

## (25) 地震波動種別の識別と単一観測点のデータに基づく震央方位の推定

国鉄・鉄道技術研究所 中村 豊  
国鉄・鉄道技術研究所 齊藤明夫

### 1. はじめに

地震対策のひとつとして地震の発生を出来るだけ速やかに検知して、主要動が到来する前に被害を軽減する措置をとる事が考えられる。このためには対象とする大地震の初期微動を雑震動や被害の出ない小地震と区別して検知して、警報を出す必要がある。一般に地震の検知は地盤震動の大きさがある値(トリガーレベル)を超える事で行っている。しかし、トリガーレベルを大きく設定すれば、地震動が大きくなってからしか検知出来ないし、トリガーレベルを小さく設定すれば、対象としない数多くの小地震を徒らに検知してしまう事になる。したがって、初動部分で大地震を検知し警報を発するためには、検知した地震動が初期微動部分(P波)なのか主要動部分(S波)なのかを識別する事が重要となる。P波とS波を識別する方法はこれまでにいくつか提案されているが自動警報システムに組み込める程の精度と確度を有するものは見当たらない。また検知した地震の加害性を判断する際、震央方位は重要な手掛りを与える。

本論文では地震波動のP S識別法と単一観測点の情報に基づいた震央方位推定法を新しく提案する。提案する識別法は簡単な論理で構成され、容易に自動警報システムに組み込めるのみならず、人が記録された波形を見ながら判断するのと同じ程度の精度と確度を有する。また、提案する震央方位推定法は方位を時系列的に表示し得るものであり、かつ十分な精度を有している。

### 2. P S識別法

一般に地表面近傍では地震波動はほぼ鉛直下方から入射される。このためP波が主体となる部分については上下動成分が卓越し、S波以降の主要動部分については水平動成分が卓越するものと考えられる。このことを利用して上下動振幅と水平動振幅の比によって地震波動のP Sを検知し識別するのがここで述べる識別法の基本原理である。

しかし次式で定義される波形振幅の瞬時値の比は地震波動の到来と殆ど無関係に短い周期で大きく変動し、移動平均をとっていてもP Sの識別には有効ではなかった。

$$R(t) = X_{ud}(t) / (X_{ns}(t)^2 + X_{ew}(t)^2)^{0.5} \quad (1)$$

これは(1)式で計算される比が種々の原因で波形に生じるノイズの影響を受けやすく、しかもこれによる変動が必しも正しい値を中心としたものではない事に起因する。そこで上下動および水平動の自乗振幅を次のように指数平滑した後で両者の振幅比を算定する事とした。

$$\begin{aligned} V(i\Delta t) &= X_{ud}(i\Delta t)^2 + V((i-1)\Delta t) * \alpha \\ H(i\Delta t) &= X_{ns}(i\Delta t)^2 + X_{ew}(i\Delta t)^2 + H((i-1)\Delta t) * \alpha \\ V/H(i\Delta t) &= (V(i\Delta t) / H(i\Delta t))^{0.5} \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 $X_{ud}$ 、 $X_{ns}$ および $X_{ew}$ はそれぞれ上下方向、NS方向およびEW方向の震動速度振幅である。また $\Delta t$ は時間間隔、 $i$ は現在の時刻ステップそして $\alpha$ は指数平滑のための定数である。

図-1、2、4、5の(a)~(c)及び(e)はそれぞれ3方向成分波形と $V/H$ の時間変動の例を示したものである。これらの例に見られるように、 $V/H$ の値は地震波初動(P波)の到来とともに増大し主要動(S波以後)の到来とともに減少する。宮古観測点において記録された地震80個の内、P波部分を含む75個の地震波についての変動を見ると、64個(85%)の地震についてP波の部分で明らかに $V/H$ が大きくなった。また、同じ80個の地震の内、S波部分を含む58個の地震波について $V/H$ の変動を見ると、47個(81%)の地震についてS波の部分で小さくなった。残りの地震は、地震波到来前のノイズの上下成分が水平成分より大きくて波動の到着が $V/H$ の変動では検知出来なかったものや、S波の立ち上がりが不明瞭かまたはS波の部分で飽和しているものである。

