

V-5 地震ハザードマップの作成手法の開発に関する調査

研究予算：運営費交付金（道路勘定）

研究期間：平 11～平 14

担当チーム：地質チーム

研究担当者：脇坂 安彦、阿南 修司、
倉橋 稔幸

【要旨】

本調査では、断層や地盤構造を考慮した地震動分布図（ハザードマップ）を作成するために、起震断層としての活断層の評価法、深部地盤のモデル化手法を確立することを目的とし、空中写真判読による活断層の客観的規模認定方法、一度に動く断層の認定方法について検討を行うとともに、地盤物性・構造の最適なモデル作成方法について検討を行った。その結果、活断層の客観的認定については空中写真判読マニュアルをとりまとめ、一度に動く断層の推定方法として断層末端の形態を指標とした推定手法を提案した。また、地盤モデルについては、深部地盤の形状と表層部の地盤特性が増幅特性に与える影響を明らかにした。

キーワード：地震ハザードマップ、活断層、空中写真判読、地盤モデル、増幅特性

1. はじめに

地上構造物や地下埋設物に対する地震防災対策を的確に実施するためには、災害因子となる地震動の分布を想定しておく必要がある。そこで活断層や地盤構造を考慮した地震動分布図（ハザードマップ）を作成するために、起震断層としての活断層の評価法、深部地盤のモデル化手法を確立する必要がある。

本研究では、活断層のグルーピング(一体化)、セグメンテーション(分割)などの一度に動く断層の規模のパラメータに関する検討を行うとともに、地盤の物性・構造に関するモデル化について検討し、地震ハザードマップ作成手法の提案を行うことを目的とした。

2. 研究方法

2.1 活断層のグルーピング、セグメンテーションに関する検討

2.1.1 断層末端の形態による断層系のセグメンテーション

空中写真判読によって断層の形態（断層の不連続配置、分岐など）を分類することにより、断層形態と断層の破壊進展を推定し、近接する断層トレースのグルーピングと長い断層系のセグメンテーションを行う方法について検討した。

2.1.2 活断層の客観的な判読手法

従来の活断層判読においては、断層の認定方法が不明確であったため、同一の断層系であってもどの部分

を活断層とするか判読者によってまちまちであった。このため、民間 13 社との共同研究により、空中写真判読の個人差の要因について解析するとともに、断層変位地形などの記載方法について検討した。

2.2 地盤の物性・構造に関するモデル化の検討

2.2.1 物理探査の精度

地震波の伝播経路となる地盤の物性分布の把握には、大深度ボーリングと反射法地震探査、重力探査などが行われているが、いずれも多大な費用を要するものであり、効率的な方法はこれまでにはなかった。近年開発された長周期 S 波微動探査法は、地震計をアレー状に設置して観測するという単純な手法であり、深部地盤の物性把握に有効と考えられているが、開発後間もないため精度などの検証が不十分であった。本調査では、長周期 S 波微動探査の地盤モデル作成への適用性の評価を行うため、探査精度について検討した。

2.2.2 深部地盤による増幅特性

深部地盤のモデルを効率的に作成するには、解析上必要とされる精度を満足させる調査手法を選定する必要があるが、これまで深部地盤の影響を考慮した地震動増幅特性の検討があまり実施されていないことと、深部地盤探査の手法が限られることから、このような精度が検証されていなかった。そこで、深部地盤モデルの基盤形状の形状や成層構造などを変化させたモデルによる差分法による二次元のシミュレーションと一

次元重複多重反射による地震動解析を実施し、深部地盤モデルの精度について検証した。入力波は兵庫県南部地震の神戸大の記録(以下 KBU と略す)を用いた。

2.2.3 表層地盤による増幅特性

表層地盤の地盤物性による増幅特性は、表層地盤モデル作成における水平方向と鉛直方向のモデルの精度を決定する要因となる。本研究では 2.2.2 の検討とあわせて、表層地盤の不均一性が地震動の増幅に与える影響を次元重複反射のシミュレーションによって検討し、地盤の不均一性をモデル化する手法について検討した。入力波は KBU を用いた。

