

# 緊急地震速報の解説

## 緊急地震速報の新しい震源地決定等の方法と解説

地震かな？と感じ始める波は小刻みに物を揺らします。障子やガラス戸などがガタガタと音を立てます。この波は『P波(primary wave)』と言って“縦波”です。縦波というのは地震の進行方向に振動する波です。たとえば震源が北の場合は、P波は南北方向に振動しながら南に伝わります。

それからしばらくすると、自分の身体が揺らされている感じを受けます。『S波(secondary wave)』の到着です。この波は進行方向に直角に振動する“横波”です。震源が北の場合は東西方向に震源が真下であれば水平方向に振動して伝わります。またしばらくして、建物全体がゆさゆさと大きく揺れだします。大きな地震だと怖く感じます。

この大きな揺れをもたらすものを『表面波』と言います。P波とS波が伝わる時に反射屈折を起こすために特別な波を生じますが、地表に出る時にそのエネルギーを解放するために大きな揺れになります。成因がP波とS波の伝播上の反射屈折ですから震源から近い所では伝播距離が短いために大きな表面波は起きません。

次に地震報道につきものの震源地の求め方です。地殻内を伝播するP波の速度は、毎秒5ー7km。S波の速度は、毎秒3ー4kmです。P波とS波の速度の差は毎秒数kmです。

ですから、P波が到達した時刻からS波が到達するまでの時間は、(この時間は、PS時間あるいは初期微動継続時間と言います)震源から遠い観測点ほど長くなる訳です。脚の速い者と遅い者が同時に歩き出したことを考えてください。ゴールが遠ければ遠いほど両者の差が広がるのと同じです。

震源までの距離は、PS時間×(7~8km)となります。これで観測点から三次元座標での震源地の距離は判りましたが次は方角です。方角を求めるには観測点が3つ必要です。

観測点A、B、Cからの震源までの距離を前述の方法で震源までの距離を求め、それぞれの値をa、b、ckmとすれば、観測点A、B、Cそれぞれから半径a、b、ckmの球を描き、3個の球が交わった所が震源になります。円で無く球を描くのは震源が地下深くにあるため3次元座標で考える必要があるからです。

次は、『マグニチュード(M)』ですが、これは1935年地質学者のC.F.リヒターが地震に導入した量で、震央(震源域の中央)から100km地点での揺れ幅を表します。具体的には、震央から100km地点に設置された周期0.8秒、減衰定数1、倍率2800の“ウッド・アンダーソン型地震計”の記録の最大振幅をマイクロメーター(100万分の1メートル)単位で計り、その対数をとったものです。

**震源決定には大きく分けると2種類がある。**

ひとつは、数箇所の震度計での計測値を、震源決定の図式にあてはめて決める、とりあえずの速報値。

もうひとつは、詳細を解析して最終的に決定される暫定値。気象庁では、防災科研、大学等関係機関から地震観測データの提供を受け、気象庁のデータと合わせて文部科学省と協力して、速報値としての地震観測データを更に整理・分析して最終的に暫定値を決めてるんだ。

このように、各機関の速報値震源データは、気象庁に一元的に収集されて処理される。この震源情報を「気象庁一元化震源」と呼ぶ。気象庁一元化震源は、気象庁のスタッフにより再検測処理にて暫定的に再決定されたもので、P波およびS波が地球内部の各不連続面や海底、地表で反射や屈折したりするために、三次元速度構造による震源計算をしてる。つまり、地震波を三次元速度構造を用いて更にコンピューター解析することによって、地震波トモグラフィーとして地中内部を通る地震波の速度の分布を画像化することが可能になるんです。解りやすく言えば、地中まで見れる立体的な地図に、場所による地震波の速度の違いが記されてる図面みたいなもの。

これにより、地震波の正確な速度の分布が明らかになるので、地殻の性質により地震波が受ける影響を考慮した上で震源までの距離を再計算することが可能になり、ほぼ正確な震源を決定することが出来るんです。