$V/H$ の値そのものについてはP波部分とS波部分とで明瞭に異なるから、他の方法で検知された地震波動の種別をほぼ確実に識別し得るものと思われる。例えば、図-2は主要動で初めて地震を検知した例を示したものであるが、この部分の $V/H$ の大きさからS波である事がわかる。

3. V/Hの最大値と震央距離/震源深さの関係  
震央距離 $\Delta$ に対して震源深さ $h$ が大きいほど地震波の地表面に対する入射角は鉛直に近くなり、P波初動部分のV/Hの値は図-1に見られるように一般に大きくなる。

図-3は観測された地震波に対して計算されたV/Hの最大値と $\Delta/h$ の関係を示したもので、これによるとP波部分のV/Hの最大値は $\Delta/h$ が小さくなるほど大きくなる傾向が認められる。P波ほど明瞭ではないがS波部分のV/Hの最大値については $\Delta/h$ が小さくなるとともに減少する傾向が認められる。またP波とS波に対するV/Hの観測値は互いに異なり明瞭に分離されている。

V/Hと $\Delta/h$ の関係を理論的に求める事を試みる。表-1のような速度構造を仮定して、P波とS波のそれぞれに対して観測点に一番早く到達する波動の入射角度を震央距離と震源深さをパラメータにして計算し、これからV/Hを求めて理論値とした。図-3中に実線で示されたふたつの曲線はこのようにして計算されたV/Hの値を $\Delta/h$ に対して示したものである。これによると、P波に対するV/Hの理論値は $\Delta/h$ の減少とともに増大し、S波に対するV/Hの理論値は $\Delta/h$ の減少とともに減少する。これは観測値と同様の傾向であり、図-3のような観測値の性質が一般的なものである事を示している。

また、P波とS波のそれぞれに対するV/Hの理論値は大きく隔たっており、V/Hの観測値は両者の間に挟まれている。V/Hの理論値と(2)

式によって求めた観測値の相違

は、前者が振幅として瞬時値を取り扱って振幅比を求めているのに対して、後者が指数平滑した自乗振幅値の比の平方根として振幅比を求めているところにある。したがって、理論値は観測値の上下限値を与えていると思われる。

このようにV/Hの観測値は、P Sの検知と識別に用いられるばかりでなく、震源深さに関する情報も含んでいるため震源の位置推定に際しても重要なパラメータのひとつとして有効に利用出来るものと考えられる。

80年3月29日の地震:  $M=4.2(4.6)$ 、  
 $\Delta/h=55/70(58/79)$ 、 $\theta=355(355)^\circ$

