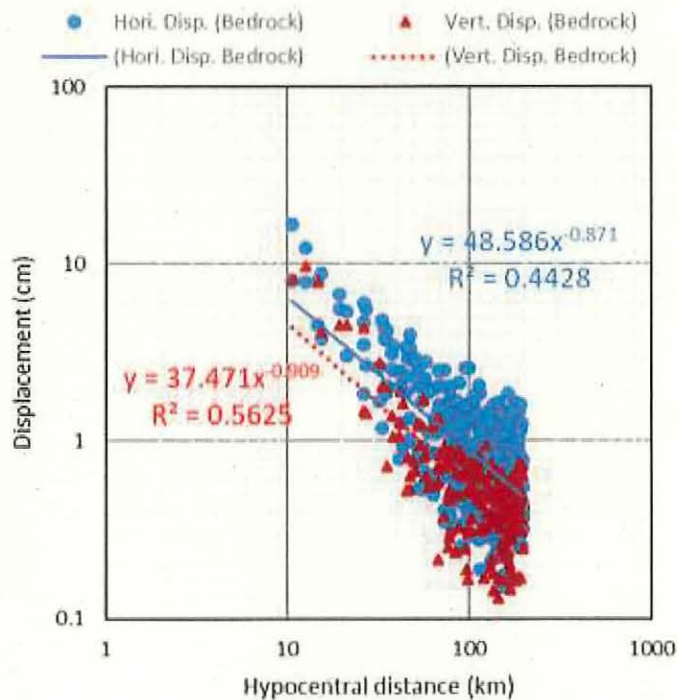


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大速度の距離減衰

図 52 2000 年鳥取県西部地震の最大速度距離減衰特性



(a) 観測波の最大変位の距離減衰



(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大変位の距離減衰

図 53 2000 年鳥取県西部地震の最大変位距離減衰特性



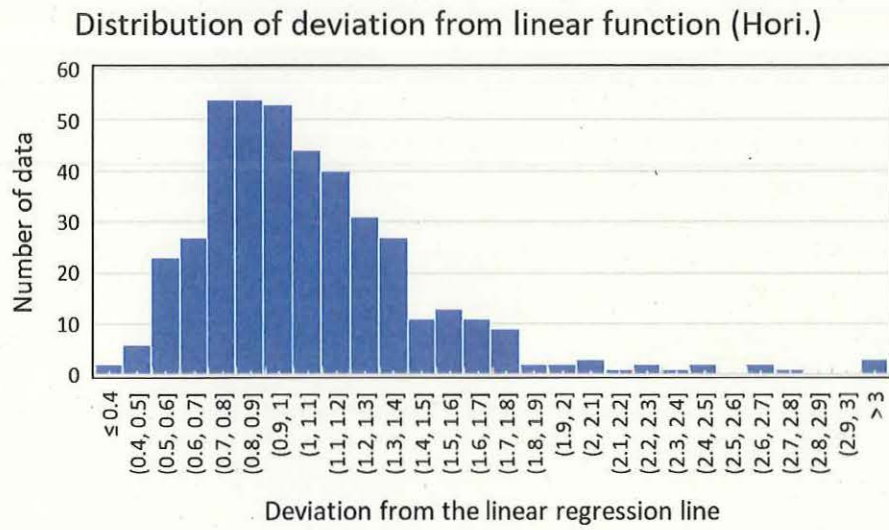


図 54 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.44 倍

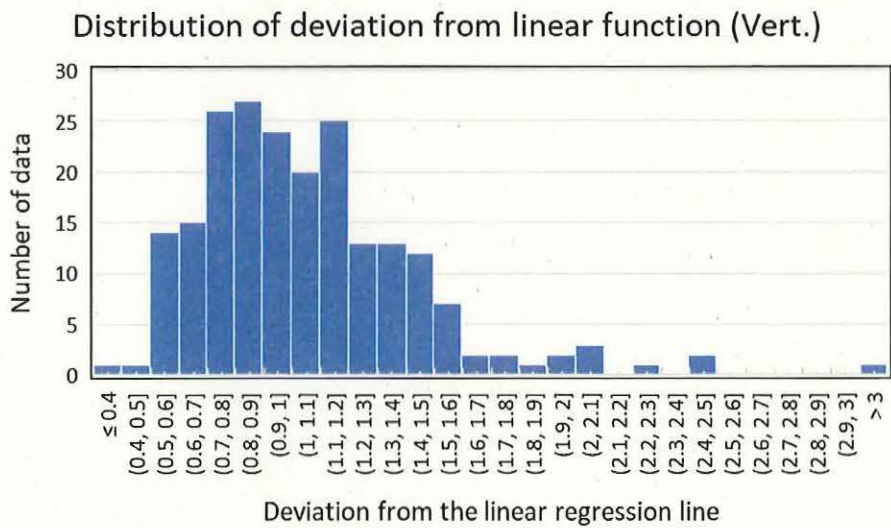


図 55 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布  
(上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.41 倍

## 10) 1997年鹿児島県北西部地震の解析結果

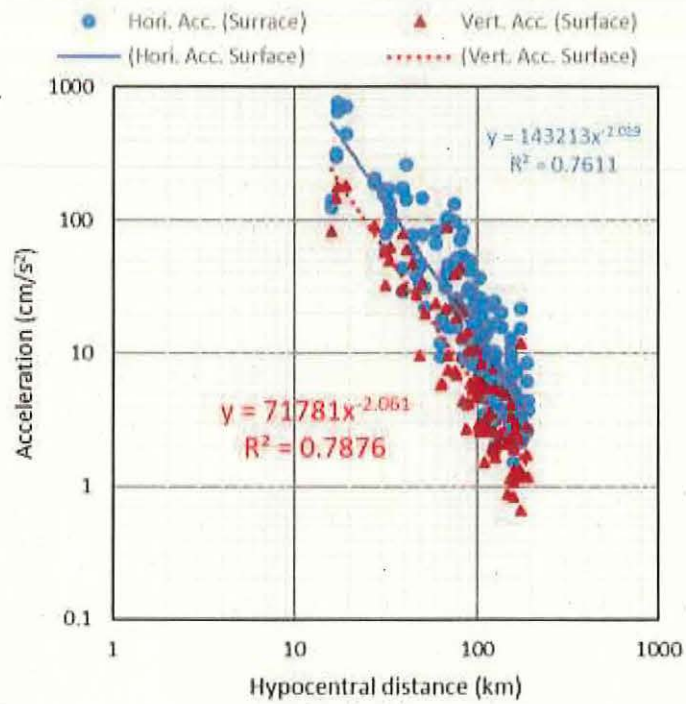
1997年5月13日14:38に鹿児島県北西部を震源とするマグニチュード6.2 (気象庁M)の横ずれ断層地震が発生した。震源深さは8kmであった。この地震は3月26日のM6.6の地震の断層に平行な断層面とそれに直交する共役な断層面が同時に活動した珍しい地震である。この地震についても同様に全波サイト特性をフーリエ・スペクトルから剥ぎ取り、地震基盤波にして分析を加えた。

図56~58に震源距離が200km以内にある全観測点を剥ぎ取った結果(下)を剥ぎ取る前の地表面観測波(上)と比較して示す。順に最大加速度PGA、最大速度PGV、最大変位PGDの結果である。青色は水平成分(NS・EW成分を同時に表示)であり、赤色はUD成分である。直線はそれぞれに対して両対数軸上で直線回帰した結果を、図中の数値はその回帰式と決定係数 $R^2$ を示す。

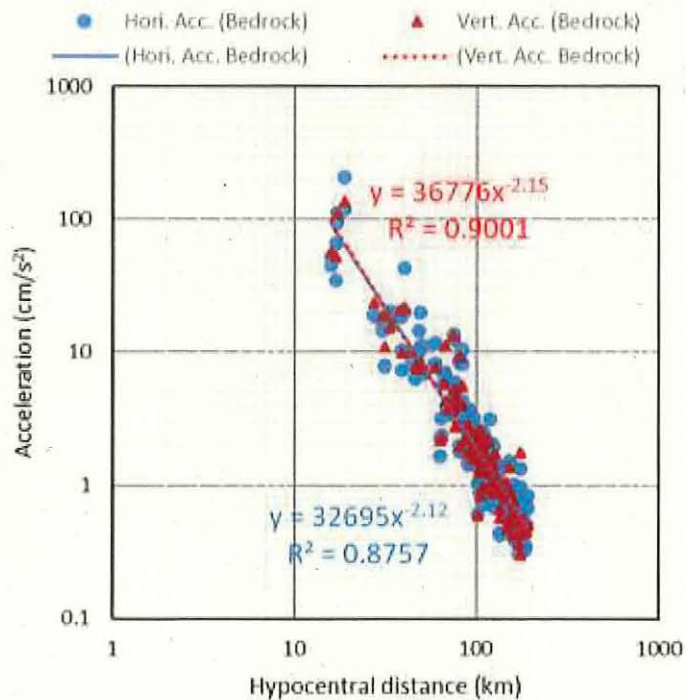
いずれの場合も剥ぎ取りによって最大値の振幅が大きく減少し、結果としてばらつきも減っていること、剥ぎ取り結果では水平成分から剥ぎ取ったものと上下成分から剥ぎ取ったものの差が観測値の両者の差よりも小さく、特に最大加速度ではほぼ一致していることが分かる。最大加速度の剥ぎ取り前後の平均的な倍率は水平動で約6倍、上下動で約3倍となっているが、最大速度ではさらに大きく、それぞれ5~10倍と2.5~5倍となっている。一方、最大変位の場合でも上下動で2倍、水平動で3倍程度となっており、他の地震と比べ倍率が大きい。

この地震は距離の関数としてみると両対数軸表示での直線性が特に高い。その決定係数 $R^2$ は最大加速度では観測値でも比較的大きな値を取り、さらに剥ぎ取り後には有意に向上しており、最大速度でも同様の傾向にあるが、最大変位ではばらつきが増え、上下動では多少決定係数が向上しているものの水平動では剥ぎ取りによる改善はみられなくなっている。つまり決定係数の上昇を指標として見てみると、水平・上下とも最大加速度・最大速度において有意に改善が見られた(=ばらつきが減少した)が、中でも特に水平動の最大加速度の場合が一番大きかったことがわかる。

図59・60には、水平動と上下動の剥ぎ取り波の最大加速度を対象として、それぞれ直線回帰式からの偏差を求めた結果を示した。この分布の対数標準偏差を求めると0.204と0.191で、これを常数に戻すと前者では1.60倍/1.60分の1、後者では1.55倍/1.55分の1となり、かなり小さめであることがわかった。

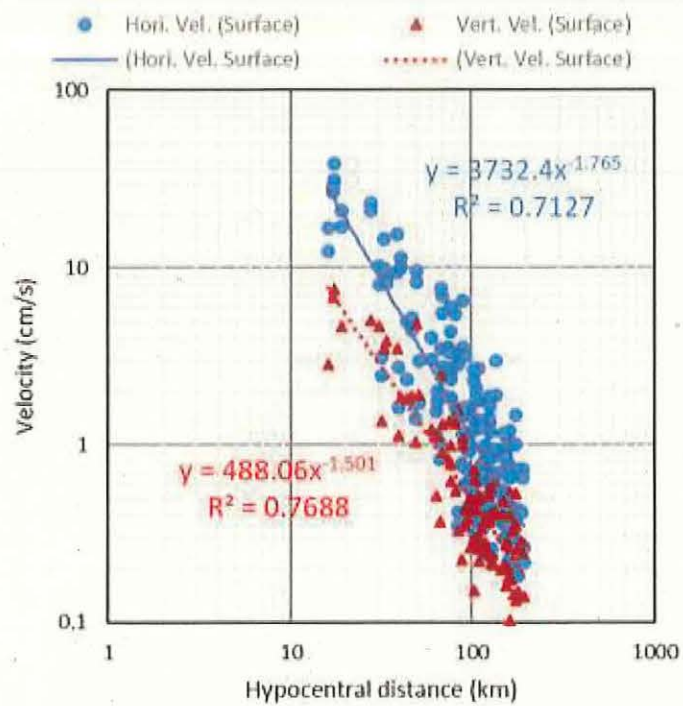


(a) 観測波の最大加速度の距離減衰

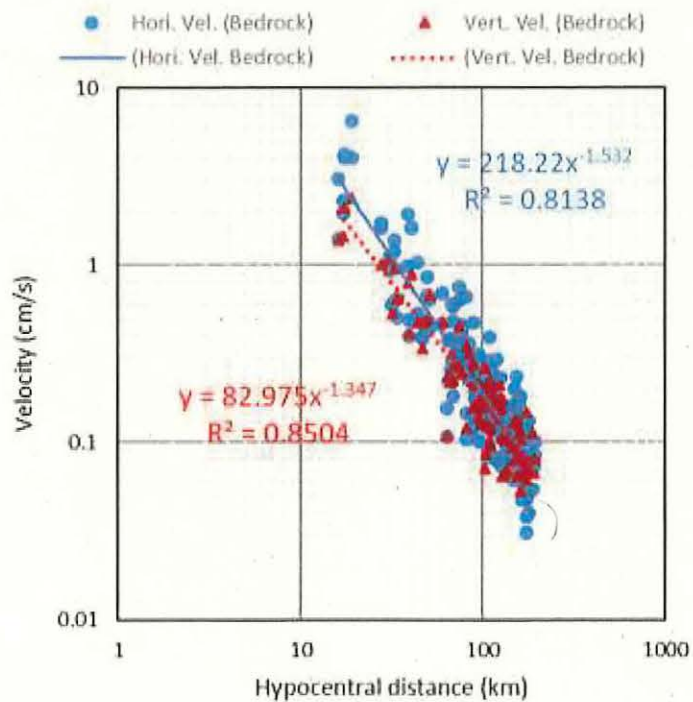


(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大加速度の距離減衰

図 56 1997 年鹿児島県北西部地震の最大加速度距離減衰特性



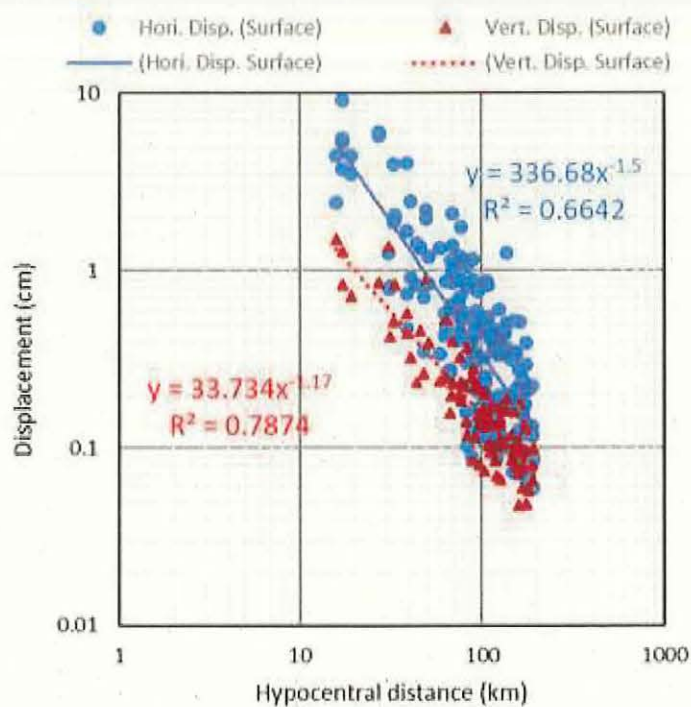
(a) 観測波の最大速度の距離減衰



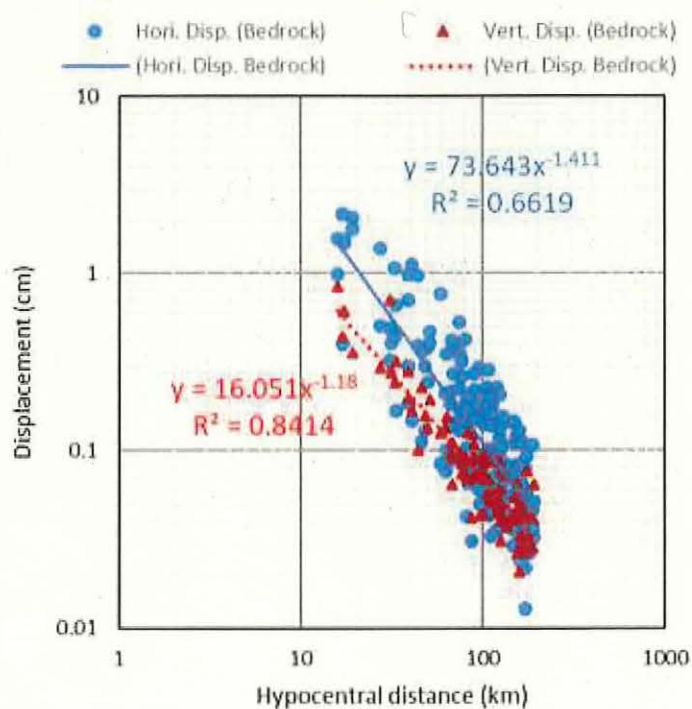
(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大速度の距離減衰

図 57 1997 年鹿児島県北西部地震の最大速度距離減衰特性





(a) 観測波の最大変位の距離減衰



(b) 全波サイト特性を剥ぎ取った地震基盤波の最大変位の距離減衰

図 58 1997 年鹿児島県北西部地震の最大変位距離減衰特性

Distribution of deviation from linear function (Hori.)

