

気象庁の震源決定方法の改善 — 浅部速度構造と重み関数の改良 —

上野寛*・畠山信一*・明田川保*・舟崎淳*・浜田信生*

Improvement of hypocenter determination procedures in the Japan Meteorological Agency

Hiroshi UENO, Shinichi HATAKEYAMA, Tamotsu AKETAGAWA, Jun FUNASAKI, and Nobuo HAMADA

(Received December 28, 2001 : Accepted February 6, 2002)

ABSTRACT

New era was open in seismological investigations in Japan when Japan Meteorological Agency (JMA) started analysis of additional seismic data provided by universities and relevant organizations from October 1997. The increase of data from sensitive seismic stations resulted in significant improvement of earthquake detection capability and earthquake location accuracy for earthquakes occurring in and around Japan. This change, on the other hand, illustrated a discrepancy of JMA velocity model from actual velocity structure in the Japanese archipelago especially in the shallow crust and inconvenience in the use of simple weighting function for hypocenter location program. The weighting function in use was prepared in 1960's when the density of station distribution is much lower than today.

To solve the problems, we modified shallow velocity model by averaging the travel-time data obtained by several explosion seismic experiments conducted in various regions. Considering several weighting functions employed by the other seismological research centers, we improved the weighting function, which is continuous to hypocentral distance and is appropriate for dense seismic network of today.

Use of new hypocenter location procedures by this study show that shallow crustal earthquakes are located in reasonable focal depth and epicentral distribution of earthquake became clearer in most inland area except some regions where a deviation of crustal velocity structure from those of the average of Japanese archipelago may be larger.

1. はじめに

1997年10月1日より始まった日本の地震観測データの一元化処理に伴い、震源決定に用いる観測点数が増大し、気象庁が決定する震源の精度、検知能力が飛躍的に向上した。しかし一方で、気象庁が決定する震源は、特に内陸の地震に関して大学等関係機関が臨時観測点を置くなどして精度良く決めた震源に比べ深く決まっていること、また同じ地域に発生した規模の大きな地震の方が規模の小さな地震より深く決まる傾向があることなどの

問題点がより明確になってきた。

現在気象庁が震源決定に用いている走時表は、1950年から1966年までの間に爆破地震動研究グループ（以下、RGESと記す）によって東北・関東・中部地方で行われた、爆破地震観測から推定したP波速度構造、S波速度構造をもとに作成された市川・望月（1971）の速度構造に基づいた走時表を、浜田（1984）が修正した83Aと呼ばれるものである。この走時表のもとになった速度構造は、大学等関係機関が使用している速度構造 [例えば、鶴川

* Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency 気象庁地震火山部地震予知情報課

他 (1984)] と比べ、地表付近の速度が速いこと、またモホ面付近の速度が遅いことが指摘されている。さらに P 波と S 波の走時比が浅部地殻で不自然な値をとることが知られている [浜田 (1984)]. このことが内陸の浅い地震の深さが比較的深く決まる原因の一つと考えられる。

また、現在の震源計算時に観測データに付加される距離に関する重みは、1960年代の地震観測点の密度が比較的少なかった時代に定めたものをそのまま用いており、P 波の場合は震央距離 220km まで 1.0、震央距離 732km までは $\sqrt{(1/3)}$ 、それ以遠は $\sqrt{(1/20)}$ と 3 段階に、S 波の場合は震央距離 220km まで $\sqrt{(1/5)}$ 、それ以遠は $\sqrt{(1/20)}$ と 2 段階に不連続に変化している。この重みを用いると、規模の大きい地震の場合、震央近傍の観測点のデータ数に対して、遠い観測点のデータ数が相対的に多くなり、結果的に震央から遠い観測点のデータに強く影響を受ける形で、震源決定されることとなる。逆に規模の小さい地震の場合、震央近くの観測点のデータのみによって震源決定されることが多い。このように、震源の深さの決定に大きな影響を与える近接観測点の組み合わせが、地震の規模の大小に左右されることになり、同一地域内でも震源の深さが規模によって変化する要因の一つと考えられる。

これらの問題点を解決すべく、現在震源決定に用いている P 波速度構造を最近まで積み重ねられた人工地震の観測データを用いて、また S 波速度構造については M4 以上の内陸の浅い自然地震の走時データを参考に改良した。同時に、最近の地震観測点の密度が高くなったことを反映させるため、走時表データのメッシュ間隔を小さくし、精度を高くした。また、各観測点のデータに与えられる重みは、震源距離の関数とし、連続的に変化するよう改良した。これらの改良によって、震源の精度を改善することが出来たので報告する。

2. 走時表改良

2-1. 速度構造改良

Fig. 1 は、RGES が 1979 年から 1992 年の間に行った人工地震観測の爆破点と観測点の分布である (爆破地震動研究グループ 1981, 1982, 1985, 1986, 1988a, 1988b, 1989, 1990, 1992a, 1992b, 1992c, 1993, 1994, 1995)。これらの観測点で得られたデータのうち、読み取りランク A (読み取り精度 ± 0.01 秒以内) もしくは B (同 ± 0.03

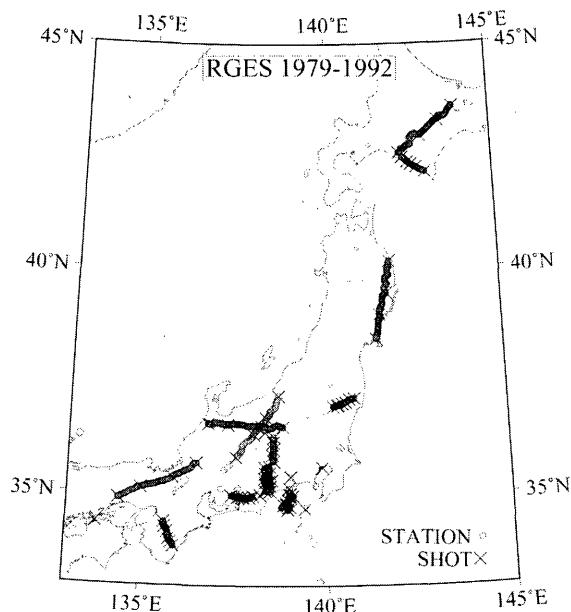


Fig. 1. Locations of shot points (cross marks) and observation points (small circles) for explosion seismic experiments conducted by the Research Group for Explosion Seismology (RGES) in the period from 1979 to 1992.

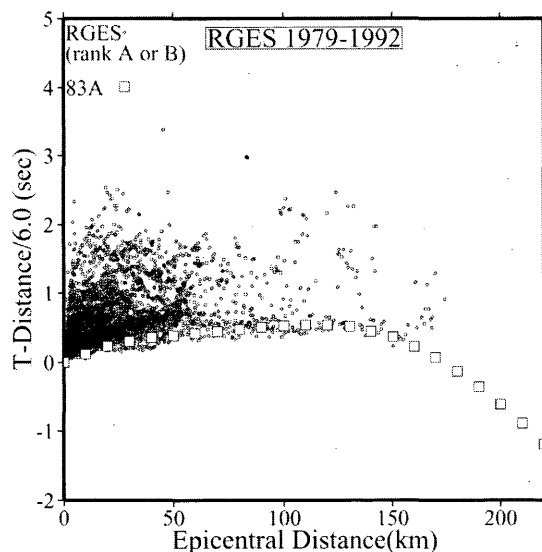


Fig. 2. Reduced travel-time diagram of all first arrival data whose rank of data quality are A and B obtained from explosion seismic experiments conducted by RGES in the period from 1979 to 1992. Square marks show travel-times of P-wave whose focal depth is 0km, adopted by Japan Meteorological Agency (J.M.A.).

