



Title	2001-2002年に発生した十勝沖の特異な地震活動
Author(s)	一柳, 昌義; ICHIYANAGI, Masayoshi; 高橋, 浩晃 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 66, 87-99
Issue Date	2003-03-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.66.87
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14327
Type	departmental bulletin paper
File Information	66_p87-99.pdf



2001–2002 年に発生した十勝沖の特異な地震活動

一柳 昌義・高橋 浩晃・本谷 義信・笠原 稔

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

三ヶ田 均・平田 賢治・末広 潔

海洋科学技術センター深海研究部

(2003年1月10日受理)

An Unusual Seismic Activity from October, 2001 to June, 2002, off Tokachi, Hokkaido, Japan

Masayoshi ICHIYANAGI, Hiroaki TAKAHASHI, Yoshinobu MOTOYA, Minoru KASAHARA
Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

Hitoshi MIKADA, Kenji HIRATA and Kiyoshi SUYEHIRO

Japan Marine Science and Technology Center

(Received January 10, 2003)

A remarkable sequence of earthquakes occurred from October, 2001 to June, 2002, off Tokachi, in the southwestern part of Kuril trench. The region of this seismic activity was adjacent to the southern rim of the focal region of the 1952 Tokachi-oki Earthquake of M 8.2. We revealed characteristics of this earthquake sequence in relation to the 1952 large event.

Three ocean bottom seismographs have been deployed off Tokachi by JAMSTEC and one of them was just above the focal region of this activity. Using data from seismometers in land as well as on the sea floor, we redetermined hypocenters by the double-difference method which is suitable for detecting earthquake clusters in a small area. This seismic activity was composed of three active stages, period I from 27th to the end of October, 2001, with maximum event of M 4.7, period II from 22nd to the end of November, 2001, with M 4.9 and period III from 12th to the end of May, 2002, with M 4.6. Hypocenters in the three stages do not overlap one another. Earthquakes of this sequence occurred on the plate boundary between the Pacific and overriding plates. While earthquakes larger than M 3.0 had occurred nearly constantly in the focal region of the 1952 Tokachi-oki Earthquake from 1955 to 1990, no event has occurred in the next decade until this seismic activity starts on October 27, 2001. This suggests that the coupling state between the Pacific and the overriding plates may change recently, though major events in the sequence were not over M 5 and their focal mechanisms were not the typical low angle thrust faults along the plate boundary.

I. はじめに

十勝・根室沖では、北海道の下に太平洋プレートが年間約 9 cm の速度で沈みこんでおり、巨大地震が度々発生して甚大な被害を及ぼしてきた。最近では、1952 年 3 月 4 日に M 8.2 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 棟におよぶ大きな被害があった(札幌管区気象台, 2000)。宇津(2001)は、十勝沖から千島列島にかけての地域では 20 年程度の巨大地震の活動期と、35-60 年ほどの静穏期が交互に存在し、活動期には巨大地震がお互いの震源域を重ねることなくその間を埋めるように発生するとしている。

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 年から専用回線を利用したテレメータシステムにより北海道内に設置した地震計のデータを札幌にある ISV まで伝送して震源決定をおこない、この地域の定常的な地震活動を調べてきた。1996 年 10 月からは、北海道と東北地方北部にある気象庁の地震観測点の波形データ交換を札幌管区気象台との間で開始し、これらのデータも含めて震源決定を行うことによって、より詳細な地震活動を調査することが可能になった。また海洋科学技術センターは、1999 年 7 月に十勝沖で海底地震計を 3 台設置し(例えば, Hirata et al., 2002)、2001 年 8 月からは海底地震計の波形データも気象台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ため、十勝沖では更に詳細な震源決定を行うことが可能になった。

このように観測体制が充実されてきた中で、2001 年 10 月から 2002 年 6 月にかけて 1952 年十勝沖地震の震源域の南端で群発的な地震活動が発生した。本稿では、上述の観測点のデータを用いて double-difference 法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)によりこの地震群の震源再決定を行い、この地震活動と 1952 年十勝沖地震との関連を考察した。

II. 震源決定

はじめに、北海道内と東北地方にある観測点のうち、今回の地震活動の震源域を取り囲んでなるべく均等になるように観測点を選択した。今回震源決定に用いた地震観測点の分布を Fig. 1 に示す。これらの観測点を用いて、今回の活動を含む 2001 年 10 月 1 日から 2002 年 11 月 30 日までの期間で震源域から一番近い KOB 1 観測点で P 波相と S 波相を検測でき、且つ、それ以外に P 波相が 5 点以上の観測点で検測できた 91 個の地震に対して WIN システム(卜部・東田, 1991)を利用して P 波相と S 波相の読み取りを行った。

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未固結の堆積層が観測走時に影響を及ぼすため、この影響を取り除く必要がある。この堆積層の 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)。Fig. 2 に一連の地震活動の中での 3 つの地震の KOB 1 観測点の水平成分波形を示してあるが、明瞭な pS 変換波が P 波相と S 波相の間に確認できる。これらの波形からここでは pS-P 時間を海底地震計 3 観測点について

