

モホの深さを可変にした震源決定の試み*

弘前大学大学院理工学研究科 小菅 正裕

1. はじめに

地震の震源位置は地震に関する最も基本的な情報である。日本における地震観測は、気象庁・防災科学技術研究所・大学・自治体等によって行われており、気象庁ではそれらのデータを一元的に処理して結果を公開している。その震源データ（気象庁一元化震源）は、日本における公的な震源データとして、地震に関する研究の他、防災や教育など多方面において利用されている。

図1は、日本海東縁部において2003年以降に発生した地震の震源分布を示す。震央分布においては、1983年日本海中部地震（M7.7）や1993年北海道南西沖地震（M7.8）の余震域の形状が確認できる。しかし、その領域での震源の深さは、地震発生直後に決定された余震の深さ（例えば、

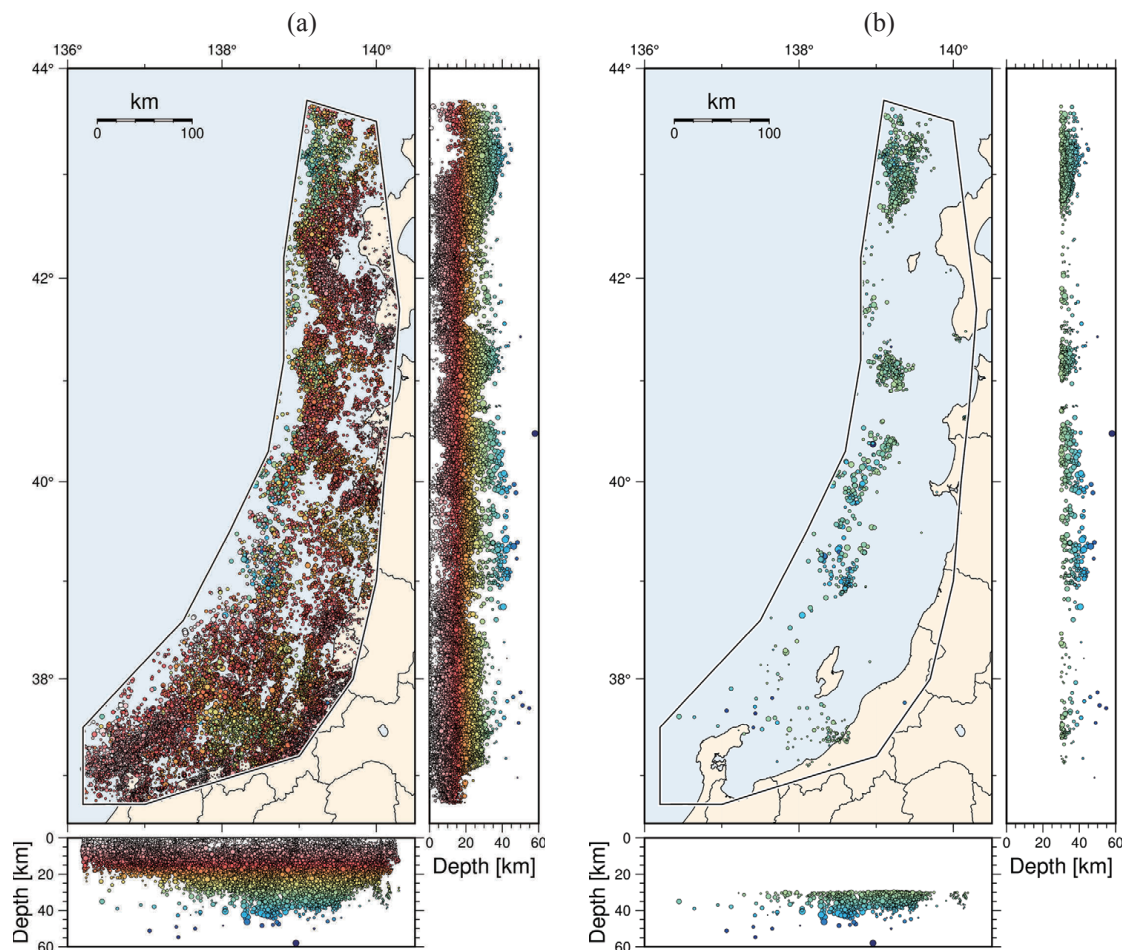


図1 2003年1月～2024年1月の期間に、北海道から石川県にかけての日本海東縁部で発生した地震の震源分布。データは気象庁一元化震源カタログで、震央分布図中のポリゴンで囲まれた範囲内の震源を示す。(b)は深さ30 km以深の震源を示す。断面図は深さ方向に2倍に拡大している。

