

地震記録の調べ方(その2)

— 記録の読み取り方 —

室井 勲*

1. はじめに

前回は地震記録を読み取るための基本的事項について述べたが¹⁾、今回はこの記録の読み取り方と読み取ったデータから、どのようなことが分かるかということを中心に述べてみる。前回に示した地震の記録を今回も使いながら、この記録がもっている意味をできるだけ平易に説明することにより、読み取る力を少しでも多くつけることと記録というものに親しみをもつことをねらいとしている。

2. P波の初動を読み取る

P波の初動とは、一つの地震で発生した地震波の中で、各観測点に最初に到着するP波の立ち上りの部分をいうもので、地震記録の中では最も重要な役割をもっている。この初動から読み取るものは、P波の到着時刻、大きさ(振幅)とその向きの3つがあげられる(図1)。すなわち、ゆれの初めであるP波の初動は一見するとただ小さいゆれにすぎないが、その持っている意味はかなり大きいもので、以下、それぞれについて分かりやすく説明する。

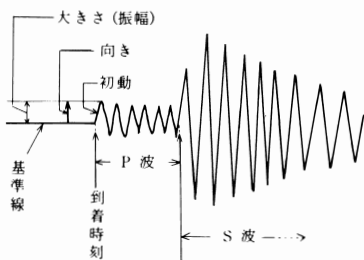


図1 P波の初動の到着時刻、大きさ(振幅)、向き

(1) P波の到着時刻(発震時)

一般に地震の記録は、向って左から右の方に波形が描かれていき、この場合の横軸は時間軸を、また、縦軸は波の大きさ(振幅)をそれぞれ表わすようになっている。前回、この時間軸には、別に設置して

ある標準時計から毎分と毎時を表わす信号、すなわち、タイムマークが入ることを述べたが、これは記録されたいくつかの波の到着時刻をリアルタイムでできるだけ正確に決める必要があるからである。

さて、P波の初動の到着時刻を決めるには、初動の直前にある「分マーク」または「時マーク」を基準として使う。実際の記録についてやってみよう。

ここで用いた記録は、1977年9月8日18時13分に徳島・高知の県境に発生した地震(M=4.6)で、徳島地方気象台で観測したものを大阪管区気象台がテレメーターで受けて記録したものである。3成分ある記録の中でもP波の初動の鮮明なのは、一般的に上下成分(U-D)であるといわれている。今回の記録でもこのことがよく表われているので、この上下成分を使って、初動の到着時刻を決める(図2)。

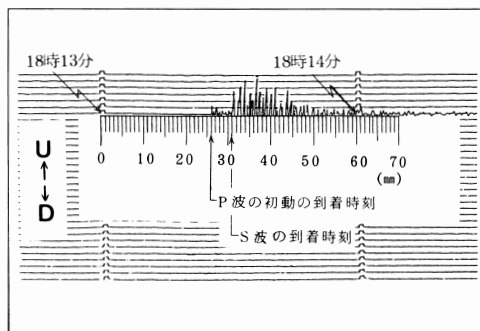


図2 P波の初動の到着時刻の読み取り方
上下成分(U-D)の記録を使う。

図2で、P波の初動は、18時13分と次の18時14分を表わす2つの分マークの間にある。ここで、この初動の始まりの時刻を決めるために物指しを使う。分マークと分マークの間の長さは、ちょうど60mmになっているので1mmが1秒に換算できる。

物指しの左端のゼロの位置を18時13分の方の立ち上がりの線に合わせると次の18時14分の方

* 大阪府科学教育センター

ークの立ち上がりの線には物指しの目盛りで、ちょうど、60mmがくる。このとき、P波の初動は物指しの目盛りで26.0mmのところから始まっていることが読み取れる（基準線から立ち上がり始めたところ）。この長さを時間に換算すると26.0秒になる。この時間をP波の初動が始まる直前の分マーク18時13分に加えると求める時刻になる：

$$18時13分 + 26.0秒 = 18時13分26.0秒$$

これがこの観測点（徳島地方気象台）におけるP波の到着時刻であり、発震時ということになる。

ついでにS波の到着時刻を求めてみよう。先にあった物指しの目盛りに目を移し、S波の始まりに相当する位置を読むと31.0mmになる。P波のときと同じく時間に換算すると31.0秒になる。すなわち、

$$18時13分 + 31.0秒 = 18時13分31.0秒$$

がS波の到着時刻になる。一般にS波の初動は、P波の初動よりも読み取りにくいので、今回のように簡単に決められるとは限らない。ここでは上下成分だけで決めたが、他の成分（南北および東西）も合わせて決める方がより精度はあがるだろう。以上がS波の到着時刻も決めたが、P波の到着時刻の決め方である。