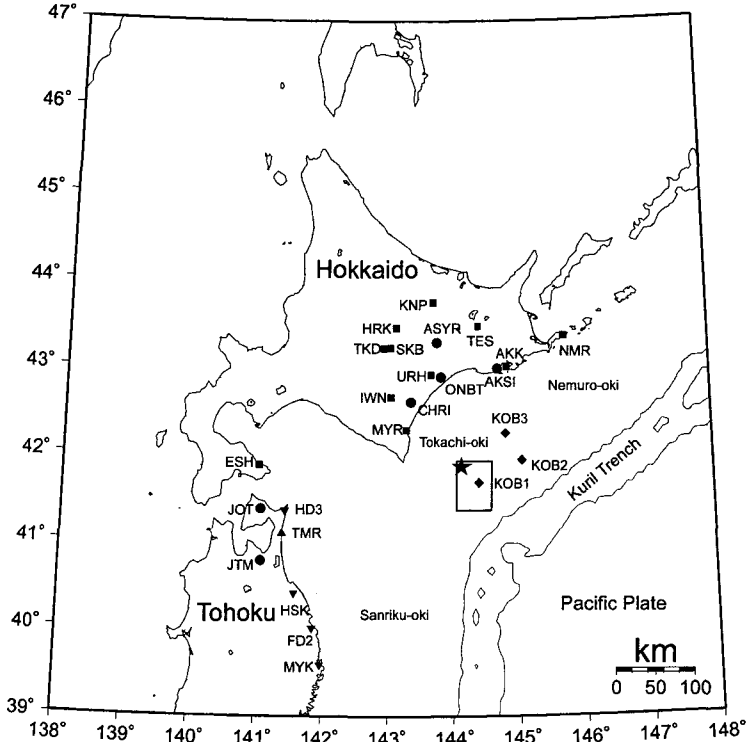


Fig. 1. Distribution of seismic stations used in this study. Squares, triangles, circles(3-letter code), and circles(4-letter code) are stations of Hokkaido University, Tohoku University, Hirosaki University and Japan Meteorological Agency, respectively. Diamonds are stations with ocean bottom seismometer (OBS) of Japan Marine Science and Technology Center. A star shows the epicenter of the 1952 Tokachi-oki Earthquake of M 8.2. The seismic activity investigated in this study occurred in the inserted box.

読み取り, 観測点毎に平均した値を各観測点の $T(pS-P)$ とした. 観測点補正の値を求める式は以下のようになる.

$$T(pS-P) = H(1/\beta - 1/\alpha)$$

ここで α と β はそれぞれ P 波と S 波の堆積層中の速度, H は堆積層の厚さである. 十勝沖では Iwasaki et al. (1989) による爆破海底地震観測により詳細な 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 波速度を 1.8 km/s とした. また堆積層では基盤の構造に比べ S 波速度が相当遅いと考えられているので, ここでは過去の海底地震観測の例 (西澤・他, 1990, 渡邊・他, 1992) で採用されている $\alpha/\beta=3.0$ を用いた. 以上の数値から堆積層の厚さ H を推定し $-H/\alpha$, $-H/\beta$ を P 波および S 波走時に対する補正值とした. このようにして求めた海底地震計 3 観測点の補正值を Table. 1 に示す.

震源計算には WIN に付属している Hirata and Matsu'ura (1987) のプログラム hypomh を使

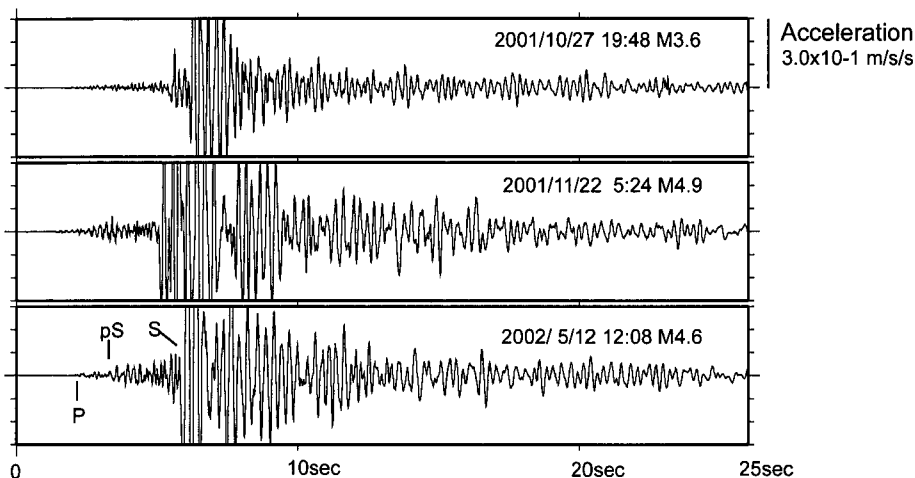


Fig. 2. Examples of horizontal acceleration records observed by OBS at KOB 1 station.

