

異なる方法で決めた発震時の差について

著者	角田 寿喜
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	3
ページ	105-108
別言語のタイトル	Note on the Difference between Origin Times Determined by Two Kinds of Methods
URL	http://hdl.handle.net/10232/00006917

異なる方法で決めた発震時の差について

角 田 寿 喜

鹿児島大学理学部地学教室

Note on the Difference between Origin Times Determined by Two Kinds of Methods

Toshiki KAKUTA

Abstract

Based on the assumption of the linear relation between arrival times of P and S waves, $T_0-T_0^*$'s are studied, where T_0 is the origin time reported in the Seismological Bulletin of JMA and T_0^* is the one determined from the relation between T_p and T_s .

$T_0-T_0^*$ depends on the focal depth and \bar{v}_p/\bar{v}_s . These features are explained as the nature of standard travel time curves. On the other hand, the linear relation between T_p and T_s seems to be a mere approximate one, so that T_0^* would not be a true origin time. Therefore, it is difficult to discuss $T_0-T_0^*$ as a physical quantity.

1. 二種類の方法で決定された発震時とそれらの差

地震の発生した時刻——発震時——を決める方法には二種類ある。ひとつは、震源を点とみて、観測されたP波・S波の到達時刻をもっともよく満足するように選んだ標準走時曲線から決める方法であり、ひとつは、P波とS波の到達時刻の関係を使って決める方法である。

P波とS波の到達時刻の関係としては線型で表わされる関係が知られている。これは経験的に得られた近似的関係であるが、これを観測事実として出発点としよう。

いま、P波の到達時刻を T_p 、S波のそれを T_s とし、P波とS波の到達時刻の関係から決めた発震時を T_0^* 、標準走時曲線から得た発震時を T_0 とすると、線型関係という仮定から次のふたつの関係が成り立つ。

$$T_s - T_p = \alpha(T_p - T_0^*)$$

$$T_s - T_p = \alpha(T_p - T_0) + \beta$$

ただし、 α, β は常数である。

したがって、ふたつの方法によって得られる発震時の差は

$$T_0 - T_0^* = \beta/\alpha$$

また、この発震時の差の誤差は

$$|\delta(T_0 - T_0^*)| = [|\delta\beta| + |(\beta/\alpha)\delta\alpha|]/\alpha$$

用いるデータは、千葉県南沖から北海道東方沖にかけての太平洋側で、1961~1967年に起きた震源の深さ160 km以浅の地震127個で、KAKUTA (1969) のRegion Iの地震を若干補足した

ものである。

T_0 として気象庁が地震月報に発表したものを用いると、127 個の地震について計算された発

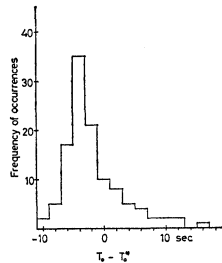


Fig. 1. Frequency distribution of $T_0 - T_0^*$'s for earthquakes occurred in the region from the south coast of Chiba Prefecture through the east coast of Hokkaido.

震時の差の誤差の絶対値は、約 6 割が 0.8 sec 以下で、約 9 割が 1.5 sec 以下であった。この結果より、この領域に起こる地震の発震時の差の誤差を ± 1.5 sec 以下として十分と考えられるので、誤差がこの範囲におさまるデータのみを使用することにする。Fig. 1 には、これら 114 個の地震について計算された $T_0 - T_0^*$ の頻度分布を示したが、その特徴は、最大頻度が $-5 \sim -3$ sec でありながらも、値が $-10 \sim +17$ sec のかなり広い範囲にわたって分布していることである。

2. T_0 と T_0^* に差を生じる原因

$T_0 - T_0^*$ に影響をおよぼす可能性のあるものとして、まず、地震の規模 M が考えられる [YOSHIYAMA (1949, 1953)]。いま、深さ H に中心をもつ半径 r の球面から地震波が放射されるとすると

$$T_0 - T_0^* = \int_H^{H-r} dz/v_p(z) = -r/\bar{v}_p$$

ただし、 $v_p(z)$ は深さ z における P 波の速度で \bar{v}_p はその平均である。 r が余震域の平均半径に等しいとして、余震域と M との関係 [宇津・関 (1955)] を利用すると、 $M \leq 7$ では $T_0 - T_0^*$ の M による変化はきわめて小さいことがわかる。実際のデータでは非常にばらつきが大きいし、また、これでは $T_0 - T_0^* > 0$ となることは説明できない。

