



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北海道十勝沖で2001-2002年に発生した地震活動の陸海地震観測網による震源決定
Author(s)	一柳, 昌義; 高橋, 浩晃; 本谷, 義信 他
Citation	地震. 2輯, 56(4), 529-536 https://doi.org/10.4294/zisin1948.56.4_529
Issue Date	2004-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/57967
Type	journal article
File Information	Zisin_56_529-.pdf



寄 書

北海道十勝沖で 2001-2002 年に発生した地震活動の陸海地震観測網による震源決定

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
本谷義信・笠原 稔

海洋科学技術センター深海研究部**

平田賢治・三ヶ田 均

Hypocenter Determination for an Unusual Seismic Activity from October 2001 to November 2002, off Tokachi, Hokkaido, Japan, by Using Data from Land-based Observations with Three Ocean Bottom Seismographs

Masayoshi ICHIYANAGI, Hiroaki TAKAHASHI,
Yoshinobu MOTOYA and Minoru KASAHARA

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

Kenji HIRATA and Hitoshi MIKADA

Deep Sea Research Department, Japan Marine Science and Technology Center Natsushima-cho 2-15 Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan

(Received October 16, 2003;

Accepted December 12, 2003)

§1. はじめに

北海道十勝沖では、巨大地震が度々発生し甚大な被害を及ぼしてきた。最近では、1952年3月4日に $M8.2$ の十勝沖地震が発生し、死者28名行方不明者5名全壊家屋815棟に及ぶ大きな被害がでた [例えば、札幌管区気象台 (2000)]。この地震から既に半世紀以上が経過し、この付近でのプレート沈み込み速度が 9 cm/yr と大きいことから [DeMets *et al.* (1994)], 次の巨大地震発生に向けた応力は確実に高まっているものと考えられる。

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 (以下、ISV) は、1976年から微小地震観測網にテレメータシステムを導入し、順次観測点数を増やしつつ、北海道地域の定常的な地震活動を調べてきた。1996年10月からは、ISVと気象庁間のリアルタイム波形データ交換が開始され、北海道内陸部については、検知能力・震源決定精度共に格段に向上し、より詳細な地震活動を調査することが可能になった。しかしながら、陸上の観測点のみでは、1952年十勝沖地震震源域周辺での震源の深さの決定精度はあまり良くなかった。そこで、海洋科学技術センター (以下、JAMSTEC) は、十勝沖のより詳細な地震活動を明らかにするため、ケーブル方式の海底地震計を3台設置し、1999年7月から連続観測を開始した [Hirata *et al.* (2002)]。2001年8月からは、この海底地震計の波形データも気象庁を経由してリアルタイムでISVに送られてくるようになった。その直後の2001年10月から2002年11月にかけて1952年十勝沖地震震源域の南端で地震活動が活発化し、断続的に約1年間継続した。この活動域の直上にはJAMSTECの海底地震計の1つが位置しており、精度の良い震源決定ができ、興味深い震源分布を求めることが出来たので、その結果を報告する。

§2. 陸海地震観測網による震源決定

2.1 震源計算

今回の地震活動は、2001年10月1日から始まり主要な活動は2002年6月までに終わったが、その後も11月末まで断続的に継続した。今回の地震活動とこの地域の過去の地震活動の関係については本谷 (2002) と一柳・他 (2003) で述べられているので、ここでは海底地震計と陸上観測点との併合処理の効果について述べる。北海道東部のISVと気象庁およびJAMSTECの地震観測点分布をFig. 1に示す。北海道では、火山フロントおよび日高山脈を境にして地下の地震波速度構造が大きく異なるため [Miyamachi *et al.* (1994)], 今回の地震活動の震源決定には、陸上観測点として北海道東部沿岸の地震観測点のデータのみを使用した。2001年10月1日から2002年12月31日までの期間で、震源域から最も近いKOB1観測点でP波とS波が検出でき、かつ、陸上観測点でP波が5点以上、S波が2点以上検出できた地震を震源決定の対象とした。以上の条件を満たす地震は90個であった。

まず、Fig. 2に示す速度構造と V_p/V_s 比を1.75として、陸上観測点のみのデータで震源決定を行った。速度構造は、この地域を対象として行われた構造調査 [Iwasaki *et al.* (1989), Miyamachi *et al.* (1994)] を参考

