

海底地震観測によって得られた

1940年積丹半島沖地震震源域付近における地震活動

一條和宏・村井芳夫（北大理）・高波鐵夫（カーネギー研）・三浦 亮（日本海洋事業）・
町田裕弥（東大地震研）・西村裕一・中村有吾（北大理）

Seismic activity around the source area of the 1940 Shakotan-Hanto-oki earthquake
deduced from ocean bottom seismographic observation

Kazuhiro Ichijo, Yoshio Murai (Hokkaido Univ.), Tetsuo Takunami (Carnegie Institution of Washington),
Ryo Miura (NME), Yuya Machida (ERI), Yuichi Nishimura and Yugo Nakamura (Hokkaido Univ.)

はじめに

日本海東縁では、最近数十年の間に1971年サハリン南西沖地震(M7.1)、1940年積丹半島沖地震(M7.5)、1993年北海道南西沖地震(M7.8)、1983年日本海中部地震(M7.7)、1964年新潟地震(M7.5)といったマグニチュード7クラスの逆断層型の大地震が北から南へ線上に並んで発生しており、地質学的、地震学的データから、大陸側のプレートが東へと沈みこむ新たなプレート境界が存在すると考えられている。それぞれの大地震の震源域の間には、大地震時に未破壊のまま残っている地震ギャップが存在すると考えられる。奥尻海嶺北部の、1940年積丹半島沖地震と1993年北海道南西沖地震の震源域の間も地震ギャップの一つであり、Okamura *et al.* (2005, JGR **110**) は積丹半島沖地震の震源域の西部から南へ長さ約80kmと震源域の北方へ長さ約60kmの領域に地震ギャップが存在すると推定している。

これら地震ギャップの領域で現在どのような地震活動が見られるか調査することは、プレート境界や地震ギャップの存在を確認するために重要であるが、陸からの距離が遠く陸域の観測点からの検知能力がないため、これまでに詳細な微小地震活動は明らかにされてこなかった。

そこで本研究では、2008年4月から6月の50日間に、1940年積丹半島沖地震の震源域周辺で海底地震観測を行い、得られた震源分布に基づいて、1940年積丹半島沖地震の震源域と地震活動の関連について議論する。

観測と解析

観測には自己浮上式海底地震計19台を用いたが、2台の記録に問題があったため、17台の記録を用いて震源決定を行った。まず、過去に同じ海域で行われた人工地震探査によって推定されたP波速度構造(山品・他、1999、日本地震学会 **P090**)を基に一次元速度構造を仮定し、震源決定を行い、1139個の震源が得られた(Fig.1)。気象庁一元化震源では、観測期間中、観測網内では2個の地震しか震源が決まっていなかったが、奥尻海嶺に沿って多数の微小地震が発生していることがわかる。

この震源分布では、1940年積丹半島沖地震の小断層であるKaiyo断層域の北部で空間的に集中して発生したクラスター地震が見られるが、その深さは10~30kmにばらついていて、震源決定精度が悪い可能性があるため、次に震源に近い観測点のデータだけを使用して震源再決定を行った。ここでは、観測網内に震源が決まった地震を4つのグループに分けて、それぞれのグループの地震に対して、それぞれ固定した観測点のデータだけを使用して震源決定を行った。この結果、118個の震源が再決定された。さらに、Double Difference法(Waldhauser & Ellsworth, 2000, BSSA **90**)を用いて、震源の再々決定を行うことにより、84個の震源が得られた(Fig.2)。これにより、Kaiyo断層北部のクラスター地震の震源は空間的なばらつきが小さくなっている。

結果と議論

Fig.1 と Fig.2 中の青い破線の長方形は Okamura *et al.* (2005) によって津波波形から推定された 1940 年積丹半島沖地震の小断層を表す。これら 4 つの震源断層のすべり量は、Oshoro 断層で 2.2m、Minami-Oshoro 断層で 2.7m と大きく、Kita-Oshoro 断層と Kaiyo 断層ではそれぞれ 1.6m、0.6m と比較的小さかった。Fig.1 の震源分布では、1940 年積丹半島沖地震の震源域で多くの地震が発生しているため、これらは 1940 年の地震の余震と考えられるが、本震時のすべり量と比較すると、すべり量の小さかった Kaiyo 断層周辺で地震活動が活発であることがわかる。一方、Kita-Oshoro 断層以北では地震がほとんど発生していない。

ここで、これらの微小地震がどの断層上で発生しているか明らかにするために、精度が高いと考えられる再々決定された Fig.2 の震源分布を基に考察する。南北断面図を見ると、北緯 44 度付近を境に北側と南側で震源の深さが大きく変化している。このことから、北緯 44 度の北側と南側の地震はそれぞれ別の断層で発生したと考えられる。Okamura *et al.* (2005) による 1940 年積丹半島沖地震の小断層は、Oshoro 断層と Minami-Oshoro 断層は西傾斜、Kita-Oshoro 断層と Kaiyo 断層は東傾斜で、すべての断層の傾斜角度は 45 度、断層幅は 16km である。Fig.2 の東西

断面図には、Kaiyo 断層と Oshoro 断層を青い実線で、Oshoro 断層の深部延長部を点線でそれぞれ示す。北緯 44 度より北側の深さが 10km より深い地震は西傾斜の深さ分布を示していることから、Oshoro 断層の深部延長上で発生していると考えられる。また、Kaiyo 断層域北部のクラスタ地震も深さ 15~20km に集中して発生していて、Minami-Oshoro 断層が西傾斜であることを考え合わせると、Minami-Oshoro 断層の深部延長部付近で発生していると考えられる。一方、北緯 44 度より南側の地震は深さが 10km より浅いことから Kaiyo 断層の浅部で発生したと考えられる。