秒以内) の初動走時と現在気象庁で用いている深さ 0km の P 波走時を一緒に表示したのが Fig. 2 である。この図から、人工地震の初動走時にはかなりのばらつきがあることが分かる。これは観測している各々の地域での地

下構造の違いを反映していると思われるが、一緒に表示してある気象庁が用いている深さ0kmのP波走時は、吉井(1994)が指摘した通り、人工地震の初動走時の一番早い部分とはほぼ一致している。このことは気象庁が用いている市川・望月(1971)による速度構造の地表付近が平均に比べ、速すぎるという指摘と一致する[浜田(1984)]。つまり現用の速度構造は、表層の地震波速度が速い地域では適切な震源の深さを与えるが、それが比較的遅い地域では震源の深さを実際より深く押し下げるように作用する。これが、特に地殻内で発生する地震について、大学等関係機関が求めた震源より気象庁が求めた震源の方が深く決まっている原因だと思われる。よって、日本全国の震源決定を従来通り、同じ速度構造で行うとすれば、地域による速度構造の違いに考慮して、より中間的な速度構造を持つのが望ましいと思われるため、今回は初動走時の幅の中間を通るような速度構造を求めた。その際に大きな速度コントラストを持たないように、滑らかに変化する構造を与えた。これは、大きな速度コントラストがあると、特定の深さ付近において震源が不安定になる可能性が高くなり、震源がその深さ付近に見かけ上集中してしまうことが多く、地震活動を見る上で好ましくないためである。Fig. 3は今回得たP波浅部速度構造とその波線の最深点及び深さ0kmのP波走時である。今回用いたRGESの初動走時データは震央距離約170km付近までしかないので、得られるP波速度構造は深さ30km程度までしかない。それ以上は市川・望月(1971)のP波速度構造に接続するように求めた。その結果、P波速度構造は深さ0kmで4.8km/s[市川・望月(1971)では、5.6km/s]、深さ30kmで7.0km/s[同6.8km/s]となった。

S波速度構造を1997年10月～1999年12月までの期間に、内陸で、深さ15km以浅で発生したマグニチュード4以上の自然地震(Fig. 4)を用いて求めた。Fig. 5は、これらの地震を今回得られたP波速度構造で震源決定し直し、S波の観測走時とその震源からの理論走時との差(以下、0-Cと記す)を震源距離5km毎の0-Cの平均値と一緒に表示したものである。Fig. 5から現在用いているS波速度構造では、0-Cの平均値はほとんど負になることが分かる。また現在用いられている速度構造は、P波速度構造とS波速度構造との比(以下、 V_p/V_s と記す)に不自然なゆらぎがある。今回求め直した震源からのS波の0-Cの平均値を小さくし、かつ V_p/V_s を滑らかに変化

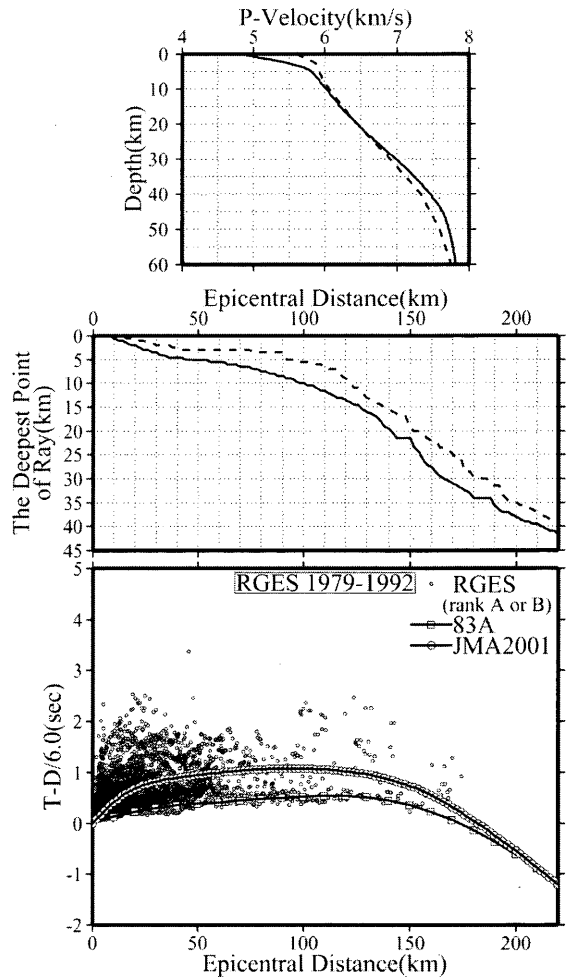


Fig. 3. (Upper) P-wave shallow velocity structures developed by this study (solid line) and adopted by J.M.A. in routine hypocenter location (dash line). (Middle) The deepest point of ray for 0km focal depth developed by this study (solid line) and adopted by J.M.A. (dash line). (Lower) Comparison of reduced travel-time plot for 0km focal depth developed by this study (solid line) and adopted by J.M.A. (dash line). Small circles, squares and open circles show travel-times obtained by explosion seismic experiments, theoretical travel-times adopted by J.M.A. and those developed by this study, respectively.

させるように、S波速度構造を求めた。 V_p/V_s を滑らかに変化させたのは、P波速度構造を得た時と同様に大きな速度コントラストを作らない為である。得られたS波速度構造と、 V_p/V_s をFig. 6に、また新しいS波速度構造からの0-Cとその平均値をFig. 7に示す。P波速度構造を求めた際と同様で、深部のS波速度構造を求められるほどのデータがない為、深部の V_p/V_s は市川・望月(1971)のP波、S波速度構造から得られる V_p/V_s に接続するように求めている。

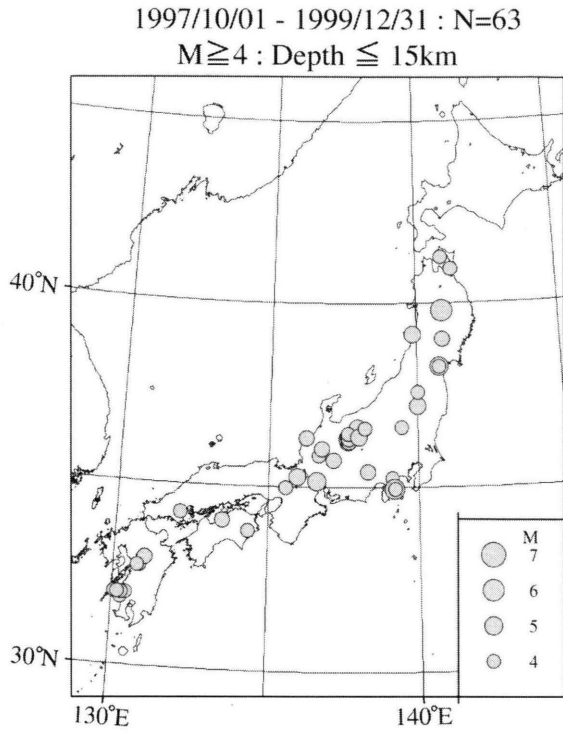


Fig. 4. Epicentral distributions of shallow focus earthquakes whose S arrivals were used in developing a new velocity model for S-waves. Earthquakes which magnitude are 4 or larger and their focal depth are 15km or less in the period from October 1997 to December 1999 are selected. Hypocenters are determined by using only P-arrivals.