* 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目

** 〒237-0061 横須賀市夏島町2-15

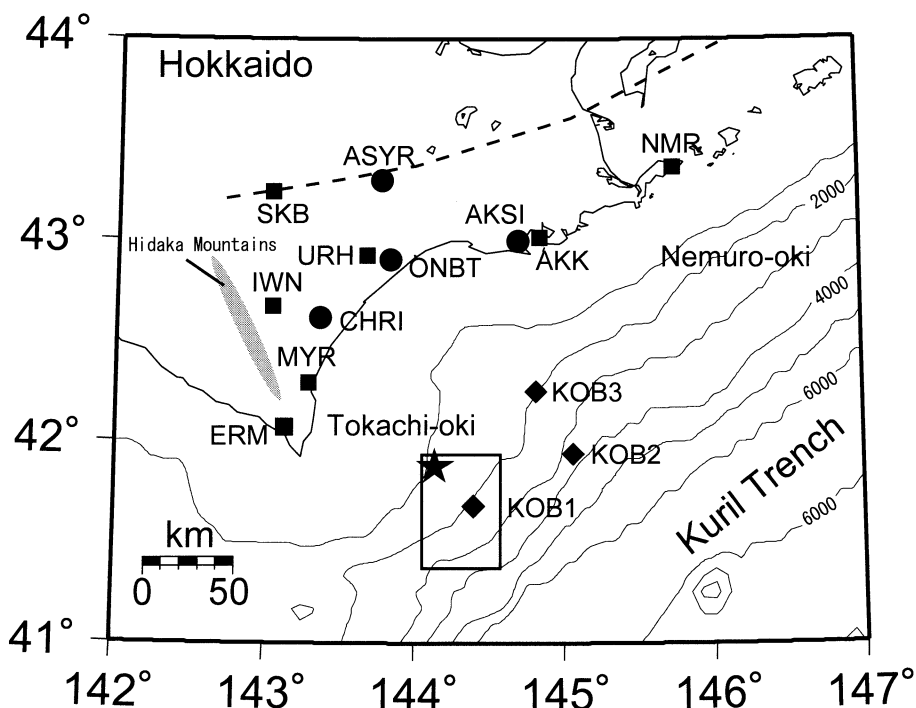


Fig. 1. Seismic stations used in this study. Squares and circles are stations of Hokkaido University and Japan Meteorological Agency (JMA), respectively. Diamonds are stations with ocean bottom seismometers (OBS) of Japan Marine Science and Technology Center. Star indicates the epicenter of the 1952 Tokachi-oki Earthquake ($M8.2$) determined by JMA. The seismic activity investigated in this study occurred in the inserted box. Dashed line denotes the volcanic front.

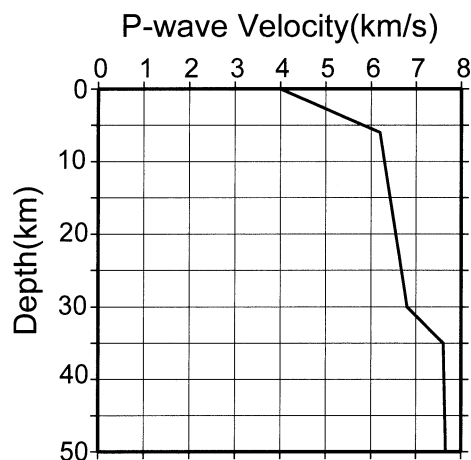


Fig. 2. P-wave velocity structure model used in this study [after Iwasaki *et al.* (1989), Miyamachi *et al.* (1994)].

にして決めたものである。震源計算には、Hirata and Matsu'ura (1987) の手法を用い、マグニチュードは最大振幅を使う渡辺の式 [渡辺 (1974)] を用いて計算を行った。

次に、海底地震計のデータを加えて震源決定を行うが、陸上観測点と海底地震計のデータを併合処理して震源決定を行う場合、設置した海底地震計直下の堆積層が観測走時に与える影響を取り除く必要がある。海底下の堆積層のS波速度は非常に遅いため、基盤と堆積層との境界での大きな速度コントラストにより生成される pS 変換波が水平動成分で観測されることが多い [例えば、西澤・他 (1990), 渡邊・他 (1992)]。十勝沖海底地震計の記録を調べてみたところ、このような変換波が観測されていることがわかった。Fig. 3にKOB1観測点において観測された地震の3成分の波形を示してある。但し、この海底地震計は設置時に着底した状態のままで観測が行われており、特にKOB1はFig. 3に示したとおり、水平からY成分が 46.7° 、Z成分が 43.2° 傾いて設置されている [平田・川口 (2002)]。しかしながら、そのような状態でも明瞭な pS 変換波が確認できる。この変換波は、他の2つの海底地震計でも明瞭に見られた。ここでは、この変換波を用いて各海底地震計の観測点補正值の推定を行う。はじめに、 $pS-P$ 時間を読み取ることができる $M3.5$ 以上の地震11個について観測点ごとに平均した値を各観測点の $T(pS-P)$ とした。 $T(pS-P)$ は、堆