2.3 地震応答シミュレーション

実地盤における地盤モデルを基にした地震応答シミュレーションを行い、深部地盤による増幅と表層地盤の増幅の重ね合わせについてケーススタディーを行った。

3. 研究結果

3.1 活断層のグルーピング、セグメンテーションに関する検討

3.1.1 断層末端の形態による断層系のセグメンテーション

2つの断層トレースが、同時に活動するかどうかは、トレース相互で断層破壊が伝播するかどうかで決まる。断層セグメントを構成するのは、断層破壊がどちらか一方のトレースから他方のトレースへ伝播する場合と、両トレースの末端間で起こった破壊が両側へ向かって伝播する場合である。一方、2つのトレースが断層セグメントを構成せずそれぞれ単独の活動となるのは、破壊が片方の断層の末端で停止する場合である。断層の形態と断層の破壊については、断層が進行方向に向かって屈曲あるいは分岐して停止する¹⁾とされ、枝分かれした末端は破壊の終了を示す²⁾とされている。また、一直線上にない(屈曲やオフセットした)断層トレースを破壊がさらに伝播するかどうかについては、破壊の進行方向に圧縮性のバリアがあった場合、破壊へ発展する可能性が高いとされている³⁾。したがって、断層トレースの末端形状と他の断層トレースとの配置の組み合わせから断層セグメントの区分が可能である。

図-1は、山崎断層の空中写真判読結果で、これらの断層トレースの末端形状によって、隣接するトレースの相互関係から、断層の活動形態を推定したのが図-2である。山崎断層では断層トレースグループB、C、Dが同時に活動した可能性が高く、断層トレースグループAがこれらと同時に活動するかどうか問題とな

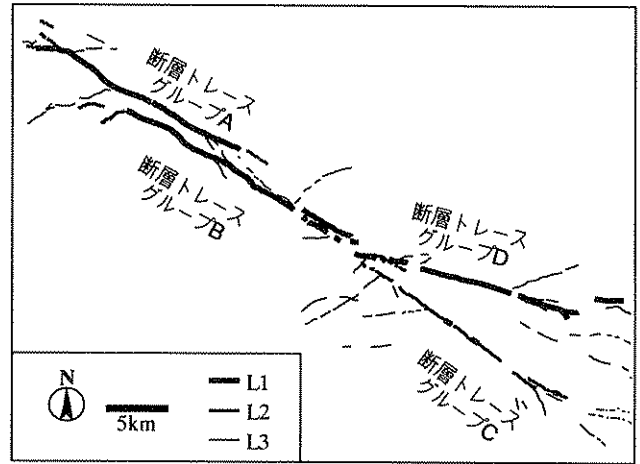


図-1 山崎断層の断層トレース

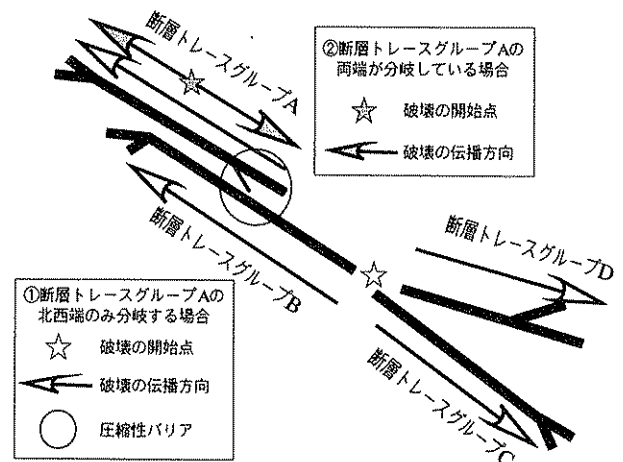


図-2 断層末端の形態から推定した断層活動

る。断層トレースグループAのBと並行する末端は、他の分岐と比べ明瞭でないため、図中①のパターンで活動したことが推定された。この結果は、トレンチ調査などの結果⁴⁾とも矛盾しない。

