



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	日露共同地震観測による2007年8月2日に発生したサハリン南西沖の地震(M_{JMA} 6.4)の余震活動
Author(s)	一柳, 昌義; 高橋, 浩晃; 前田, 宜浩 他
Citation	地震. 2輯, 62(4), 139-152 https://doi.org/10.4294/zisin.62.139
Issue Date	2010-03-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/57955
Type	journal article
File Information	Zisin_62_139.pdf



日露共同地震観測による 2007 年 8 月 2 日に発生した サハリン南西沖の地震 (M_{JMA} 6.4) の余震活動

北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター* 一柳昌義・高橋浩晃
前田宜浩・笠原 稔
鹿児島大学理学部附属南西島弧地震火山観測所** 宮町宏樹・平野舟一郎
ロシア科学アカデミー地球物理局サハリン地震観測所*** Sen Rak Se, Mikhaylov Valentin
ロシア科学アカデミー極東支部海洋地質学地球物理学研究所**** Kim Chun Ung

Aftershock Activities of the Nevelsk Earthquake on August 2, 2007 (M_{JMA} 6.4) off Southwest Sakhalin Island, Russia by Japan–Russia Joint Observation

Masayoshi ICHIYANAGI, Hiroaki TAKAHASHI, Takahiro MAEDA,
and Minoru KASAHARA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science,
Hokkaido University, Kita 10, Nishi 8, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan

Hiroki MIYAMACHI and Shuichiro HIRANO

Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Faculty of Science,
Kagoshima University, 1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890-8580, Japan

SEN Rak Se and Mikhaylov VALENTIN

Sakhalin Experimental Methodical Seismological Department,
Geophysical Service, Russian Academy of Science,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

KIM Chun Ung

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch,
Russian Academy of Science, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

(Received November 4, 2008; Accepted November 11, 2009)

On August 2, 2007, an M_{JMA} 6.4 moderate earthquake occurred off the southwest coast of Sakhalin Island, far eastern Russia. In the city of Nevelsk, situated just in the aftershock region, two people were killed and more than 240 buildings were damaged (we call this event as the 2007 Nevelsk earthquake). We have operated a temporal seismological network in southern Sakhalin consisted in ten stations with short-period sensors and 16-bit recorders since 2003. This dense network well recorded this earthquake and the following aftershock sequence. Initial aftershock hypocenters were

* 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目

** 〒890-8580 鹿児島市郡元 1-21-35

*** SEMSD, RAS, 093010, Tikhookeanskaya, 2a Yuzhno-Sakhalinsk, Russia Federation

**** IMGG, RAS, 693022, Nauki street, 1B, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia Federation

calculated using a 1-D P-wave velocity structure that was estimated from 746 P-wave arrival times, including data from the aftershocks. To obtain a more precise aftershock distribution, we applied a double-difference hypocenter determination method. The well-determined aftershock hypocenters shows the following features; (1) in the northern and central parts of aftershock region, epicenters were distributed in the sea along the coast with NE-SW direction, (2) while in the southern part of aftershock region trend of epicenters changed toward land with NNW-SSE direction. This southern most part intersects the city of Nevelsk where severe damage occurred. On August 17, 2006, the 2006 Gomozavodskoe earthquake (M_{JMA} 5.9) occurred near the southeastward aftershock region of the 2007 Nevelsk earthquake. The 2006 earthquake sequence was occurred deeper area as compared to the 2007 event. We examine the change in Coulomb failure function produced by the 2006 event and conclude that the 2006 event has less influence on occurrence of the 2007 event.

Key words: Sakhalin Island, 2007 Nevelsk earthquake, Aftershocks, Temporal seismological network

§1. はじめに

2007年8月2日11時38分(日本時間)にサハリン南西沖で気象庁マグニチュード(M_{JMA}) 6.4の地震が発生した(Fig. 1の赤星印). 震源に近いロシア連邦サハリン州ネベリスク市(Fig. 1)では, MSK震度階でVII(気象庁震度階で4から5弱相当)の強い揺れが観測され, 耐震性の低い建物が多く倒壊し, 2人が家屋の下敷きになり死亡したほか, 240世帯の住民が家屋を失い, 長期間の避難生活を余儀なくされた. また, 震源域が海域であったため, 小規模な津波が発生し, ネベリスク市北部の海岸で最大3mの津波を記録した[ロシア科学アカデミー極東支部海洋地質学地球物理学研究所(以下IMGG), 私信]. この地震の有感域は隣接する北海道にまで達し, 猿払村と豊富町で震度2を, 幌延町と稚内市で震度1を観測した.

サハリン島周辺では1970年以降 $M7$ 前後の浅発地震が発生している. 1971年にはサハリン南西沖でモネロン島の地震($M6.9$), 1995年には北サハリン地震($M7.6$), 2000年にはサハリン中部地震($M7.0$)(それぞれFig. 1の緑星印)など, 被害を伴う地震が発生している. そのうち, 1995年北サハリン地震では, 震源に最も近い町であるネフチェゴルスクで約2,000人が犠牲になり, 町も壊滅状態になった[笠原(1996)]. これらの震源域は南北方向に走向をもつ地震帯として認識され, その南側延長線は日本海東縁部の $M7$ クラスの大地震の震源域へと続いている.

このような一連の地震活動の原因として, アムールプレートが東進しこの地震帯でオホーツクプレートと衝突しているためとするモデルがある. Takahashi et al. (1999)やHeki et al. (1999)では, GPS観測からその収束速度を年間1cm弱と推定しており, その結果生じる東西圧縮歪を解消するように活発な地震活動が発生しているものと考えられることも可能である.

このように, サハリンは決して地震活動が低調な地域ではないが, ロシア科学アカデミー地球物理局サハリン地震観測所(以下SEMSD)が所有する定常観測点は, サハリン島内に4カ所しかない(Fig. 1). 地震観測システムは, 高感度短周期地震観測用として, ロシア式SKM-3型(3成分, 地震計の固有周期1秒, 検流計の固有周期0.45秒, 0.33–0.85秒の範囲で45,000倍の光学記録方式)を標準としている. そのため, 各観測点のデータはテレメータされておらず, リアルタイムの震源決定を行うことはできない. そこで, サハリン南部地域の地震活動をより詳しく調査するため, 北海道大学地震火山研究観測センター(以下ISV), SEMSD, IMGGの3機関共同による臨時地震観測が2000年以降サハリン南部地域で行われてきた. 田村・他(2002)は, 2000年から2001年の観測データを用いて, サハリン南部地域の地震活動を調べ, ユジノサハリンスク市(Fig. 1のYSS)を通過して南北に延びるサハリン中央断層帯より西側で地震活動がより活発であることを明らかにした.

この臨時地震観測網の中で, 2007年の地震が発生した. 本稿では, その詳細な余震活動を明らかにするため, 現在の観測網がほぼ完成した2003年から2007年までの5年分のデータについて検測作業を行い, まず震源決定に用いる1次元P波速度構造モデルを求めた. そして, その速度構造モデルを用いて2007年サハリン南西沖の地震の余震分布を推定した. さらに2007年の地震に隣接して発生した2006年サハリン南西部地震(M_{JMA} 5.9)との関係について検討した.