(2) P波の初動の大きさ（振幅）と向き

P波の初動は、この到着時刻を決めるだけで終るのではなく、その大きさ（振幅）と向きを調べることによって、観測点からみた震源の方向や震源からの力の方向の推定も可能になり、大切な役割の一つになっている。

a. 大きさ（振幅）

地震記録にみられるゆれの大きさ（振幅）は、その観測点の地盤のゆれそのものの大きさではなく、大抵は機械的または電氣的に拡大され、見やすくなっている（ただし、強震計という地震計には倍率が一倍のものもある）。従って、地盤の実際のゆれの大きさを求めるには、記録から読み取った大きさの値をそのときの倍率で割る必要がある。

記録（図3）からP波の初動の大きさを3成分とも読み取ってみよう。ゆれの無い基準線（時間軸）に直交するように物指しをあて、基準線から初動のピークまでの長さをはかればよい。図3は縮小してあるので読み取りにくいですが、ここでは原記録から読み取った3成分の初動の大きさ（mm単位）を使う。

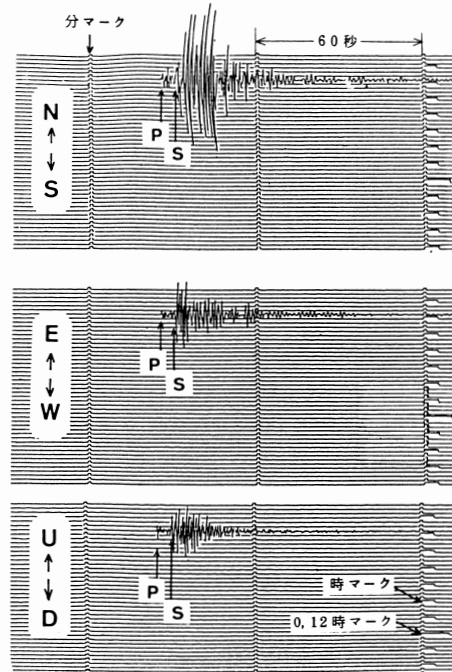


図3 徳島・高知の県境に発生した地震の記録上から、南北、東西、上下の各成分（資料は大坂管区気象台提供）

地震計の倍率が、ちょうど100倍なので、読み取り値を100で割り、割って得られた値（長さ）が地盤の実際のゆれの大きさになり、一般にミクロン単位（ μ ）で表わす（表1）。ただし、長さの換算は、 $1\text{mm} = 1000\mu$ である。

表1 P波の初動の大きさ

成分	大きさ（振幅）	
	読取値 (mm)	地盤のゆれ (μ)
N-S	2.2	22
E-W	1.0	10
U-D	1.5	15

読み取りが難しい場合や全く不

可能な場合もあるので、いつでも読み取れるとは限らない。震源からの距離だけではなく、その観測点の地盤の性質や地下構造などが大きく影響して、読み取りを困難にすることが多い。

b. 向き

P波の初動の向きを決めること、すなわち、P波が観測点に到着して、どちらの向きにゆれ始めたかを定めることも大切な役割の一つになっている。その理由は、この初動の向きがこの地震の原因となっ

た原動力の方向の推定を可能にしてくれるからである。

このゆれの向きは、観測点の地盤そのもののゆれの向きで、あらかじめその観測点の地盤のゆれの向きと記録紙上で動くペンのゆれの向きとの対応づけがしてある。図3の記録の左端にみられるN(北)とS(南), E(東)とW(西), U(上)とD(下)などの記号は、各成分のゆれの向きのきまりを表している。このうちN, E, Uの方に向くゆれはいずれも記録紙に向って上方(矢印は↑)に、また、S, W, Dに向くゆれは下方(矢印は↓)に、それぞれペンが動き、記録されることになる。気象庁では、この標準型(59型)の地震計による記録については、ゆれの向きの表し方を上述のように統一しているので、この向きの判定が容易である。