このように断層末端の形態と断層トレース相互の関係から、断層の活動パターンの推定を行うことが可能と思われる⁵⁾。

3.1.2 活断層の客観的な判読手法

活動履歴の明らかな31条の活断層および線状模様を空中写真判読し「横ずれ要素」、「縦ずれ要素」等の各地形要素を読み取り、活断層の逆断層と横ずれ断層、非活断層に特徴的な各地形要素を記載した。さらに、縦ずれ断層の「市之瀬断層」と横ずれ断層の「丹那断層」を対象に、14機関の複数の判読者による、活断層の「地形としての確からしさ」と、「判読の個人差」について分析した。

その結果、以下の様な点が明らかとなった^{6~10)}。
・逆断層に特徴的な地形要素は、山地・平野境界付近において低崖や撓曲崖の「縦ずれ要素」を主とし、平

面形態は弧状をなし、末端まで一定している。

- ・横ずれ断層に特徴的な地形要素は、山地では沢の屈曲などの「横ずれ要素」で、平面形態は直線的で、末端で分岐や屈曲して不明瞭となることがある。

- ・非活断層は、主として鞍部・直線状谷・遷緩線などの地形要素から構成され、変位の明らかな「縦ずれ要素」や「横ずれ要素」をほとんど含まない。

- ・活断層を認定する要件としては、判読者の多くが抽出する明瞭な地形要素を多数含むことが重要であり、地形要素が密集することは必ずしも要件とならない。

- ・特徴的な地形要素の位置がリニアメント認定に与える効果は大きい。

- ・リニアメントの位置する地形場（山地、丘陵、平野）が活断層の形作る地形要素を規制するため、地形場ごとに抽出される地形要素に違いがある。

- ・リニアメントの端部にある地形要素は、縦ずれ断層では横ずれ断層よりも明瞭に認定されることが多い。

- ・各地形要素の個別の特性、地形要素の数やリニアメント延長は、それぞれ関連性があり、断層の活動度と関連している。

これらの点を、断層地形判読の基本的考え方と記載方法としてまとめた¹¹⁾。

3.2 地盤モデル作成手法の検討

3.2.1 物理探査の精度

長周期S波微動探査法は、複数の地震計で観測によって得られる表面波の位相速度から、逆解析で地下構造をS波速度構造として推定するものである。位相速度の解析方法には周波数-波数スペクトル法と空間自己相関法等があり、今回のデータは拡張空間自己相関法によるものである。長周期微動探査による解析で得られる位相速度（観測分散曲線）の推定誤差は概ね5%以内と考えられるため、これに相当するS波速度構造の各層の境界深度のズレを計算によって求め、誤差とした。同様に、各層のS波速度の誤差も計算した。

その結果、神戸における探査結果を基にした層境界深度の誤差は深度の5~30%に相当し、S波速度の誤差はS波速度の4~25%に相当することがわかった。一方、孔内検層結果との比較では層境界の深度で5%前後、S波速度で1~5%の違いであった。また、今回の解析結果からは一般的に言われるような「表層付近に比べて深部の決定精度が悪い」という傾向は認められず、図-3のようにS波速度のコントラストが小さいほど、層境界の誤差が増大することが明らかとなった¹²⁾。

