

1 4. P 波最大加速度を用いた震度推定法の構築 - 巨大地震対応の緊急地震速報 -

倉橋奨・正木和明・入倉孝次郎

1. はじめに

緊急地震速報では、震源を点と仮定して、P 波初動部の情報から震源位置および震源規模を推定し、各地の揺れの最大動の大きさやその到達までの猶予時間を予測し、警報または予報の情報を提供している。しかしながら、大きな地震被害を引き起こされるマグニチュード7クラス以上の規模が大きくなると震源域は数10kmになり、マグニチュード8クラスの地震になると震源域は100km以上にもおよぶ。P 波の到達時刻から決まる震源は、断層破壊の開始点を表すが、地震動は破壊開始点からのみではなく、断層破壊域全域から生成される。緊急地震速報を巨大地震の時の地震被害の軽減に役立てるためには、地震の震源を点ではなく広がりのある震源域をリアルタイムに把握する必要がある。

そこで本研究では、主要動のS波が到達するまでの上下動成分から、P波震動のPGAの飽和域を推定し、断層域相当域を評価することを目的としている。最大加速度距の離減衰は、震源近傍で頭打ちになる（飽和する）ことが知られている。これは、地震動が点ではなく面的な広がりのある震源域から生成させるためと、震源域に近い観測点における地震動が極めて大きいために地盤の非線形の効果で大きくならないため、などが原因と考えられる。

距離減衰の飽和する範囲（ここでは飽和域と呼ぶ）は地震の規模（マグニチュード）が大きくなると広がる。内陸の活断層に生じた地震を調べてみると最大加速度の飽和域は断層破壊域に関係付けられることがわかる。距離減衰式の最大動は一般にS波と考えられるが、P波の最大加速度も同様の性質を持っているならば、その飽和域の範囲から、構造物に破壊をもたらすS波の主要動の到着前に、地震の規模の推定やS波の最大動の予測が可能となる。そこで、本研究は、主要動のS波が到達するまでのP波震動（上下動成分）を監視して、P波のPGAの飽和域を推定し、断層破壊相当域を評価し、緊急地震速報に必要な情報の提供の可能性を検討する。

2. 解析に用いた記録

解析には、震源近傍で観測記録が存在する2004中越地震と2008年岩手宮城内陸地震におけるK-netとKiK-netの加速度記録および、1999年集集地震、2008年四川地震の加速度記録を用いた。また、P波の初動が観測されていないものや判断できない記録は解析からは除外した。使用した地震の震央と観測地点を図1に示す。図に示す断層域は、既往の研究における波形インバージョンの結果（堀川、2004；堀川、2008；関口・岩田、2001；Koketsu et al.、2009）である。断層最短距離の計算に用いた震源モデルは、上記の波形インバージョンによるものを用いた。

