

(22) 地震観測波形に見られる 表層地盤と震源の特性

(財)鉄道総合技術研究所 正員 中村 豊
福山コンサルタント(株) 正員 渡辺保宣

1. はじめに

東海道新幹線沿線の約20km間隔の変電所に設置された警報地震計は強震計の機能も兼ね備えている。また、変電所の表層地盤の地震動増幅特性を把握するために、地表面に設置された警報地震計の他に、N値50以上の地層までボーリングして地中地震計を埋め込んでいる。ここでは、これらの地震計で記録された地震波形データを使って、表層地盤の地震動増幅特性や断層の破壊伝播方向などについて検討する。

2. 地震計の機能と設置状況の概要

地震計は、地表・地中いずれも圧電型センサーを用いた加速度計で、現在設定している測定範囲は、地表：0.1Hz～10Hz、最大加速度600Gal、地中：0.1Hz～5Hz、最大加速度120Galである。地表で10Gal以上の地震動波形は30秒の遅延メモリを介して、VTRにPCM記録される。また、地中センサーの出力は、アナログ回路で積分され速度波形としても記録される。速度計としての特性は、1Hz～5Hz、最大速度1kineである。速度波形は、ノイズレベルより5倍程度以上の地震動が記録できるようになっている。測定方向は、東西、南北、上下の3方向で、地表センサーは正確に水平に設置され、地中センサーは鉛直からのずれ5°以内の精度で設置されている。地中センサーの設置位置は原則としてN値50以上の地層が5m以上連続したところで、平均的な深さはほぼ30mである。

3. 表層地盤の波動増幅特性

1985年10月4日の東京震度5の地震、1986年6月24日の房総半島沖の地震などで記録された波形のP波部分、S波部分およびコーダ(C)部分についてそれぞれ約8.5秒間(120サンプル/秒で1024個のデータ)をスペクトル解析した。図1はそれぞれの部分の水平方向の表層伝達スペクトルを求めて、各地点毎に図示したものである。いずれの部分の伝達スペクトルもよく類似していることがわかる。C部分の第一次ピークがやや低くなるのは、他の部分にくらべて振幅が小さく、発生歪も小さいためと考えられる。この伝達スペクトルはボーリング調査結果から推定した表層伝達特性(図中の太実線)とよい対応を示している。

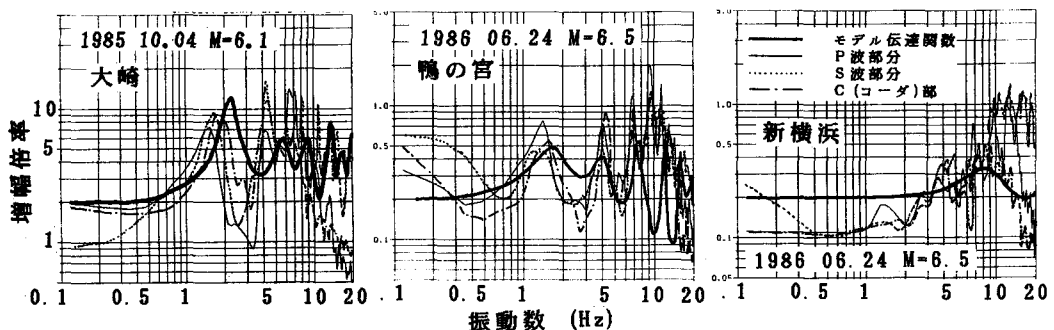


図1 地中と地表の地震観測波形を用いた表層地盤の伝達スペクトルの実測

図2は文献1)で提案されている地表面での観測波形のみから表層伝達特性を推定する手法による推定伝達スペクトルを実測のものと比較したものである。両者はよく類似している。地震設置点の地震動特性が不明の場合にも、こうした方法で大まかな特性を知ることが可能と思われる。