3.2.2 深部地盤による増幅特性

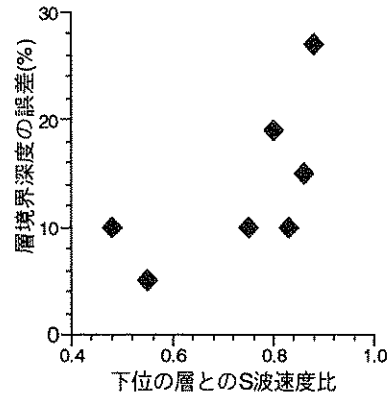


図-3 長周期S波微動探査の層境界深度の誤差

深部地盤の（沖・洪積層の）基盤形状による地表での増幅特性について明らかにすることを目的に、簡略化した地盤モデルで二次元疑似スペクトル法による解析を行った¹³⁾。図-4は、モデルの下面からKBUの波形を入射させた結果を示したものである。図-4のように基盤の形状にかかわらず2次生成波と下方からの入射波の干渉による増幅効果（エッジ効果および焦点効果）が発生しており、基盤形状の影響はむしろ基盤のエッジから遠ざかる部分で見られることがわかる。特に正断層、あるいは階段構造の場合は、断層の傾斜あるいは階段の幅に応じてエッジから離れて増幅効果が現れることもわかった。このことから、地震動が増幅される箇所を知るために、深部地盤モデルにおいてこのようなエッジの位置とエッジの形状を再現する必要がある事がわかる。

解析に用いるS波速度構造（地層の厚さ、S波速度）モデルの精度が地震動増幅に与える影響を把握するため、神戸K-1ボーリングおよび微動探査の結果をもと

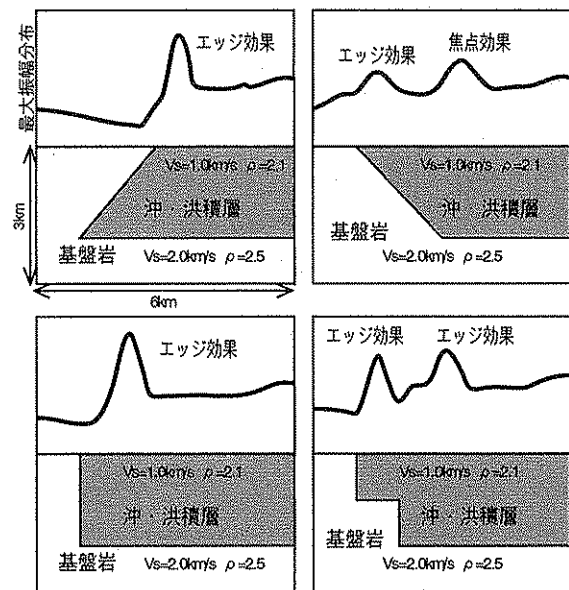


図-4 基盤構造による増幅効果の違い

に作成した一次元の地盤モデルを用い、一次元重複多重反射による解析を行った。解析に用いたのは、境界面深度を変化させたモデルと各層のS波速度を変化させたモデルである。その結果、図-5に示すように、地表に近い層の境界深度をそれぞれ±30%程度変化させた場合、一次元重複反射による増幅率と最大加速度を示す周波数に大きな変化が見られるが、中深部の境界（深度700m付近）では、最大70%変化させた場合でも増幅率と加速度の最大値の周波数に大きな差は見られなかった¹⁴⁾。各層のS波速度を変化させた場合にも同様に、表層部分で影響が最大となる。ただし、最下層の深さ、すなわち基盤の深度は、当然ながら増幅度に大きな影響を与えている。

S波速度構造モデルの精度が、エッジ効果に与える影響を把握するため、二次元の地盤モデルにおいて、図-6の基本モデルに対し、深度500mを境として上位を1層に単純化したものと、下位を1層に単純化したものを作成し、二次元疑似スペクトル法による解析を行った。図-6に示すように下位を変化させても地震動増幅率とそのピーク位置には大きな差はないが、上位を変化させた場合には、増幅率とピーク位置に明瞭な違いが表れた¹⁴⁾。

このようなことから、深部地盤モデルの作成においてS波速度構造は深度が浅くなるほど、より精度良く設定する必要があることが分かる。これに対し、3.2.1で述べたS波微動探査の誤差は層境界深度で30%以