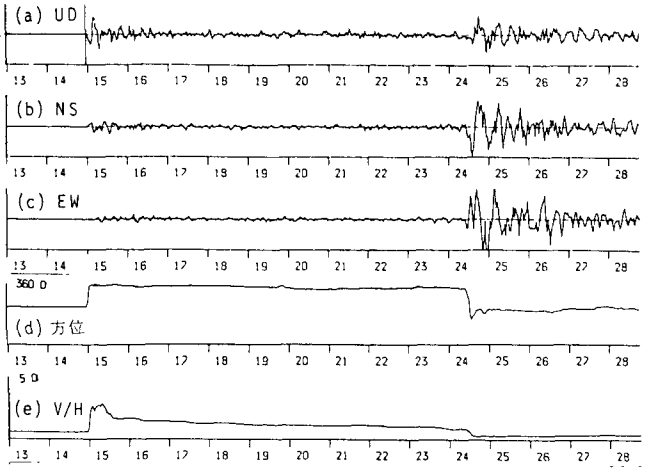


図-1 3方向波形およびV/Hと震央方位の時間変動(深い地震)  
( )内は東北大学によるもの。

80年2月10日の地震:  $M=5.4(6.0)$ 、

$\Delta/h=640/20(597/57)$ 、 $\theta=40(45)^\circ$

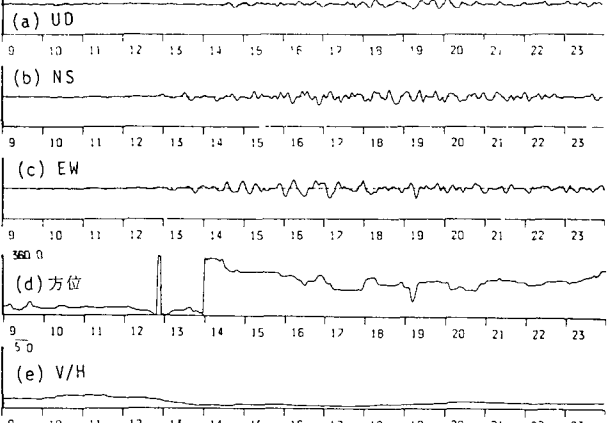


図-2 3方向波形およびV/Hと震央方位の時間変動

表-1 速度構造

層厚	P波速度	S波速度
km	km/s	km/s
0.2	2.0	0.82
5.5	6.0	3.41
10.3	6.6	3.75
$\infty$	8.0	4.35

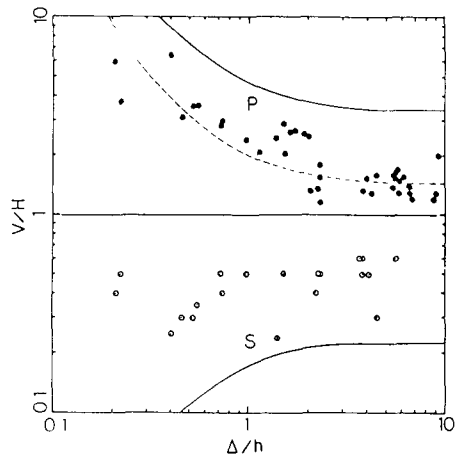


図-3 V/Hと $\Delta/h$ の関係

#### 4. 単一観測点のデータに基づく震央方位の推定

単一観測点での地震動情報から震央方位を推定する方法として、水平2方向成分の初動振幅の比と上下方向成分の符号に基づくものがある。しかしこの方法は地震波の到来時刻の検出に誤りがあったり、初動振幅が小さく符号が不明瞭であったりすると推定結果に大きな誤差が含まれやすい欠点がある。

図-4 (a) ~ (c) に例示するように地震波のP波初動部分の3方向成分波形は互いに相似である。このことを利用して次のように上下動と水平動の相互相関を連続的に計算し、これらの比から波動の到来方向即ち震央方位を時系列的に算出することを提案する。

$$R_{ud \cdot ns}(i \Delta t) = X_{ud}(i \Delta t) * X_{ns}(i \Delta t) + R_{ud \cdot ns}((i-1) \Delta t) * \alpha \quad (3)$$

$$R_{ud \cdot ew}(i \Delta t) = X_{ud}(i \Delta t) * X_{ew}(i \Delta t) + R_{ud \cdot ew}((i-1) \Delta t) * \alpha \quad (4)$$

図-1、4、5の(d)は上記の方法で算出した震央方位を例示したものであるが、地震波の到来後、直ちにほぼ正しい震央方位を安定して指示している。図-5は初動振幅が小さくて従来の方法では震央方位の推定が困難なものについて提案法による計算例を示したものである。この地震は宮古から、気象庁によれば1°、東北大学によれば11°の方位にある。これに対する提案法による推定結果では波形振幅が非常に小さな初動部分においても340°~360°とほぼ正しい値が得られている。