解りやすく算数で言えば、 距離＝速さ×時間

地震波には最初に観測される一番速いP波と、次に来る二番目に速いS波がある。この二つのスピードは決まっています、二つのスピード差から時間を割り出す。正確な速さは上で説明したとおり。それをもとにして、式にあてはめた複数の観測点の値を参考に、関連項目を入力したコンピュータ処理で立体的に導き出しています。

「緊急地震速報は地震発生後、震源付近の観測点のデータを元にして出来る限り早く震源やマグニチュードを推定してユーザーに提供する情報であり、震源やマグニチュードの推定精度が良くなるたびにそれを更新するものである。Takusuの方式は今後ともその時代に対応した方式が可能にしている。その結果、震源と観測点の位置関係によっては対象となる地域にS波(主要動)が到達する前に、場合によってはP波が到達する前に情報を配信することか出来る。

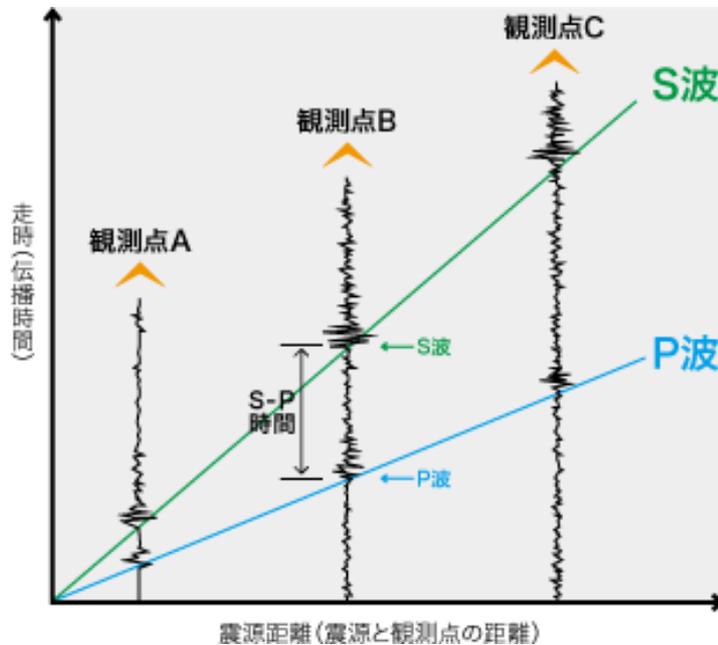
我々が地震の発生を知るためには、震源に最も近い観測点にP波が届く必要がある。この届いたP波を観測点で処理することか、現在の技術で最も早く大地震の発生を知る手法である。個々の観測点において地震波形を処理し、観測点から震央までの距離や最大振幅値などを算出することを「単独観測点処理」と呼ぶ。この結果は処理中枢(気象庁本庁)に直ちに送出される。処理中枢において、単独観測点処理の結果が1~2地点集約されるとテリトリー法、3~5地点集約されるとクリットサーチ法と呼ばれる手法によって震源、マグニチュードが算出される。これを複数観測点処理と呼ぶ※。この震源とマグニチュードから各地の震度や地震波の到達時間を計算され、緊急地震速報の発表条件、また更新条件を満たした場合に発信されている。