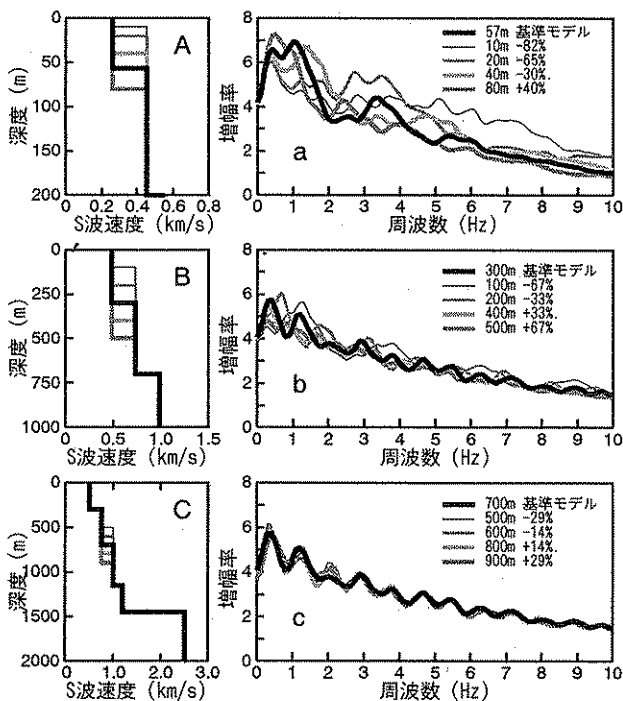


図-5 S波速度構造の違いと増幅率

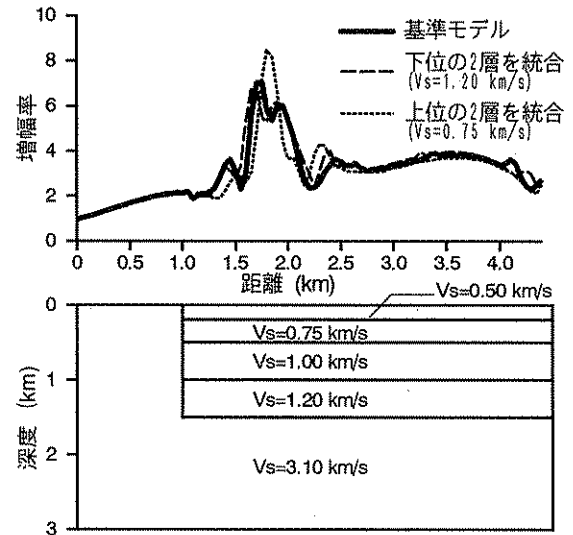


図-6 S波速度構造の違いとピーク位置

下、S波速度で25%以下であることを考えると、中～深部の速度構造モデルを作成する際のS波速度構造決定には、長周期S波微動探査程度の精度があれば十分対応できるものといえる¹⁵⁾。ただし、基盤の深度に関しては増幅度に大きな影響を与えるため、大深度ボーリングなどのデータで精度を高める必要があると思われる。

3.2.3 表層地盤による増幅特性

指交関係の層相や実測のN値のバラツキを一つの地層として単純化することが、増幅特性にどの程度影響を与えるかについて、一次元重複反射による解析を行った。解析に用いた地盤モデルは、地表から50mまでの平均S波速度を200m/s、基盤のS波速度を450m/sに固定し、深さ1m毎の速度の最大のふれ幅が、それぞれ20m/s、60m/s、80m/s、100m/sとなるようランダムに速度を設定した。

図-7に、解析結果を示す。速度のふれ幅を80m/sと100m/sとしたモデルでは最大振幅で20%程度の非線形効果による減衰が見られるものの、200m/s一定の

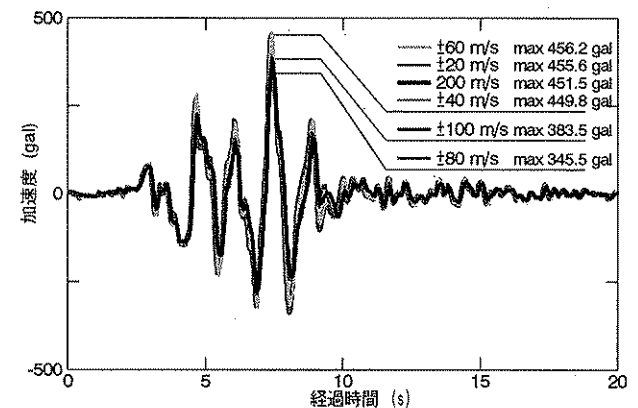


図-7 表層地盤の不均一さと増幅特性

モデルより最大加速度が大きくなる結果は得られなかった。最大加速度にバラツキの影響が小さくなるのは、表層地盤のみかけのS波速度が非線形効果によって減少し、バラツキもみかけ上圧縮され、最終的な増幅率が工学的基盤のS波速度と表層地盤内のみかけのS波速度のコントラストで決まるためと考えられる。