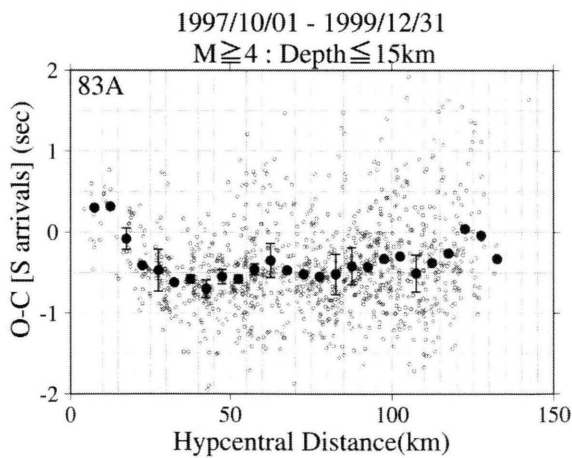


Fig. 5. Plots of travel-time residuals (O-C) of S arrivals for shallow focus earthquakes based on the 83A velocity model. Small open circles, large solid circles and error bars show O-C of S arrivals from the 83A velocity model, mean O-C of S arrivals and their standard divisions averaged every 5km hypocentral distance, respectively.

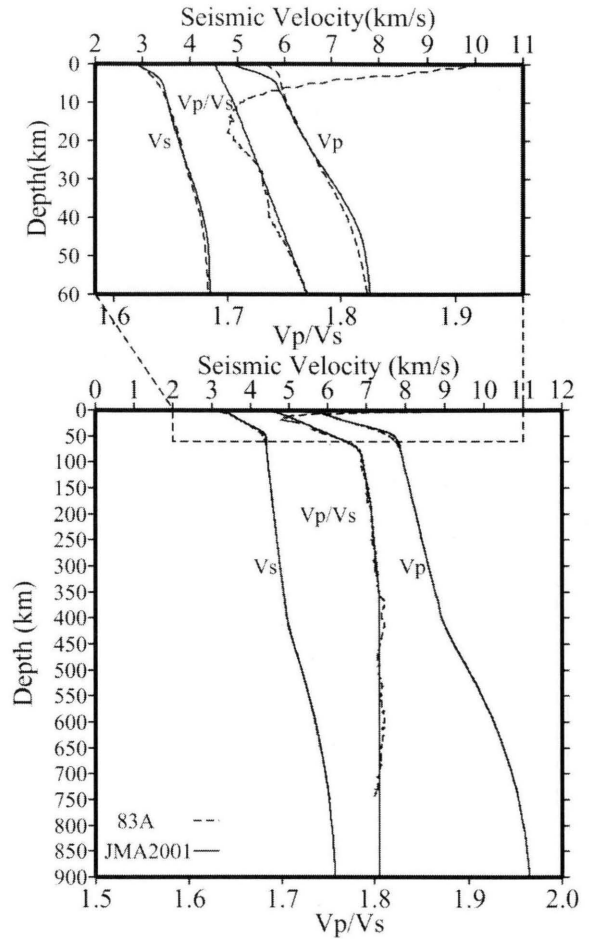


Fig. 6. Velocity structures of P-waves and S-waves, and Vp/Vs adopted by J.M.A. (dash line, 83A) and newly developed model by this study (solid line, JMA2001).

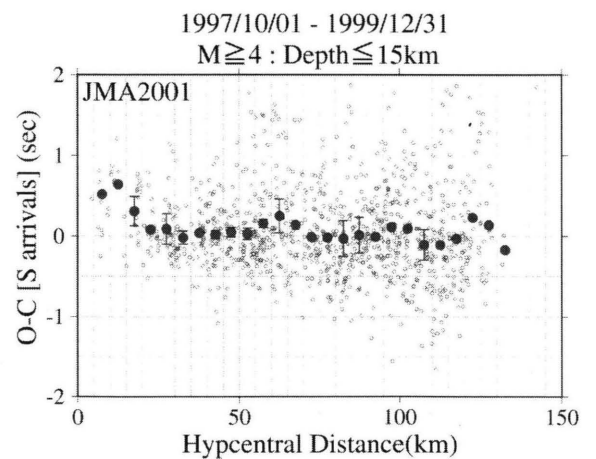


Fig. 7. Plots O-C of S arrivals for shallow focus earthquakes based on the newly developed velocity model by this study (JMA2001). Small open circles, large solid circles and error bars show O-C of S arrivals from JMA2001 velocity model, mean O-C and their standard divisions averaged every 5km hypocentral distance, respectively.

2-2. メッシュ間隔の改良

現在用いている走時表のデータのメッシュ間隔は水平方向に10km間隔(0~2000km)、深さ方向に深さ200kmまでは10km間隔、それ以深では20km間隔(200~700km)となっている。ある深さの震源からある震央距離の観測点までの走時を求める際は、水平方向に隣接する3点と深さ方向に隣接する3点、合わせて9点の走時表の値を両方向共に2次式で近似している[浜田他(1983)]。地震観測データの一元化によって増加した現在の観測点密度を考慮すると、仮定した速度構造をより正確に反映した走時を得るためには走時表のデータメッシュ間隔を小さくした方が良いと思われる。また、深さ0km、震央距離0km付近では、隣接する各方向の3点のデータは0km、10km、20kmの片方向のみのデータとなってしまうため、仮定した速度構造によって得られるべき走時からのずれはさらに大きくなる。これらを改善し、かつ走時表のデータ容量があまり大きくならないことを考慮して、今回は水平、深さ方向共に50kmまでは2km間隔、200kmまでは5km間隔、それ以遠もしくは以深は10km間隔とした。Fig. 8に今回新しく求めた速度構造をもとに、現用のメッシュ間隔と今回のメッシュ間隔から各々得られた走時の差を示す。P波、S波共に浅い部分と震央距離の近い部分でかなりの走時差が出る事が分かる。走時差が大きいところで、P波では約0.2秒(走時差と走時との比で約25%)、S波では約0.35秒(同様約30%)の差となっている。また、走時の震央距離、深さについての微分を滑らかにするため、走時表の最小単位を従来の0.01秒から0.001秒と小さくした。

以下、今回得られた速度構造とメッシュ間隔から得られた走時表を便宜上『JMA2001』と呼ぶことにする。

3. 重み関数の改良

Fig. 9は、気象庁、防災科学技術研究所(図中ではN.I.E.D.)、東北大学でそれぞれ用いている距離に関する観測データの重み(以下、距離ウエイトと記す)を表している。防災科学技術研究所[鶴川他(1984)]、東北大学[東北大学(私信)]が震源決定に用いている距離ウエイトは、震央距離(防災科学技術研究所)と震源距離(東北大学)の関数であるという違いはあるが、共に距離が増えるにつれて連続的に減少する重みを用いているが、気象庁は震央距離220kmまで一定で、そこから不連続に変化する距離ウエイトを用いている。不連続する変