ここでは難しく、説明できませんが、気象庁の「緊急地震速報の概要や処理手法に関する技術的参考資料」

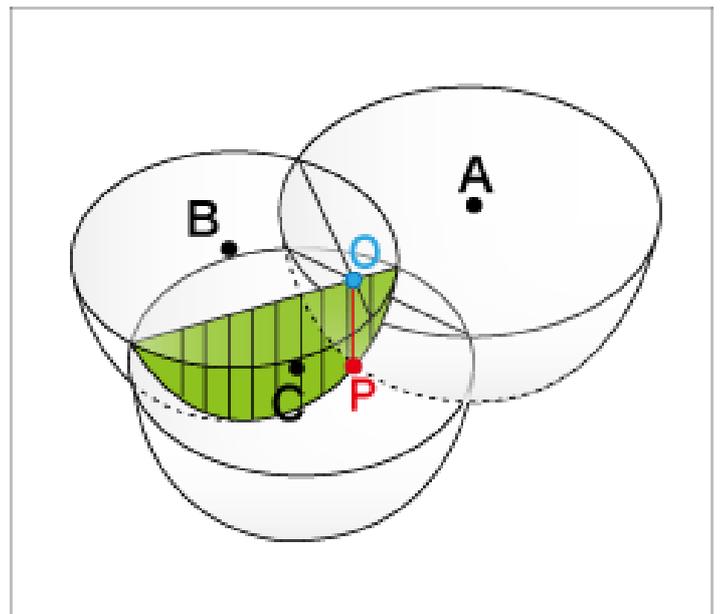
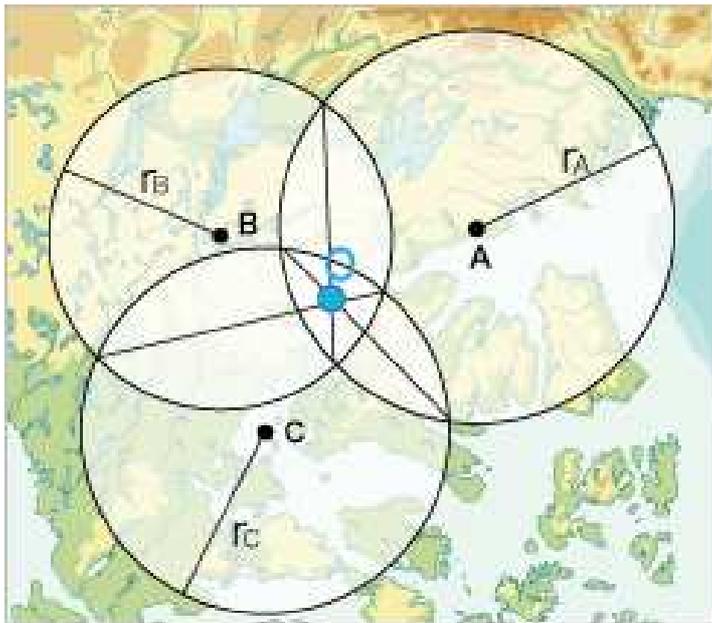
<[http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/EEW/kaisetsu/Whats\\_EEW/reference...](http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/EEW/kaisetsu/Whats_EEW/reference...)>を紹介します。

# 新しいGPSによる震源地の決め方について

震源地の推定には、P波とS波の速度の違いを利用します。地殻中をP波は8km/秒、S波は4km/秒で伝わるので、震源からの距離が遠くなればなるほど、P波到達からS波到達までの時間が長くなります。P波とS波の速度差とその時間差(S-P時間)が分かれば、震源までの距離 $r$ が求められます。



しかし、1つの観測点だけでは、その地点からの半径 $r$ の球面のどこかに震源がある、ということしか分かりません。ところが、3つの観測地点A, B, Cそれぞれからの距離 $r_A$ ,  $r_B$ ,  $r_C$ が分かれば、3つの球面の交点として震源Pが求められます。



そのためには、広いエリアの多くの各観測点に共通した正確な時間を必要とします。その時間を提供しているのがGPSによるタイミング出力です。その出力精度は $1\mu$ 秒未満です。