この結果は1次元重複反射理論による解析においては、表層地盤内の速度分布にある程度誤差を含んだモデルでも地震動の推定には問題が無いことを示している。このことと3.2.2で表層に近い層境界を変えたモデルで増幅特性の違いが大きいことを考えると、表層地盤モデルでは、層構造を細分してS波速度などの物性値を細かく設定するよりも、工学的基盤の深度の設定がより重要となると思われる。

3.3 地震応答シミュレーション

実際の地盤モデルにおいては、入力される地震動の卓越周波数と地盤の固有周期が地震増幅特性と密接な関係がある。また、加速度の大きさにより非線形効果が問題となる。そこで、ケーススタディーとして関東平野南部の深部地盤と表層地盤モデルを作成し、二次元擬似スペクトル法と一次元重複反射理論による増幅率を計算した。

3.3.1 深部地盤モデルによる解析

深部地盤のモデルは神奈川県調査結果を利用し、水平距離102.3km×深さ12.7kmを100m×100mのメッシュに分割した。KBUの波形を鉛直下方から平面波で入力し、基盤露出部の地表での波形がKBU波形と等価となるよう、全地表の加速度波形を二次元擬似スペクトル法で解析した。図-8に計算された波形と加速度の分布を示す。

3.3.2 表層地盤モデルによる解析

3.3.1と同じ測線に1kmメッシュを割当て、測線の左右500mの範囲の既往ボーリングデータをもとに、測線沿いの地質断面図を作成し、その地質構成から地盤種別の構成、層厚、S波速度を設定しメッシュごとの地盤モデル(代表柱状図)を作成した。

各メッシュに対して、3.3.1で計算された波形を入力し、一次元重複多重反射によって計算した。また、入力地震波の特性の違いによる増幅率の違いを見るために、KBUの波形記録を入力した場合の計算も行った。図-9に表層地盤モデルと擬似スペクトル法による結果を入力した場合の波形、それぞれの入力波による加速度分布を示した。