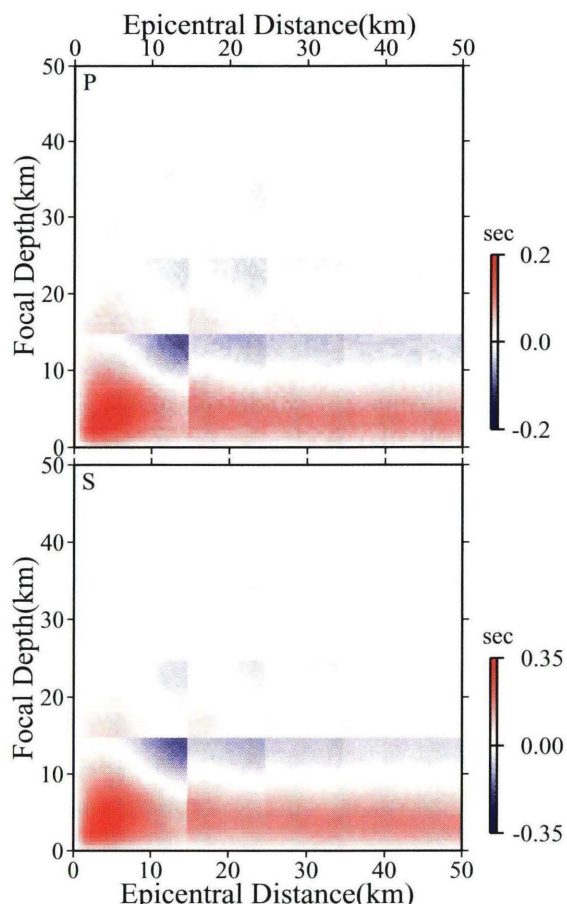


Fig. 8. A comparison of travel-time calculated from travel-time tables of different mesh size. Travel-time is a function of epicentral distance and focal depth and interpolated from the travel-time table which values are given for discrete distance and depth. Upper (P-waves) and lower (S-waves) figures respectively show the difference of values interpolated by the table given by every 10km spacing from those interpolated by every 2km spacing. The table of smaller mesh size enables smooth interpolation of travel-time values and stable hypocenter location solution.

化する距離ウエイトは、不連続に重みが増減する距離付近にデータがある場合、解を不安定にさせる要因になることが予想される。

Fig. 10は1999年に日本及びその周辺で発生した深さ20km以浅、M3以上の地震を対象に、震央距離10km毎の0-Cの平均値と検測値数を示したものであるが、検測値数の多い、震央距離50km~120km付近のP波に対する0-Cの平均値はほぼ0秒になっているのに対し、検測値数の少ない震央距離0~20kmまでの0-Cの平均値は負になっていることが分かる。逆に地震の規模が小さい場合は、遠くの観測点の検測値数が少なくなるため、近接観

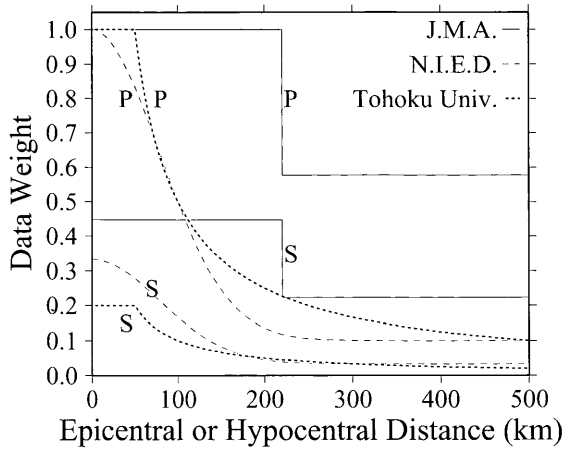


Fig. 9. Various weighting functions of P and S arrivals for hypocenter determination employed by J.M.A. (solid line), National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (N.I.E.D. [after Ukawa et al. (1984)], dash line) and Tohoku University ([after Tohoku Univ. (private communication)], dotted line).

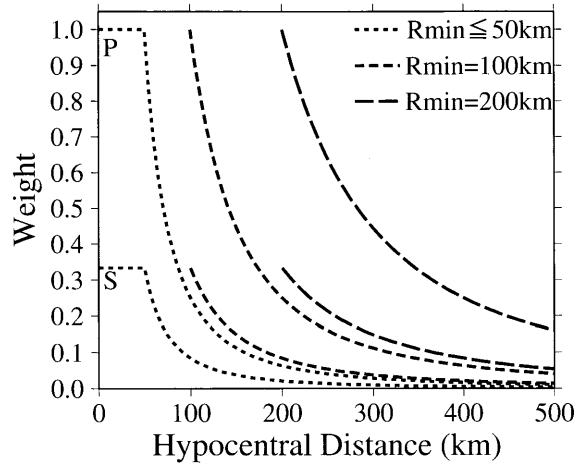


Fig. 11. Examples of data weighting function for P and S arrivals proposed by this study. Dotted line, shorter dash line and longer dash line show data weight when R_{min} (hypocentral distance of the station nearest to the hypocenter) is 50km or less, equal to 100km and equal to 200km, respectively.

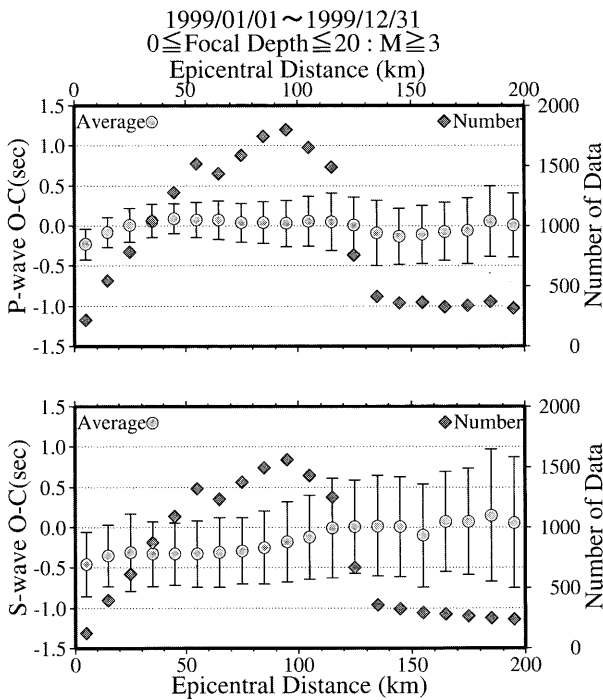


Fig. 10. Mean O-C for P and S arrivals and number of readings for every 10km epicentral distance. O-C are based on the 83A velocity model. Circles, bars and diamonds show mean O-C, standard divisions of them and numbers of readings for every 10km epicentral distance, respectively. Data are taken from earthquakes, which focal depths are 20km or less and magnitudes are 3 or larger, in the period from January 1999 to December 1999.