用した。P波速度構造は10 kmより浅い部分はIwasaki et al.(1989)を、それより深い部分はMiyamachi et al.(1994)の結果を参考にしてFig. 3のような構造を用いた。また、Miyamachi et al.(1994)の結果を参考に V_p/V_s の値を1.75とした。ここでは、この震源計算結果を1次震源と呼ぶ。

更に、より精度のある震源を求めるためWaldhauser and Ellsworth(2000)が開発した double-difference 法(以下DD法)のプログラムを使用して1次震源の再計算を行って最終震源とした。この方法では、同じ観測点で近接した地震のペアを探し、その地震の観測走時と理論走時の差を最小になるようにして震源を求めるので、震源から観測点への地震波線がほぼ共通となる観測点と地震の組み合わせでは、仮定した速度構造の影響や系統的な読み取り誤差の影響を小さくすることが出来る。したがって隣り合う地震どうしの相対位置が改善され、地震のクラスターがより鮮明になる。一方、地震群から外れて発生した地震についてはペアとなる地震がないため震源計算からはじかれることになるので、プログラムを使用する時にはこの点を注意する必要がある。今回は、検出した地震数91個のうち25個が計算中にはじかれ最終的に66個の地震をDD法で決定し最終震源とすることが出来た。

Table 1. Travel time corrections in second for OBS stations.

Stations	P wave	S wave
KOB 1	-0.926	-2.778
KOB 2	-1.194	-3.584
KOB 3	-1.116	-3.348

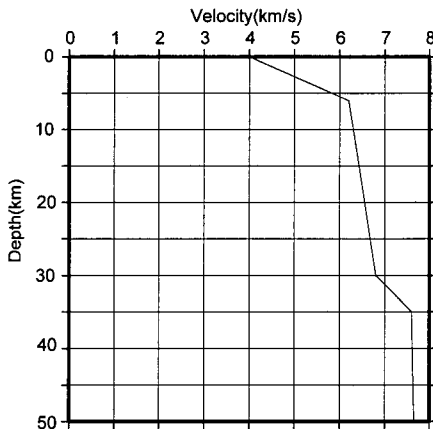


Fig. 3. P-wave velocity structure used in the hypocenter calculation.

III. 震源分布と地震活動の特徴

Fig. 4に今回の地震活動の震源計算結果を示す。DD法で計算した最終震源(Fig. 4b)は、1次震源の結果(Fig. 4a)にくらべ、水平方向や深さ方向により密集したクラスターが強調されて見える。前節で述べた理由で1次震源では見えていたクラスターから離れた地震は、最終震源では震源計算からはじかれて取り除かれている。以降の震源分布の議論では、震源計算残差が小さいDD法による最終震源を用いる。また時空間分布では、最終震源だけでは活動の全貌を捉えることができないので、必要に応じて1次震源の結果も補助的に示す。

震源の空間分布を見ると、東北東-西南西方向に3 km位の長軸をもつ楕円形に集中してクラスターを形成し、そこから数個の地震が南北の方に分布している。またクラスターの東側に4個の地震で構成された別のクラスターがある。主要なクラスターは深さ方向には、ほぼ鉛直に10-20 kmの範囲に分布している。ここで、深さ方向の震源分布が10 kmの幅であることが妥当であるかどうかを確かめるため、震源域に最も近い海底地震計KOB1観測点で検出されたS-P時間の頻度分布を示した(Fig. 5)。S-P時間は3.4秒から5.2秒付近に分布しており、このS-P時間から推測される震源の深さ分布と震源計算結果は調和的である。

また、Fig. 6とFig. 7には活動が始まった2001年10月1日から2002年11月30日までの南北方向に投影した一次震源と最終震源の時空間分布を示した。一連の地震活動は、2001年10月、11月、2002年5月の3回活動が活発化し、6月以降は地震が発生するものの散発的であった。Fig. 8には最終震源結果のうち主要な3期間を、期間I(2001年10月1日から10月31日)、期間II(2001年11月1日から2002年1月31日)、期間III(2002年5月から6月1日)に分けてプロットした。I期では2001年10月27日19時43分のM4.7の地震とその1分後に発生したM4.6の地震直後から、より小さい地震が続発した。ほとんど同じ規模の地震2個が最初に発生しているが、基本的には本震-余震型とみなせる活動であった。II期の活動は11月22日05時24分のM4.9の地震を本震とする本震-余震型の活動であった。III期の活動は2002年5月12日10時12分のM2.6の地震から始まり12日12時08分のM4.6の地震を本震とする前震-本震-余震型の活動であった。次に震源位置について見ると、期間Iで始まった地震活動は期間IIでは東と南側へ震源域が移り、震源域は相対的にやや浅くなったことが分かる。また期間IIIでは、期間IIとほぼ同じ位置で地震が発生していたように見えますが、しかし、Fig. 8を更に詳しく見ると、3つの期間の地震活動はあまり重ならず前の期間に地震が発生しなかった隙間を埋めるように発生していることが分かる。