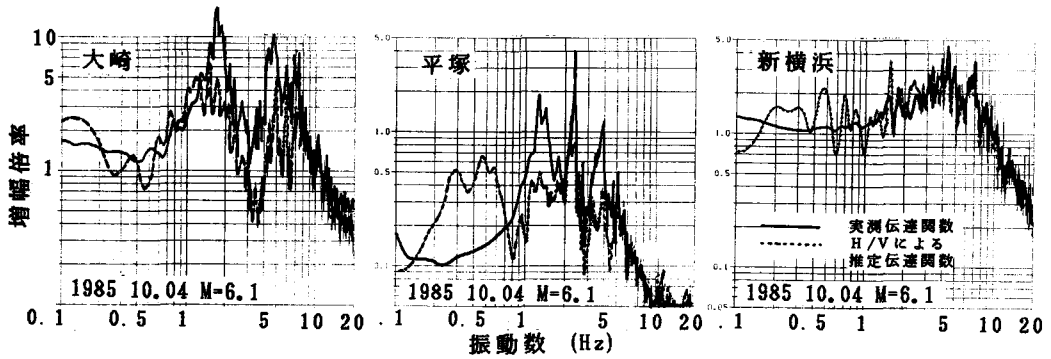


図2 地表面での地震観測波形のみを用いた表層伝達スペクトルの推定

4. 断層破壊の伝播

図3は、1986年12月30日の長野県北部の地震を沿線の地中地震計が捕えた速度波形の一部を示したものである。これを見ると、P波部分やS波部分に、急に振幅が大きくなり、しばらくほぼ一定の振幅が続いた後、急に振幅が小さくなるという特徴的な波形が認められる。これは断層のずれ運動を示しているのではないかと考え、次のようにして断層破壊の方向、速度、長さを求めた。

振幅がほぼ一定となる時間 T_d を次のように考える。

$$T_d = L/V_r + (R_2 - R_1)/V \quad (1)$$

ここに、 L は断層の長さ、 V_r は破壊伝播速度、 R_1 および R_2 はそれぞれ破壊開始点 および破壊終了点までの震源距離、 V は地震波動の伝播速度である。

P波部分の T_d を T_{dp} 、S波部分の T_d を T_{ds} とすれば、

$$\begin{aligned} T_{ds} - T_{dp} &= (R_2 - R_1) \\ &\quad \times (1/V_s - 1/V_p) \\ &= (R_2 - R_1)/K \end{aligned} \quad (2)$$