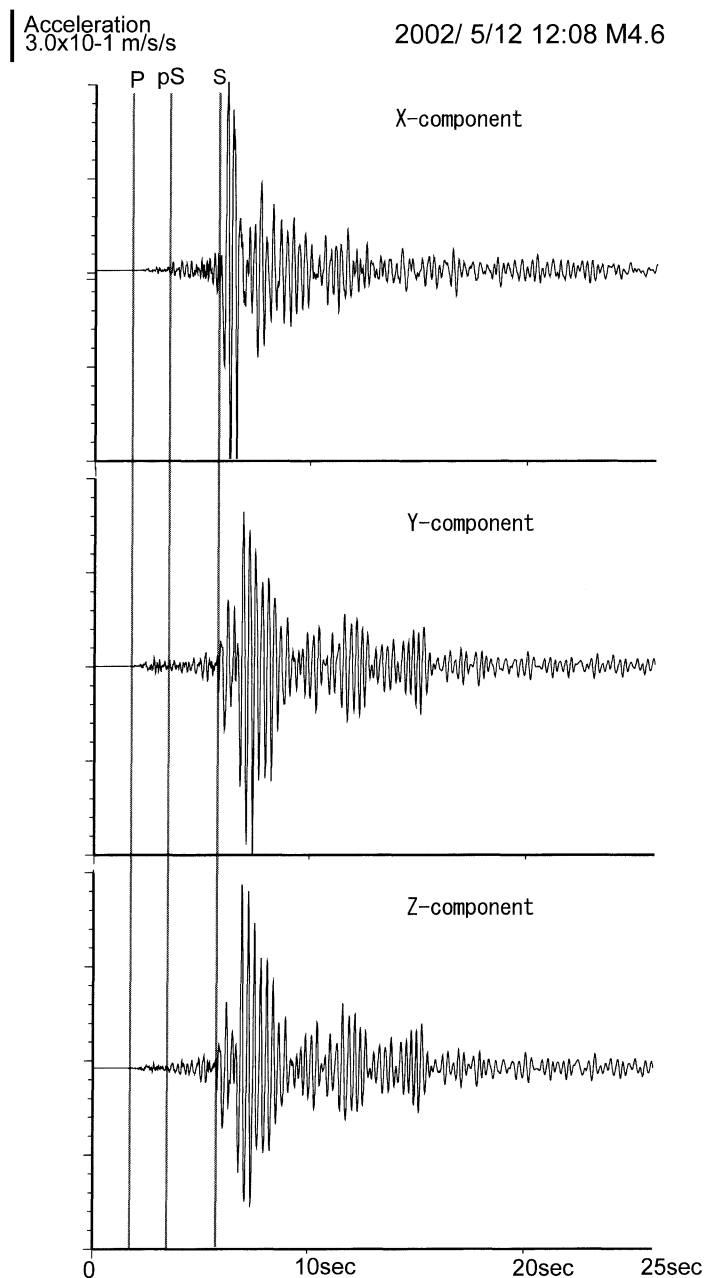


Fig. 3. Examples of three component acceleration seismograms recorded at KOB1 station. The OBS is slantingly installed, as X (azimuth=244, dip=-2.3), Y (336, -46.7) and Z (332, 43.2), where azimuth is measured clockwise from the north and dip downward from the horizontal plane (+ down, - up).

積層の厚さ H と堆積層中の P 波と S 波の速度 α_1 と β_1 による次式で表せる [西澤・他 (1990)].

$$T(pS-P)=H(1/\beta_1-1/\alpha_1)$$

十勝沖では, Iwasaki *et al.* (1989) により詳細な浅部 P 波速度構造が求められているので, その結果から堆積

層の P 波速度 1.8 km/s を採用する. 次に堆積層の S 波速度を推定する. Iwasaki *et al.* (1989) により, 海底地震計の設置されている場所付近の堆積層の厚さが分かっているので, 上式から堆積層の α_1/β_1 が求めることが可能で, その結果 $\alpha_1/\beta_1=4.1$ という値を得た. 以上の数値か

Table 1. Station corrections for the three OBS stations.