次に、主な地震のメカニズム解を示す。今回発生した地震は震源が浅くP波相の立ち上がり不明瞭で且つ震源に対する観測点の方位分布が偏っているため、P波相の押し引きによるメカニズム解を決定することが出来なかった。ここでは防災科学技術研究所が全国に展開した広帯域地震観測網(F-net)の波形データを用いたモーメントテンソルインバージョンの解析結果(防災科学技術研究所, 2002)をFig. 9に示す。海野・他(1984)やKosuga et al.(1996)は、東北日本弧から

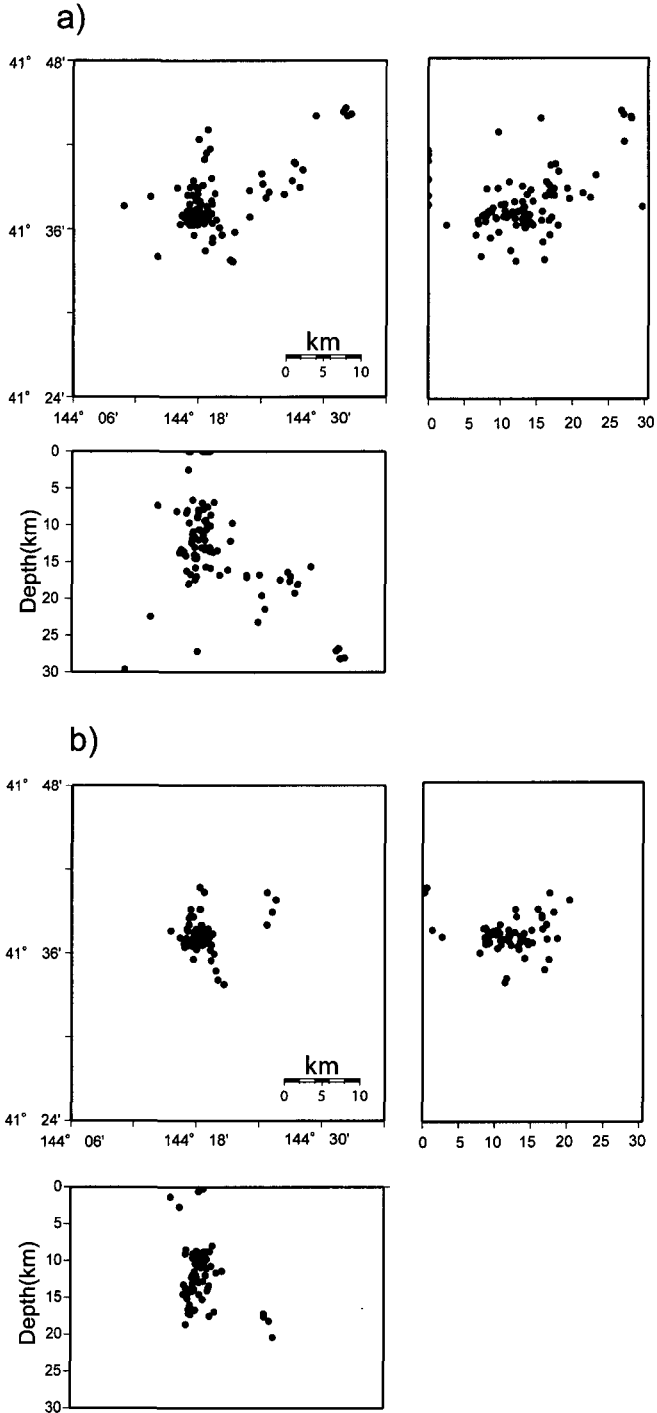


Fig. 4. Distributions of primary a) and final b) hypocenters, respectively. For the period from October, 2001 through November, 2002. Primary and final hypocenters were calculated by the Hirata and Matsu'ura(1987) and double-difference (Waldhauser and Ellsworth(2000)) methods, respectively.

千島弧では60 km以浅の領域で発生する地震は沈み込む方向にP軸を持つ低角逆断層型のメカニズム解が多いことを指摘した。しかしながら、今回発生した地震のメカニズムはいずれも、沈み込む方向とほぼP軸が直交した横ずれ断層型と逆断層型であった。

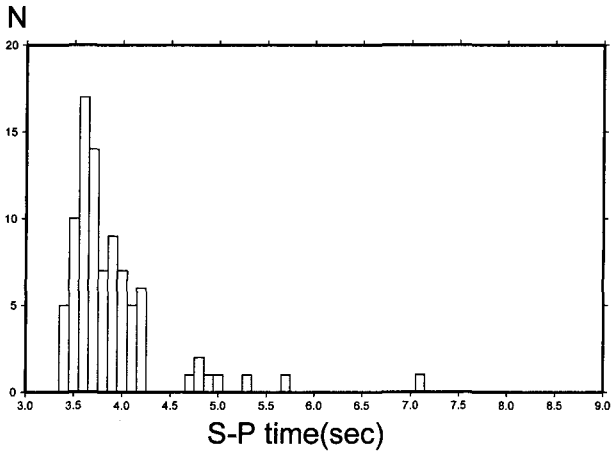


Fig. 5. Frequency distribution of S-P time at KOB1 station.