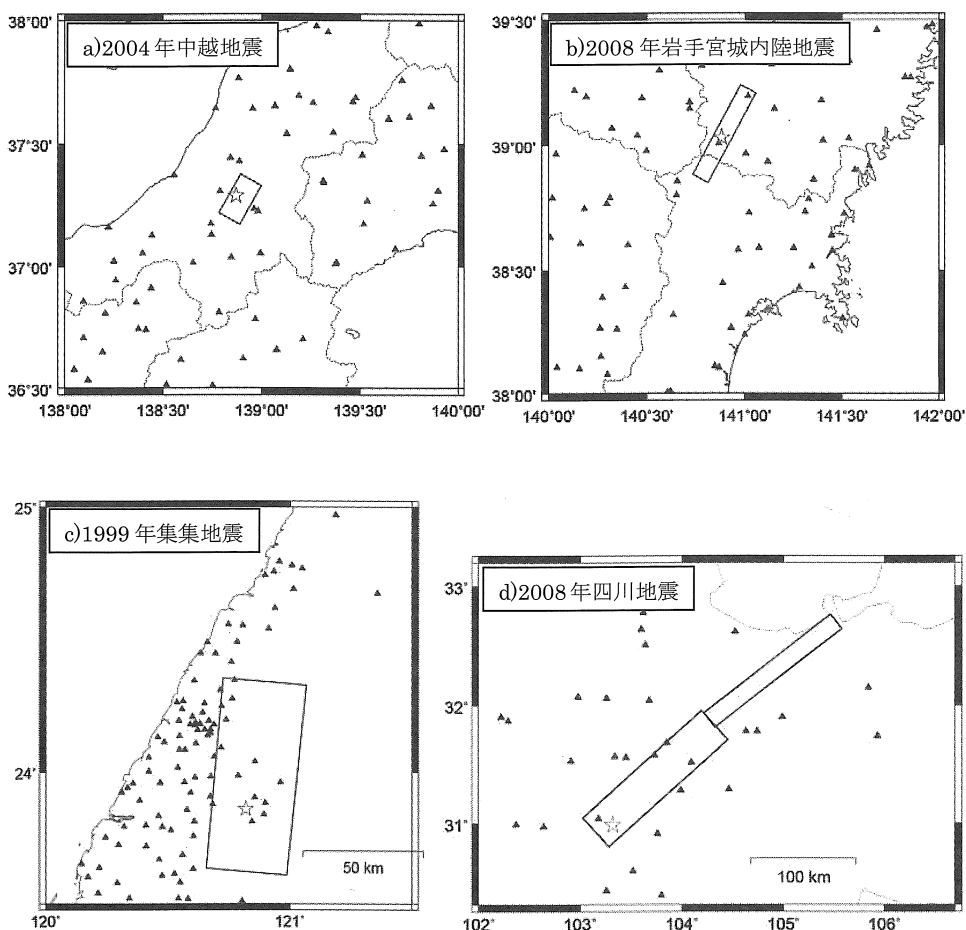


図1 a)2004年中越地震, b)2008年岩手宮城内陸地震, c)1999年集集地震(台湾), d)2008年四川地震(中国)における解析で使用した観測点(三角)と破壊開始点(星). 地図上の矩形は、波形インバージョンによる破壊域を示す。

3. S波PGAとP波PGAの震源近傍地点の飽和域の推定

はじめに、破壊開始点からS波が到達するまでの記録(破壊開始点からのP波部分)から、震源近傍におけるP波最大加速度の飽和について解析を行った。

図2に、2004年中越地震、2008年岩手宮城内陸地震、1999年集集地震、2008年四川地震における、破壊開始点からのP波部分の上下動成分のPGAおよび全時間の水平動のPGAと、各地震の断層最短距離との関係図を示す。ここで、破壊開始点からのP波部分の上下動成分のPGAはP波のPGA、全時間の水平動のPGAはS波のPGAと考えることができる。図2右図のS波のPGAは、断層最短距離が短くなるにつれて大きくなるが、20km付近から断層最短距離に近い観測点のPGAは、距離とは関係なくほぼ同じ振幅になっている。この関係は、集集地震や四川地震でも成り立っており、地震規模には依存せずに、震源近傍ではPGAが飽和することがわかる。図3には、一例として中越地震と岩手宮城内陸地震のS波PGA分布と波形インバージョンによる破壊域を示す。破壊域の周辺では、500gal程度以上のS波PGAが観測された点が分布していることがわかり、適当な閾値を設定し、その閾値以上が観測された点とそうでない点を区別することにより、破壊域の推定が可能と考えられる。一方で、破壊域の大きさに比べ地震計の密度は低く、破壊域の詳細な推定までには至らない可能性も高く、今後より高密度な地震計の設置も必要と考えられる。

図2左図に示すP波PGAと断層最短距離との関係は、中越地震、岩手宮城内陸地震では、S波と同様に、断

層最短距離が短くなるとP波PGAが一定になる傾向にあり、PGAが飽和することがいえる。一方で、集集地震や四川地震に関しては、断層最短距離の短い観測点のP波PGAは、振幅が小さい観測点が存在し飽和しない。そこで、図4に集集地震におけるこの断層最短距離の短い観測点で振幅が小さい地点の位置を示す。この振幅の小さい観測点のほとんどは、破壊域からの断層最短距離は近いが、破壊開始点からは遠い地点であった。このような地点では、破壊開始点で生成されたS波が到来した後、観測点近くの破壊域から生成されたP波が到来するため、破壊開始点から生成されたS波までの記録内には、破壊面から生成されたP波は記録されないこととなる。このために、集集地震や四川地震では、断層最短距離が短い地点のP波PGAをプロットすると、振幅が小さく、飽和しなかったと考えられる。このことは、破壊域の大きな巨大地震に対応させるためには、点震源ではなく、面的な震源を考えなければいけないことを示唆している。