Okamura *et al.* (2005) は Kaiyo 断層から南へ長さ約 80km と Kita-Oshoro 断層から北へ長さ約 60km の領域に地震ギャップが存在すると推定している。本研究では、Kaiyo 断層で活発な余震活動が見られたことから、Kaiyo 断層では長期間にわたって応力が解放され、Kaiyo 断層より南側の長さ約 40km だけが地震ギャップであると考えられる。一方、Kita-Oshoro 断層以北では地震がほとんど発生していなかったため、Kita-Oshoro 断層から北に地震ギャップが存在することと矛盾はしないが、この領域にプレート境界が存在するかどうか明らかにはできなかった。

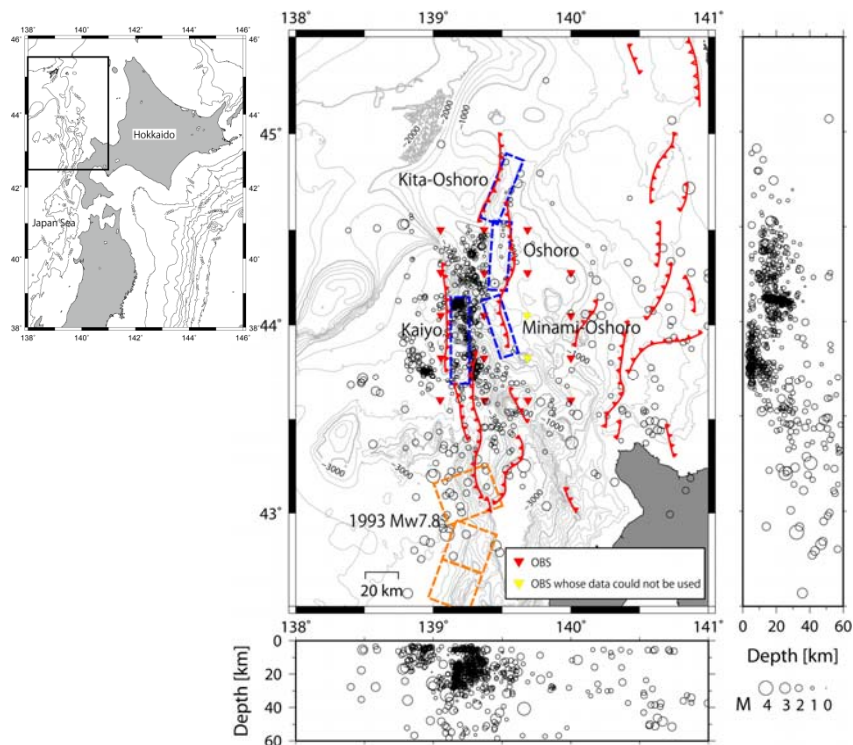


Fig.1 Hypocenters distribution determined from OBS observation. Inverted triangles indicate OBS stations. Blue dashed rectangles indicate the fault model of 1940 Shakotan-Hanto-oki earthquake estimated from tsunami data (Okamura *et al.*, 2005). Orange dashed rectangles indicate the fault model of 1993 Hokkaido-Nansei-oki earthquake estimated from tsunami data (Tanioka *et al.*, 1995, GRL **22**). Red lines indicate active faults (Tokuyama *et al.*, 2001, Journal of The Japan Society for Marine Surveys and Technology **13**).

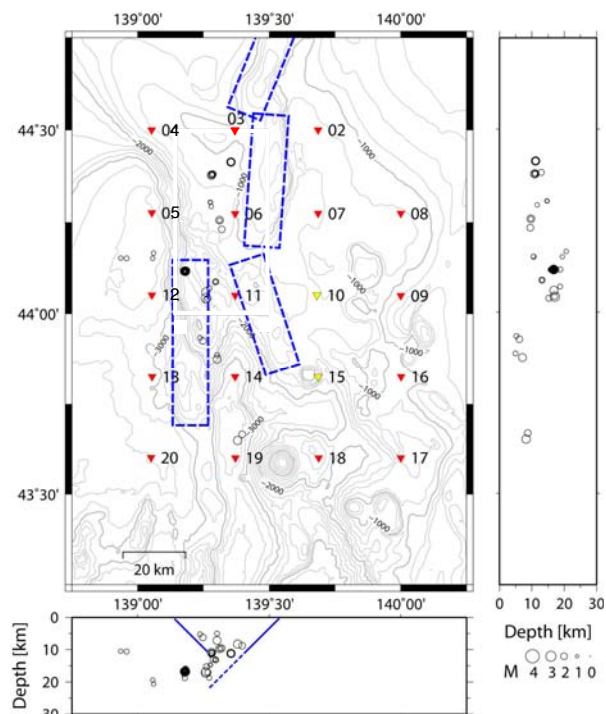


Fig.2 Distribution of hypocenters after relocation using hypoDD method. Blue dashed rectangles indicate the source area of 1940 Shakotan-Hanto-oki earthquake (Okamura *et al.*, 2005). In the vertical cross section, blue lines show the fault planes of Kaiyo and Oshoro segments and blue dashed line indicates the deeper extension of the fault plane of the Oshoro segment.