*An attempt to determine earthquake location using variable Moho depths by Masahiro Kosuga

Sato et al., 1986) に比べて明らかに深い。また、震源深さの下限は地域によって異なり、深い地震が分布する領域は、新潟県付近を除き、陸域から一定以上離れた場所に限られる (図 1(b))。

正確な震源分布の情報は地震テクトニクスの理解や地震防災の観点からも重要である。日本海東縁部において深い地震が見られることは、震源決定の方法に起因する見かけ上のものである可能性があることから、本論ではその原因を探り、解決の一方法を示すことを目的とする。

2. 観測波形と地震波速度構造

青森県西方沖の深い位置に震源が決められた地震の波形例を図 2 に示す。この地震では振幅の小さな屈折波が初動となり、その後に振幅の大きい直達波が現れている。屈折波が初動となることは、震源と観測点の間には地震波速度が急増する面があることと、震源の深さはその面よりも浅いことを示している。日本海東縁部における構造探査の結果 (No et al., 2014) によれば、最も顕著な速度境界面である地殻とマントルの境界 (モホ) の深さは日本海沿岸部に近づくにつれて深くなるものの、図 2 の震央付近では 15 km 程度である。したがって、図 2 の震源の深さは実際よりもかなり深く決められていることになる。

その原因は、震源決定に用いられる地震波速度構造にあると思われる。その構造 (JMA2001, 図 3) は日本列島内陸において行われた人工地震探査データを基にし、震源決定における不安定さを除くために速度の急変を含まないものとなっている (上野・他, 2002)。すなわち、モホが存在しない構造である。その構造において屈折波の速い走時を説明するためには、震源を深くする必