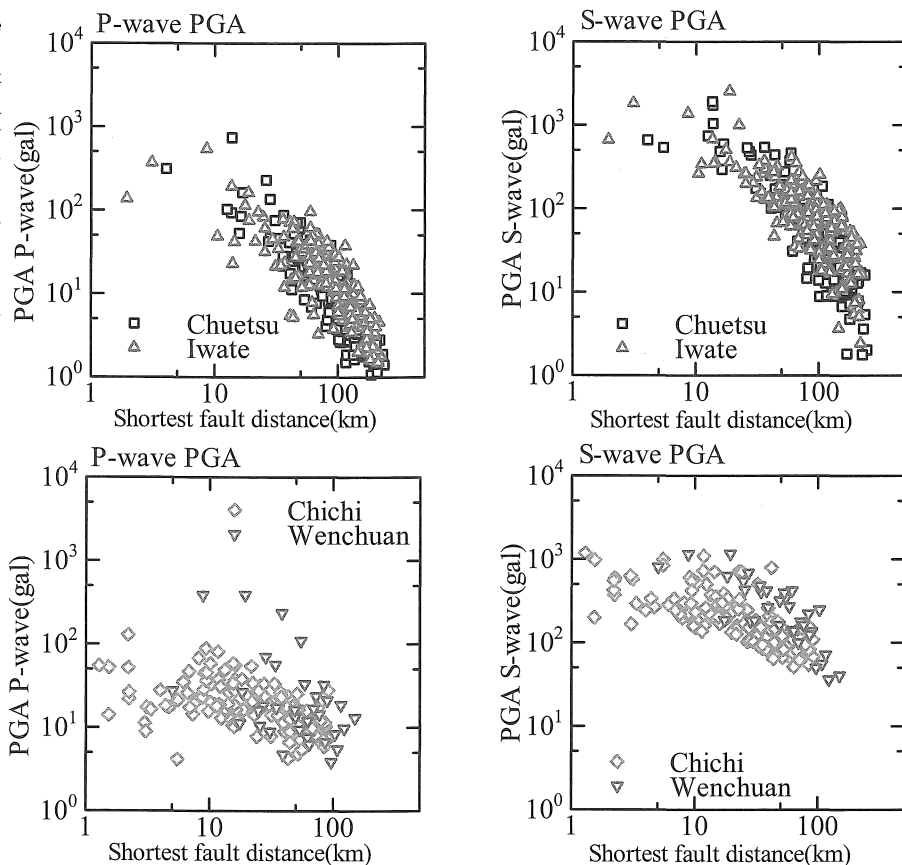


図2 各地震におけるP波PGA（左図）とS波PGA（右図）と断層最短距離の関係。

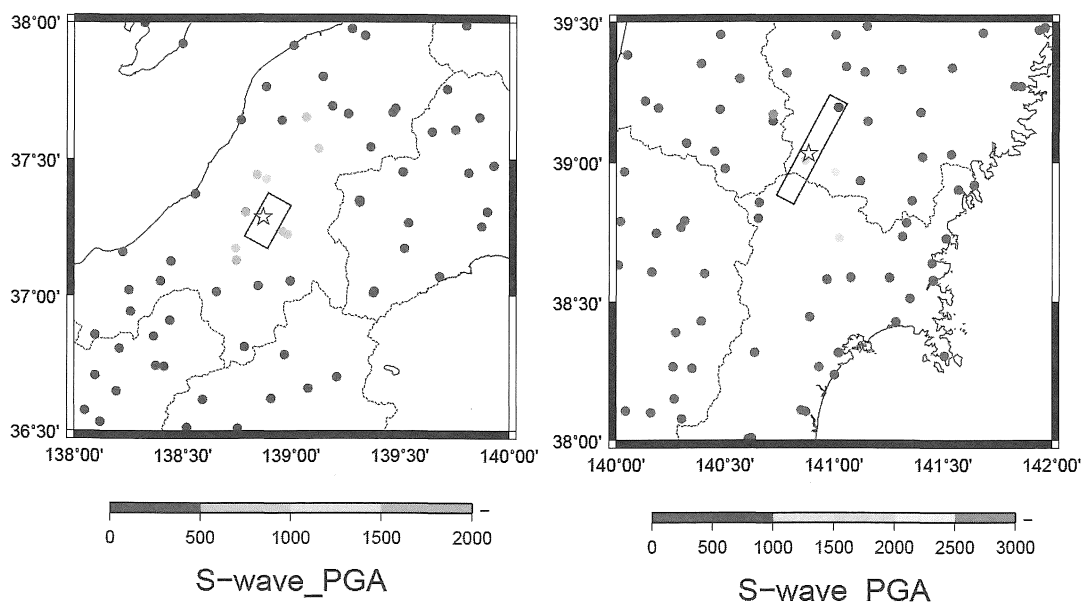


図3 中越地震（左）を岩手宮城内陸地震（右）のS波PGA分布図。星印は破壊開始点、矩形は、波形インバージョンによる破壊域を示す。

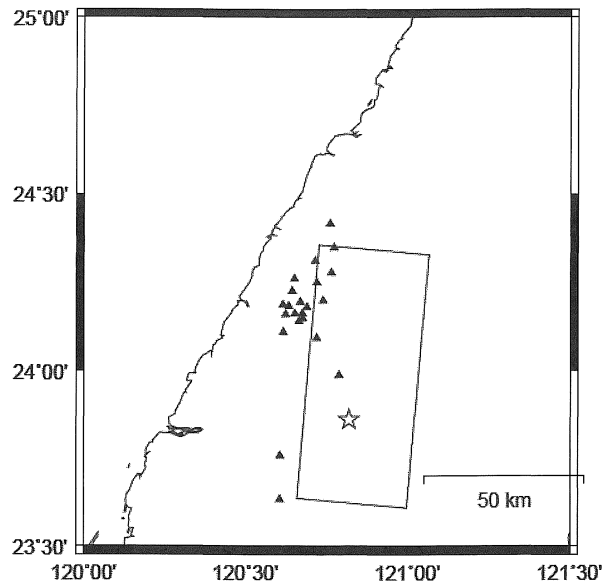


図4 集集地震における、断層最短距離でP波PGAの振幅の小さな観測点。星印は破壊開始点、矩形は、関口・岩田（2001）による波形インバージョンによる破壊域を示す。

4. S波の最大動までの上下動成分記録を用いた飽和域の推定

集集地震や四川地震などの破壊域が大きくなる巨大地震の場合、破壊開始点から生成されたS波までの記録（破壊開始点からのP波部分）の上下動成分のPGAの飽和域から破壊域を推定することは難しいことを示した。そこで、水平動が最大になる前までの上下動成分のPGAから、破壊域が推定可能なPGAの飽和域の推定を試みる。

図5に集集地震の断層に沿った観測点のEW成分のペーストアップを示す。縦軸は、破壊開始点からの震源距離を示している。また、図6には、集集地震の近地強震記録を用いた波形インバージョンによるすべり量分布（関口・岩田、2001）を示す。図5の観測記録から、断層の北側に位置する観測点の記録（例えば、TCU052、TCU102）では、破壊開始点で生成されたS波が到達してから遅れて大きな振幅が観測されていることがわかる。この大きな振幅は、図6のすべり量分布にみられる、断層の北側に存在するアスペリティから生成された地震動と考えられる。

最大動の前の上下動成分には、アスペリティ以外で生成されたP波の上下動成分やS波による変換された上下動が含まれており、その振幅の方が大きい場合、アスペリティで生成されたP波から飽和域を推定できない可能性がある。