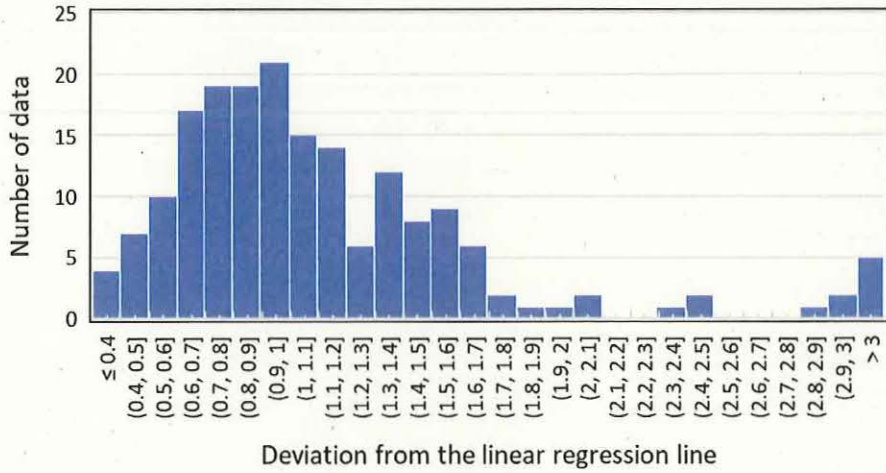


図 59 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (水平動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.60 倍

Distribution of deviation from linear function (Vert.)

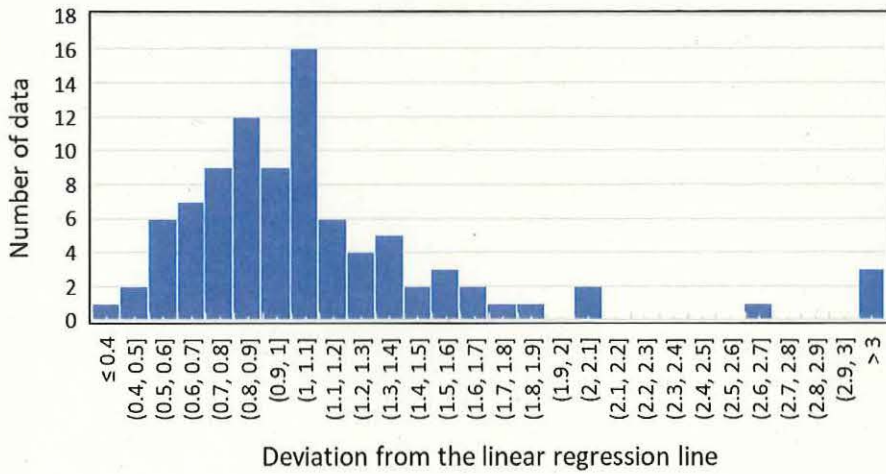


図 60 直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (上下動から剥ぎ取り) 標準偏差=1.55 倍

### 11) 対象とした9地震の伝播経路特性におけるばらつき評価の結果

以上の個別の地震に対するばらつきの評価では、地震毎に観測された波形からサイト増幅特性を除去し(剥ぎ取り)、そのスペクトルから基盤入射波を逆算し、その最大値に対して個別に距離の依存性に関して回帰を行い、その回帰曲線(直線)に対する観測値の残差を評価してきた。この物理的意味を考えると、距離の関数が固定されているので純粋な意味では得られた残差は震源項のものとは言えないが、これらは距離の関数形がシンプルな対数軸上の直線で表されるものと仮定した場合の震源項の評価のばらつきに相当するものである。実際の距離の関数形は、先に述べたように、距離に反比例する幾何減衰項と距離の対数に比例する内部(+散乱)減衰項で構成され、完全な直線からは逸脱するため、これまでのばらつき評価は多少なりとも過大評価されたものとなっている。

本節ではこうして複数の地震から得られた剥ぎ取り波群を用いて、伝播経路特性のばらつきを評価するため、サイト特性に加えて各地震の震源スペクトルを補正し、得られた最大値の距離減衰特性から伝播経路特性の平均値を求め、さらにその平均値からの各観測点の最大値の残差を求め、その距離依存性について解析した。解析したことの物理的意味を基本式に戻って示せば、以下の式(8)となる。

$$P_{ij}(\omega) = F_{ij}(\omega) / (S_i(\omega) \times G_j(\omega)) \quad (8)$$

この式から、観測値  $F_{ij}(\omega)$  を震源スペクトル  $S_i(\omega)$  とサイト増幅特性  $G_j(\omega)$  で割ることにより、伝播経路特性  $P_{ij}(\omega)$  が抽出されることがわかる。こうして抽出される伝播経路特性は地震によらないはずなので異なる地震の値を合わせて解析することができる。厳密に言えば式(8)が成立しているのはフーリエ・スペクトルに対してだけであるが、ここではこれまでの解析に倣って式(8)で得られたスペクトルを逆フーリエ変換し、加速度波形とそれを積分した速度波形・変位波形にしてその最大値を計算した。得られた伝播経路特性の換算波形の意味は  $1 \text{ N} \cdot \text{m}$  の単位地震モーメントを有する一様点震源に対する加速度の距離減衰特性と考えられる。そのままでは数値が桁落ちするほど小さくなるので、 $1 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$  で基準化した。

まず2016年4月16日の熊本地震本震と4月14日の前震の解析結果を比較する。図61には補正後の最大加速度の距離減衰特性を前震と本震について比較して示す。上が水平成分、下が上下成分である。補正によって前震の最大加速度の方が本震を上回っているが、逆算しただけの基盤波の違いよりも差は小さくなっている。ただ前震では2地点で  $1000 \text{ cm/s}^2$  を超える逆算値となっており、この地点での高振動数成分の剥ぎ取りに問題があった可能性があり精査する必要がある。前震の方が最大加速度で見ると大きいのは上下動

から計算した場合も同じであった。

図 62・63 には同様にして最大速度と最大変位を比較して示す。最大速度と最大変位では加速度のような近地での過大な値も生じておらず、前震と本震の値は平均的にはほぼ一致しており、震源特性の補正が有効に機能していることがわかる。なおいずれの場合も前震の方が本震よりも決定係数  $R^2$  が大きく、ばらつきが少ないことがわかる。

同様に熊本地震以外の地震についても合わせてその距離減衰特性について検討した。まず図 64・65 には熊本地震の本震と前震を含む 4 地震の補正後の最大加速度値の比較とそれ以外の 5 地震の最大加速度値の比較を示す。2 つに分けているのは単に全部を一度にプロットすると煩雑になるからである。これまでと同じように、上が NS 成分・EW 成分から剥ぎ取った結果、下が UD 成分から剥ぎ取った結果である。個別の最大値は地震のマグニチュードによって同じ距離でも最大値が大きく異なるのはこれまで見てきた通りであるが、各最大加速度に対して震源スペクトルの違いを補正してやることによって、ほぼ同一レベルの最大値に換算することができている。なお各色分けした破線はそれぞれの地震に対して両対数軸で直線回帰した回帰モデルである。距離の関数としてはほぼ-2乗の係数でモデル化できることがわかる。

この最大加速度の比較で、鳥取県中部地震の水平動から求めた換算値  $\Delta$  が大きくばらついていることがわかる。上下動ではそのような現象は見られないし、図 26 に示したこの地震のデータに対して全波サイト特性だけを補正した結果では非常にまとまりのいい結果となっていたので、震源特性の補正によってこの地震の水平動だけこのように大きくばらついている理由を詳細に分析する必要があるが、今はそこまで踏み込まない。

同様の比較を最大速度・最大変位についても行った。結果を図 66～69 に示す。この図から、全 9 地震の結果のまとまりがもっともよい（ばらつきが少ない）のは最大速度であることがわかる。一方、最大変位はばらつきが大きく、回帰直線も熊本地震を含む最初の 4 地震の水平動から求めた場合を除き、傾きが揃っていない。



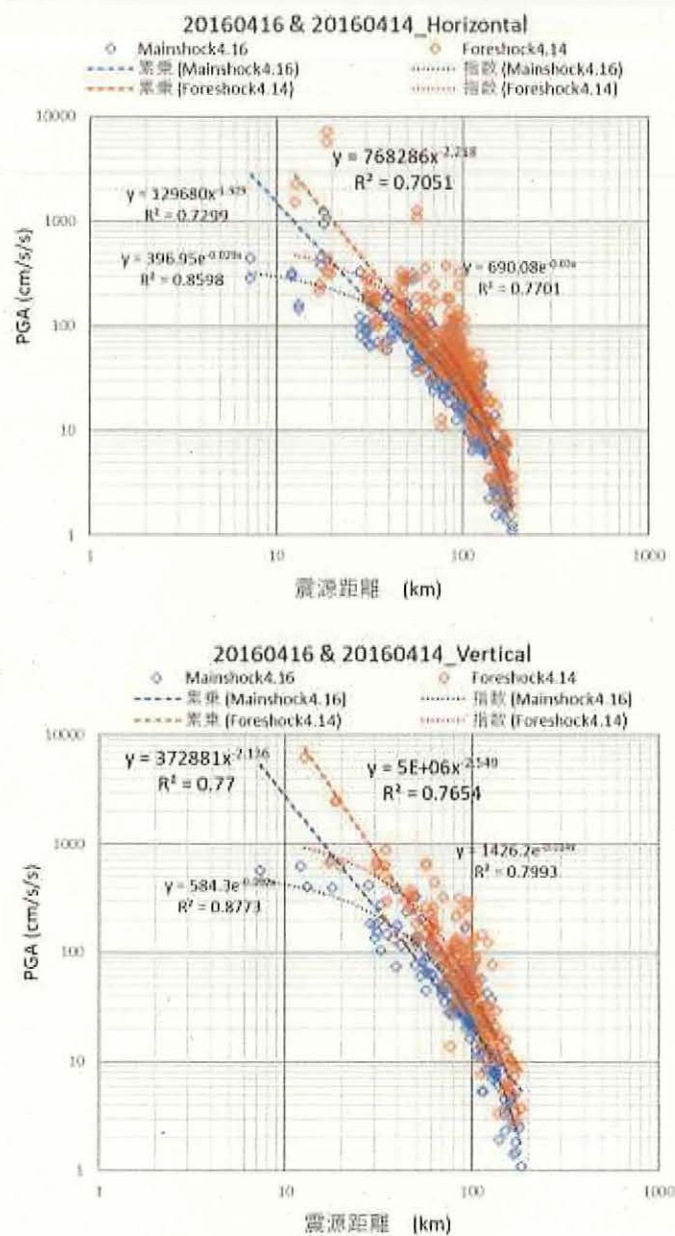


図 61 九州の観測点(200km 以内)の地点の震源特性・サイト特性補正後の本震と前震の最大加速度の距離減衰特性  
(上 : NS と EW から剥ぎ取り、下 : UD から剥ぎ取り)

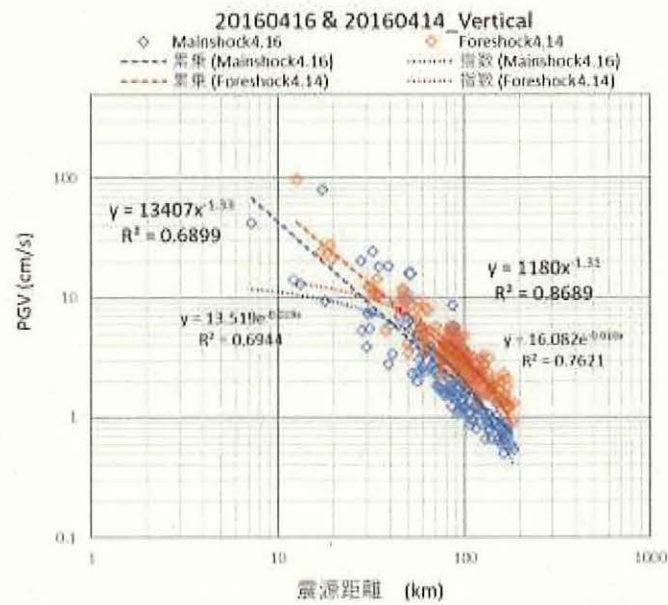
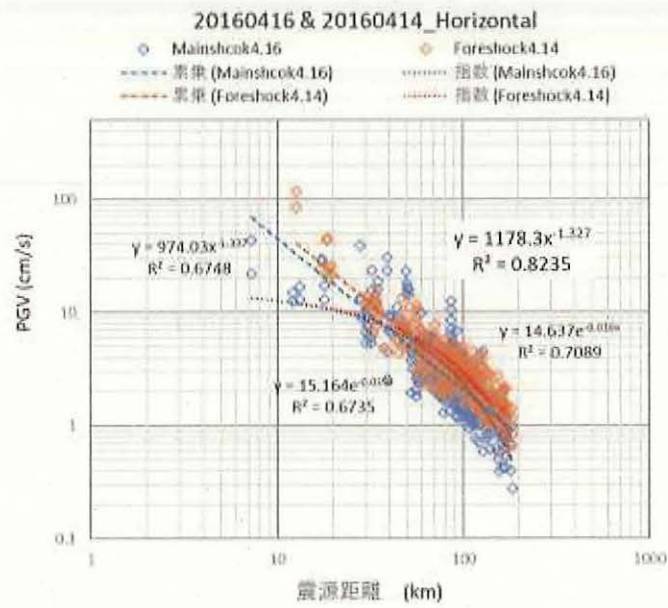


図 62 九州の観測点(200km 以内)の地点の震源特性・サイト特性補正後の本震と前震の最大速度の距離減衰特性  
(上: NS と EW から剥ぎ取り、下: UD から剥ぎ取り)