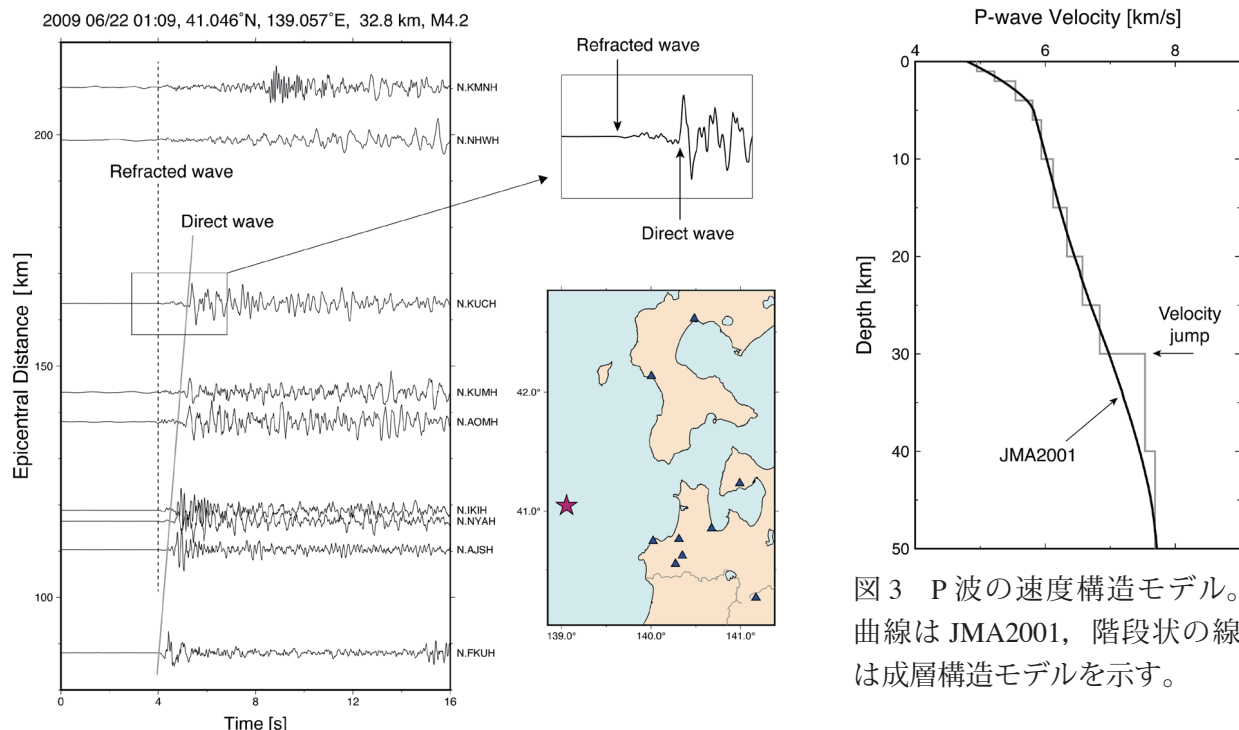


図 3 P 波の速度構造モデル。曲線は JMA2001, 階段状の線は成層構造モデルを示す。

図 2 震源の深さが 32.8 km と決められた地震の波形のペーストアップ。震源と観測点の位置を右下に示す。波形の縦軸の位置は震源から観測点までの震央距離に対応し、P 波初動の位置を 4 s にそろえている。点線は屈折波、実線は直達波の到達を示す。右上は初動部分の波形の拡大。

要があるであろう。実際、図3に示すようなモホでの速度不連続を含む成層構造モデルを用いると、日本海東縁部での震源が一元化震源よりも系統的に浅くなることが確認できた。しかし、モホの深さの地域変化を近似できない1次元成層構造は、広域的な震源決定には適さない。

3. モホの深さのモデルとそれを用いた震源決定法

モホの深さの地域変化を表すモデルとして CRUST1.0 (Laske et al., 2013) がある。これは人工震源を用いた構造探査とレーバ関数解析から得られたモホの深さをグローバルにコンパイルし、1°刻みで平均化したものである。それによると、日本海沿岸付近でのモホの深さは 27 km 程度で、内陸に向かって深く、日本海中央部に向けて浅くなる (図4)。このモデルを用いると、任意の位置でのモホの深さは周囲のデータからの内挿によって決めることができる。

モホの深さの地域変化を考慮して震源を決めるには、「べき乗」の地震波速度構造モデルが適している。このモデルは、地震波速度が地球中心からの距離 r のべきの形の $v = v_i (r/r_i)^{z_i}$ で表されるもので、 v_i は層の上端での速度、 r_i は地球中心から層の上端までの距離である (Aki, 1965)。このモデルは東北大学におけるルーチン的な震源決定に用いられており (Hasegawa et al., 1978)、パラメータ v_i , r_i , z_i は地表とモホにおいて与えている。このモデルでの地震波速度の深さ分布を図5に示す。モホの深さの地域変化に対応した構造は、モホでの r_i を場所によって変えることで表現できる。