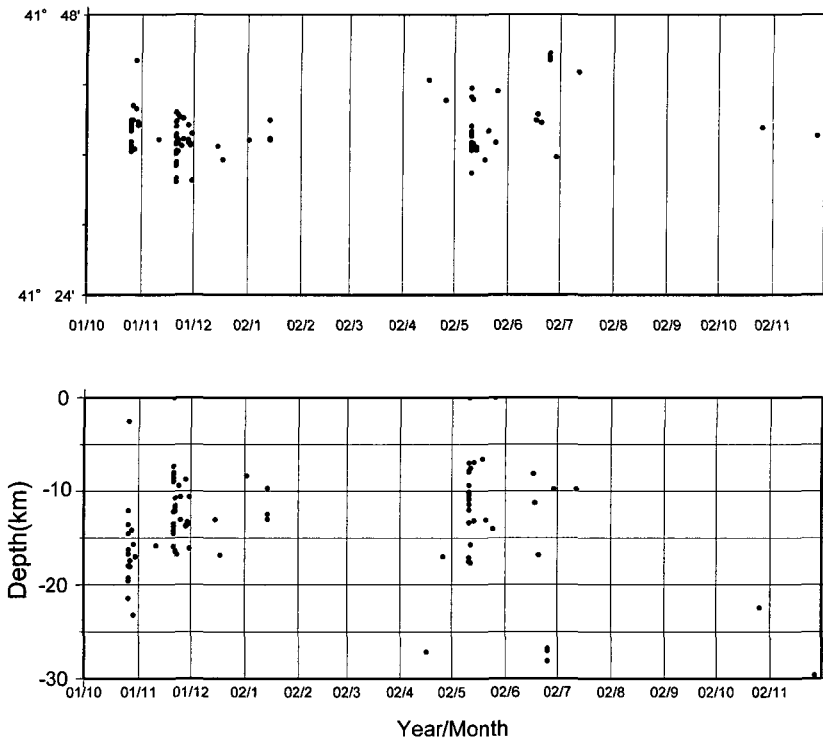


Fig. 6. Space-time and depth-time plots based on the primary hypocenters.

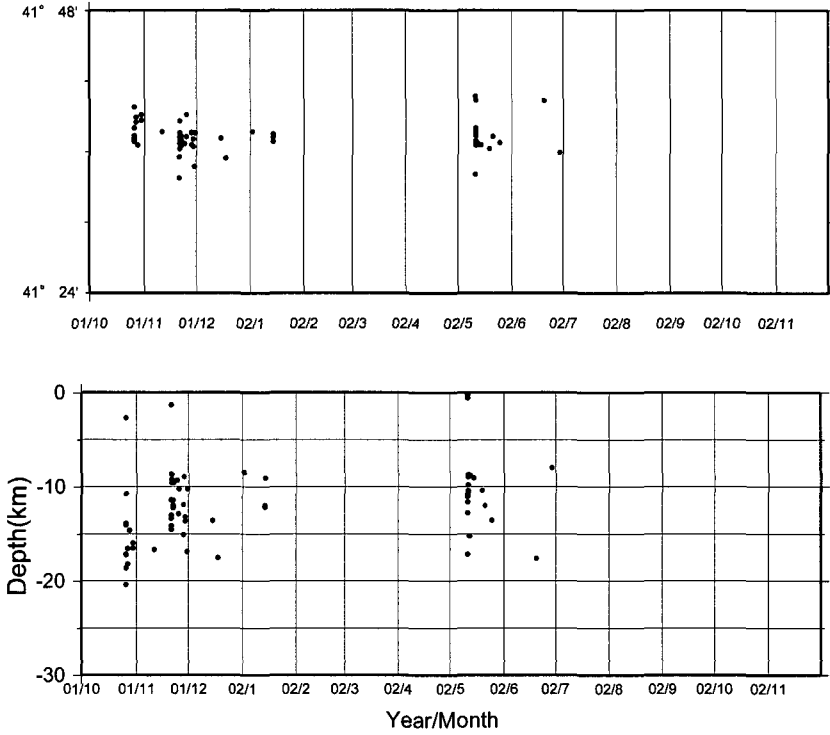


Fig. 7. Space-time and depth-time plots based on the final hypocenters.