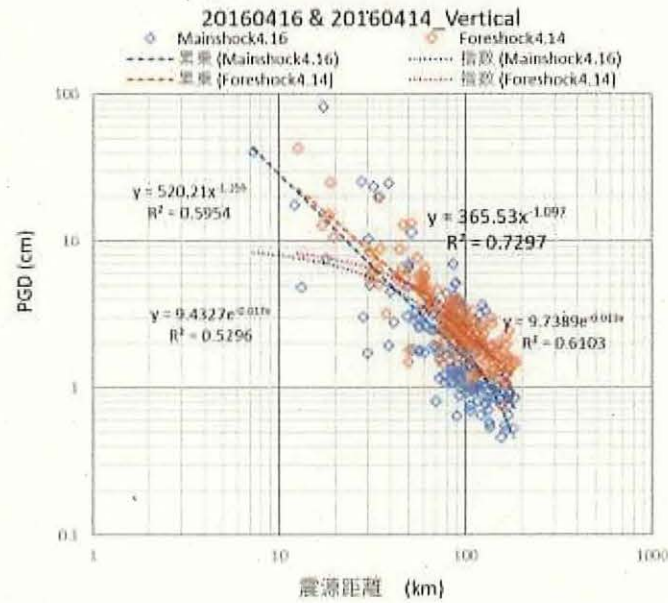
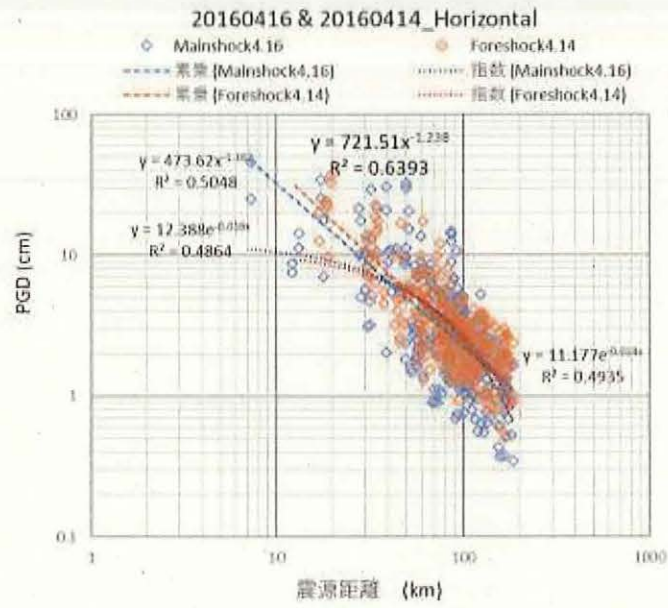


図 63 九州の観測点(200km 以内)の地点の震源特性・サイト特性補正後の本震と前震の最大変位の距離減衰特性  
 (上: NS と EW から剥ぎ取り、下: UD から剥ぎ取り)

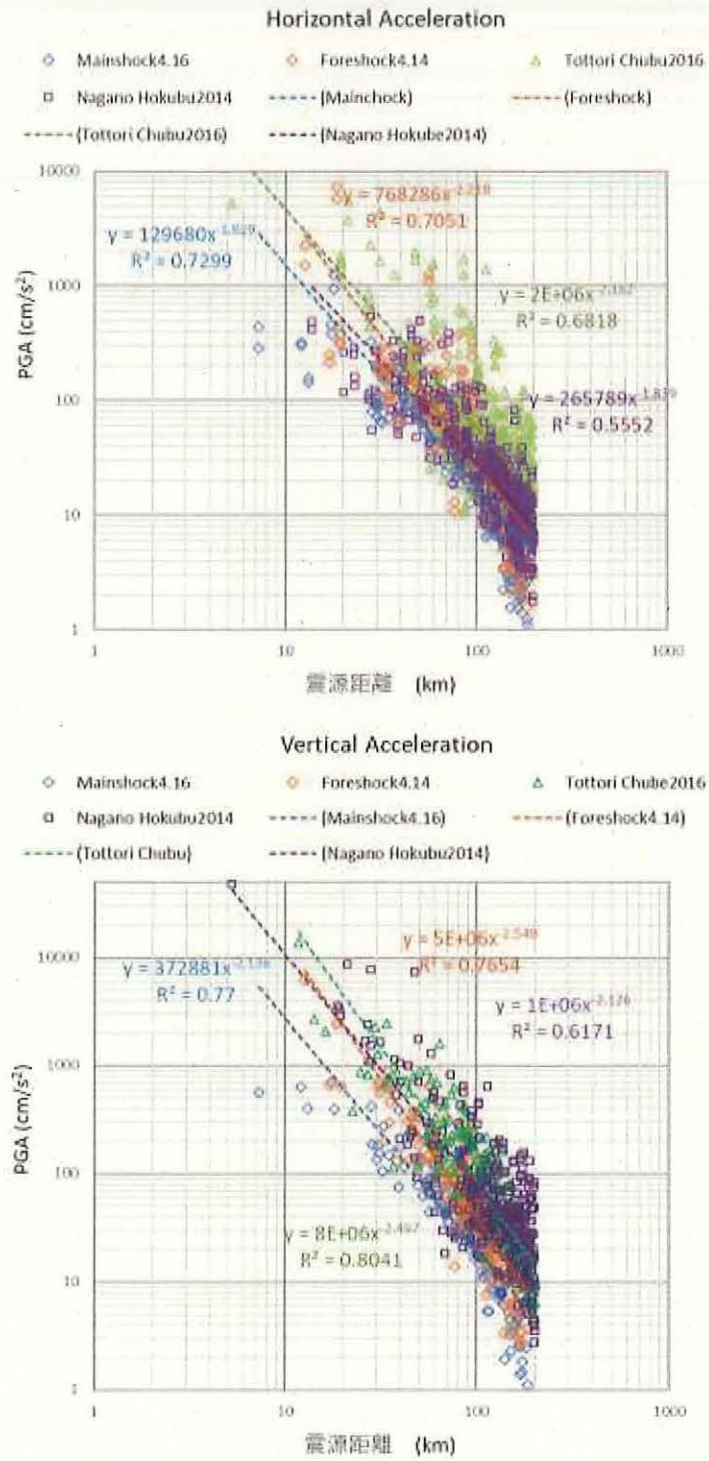


図 64 4 地震の震源特性・サイト特性補正後の最大加速度の距離減衰特性  
 (上：NS と EW から剥ぎ取り、下：UD から剥ぎ取り)



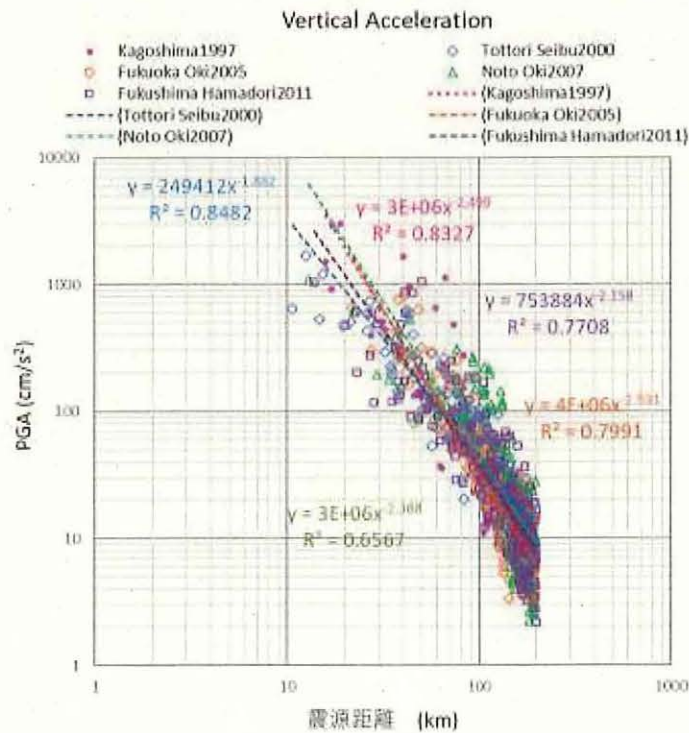
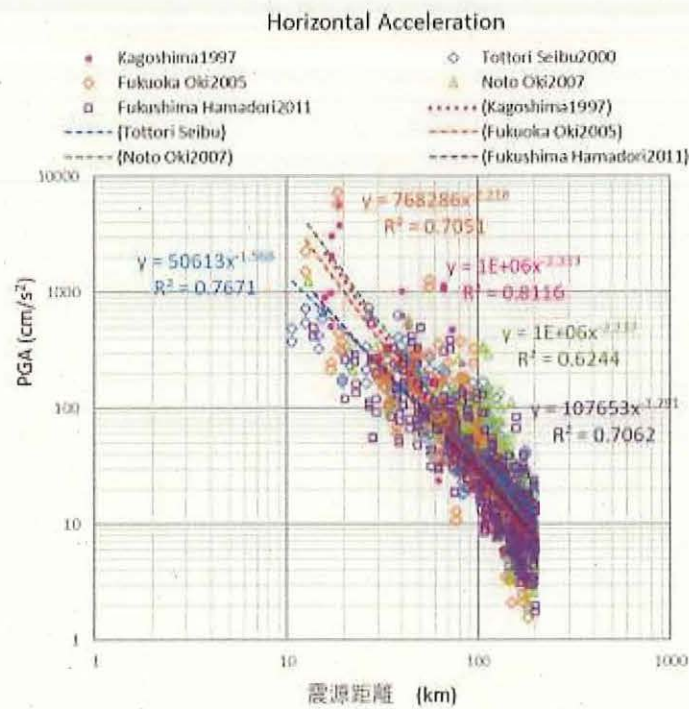


図 65 5地震の震源特性・サイト特性補正後の最大加速度の距離減衰特性  
(上: NS と EW から剥ぎ取り、下: UD から剥ぎ取り)

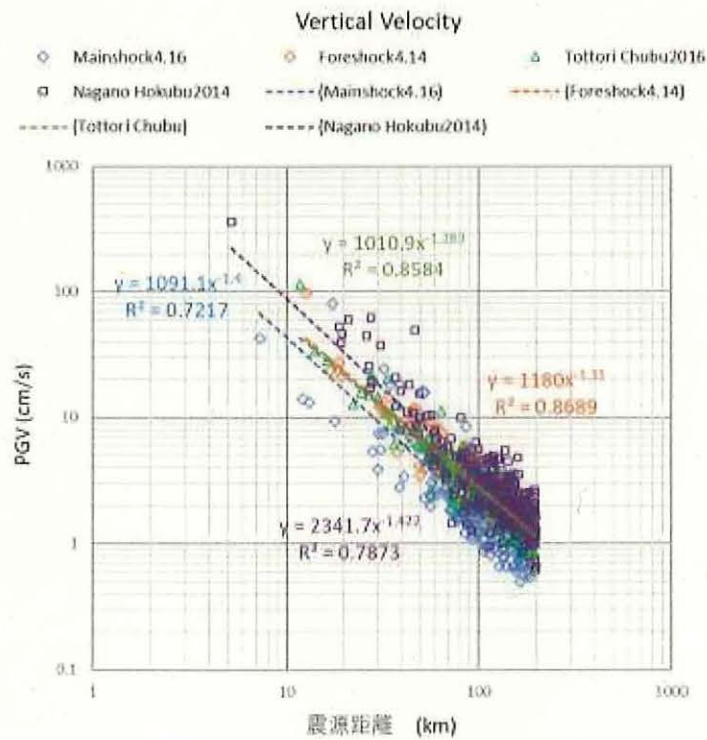
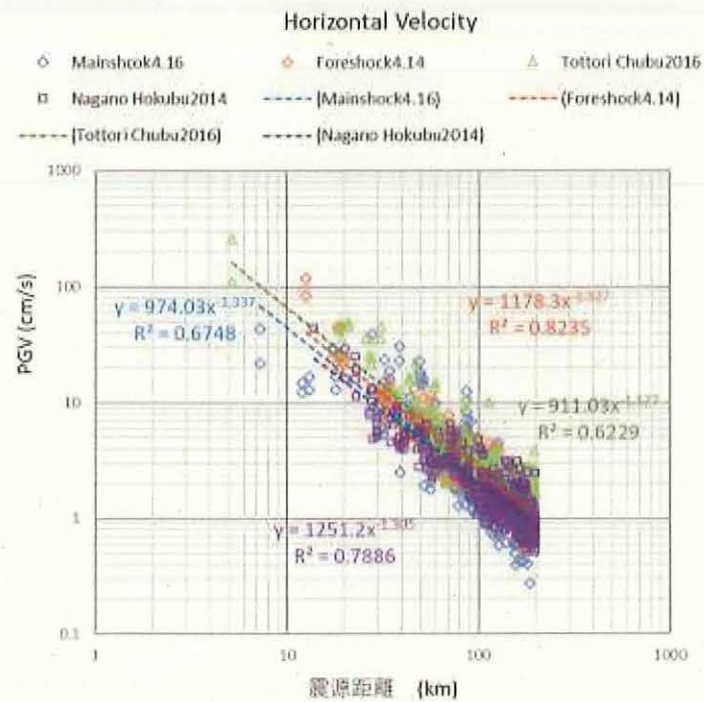


図 66 4 地震の震源特性・サイト特性補正後の最大速度の距離減衰特性  
(上: NS と EW から剥ぎ取り、下: UD から剥ぎ取り)

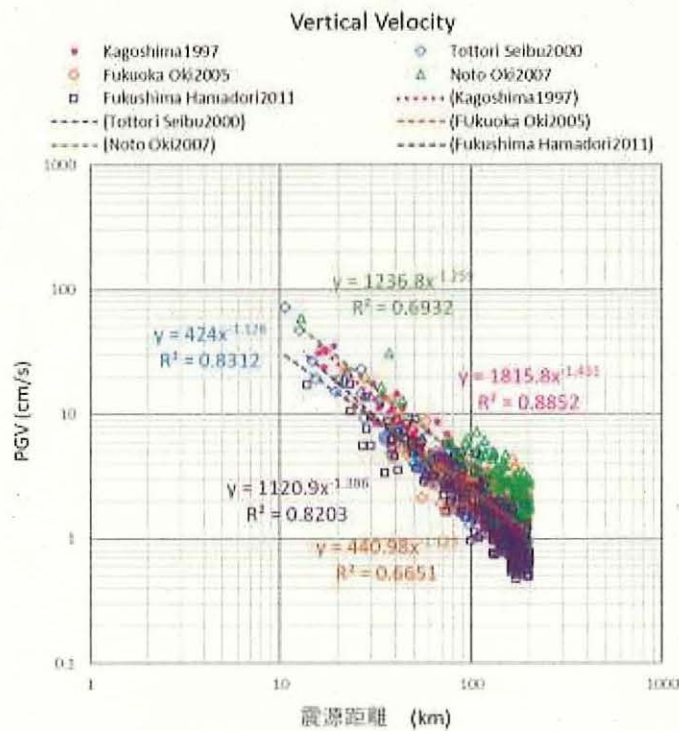
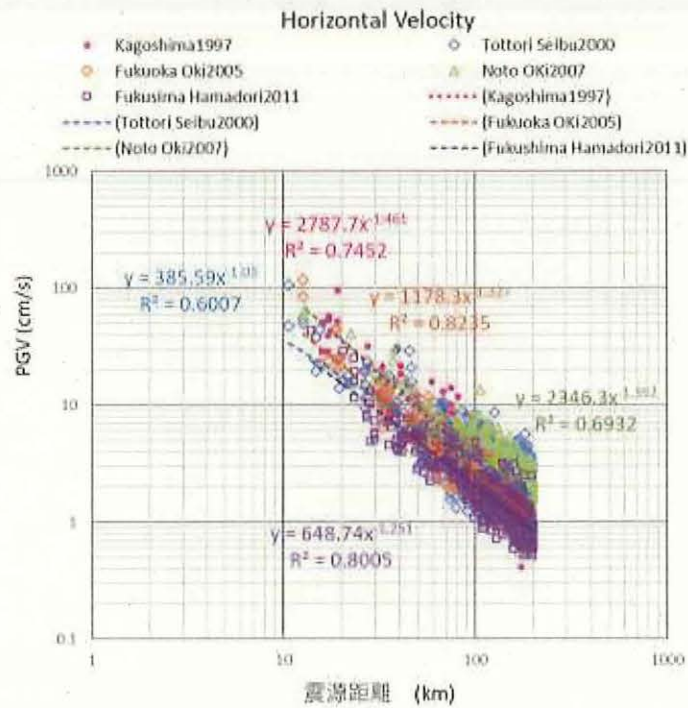