	P wave (sec)	S wave (sec)
KOB1	-0.213	-1.283
KOB2	-0.372	-2.243
KOB3	-0.429	-2.584

Each value is given as the mean of corrections estimated from eleven earthquake data.

ら、P波とS波が各観測点の下の堆積層を通過する時間を H/α_1 と H/β_1 として求める。ここでFig. 2で示したP波速度構造の一番上の値4.0 km/sを基盤の基準速度構造 α_0 と仮定する。また、 V_p/V_s 比から求めたS波速度を β_0 とする。堆積層を考慮して補正するためには、堆積層の速度で通過した時間から基準速度で通過した時間の差がP波およびS波走時に対する各観測点の補正值になる。したがって、次式で求めた値(ΔT_p と ΔT_s)を補正值とした(Table 1)。

$$\Delta T_p = H/\alpha_0 - H/\alpha_1$$

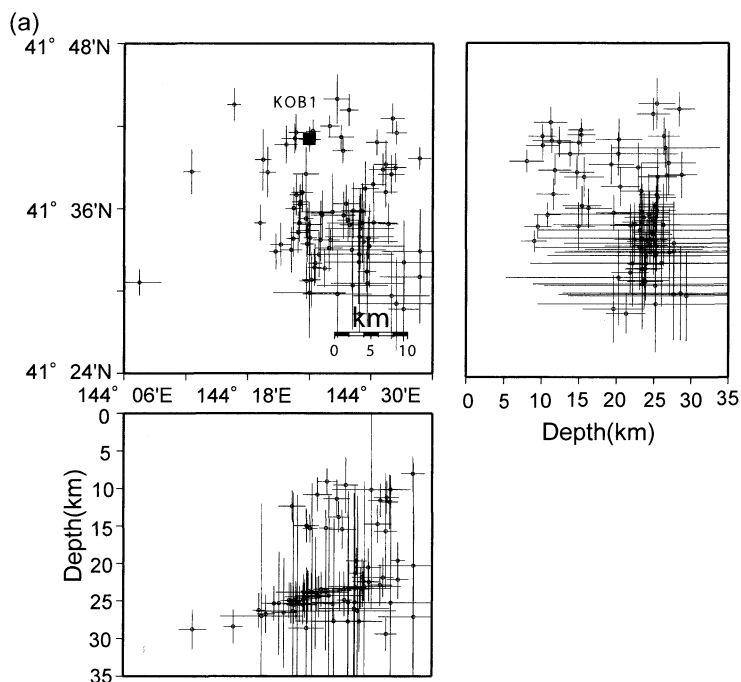
$$\Delta T_s = H/\beta_0 - H/\beta_1$$

海底地震計3観測点のデータにこれらの補正值を与え、陸上観測点を加えて震源計算を行った。震源決定に用いた手法と速度構造は、陸上観測点のみの場合と同じである。

2.2 震源の比較

陸上地震観測網のみから決められた震源と、海底地震

計を加えた場合の震源を比較する。それぞれの観測網で求められた震央分布と東西および南北断面の深さ分布図に、震源計算誤差範囲を示すエラーバーを加えてFig. 4(a)と(b)に示す。また、両者の震源を比較したものを(c)に示す。Fig. 4(a)と(b)から、陸上観測点のみで決めた震源に比べ、海底地震計のデータを加えて震源決定された震源は、震央分布において震源がより密集してクラスターを形成しているのが分かる。深さについては、海底地震計を用いたほうが系統的に浅く決まっていることが分かる。また、水平および深さ方向の推定誤差の頻度分布をFig. 5に示す。今回震源計算に用いたHirata and Matsu'ura (1987)の手法では、速度構造の不均質性に由来する走時のゆらぎを観測誤差の一部として先験的に与える必要があり、ここでは、そのゆらぎの大きさを1%と仮定して震源の推定誤差を計算している。しかし、今回のような海陸の構造境界付近においては、実際は数%程度の大きさになっている可能性があり、Fig. 4やFig. 5で示した誤差の絶対値は、数倍の大きさになっている可能性がある。しかしながら、誤差の大きさの違いには相対的には意味があるため、Fig. 4やFig. 5で示した誤差範囲から、海底地震計を用いたほうが、震源決定精度が飛躍的に向上しているのが分かる。また、海底地震計観測点での走時残差の平均および標準偏差は、観測点補正をすることにより改善されており(Table 2)、ここで用いた観測点補正值により堆積層の影響がかなり取り除かれていることが分かる。このように、海底地震計