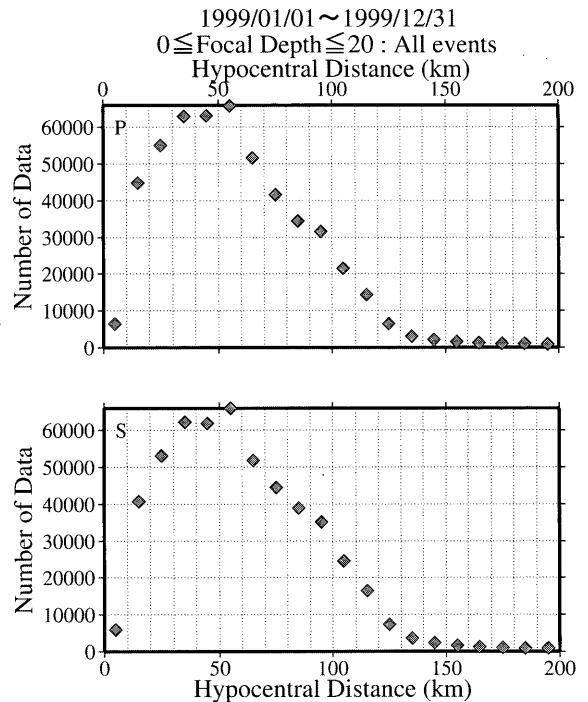


Fig. 12. Histograms of frequencies of P and S arrival readings for every 10km hypocentral distance. Diamonds show numbers of readings for each 10km hypocentral distance. Earthquakes in this figure include all shallower events than 20km in the period from January 1999 to December 1999. Comparison of the histogram with Fig. 10 suggests that peak frequency shift to short hypocentral distance (30 ~ 60km) if smaller magnitude earthquake are included in the statistics.

測点のO-Cの平均値は0秒に近くなるから、近接観測点のO-Cは地震の規模（検出した観測点数の多少）に左右される可能性が高くなっていく。つまり、震央距離220kmまで距離ウェイトが一定であることが震源の深さが地震の規模によって変化することとなる要因の一つと考えられる。

また、現在気象庁が使用している距離ウェイトは震央

距離の関数なので、波線距離は同じでも震央距離にかなりの違いが出る深発地震などの場合において、重みが適切に与えられないという問題がある。距離ウェイトは本来仮定した速度構造と真の速度構造との差を反映させるものであると思われるので、震源距離を関数とする重みを用いた方がよいと思われる。

前述の機関が用いている距離ウェイトを参考にして、

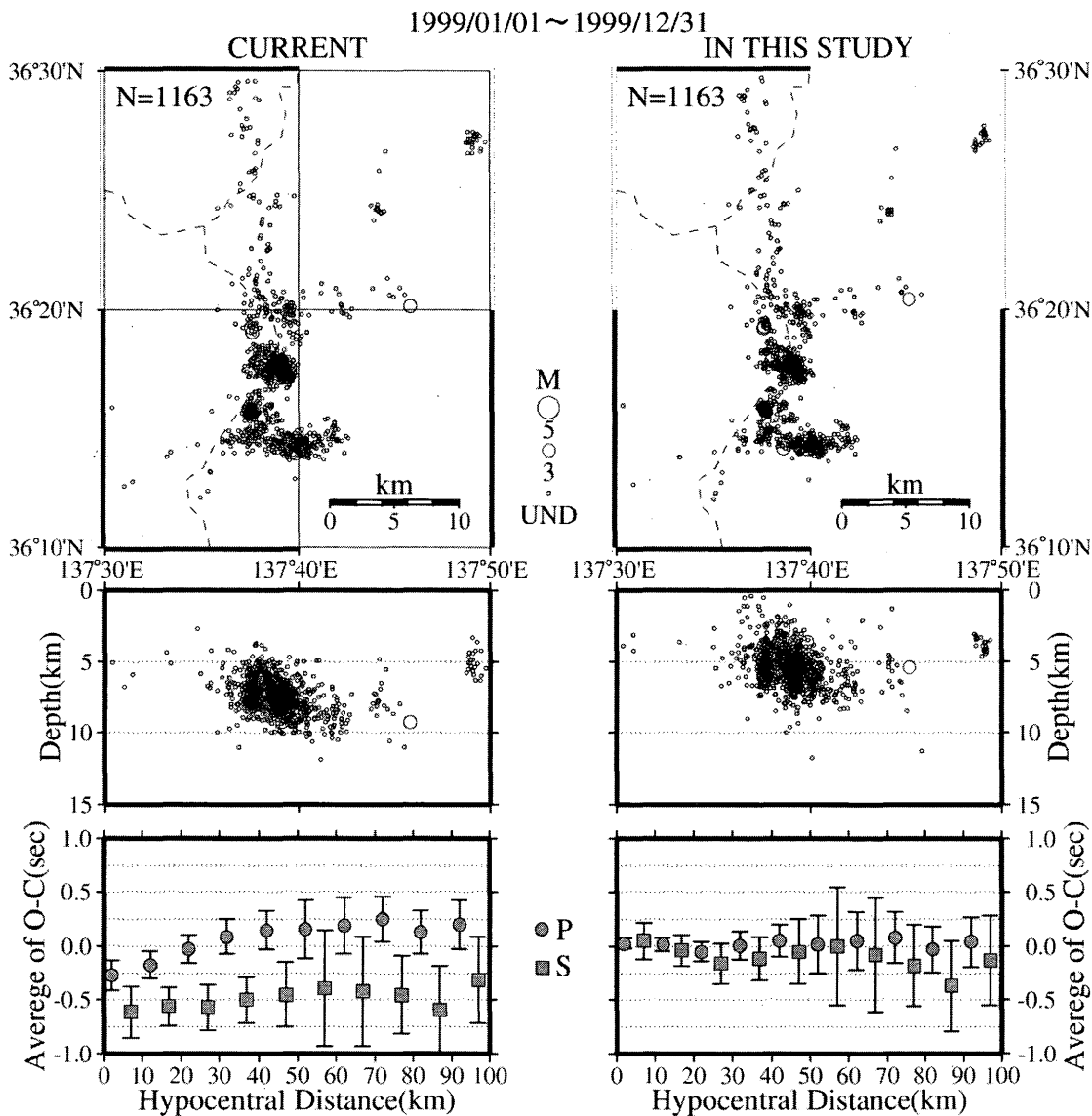


Fig. 13. Comparison of hypocentral distributions (uppermost and middle) and mean O-C averaged every 10km hypocentral distance (lowest) for the activity around Nagano, Gifu and Toyama Prefecture border area. 83A velocity model and present weighting function are used for left figure and JMA2001 velocity model and weighting function developed by this study for the right. Dash line in the uppermost figure, circles, squares and error bars in the lowest figure show the prefecture boundary, mean O-C of P-wave, mean O-C of S-wave and standard divisions of them averaged every 10km hypocentral distance, respectively.

Fig. 11 のような震源距離に対して連続的に変化する重みを準備した。

$$W_p = R_{min}^2 / R^2 : W_s = W_p / 3$$

W_p, W_s : P 波, S 波のデータの重み

R: 震源距離 (km)

R_{min} : 一番近い観測点までの震源距離 (km)

(但し, $R_{min} \leq 50$ の時は $R_{min} = 50$, $W_p > 1$ の時は $W_p = 1$)

観測データの一元化により, 内陸の観測点密度が高くなった一方で, 全国的に見ると地理的条件の違い等による密度差は依然として残っている. 小さい地震に対しても安定した震源決定が出来, かつ地域による観測点密度の差によって深さの変化がなるべく出ないようにする必要がある. そこである程度の検測値が確保されるであろう震源距離 50km (Fig. 12) まで重みを一定とし, そこから連続的に変化するような震源距離の関数とした.