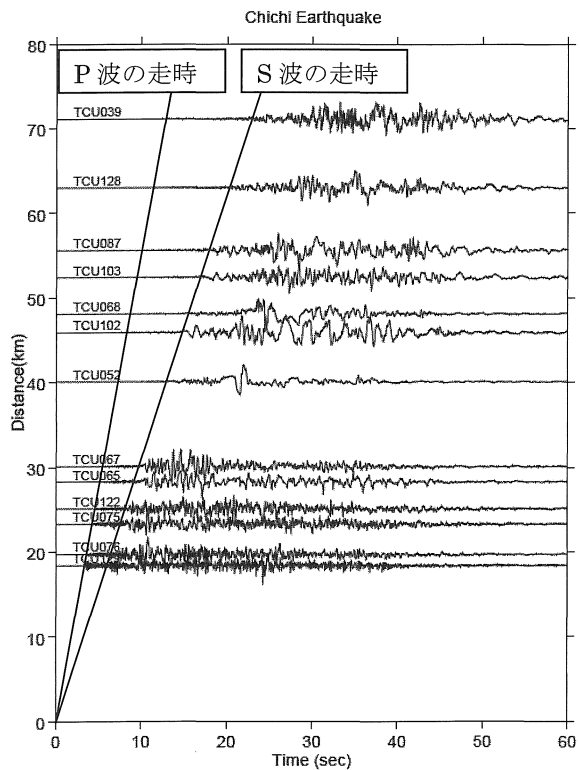


図5 集集地震における断層に沿った観測点のEW成分のペーストアップ。下の記録から、破壊開始点から近い順番にプロットしている。

そこで、最大動の前の上下動成分から、アスペリティで生成されたP波が観測可能かを調べた。図7に断層の中央に位置するTCU052観測点のEW成分とUD成分の加速度波形を示す。この地点は、図6における最もすべりの大きいアスペリティから約15km離れており、 V_s を3km/sと仮定した場合、P-S時間は5秒となる地点である。図7のTCU052における観測波形では、約33秒のときにS波の最大値が観測されているが、上下動成分は、それよりも前から徐々に振幅が大きくなり始めていることがわかる。したがって、上下動成分で振幅が小さくならず、P波の飽和域を推定することが可能と考えられる。

図8にS波が最大動になるまでの上下動記録のPGAの距離減衰の図を示す。中越地震、岩手宮城内陸地震では、図2における破壊開始点からのS波到達よりも前の記録（破壊開始点からのP波部分）の上下動よりも、全体的に振幅が大きくなるが、震源近傍で飽和することがわかる。また、集集地震や四川地震でも、断層最短距離が短くなる地点でも上下動成分のPGAは、飽和することがわかる。

図9には、集集地震におけるS波が最大動になるまでの上下動記録の最大加速度分布を示す。最大加速度分布は、破壊域近傍で振幅が大きくなっていることがわかり、特に150gal以上を観測した地点は、破壊域の大きさと調和的である。