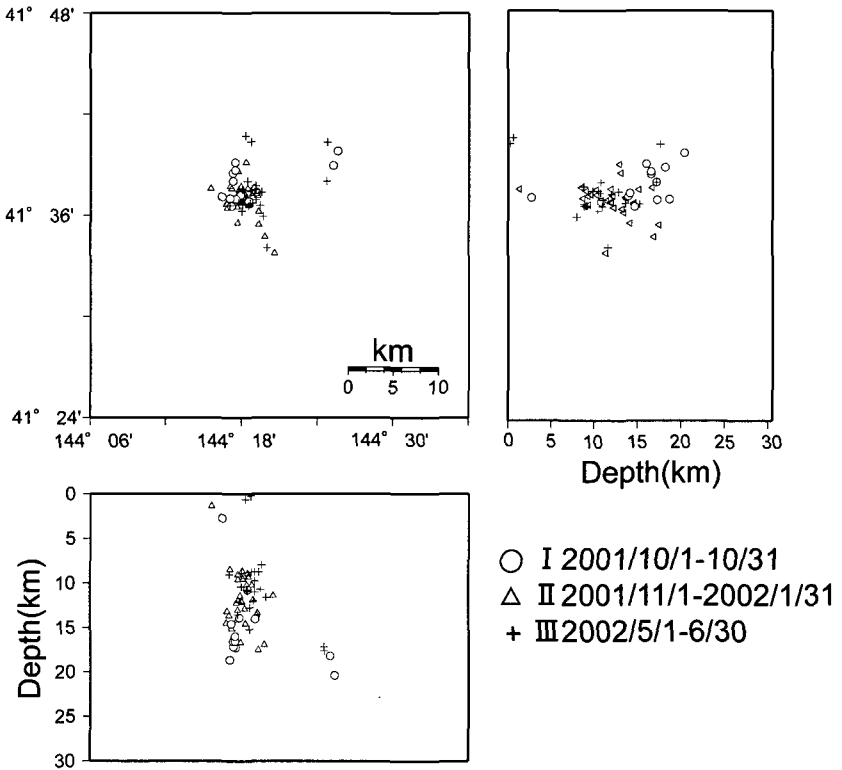


Fig. 8. Distribution of the final hypocenters divided into three active stages, I, II and III.

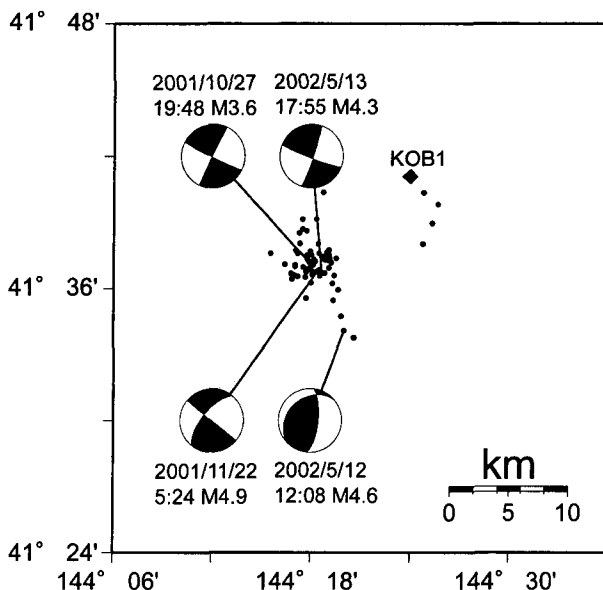


Fig. 9. Focal mechanism solutions of major four events in the sequence of earthquakes (projected on the lower hemisphere, after F-net of National Research Institute of Earth Science and Disaster Prevention). The final epicenters are also shown by dots.

IV. 議 論

Fig. 10 に、大学の地震観測点の波形データを含めた一元化処理が始まった 1997 年 10 月 1 日から 2002 年 11 月 30 日までの気象庁の震源カタログによる東北・北海道地域の深さ 30 km 以浅に発生した M 3.0 以上地震の震源分布を示す。また Fig. 11 に Fig. 10 中の 2 つの長方形内の深さの断面図も示す。今回発生した地震の震源域を実線で囲んで示してある。Iwasaki et al. (1989) の結果から震源域周辺の 30 km 以浅の詳細なプレート境界の位置が調べられているので、その位置も同時に断面図に示す。この図から、今回の一連の地震活動はプレート境界で発生した地震であることが分かる。また、30 km 以浅の震源分布を見ると、三陸沖では地震活動が活発であるのに対して、十勝・根室沖では今回発生した地震以外にはほとんど地震が発生していない。Mazzotti et al. (2000) や Ito et al. (2000) は、GPS の観測結果から北日本の島弧側のプレートとそれに沈み込む太平洋プレートとの間のプレートカップリング率をインバージョンにより求め、十勝沖は三陸沖に比べてプレートカップリングが強いことを示している。また、Takahashi and Hirata (2003) は、プレートカップリングが弱い三陸沖では常時プレート間が滑っているためプレート境界での定常的な地震活動が高く、逆に十勝沖では普段プレート境界は強く固着しているため、定常的な地震活動が低いのではないかと指摘している。今回の一連の地震活動は、従来強く固着して地震を発生させていなかった場所で起きた地震活動であり、十勝沖では極めて珍しい特異な活動で