図 67 5 地震の震源特性・サイト特性補正後の最大速度の距離減衰特性  
(上: NS と EW から剥ぎ取り、下: UD から剥ぎ取り)



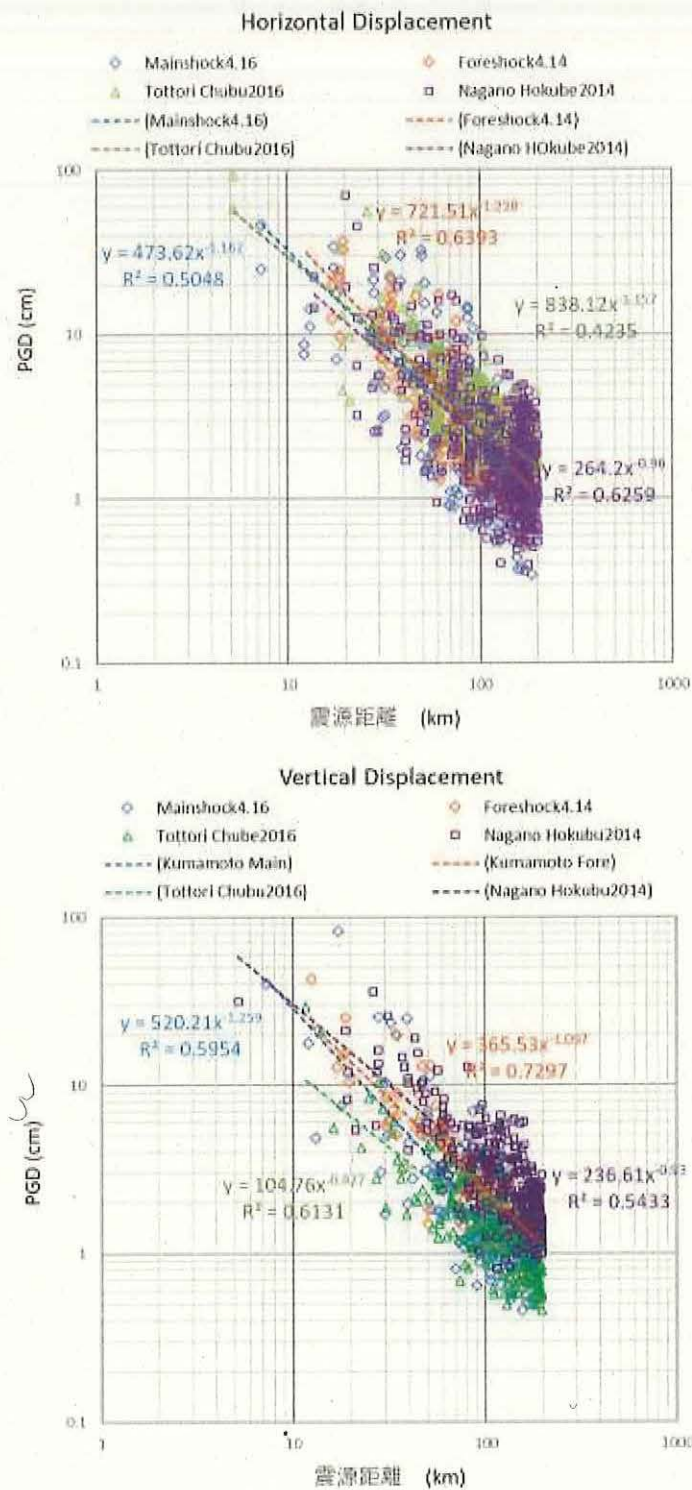


図 68 4 地震の震源特性・サイト特性補正後の最大変位の距離減衰特性  
(上：NS と EW から剥ぎ取り、下：UD から剥ぎ取り)



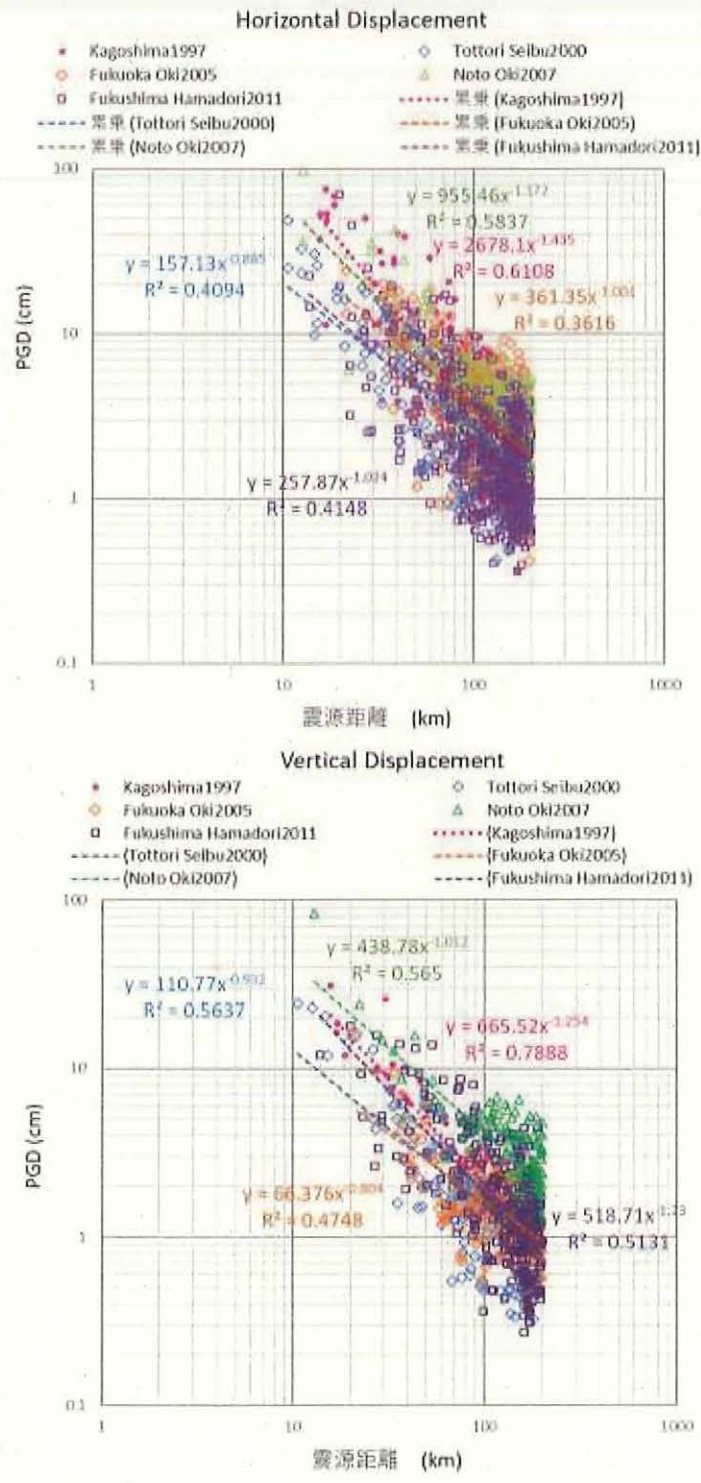


図 69 5 地震の震源特性・サイト特性補正後の最大変位の距離減衰特性 (上: NS と EW から剥ぎ取り、下: UD から剥ぎ取り)

以上の準備のあと、これら同一地震に換算した最大加速度・最大速度・最大変位を同時に両対数軸上で直線回帰し、その回帰からの残差を計算した。図 70~72 には得られた最大値と回帰直線・回帰±1 標準偏差の変動幅を示す。図 70 が最大加速度、図 71 が最大速度、図 72 が最大変位で、それぞれ上が水平動から、下が上下動から求めたものである。図中の数字は回帰式と決定係数  $R^2$  である。この図から、すでに見てきたように、ばらつきは最大速度が一番小さく、また水平動から求めたものと上下動から求めたものでは、上下動から求めたものの方がばらつきは小さい。

最後に、得られた平均距離減衰特性からの残差を求め、その全体像を把握する。これが今回のデータにおける距離減衰特性のもつ平均残差である。図 73~75 には実値で見た場合の平均からの残差の分布を示した。それぞれ最大加速度・最大速度・最大変位の結果で、上が水平動から、下が上下動から求めたものである。この図から、上述のように最大速度の残差が最小であり、それを実値で表せば水平動で 1.64 倍/1.64 分の 1、上下動で 1.52 倍/1.52 分の 1 の変動があるということがわかる。最大加速度ではこれが 2.25 倍/2.25 分の 1 になり、最大変位では 1.8 倍/1.8 分の 1 となっている。

これまで見てきたように、このように実値でのばらつきを図化すると対数正規分布の形状を示すが、対数正規分布では確かにランダムな変動の結果として正規分布状のばらつき分布となっているかどうかは判別しにくい。そこで実値ではなく log 値 (対数を取ったもの、対数残差) を求め同じように分布形を図化した。その結果が図 76~78 である。図中の赤い縦線は平均値と平均±1 標準偏差である。これらの図から、平均回帰式からの残差は確かにきれいな正規分布を描いており、左右対称形となっていることがわかる。また平均値がゼロではなく、わずかにずれが生じていることがわかる。このずれは回帰した直線状の距離減衰特性が全距離に対して均一の (バイアスのない) 平均的特性とはなっておらず、特定の距離 (基本的にはデータの拘束が弱い短距離領域) で平均的關係から少しずれていることを示している。今回用いた対数軸で直線となる距離減衰特性はあくまで簡易式であり、精細な分析のためには物理モデルに基づいた距離減衰特性を考慮すべきであるが、結論としては、そのような簡便な近似解を平均的特性として代用しても、距離減衰特性の残差は 1.5 倍から 2 倍を少し超える程度の範囲に収まるということがわかったということである。

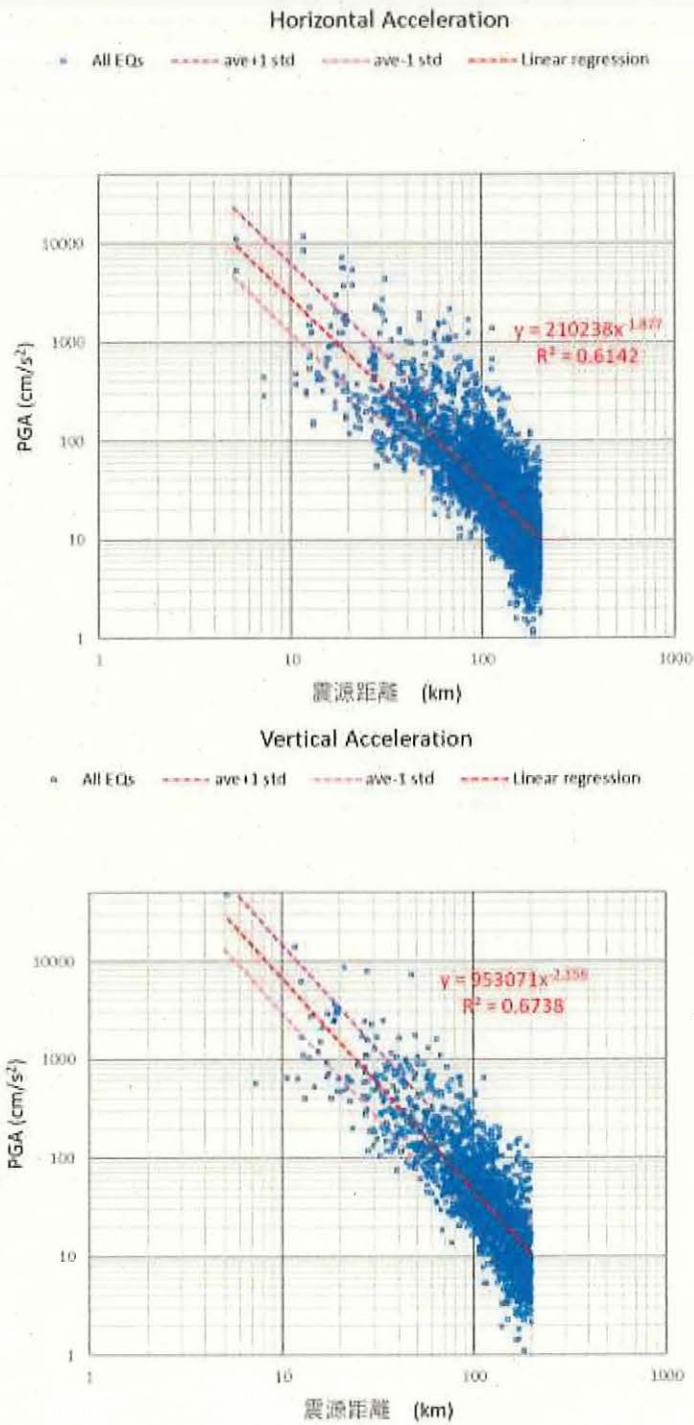


図 70 全 9 地震の震源特性・サイト特性補正後の最大加速度の距離減衰特性  
 (上: NS と EW から剥ぎ取り、下: UD から剥ぎ取り)

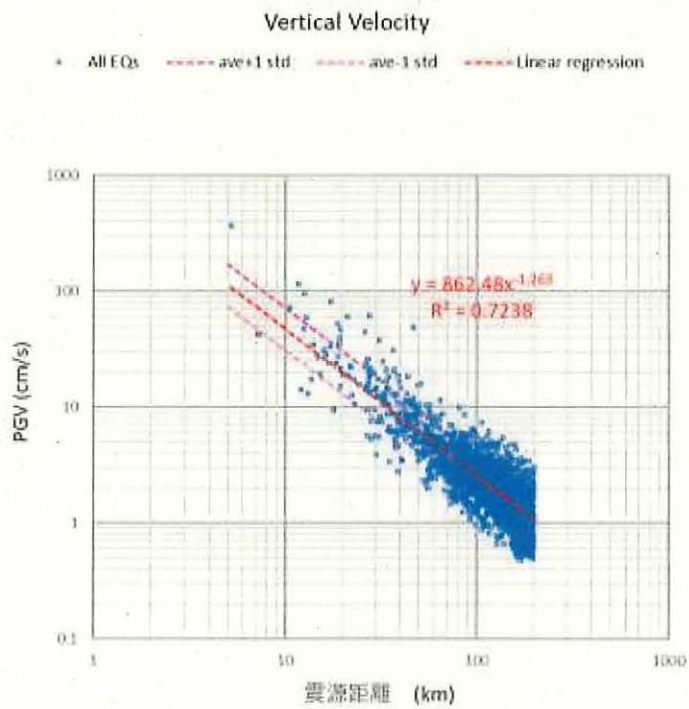
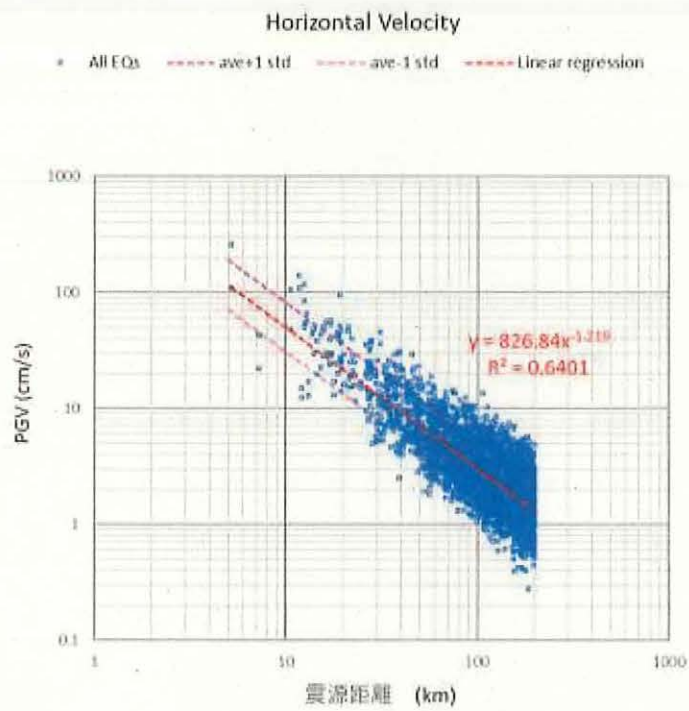