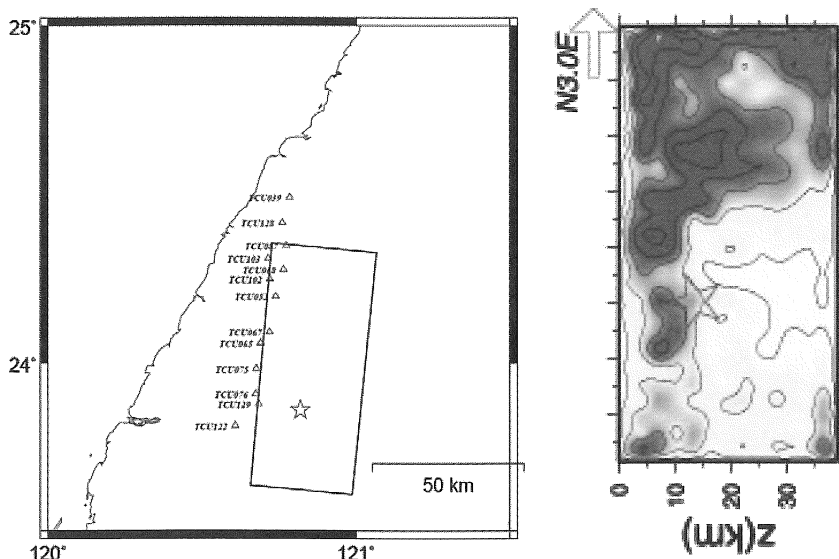


図6 図5におけるペーストアップの観測点（左）と、近地強震動を用いた波形インバージョンによるすべり量分布（右）（関口・岩田、2001）

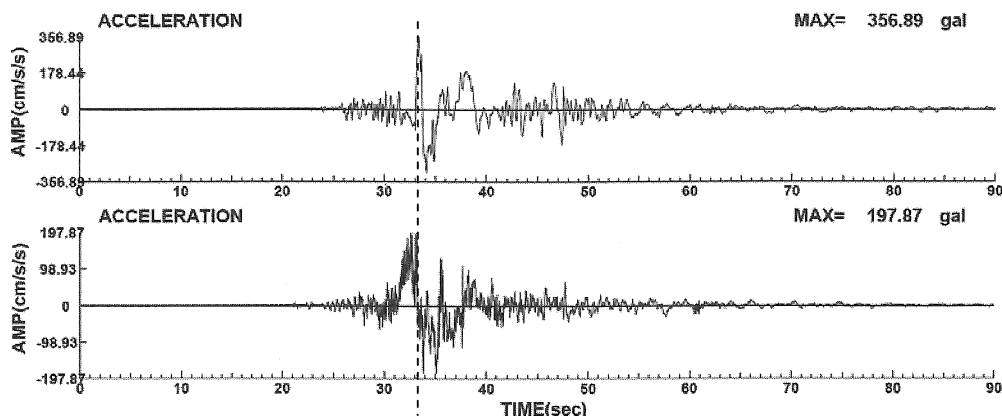


図7 TCU052観測点における集集地震のEW成分（上）とUD成分（下）の観測記録。破線は、EW成分の最大動到達時間を示す。

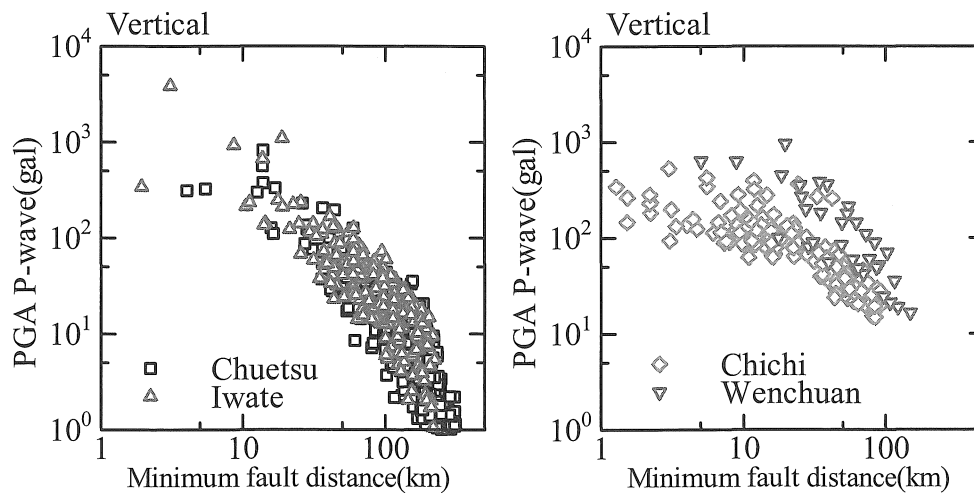


図8 各地震におけるS波の最大動までの上下動成分のPGA。

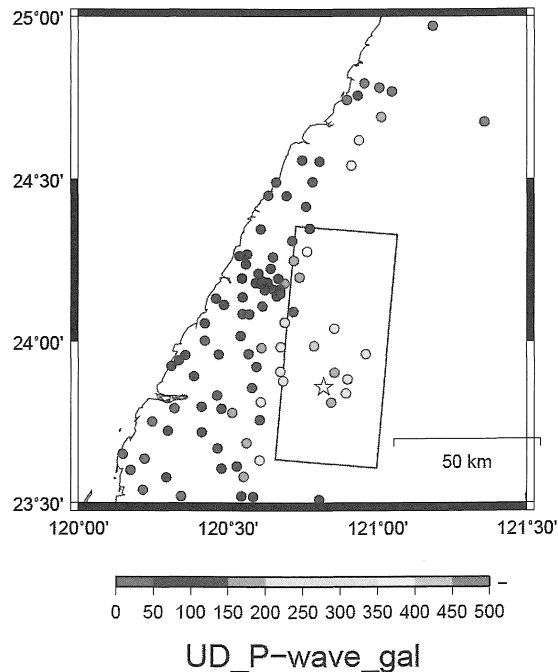


図9 集集地震におけるS波の最大動までの上下動成分のPGA分布。

矩形は、波形インバージョンによる破壊域を示す。

5. 破壊域を推定するための閾値の推定

図10に、中越地震、岩手宮城内陸地震、集集地震、四川地震のS波の最大動が到達する前までの上下動成分のPGA分布を示す。ただし、中越地震と岩手宮城内陸地震はサイト特性を補正したもの、集集地震と四川地震は、余震観測記録が入手できていないためサイト特性を計算できないことから、サイト特性を補正していないものを示している。

