

1. はじめに

近年、超高層建築物や免震構造物などの長周期構造物が増加している。これらの建物は、一般の建物とは異なり、表層地盤の増幅特性の影響は小さく、主に地震基盤から工学基盤までの増幅特性の影響を大きく受けるため、深部まで含めた地盤構造の解明の必要性が増してきている。そのため、都市防災を考える上で深部地盤構造の把握は不可欠である。

また、兵庫県南部地震で発生した「震災の帯」は、地盤構造の不整形性に起因して発生する表面波が地表付近を伝播し、下方から伝播してきた実体波との増幅的干渉作用（エッジ効果）が原因であると言われている。この現象は、神戸市域に限ったものではなく基盤構造の不整形性を有している濃尾平野においても同様の現象が起こる可能性があり、近い将来、東海地震や東南海地震が懸念される濃尾平野において深部地盤構造の解明は急務である。

そうした背景の中で、平成11,12年度には、濃尾平野地下構造調査が行われており、様々な調査によって濃尾平野の地盤構造が解明されつつある。しかしながら、濃尾平野全域を含む面的な情報は図1に示す重力異常に基づく基盤深さ¹⁾程度しか得られておらず、特に地盤の速度構造に関する情報は十分であるとは言い難い。

そこで、本論では名古屋大学が中心となって整備した大都市圏強震動総合観測ネットワークシステム²⁾で得られる高密度強震観測記録を用いて、面的な地盤構造の把握を試みた。さらに、基盤構造の不整形性が地盤応答に及ぼす影響について、2次元FEM解析を用いて検討を行った。

2. 地震動の伝播特性

和歌山県北部地震（1999年8月21日,M5.4）三重県中部地震（2000年10月31日,M5.7）のS波到達時刻のコンター図を図2に示す。図より両地震とも濃尾平野西縁に位置する養老断層付近でコンターが密になっており、堆積層の影響による到達時刻の遅れが明確に見られる。即ち、平野内のS波の到達時刻には堆積層による到達時刻の差と震源距離による到達時刻の差が含まれており、震源距離による差を除くことによって観測点直下の堆積層の影響を反映した走

時差を取り出すことができると考えられる。そこで、到達時刻から震源距離の違いによる走時差を除去して求めた結果を図3に示す。両者とも図1に示す基盤深さの分布と比較的対応しており、地盤の概略を把握する有効な手段であると考えられる。

3. 地震動H/Vスペクトルに基づく地盤構造の把握

名古屋大学工学研究科新1号館における地震動の平均H/Vスペクトルと表1に示す地盤モデルから求めたS波増幅度を図4に示す。ここでは、やや長周期領域に着目しているためS波～Coda波までを用いてH/Vスペクトルを求めた。

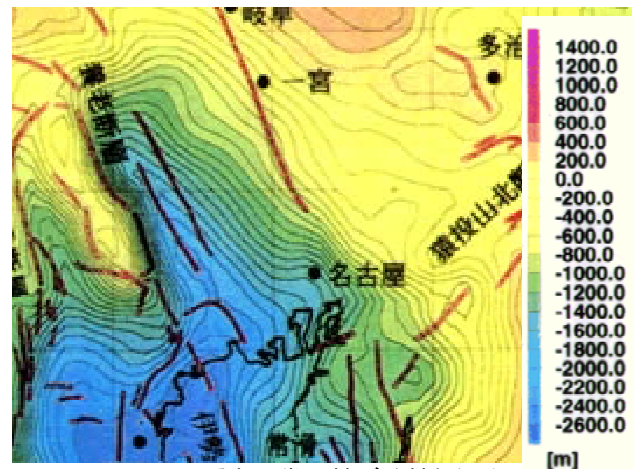
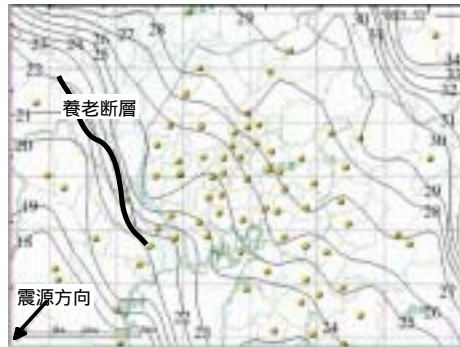
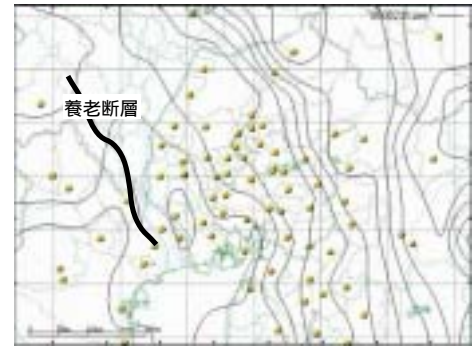