さて、図3から各成分のP波の初動の向きを読み取ってみよう(表2)。

表2の矢印は、いずれも、表2 初動の向き ↑と上向きに記入されている

が、各成分ごとに二つの向きがあるうちの一方の向きを示したもので、3成分とも同じ向きという意味ではないことを理解してもらいたい。

成分	初動の向き
N-S	北(N) ↑
E-W	東(E) ↑
U-D	上(U) ↑

c. P波の初動の大きさと向きから求めた合成値

これまで説明したP波の初動の大きさと向きからその合成値を求めてみよう(図4)。

初動の南北、東西、上下の各成分の大きさをそれぞれ A_N, A_E, A_U とすると原点O(観測点)は、これらの合成値の大きさ A_0 だけ P_0 の方にゆれたことになる。

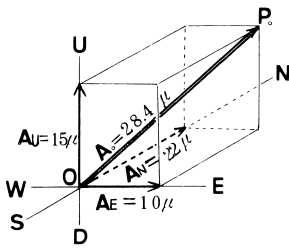


図4 P波の初動の合成値

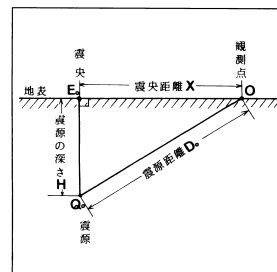
を先の表1の値から求めると、 $A_0 = \sqrt{A_N^2 + A_E^2 + A_U^2} = \sqrt{22^2 + 10^2 + 15^2} = \sqrt{809} = 28.4(\mu)$ になる。すなわち、P波の初動によって、観測点Oは、 $28.4(\mu)$ ほどゆれ、その向きは、ほぼ北北東で上向きになっている。

3. 震源距離と震源の推定

(1) 震源と観測点

これからの話にでてくる地点の名称や位置関係について説明する(図5)。

震源 Q_0 の真上で地表との交点を震央 E_0 。この2点間の距離を震源の深さ H 、震央 E_0 から地表に沿った観測点 O までの距離を震央距離 X 、観測点 O から震源 Q_0 までの距離を震源距離 D_0

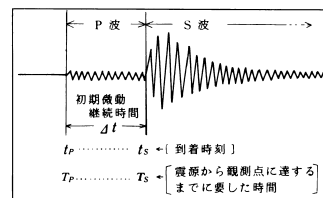


とっている。また、図5 震源と観測点の関係 観測点は一点ではなく、他にも多く設置してあることはいうまでもない。

(2) 初期微動継続時間と震源距離

いま、P波およびS波の到着時刻をそれぞれ t_p, t_s としたとき、これらの差($t_s - t_p$)を初期微動継続時間 Δt とっている(図6)。

また、P波およびS波の速度をそれぞれ V_p, V_s としたとき、



両地震波が震源から観測点Oに到着するまでに

図6 初期微動継続時間

要するそれぞれの時間 T_p, T_s は、震源距離 D_0 を使って表わせる上に、これらの差($T_s - T_p$)も上述の初期微動継続時間 Δt に等しいとおくことができる。すなわち、

$$\begin{aligned} \Delta t &= t_s - t_p \\ &= T_s - T_p \\ &= \frac{D_0}{V_s} - \frac{D_0}{V_p} \end{aligned} \quad (1)$$

この式(1)の関係より、震源距離 D_0 を求めると

$$D_0 = \frac{V_p \cdot V_s}{V_p - V_s} \cdot \Delta t \quad (2)$$

ここで

$$k = \frac{V_p \cdot V_s}{V_p - V_s} \quad (3)$$

とおくと

$$D_0 = k \cdot \Delta t \quad (4)$$

となる。kを比例定数とすると、震源距離 D_0 は初期微動継続時間 Δt に比例することになる。地震の記録から Δt を読みとって、これをkにかければ D_0 が求められるという関係式である。この式(4)を大森公式と呼び、震源距離を推定する際に利用されている。