図 71 全 9 地震の震源特性・サイト特性補正後の最大速度の距離減衰特性  
(上: NS と EW から剥ぎ取り、下: UD から剥ぎ取り)



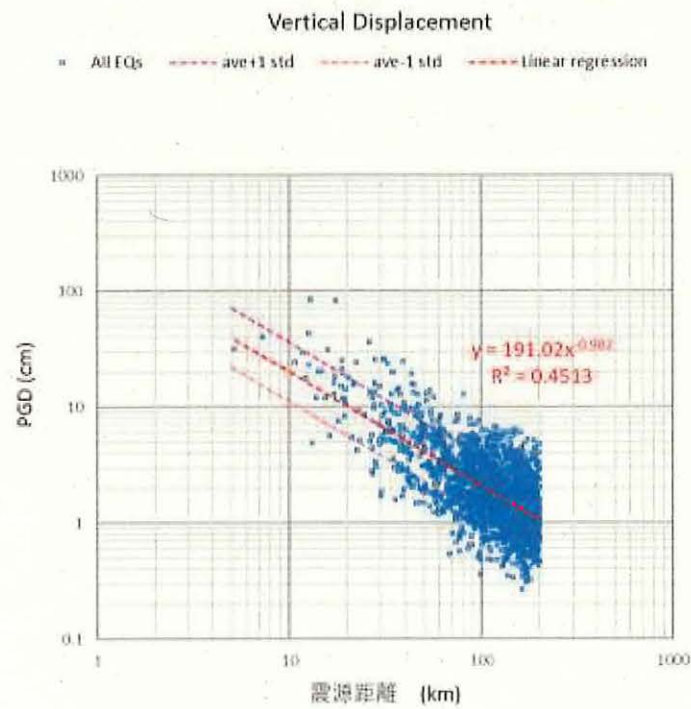
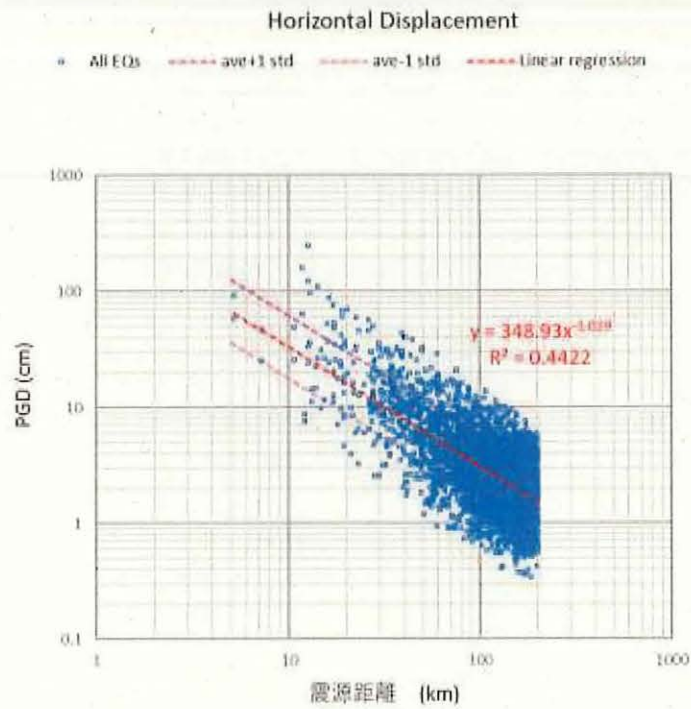


図 72 全 9 地震の震源特性・サイト特性補正後の最大変位の距離減衰特性  
(上 : NS と EW から剥ぎ取り、下 : UD から剥ぎ取り)

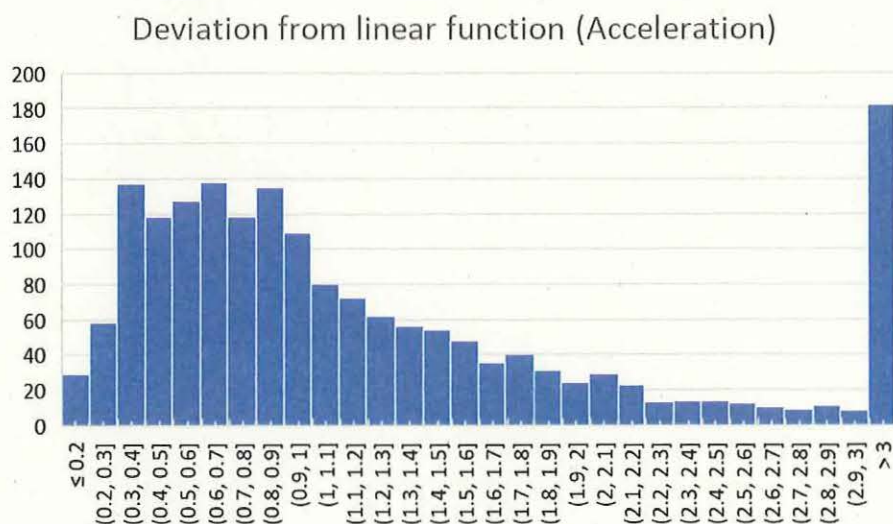
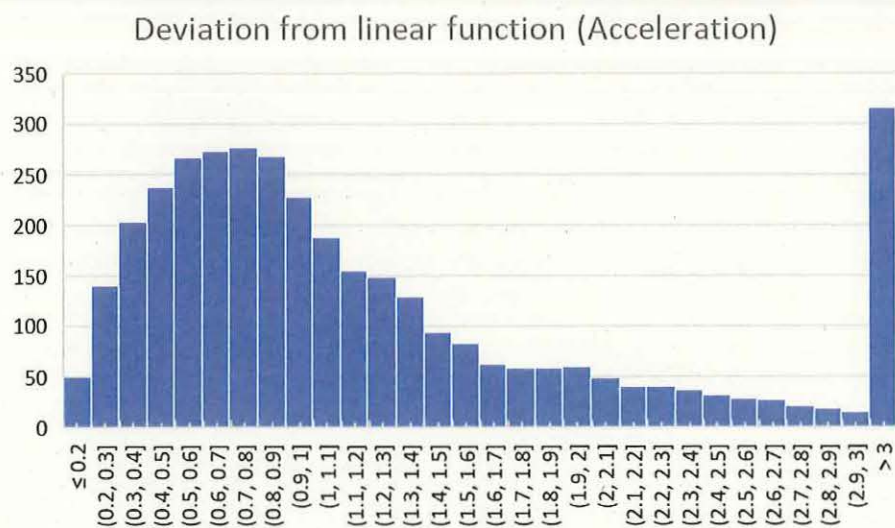


図 73 全 9 地震に対して直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ  
偏差の分布 (実軸)

(上 : 水平動から剥ぎ取り、標準偏差=2.23 倍)

(下 : 上下動から剥ぎ取り、標準偏差=2.25 倍)

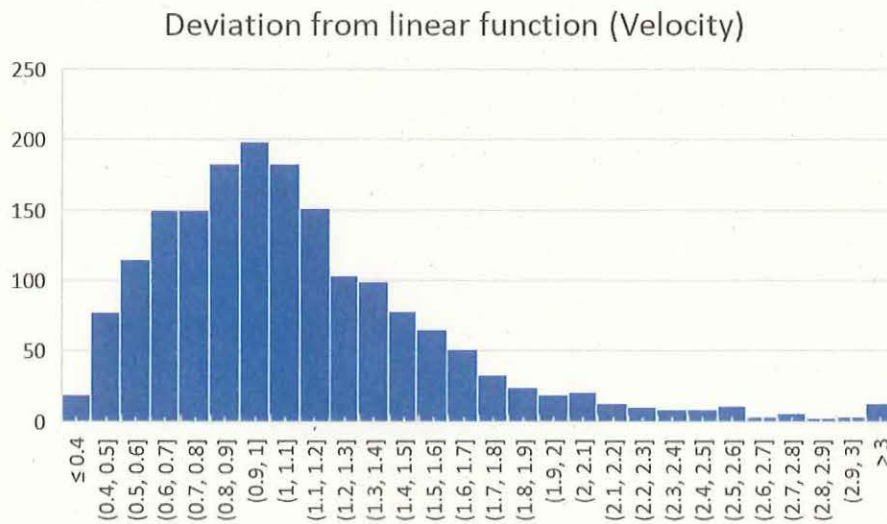
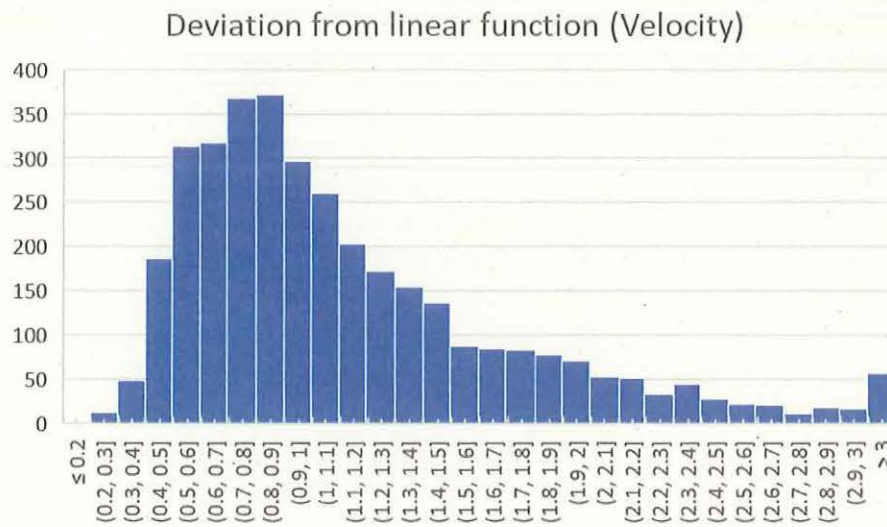


図 74 全 9 地震に対して直線で回帰した速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (実軸)

(上 : 水平動から剥ぎ取り、標準偏差=1.64 倍)

(下 : 上下動から剥ぎ取り、標準偏差=1.52 倍)

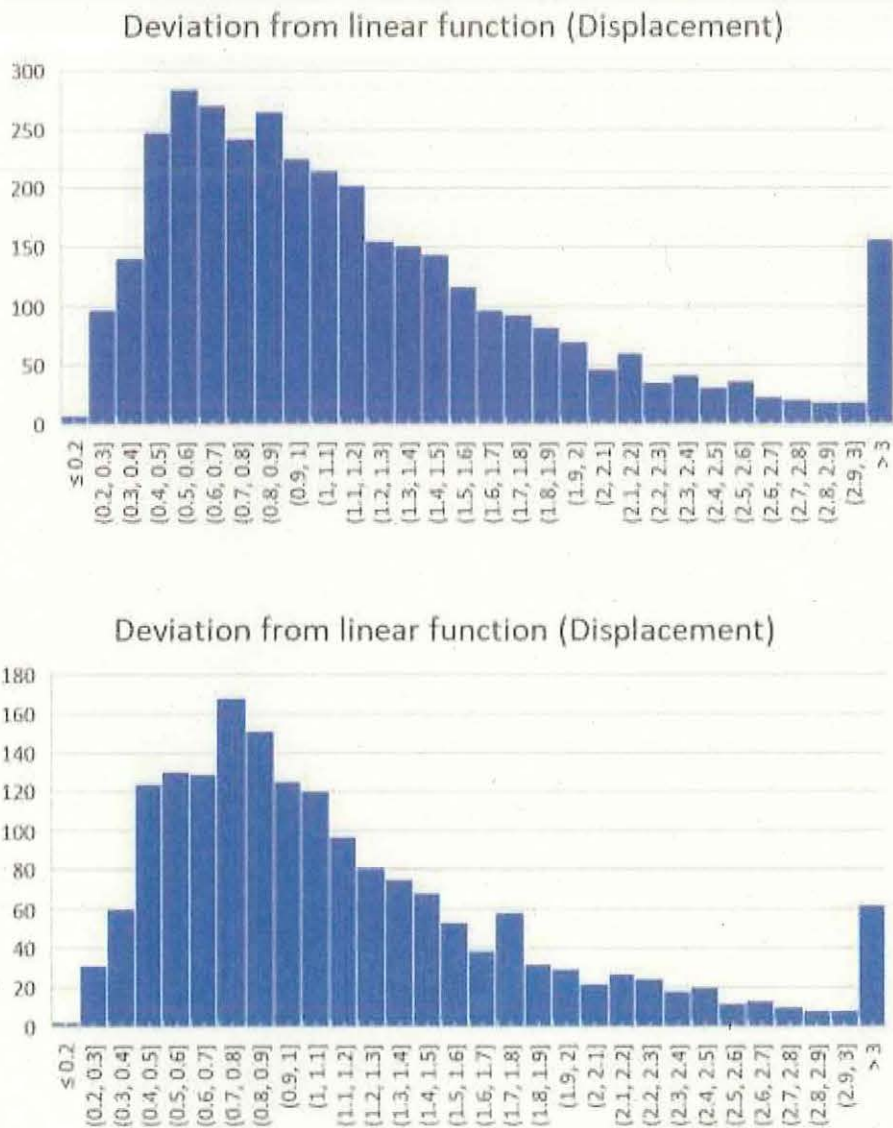


図 75 全 9 地震に対して直線で回帰した変位距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (実軸)

(上 : 水平動から剥ぎ取り、標準偏差=1.87 倍)

(下 : 上下動から剥ぎ取り、標準偏差=1.79 倍)



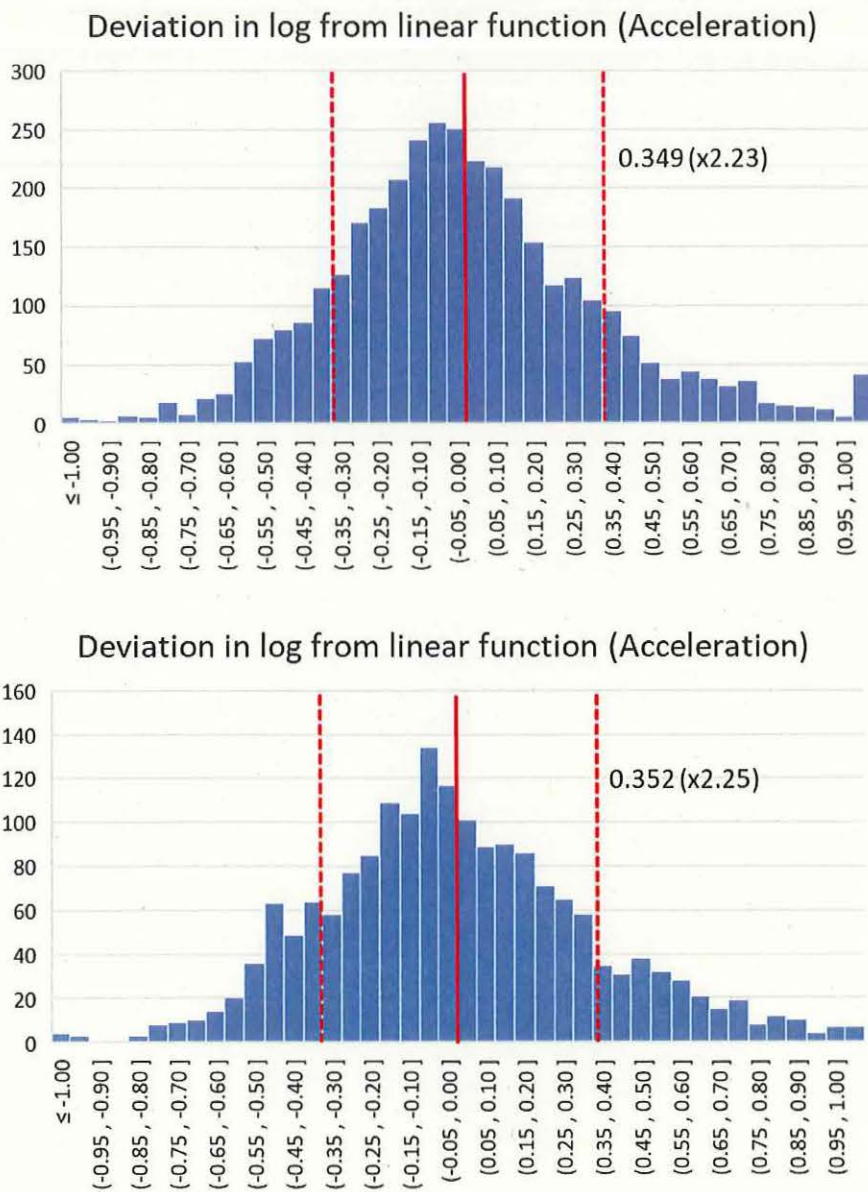


図 76 全 9 地震に対して直線で回帰した加速度距離減衰平均値に対するデータ  
 偏差の分布 (log 軸)  
 (上: 水平動から剥ぎ取り、標準偏差=0.349)  
 (下: 上下動から剥ぎ取り、標準偏差=0.352)