## 震源の求め方

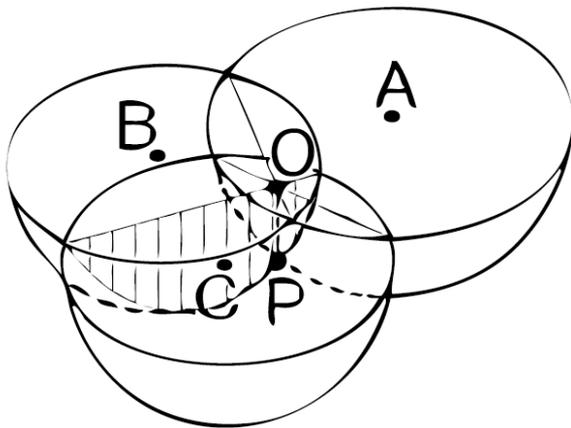
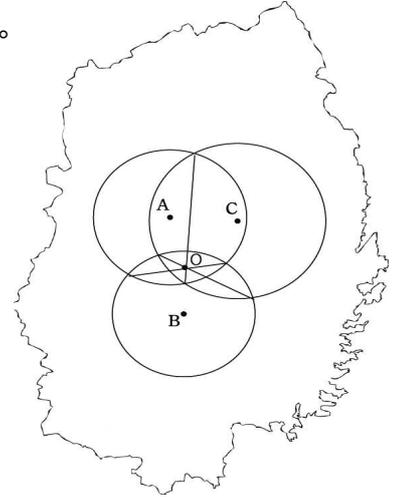
震源までの距離の計算は、波の伝搬速度のずれから求めます。  
子どもの頃、雷がピカッとってから、ごろごろがくるまでの時間を数えたことはありませんか。

例えば、ピカッと鳴ってから、5秒後にごろごろが来たとします。音速を秒速330mとすると、 $330 \times 5 = 1650\text{m}$ 先に雷が落ちたと考えることができます。  
これと同じように、地震の震源までの距離も、P波とS波の時間のずれによって求めます。  
このようにして、3か所の観測地点で、震源地までの距離が求められたとします。

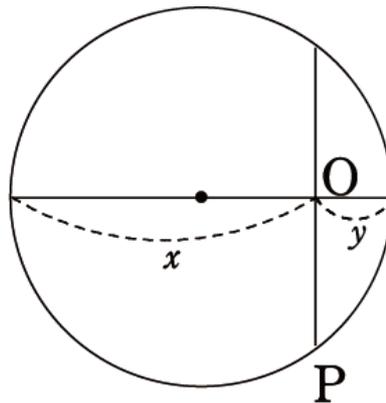
A, B, C から震源までの距離がわかったとするとそれぞれの地点を中心として、その距離を半径とする球を考えれば、その交点が震源地です。

なぜなら、その地点は、A,B,C からの距離の情報をすべて満たしているからです。  
ここで大切なのは、3つの球はただ1点で交わるということです。

この性質があるので、3地点の計測で震源地が決定されるのです。さて、この球を、地表部分で切ってできる3つの半球を考えてみましょう。



図でOを震央といいます。  
ここで、Pが震源地です。  
OPの距離がわかれば、震源地が特定されます。  
では、OPはどのようにして求めればよいでしょうか。



の図で、OPは $x$ と $y$ の積のルートになります。  
これは「方べきの定理」という高校で習うおなじみの定理です。

以上、これは、震源地を求める古典的な手法ではありますが、このようなところに学校で学んだ数学はしっかりとあるのです。

## 緊急地震速報の原理

ある日、東京でP波が午前10時に、S波が午前10時1分5秒に記録されました。P波の速さを秒速8 km、S波の速さを秒速4kmとすると、この地震の震源は東京から何 kmはなれていますか。P波とS波は震源を同時に出発していると考えます。