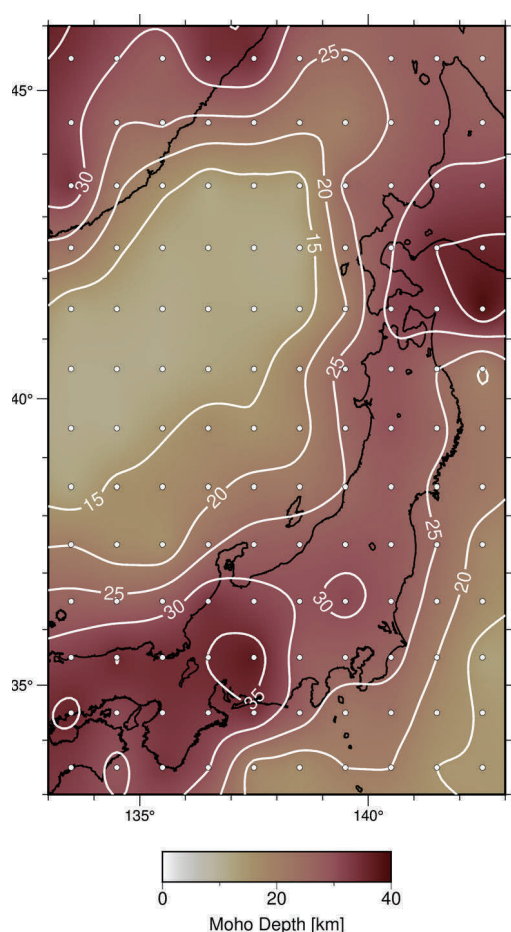


図4 CRUST1.0モデルによるモホの深さのコンター。データは白丸の点の位置において与えられている。

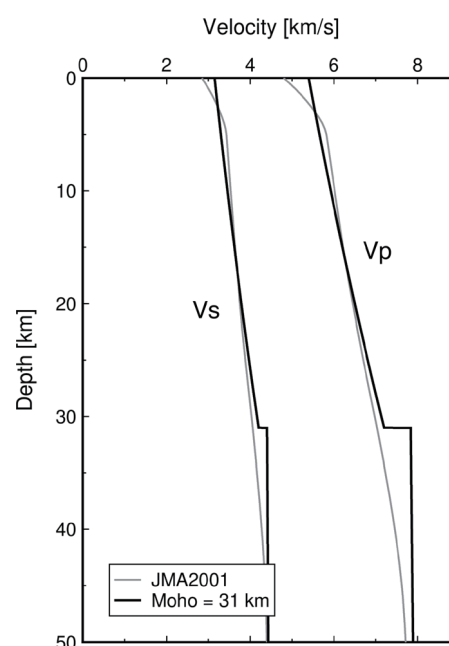


図5 P波とS波についてのべき乗の速度構造モデルと JMA2001 モデル。速度ジャンプのある構造がべき乗のモデル。

上記のパラメータは東北大学と同じものを用いたが、モホの深さは震源と観測点のペアごとに変えた。すなわち、震央と観測点間を10等分した各点でのモホの深さをCRUST1.0に基づいて求め、その平均値をペアでのモホの深さとした。地震波の到達時刻は気象庁一元化処理の検測値を用いた。JMA2001を模した成層構造を用いると、一元化震源とほぼ同じ結果が得られることを確認した。

4. 震源決定結果

2003年1月～2024年1月の期間に日本海東縁部で発生した地震を対象に震源再決定を行い、気象庁一元化震源との比較を行った（図6）。震央分布はほとんど同じである。断面図を見ると、再決定震源の深さは一元化震源よりも系統的に浅くなり、下限の地域変化も小さくなっている。また、一元化震源での深さの上限には下限に対応したような地域変化が見られるが、再決定震源では明瞭ではない。

震源深さの下限の違いを調べるためにD90を求めた。D90は、地震数を浅い方から積算し、全体の90%に達した深さである。図7は一元化震源と再決定震源のD90およびそれらの差を示している。再決定による震源深さの変化は陸から離れるほど大きく、顕著に浅くなった領域は一元化