§2. 観測および震源決定方法

2.1 観測システム

2003年以降に設置した計10カ所の地震観測点分布とSEMSDの定常観測点であるユジノサハリンスク観測所(YSS)の位置をFig. 2に, 2003年以降の各観測点

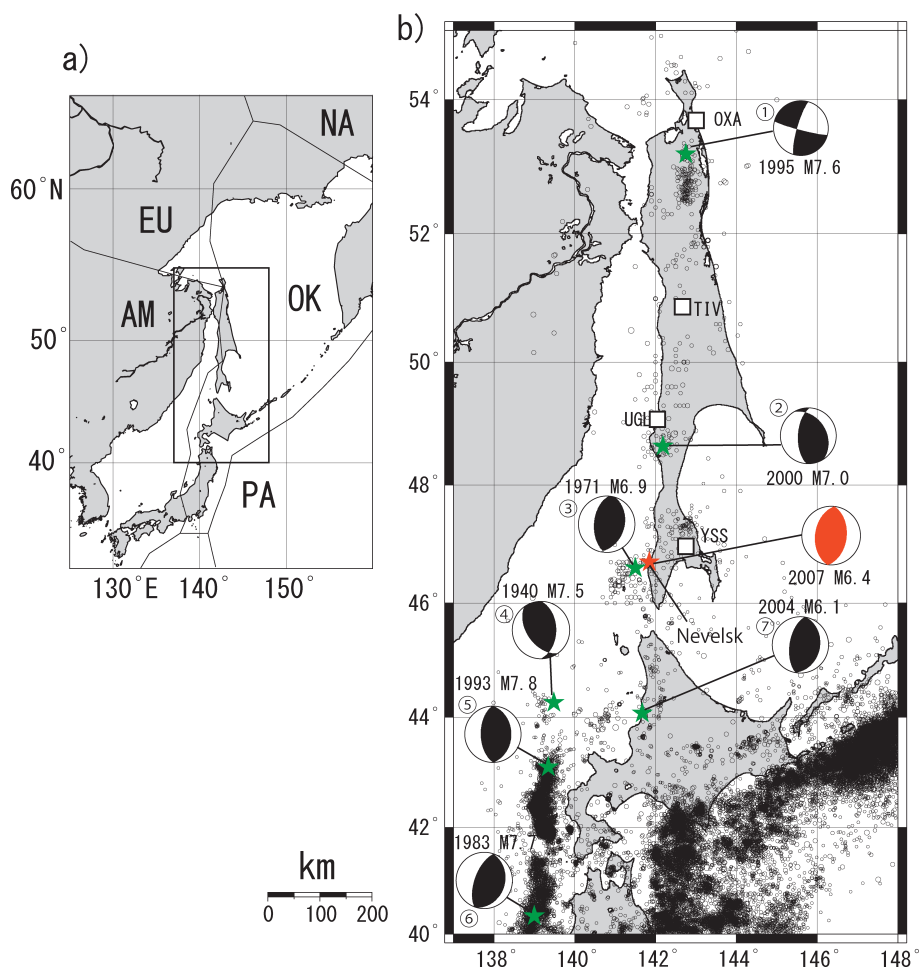


Fig. 1. (a) Map showing plate boundary in and around Sakhalin island after Takahashi et al. (1999). (b) Map showing the seismic activity of the Sakhalin island region. Epicenters from August 1, 1928 to January, 1998 are plotted based on the catalog of Sakhalin Experimental Methodical Seismological Department, Geophysical Service, Russian Academy of Science (SEMSD) and Japan Meteorological Agency. The open circles indicate epicenter of earthquakes greater than $M_{2.5}$ and shallower than 40 km. The stars represent epicenters of principal earthquakes (①: The 1995 North Sakhalin earthquake, ②: The 2000 Central Sakhalin earthquake, ③: The 1971 Moneron earthquake, ④: The 1940 Shakotan earthquake, ⑤: The 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake, ⑥: The 1983 Nihonkai-chubu earthquake, ⑦: The 2004 Rumoi-nanbu earthquake) and GCMT moment tensor solutions (however, ③ and ④ were determined by Fukao and Furumoto (1975)) are also shown. Nevsk earthquake is colored in red. The open squares indicate permanent seismic stations of SEMSD.

の稼働期間を Fig. 3 に示す。臨時地震観測は、現地収録方式で実施されている。地震計はすべての観測点で、Lennartz Electronic 社製 LE-3Dlite (固有周期 1 秒) を使用している。観測された波形は、クローバテック社製 DAT4 システム (ダイナミックレンジ 16 bit, サンプリング周波数 100 Hz) [篠原・他 (1997)] により 8 mm テープまたはハードディスクに連続収録され、1 カ月に一度データ回収を行っている。すべての観測点では、

GPS を用いて 6 時間ごとに自動で時刻較正が行われている。回収されたデータは、SEMSD に集められ、後日、ISV にコピーが届けられる。なお、YSS 観測所と ISV の間では、2002 年 7 月から 2007 年 3 月までの 5 年間、白山工業社製 LS8000SH (ダイナミックレンジ 16 bit, サンプリング周波数 100 Hz) [森田・浜口 (1996)] を使用したインターネット経由による連続地震波形データの伝送実験が行われており [一柳・他 (2002)], その期間

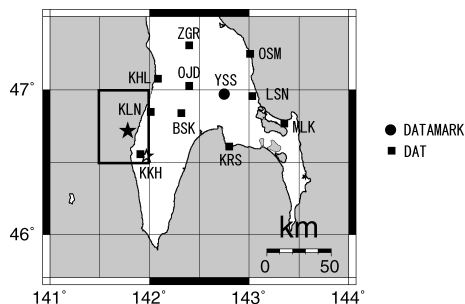


Fig. 2. Seismic stations used in this study. The circle (YSS) is a permanent station operated by SEMSD. Squares are temporary stations conducted by Japan–Russia Joint team. Solid star and open star are epicenter of the 2007 and 2006 main shock, respectively.

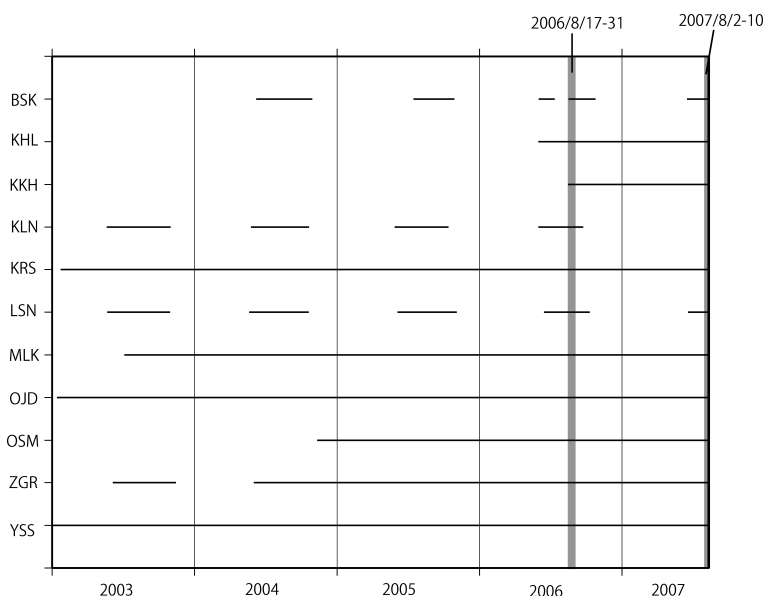


Fig. 3. Operation history of each seismic station shown in Fig. 2. Continuous records are analyzed for two gray zone intervals just after the 2006 and 2007 events, while only triggered event data are processed for the other period.