上下動成分のPGAの飽和域から破壊域を推定する方法は、あるPGAの閾値を設定し、その閾値以上の加速度が観測された場合、その観測点は破壊域の近くであると判断するものである。本研究では、Mw6.6の中越地震、Mw6.8の岩手宮城内陸地震の上下動のPGA分布から、Mw6.6～6.8クラスの地震では、上下動成分のPGAの閾値を約200gal以上とした場合、その地点は破壊域の近くである可能性を示すことができると考えられる。また四川地震に関しても、Mw7.9と非常に大きな地震であり断層面が大きい、破壊域付近の加速度値を、

200gal 程度を閾値とすれば、破壊域とよく近似することがわかる。

一方で、Mw7.6 の集集地震に関しては、中越地震や岩手宮城内陸地震よりもマグニチュードや破壊域の面積は大きいですが、破壊域を推定するための閾値は、150gal 程度と考えられる。本研究では、中越地震、岩手宮城内陸地震、集集地震、四川地震の解析にとどまるため、全地震に対応した閾値を定めないが、集集地震のようにマグニチュードが大きい地震が必ずしも UD 成分の加速度が大きいとは限らないため、地域性を考慮して、より多くの地震から断層域が推定される閾値のデータを収集する必要がある。

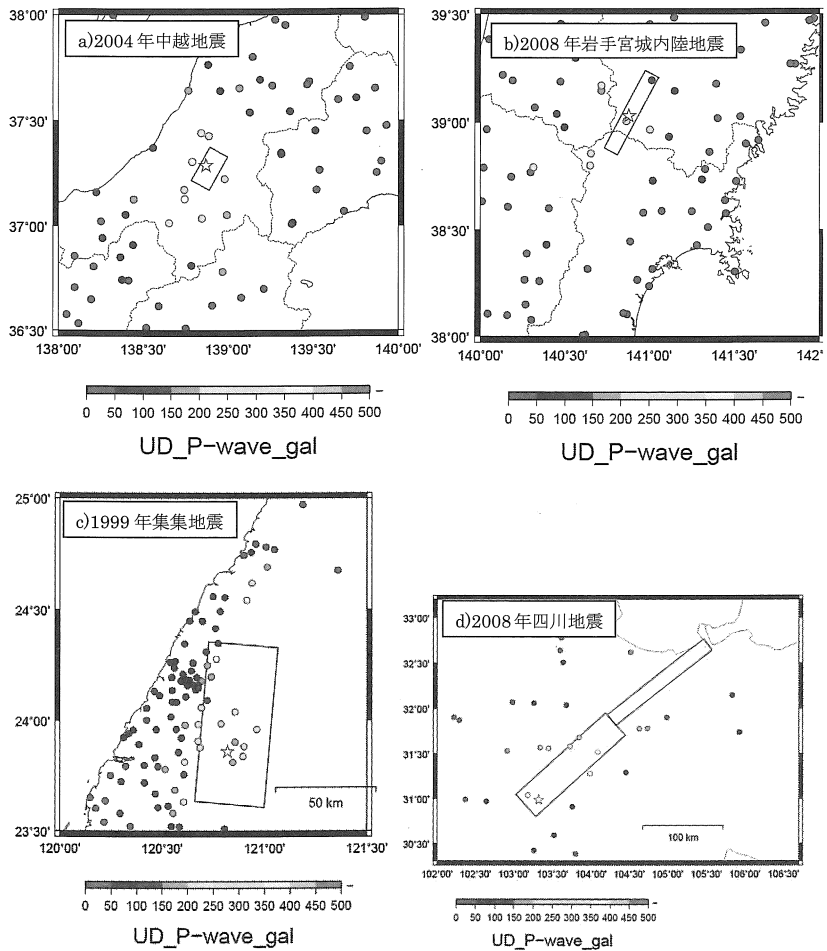


図 10 S波PGAより前に到達したUD成分におけるPGA分布

6. まとめ

緊急地震速報における巨大地震時に予想震度が過小評価される問題の解決方法の一つである破壊域の推定方法として、本研究では、P波の最大加速度と断層最短距離との関係にみられる震源近傍地点における飽和域から、破壊域を推定する方法を試みた。