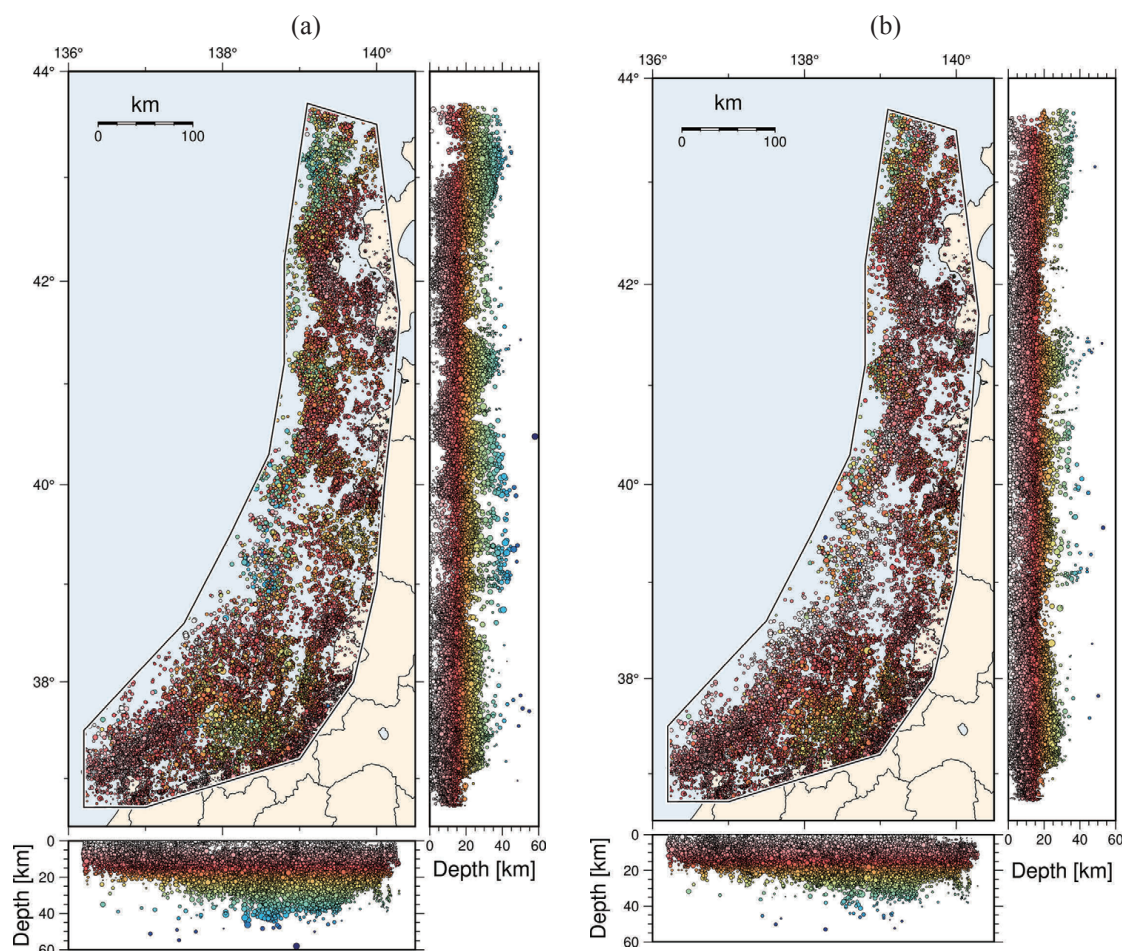


図6 震源分布の比較。(a)は気象庁一元化震源、(b)はモホの深さを可変として再決定した震源。期間は2003年1月～2024年1月で、震央分布図中のポリゴンで囲まれた範囲内の震源を示す。断面図は深さ方向に2倍に拡大している。

震源の深さが特に深い領域（図 1(b)）に対応する。最も変化が大きいのは秋田・山形県境の西方沖である。図 7(c) に示した観測点の分布と対応させると、一元化震源が深い領域は観測点からの距離が遠く、ほとんどの観測点において屈折波が初動となる場合であると推測される。なお、本研究の方法によっても、陸から離れた領域の震源が深い傾向は依然として残る（図 7(b)）。

5. 2024 年能登半島地震の余震の震源深さ

一元化震源と再決定震源の深さのどちらが妥当であるかは、精度良く決定された震源と比較して判断する必要がある。震源の深さは、その上方に観測点が存在する場合に精度良く決定することができる。日本海には定常的な海底地震観測網が存在しないので、2024 年能登半島地震の余震を対象とした海底地震観測の結果と比較する。海底地震観測データを用いると、震源の深さは 18 km までとなることが報告されている（篠原・他, 2024）。図 8 はその観測領域での震源分布を比較したものである。一元化震源では深さが 18 km を超える地震が少なくないのに対し、再決定震源の深さは概ね 18 km よりも浅い。このことから、本研究の再決定震源の深さは妥当と考えられる。

6. おわりに

本研究では、震源と観測点のペアごとに異なるモホの深さを与えて震源を決定した。その震源深さは気象庁一元化震源よりも系統的に浅くなり、海底地震観測データを用いた震源深さとも調和的である。この方法によれば、モホの深さの地域変化を考慮しながら広域的な震源分布を簡便に求めることができる。これは 3 次元地震波速度構造を用いたルーチン的な震源決定が実現するまでの繋ぎに過ぎないが、当面は有用な方法と考えられる。