3.3.3 地盤構成による増幅度と地盤モデル

3.3.2で得られたKBUによる増幅率では、沖積層を

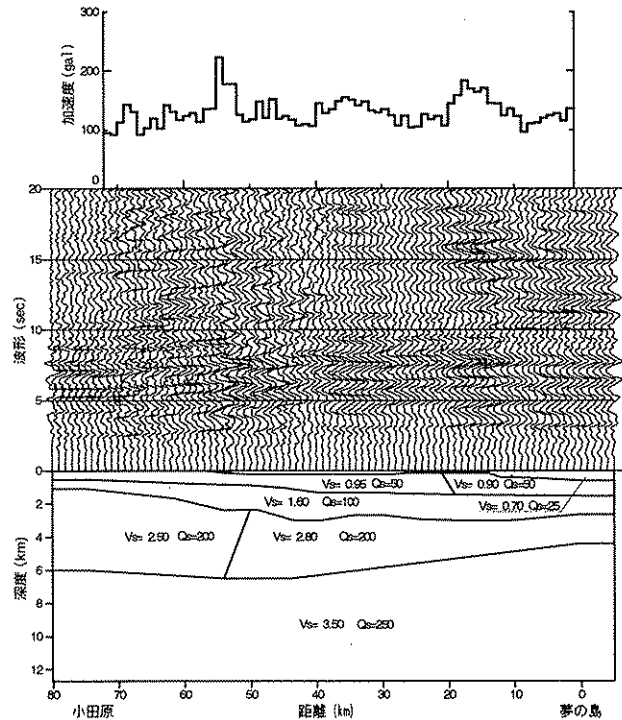


図-8 深部地盤モデルによる二次元擬似スペクトル解析の結果

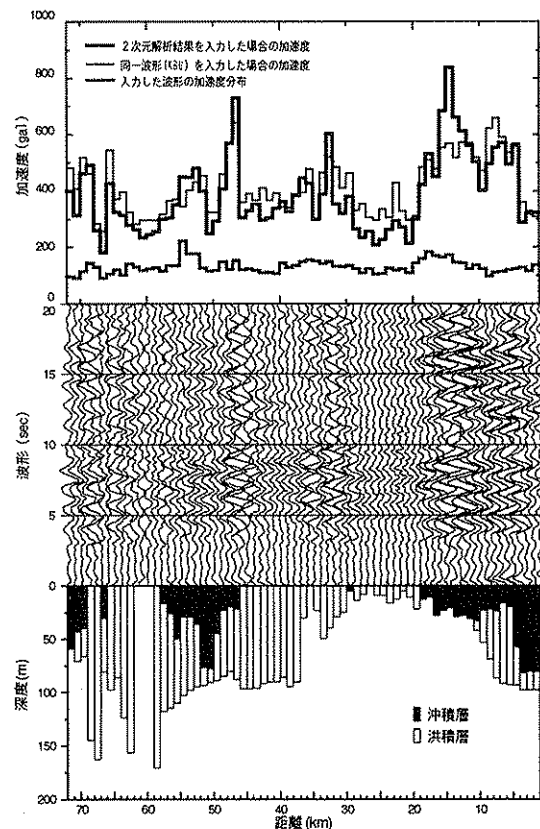


図-9 表層地盤モデルによる一次元重複反射解析の結果

主体とする地盤では、固有周期0.6~7秒付近(平均S波速度142m/s、深度23mに相当)に増幅率のピークがあり、入力地震波形の応答スペクトルのピークに近い。

洪積層のみの場合の固有周期 0.9 秒付近（平均 S 波速度 244m/s、深度 50m に相当）でも見られ、増幅率は沖積層よりもやや小さい。このことから、固有周期が 0.7 秒前後となる沖積層、固有周期が 0.9 秒となる洪積層の箇所が増幅率のピークがあることを考慮し、代表柱状図の作成やメッシュの区分に注意が必要であることが分かる。一方、沖積層と洪積層が成層する地盤では、増幅率に明瞭な規則性が見られないが、類似の地盤においては、地質データの集約や物性値の設定の過程で、増幅率を小さくするあるいは大きくする条件を見逃していないか確認する必要がある。一方、KBU の波形を入力したものに對し、二次元疑似スペクトル法による波形を入力した場合には、深度 50m 以浅の沖積層において特に増幅率が大きく、沖積層と洪積層の成層した地盤でも増幅率が大きくなっている。このような地盤特性の箇所では、地盤の固有周期と深部地盤により変化した入力地震波の卓越周波数が重なることにより、より大きな増幅が生じていると思われる。

これらのことから、表層地盤モデルを作成する場合、同一波形による簡易解析を行って初期の表層地盤モデルを作成し、深部地盤の影響を受けた地震波形の変化を検討し増幅率の大きくなる箇所についてさらにメッシュの細分化を行うことでより精度の高い地震動分布がえられると思われる。

4. まとめ

空中写真判読による活断層の客観的規模認定方法、一度に動く断層の認定方法について検討を行うとともに、地盤物性・構造の最適なモデル作成方法について検討を行った。

その結果、以下のような成果がえられた。

- 1)活断層の客観的認定のための空中写真判読マニュアルをとりまとめた。
- 2)一度に動く断層の推定方法として、断層末端の形態と断層トレースの相互関係を指標とした、断層セグメントの認定手法を提案した。
- 3)深部地盤の探査手法として、長周期 S 波微動探査法の分解能を検討し、深部地盤モデル作成に適用可能であることが明らかになった。
- 4)深部地盤モデルの基盤形状（エッジの位置と形状）が、地表における地震動分布を決定していることが明らかとなった。
- 5)深部地盤モデルの S 波速度構造の精度は、増幅度や地震波の経路に影響を与えるが、深度が浅くなるほど精度が必要となることが明らかとなった。