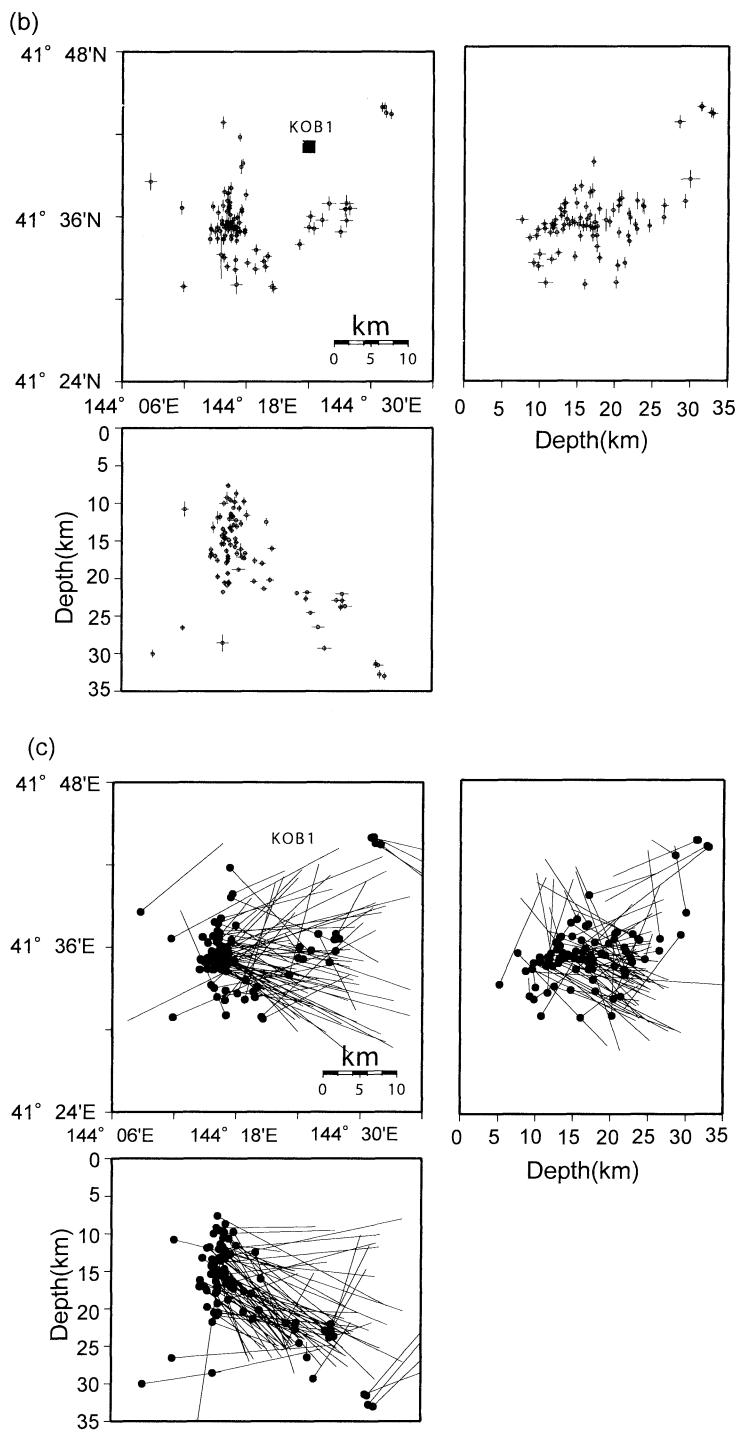
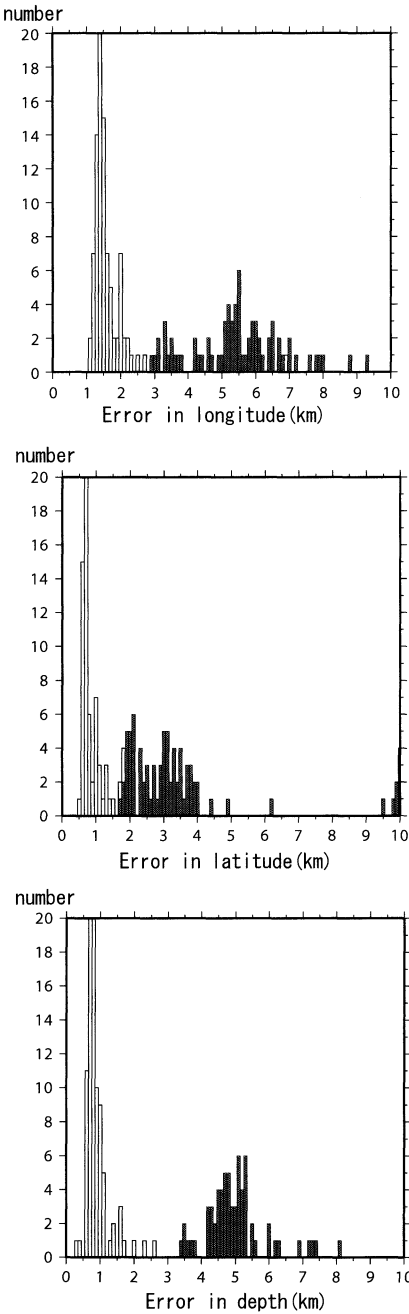