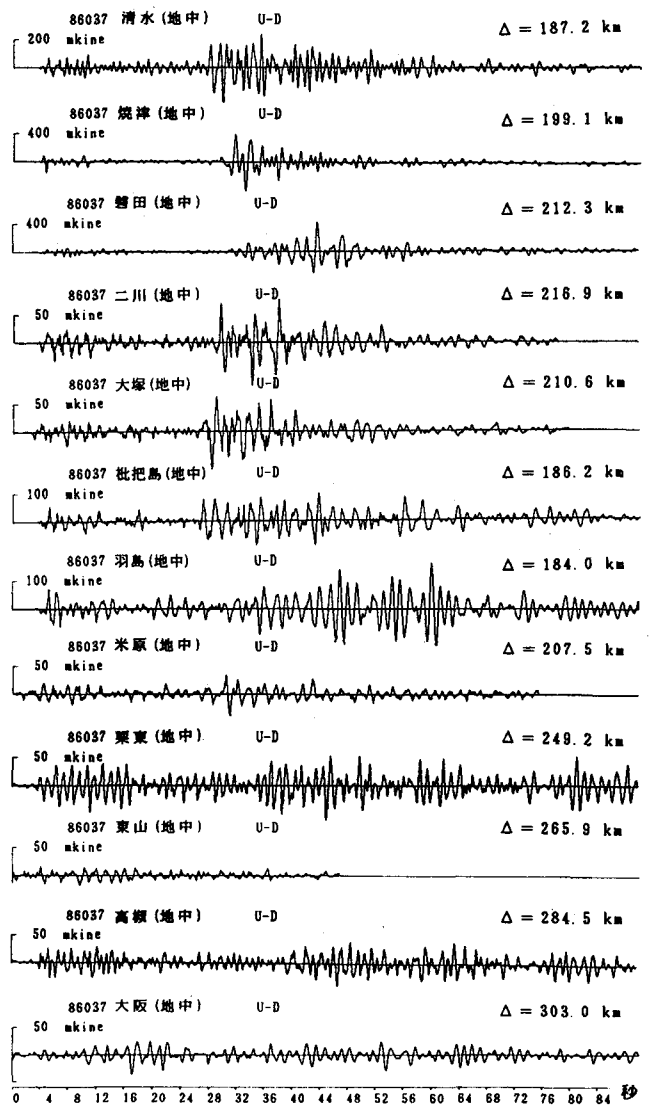


図3 1986年12月30日長野県北部の地震の観測速度波形

ここに、 K は大森係数である。

気象庁によって推定された震源は破壊開始点であり、これにより R_1 がわかる。また、各地点での R_1 とその地点の初期微動継続時間 T_{ps} とから K が推定できる。こうすれば、破壊終了点までの震源距離 R_2 は次のように求まる。

$$R_2 = K (T_{ds} - T_{dp}) \quad (3)$$

各地点を中心にして半径 R_2 の円を描くと、これらの円群が集中して交わる点として破壊終了点が求められる。このようにして破壊終了点が求まると、断層の長さ L がわかる。すると、(1)式から破壊伝播速度 V_f が求まる。

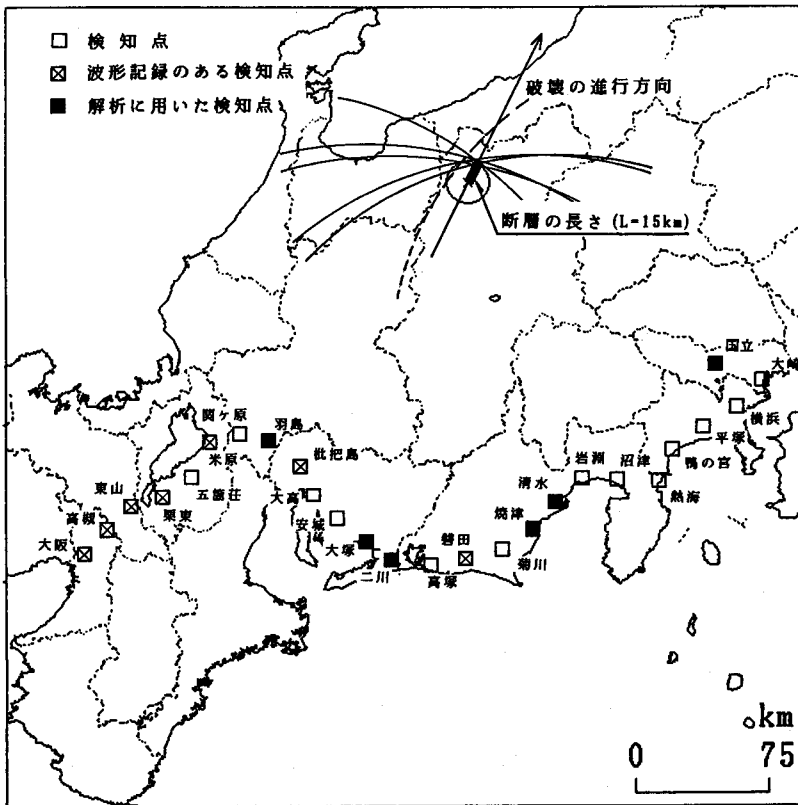


図4 断層破壊終了地点の推定

このようにして推定した破壊終了点を図4に示す。これから L は15kmと求められる。断層の長さ15kmに相当する地震規模は宇津の「地震学」にある関係式($\log L = 0.5M - 1.8$)によれば、 $M6.0$ となり、気象庁による推定値 $M5.9$ とほぼ一致する。破壊の方向は北北東であり、西北西-東南東の主圧力による逆断層型と推定されている²⁾こと