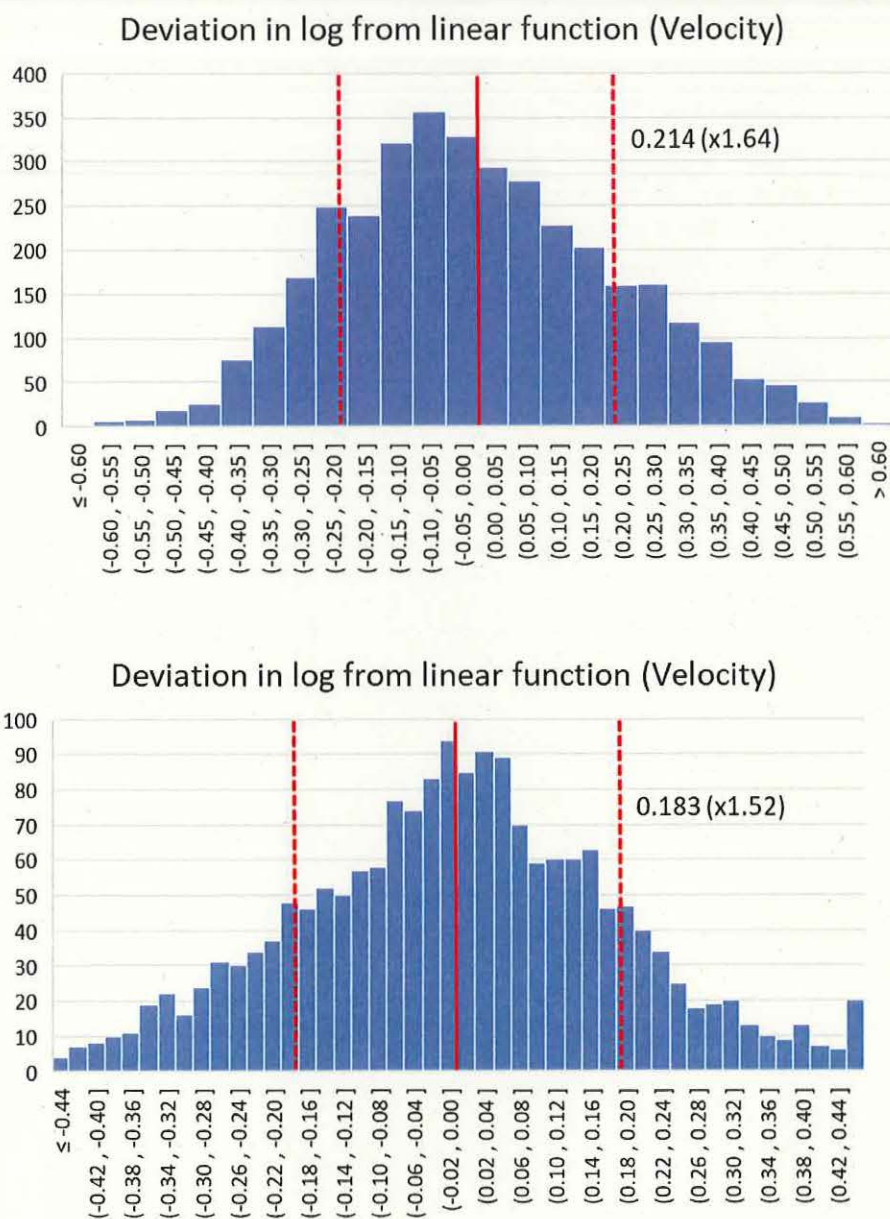


図 77 全 9 地震に対して直線で回帰した速度距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (log 軸)

(上：水平動から剥ぎ取り、標準偏差=0.214)

(下：上下動から剥ぎ取り、標準偏差=0.183)

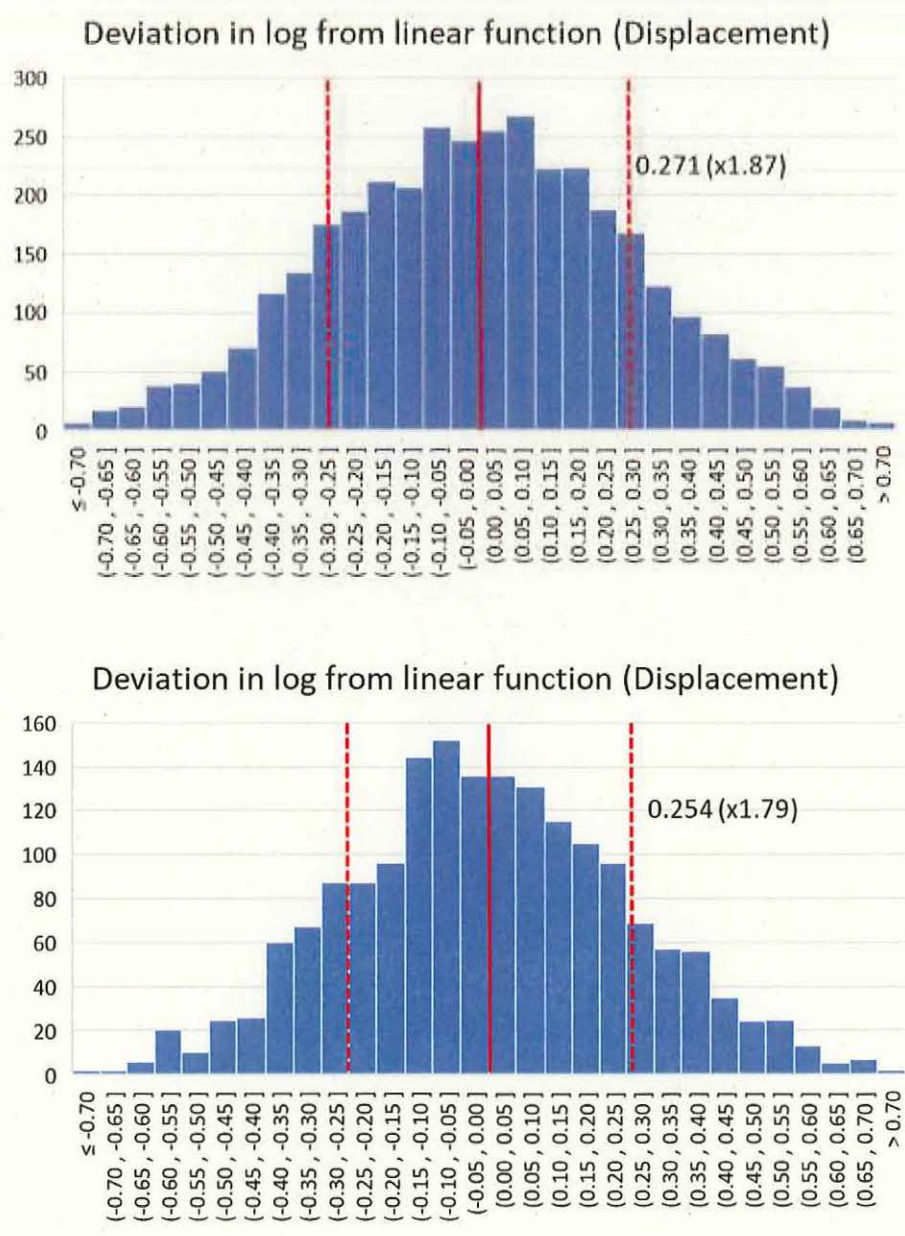


図 78 全 9 地震に対して直線で回帰した変位距離減衰平均値に対するデータ偏差の分布 (log 軸)  
 (上 : 水平動から剥ぎ取り、標準偏差=0.271)  
 (下 : 上下動から剥ぎ取り、標準偏差=0.254)



## 12) サイトのサイト増幅特性におけるばらつき評価の結果

スペクトル分離解析では、震源スペクトル、伝播経路特性、サイト特性に分離したあと、得られた震源スペクトルの平均値と伝播経路特性を使って個々の観測スペクトルのサイト増幅率を再分離することができる。式で示せば下式

$$G_{ij}(\omega) = F_{ij}(\omega) / (S_i(\omega) \times P_{ij}(\omega)) \quad (9)$$

となる。この  $G_{ij}$  は  $j$  サイトにおいて  $i$  地震ごとに得られるので、観測地震数が十分多ければ地点毎にそのばらつきを評価することができる。図 29・30 に KMM005 と KMMH16 を例にして、得られた平均サイト増幅特性と平均  $\pm 1$  標準偏差の値を比較して示す。それぞれ 41 地震、56 地震の平均とばらつきである。

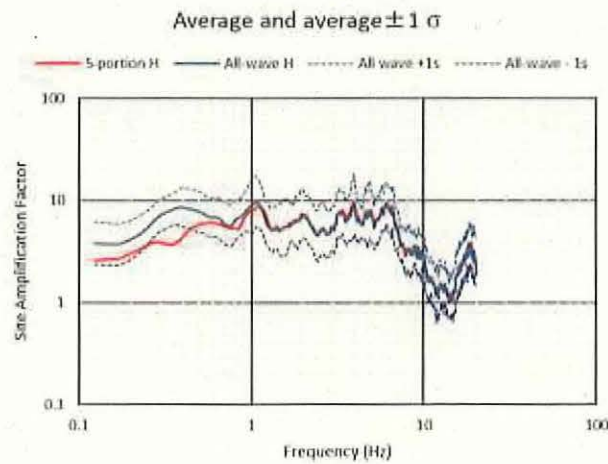


図 79 全波サイト増幅特性の平均とばらつき(KMM005)

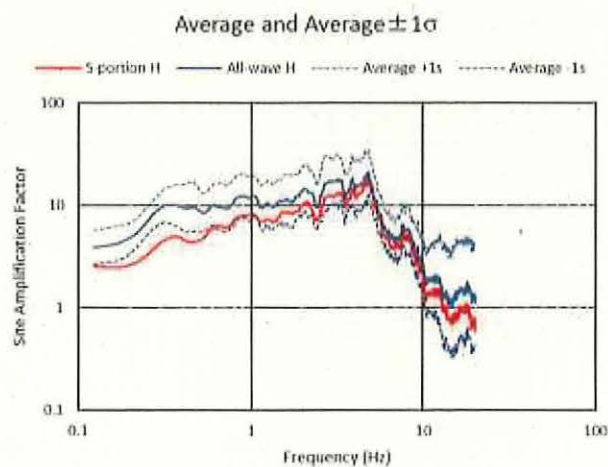


図 80 全波サイト増幅特性の平均とばらつき(KMMH16)



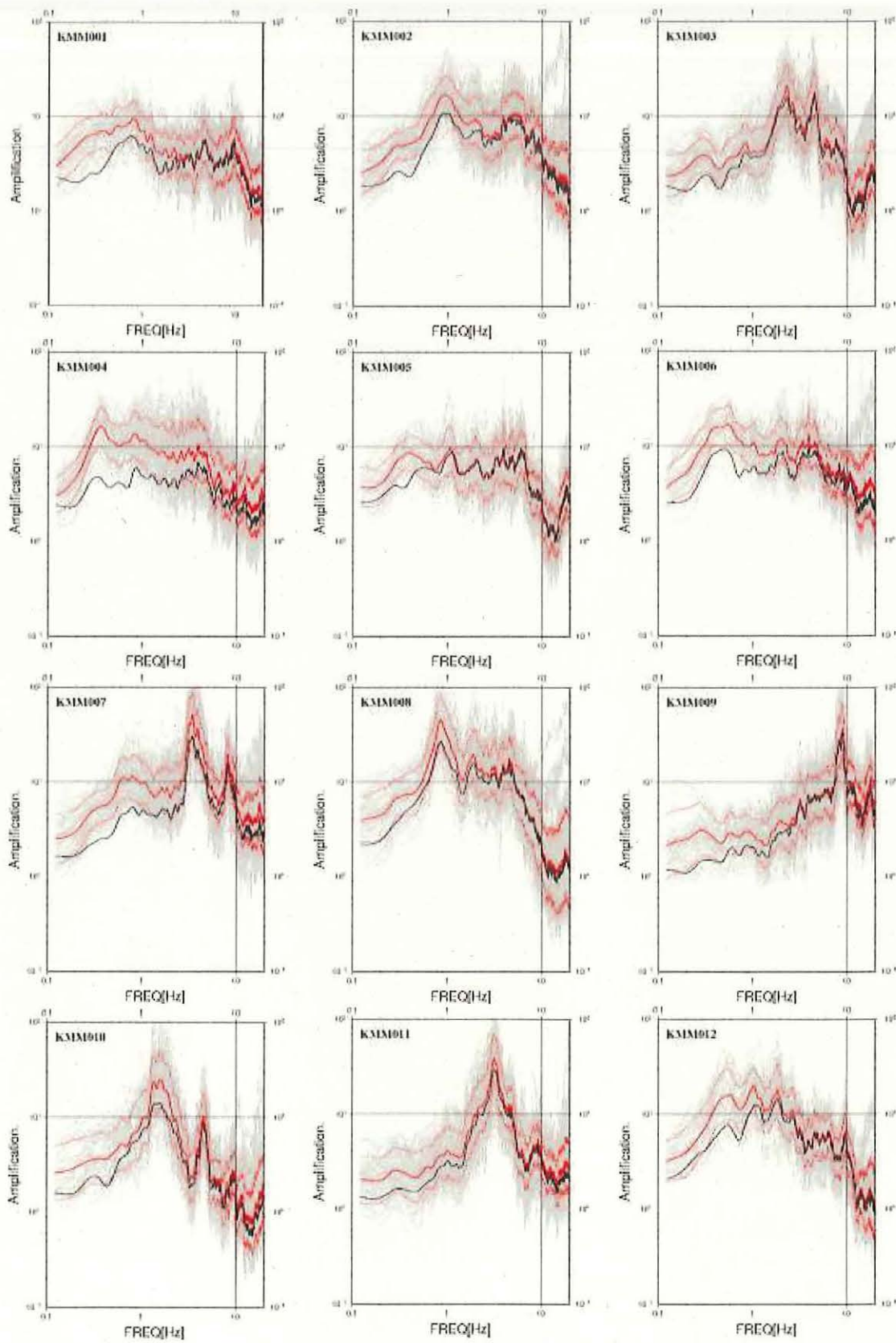


図 81 熊本県 K-NET 観測点の全波サイト特性とそのばらつき(黒線は S 波部)