のデータは直接 ISV 内のパソコンに収録され、その後 8 mm テープに保存されている。

観測波形データは、収録装置毎に異なるフォーマットで収録されているため、まずそれらを WIN フォーマット [ト部 (1994)] に変換し、すべての観測点のデータを 1 分間の波形ファイルに結合した。次に、5 観測点以上で観測している期間について、自動的に長時間平均と短時間平均の比が閾値を超えたときに地震と判定する地震判定を行い、地震イベントファイルを作成した。イベントファイルの地震波形記録の一例を Fig. 4 に示す。P 相と S 相の検測は WIN システム [ト部・束田 (1991)] により行った。なお、本研究で取り扱った 2007 年のサハ

リン南西沖地震と、後に述べる 2006 年サハリン南西部の地震では、本震直後に余震が連続して発生しているため、2006 年 8 月 18 日から 8 月 31 日までと 2007 年 8 月 2 日から 8 月 10 日までの 2 つの期間 (Fig. 3 の灰色の範囲) については、連続記録から P 相が 5 観測点以上、かつ S 相が 1 観測点以上検測されたものについてのみ地震イベントと判断して検測作業を行った。ただし、全期間において、観測網から大きく離れたところに震源が決まる地震は震源決定精度が落ちるため採用しなかった。その結果、2003 年から 2007 年までの期間中に発生した 1144 個の地震を読み取ることができた。

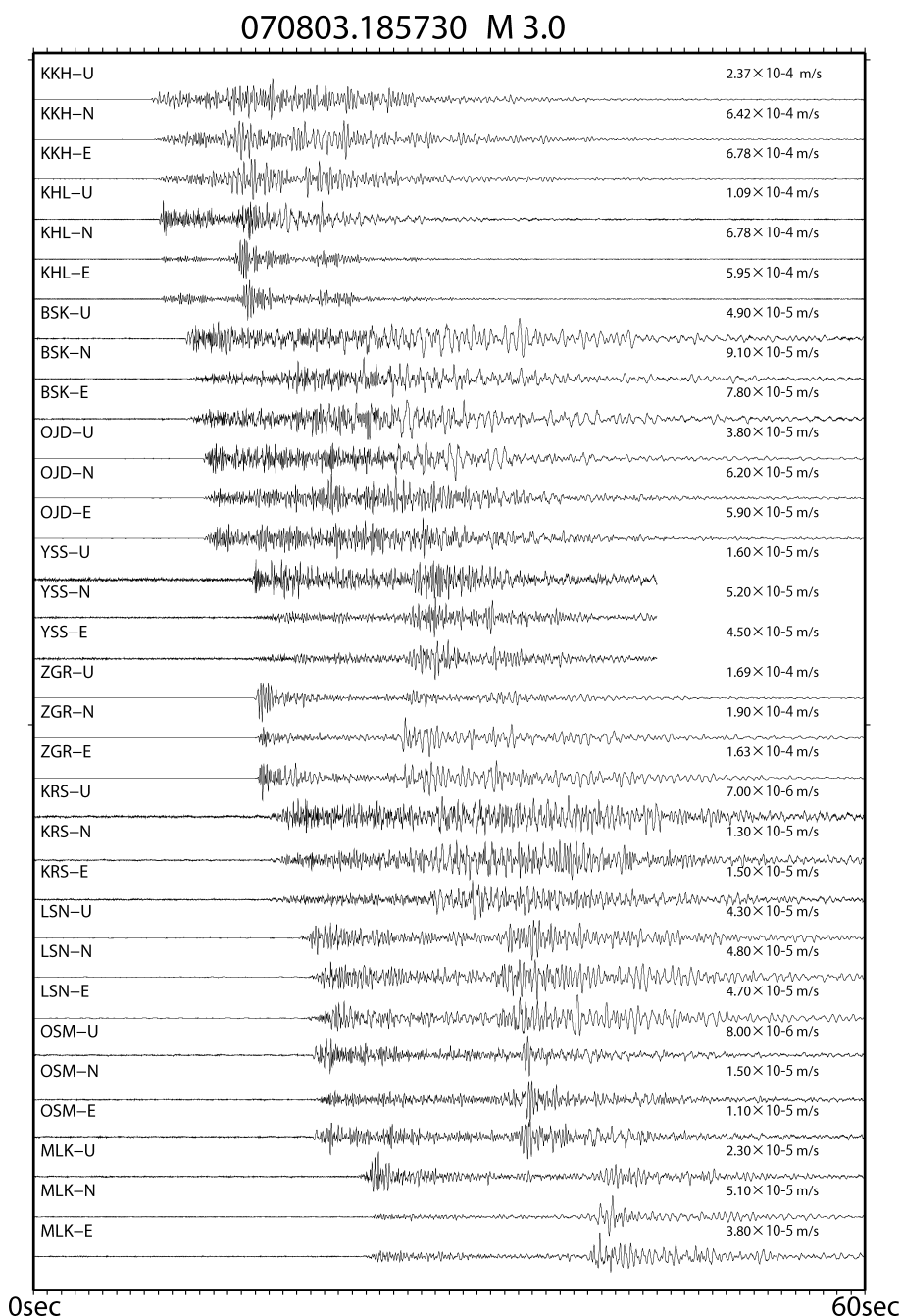


Fig. 4. An example of seismograms recorded at seismic stations shown in Fig. 2. This earthquake of M 3.0 at 18:57, August 3, 2007 is one of aftershocks of Nevelsk earthquake.

2.2 震源決定方法

田村・他(2002)は過去に実施されたサハリン南部での地下構造探査の結果を参考に1次元P波速度構造を設定している (Fig. 5の灰色破線). しかし, この構造

は, 主にユジノサハリンス市付近の速度構造を表したものであることから [Kim, 私信] 今回はこの速度構造を用いず, サハリン南部地域に対する最適な1次元P波速度構造を求めた.

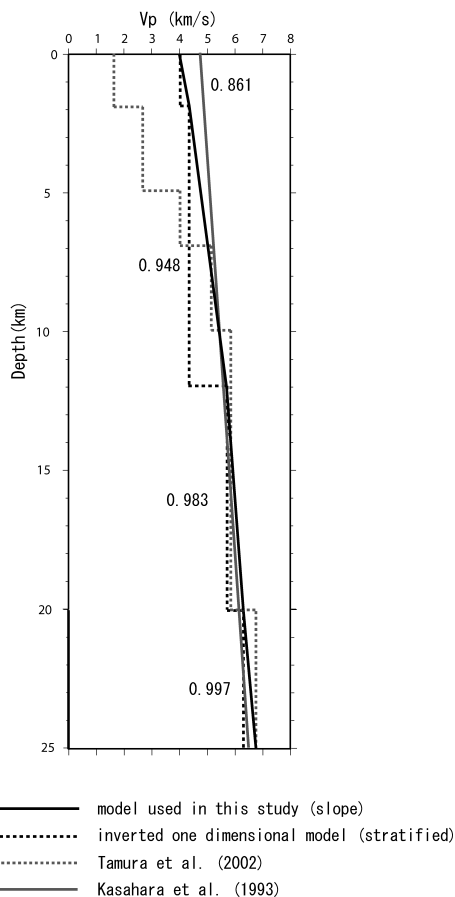


Fig. 5. P-wave velocity structure models are shown, proposed by Tamura et al. (2002), initial model (Kasahara et al. (1993)) for the inversion analysis and the inverted one. The numerical value of the diagonal component in the final resolution matrix is attached to each layer in the inverted model. The smoothed inverted model (solid line) is used for the hypocenter determination.

初期震源は、北海道大学の定常観測で使用している 1 次元 P 波速度構造モデル [笠原・他 (1993)] (Fig. 5 の灰色実線) を用いて、震源計算プログラム HYPOMH [Hirata and Matsu'ura (1987)] により求めた。次に、P 波走時データに、Crosson (1976) の方法を適用し、震源決定に用いる最適な 1 次元 P 波速度構造を推定した。P 波走時データとしては、2003 から 2007 年の 5 年間に、Fig. 6 の黒四角で囲まれた領域内で発生した地震のうち、すべての観測点の P 波の走時残差の平均値が 1 秒以内、S 波の走時残差の平均値が 2 秒以内の 112 地震について得られた 903 個の P 波走時データを用いた。なお、

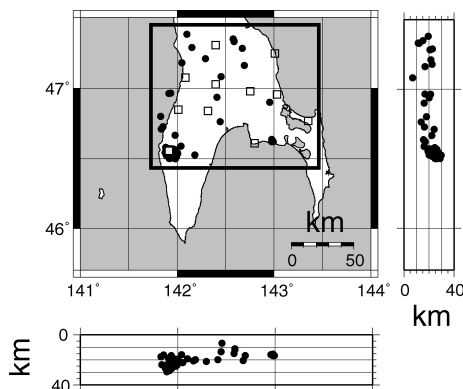


Fig. 6. Earthquakes from 2003 to 2007 in and around the seismic network (squares). P arrival time data from these earthquakes are inverted to obtain a one dimensional P-wave velocity structure model shown in Fig. 5.