$T_0 - T_0^*$ を震源の深さ H の関数としてとり (Fig. 2), これが震源の深さ決定の誤差で説明できるものかどうかを検討してみよう。

従来、気象庁の発表する震源の深さの精度は、120 km 以浅の地震について ± 20 km, 120~400 km の深さでは ± 40 km といわれてきた。Fig. 2 には、これらを震源の深さ決定の精度としたときに予想される $T_0 - T_0^*$ の変動範囲を示した。この曲線を導くには、例えば真の深さが 20 km である場合に、真の発震時は T_0^* で与えられるとし、深さ 0 km および 40 km の標準走時曲線を震央距離 Δ で 20 km の標準走時曲線と一致させたときに得られる T_0 が、深さ 20 km

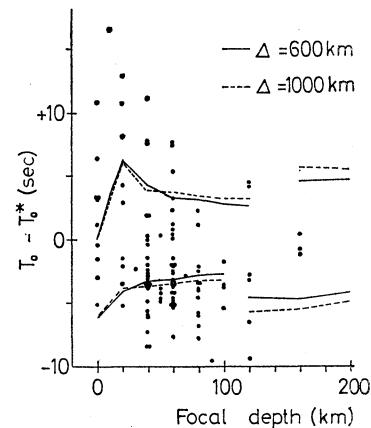


Fig. 2. $T_0 - T_0^*$ as a function of focal depth. The ranges which are possible to be interpreted as errors of focal depth determinations are shown by solid and broken lines.

についての T_0 の最大値および最小値を与えるというふうには考えている。Fig. 2 において、正の側と負の側の線にはさまれた部分が震源の深さ決定の誤差によって説明される部分であるが、これらの線の外側にはみ出すデータは 5 割近くにもおよんでいる。真の発震時を T_0^* からずれたところに考えると、震源の深さ決定の誤差で説明されるデータの比率は少し大きくなる。しかし、Fig. 2 には、震源が浅い場合には $T_0 - T_0^* > 0$ となるデータがかなりの割合を占めるのに、深い

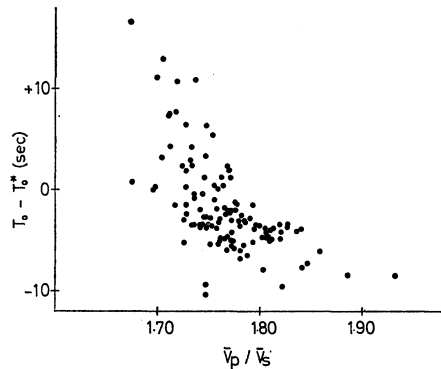


Fig. 3. $T_0 - T_0^*$ as a function of \bar{v}_p/\bar{v}_s .

場合には少なくなって、 $T_0 - T_0^*$ が深さとともに減少するような傾向がみえている。 $T_0 - T_0^*$ を \bar{v}_p/\bar{v}_s の関数としてとってみよう (Fig. 3)。ただし $\bar{v}_p/\bar{v}_s = 1 + \alpha$ 。Fig. 3 では、 $T_0 - T_0^*$ は \bar{v}_p/\bar{v}_s の増加とともに減少している。これには震源の深さの影響も考えられるが、深さ別の関係をとっても傾向は同じである。

気象庁の震源決定は $\bar{v}_p/\bar{v}_s \doteq \sqrt{3}$ として第ゼロ近似の発震時をもとめることから始まる [気象庁地震課 (1963)]。もし、

この第ゼロ近似の発震時が最終結果に大きく影響するとすれば、 $\bar{v}_p/\bar{v}_s = \sqrt{3}$ を境に、 \bar{v}_p/\bar{v}_s がこれより小さければ $T_0 - T_0^*$ は正に、大きければ負になる。標準走時曲線を使う方法では、純理論的には、第ゼロ近似の影響は残らないはずであるが、データのばらつきを考えればどうであろうか。しかしながら、気象庁地震課 (1963) によれば、震源の深さを変えたり、繰返し計算をおこなうと発震時はかなり大きく変化しており、この可能性は否定的である。

残る可能性は標準走時曲線自体の問題である。気象庁が標準走時として現在用いているのは、P波については和達・鷺坂・益田、S波については鷺坂・竹花の走時表であるが、これらの走時表を組み合わせると Fig. 4 に示されたような $T_s \sim T_p$ 関係が得られる。ただし、縦軸は $T_s - aT_p - b$ で、 $a = 1.83$, $b = (T_s)_{d=300\text{km}} - a(T_p)_{d=300\text{km}}$ である。また、 $T_p = 0$ を切る点が標準走時曲線から決まる発震時 T_0 である。

Fig. 4 のうえに観測された $T_s \sim T_p$ 関係を重ねてみれば、Fig. 1, 2 および 3 に現われた特徴の定性的なことは一目瞭然である。まず、標準走時についての $T_s \sim T_p$ 関係が $T_p = 20 \sim 50$ sec で大きく折れまがっていることから $T_0 - T_0^*$ が負になること、また、 $T_p > 20 \sim 50$ sec の部分に線型関係を