図-6は提案法によって求められた方位を東北大学または気象庁で決定した震央に対する方位と比較したものである。

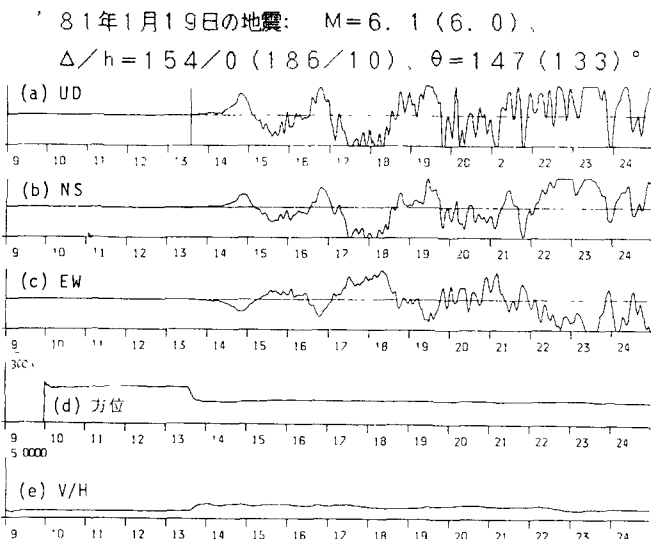


図-4 3方向波形およびV/Hと震央方位の時間変動(浅い地震)

80年4月2日18時の地震:  $M=4.8(5.3)$ ,  $\Delta/h=166/70(192/51)$ ,  $\theta=1(11)^\circ$

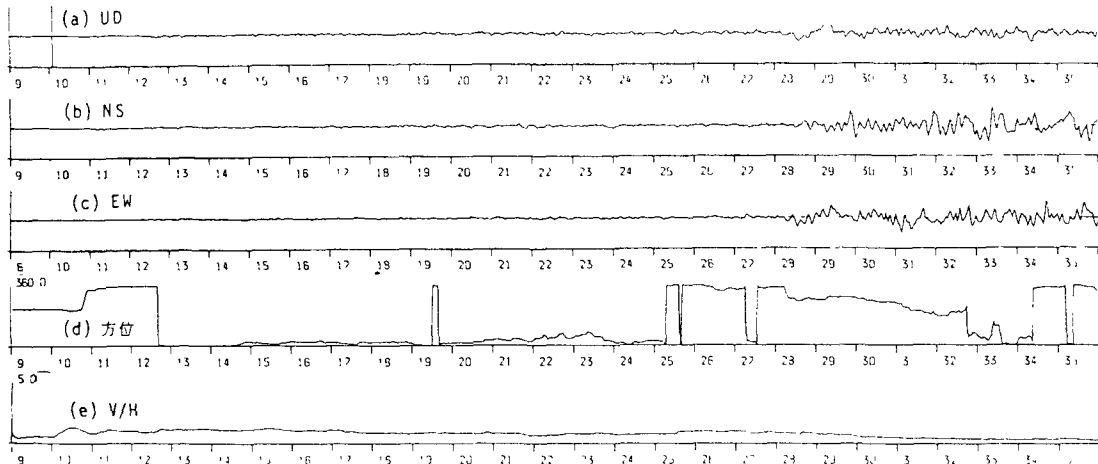


図-5 3方向波形およびV/Hと震央方位の時間変動(浅い地震)

両者の誤差はほぼ $\pm 20^\circ$ 以内に納まっているが、この誤差は震央方位に関係した系統的なものが主体と考えられるので、さらに推定精度を高め得る可能性がある。図-7は3観測点のP波発現時刻またはこれと1観測点のP S時間を用いて推定した震央方位を気象庁で決定した震央に対する方位と比較したものである(文献・1)。これを図-6と比較すれば少なくともこの場合には単一観測点の地震動情報に基づく提案法による推定結果の方が高精度であることがわかる。

なお、提案法は図-1、4、5に見られるように震央方位推定の他、地震波の検出、位相の検出にも利用し得る。

#### 5. まとめ

以上、対震列車防護のための自動警報システムを構成する基本的な部分であるP Sの識別法と震央方位の推定法について述べた。これらの方法は単一観測点のデータしか必要とせず、しかもその論理が簡明であるため非常にシンプルな自動警報システムを構成する事が出来るのみならず、かなり高い精度を有するものである。