領域内での地震の分布が均一となるように、2006 年と 2007 年の地震の余震については、全部を用いずに数個を無作為に選択した。

Crosson (1976) の方法では仮定した初期構造から少しずつ値を変えながら繰り返し演算を行い、計算された走時残差と前回の残差との差が 0.001 秒未満となったときに解が収束したと判定される。そして、計算の結果求められた Resolution matrix の対角項が 1 に近づくほど、この解の安定性が高いことを示している。本研究では、初期構造の層数と P 波速度を試行錯誤的に与えて、計算を繰り返し、Resolution matrix の対角項の値が最も高いモデルを求め、Fig. 5 の黒色破線で示した 4 層の 1 次元 P 波速度構造が得られた。Fig. 5 には同時に各層の Resolution matrix の対角項の値を示しているが、第 2 層以深は 0.9 以上の値を示し、第 1 層についても 0.86 という値であり、信頼性の高いモデルが推定されたと考えられる。今後はこの構造を用いて震源計算を行う。

Crosson (1976) の方法では、1 次元 P 波速度構造、P 相の観測点補正值、震源位置の同時推定を行っているが、S 相の読み取りデータは用いていない。そこで震源決定精度を上げるため、S 相のデータも用いる HYPOMH による、再決定を行った。Crosson (1976) の方法で求めた 1 次元 P 波速度構造は、離散的な層構造 (Fig. 5 の黒色破線) であるのに対し、HYPOMH では連続的な速度勾配により構造を表現するため、Fig. 5 の実線のような速度構造モデルを用いた。また、サハリン南部地域では、既存の S 波速度構造モデルがないため、今回は V_p/V_s 比を標準的な値である 1.73 と仮定して設定

Table 1. Station corrections used in the calculation of hypocenters. (1) From the method of Crosson (1976). Designated YSS to reference station. (2) P-correction multiplied by 1.73. (3) Mean of residual travel time in this study for all events.

	(1) P wave (sec)	(2) S wave (sec)	(3) P wave (sec)	(3) S wave (sec)
BSK	1.01	1.75	-0.32	-0.36
KHL	0.47	0.81	0.16	0.56
KKH	0.39	0.68	0.03	0.04
KLN	0.30	0.52	0.12	0.32
KRS	0.15	0.26	0.05	0.39
LSN	0.41	0.71	0.18	0.60
MLK	0.62	1.07	-0.33	-0.13
OJD	0.96	1.66	-0.13	0.08
OSM	0.03	0.05	0.35	1.20
ZGR	0.76	1.32	-0.45	-0.50
YSS	—	—	0.26	0.61

した。各観測点には、Crosson (1976) の方法で求めた P 相の観測点補正值 (Table 1) を与え、S 相については P 相の各観測点の補正值の 1.73 倍した値を補正值として与えて震源計算を行った。次に、再決定で得られた各観測点の P 相と S 相の観測走時と理論走時の差の平均値を観測点補正值 (Table 1) としてさらに Crosson (1976) の方法で求めた観測点補正值と一緒に走時データに加えたうえで、もう一度震源計算を行った。

最後に、2006 年と 2007 年の地震の余震分布の決定精度をより高めるために、2006 年 8 月 18 日から 31 日までの 14 日間と 2007 年 8 月 2 日から 10 日までの 9 日間の期間に対しては、P 波走時残差が 1 秒以内、S 波走時残差が 2 秒以内の地震について Double-difference hypocenter determination 法 (以下 DD 法) [Waldhauser and Ellsworth (2000)] を用いた震源計算を行い、その計算結果を最終震源とした。ただし、DD 法により震源計算を行う際、今回は検出したカタログ値のみを用い、波形相関係数の値は用いなかった。

2.3 震源決定精度の検証

2006 年、2007 年の余震は観測網の端で発生していることから、これらの余震分布の決定精度を調べるために、以下に述べるような簡単な数値実験を行った。震源決定には HYPOMH を使用し、Fig. 5 の実線で示した 1 次元 P 波速度構造を用いた。また、 V_p/V_s 比は、震源決定と同じ 1.73 と仮定した。まず、2006 年と 2007 年の地震の余震域を覆うように、水平方向に 6' (0.1 度) ごと、深さ方向に 5 km ごとに仮想震源を配置し (Fig. 7

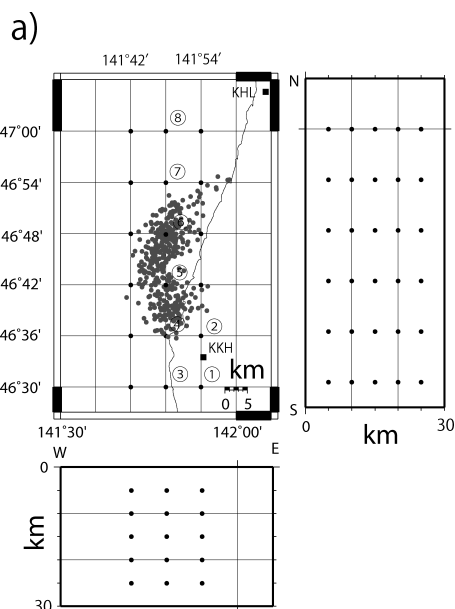
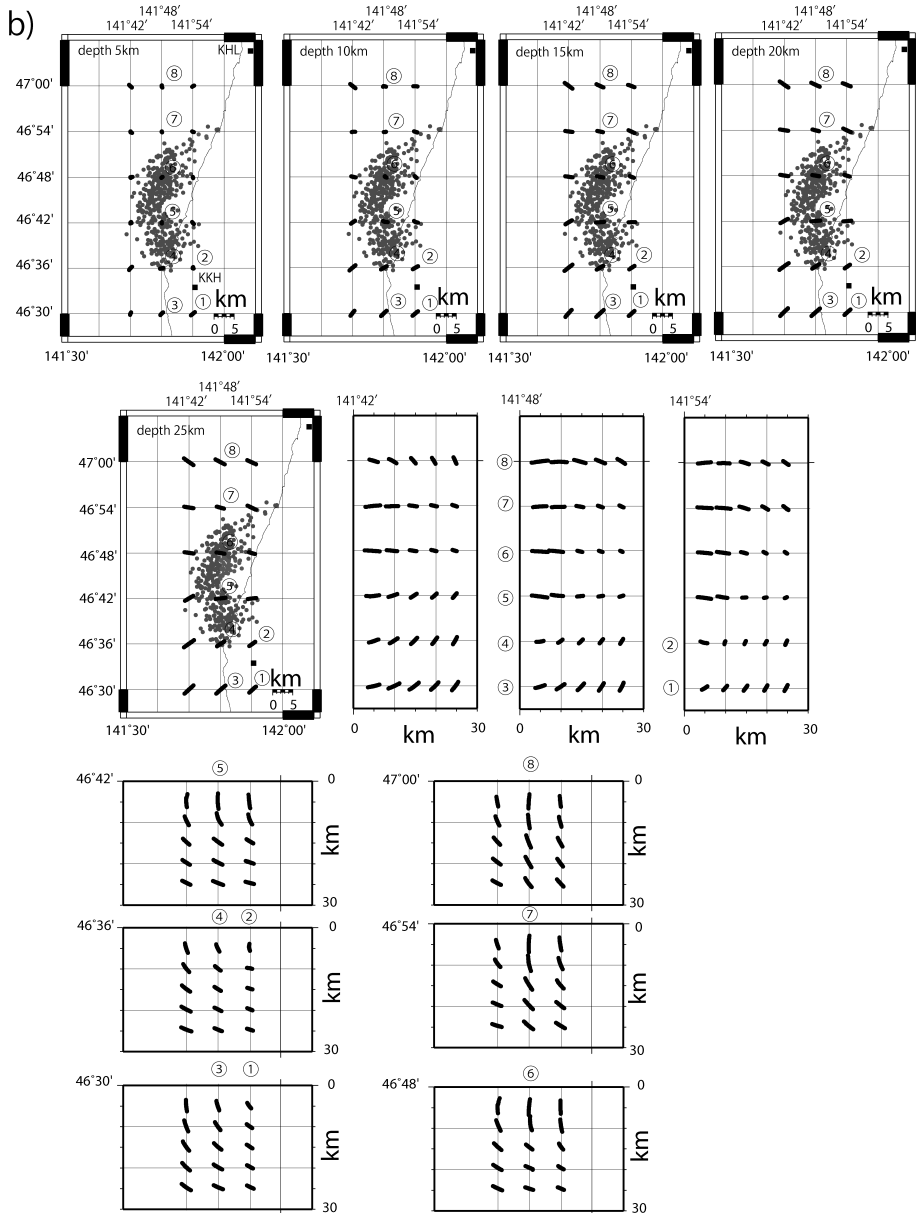