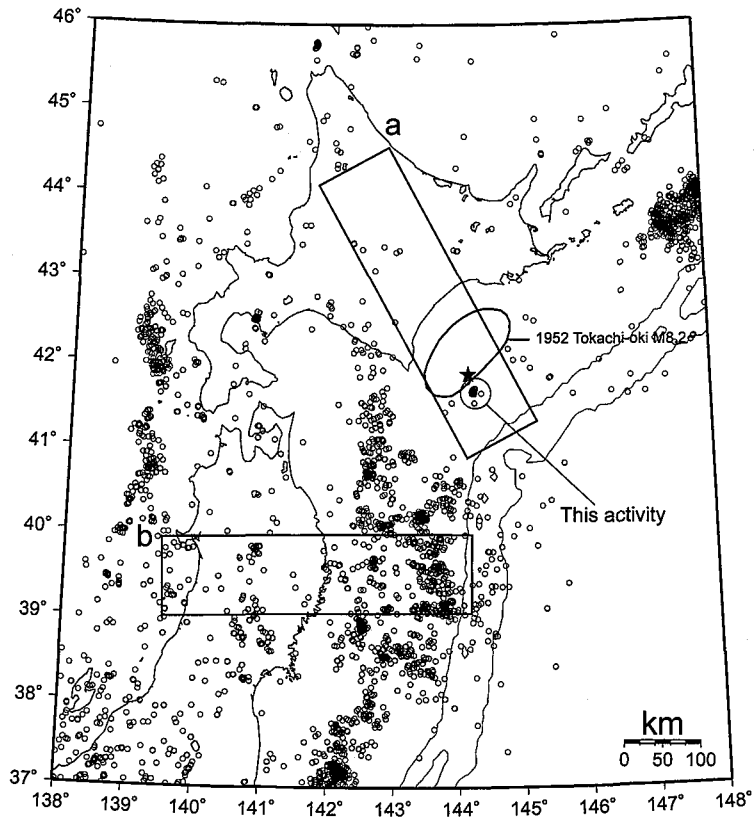


Fig. 10. Shallow seismicity ($M > 3$, Depth < 30 km) in Hokkaido and Tohoku regions for the period from October, 1997 through November, 2002. Data source is JMA earthquake catalog. The 1952 Tokachi-oki Earthquake (star) and its focal region are shown. Inserted circle is studied area. For rectangles, see Figure 11.

V. お わ り に

宇津(1968)は、1952年十勝沖地震が発生する前に震源域では地震の発生しない第2種空白域が形成された可能性を指摘している。本谷(2000)は、この地域で1952年十勝沖地震発生後、現在まで地震が定常的に発生していて明瞭な空白域が形成されつつあるようには見えないこと指摘をしているが、本谷(2000)では深さ100 km以浅までの地震について調べているので、プレート内部とプレート境界の地震をいっしょに見ていることになるため、プレート境界での地震活動がうまく分離できない可能性が高い。そこで、Fig. 12にプレート境界付近での地震活動を示すため深さ30 km以浅のM 4.0以上の地震の時空間分布を示した。この図から、1980年代までは、プレート境界での地震が散発的に発生していたが1990年ころからは地震が発生していないことが分かる。こ

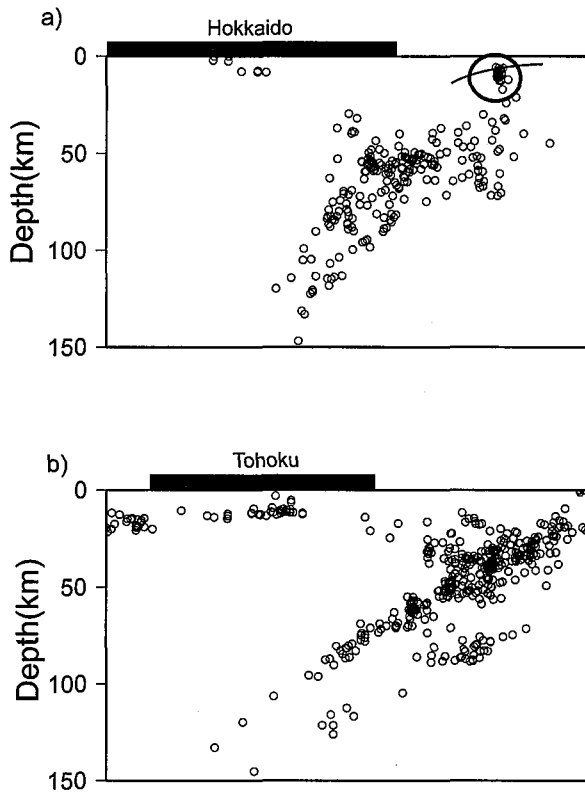


Fig. 11. Vertical cross section of hypocenters in the rectangles a) and b) in Figure 10. Inserted circle is studied area. A curve shows the upper boundary of the subducting Pacific plate (after Iwasaki et al. (1989)).