S 波のデータは, 検測値が比較的多い深発地震ややや遠い地震などの震源決定に大きく寄与する情報であるが, その読み取り精度は P 波のそれに対して必然的に落ちることが考えられるので, 今回は P 波の 1/3 の重みとした.

4. 震源計算結果

前述の新しい速度構造と距離ウェイトを用いて, 1999 年に日本及びその周辺で発生した地震の位置を再決定した. その代表的な地域と 2001 年 3 月に発生した芸予地震の例を以下に示す.

まず, 内陸の浅い地震の例として, 1998 年に大きな地震活動があり, 1999 年にも定常的な地震活動があった長野・岐阜・富山県境付近の震源について見てみる. 現行の震源計算 (Fig. 13 左図) では, 深さ 5km ~ 10km と大

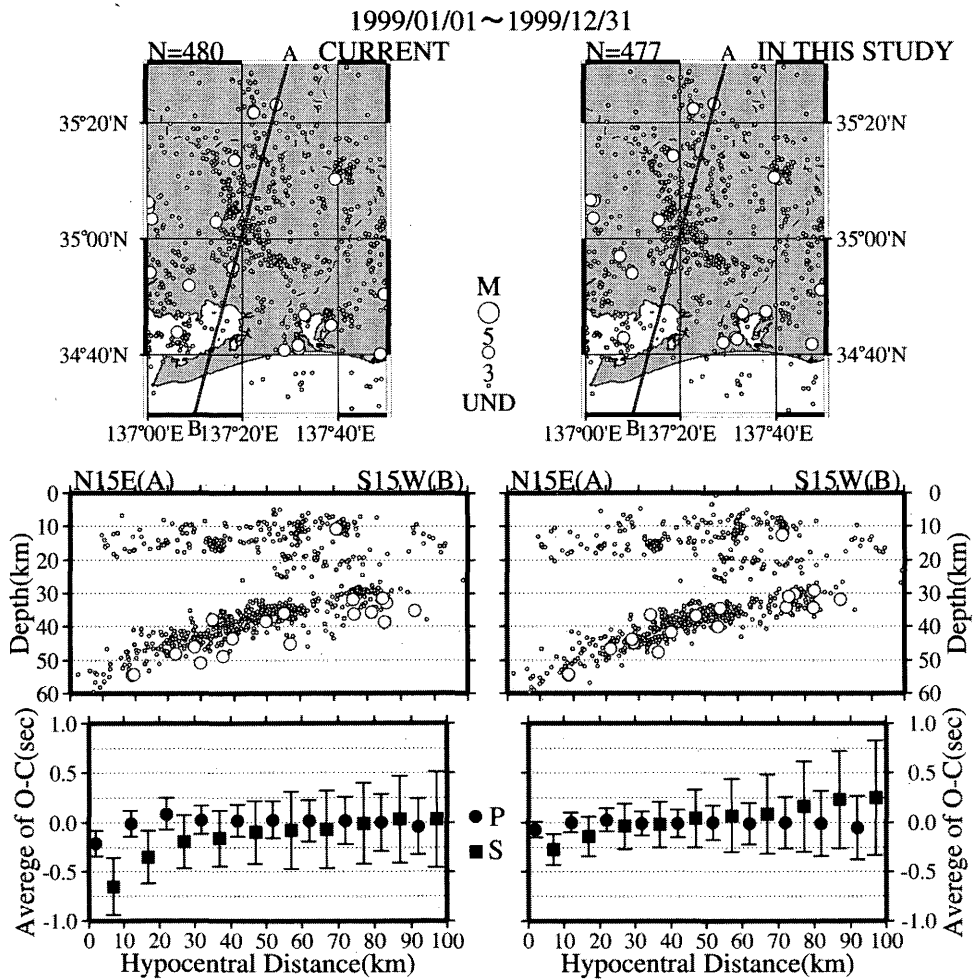


Fig. 14. Comparison of aftershocks distribution of the Geiyo earthquake in 2001 (uppermost and middle) and mean O-C averaged every 10km hypocentral distance (lowest). Results by current method are in the left and those by this new method are in the right. The symbols are same as those of Fig. 13.

学等関係機関が臨時観測点を置いて、精密に決めた震源 [例えば、東京大学地震研究所(1999)]より深めに求まっている。JMA2001と今回得た距離ウェイトを用いた震源計算の結果 (Fig. 13右図) では、深さが3km~8kmと浅くなり、大学等関係機関が求めた震源の深さとの差が少なくなった。また震央分布もクラスター状に集中して分布していることが分かる。また下図に震源距離10km毎の0-Cの平均値 (●がP, ■がS)とその標準偏差を示した。現用の方法からの結果 (左下図)だと、近距離 (震源距離0~20km)のP波とS波全般の0-Cの平均値が負になっているのに対し、JMA2001と今回の距離ウェイトからの得られた結果 (右下図)ではP波、S波の0-Cの平均値はより0秒に近くなっていることが分かる。また、近距離の0-Cの標準偏差はかなり小さくなっており、これらのことがクラスター状に震源が集中して分布するようになった要因と考えられる。

次に愛知県東部下に沈みこむフィリピン海プレート内で発生していると考えられる地震の分布をしてみる。現

行の震源計算の結果 (Fig. 14左図)では、沈み込むフィリピン海プレート内で発生している地震の震源分布の帯から外れるような形で規模の大きな地震が深めに決まっていることが分かる。今回の震源計算の結果 (Fig. 14右図)を見ると、震央はほとんど変化はないが、規模の大きな地震は地震の帯の中に位置しており、震源の深さが地震の規模に影響されにくくなっていることが分かる。下図の0-Cの平均値を見てみると、近距離のP波、S波の平均値がより0秒に近くなり、標準偏差も小さくなっていることが分かる。近距離の観測点の0-Cが規模の大小に関わらずより0秒に近くなったことが、規模の大きな地震が地震の帯の中に位置するようになった要因と考えられる。

次に平成13年芸予地震の余震分布をしてみる。現行の震源計算結果 (Fig. 15左図)では東傾斜もしくは鉛直な断層面を表していると思われる震源分布が見え、また規模の大きな地震は深めに決まっている傾向がある。今回の震源計算結果 (Fig. 15右図)では震央分布が