Fig. 7. Numerical experiment for the hypocenter determination. (a) Initial position. Given are original epicenters at every six minute grid points and hypocenters at every 5 km in depth. (b) Final position. Re-determined hypocenters are plotted using artificial data set composed of theoretical P wave travel times plus random phase pick error proportional error to distance for 90 cases. To make a comparison between (a) and (b) easier, numerals from ① to ⑧ are attached to some of the grids.



a), それぞれに対して理論走時を計算した。計算には Fig. 2 で示した観測点を用いたが, そのうち KLN 観測点は 2007 年の地震が発生した期間, 機器故障により観測が行われていなかったため, ここでは除外した。次に, この理論走時を用いて震源計算を行った。そのとき, 各観測点の P 相と S 相の読み取り値に以下の式のように観測誤差を与えた [Hirata and Matsu'ura (1987)].

(観測誤差) = (読み取り誤差) + (速度構造モデルによる誤差)

読み取り誤差は, 観測された余震の P 相および S 相の読み取りの誤差を目安に平均 0.0 秒で分散が P 相は 0.05 秒, S 相は 0.1 秒の正規分布の乱数を与える。また, 速度構造モデルによる誤差は震源距離が遠くなるにつれて, 理論走時と実際に観測される観測走時の誤差が大きくなるため, その差を評価するために震源距離に比例する正規分布の誤差を与えた。ここでは各観測点の震源距離に応じて, 平均 0.0 秒で分散が震央距離 25 km 未満のときには 0.0 秒 (誤差は考慮しない), 25 km 以上 50

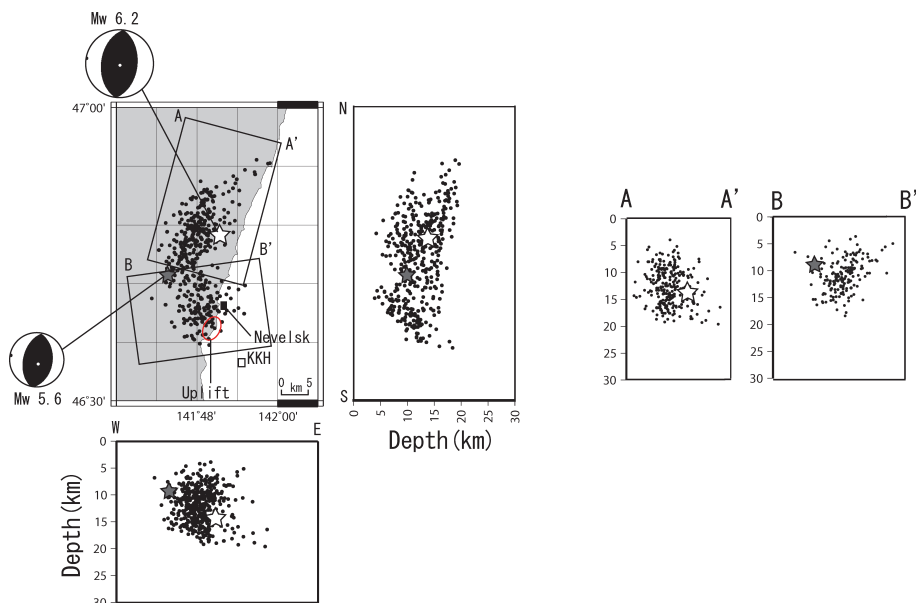


Fig. 8. Distribution of aftershock hypocenters within nine days from August 2, 2007 determined by the double-difference hypocenter determination (DD) methods. Open star and gray star are hypocenters of the main shock and the largest aftershock, respectively. GCMT solutions are also shown. The right two panels show vertical cross section of aftershocks in two rectangles in the left figure. The red ellipse indicates the uplift area of the 2007 event.

km 未満のときは 0.05 秒, 50 km 以上のときは 0.1 秒の正規分布の乱数とした。これらを観測誤差として与えたうえで, 震源計算を各震源に対し 90 通りの乱数を用いて行った。その結果を Fig. 7b に示している。震源は, 各仮想震源に対し 90 回計算した結果すべてを図示している。

数値実験によると, 水平方向の決定精度は, 深さ 5 km では, ほぼ同じ位置に震源が決定されるが, 深くなるにつれて中央部付近では東西方向に, 北側では西北西-東南東方向に, 南側では西南西-東北東方向に最大で 3 km 程度のばらつきが見られる。また, 深さ方向では, KKH 観測点に近い仮想震源①, ②付近では 2 km 程度のばらつきであるが, 観測点から遠くなるに従って (③から⑧へ), 誤差が大きくなり最大で 5 km 程度のばらつきを示す。また浅い仮想震源 (5 km や 10 km) では, それよりも深い震源と比較して深さ方向の誤差が大きくなっていることが確認された。この結果から, 観測点に近い仮想震源では, 震源決定精度が高いものの, 観測点から離れるに従って, 浅い震源では深さ方向に, 深い震源では水平方向にばらついて決定されることがわかった。これは, 与えた仮想震源が観測網の外側であるため, 観測点から離れることにより震源決定の精度が落ちていくことが原因であると考えられる。以降の項では, これ

らの数値実験の結果を踏まえて, 余震分布についての議論を行う。

§ 3. 議 論

3.1 震源分布の特徴とメカニズム解との比較

本震が発生した 2007 年 8 月 2 日から 10 日までの 9 日間の震源分布を Fig. 8 に示す。また, 本震と 8 月 2 日 14 時 22 分に発生した最大余震の Global CMT Project [http://www.globalcmt.org, 参照 2008-10-18] (以下 GCMT) による CMT 解も同時に示した。表示したメカニズム解はすべて下半球投影である。

本震の CMT 解の走向 (184°) はほぼ南北方向であるのに対し, 今回求められた余震分布は, 中央部分で折れ曲がって, く字型に分布しており, 北部と南部に分かれているように見える。また, CMT 解の走向にほぼ直交する東西断面上での震源分布は CMT 解の節面に対応するような分布を見いだせない。

これらの余震は深さ 5–15 km の範囲で発生しており, 数値実験の結果からは, 水平方向の決定精度が高いことから, このく字型の余震分布は, 今回の地震の特徴であると考えられる。

深さ方向の分布については, 先ほども述べたとおり, 本震の CMT 解の節面を説明できるような分布にはなっ

2007/8/2 00:00 – 23:59 (GMT)