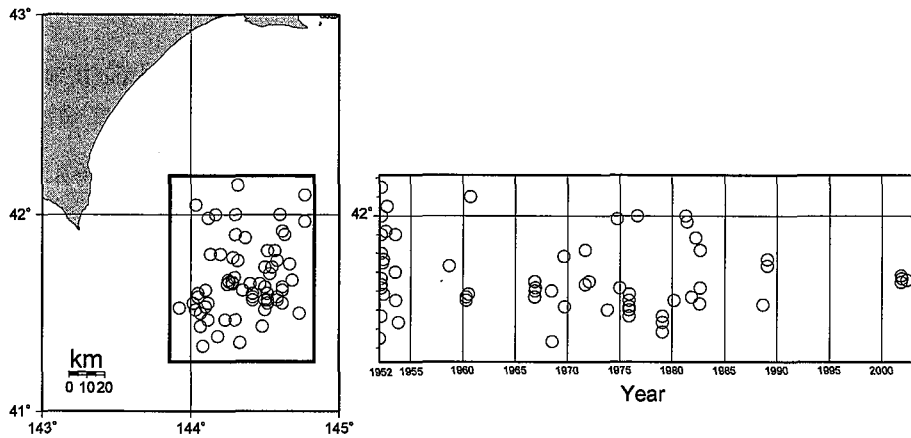


Fig. 12. Distribution of earthquakes ($M > 4$, Depth < 30 km) off Tokachi and their space-time plot by is JMA earthquake catalog.

これは深さの震源決定精度が現在の方が向上していることを考慮に入れても有意である。以上のことから今回の一連の地震活動は十勝沖のプレート境界付近では、1990年以降非常に珍しい活動であったと言える。

加藤・平澤(1996)は岩石すべり実験の結果から東海地震の数値シミュレーションを行い、大地震発生前に非地震性すべりが発生し、固着していた領域にも非地震性すべりによるせん断応力が増大して、海溝付近では地震活動が活発になるという結果を示している。同じような沈み込み帯である十勝・根室沖でも同様な現象は発生すると十分予測され、今後地震活動や地殻変動の変化を注意深く監視していくことが必要である。

謝辞 この研究を行うにあたり北海道大学、弘前大学、東北大学、気象庁、海洋科学技術センターの地震観測点の波形データ及び気象庁の震源データを使用しました。震源計算には Waldhauser and Ellsworth が開発した double-difference 法のプログラムを使用しました。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。また、作図には、Wessel and Smith の GMT system を使用しました。記して感謝いたします。

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>
- Hirata, K., 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**, 170–179.
- 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.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki, 2000. Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Earth. Plan. Sci. Lett.*, **176**, 117–130.
- Iwasaki, T., H. Shiobara, A. Nishizawa, T. Kanazawa, K. Suyehiro, N. Hirata, T. Urabe and H. Shimamura, 1989. A detail subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, *Tectonophysics*, **165**, 315–336.
- 加藤尚之・平澤朋郎, 1996. 仮想東海地震に先行する非地震性すべりと地殻変動の予測, 月刊地球, 号外, **14**, 126–132.
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki and Y. Motoya, 1996. Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, *Phys. Earth Planet. Int.*, **93**, 63–89.
- Mazzotti, S., X.L. Pichon, P. Henry and S. Miyazaki, 2000. Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kuril subduction zones: An analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, *J. Geophys. Res.*, **105**, 13159–13177.
- 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, 2000. 1952年十勝沖地震と1973年根室半島沖地震の地震活動空白域の再検討, 北海道大学地球物理学研

究報告, **63**, 23-32.

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*, **43**, 403-411.

札幌管区気象台, 2000. 北海道の地震活動(第2版)

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.*, in press.

海野徳仁・長谷川昭・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷悟・田中和夫, 澤田義博, 1984. 北海道および東北地方における稍深発地震の発震機構-広域の験測データの併合処理-, *地震*, **37**, 523-538.

ト部卓・東田進也, 1991. ワークステーションによる微小地震波形検測支援システム, *日本地震学会講演予稿集*, **1**, 70.

宇津徳治, 1968. 北海道およびその周辺の地震活動, *北海道大学地球物理学研究報告*, **20**, 51-76.

宇津徳治, 2001. *地震学*(第3版), 共立出版, 176-178.

Waldhauser, F. and W.L. Ellsworth, 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.

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*, **45**, 327-337.

Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1991. Free software helps map and display data, *EOS Trans, AGU*, **72**, 445-446.