Fig. 4. Hypocenter distributions with 1σ error bars from October 2001 to November 2002. (a) Hypocenters determined with only land data. (b) Hypocenters determined with both land and OBS data. (c) Comparison between hypocenters determined with (b) (solid circles) and (a) (the other side). Square is station of KOB1.



のデータを加えることにより、この地域での震源決定精度が格段に向上し、詳細な地震活動の調査が行えることが明らかになった。

§ 3. 震源分布の特徴

今回の地震活動は、1952年十勝沖地震本震震央の極近傍で発生している。Fig. 6には、ここで求められた震源に ISV のルーチン観測で決めた最近3年間（2000年1月1日～2002年12月31日）の十勝沖で発生した地震の震源分布を重ねて示した。この地域では、Iwasaki *et al.* (1989) により地殻浅部の構造が決められており、そのときの測線を点線で、それによるプレート境界の位置を A-B 断面に実線で示してある。さらに、防災科学技術研究所 (2002) によって決められた今回の活動のうち主要な地震のメカニズム解も示している。これによると、今回の活動は太平洋プレートと陸上のプレートとの境界付近で発生していたことが分かる。今回の活動では、最大の地震でも $M4.9$ と小さかったため、ここで示した震源分布から断層面を特定することは難しい。しかし、将来 M がより大きな地震が発生した場合には、高精度な震源分布を用いて断層面の推定を行うことが可能になると考えられる。

ところで、今回の震源域を含む十勝沖では、最近の微小地震の震源分布から、プレート境界面付近での浅い地震活動が極めて低調であることが指摘されている [Takahashi and Hirata (2003)]. 今回の活動は、明らかにプレート境界面付近で発生しており、一柳・他 (2003) によれば、1990 年以降この地域のプレート境界付近で $M3.0$ 以上の地震は発生しておらず、今回の一連の活動は非常に珍しい活動であったと言える。先にも述べたように、今回の活動域は 1952 年十勝沖地震の本震の近傍に位置している。主な地震の発震機構 (Fig. 6) は、1 つ

Fig. 5. Histogram of estimation errors of hypocenter determination. Solid and open bars are estimated with land only and land+OBS network, respectively.

Table 2. Reductions of residuals between the observed and calculated travel times for the OBS stations.

	KOB1		KOB2		KOB3	
	Average	Standard deviation	Average	Standard deviation	Average	Standard deviation
Res. without cor. P (sec)	-0.156	0.077	0.949	0.329	0.705	0.132
Res. with cor. P (sec)	-0.071	0.040	0.753	0.283	0.647	0.119
Res. without cor. S (sec)	0.186	0.041	0.545	0.117	0.592	0.189
Res. with cor. S (sec)	0.135	0.030	0.470	0.104	0.517	0.171