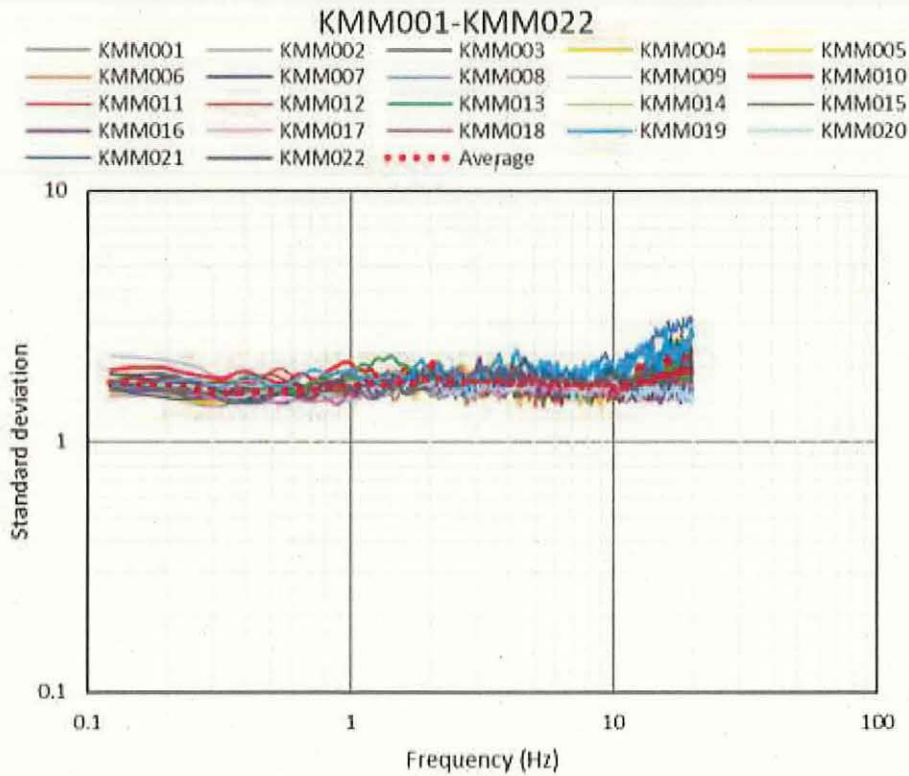


図 82 熊本県 K-NET 地点での全波サイト特性の対数標準偏差の実値  
赤点線はその全 22 地点の平均変動倍率

図 81 には熊本県の K-NET 観測点 12 点の全波サイト特性のその±1 標準偏差を示す (赤線)。各灰色線は個別の地震毎のサイト増幅特性である。また図中の黒線は S 波サイト特性である。サイト増幅特性の平均値は観測点ごとに大きな周波数変動特性を示しているのに対して、それに対する変動係数としてみた時のばらつき (相対倍率) はどの観測点もほぼ同じで、またどの周波数帯域でもほぼ同じとなっている。例外的な事例として、KMM006 や KMM008 などにおいて 10Hz 以上の高振動数域で 1~2 地震だけが異常に大きなサイト増幅特性を示しており、これはおそらく外れ値だと考えられる。

図 82 には熊本県の K-NET 観測点全 22 点の全波サイト特性の対数標準偏差を実値に直して図化した。点線はそれらの平均値である。この図から、ばらつきは 1.5 倍/1.5 分の 1~2 倍/2 分の 1 の範囲に収まり、高振動数域では少し増大傾向にあるものの、周波数依存性も少なく、サイト特性に見られる最終的なばらつきは倍・半分以下であることがわかる。この倍・半分あるいはそれ以下の変動幅は、最終的な観測値の持つ、スペクトル・モデルからのばらつきであり、地盤構造によるサイト増幅特性を的確に評価してやればデータのばらつきはその程度に収まることを示している。なお先に見てきた地震毎の距離減衰特性のばらつき評価では、物理的意味の明確なフーリエ・ス

ベクトルに対してではなく時刻歴波形の最大値 PGA・PGV・PGD に対して分析を行っており、これらの最大値はある特定の周波数だけで決定されているわけではなく、多くの周波数帯域の震源・伝播経路・サイトの各特性の影響を複雑に受けるので、必然的にばらつきは大きくなっていることに留意されたい。

### 13) 解析結果のまとめ

本章では、熊本地震の本震および前震を含む日本の M6 以上の主な内陸地殻内地震を 9 つ選び、その K-NET および KiK-net による観測記録の地表面観測最大加速度・最大速度・最大変位の変動幅と、観測記録から弱震動の平均的サイト増幅特性を剥ぎ取った露頭地震基盤相当の変換波の最大加速度・最大速度・最大変位の変動幅を求めた。さらにその基盤波を震源スペクトルで基準化し、地震間の相互比較が可能な伝播経路特性として抽出し、同一距離におけるデータのばらつきを評価した。同様にある地点での全観測地震動に対するサイト増幅スペクトルの変動係数を求め、それを複数地点で比較した。

以上得られた結果をまとめると以下の通りである。

- 1) 地震毎の解析から、地震によってばらつきの絶対値には差があるが、振幅に与える影響の大きなサイト増幅特性を剥ぎ取ってその最大値を評価すれば、基本的に 1.5 倍～2 倍の変動係数に収まることがわかった。最大速度のばらつきが小さいことが多いが、最大加速度のばらつきが最小の地震もあった。水平動から剥ぎ取った結果と上下動から剥ぎ取った結果では、両者の平均値はよく対応していたが、上下動から剥ぎ取った結果の方がばらつきが小さいことが多かった。
- 2) 得られた剥ぎ取り波に対してさらに個々の地震の震源スペクトルを補正して、全地震の結果を合わせて伝播経路特性を抽出し、9 地震全体の伝播経路特性におけるばらつきを評価したところ、その変動係数は約 1.5 倍～2.25 倍となった。一番小さいケースは上下動から求めた最大速度の場合であった。ばらつきの分布は log 値で見るときれいな正規分布を形成しており、ランダムな原因でばらつきが生じていることが示唆された。
- 3) 代表的な地点 22 地点で個別サイト特性の変動係数を求めたところ、1.5 倍～2 倍の範囲に収まり、その周波数依存性もほとんどないことがわかった。

以上の結果から、震源特性・伝播経路特性・サイト特性のどの特性をみても、データをきちんと処理して個々のデータが持つ個性を平均値として評価し、それ以外の変動をばらつきとして評価すれば、そのばらつきはいずれも概ね倍／半分の変動範囲に収まることが示された。



### 3. 2. 各モデルにおける変動幅と全体の変動幅の関係

前節で見てきたように、強震動特性はこれをフーリエ・スペクトルで見ると、基本的に式(5)のように震源スペクトル・伝播経路特性・サイト増幅特性の3つの要素の積で（時間領域で見れば合積で）成り立っており、それぞれの特性を想定シナリオ地震のマグニチュードや長さ・地震モーメント、短周期レベルなどのパラメータを介してモデル化することにより、強震波形やその最大値を計算することができる（入倉, 2004）。古典的な距離減衰式（地動予測式）ではこのパラメータ数はマグニチュード、震源距離、サイト種別の3つしかないが、比較的簡単な司・翠川(1999)の距離減衰式でさえ、それに加えて地震のタイプと震源深さが追加されている（サイト増幅はサイト種別ではなく 30m までの平均 S 波速度から求めている）。断層モデルに立脚した強震動予測レシピ（入倉, 2004）では考慮すべきパラメータ数は 20 以上ある。このうちの多くは、地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  のように、相互に関係しており、一方から他方を推測しているが、その際に用いられる関係式は第 1 章で論じたように、その係数が観測値から求められている物理式か経験式であり、不確かさを含んだ関係式となっている。なお強震動予測レシピで波形を計算する際に必要となる発震点位置や深さ、それによって決まる破壊伝播方向などは事前に予測することが困難なので、複数のシナリオを考慮するか、事前にわかっているのであれば、対象地点にとって最悪となるシナリオを用いる必要がある。

さて、物理式や経験式で地震動予測に必要なパラメータを推定する際に、個々の予測式の有する不確かさを評価の都度計算に繰り入れると、最終結果のばらつきは非常に大きなものとなる。単純に言って個々の関係式の不確かさが標準偏差（変動係数）で 1.5 倍 / 1.5 分の 1 だったとし、その関係式が 10 個あったとすると、それを全部評価した場合には 1 標準偏差に相当する不確かさは  $1.5^{10} = 58$  倍 / 58 分の 1 にもなる。このように、コントロール・パラメータがたくさんある強震動計算手法において、あらゆるパラメータに対して全て平均 +1 標準偏差のような安全側の評価を適用すると、その最終評価結果のばらつきは実際の観測記録のそれと整合しなくなる。

観測記録のばらつきは、すでに図 1 で見てきたように、地表面観測値そのままの最大加速度や応答スペクトルなどのような最大値指標でみて  $10^{0.3} \sim 10^{0.4}$  レベル、すなわち倍 / 半分から 2.5 倍 / 2.5 分の 1 レベルの変動となっており、そこから一番大きな影響をもたらしている観測点ごとに異なるサイト増幅特性の影響を取り除けば、図 15 や図 77 に示したように、 $10^{0.2}$  レベル、すなわち 1.5 倍 / 1.5 分の 1 レベルまで低下する。この観測値の変動幅が、予測対象とした値が不可避に持っている正味のばらつきの幅であり、それを大幅に超えるばらつきを予測値に考慮すべき合理的理由はない。

前節で見てきたように、強震動の主要な 3 パラメータ（震源・伝播経路・

サイト) で個々にばらつきを評価したとき、得られる変動幅はどのパラメータにおいてもほぼ同程度で  $10^{0.2} \sim 10^{0.35}$  レベルであった。このことは2つのモデル・パラメータ間の関係式の変動を我々がデータから見てみたとき、その変動は全データ空間が持っている変動のある断面で切り取って見たものに過ぎない、ということを示唆している。N個のパラメータがあればそれはN次元の空間を張っているわけだが、どの空間で切り出しても変動幅が一定なのであれば変動空間は円球状となっているわけで、それを重畳させる理由はない。

以上見てきたように、複数の関係式で表現されている予測モデルにおいて、個々のパラメータにばらつき・不確かさが存在しているからといって、それを重畳して変動させ予測強震動のばらつき評価を行うのは適切ではない。一方、個々のパラメータのばらつき・不確かさが最終予測結果に与える影響を評価することには感度解析としての物理的意味があるが(あるパラメータがどの周期帯域に大きな影響を与えるかなどを把握することができるため)、設計上考慮すべき最終予測値に対する変動幅の評価に際しては、実際の観測記録の変動幅との整合性を考慮した評価を行うことが重要だと考えられる。

この各パラメータの変動を重畳適用することが結果として観測事実と不整合な変動を与える根本的な理由は、設定しているパラメータ間に強い相互相関関係が存在しているためであり、もしそのすべてのパラメータ間の相関を適切に評価できれば、どれだけの変数であろうが最終結果の変動幅は観測値のそれと同等レベルに抑えられるはずである。例えば強震動予測レシピ(入倉, 2004)では、短周期レベル  $A_0$  は独立パラメータとして地震モーメント  $M_0$  の関数として与えられるが、 $\omega^2$  モデルの考え方では短周期レベル  $A_0$  は応力降下量に比例するので、その平均からの偏差はやはり応力降下量と対応づけられる  $M_0$ -S 関係での偏差とリンクしている。破壊伝播速度も予測値に大きな影響を与えるが、大きな滑り量を有する領域が連続的に破壊される時に加速されることがわかっており、滑り量分布や平均滑り量  $D$ 、断層面積  $S$  などとリンクしていると推察される。しかし現状では各パラメータ間の平均的関係を記述するには辛うじて足りるだけの情報が得られてはいるものの、その相互相関関係を記述するに足りる十分な情報は未だ得られていない。それを得るためには均質で上質な観測データを多数収集し、同一の方法で必要なパラメータを同定し、得られた推定パラメータ間の相互相関を分析していくことと、強震動予測モデルをさらに高度化し、検討の結果確立したパラメータ間の物理的な関係があればそれをモデルに組み込んで不確かさを減らしていく以外によい方法はなく、現在その方向で分析作業を行っている。

## 参考文献

- Andrews, D.J. (1982): Separation of source and propagation spectra of seven Mammoth Lakes aftershocks, Proc. of Workshop 16, Dynamic Characteristics of Fault, U. S. Geol. Sur. Open File Rep., pp.82-591, USGS, pp.437-454.
- 防災科学技術研究所 (2016) : 強震観測データ・ポータルサイト (K-NET, KiK-net) , <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/> (閲覧日 : 2019年10月20日).
- Hanks, T. H. and W. H. Bakun (2008): Short Note, M-log A observation for recent large earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 98, pp.490-494.
- 入倉孝次郎 (2004) : 強震動予測レシピ —大地震による強震動の予測手法—, 京都大学防災研究所年報, 第47号A, pp. 25-45.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, pp.849-875.
- 岩田知孝・入倉孝次郎 (1986) : 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震 第2輯, 第39巻, pp.579-589.
- Kanamori, H. and Anderson, D.L. (1975): Theoretical basis of some empirical relationships in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, pp.1073-1095.
- 功刀卓・青井真・藤原広行 (2009) : 強震観測—歴史と展望—, 地震 第2輯, 第61巻, pp.19-34.
- Leonard, M. (2010): Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release, Bull. Seism. Soc. Am., 100, pp.1971-1988.
- Mai, P. M., and Thingbaijam, K. K. S. (2014): SRCMOD: An online database of finite-fault rupture models, Seism. Res. Lett. 85, pp.1348-1357.
- Miyakoshi, K., K. Somei, K. Irikura and K. Kamae (2018): Scaling relationships of source parameters of inland crustal earthquakes in tectonically active regions, Best Practices in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations, Cadarache-Château, France
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2015): Scaling relation of source parameters of earthquakes on inland crustal mega-fault systems, PAGEOPH, doi:10.1007/s00024-014-1010-9.
- 仲野健一・川瀬博・松島信一(2014) : スペクトルインバージョン手法に基づく強震動特性の統計的性質に関する研究 その1 フーリエスペクトル・応答スペクトルから分離した平均特性, 日本地震工学会論文集, 第14巻, 第2号, pp.67-83.
- 仲野健一・川瀬博・松島信一 (2018) : 1988年から2016年までに観測された強震記録から分離したサイト特性に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第61号B, pp.282-pp.300.
- 司宏俊・翠川三郎(1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, pp.63-70.