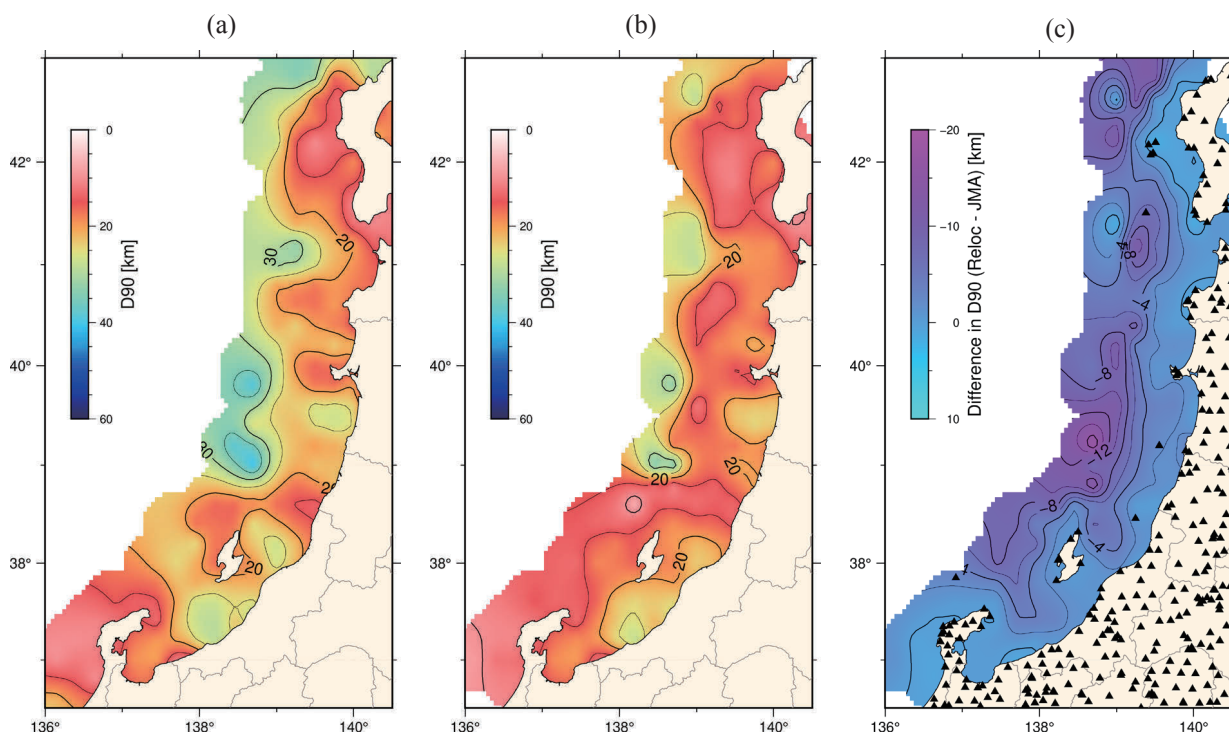


図 7 D90 の比較。(a) は気象庁一元化震源、(b) はモホの深さを可変として再決定した震源、(c) は再決定震源と気象庁一元化震源の D90 の差。(c) の三角形は観測点の位置を示す。

謝辞

本研究では気象庁一元化処理の検測値と震源要素, および Hi-net の観測波形データ (NIED Hi-net: <https://doi.org/10.17598/NIED.0003>) を利用した。記して謝意を表する。