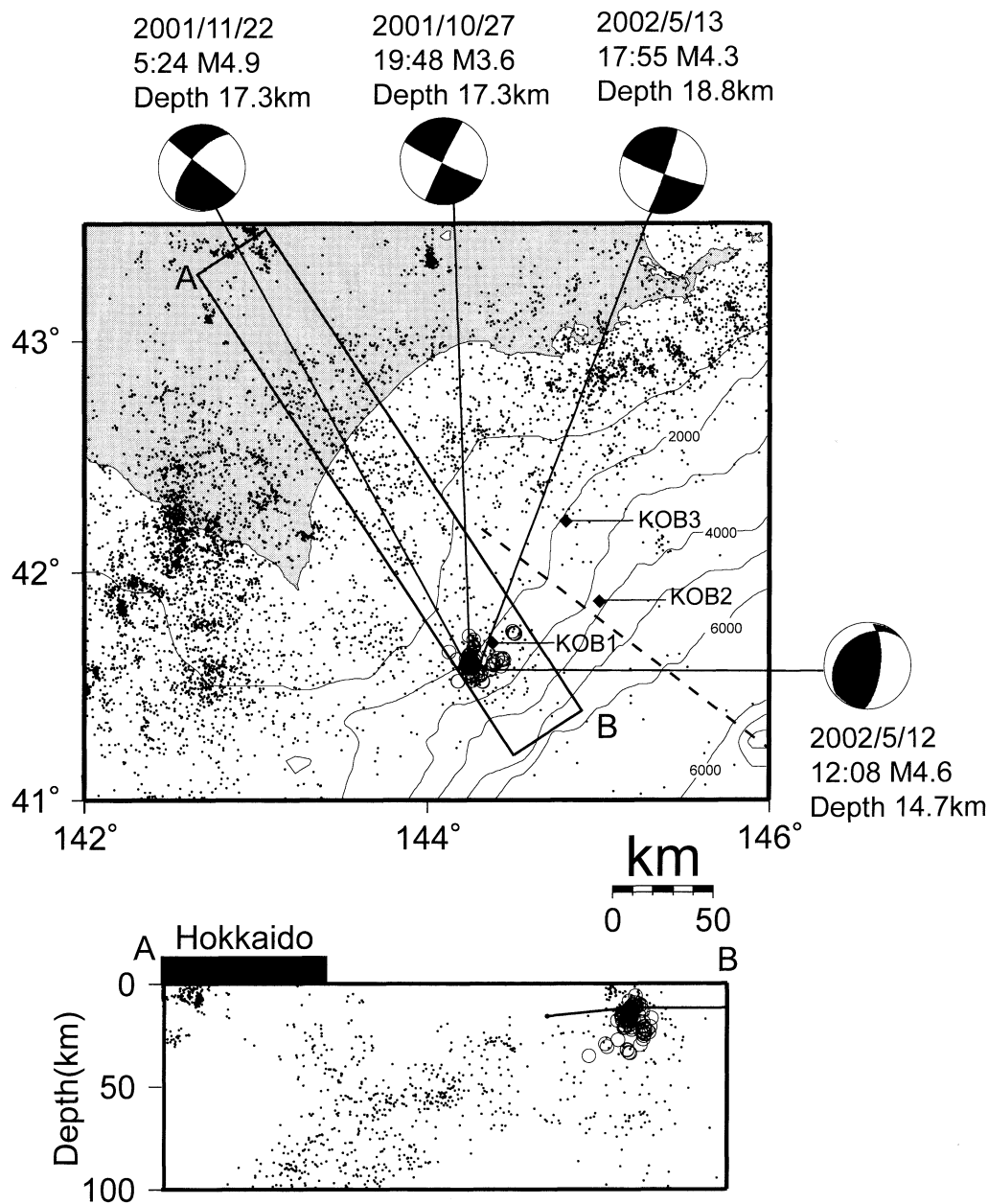


Fig. 6. Background seismicity off southeastern Hokkaido by Hokkaido University from January 2000 to December 2002. Large circles are hypocenters determined in this study. Diamonds are stations with ocean bottom seismometers (OBS). Dashed line represents the seismic refraction profile by Iwasaki *et al.* (1989), and the plate boundary estimated by them is denoted by the solid line in the cross section. Focal mechanism solutions are referred from National Research Institute of Earth Science and Disaster Prevention web site.

はプレート境界面でのすべりを示す低角逆断層型であったが、大部分はそれとは違う Strike-slip 型であった。プレート境界付近での地震活動は、プレートの固着状態の変化を示している可能性が高く、次の十勝沖地震の発生

に至る物理過程を考える上で重要であり、今後ともこの地域の地震活動を高精度の震源データと発震機構を蓄積しながら、それらの変化を注視していく必要がある。

§ 6. おわりに

ケーブル式海底地震観測点と陸上地震観測網のデータを併合処理することにより、十勝沖での震源決定精度が格段に向上した。特に、深さ成分の改善が著しく、これにより、詳細な地震発生場所の特定が可能になった。2001年10月から2002年11月末までに十勝沖で発生した群発的な地震活動について、この陸上地震観測網データによる震源決定を行ったところ、この活動はプレート境界付近で発生していたことが明らかになった。この地震活動が発生した場所は1952年十勝沖地震の本震の位置に極めて近く、近い将来発生が予測されている次の十勝沖地震の準備過程の1つの可能性があり、注目される。陸上地震観測網は、この海域の震源決定精度を著しく向上させており、今後の地震活動についても詳細な議論を可能にするものとして大いに期待される。