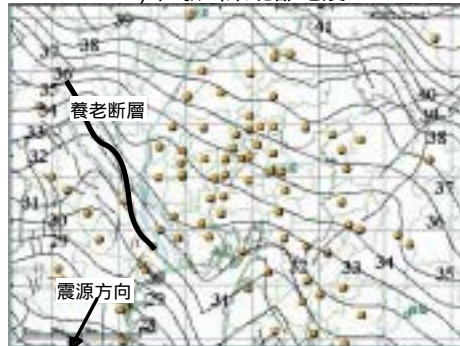
図1 重力異常に基づく基盤深さ



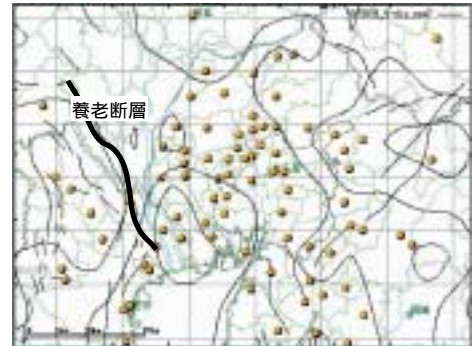
a) 和歌山県北部地震



a) 和歌山県北部地震



b) 三重県中部地震



b) 三重県中部地震

図2 S波到達時刻

図3 タイムターム

表1 新1号館における地盤モデル

No.	深さ(m)	層厚(m)	単位体積重量(t/m)	Vs(m/sec)	Vp(m/sec)	減衰定数
1	4.00	4.00	1.7	180	720	0.056
2	8.00	4.00	1.7	220	1510	0.045
3	33.00	25.00	1.8	280	1670	0.036
4	39.00	6.00	1.8	320	1780	0.031
5	48.00	9.00	1.8	300	1690	0.033
6	49.00	1.00	2.0	530	1800	0.019
7	53.50	4.50	1.9	530	1800	0.019
8	54.50	1.00	2.0	530	1800	0.019
9	56.00	1.50	2.0	530	1800	0.020
10	497.56	441.56	2.0	700	2942	0.010
11	755.93	258.37	2.0	1600	3000	0.010
12			2.0	3000	5000	

H/V スペクトルのピークの位置はS波増幅度と非常に対応が良く、地震動H/V スペクトルは地盤の周期特性をよく表している。そこで、各観測点の記録からS波～Coda波までのH/V スペクトルを求め、その1次卓越周期から地盤構造の把握を試みる。対象とする地震は鳥取県西部地震(2000年10月6日, M7.3) 三重県中部地震とし、求めた1次卓越周期の分布を図5に示す。両者の分布の傾向は対応し伊勢湾付近で最も長周期となっている。重力に基づく基盤深さ(図1)との対応も非常に良く、地震動H/V スペクトルにより地盤構造を把握することが可能である。

しかし、最も長周期を示す地域の値は両者で差がある。図6に直下の基盤深度が大きいと思われるTOB地点(図5中印)の微動H/V スペクトルと両地震における地震動H/V スペクトルを示す。マグニチュードが5.7と小さい三重県中部地震では長周期成分が十分でなく、6秒以上のやや長周期まで把握しきれないと考えられる。すなわち、地盤の固有周期が長いと考えられる地域で地震動H/V スペクトルを用いる際には、地震の規模に注意する必要がある。また、微動H/V スペクトルでも6秒以上のやや長周期は把握できていない。

4. PS-P 時間に基づく地盤構造の把握

観測記録のP波部には、P波が層境界に入射した際に変換されたS波(PS変換波)が含まれている。このPS変換波と直達P波は地表に達する際には時間差が生じる。この時間差をPS-P時間と呼ぶ。これは