文献

- Aki, K., 1965, A computer program for precise determination of focal mechanism of local earthquakes by revising focal depths and crust–mantle structure, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 15–22.
- Hasegawa, A., N. Umino, and A. Takagi, 1978, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, 47, 43–58.
- Laske, G., G. Masters, Z. Ma, and M. Pasyanos, 2013, Update on CRUST1.0—A 1-degree global model of Earth's crust, *Geophys. Res. Abstr.*, 15, No. 15.
- No, T., T. Sato, S. Kodaira, T. Ishiyama, H. Sato, N. Takahashi, and Y. Kaneda, 2014, The source fault of the 1983 Nihonkai–Chubu earthquake revealed by seismic imaging, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 400, 14–25.
- Sato, T., M. Kosuga, K. Tanaka., and H. Sato, 1986, Aftershock distribution of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake determined from relocated hypocenters, *J. Phys. Earth*, 34, 203–223.
- 篠原雅尚・日野亮太・高橋 努・他, 2024, 緊急海底地震観測による令和 6 年能登半島地震東部震源域における精密余震活動, *日本地震学会 2024 年度秋季大会講演予稿集*, S22-02.
- 上野 寛・畠山信一・明田川 保・舟崎 淳・浜田信生, 2002, 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—, *験震時報*, 65, 1507–1520.

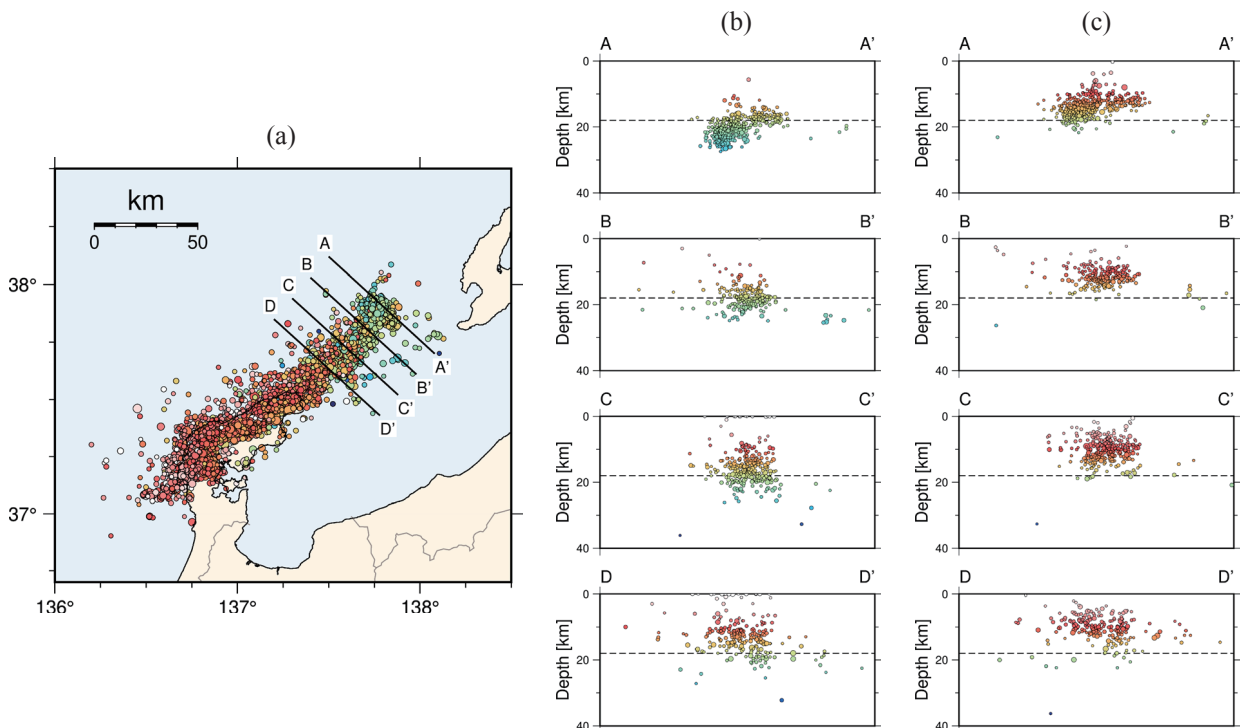


図 8 2024 年能登半島地震の震源分布の比較。(a) は気象庁一元化震源による震央分布と断面図の位置を示す。(b) は気象庁一元化震源, (c) はモホの深さを可変として再決定した震源の深さ分布で, (a) の線に直交する方向に ± 5 km 以内の震源をプロットしている。破線は 18 km の深さを示す。