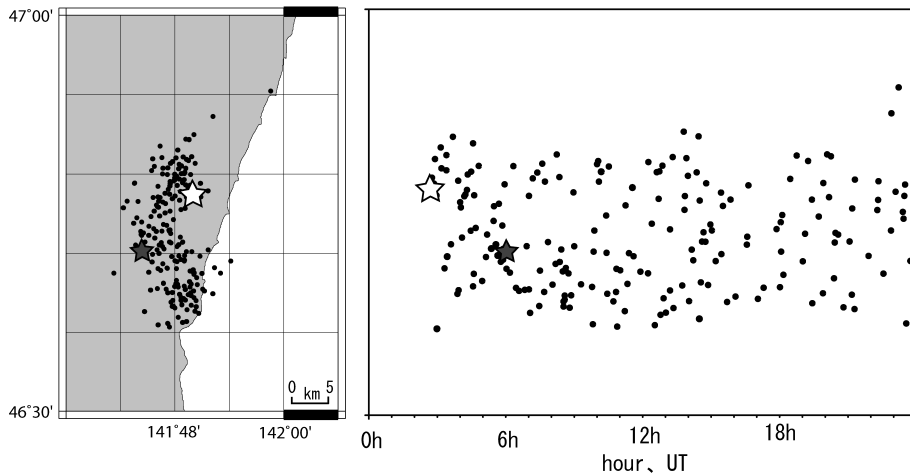


Fig. 9. Spatio-temporal distribution of aftershocks along the N-S profile. Open and solid stars are the 2007 main shock and the largest aftershock, respectively.

ていない。そこで、余震域を北側と南側の2つに分けて、それぞれA-A'断面、B-B'断面に投影した震源分布をFig. 8に示す。A-A'断面では、断層を示唆するような分布は見えないが、B-B'断面では、東北東から西南西に向かって深くなるような分布を示している。数値実験の結果から、深さ方向の震源決定精度が最大で ± 3 km程度ばらつくため、実際の震源位置よりも深さ方向に広がった余震分布になっている可能性があるが、その影響を考慮したとしても、本研究の結果からはA-A'断面上で断層に対応する分布を見出すことは困難である。

Vasilenko et al. (2008) は、日本の陸域観測技術衛星ALOSが観測した地震前後の衛星画像データをSIGMA-SARソフトウェアを用いて解析し、この地震による地殻変動を検出した。検出された地殻変動は海岸線に沿った南北に細長い領域に見られ、内陸部では顕著な地殻変動が検出されないことを考慮したうえで、SEMSDにより共同観測のデータを用いて求められた震源分布（本研究と同様に、くの字型に分布している）に西落ちの2つの断層面を仮定することで、観測された地殻変動を説明できることを示した。

また、Kaystrenko et al. (2008) によって観測された津波の波高から断層モデルを求めると、余震域南側の北東から南西方向に向かって深くなる余震分布のように、陸域から海側に向かって深くなるような逆断層を仮定したほうが津波の発生を説明することが可能であり〔谷岡、私信〕、また、震源域の南端のネベリスク港の南側では、海底が50 cmほど隆起する現象（Fig. 8 赤だ円）が観察されたことなどから〔Vasilenko et al. (2008)〕、南

側の部分の余震分布は地震時の南側部分の断層面を示している可能性が高いと考えられる。

それに対し、北側の部分では、地殻変動や津波の解析で仮定した西側に傾斜した断層面を、余震分布から震源決定精度が悪い影響を考慮してもはっきりした断層面を見ることができず、臨時観測の震源決定結果からは、この違いの原因について、今回明らかにできなかった。

次に、余震分布を南北方向に投影した時空間分布をFig. 9に示した。先ほど述べたとおり、余震分布は北側と南側の2つの領域に分けられ、本震はその北側で発生し、最大余震は南側で発生した。Fig. 9の時空間分布を見る限り、最大余震が発生した南側の余震域は、最大余震が発生する前にすでに形成されており、最大余震によって震源域が南側に拡大したのではなく本震発生とほぼ同時に形成されていたことがわかった。

くの字型の屈曲した余震分布は、1983年日本海中部地震〔海野・他 (1985)〕や1993年北海道南西沖地震〔笠原・他 (1994)〕でも見られる。遠地実体波の解析からは北海道南西沖地震はメカニズムの異なる一連のサブイベントの和として表されることを示している〔例えば、福山 (1994)〕。また、南西沖地震のCMT解はほぼ南北走向をもつ逆断層であるが、余震分布からは場所によって東傾斜や西傾斜を示す分布が混在していることなど、2007年の余震分布と同様の特徴をもっている〔笠原・他 (1994)〕。

前田・笠原 (2009) は、遠地実体波や近地強震記録から2007年の地震の震源特性を調べ、この地震はゆっくりとした断層運動だったため高周波数地震波の励起が弱

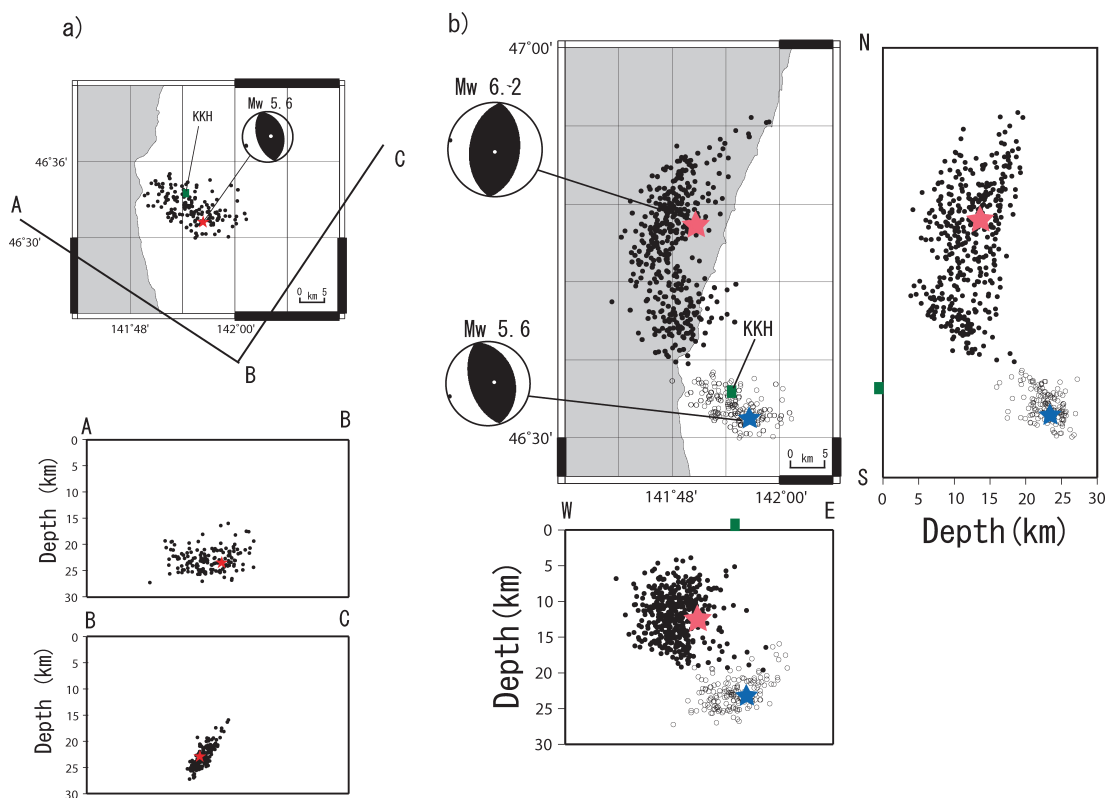


Fig. 10. (a) Epicenter distribution and two cross sections of the aftershocks followed by the 2006 Gomozavodskoe earthquake. The DD method is used for the hypocenter determination. (b) Aftershock distribution of the 2006 Gomozavodskoe (blue star) and the 2007 Nevelsk earthquake (red star). GCMT solutions are also shown.