また、これらの方法によって初期微動継続時間も自動的に読み取り得るので、P波部分で推定される震央方位と併せてS波の到来直後には地震の位置をほぼ正確に推定する事が出来る。このためP波部分で緊急に発令された警報の是非をS波の到来とともに検証することが可能である。P波部分で出された警報がS波部分で不要と判断されても警報の対象となる地震のP S時間が30秒程度であるため新幹線の運行に殆ど支障せず、運行システムを元に戻すことが出来ると考えられる。

今後、上記手法の自動処理精度をさらに高めて信頼性の高い自動警報システムの実現を図る所存である。

#### 謝辞

震源の情報を提供して頂いた東北大学地震予知観測センターに謝意を表します。また、本研究におけるソフト開発に協力して頂いている沖電気工業(株)の橋本民雄氏に感謝します。

#### 参考文献

- (1) 西村源六郎: 振動工学、誠文堂新光社、1969
- (2) 宇津徳治: 地震学、共立出版、1977
- (3) 高山 昭・江本佑橘・阿部英彦・中村 豊: 地震動早期検知システムの研究-新幹線の安全のために-、土木学会誌66巻6号、pp. 51~56、1981. 5.
- (4) 中村 豊・斉藤明夫: 地震の早期検知・警報システムの開発、第6回日本地震工学シンポジウム講演概要集 pp. 2009~2016、1982. 12.
- (5) 中村 豊・斉藤明夫・橋本民雄: 1観測点のデータに基づく震央方位の推定、地震学会講演予稿集No. 1、p. 305、1983. 4.
- (6) 中村 豊・斉藤明夫・橋本民雄: P波とS波の識別、地震学会講演予稿集No. 1、p. 306、1983. 4.

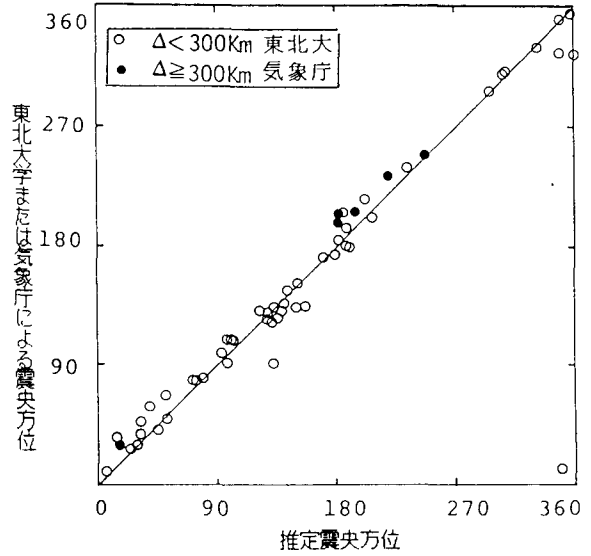


図-6 単一観測点のデータを用いた震央方位の推定

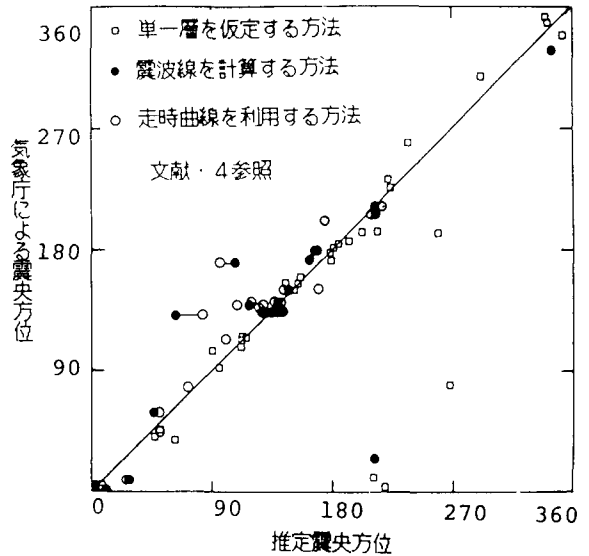


図-7 3観測点のデータを用いた震央方位の推定