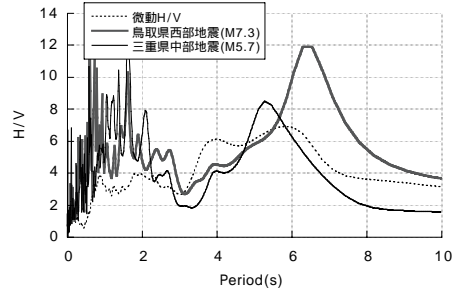


図6 TOB地点における微動H/V スペクトルおよび地震動H/V スペクトル

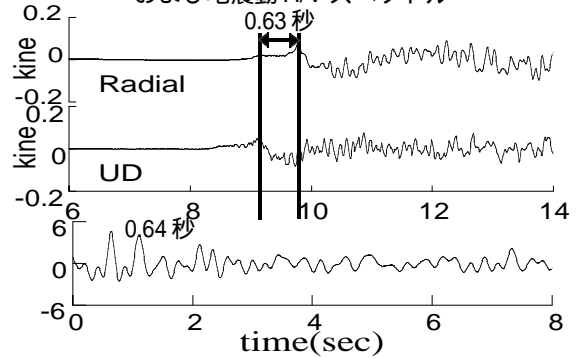


図7 新1号館の速度波形とレシーバーファンクション

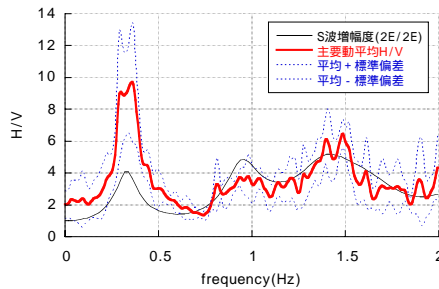


図4 平均H/V スペクトルとS波増幅度

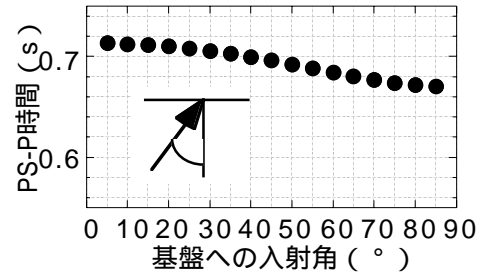
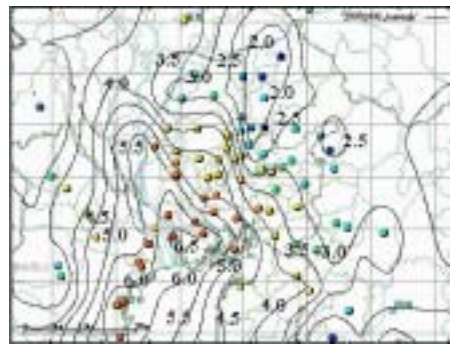
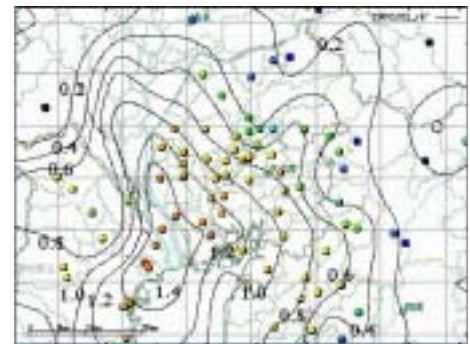


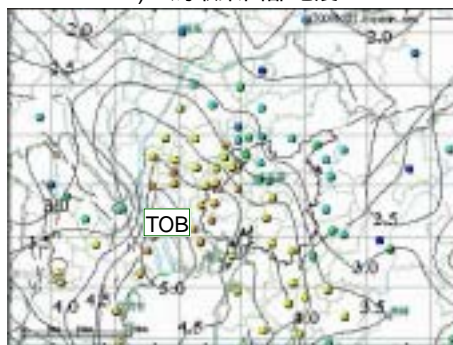
図8 地盤モデルから求めたPS-P時間



a) 鳥取県西部地震



a) 三重県中部地震



b) 三重県中部地震



b) 岐阜美濃東部地震
図9 PS-P 時間の分布

図5 1次卓越周期の分布

P波速度・S波速度の情報を含んでおり、地盤構造を把握するために非常に有効となる。そこで、PS-P時間による地盤構造の把握を試みた。PS-P時間を検出する手法として、レシーバーファンクション³⁾を用いた。新1号館地表における速度波形と7つの地震で求めたレシーバーファンクションの重合結果を図7に示す。速度波形から時間差を伴う同様の位相を確認することができ、その時間差は0.63秒となる。レシーバーファンクションでは0.64秒付近にPS-P時間を表すピークが存在し、PS-P時間を精度良く検出できることが分かる。図8に表1から計算した地震基盤からのPS-P時間を示す。入射角によってほとんど変化せず0.65～0.70秒程度になり、実測から得られたPS-P時間は、地震基盤に入射したときに生成するPS変換波と直達P波との走時差であると考えられる。