を仮定して決めた発震時と T_0 との差が、震源の深さの増加につれて $T_0 - T_0^* > 0$ となる確率は小さくなり、同時に、 $T_0 - T_0^*$ が減少していくことが説明される。さらに、標準走時の $T_s \sim T_p$

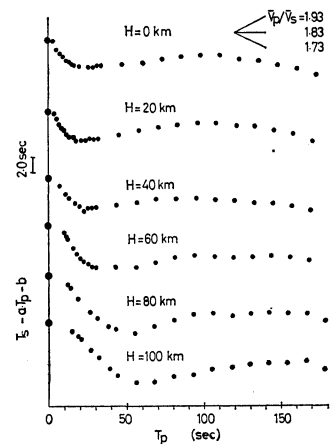


Fig. 4. $T_s \sim T_p$ relations for Wadachi-Sagisaka-Masuda and Sagisaka-Takehana travel time tables. The ordinate is $T_s - aT_p - b$, where $a = 1.83$ and $b = (T_s)_{d=300\text{km}} - a(T_p)_{d=300\text{km}}$.

を観測された $T_s \sim T_p$ と比較することによって、 \bar{v}_p/\bar{v}_s の増加とともに $T_0 - T_0^*$ が減少していくことも明らかである。

3. む す び

前節で、 $T_s \sim T_p$ 関係として線型関係を仮定したとき、 T_0 は走時曲線の形によって大きく影響されることをみた。このことは逆に言えば、真の発震時が T_0 で与えられるものであるときには、 $T_s \sim T_p$ が線型というのは単なる近似であって発震時を与える性質のものではないということの意味している。和達・鷺坂・益田、鷺坂・竹花の走時表のもとづく地震波の速度分布は現在の知識からみるとかなりの修正を要することがわかっているし、また、 v_p/v_s が深さによって変化するらしい [YOSHIYAMA (1957), KAKUTA (1969)] ことから、実際には、標準走時曲線の不適当さと $T_s \sim T_p$ の線型関係が近似にすぎないことのふたつが重ね合わさっているものと思われる。したがって、応力・温度などの状態変化による走時曲線への影響や震源体積が無視できるとすれば、真の発震時は正しい速度分布のもとづく走時曲線によって得られる性質のものであるし、無視できないとすれば、 $T_s \sim T_p$ 関係にもよるがかなりの誤差を許容することなしには決めえないものであろう。

ところで、JEFFREYS-BULLEN の走時表は気象庁の用いているものに比較すれば、 $T_s \sim T_p$ 関係がはるかに直線的であり、したがって $T_0 - T_0^*$ の値のばらつきは小さくなるはずである。しかし、最大頻度が負になることや、 \bar{v}_p/\bar{v}_s の増加とともに $T_0 - T_0^*$ が小さくなるという傾向は依然として残るであろう。ただし、Fig. 2 にあらわれた傾向だけは、 $T_s \sim T_p$ 関係からみて消えそうであるが、 \bar{v}_p/\bar{v}_s が震源の深さとともに増加していれば話は別である。

一般に、 $T_s \sim T_p$ 関係から発震時を決めるのは震央距離が小さい範囲においてであるが、この場合でも誤差は小さくなるとはいえ、上に述べたような危険性は依然として残る。同じ場所においても $T_s \sim T_p$ 関係が変化する [Кондратенко и Нерсесов (1962)] 可能性もあるとすれば問題はいっそう複雑である。

ともかく、Fig. 3 にあらわれたような関数関係は興味をそそるが、これは単なるみかけ上のものであって、現段階では、気象庁のデータを使って $T_0 - T_0^*$ をひとつの物理量として取扱うことは難しいようである。

文 献

- 気象庁地震課, 1963, 地震調査業務の機械化について, 気象庁技術報告, 22.
 KAKUTA, T., 1969, Regional Features in the Upper Mantle, Based on the Relation between Apparent Poisson's ratio and the Mechanical Structure, Rep. Fac. Kagoshima Univ. (Earth Sci., Biol.), 2, 103-125.
 Кондратенко А. М. и И. Л. Нерсесов, 1962, Некоторые Результаты Изучения Изменения Скоростей Продольных Волн и Отношения Скоростей Продольных и Поперечных Волн в Очаговой Зоне, Труды Ин-Та Физики Земли АН СССР, № 25 (192), 130-150.
 宇津徳治・関彰, 1955, 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, 地震, II, 7, 233-240.
 YOSHIYAMA, R., 1949, The Hypocentral Region of Earthquakes, B. S. S. A., 39, 187-188.
 YOSHIYAMA, R., 1953, The Hypocentral Region of Earthquakes (Second Paper), B. S. S. A., 43, 153-158.
 YOSHIYAMA, R., 1957, The Ratio of the Velocity of P and S Waves, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 627-640.