6)表層地盤の鉛直方向の不均一さは、平均 S 波速度が同一であれば地震増幅度に大きな影響がないことが明らかとなった。

7)表層地盤モデル作成においては、地盤の固有周期による増幅率のピークおよび入力地震の波形による増幅特性の変化を考慮した代表柱状図の作成やメッシュの区分を行う必要があることが明らかとなった。

参考文献

- 1) 亀伸樹・山下輝夫：「大きな地震より小さな地震が多いのはなぜか」.科学,Vol.68,pp.702-709,1998.
- 2) 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉：「活断層はどこから割れ始めるのか？—活断層の分岐形態と破壊伝播方向—」.地学雑誌,107(4),pp.512-528,1998.
- 3) 佃栄吉：「断層の幾何学的バリエーションと破壊プロセス」.地学雑誌,100(3),pp.417-428,1991.
- 4) 阿南修司・脇坂安彦・品川俊介，「活断層のセグメンテーションにおける断層末端部の地形的特徴」,平成 13 年度研究発表会講演論文集,日本応用地質学会,pp.35-38,2001.
- 5) 兵庫県：「山崎断層帯に関する調査報告書（概要版）」,1999
- 6) 脇坂ほか：「活断層の位置および規模の定量的認定法に関する研究(1) 活断層の地形要素と判読」,共同研究報告書第 281 号,460p.,2002.
- 7) 倉橋稔幸・活断層地形判読研究グループ，「空中写真による活断層地形の確からしさの解析」,第 109 年学術大会講演要旨,日本地質学会,p.184,2002.
- 8) 向山栄・福井謙三・品川俊介・活断層地形判読研究グループ，「活断層地形の写真判読結果に生じる差異の傾向と地形的要因」,平成 14 年度研究発表会講演論文集,日本応用地質学会,pp.167-170,2002.
- 9) 福井謙三・向山栄・品川俊介・活断層地形判読研究グループ，「断層地形の写真判読に及ぼす個人差の検討」,平成 14 年度研究発表会講演論文集,日本応用地質学会,pp.171-174,2002.
- 10) 田中竹延・斉藤勝・品川俊介・活断層地形判読研究グループ，「断層沿いの地形分類とその特徴」,平成 14 年度研究発表会講演論文集,日本応用地質学会,pp.175-177,2002.
- 11) 脇坂ほか：「活断層の位置および規模の定量的認定法に関する研究(2) 主に山岳地域における活断層地形判読の基本的考え方と記載方法」,共同研究報告書第 284 号,54p.,2003.
- 12) 梶川昌三・阿南修司・脇坂安彦，「長周期 S 波微動探査法の探査精度及び限界の検討」,平成 12 年度研究発表会講演論文集,日本応用地質学会,pp.237-240,2000.
- 13) 久保田隆二・趙志新・脇坂安彦・梶川昌三：「深部および表層地質特性と地震動」,第 25 回地震工学研究発表会,論文集(社)土木学会,pp.193-196,1999.
- 14) 久保田隆二・脇坂安彦・阿南修司，「深部および表層地質特性と地震動(その 2)」,第 26 回地震工学研究発表会講演論文集,(社)土木学会,pp.273-276,2001.
- 15) 阿南修司・脇坂安彦，「地震動予測に求められる地盤モデルの精度の検討」,平成 14 年度研究発表会講演論文集,日本応用地質学会,pp.187-190,2002.
- 16) 脇坂安彦・阿南修司・久保田隆二，「地震応答解析に必要な地盤モデルの精度」,第 6 回震災対策技術展講演要旨集,日本応用地質学会・(社)全国地質調査業協会連合会,p.21,2002.