そこで、PS-P時間により地震基盤以浅の地盤構造を把握できると考え、三重県中部地震と岐阜美濃東部地震（2001年1月6日、M4.9）について各観測点でPS-P時間を求めた。PS-P時間の分布を図9に示す。両地震とも図1の基盤深さと非常に対応が良く、PS-P時間により地震基盤以浅の地盤構造を把握することが可能である。

5.2 次元FEM解析による不整形地盤の応答へ及ぼす影響

図10に示す様々な不整形地盤のモデルを作成し、2次元FEM解析を行った。入力は0.5秒、1.0秒、2.0秒、5.0秒の中心周期を持つリッカーウェーブレットとした。中心周期1.0秒の時の地表における加速度波形を図11に示す。基盤上と堆積層上で初動の到達時刻の遅れが見られる。また、堆積層上の後続波には重複反射波が現れている。基盤段差から離れるに従い時刻遅れを伴う位相が確認できるが、これは基盤段差で生成された表面波であると考えられる。図12、図13に入力の中心周期1.0秒の時の(a)～(d)および(e)、(f)モデルにおける地表の最大加速度を示す。図12では、それぞれ最大値のピークが現れており、これは表面波と直達波との干渉が原因であると考えられる。(c)が最も大きなピークを示している。これは表面波と直達波に加えて、傾斜している段差によって屈折した直達波も干渉しているためと考えられる。図13では段差からやや離れた堆積層の厚い側で最大値のピークが現れている。これは段差端部で生成した回折波による増幅であると考えられる。また、ピークを示す位置よりも段差に近い位置では小さくなっており、これも回折波による影響であると考えられる。図12、図13で現れているピークの位置は基盤の構造により異なることが分かる。次に図10(a)のモデルにおいて入力の中心周期が異なる時の地表の最大加速度を図14に示す。それぞれ、最大値のピークは現れているが、その位置は異なっており、入力の周期が長いほど段差から離れた地点でピークが現れている。これは、周期が長いほど表面波の伝播速度が速いことが原因である。以上のように、不整形地盤の地表では直達波以外の波の影響を大きく受けているため、波の伝播性状を把握する必要がある。不整形地盤における波の伝播の様子を図15に示す。(c)では傾斜した段差と平行な波を確認することができ、下方からの波が屈折していることが分かる。また、(e)では段差端部から波が斜めに伝播しており、