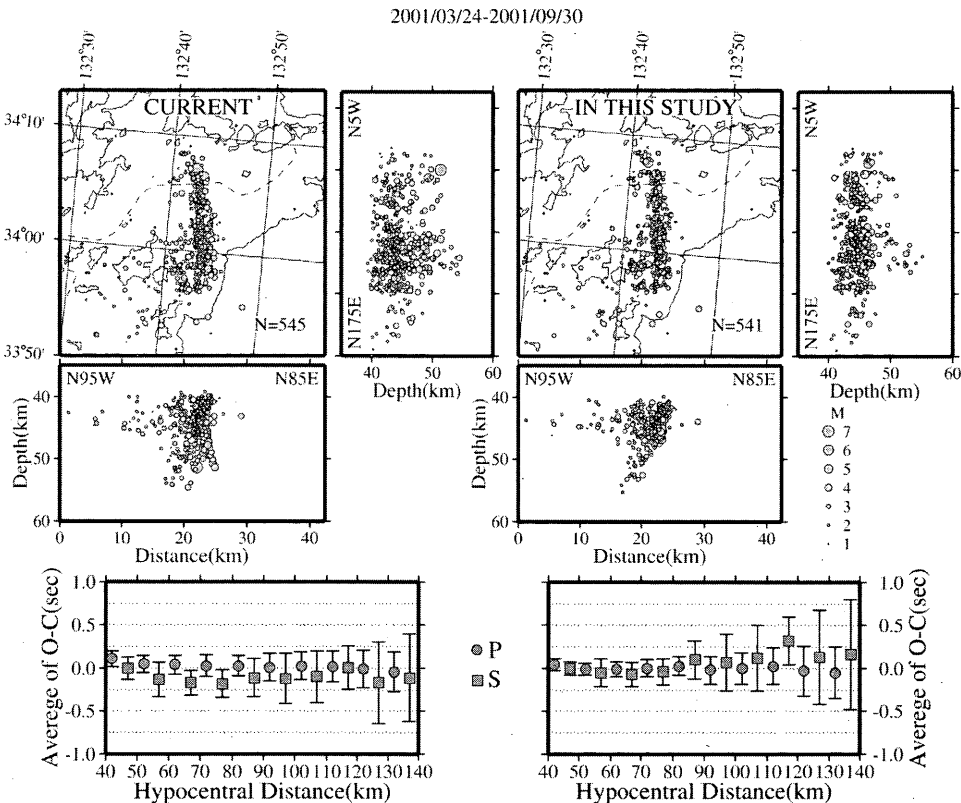


Fig. 15. Improvement in focal depth resolution. A result of hypocenter location method developed by this study (on the right) shows foci of larger earthquakes are located in the cluster of earthquakes while current hypocenter location method shows foci of larger earthquakes are often located below the cluster of earthquakes (on the left). The symbols are same as those of Fig. 13.

シャープになり、また西傾斜の断層面を表していると思われる震源分布が見え、規模の大きな地震は地震活動の平均的深さにほぼ決まっている。相対的に精度良く決めた結果 [永井他 (2001)] は明瞭な西傾斜の震源分布となっているため、今回の震源計算結果の方がより良い震源分布を与えているものと思われる。下図の 0-C の分布を見ると、近距離の 0-C の標準偏差が小さくなっている

ことと、S 波の 0-C の平均値がより 0 秒に近くなったことが震源分布の見かけが変わった要因と思われる。

次に海域の例を示す。Fig. 16 は東北地方の震央分布とそれのほぼ東西の断面図である。現在気象庁では東経 143 度以東の三陸沖の地震に対しては、千島列島の震源決定のために作成された市川 (1978) の LL と呼ばれる走時表を用いている。この LL 走時表はより海洋性プレー

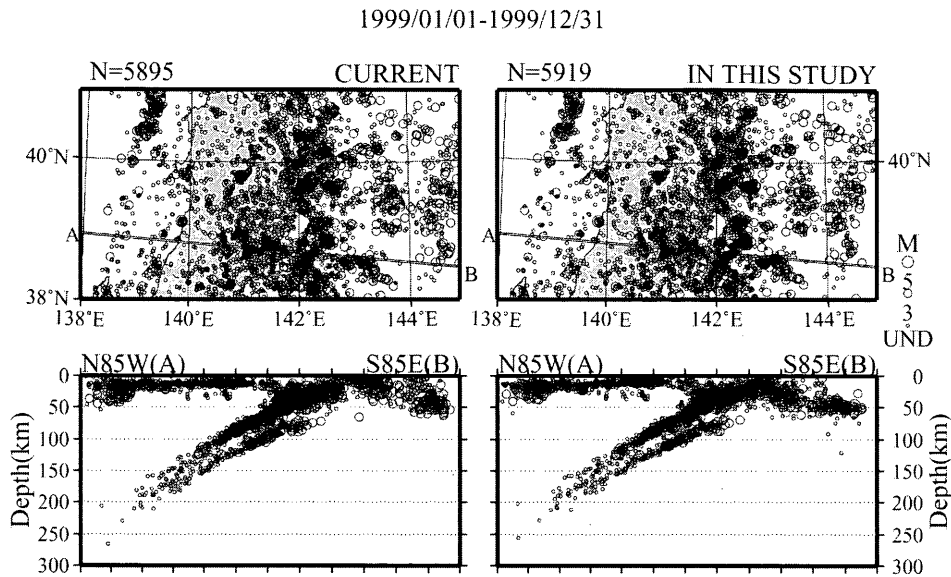


Fig. 16. Comparison of double planed subduction earthquake zones and focal depth of offshore earthquakes located by the current (on the left) and by this new (on the right) hypocenter location method. The result shows that this method does not provide any improvement in depth determinate of offshore earthquakes.

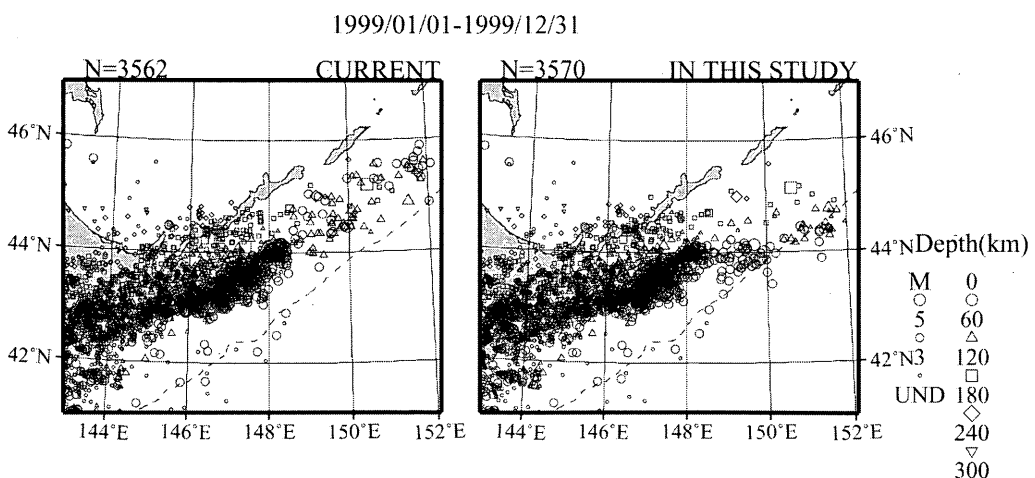


Fig. 17. Comparison of seismicity in a remote region from the observation networks. The left figure show epicenters located using a special velocity model (LL) prepared by Ichikawa (1978) and the right figure shows epicenters located using this velocity model (JMA2001) and newly developed weighting functions by this study. The figures show that systematic shift in epicenters due to a heterogeneous velocity structure is difficult to correct by a homogeneous velocity model.