く、これは 1983 年日本海中部地震や 1993 年北海道南西沖地震、1940 年積丹半島沖地震といった日本海東縁部で発生した地震と同じ特徴であると述べている。このように 2007 年の地震は日本海東縁部で発生した地震が示した特徴との多くの共通点を示しており興味深い。

3.2 2006 年サハリン南西部地震 (M_{JMA} 5.9) との比較

2007 年サハリン南西沖地震 (以下 2007 年の地震) の約 1 年前の 2006 年 8 月 18 日 0 時 20 分 (日本時間) に M_{JMA} 5.9 の地震が 2007 年の地震の余震域の南東側で発生した (Fig. 10b の青星印) (ロシア名 Gomozavoskoe 地震: ここでは 2006 年の地震とする)。この地震で、サハリンでは MSK 震度階で最大震度 VI (気象庁震度階で震度 4 程度) を記録している。この地震により、サハリンでは震源に近い地域では家屋の壁にひびが入るなどの被害が出たものの、幸いなことに死者はいなかった [Sen, 私信]。この地震では、北海道の稚内市沼川、幌延町宮園町、猿払村 (鬼志別、浅茅野) などで震度 3 を記録している。この地震の余震について、2007 年の地震

と同様の手法を用いて震源再決定を行った。具体的には 2006 年 8 月 18 日から 31 日までの 14 日間の地震の P 相と S 相の読み取りデータを、先ほど求めた 1 次元 P 波速度構造と観測点補正值を使い HYPOMH を用いて一度震源決定を行い、その後、DD 法で震源決定を行った。その結果得られた余震分布を Fig. 10a に示す。ただし、深さ分布は $N45^{\circ}W$ 方向および $N45^{\circ}E$ 方向に投影して示している。

2006 年の地震の余震は北西-南東方向に楕円状に分布していて、深さ 18-25 km にかけて、南西方向に向かって傾斜している。GCMT による本震の CMT 解は東北東-西南西方向に圧縮軸をもつ逆断層を示し、余震分布は若干方向がずれるが CMT 解の一節面と調和的である。Fig. 10b は 2006 年と 2007 年の地震の両方を図示しているが、2006 年の余震の深さ分布 (18-25 km) は、2007 年の余震の深さ (3-20 km) よりも明らかに深い。Fig. 11 に 2006 年の地震の余震域内にある KKH 観測点の S-P 時間の分布を示した。2006 年の地震の余震

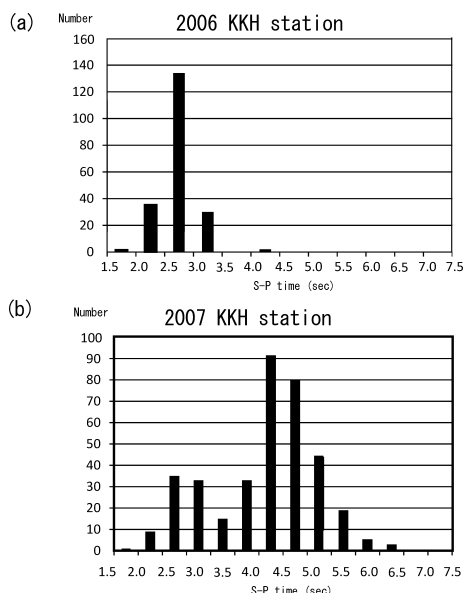


Fig. 11. Frequency distribution of S-P times for aftershocks of (a) the 2006 Gomoza-vodskoe earthquake and (b) the 2007 Nevelsk earthquake.

のS-P時間は2-3秒に集中しているのに対し、2007年の地震では、観測点からの距離が離れているにもかかわらずS-P時間が2-3秒の地震も見られることから、2006年の地震に比べて、震源が明らかに浅く、2007年の地震が浅部で発生した事は確かである。

田村・他(2003)は、北海道北部の内陸西部では東部や日本海域と比較して地震活動度が高く、深さ20 km以深の地震が数多く見られる特徴があることを示した。地震活動度の分布は表層地質分布とよく対応しており、活動度の境界は神威古潭帯と日高帯の境界とほぼ一致していると指摘している。また、地震の発生深度が深いのは、この地域の地温勾配が周囲と比較して、小さいためであると指摘している。

サハリン南部のサハリン中央断層帯の西部に位置するスズナイ変成岩帯は、北海道北部の神威古潭帯の連続と考えられるとともに、表層地質の特徴も北海道北部と非常に一致を示す〔例えば岡(1999)〕。地震活動の面でも、北海道北部と同じようにサハリン中央断層帯を境として西側が東側よりも地震活動度が高いこと〔田村・他(2002)〕や、やや深い地殻内で地震活動が見られることなどの多くの共通点が見られることは、両地域の密接な関連性を示している。

両地震の空間的配置から見れば、2006年の地震の余

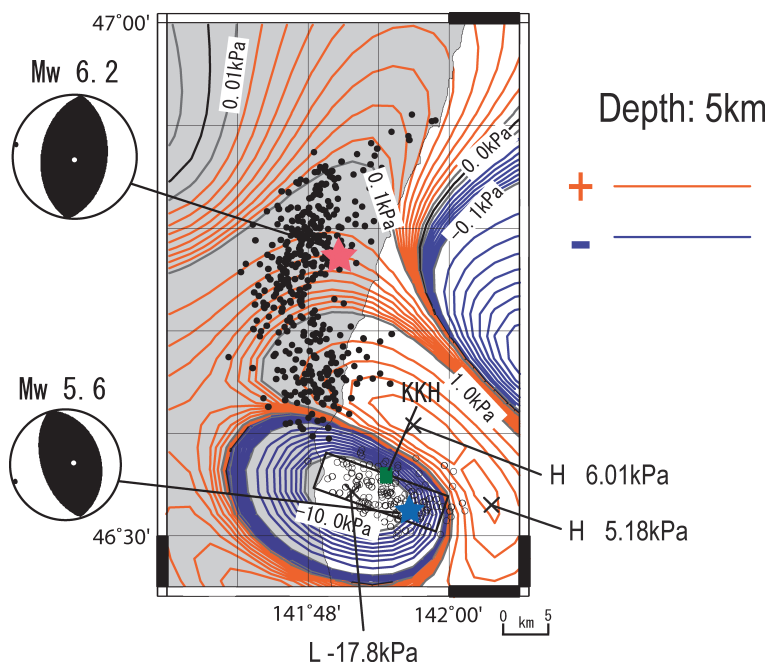


Fig. 12. Distribution of ΔCFF calculated from the source model assuming the fault model (a solid rectangle) of the 2006 Gomoza-vodskoe earthquake. Hypocenter distribution of aftershocks of the 2006 Gomoza-vodskoe (open circles) and the 2007 Nevelsk earthquake (solid circles).