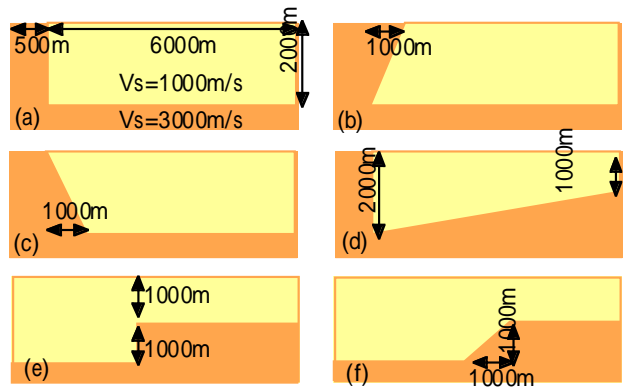


図10 様々な不整形地盤の模式図

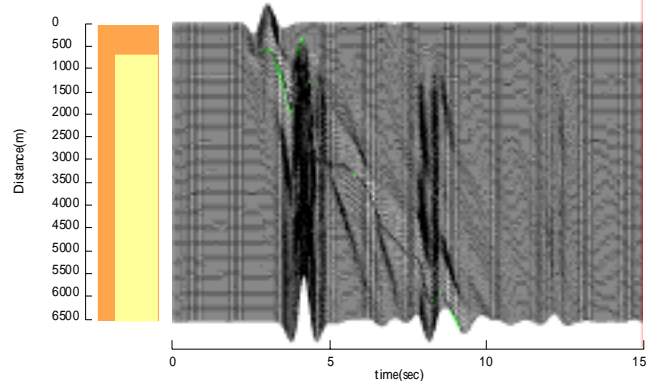


図11 リッカーウェーブレット入射時の地表の加速度波形

段差位置

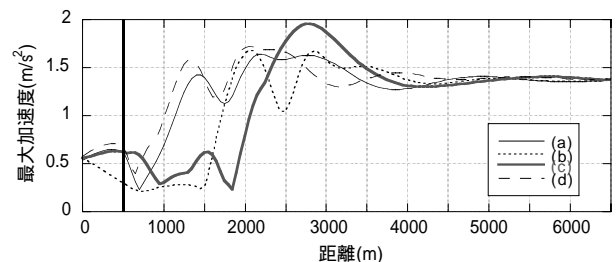


図12 (a) (d)のモデルの地表の最大加速度（入力:1.0秒）

段差位置

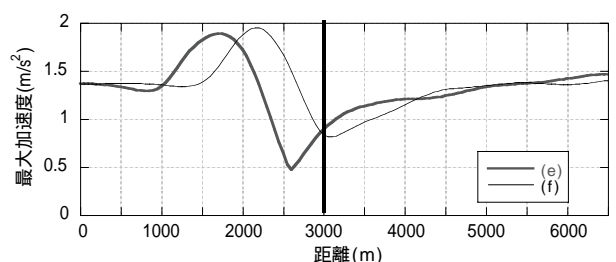


図13 (e)、(f)のモデルの地表の最大加速度（入力:1.0秒）

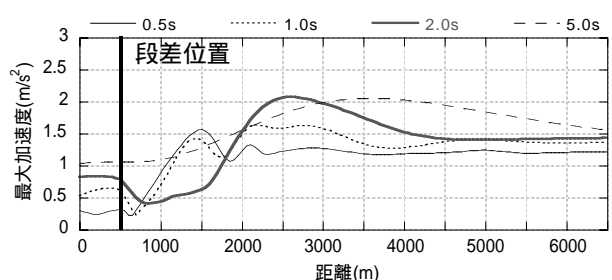


図14 (a)のモデルの地表の最大加速度（入力:0.5秒、1.0秒、2.0秒、5.0秒）

段差端部で回折波が発生していることが分かる。

図16に盆地モデルに中心周期1.0秒のリッカーウェーブレットを入力した際の地表の加速度波形を示す。堆積層上の後続波には盆地端部で生成した表面波が様々な速さで伝播しており、表面波のモードが多数存在していると考えられる。また、これらの表面波は盆地端部で何度も反射し、地震動の継続時間を伸ばしているのが確認できる。図17に濃尾平野内の地震基盤で観測された加速度波形を盆地モデルに入力した際の地表応答の継続時間を示す。ここでは、包絡波形の最大振幅を基準とし、その50%の振幅が最初に生じる時刻から最後に生じる時刻までを継続時間と定義した。図17より、ややばらつきはあるが堆積層が厚い地点ほど継続時間が長くなる傾向がある。そこで、実測記録での検討を行った。同様の定義で鳥取県西部地震の速度波形から求めた継続時間の分布を図18に示す。図1の濃尾平野内で基盤深度が大きい地域で継続時間は長くなっており、堆積層厚さや盆地構造の影響を受けていると考えられる。