1. P波最大加速度と震源距離の関係は、震源近傍において、S波の最大加速度と同様に頭打ち（飽和）となる。しかしながら、集集地震や四川地震のように破壊域の非常に大きな地震では、点震源の仮定では飽和しなかった。これは、大きな破壊域を持つ地震では、点震源が仮定できないことを示唆している。
2. S波の最大動が到達する前までの上下動成分の最大加速度と断層最短距離の関係では、震源近傍の観測点の上下動成分の最大加速度は、飽和することがわかった。S波の最大動を生成した破壊面から生成されたP波から、破壊域を推定できることを示唆している。
3. 中越地震と岩手宮城内陸地震では、S波の最大動が到達する前までの上下動成分の最大加速度が約200gal以上を観測した地点と、波形インバージョンにおける破壊域と比較的調和となる。また、集集地震では、S波の最大動が到達する前までの上下動成分の最大加速度が約150gal以上で、波形インバージョンにおける破壊域と比較的調和となった。しかしながら、PGAのばらつきも大きいため、ばらつきを小さくするための工夫など、さらなる検証が必要と考えられる。

S波の最大動が到達する前までの上下動成分の最大加速度の監視により、大局的な破壊域の推定が可能と考えられる。しかしながら、破壊域と現在の地震計設置の密度を比べると、地震計の数が少ないと考えられ、今後高密度な地震観測網を構築する必要がある。

謝辞

本研究は、独立行政法人防災科学技術研究所の運用する強震観測網（K-NET および KIK-net）の記録、及び F-net による地震のメカニズム情報を用いています。また、集集地震の強震動記録は、Seismology Center, Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan のものを使用しました。四川地震の強震動記録は、China National strong motion network center のものを使用いたしました。また、地形分類からの表層地盤特性は「全国地形分類図による表層地盤特性のデータベース化、および、面的な早期地震動推定への適用」9) を利用しました。ここに記し、謝意を表します。

参考文献

- 山本俊六, 堀内茂木, 中村洋光, 呉長江: 緊急地震速報における震度マグニチュードの有効性, 物理探査, Vol.60, No.5, pp407-417, 2007
- 中村豊: 地震防災システムの動向, 鉄道と電気技術, Vol.19, No.9, 2008
- 気象庁: 緊急地震速報提供から主要動到達までの時間
<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/EEW/kaisetsu/joho/20080614084350/reachtime/reachtime.html>
- 気象庁地震火山部: 緊急地震速報の概要や処理手法に関する技術的参考資料, 2008
- 干場充之, 石切一宏, 大竹和生: 最大動の出現時間について — 緊急地震速報のより迅速な M 推定を目指して —, 「巨大地震に対応した高精度リアルタイム地震動情報の伝達システムの構築」第 7 回会議資料, 2009
- 功刀 卓, 青井 真, 中村洋光, 藤原広行, 森川信之, 震度のリアルタイム演算法, 地震 2, 60, 243-252., 2008
- Y.Fukushima and T.Tanaka, “A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan”, Bulletin of the Seismological Society of America, 1990, Vol.80, No.4, pp 757-783, 1990
- W.B.Joyner and D.M.Boore, “Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake”, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.71, No.6, pp.2011-2038, Dec. 1981.
- 翠川三郎, 藤本一雄, 村松郁栄: 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係、地域安全学会論文集, 51-56, 1999
- 宇津徳治: 震度 - 震央距離 - マグニチュードの関係 その 1. 東日本太平洋岸沖合を除く日本の浅発地震, 地震研究所彙報, Vol.59, pp.219-233, 1984
- 松岡昌志, 翠川三郎: 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第 22 回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34, 1994
- 上田竹寛, 倉橋奨, 正木和明, 入倉孝次郎 P 波最大加速度を用いた新たな震度予測手法の提案, 愛知工業大学研究報告, 第 44 号, 2009
- 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.
- 堀川晴央, 2004 年中越地震の断層モデル (序報),
<http://staff.aist.go.jp/h.horikawa/2004Chuetsu/source.html>
- 堀川晴央, 遠地実体波から推定される 2008 年 6 月岩手・宮城内陸地震の断層モデル (第 1 報), <http://staff.aist.go.jp/h.horikawa/2008Iwate/200806Iwate.html>
- 関口春子・岩田知孝, 1999 年台湾・集集地震のやや長周期 (2 ~ 20 秒) 震源過程, 活断層・古地震研究報告, 1, 315-324, 2001