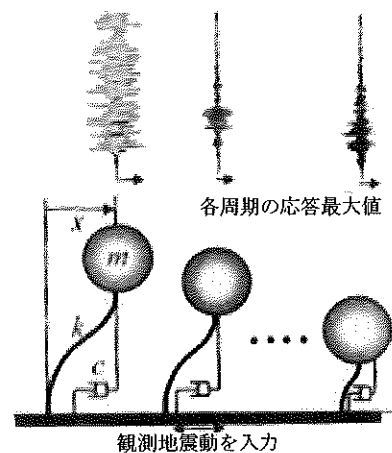
- Richter C. F. (1935): An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.* 25, 1- 32.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seism. Res. Lett.*, 70, pp.59-80.
- Stirling, M. W., D. A. Rhoades, and K. Berryman (2002). Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, no. 2, 812–830.
- Thingbaijam, K. K. S., P. M. Mai, and K. Goda (2017): New empirical earthquake source-scaling laws, *Bull. Seism. Soc. Am.*, doi: 10.1785/0120170017.
- Wells, D. L. and K. L. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, pp.974-1002



## 専門用語の詳細解説

\*1) マグニチュードは、もともと特定の短周期地震計で観測された最大変位の対数を取り、距離補正をして全観測点に対して平均したものとして定義され、同じ距離で測ったときに大きな変位を生じさせるような地震は規模が大きいといえるだろうということで、地震規模を表す尺度として定義されたものである(Richter, 1935)。このマグニチュード  $M_L$  は比較的近距离の短周期成分を用いており、M7.0 程度で頭打ちになっていた。その後長周期帯域まで計測できる地震計が開発され、異なる地震計を用いても同じマグニチュードが得られるようにその都度係数が調整されてきた。周期無限大の断層運動の総量を表す地震モーメント  $M_0$  から求めるモーメント・マグニチュードが提案されるまでは、周期 20 秒以上の表面波から求められる表面波マグニチュード  $M_s$  が最も一般的なマグニチュードとして世界中で利用されてきた。一方我が国では、周期 5 秒前後で感度が最も高かった気象庁 1 倍強震計の最大値から坪井の提案した距離減衰式(坪井式)で求める気象庁マグニチュード  $M_{JMA}$  が長年にわたり利用されてきた。対象周期が 5 秒前後だったので  $M_{JMA}$  は M7.5~8 で頭打ちするといわれてきた。その後気象庁は 87 型強震計の加速度波形を積分して求めた変位波形で  $M_{JMA}$  を計算するようになった際に周期感度補正をしなかったために、1988 年以降のほとんどの地震では  $M_{JMA}$  は  $M_w$  と一致するとされている(ただし M6 以上の浅い地震を除く)。しかし東北地方太平洋沖地震では坪井式から求めた  $M_{JMA}$  ではなく、 $M_w$  でマグニチュードを表記している。

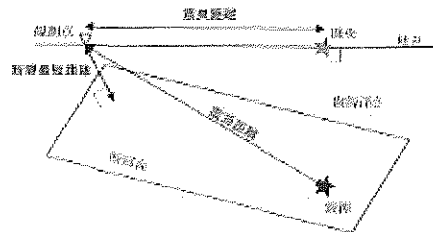
\*2) 応答スペクトルとは、建物の応答を簡便に評価することを目的として、異なる共振振動数  $f$  を持つ 1 自由度の応答システムを多数用意して、それに観測地震記録を入力してその応答最大値を計算し、それを周波数で並べたものである。計算されていない振動数の値はわからないので飛び飛びの値だけが存在する輝線スペクトルとなっている。ここで 1 自由度の応答システムとは、ある質量  $m$  を剛性  $k$  とダンパー  $c$  で支持した最も簡単な応答系であって、その共振振動数  $f$  は  $(2\pi)^{-1}\sqrt{k/m}$  で与えられる。ダンパーの値としては臨界減衰比  $h=5\%$  ( $h$  は  $c/4\pi fm$ ) とするのが一般的であるが、計算は指定した値に対して自由に実施できる。当然  $h$  が小さいほど応答値は大きい。下図は日本建築学会の「地盤震動と強震動予測」にある応答スペ



日本建築学会「地盤震動と強震動予測」p.30 図1 応答スペクトルの概念図

クトルの概念図である。この図では剛性の異なる複数の1自由度系が用意され、同じ観測地震動を入力として与えられている。なお、求める最大応答値が加速度なら加速度応答スペクトル、速度なら(相対)速度応答スペクトル、変位なら(相対)変位応答スペクトルとなる。さらに、最初に加速度応答スペクトルを求め、それを円振動数  $2\pi f$  で割って速度次元に換算したものを擬似速度応答スペクトルと呼び、加速度応答スペクトルを重視している我が国では非常にポピュラーであるが、海外では変位応答スペクトルに円振動数  $2\pi f$  を掛けて擬似速度応答スペクトルを求める方が一般的である。

\*3) 断層最短距離とは、ある観測点から地震を発生させた断層面までの最短距離を取ったものである。下図は日本建築学会の「地盤震動と強震動予測」の p.50 にある説明図であり、そこに断層最短距離が示されている。なお震源とは一般には地震の波動の源を指す言葉であるが、狭義には発震点(=破壊開始点)のことを意味し、従ってここでいう震源距離とは発震点距離のことである。気象庁が発表する震源位置と震源深さは、いずれも発震点位置・発震点深さのことで、マグニチュードが小さい場合には断層面と区別する意味はないが、M6.5 以上の地殻内地震や M7 以上の海溝型地震では、発震点が地震を起こした断層面の代表位置として適切かどうかは地震によって異なる。



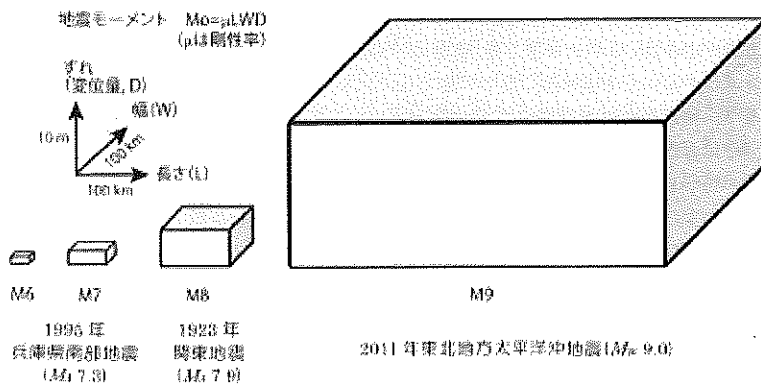
日本建築学会「地盤震動と強震動予測」 p.50 図2 地震から観測地点への距離を示す指標の例

\*4) 強震動生成域(Strong Motion Generation Area, SMGA)とは、断層面上で特に周期1秒前後のやや短周期の地震動を多く発生させたと考えられる場所である。内陸地殻内地震を対象とした震源破壊過程のインバージョン(逆算)によって断層面上の不均質な滑り量分布が求められて、当初はその中で滑り量の大きな領域をもってアスペリティと呼ばれていた。内陸地殻内地震の場合にはそのアスペリティの中心部分がそのまま、より短周期の地震動も生成する強震動生成域であることが別の手法によって証明されたため、アスペリティと強震動生成域はほぼ同じものとして特性化され、モデル化されている。下図は日本建築学会の「地盤震動と強震動予測」の p.79 にある兵庫県南部地震に対する「特性化震源モデル」の事例であるが、1999年に発表されたこの研究では、滑り量の大きなパッチをアスペリティと呼称している。一方、海溝型の特にプレート境界の地震については、震源インバージョンで得られるアスペリティの時定数は5~10秒以上で、そのサイズは30km~100kmと相対的に大きく、それをそのまま強震動生成域とみなすことはできないものであ

った。特に東北地方太平洋沖地震の場合には、アスペリティと強震動生成域とは空間的にあまり重なっておらず、同一とはみなせないことが明らかとなっている。

\*5) スケーリング則とは、地震の規模を表す各種パラメーター間の相対的な関係を表したもので、地震モーメント  $M_0$  と断層長さ  $L$  や地震モーメントと断層面積  $S$  の関係などがその代表的なものである。下図は日本建築学会の「地盤震動と強震動予測」の

p.52 にある説明図であり、そこにマグニチュードによって断層長さ・幅・断層面上のずれ（滑り量）が如何に大きく異なるかが示されている。ただし、この図は断層幅の頭打ちや断層面上のずれ（滑り量）の頭打ちを考慮しておらず、ステージ1の地震モーメントの1/3乗（マグニチュードでいえば2増えたらすべてが10倍）のスケールが最初から最後まで成立しているという仮定で模式的に描かれたものである。



日本建築学会「地盤震動と強震動予測」p.52 図1にある地震モーメントの視覚的表現と地震の大きさの比較

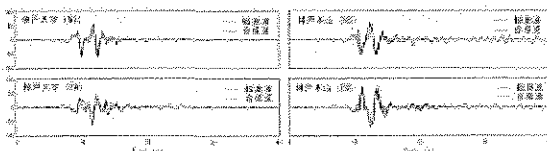
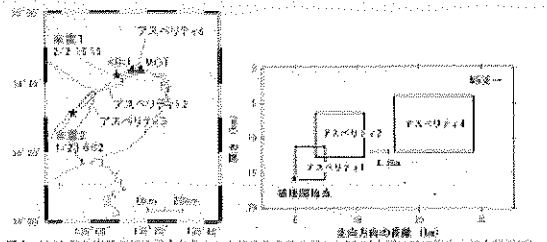
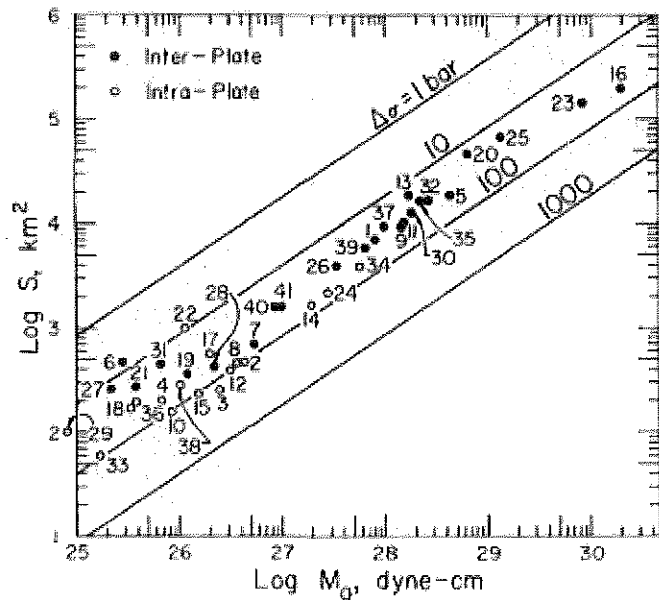


図2 神戸大学観測ステーションによる神戸市内の強震動観測の比較

日本建築学会「地盤震動と強震動予測」p.79の図1および図2にある兵庫県南部地震を対象とした特性化震源モデルの例とその再現波形

\*6) 応力降下量には静的応力降下量と動的応力降下量があり、それぞれに断層面全体の平均値と場所によって異なる値を求めた局所的な値がある。応力降下量の絶対値はその評価の仕方によって倍／半分程度の違いが生じる。物理的には静的応力降下量は断層面上の最終滑り量分布とせん断剛性 $\mu$ がわかっているれば滑り量と応力降下量は線形関係にあるので計算することができる。すなわち、滑り量分布の空間的な微分は歪 $\epsilon$ であり、それにせん断剛性 $\mu$ を掛ければ応力分布が求められる。この応力は地震前の応力から地震後の応力を差し引いた地震によって生じた差の応力であり、これを応力降下量と呼ぶ。断層面全体の平均値が平均応力降下量であるが、これは $D/L$ あるいは $D/S$ に比例する。下図は最初にその種の解析を行った Kanamori and Anderson (1975) のスケーリング則であるが、断層面全体の推定平均滑り量と断層面積から平均静的応力降下量を求める理論式を用いて等応力降下量ラインをスケーリング則の観測データに追加

している。同じ地震モーメント  $M_0$  に対して面積  $S$  が大きい場合には応力降下量が小さく、逆に面積  $S$  が小さい場合には大きくなるのがわかる。なおこの図は先の\*5)の図と同じく、地震モーメントの全領域に対して  $D \cdot L \cdot W$  に対する  $1/3$  乗則が仮定されており、ステージ1のスケーリング則ですべて表現されている。また横軸の地震モーメントが  $\text{dyn} \cdot \text{cm}$  ( $=10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}$ ) で表示され、応力降下量  $\Delta\sigma$  が  $\text{bar}$  ( $=0.1 \text{MPa}$ ) で表示されていることに注意されたい。



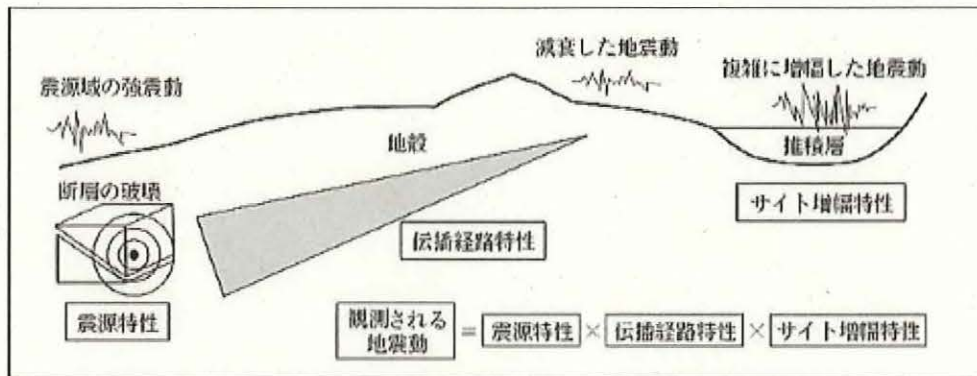
Kanamori and Anderson (1975)の地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  の関係と理論的に得られる平均静的応力降下量  $\Delta\sigma$

\*7) 断層の破壊によって生じた震源での波形は、地球（のうちのマントル・地殻の部分）という弾性体を通して同心円状に広がって少しずつエネルギーを失いながら伝播し、特定のサイト近傍に達するとそのサイト周辺の地盤構造（堆積盆地や表層軟弱層）の影響を受けて増幅しつつ、あるいは反射・屈折を繰り返しながら拡散しつつ、最終的に特定のサイトに到達する。下図はそのプロセスを表現したものであるが、スペクトルの分離の考え方では、この



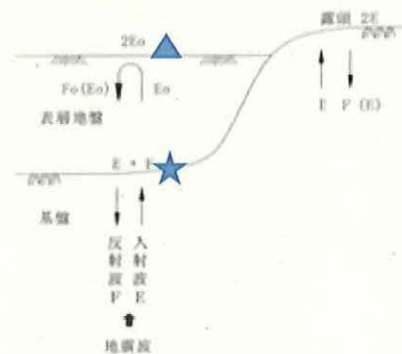
震源における地震動の特性と、伝播経路における地震動の減衰性状と、サイト近傍における地震動の増幅の仕方が、スペクトルで表現したときに、それぞれ互いに独立な3特性の積で表されるものと仮定している。ここでスペクトルでは積で表現されるが、時刻歴波形では時間をずらしながら積分する合積（コンボリューション）で表現される。それは時間軸で観察すると、時々刻々震源断層上の各点から破壊に伴って波の packets（塊）が生成され、それが次から次へと伝播し、各々の波の packets が個別に増幅して時間ずれを持ってサイトに順次到達して来るためである。

なお厳密にはこの震源特性・伝播経路特性・サイト特性の分離は遠方場では成立しない。遠方場とは、波長によって異なるが、震源の大きさよりも十分に遠い場所を指す。震源近傍では、例えば断層の破壊が地表に到達してそれが地表面で反射して地中に戻ることで断層面の応力が再び増大し断層の破壊がさらに進展するなど、各特性の間に相互作用が存在し、各特性は独立ではない。ただ実際の分離解析では通常震源近傍の観測点も含めて解析を行っている。



地震動の成り立ち（防災科学技術研究所「強震動の基礎」図 4.1-1 より）

\*8) 表層地盤の剥ぎ取りとは、地表または地中の地震観測記録から表層地盤の影響を取り除き、基盤の地表における地震動（露頭波）を推定する解析のことである。地下からの入射波（E）は地表（露頭）で反射して再び地下へ戻っていく（反射波：F）ため、地中観測記録は入射波 E と反射波 F が合わさったもの（E+F）となっているが、地表（露頭）では反射波 F の位相が入射波 E の位相と同じであるため両者が重なって、振幅が入射波 E の 2 倍の 2E になっている。剥ぎ取りは、



土木学会(2011)「実務に役立つ耐震設計入門」p.127にある入射波と反射波説明図

これらを考慮して実施される。すなわち、地表観測記録  $2E_0$  (▲) を用いる場合には、入射波  $E$  に対する地表での応答倍率  $2E_0/E$  を求め、それで地表観測波のフーリエ・スペクトルを割り込むことで  $E$  を求め、それを 2 倍して露頭基盤スペクトルを得る。地中観測記録  $E+F$  (★) を用いる場合には、入射波  $E$  に対する地中での応答倍率  $(E+F)/E$  を求め、それで地中観測波のフーリエ・スペクトルを割り込むことで  $E$  を求め、それを 2 倍して露頭基盤スペクトルを得る。いずれも理論的な応答倍率が必要である。