6. まとめ

高密度強震観測記録に基づく検討により、地震動H/VスペクトルおよびPS-P時間は地震基盤以浅の地盤構造の把握

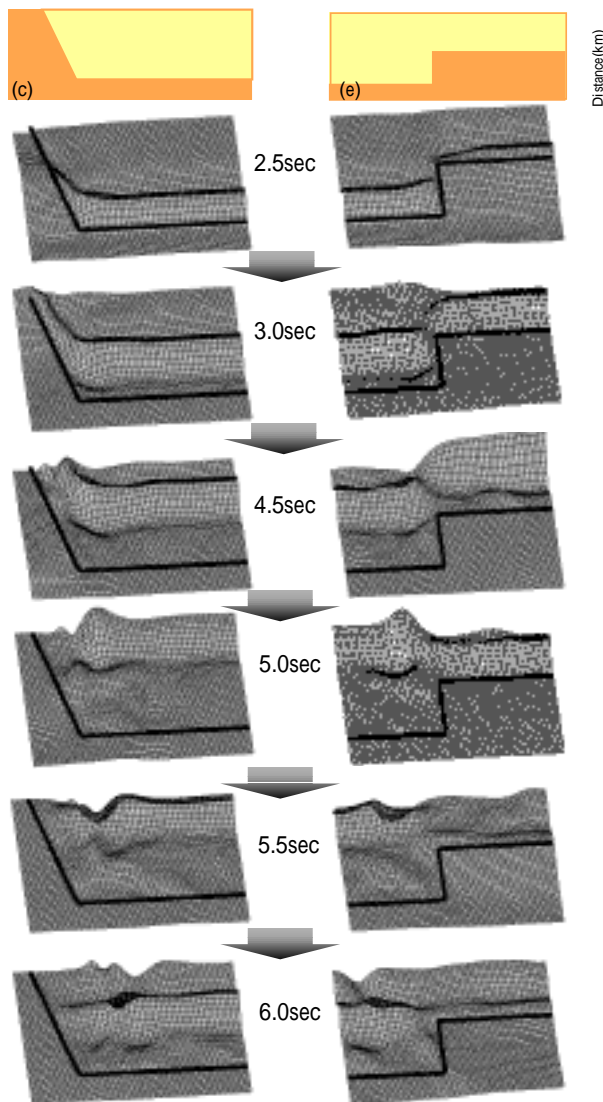


図15 不整形地盤における波の伝播

に非常に有効であることが分かった。また、比較的簡易な手法であるタイムタームを用いることにより、地盤構造の概略を把握できる可能性を示した。

2次元FEM解析により、不整形地盤の波の伝播性状を把握することができた。その結果、基盤の形状により影響を受ける位置は異なり、また入力する波の周期によっても異なることを確認した。また、地震動の継続時間は盆地構造や堆積層厚さと関わりが深いことが確認できた。

参考文献

- 1) 応用地質:地震防災のための重力データに基づく堆積平野の三次元多層深部地盤構造の把握, 応用地質技術年報, No.20, pp.142,2000.
- 2) 飛田潤他:オンライン強震波形データ収集システムの構築と既存強震計・震度計のネットワーク化, 日本建築学会技術報告集, No.13, pp.49-52,2001.7.
- 3) 小林喜久二他:深い地盤構造評価のためのPS変換波の検出方法に関する検討, 日本建築学会構造系論文集, No.505, pp.45-52,1998.3.

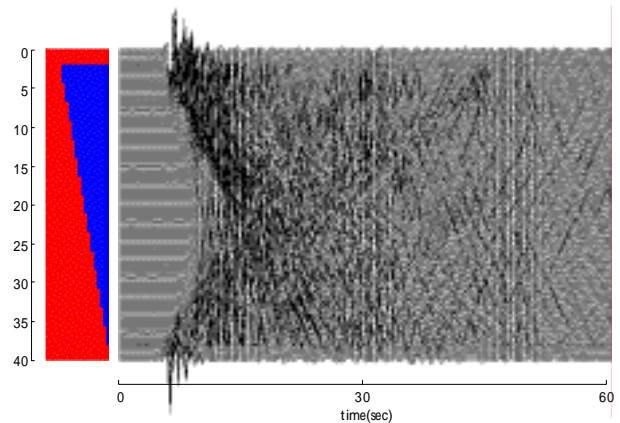


図16 盆地構造における地表の加速度波形

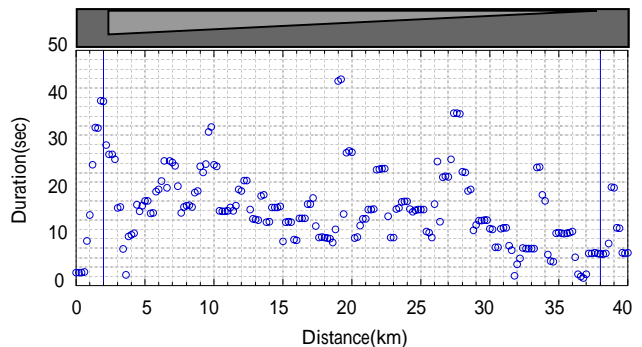


図17 地表の加速度から求めた継続時間



図18 鳥取県西部地震時の速度波形から求めた継続時間