震分布の走向の延長線上で 2007 年の地震が発生したように見える。そこで、2006 年の地震が 2007 年の地震を誘発したかどうかを検討するために、地殻変動解析支援プログラム MICAP-G [内藤・吉川 (1999)] を用いて深さ 5 km における ΔCFF を求めた (Fig. 12)。2006 年の地震の余震分布から長方形の矩形断層を仮定し、GCMT の結果から、断層の傾斜角とすべり方向を与え、気象庁マグニチュード M_{JMA} から松田の式 [松田, (1975)]

$$\log U = 0.6 M_{JMA} - 4.0$$

を利用してすべり量 (U) を求め、さらに、2007 年の地震の GCMT の結果から得られた断層の走向、傾斜角、すべり方向を用いて ΔCFF を計算した。この図では 2006 年と 2007 年の余震分布も示しているが、2007 年の余震分布付近のコンター線を見ると、2006 年の余震から近い南部分の余震分布は負の領域にあり、北部分の余震は、正の領域にあるが、例えば、余震域とは明らかに離れた場所で地震活動が活発化した 2000 年鳥取県西部地震 (M_{JMA} 7.3) の場合、本震発生後に地震活動が活発化した領域の ΔCFF は 40 kPa 程度の大きさである [遠田 (2002)] のに対して、2007 年の地震の本震付近では 0.3 kPa で、鳥取県西部地震と比較してかなり小さく、したがって、2007 年の地震は 2006 年の地震の発生によって影響を受けた可能性は少ないと考えられる。

§4. おわりに

サハリン南部で日露共同の臨時地震観測を行っていた最中の 2007 年 8 月 2 日にサハリン南西沖を震源とする M_{JMA} 6.4 の地震が発生した。本震発生後から 9 日間の連続記録から余震を読み取り、この地域の定常的な地震活動から推定した 1 次元 P 波速度構造を用いて震源を決定した。

余震の分布は余震域の南北でその特徴が異なっており、北部分は北東-南西方向に、南半分は北北西-南南東方向に走向をもつ分布をしている。また、深さ方向の分布では、北半分では明確な断層面を見出すことができなかったが、南半分では、東北東方向から西南西方向に深くなっていくような分布を示していることがわかった。

近接して発生した 2006 年のサハリン南西部地震による ΔCFF の変化を調べたところ、2007 年の地震は 2006 年の地震によって誘発された地震ではない可能性が示された。

このように日露共同地震観測により、初めてサハリン南部の地震活動の詳細を明らかにすることができた。この地域における地球物理学的観測は、同じような特徴のある北海道北部の地殻活動を明らかにするうえで、重要

と考えられる。今後は、より高密度の地震観測や GPS 観測を展開し、さらには、重力観測などを行うことにより、詳細な地下構造を求め、北海道北部との関連性をより明らかにすることが望まれる。

謝 辞

本稿は、ロシア国内で観測に協力していただいた多くの方々のおかげによって得られた結果であり、記して、その方々に感謝いたします。特に SEMSD ユーリー・レビン所長、SEMSD のオクサーナ・ミクリコワ氏、IMGG のワシレンコ氏に御礼を申し上げます。また、元北海道大学の本谷義信博士には、本稿を読んでいただき、間違いを指摘してもらいました。掲載した図は、SEIS95 [石川・中村 (1997)] および、GMT [Wessel and Smith (1995)] を使用して作成しました。九州大学の植平賢司氏と匿名の査読者、および編集担当の気象研究所の吉田康宏氏のコメントは、本稿を改善するうえで大変役立ちました。この研究は、文部科学省科学研究費基盤研究「オホーツクおよびアムールプレート境界域の地震テクトニクスの調査研究」および、特定領域研究「スタグナント・スラブ：マントルダイナミクスの新展開」の研究費を使用しました。

文 献

- Crosson, R. S., 1976, Crustal structure modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenters and velocity parameters, *J. Geophys. Res.*, **81**, 23036–3046.
- Fukao, Y. and M. Furumoto, 1975, Mechanism of large earthquake along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, **25**, 247–266.
- 福山英一, 1994, 1993 年北海道南西沖地震本震および最大余震の震源過程について, 月刊海洋, 号外 7, 29–34.
- Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, F. Kimata, S. Miura, N. F. Vasilenko, and A. Ivashchenko, 1999, The Amurian plate motion and current plate kinematics in East Asia, *J. Geophys. Res.*, **104**, 29147–29153.
- Hirata, N. and M. Matsu'ura, 1987, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Int.*, **47**, 50–61.
- 一柳昌義・高橋浩晃・笠原 稔・R. Sen, C. Kim, 2002, 北大・サハリン間でのインターネットによるリアルタイム地震波形交換, 日本地震学会講演予稿集, 228.
- 石川有三・中村浩二, 1997, SEIS-PC for Windows95, 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 78.
- 笠原 稔・小平 秀一・本谷 義信, 1993, 1993 年釧路沖地震の余震活動とそれ以前の北海道周辺の地震活動, 1993 年釧路沖地震による被害の調査研究, 平成 5

- 年度文部省科学研究費突発災害調査研究成果報告, 27-34.
- 笠原 稔・小平秀一・本谷義信・高波鉄夫・前田 亟・岡山宗夫・石川春義・一柳昌義・山本 明・松本聡・津村紀子・岡田知己・矢部康男・飯高 隆・平田直, 1994, 1993 年北海道南西沖地震の余震活動とその分布, 平成 5 年北海道南西沖地震・津波とその被害に関する調査研究, 文部省科学研究費突発災害調査研究成果, 13-20.
- 笠原 稔, 1996, 平成 7 年サハリン北部地震とその被害の調査研究, 平成 7 年度文部省科学研究費補助金調査研究成果報告, 1-287.
- Kaystrenko, V., V. Lomtev, N. Urban B. Levin, T. Ivelskaya, T. Fokina, M. Andreeva, E. Semenova, O. Kartashova, N. Kovalenko, YU. Korolev, and P. Korolev, 2008, August 2, 2007 Nebelsk tsunami—is an unusual event, AOGS 2008 5th Annual meeting, OS18-A026.
- 前田宜浩・笠原 稔, 2009, 2007 年サハリン西方沖の地震 (M_w 6.2) の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, **72**, 219-230.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 **2**, **28**, 269-283.
- 森田裕一・浜口博之, 1996, 火山構造探査のための高精度小型データロガーの開発, 火山, **41**, 127-139.
- 内藤宏人・吉川澄夫, 1999, 地殻変動支援プログラム MICAP-G の開発, 地震 **2**, **52**, 101-103.
- 岡 孝雄, 1999, 北海道付近のネオテクトニクス像—特にネオテクトニクスの地域区分と特徴—, 月刊地球, **243**, 549-556.
- 篠原雅尚・平田 直・松田繁夫, 1997, GPS 時計付き地震観測用大容量デジタルレコーダー, 地震 **2**, **50**, 119-124.
- Takahashi, H., M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, K. Heki, T. Seno, T. Kato, N. Vasilenko, A. Ivashchenko, V. Bahtiarov, V. Levin, E. Gordeev, F. Korchagin and M. Gerasimenko, 1999, Velocity field of around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan regions determined from a new continuous GPS network data, Geophys. Res. Lett., **26**, 2536-2544.
- 田村 慎・一柳昌義・笠原 稔・KIM Choon Ung・SEN Rak Se, 2002, サハリン南部における浅発地震活動, 北海道大学地球物理学研究報告, **65**, 127-142.
- 田村 慎・笠原 稔・森谷武男, 2003, 臨時観測による北海道北部地域の微小地震活動と地殻構造, 地震 **2**, **55**, 337-350.
- 遠田晋次, 2002, 応力ステップ・応力速度変化に伴う地震発生率の変化—地震発生確率予測の高精度化に向けて—, 地学雑誌, **111**, 2, 233-247.
- 海野徳仁・長谷川 昭・小原一成・松澤 暢・清水洋・高木章雄・田中和夫・小菅正裕, 1985, 1983 年日本海中部地震の前震と余震の震源分布, 地震 **2**, **38**, 399-410.
- ト部 卓・束田進也, 1991, ワークステーションによる微小地震観測網波形検測支援システム, 日本地震学会講演予稿集, No. 1, 70.
- ト部 卓, 1994, 多チャンネル地震波形データのための共通フォーマットの提案, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, 384.
- Vasilenko, N. F., B. W. Levin, A. S. Prytkov, Ch. U. Kim, and H. Takahashi, 2008, Dislocation Model of the August 2, 2007, M_w 6.2 Nevelsk Earthquake, Doklady Akademii Nauk, **422**, No. 3, 386-390.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California, Geophys. Bull. Seism. Soc. Am., **90**, 1353-1368.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995, New version of the generic mapping tools released, EOS Trans. AGU, **76**, 329.