下の構造を加味した浅い部分が速い構造から求めているので、83Aの標準走時表を用いた結果より震源を浅く求めることが出来る特徴を持っている。このLLと83Aの走時表を用いる境界である東経143度前後で震源の不連続 (Fig. 16左図) が生じている。今回の震源計算方法の結果 (Fig. 16右図) は、現行の計算結果と違って一つの走時表のみ (JMA2001) で震源計算しているの、東経143度付近の震源分布は連続性が保たれている。しかし、東経144度以東の震源は徐々に深くなっているが、これはLL走時表を用いた現用の計算結果でも見られるため、近接観測点が無いために深さの精度が非常に大きくなる領域であるためと思われる。

同じく、海域の例として北海道東方沖の震源分布を示す (Fig. 17)。現在気象庁では東経148.5度以東の千島列島付近の地震に対して、LLの走時表と83Aの走時表を観測点毎に分けて用いている。この地域の震源からの走時は、太平洋側の観測点では早く (LLを用いて走時計算をする)、北海道内陸の観測点では遅い (83Aを用いる) 傾向があり、一つの走時表のみを用いて計算すると、震央が系統的に南にずれて決まる傾向がある [市川 (1978)]。今回の震源計算で得られた震央分布 (Fig. 17右図) にも同様なずれが認められ、震源分布は海溝軸に斜交している。一方、現行の震源計算結果 (Fig. 17左図) では、そのような斜交は見られない。深さ方向の精度はないと思われるが、震央はよりもっともらしい場所に決まっている。このことから観測網のネットワークから外れているこの地域の地震を一つの均質な速度構造で決めることにはやはり限界があるものと思われる。

以上の事をまとめると、内陸の地震に関しては、現行の方法よりも今回提案する方法の方が、精度良く決まっており、また地震の規模にも影響されにくい。しかし、観測点が近傍にない海域の地震に関しては、有効な方法とは言えるものではない。但し、三陸沖においては、震源分布に大きな差は見られず、震源分布に連続性を考慮すると、今回の方法を用いた方が良いと思われる。一方、複雑な走時残差を見せる千島列島付近の地震では現状通り、千島列島用 (LL) の走時表と今回提案した走時表 (JMA2001) との併用がより真に近い震央を与えるものと考えられる。

5. まとめ

今回気象庁が用いている走時表を最近の人工地震の観

測データから改良した。また、近接観測点に重みを大きく、速い観測点の重みを小さくするような震源距離に関して連続的に変化する重みに改良した。その結果、内陸の地震に関しては、精度が向上し、震源の深さが地震の規模に左右されにくくなった。しかし、海域の地震に関しては、十分な結果を得ることが出来なかった。海域の地震の問題を解決するには、3次元速度構造を考慮した震源計算が必要と思われる。

一次元の速度構造によって正確な震源を得るためには、各大学や他の研究機関と同様にその地域毎に、その地域に合った速度構造を用いる事や観測点補正などを適用する事が望ましい。しかし、日本付近の地殻、マン托ルの速度構造は不均質であり、統一的な走時表、震源決定法を当てはめるのには所詮限界がある。3次元速度構造を考慮した震源計算は既に調査、開発中 [中村他 (2000)] であるが、計算時間が長くなる等の問題があり、実用化にはまだ時間がかかるとと思われる。今回提案したJMA2001走時表と距離ウエイトが、現在気象庁の震源に見られる諸問題を改善するだけでなく、新たな震源計算手法が確立されるまでのつなぎ役となれば幸いである。

謝 辞

今回、速度構造解析のために爆破地震動研究グループの観測データを使用させて頂いた。また気象庁の西出則武氏、橋本徹夫氏、東田進也氏、青木重樹氏、気象研究所の中村雅基氏には解析の際、多くの意見を頂いた。本稿の記述に対し、査読者から有益なコメントを頂いた。図の作成にはWessel and Smith (1991) によるGMT (Generic Mapping Tool) を使用した。本解析には気象庁・文部科学省が協力してデータ処理した結果を用いた。その処理には北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、独立行政法人防災科学技術研究所、独立行政法人産業技術総合研究所、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市、海洋科学技術センター及び気象庁のデータが用いられている。以上の関係者、関係機関に感謝致します。

参考文献

- 市川政治、望月英志 (1971)：近地地震用走時表について、気象研究所研究報告, 22, 229-290.
- 市川政治 (1978)：気象庁における震源要素新計算法と

- 走時表, 験震時報, **43**, 11-19.
- 鶴川元雄, 石田瑞穂, 松村正三, 笠原敬司 (1984): 関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について, 国立防災科学技術センター研究速報, **53**, 1-57.
- 東京大学地震研究所 (1999): 長野県上高地付近の地震活動 (1998年8月7日～), 地震予知連絡会会報, **61**, 376-384.
- 永井悟, 平田直, 武尾実, William L. Ellsworth, Felix Waldhauser (2001): Double-Difference震源決定法による芸予地震の余震分布, 地球惑星科学関連学会2001年合同大会予稿集, X0-P002.
- 中村雅基, 吉田康宏, 黒木英州, 吉川一光, 藤原健治, 浜田信生 (2000): 三次元速度構造を用いた震源決定手法の開発～序報～, 地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集, Sk-018.
- 爆破地震動研究グループ (1981): 伊豆半島における爆破地震動の観測 I. 三島・下田測線, 地震研究所彙報, **56**, 485-534.
- 爆破地震動研究グループ (1982): 伊豆半島における爆破地震動の観測 II. 伊東・松崎測線, 地震研究所彙報, **57**, 701-738.
- 爆破地震動研究グループ (1985): 長野県および山梨県における爆破地震動の観測, 地震研究所彙報, **60**, 615-637.
- 爆破地震動研究グループ (1986): 長野県および山梨県における爆破地震動観測 (御代田-敷島測線), 地震研究所彙報, **61**, 483-501.
- 爆破地震動研究グループ (1988a): 山梨県および静岡県における爆破地震動の観測 (櫛形-清水測線), 地震研究所彙報, **63**, 1-22.
- 爆破地震動研究グループ (1988b): 日高山脈南西部における爆破地震動の観測 (新冠-様似測線), 地震研究所彙報, **63**, 273-288.
- 爆破地震動研究グループ (1989): 静岡県-愛知県地域における爆破地震動の観測 (春野-作手測線), 地震研究所彙報, **64**, 533-551.
- 爆破地震動研究グループ (1990): 福島県-栃木県地域における爆破地震動の観測 (いわき-棚倉-那須測線), 地震研究所彙報, **65**, 611-632.
- 爆破地震動研究グループ (1992a): 紀伊半島における爆破地震動の観測 (河内長野-紀和測線), 地震研究所彙報, **67**, 37-56.
- 爆破地震動研究グループ (1992b): 糸魚川-静岡構造線南部における爆破地震動の観測 (早川-静岡測線), 地震研究所彙報, **67**, 303-323.
- 爆破地震動研究グループ (1992c): 東北地方東部, 北上地域における爆破地震動の観測 (久慈-石巻測線), 地震研究所彙報, **67**, 437-461.
- 爆破地震動研究グループ (1993): 北海道地域における爆破地震動の観測 (津別-門別測線), 地震研究所彙報, **68**, 209-229.
- 爆破地震動研究グループ (1994): 中部日本地域における爆破地震動の観測 (吾妻-金沢測線), 地震研究所彙報, **69**, 139-158.
- 爆破地震動研究グループ (1995): 中部・近畿地方における人工地震による地殻構造調査 (藤橋-上郡測線), 地震研究所彙報, **70**, 9-31.
- 浜田信生, 吉田明夫, 橋本春次 (1983): 気象庁震源計算プログラムの改良, 験震時報, **48**, 35-55.
- 浜田信生 (1984): 近地地震用走時表の再検討, 気象研究所研究報告, **35**, 109-167.
- 吉井敏尅 (1994): 人工地震による日本列島の地殻構造, 地震2, **46**, 479-491.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1991): Free software helps map and display data, EOS Trans. Amer. Geophys. U., **72**, 441,445-446.