謝 辞

この研究を行うにあたり JAMSTEC の海底地震計と気象庁の地震観測点の波形データを使用しました。気象庁とのデータ交換にあたり、札幌管区気象台の担当者の方々の協力を得ました。海洋科学技術センターの末廣潔氏には、論文の問題点について貴重なご意見を頂きました。東京大学地震研究所の酒井慎一氏と松澤 暢氏には、論文を改善する上で多くの助言を頂きました。メカニズム解には防災科学技術研究所 F-net の解析結果を使用しました。図の一部は GMT system [Wessel and Smith (1991)] で作成されました。今回解析に使用した地震データは北海道大学地震火山研究観測センターの地震テレメータシステムによって得られたもので、本論文の北海道大学の共著者を含め地震火山センターのスタッフである岡山宗夫技官、石川春義研究支援推進員、高田真秀技官の常日頃の維持管理によって得られたものです。以上の方々に対して感謝いたします。

追 記

本論文を作成中の2003年9月26日4時50分に十勝沖を震源とする2003年十勝沖地震(M 8.0)が発生した。本論文で示した2001~2002年の地震活動は、今回発生した地震との関係について非常に興味深い。十勝沖地震の震源等は現在調査中であり、今後一連の地震活動と今回の十勝沖地震との関連性について明らかにしていくつもりである。

文 献

防災科学技術研究所, 2002, 地震のメカニズム情報,
<http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/event/hypo/>

- joho-j.html
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein, 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Hirata, K., M. Aoyagi, H. Mikada, H. Kawaguchi, Y. Kaiho, R. Iwase, S. Morita, I. Fujisawa, H. Sugioka, K. Mitsuzawa, K. Suyehiro, H. Kinoshita and N. Fujiwara, 2002, Real-time geophysical measurements on the deep seafloor using submarine cable in the southern kuril subduction zone, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **27**, 2, 170-179.
- 平田賢治・川口勝義, 2002, ケーブル式海底地震計の姿勢と強震動, 海洋科学技術センター JAMSTEC 深海研究, **21**, 83-89.
- 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・本谷義信・笠原 稔・三ヶ田均・平田賢治・末広 潔, 2003, 2001-2003年に発生した十勝沖の特異な地震活動, 北海道大学地球物理学研究報告, **66**, 87-99.
- Iwasaki, T., H. Shiobara, A. Nishizawa, T. Kanazawa, K. Suyehiro, N. Hirata, T. Urabe and H. Shimamura, 1989, A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, *Tectonophysics*, **165**, 315-336.
- Miyamachi, H., M. Kasahara, S. Suzuki, K. Tanaka and A. Hasegawa, 1994, Seismic velocity structure in the crust and upper mantle beneath northern Japan, *J. Phys. Earth*, **42**, 269-301.
- 本谷義信, 2002, 1983年日本海中部地震(M 7.7)と1993年北海道南西沖地震(M 7.8)の余震活動の比較一群をなす余震から見た大地震の震源域一, 北海道大学地球物理学研究報告, **65**, 111-125.
- 西澤あずさ・富田尚志・金澤敏彦・岩崎貴哉・島村英紀・平田直, 1990, 海底地震計による1987年6月の福島沖の地震活動, 地震 **2**, **43**, 403-411.
- 札幌管区気象台, 2000, 北海道の地震活動(第2版), II-51.
- Takahashi, H. and K. Hirata, 2003, The 2000 Nemuro-Hantou-Oki earthquake, off eastern Hokkaido, Japan, and high intra-slab seismic activity in the southwestern Kuril trench, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2178, doi: 10.129/2002JB001813.
- 渡辺 晃, 1974, 近地地震のマグニチュード(第3報) — マグニチュードと最大振幅の周期との関係 —, 地震 **2**, **27**, 129-140.
- 渡邊智毅・小平秀一・塩原 肇・金沢敏彦, R. Stefansson・G. B. Gudmundsson・島村英紀, 1992, 海底地震計による1990年7月の Reykjanes Ridge の微小地震活動, 地震 **2**, **45**, 327-337.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans, AGU*, **72**, 445-446.