震源地から観測地(東京)までの距離を  $L$ 、到達するまでにかかった時間(秒)を  $A$  とすると、  
距離 = 速度 × 時間だから、P波は、

$$L = 8A \dots \textcircled{1}$$

S波はP波より65秒後(1分5秒後)に到達したから  $L = 4(A + 65) \dots \textcircled{2}$

$$\textcircled{1} = \textcircled{2} \text{ だから}$$

$$8A = 4(A + 65)$$

$$8A = 4A + 260$$

$$8A - 4A = 260$$

$$4A = 260$$

$$A = 65 \text{ 秒}$$

つまり、波は地震発生時間の65秒後に到達した。ことだから、式 $\textcircled{1}$ へ65秒を入れると、  
 $L = 8 \times 65 = 520 \text{ km}$       答え 520kmとなる。

ついでに 10時から65秒を引くと地震が発生した時刻になる。

P波～初期微動を引き起こす縦波、約7～8km/秒の速さ、S波～主要動を引き起こす横波、約4km/秒の速さ震源から観測地までの距離 = P波またはS波の速さ × 到着までに要した時間初期微動継続時間～P波が到着してからS波が到着するまでの初期微動が続いている時間

震源から100km離れた地点でS波が到着するのは(主要動がはじまるのは)、  
時間 = 距離 / 速さより  $100 / 4.0 = 25$ 秒、初期微動継続時間が12秒であることより、  
P波が到着するのにかかった時間は、 $25 - 12 = 13$ 秒  
よってP波の伝わる速さは、 $100 \text{ km} / 13 \text{ 秒} = 7.69 \text{ km/秒} = \text{約} 7.7 \text{ km/秒}$

P波の伝わる速さは、7.7km/秒となります。

初期微動継続時間(P-S時間)というのが、P波が到着してからS波が到着するまでの間、初期微動が続いている時間だという概念がポイントになります。

上記以外に大森公式があります。初期微動継続時間(P-S時間)から震源までの距離を求めるやり方です。震源までの距離 =  $\{(S波の速さ \times P波の速さ) / (P波の速さ - S波の速さ)\} \times 初期微動継続時間$ もし上記の問題の数値で、震源までの距離を求めるのであれば、

$$\{(4.0 \times 7.7) / (7.7 - 4.0)\} \times 12 = 99.9 \text{ km} = \text{約} 100 \text{ km} \text{ となります。}$$

## 「身近な自然と科学2003/05/2」から 地震の基礎知識

地震かな？ と感じ始める波は小刻みに物を揺らします。

障子やガラス戸などがガタガタと音を立てます。この波は『P波(primary wave)』と言って“縦波”です。

縦波というのは地震の進行方向に振動する波です。

たとえば震源が北の場合は、P波は南北方向に振動しながら南に伝わります。それからしばらくすると、自分の身体が揺らされている感じを受けます。

『S波(secondary wave)』の到着です。

この波は進行方向に直角に振動する“横波”です。

震源が北の場合は東西方向に震源が真下にあれば水平方向に振動して伝わります。またしばらくして、建物全体がゆさゆさと大きく揺れだします。大きな地震だと怖く感じます。この大きな揺れをもたらすものを『表面波』と言います。

P波とS波が伝わるときに反射屈折を起こすために特別な波を生じますが、地表に出る時にそのエネルギーを解放するために大きな揺れになります。

成因がP波とS波の伝播上の反射屈折ですから震源から近い所では伝播距離が短いために大きな表面波は起きません。次に地震報道につきものの震源地の求め方です。

地殻内を伝播するP波の速度は、毎秒5－7km。S波の速度は、毎秒3－4kmです。

P波とS波の速度の差は毎秒数kmです。ですから、P波が到達した時刻からS波が到達するまでの時間は、(この時間は、PS時間あるいは初期微動継続時間と言います)震源から遠い観測点ほど長くなる訳です。脚の速い者と遅い者が同時に歩き出したことを考えてください。ゴールが遠ければ遠いほど両者の差が広がるのと同じです。