と矛盾しない。また、破壊伝播速度は、 $2.0\text{km/s} \sim 2.9\text{km/s}$ 、平均 2.4km/s と推定された。

この地震の場合、断層の破壊時間に対応すると見られる部分が地震動波形の中に比較的明瞭に顕われている。すべての地震がこのような波形をしている訳ではなく、むしろ不明瞭である場合が多い。ただ、大きな

地震の場合、多重震源といわれるようにいくつかの震源に対応する波形が認められる場合が多い。これらの波形の中から対応する波形をいくつか選定し、ここで述べたような方法で分析すれば、断層の進行をとらえることができるものと期待される。

5. 地震動分布の方位特性

図4をみればわかるように、長野北部の地震に対する東海道新幹線沿線の地震計群は震央を中心とする円周上に位置するものが多い。これらの地点の震央距離はほとんど同じである。また地中地震計はかなり堅い地盤に設置されているので、これらの地点での地震波形の相違は、震源における波動放射特性と震央から観測点までの地震波動伝播特性によって生じていると考えられる。図3の波形をみると、各地の波形や振幅の大きさはかなり異なったものとなっている。図5は長野県北部の地震による新幹線沿線の地中速度の最大値と各地の気象庁震度階の分布を示したものである。これによると、地震動は東側で大きく、西側で小さくなる傾向が認められる。また、断層破壊の推定方向の反対側に相当するところで速度振幅が小さくなっているのも興味ある現象である。このように、地震動に大きな影響を及ぼすと考えられている表層地盤の影響が少なくても、地震動はかなり変動することがわかる。これは、震源特性や伝播径路特性の影響も無視できないことを示している。

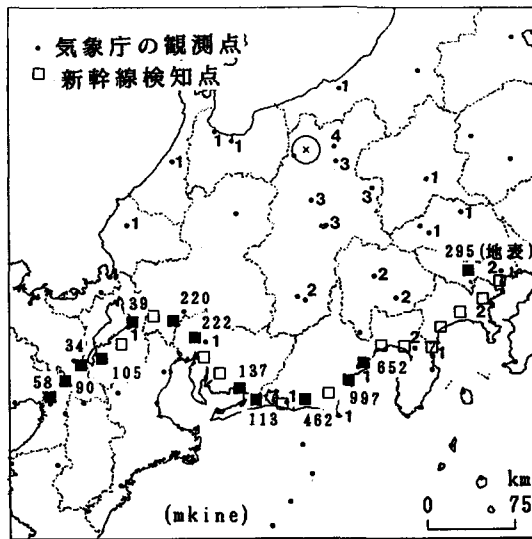


図5 長野県北部の地震の最大速度と震度階の分布

6. まとめ

ここでは、地震動の表層地盤による増幅特性を実際の観測波形を用いて検討するとともに、1986年12月30日の長野県北部の地震を基盤で観測した波形を用いて地震動の方位特性や断層破壊について検討した。増幅特性については、表層地盤に関する資料がない場合を想定して、簡易に増幅特性を推定する方法の検証を行った。いくつかの地震について、数点の観測点の場合をみただけであるが、文献1)で提案されている方法で大まかなものは推定できると考えられる。

数多いデータをやみくもに統計解析する方法は、事象の平均的な把握には役立つが、収集されたデータの範囲を越えた部分の推定には弱い。こうした推定を精度よく行うためには、現象のメカニズムを考慮した統計処理が必要となる。今後、こうした点を考慮していくために、地震動の波形や振幅に比較大きな影響を及ぼす場合のある方位特性や伝播径路の問題についての検討を続けていきたいと考えている。

〈参考文献〉

- 1) 中村ほか：地表面震動の上下成分と水平成分を利用した表層地盤特性推定の試み、第7回日本地震工学シンポジウム、1986
- 2) 三上ほか：長野県北部の地震の発震機構とモーメント、地震学会1987年春季大会予稿集、1987