(3) 震源距離と震源の推定

ここでは、観測点が徳島地方気象台のため、この地点からの震源距離を推定する。初期微動継続時間 Δt は、先の2.で読み取ったP波の到着時刻 $t_p=18$ 時13分26.0秒およびS波の到着時刻 $t_s=18$ 時13分31.0秒を式(1)に入れて求めると5.0秒になる。この $\Delta t=5.0$ 秒(以下、秒をsで表わす)と比例定数としてよく使われている値 $k=8\text{km/s}$ とを式(4)に入れると震源距離 D_0 は

$$D_0 = 8\text{km/s} \times 5.0\text{s} = 40\text{km}$$

となる。

つぎに震源の位置の推定について述べる。徳島県を中心にした白地図(縮尺が150万分の1程度)を用意するとよい。徳島地方気象台(北緯34度03.9分、東経134度34.6分)を記入し、この点を中心にして、上で求めた震源距離 $D_0=40\text{km}$ を半径にとり、コンパスで円を描く。平面図に描いたこの円は、地表面に沿った震源距離を表しているが、地震はこの地表面よりも下部に発生するので、この円を含めた地下の半球面のどこかに震源があるはずである。この半球面のどこに震源があるかを推定するために、先に示した図4を使う。同図は3成分の初動の大きさを立体化してあるので、地下の方の図も立体化して表

す(図7)。初動の合成値 A_0 は、原点Oからやや北東で斜め上向きである。このような場合には震源は上空にあるはずはなく、合成値 A_0 の矢印とはちょうど反対の方向で、この延長線が先に描いた半球面に到達した点 Q_0 になる。この合成値 A_0 の矢印の向きとは、逆に延長した方向は、真南Sより水平面に沿って $\alpha=24.2$ 度西へ、そして、水平面から $\beta=31.8$ 度下方に向いている。この交点 Q_0 (震源)の深さHは21kmになる。この震源の真上で地表との交点 E_0 (震央)を地形図から読み取ると、北緯33度41分、東経134度21分になる。もう少し図を入れた方が分かりやすかったかもしれないが、震源距離、震源の深さ、震央などの推定ができたことになる。

この観測点ではP波の初動の合成値の向きが上向きになったが、この逆の下向きになることもある。これは震源への力のかかり方とそれによるP波の発生の仕方に関係するもので、この上向きと下向きは広い地域にわたって規則的に分布する場合が多くみられる。詳しくは別の機会に述べる。

4. まとめ

今回は、一ヶ所の観測点での地震の記録を読み取るとどのようなことが求められるかということについて述べてみた。すなわち、

a. P波およびS波の到着時刻、3成分の記録からのP波の初動の大きさ(振幅)と向きなど全部で8個の読取値が得られた。

b. P波およびS波の到着時刻から初期微動継続時間を求め、大森公式を使って震源距離を計算した。また、P波の初動の大きさと向きから、P波の初動の合成値を求め、初動のゆれのときにかかった力の方向とこの延長方向と震源距離を表す地下の半球面との交点から震源の深さおよび震央などを推定した。

たった1枚の地震の記録でも、以上のような作業が可能なのである。

謝辞 本文中の説明に使用した貴重な地震の記録は、大阪管区気象台の御好意によるもので、ここに厚く御礼を申し上げます。

引用文献

- 1) 室井勲：大阪と科学教育，創刊号(1987)15.

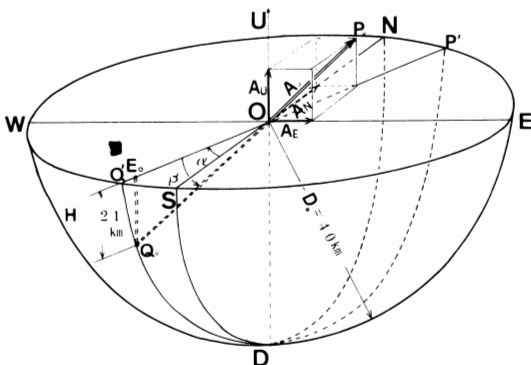


図7 P波の初動の合成値と震源距離を使って震源の位置を推定する。