震源までの距離は、PS時間×(7～8km)となります。

これで観測点から三次元座標での震源地の距離は判りましたが次は方角です。方角を求めるには観測点が3つ必要です。観測点A、B、Cからの震源までの距離を前述の方法で震源までの距離を求め、それぞれの値をa、b、ckmとすれば、観測点A、B、Cそれぞれから半径a、b、ckmの球を描き、3個の球が交わった所が震源になります。円で無く球を描くのは震源が地下深くにあるため3次元座標で考える必要があるからです。

次は、『マグニチュード(M)』ですが、これは1935年地質学者のC.F.リヒターが地震に導入した量で、震央(震源域の中央)から100km地点での揺れ幅を表します。具体的には、震央から100km地点に設置された周期0.8秒、減衰定数1、倍率2800の“ウッド・アンダーソン型地震計”の記録の最大振幅をマイクロメートル(100万分の1メートル)単位で計り、その対数をとったものです。

ここで地震計について説明しておきます。

地震計の基本は空中にぶら下げた重りです。

地震の時に天井からぶら下げた照明器具が揺れますが、揺れ始めは照明器具が揺れるのではなく周囲が揺れているのです。

吊り下げている紐や鎖、コード類が無ければ空中に浮かんでいる照明器具が揺れるはずはありません。

外部から力を加え無い限り静止している物は静止しているのが自然界です。

とは言うものの、空中に浮かべるのは不可能なので影響を受け難い重い物をぶら下げ、この重い物と地上の相対的な位置関係を記録するのが地震計です。

## 地震の周期

難題はまだあって、ぶら下げてあるので振り子になっています。  
昔あった振り子時計で解るように振り子には、それぞれに決まった周期(元の位置に戻るまでの時間)があります。

これが**地震計の周期**です。

また、振り子ですから外部から力が加わらなくなれば、振り子の振幅は小さくなり、やがて静止します。  
この止まりやすさを定量化したのが、**減衰定数**です。マグニチュード(M)に話を戻します。

震央から100km地点に、ウッド・アンダーソン型地震計が設置されていることは皆無でしょうから、実際には地震計の種類、震央から距離によって実験的に求めた式で換算して求めます。

また、地震波には小刻みの波から周期数十秒以上の長い波まであるので、どの波の振幅を採用するかによってもマグニチュードの値は変わります。

国際的には周期1秒の**実体波マグニチュード**。

周期20秒の**表面波マグニチュード**がありますが、気象庁では周期5-10秒のマグニチュードを使っています。  
さて、地震のエネルギーの話に移ります。

地震が地殻の歪みとして蓄えられたエネルギーが解放される時の現象なら地震予知上重要なのは、地震波の大きさを表すマグニチュードでは無くどれほどのエネルギーが解放されたかを知ることです。

**エネルギーEとマグニチュードMには**

$$\log E = a + bM \quad a, b \text{ は定数}$$

Eをエルグ(10のマイナス7乗ジュール)で求める時には  $a=11.8$   $b=1.5$

ここでちょっと簡単な計算をしてみます。

マグニチュードMが4の時のエネルギーEは、6.3の10の11乗ジュール

マグニチュードMが5の時のエネルギーEは、1.99の10の13乗ジュール

これでお解りのように、

マグニチュードが1大きくなるとエネルギーは約32倍大きくなります。昨夕起きた地震はM7クラスなのでマグニチュードMが7の時のエネルギーEは、1.99の10の15乗ジュールとなります。

M4クラスはかなり頻繁に起きているので、M4の地震が何回起きればM7の地震1回分のエネルギーを解放できるのか計算してみると3158回です。殆ど毎日10年間地震に遭遇しないとです。

『**震度**』は地震の大きさを体感で表したものです。

私たちが揺れを感じるのは、加速度を感じています。

新幹線に乗っていて動きを感じるのは大雑把に言えば、走り出す時と停車する時だけです。

これは加速度、すなわち速度の変化を感じているからです。震度の場合は体感なので主に加速度の大きさに左右されます。ですから、観測者の居る地盤や建物の状況によって震度の大きさが変わってしまいます。