



Title	高密度臨時地震観測による2004年斜里岳群発地震活動
Author(s)	一柳, 昌義; 高橋, 浩晃; 山口, 照寛 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 72, 299-314
Issue Date	2009-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.72.299
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/38161
Type	departmental bulletin paper
File Information	21_Ichiyanagi.pdf



高密度臨時地震観測による 2004 年斜里岳群発地震活動

一柳 昌義・高橋 浩晃・山口 照寛

高田 真秀・岡山 宗夫・笠原 稔

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

岡崎 紀俊

北海道立地質研究所

(2009 年 1 月 9 日受理)

Seismic activity of the 2004 Syari-dake Earthquake swarm by dense temporary seismic observation network in the eastern part of Hokkaido, Japan

Masayoshi ICHIYANAGI, Hiroaki TAKAHASHI, Teruhiro YAMAGUCHI

Masamitsu TAKADA, Muneo OKAYAMA, Minoru KASAHARA

Institute of Seismology and Volcanology,

Faculty of Science, Hokkaido University

and

Noritoshi OKAZAKI

Geological Survey of Hokkaido

(Received January 9, 2009)

From April 27, 2004, Mt. Syari-dake earthquake swarm occurred in the eastern part of Hokkaido, Japan. The activity began at 4:19 on April 27, 2004. We installed nine temporary seismic stations around the seismic active area immediately after its occurrence and had continued the observation for about seven months. We determined 2228 hypocenters of earthquakes. It is found that the seismic active area is clearly distributed on the plane having south-west-northeast strike with dip angle of about 80 degrees. This plane well agrees with one of the nodal planes of the focal mechanisms of several earthquakes determined by P-wave first motions. Hypocenters migrate northeastward at a rate of 96 m/day and westward at a rate of 51 m/day. We also investigated hypocenter distribution before the installing of the temporary seismic stations. To improve accuracy of hypocenter determination we applied travel time

correction for every permanent seismic stations. Relocated precise hypocenters demonstrate that the main seismic activity started to expand eastward just after the beginning of the swarm.

I. はじめに

北海道内の定常地震観測網において 2004 年 4 月 27 日から、北海道東部網走支庁と根室支庁との境界付近にある斜里岳南山麓付近を震源とする地震が観測され始め、その後も 4 月 28 日から 30 日にかけて活発な地震活動が観測された (Fig. 1). この群発地震活動は数を減らしなが

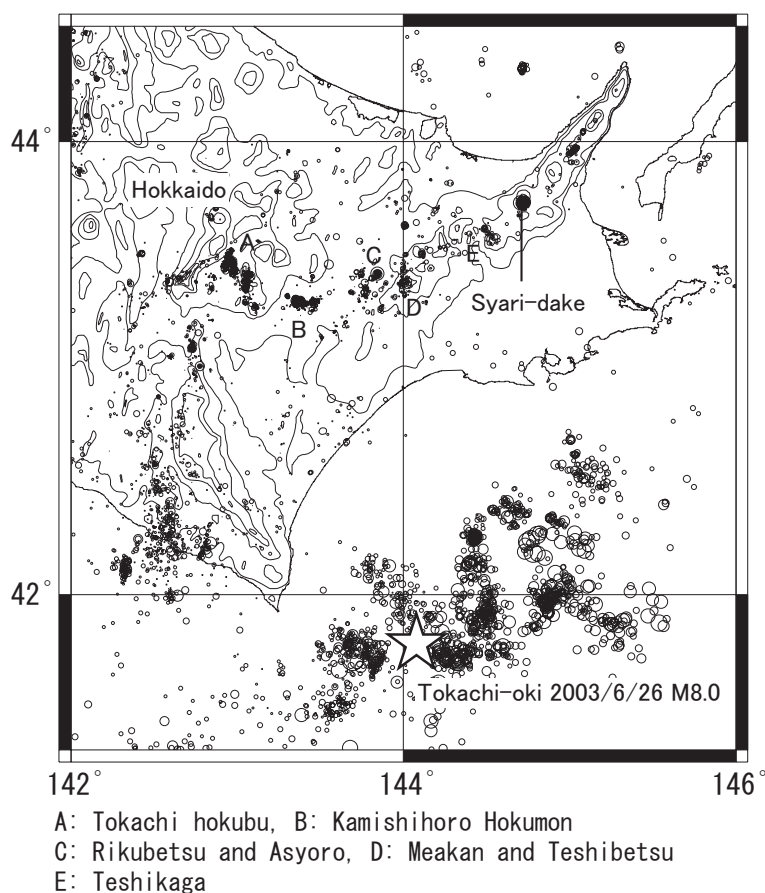


Fig. 1. Map showing seismic activity in the eastern part of Hokkaido determined by Japan Meteorological Agency (JMA) catalogue from September 1, 2003 to December 31, 2004. Star indicates the epicenter of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by JMA. Increasing in seismicity in A-E regions was observed just after the occurrence of the earthquake. Syari-dake earthquake swarm occurred in the east extension of this activity.

らも継続し、5 月 21 日には一連の地震活動の中で最大の地震 (MJMA4.8) が発生した。この地震で震源から一番近い清里町 (Fig.2a, $\triangle$) で最大震度 4 を観測した。この群発地震活動で、10 月までに震度 4 が 2 回、震度 3 が 1 回、震度 2 が 1 回、震度 1 が 10 回の有感地震が観測された (札幌管区気象台, 2004)。なおこの地震による被害はなかった。2002 年以降、北海道大学及び札幌管区気象台 (気象庁) による定常地震観測網に加えて、防災科学技術研究所高感度地震観測網 Hi-net が北海道にも整備され、内陸で発生する微小地震活動をそれ以前と比較して格段に精度良く捉えることが可能となった。しかしながら、今回発生した群発地震活動は既存のネットワークから 15km 以上離れた場所で発生したため、その震源を詳細に決定するには、観測点配置が十分でなく、北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター (以下 ISV) と北海道立地質研究所は、地震が発生し始めた 2 日後の 4 月 29 日から、群発地震活動の分布を詳細に求めるために、共同で震源域になるべく近い位置に臨時観測点を設置して地震観測を実施した。本稿では、既設地震観測点に臨時観測点を含めて得られたデータを用いて震源決定を行い、詳細な震源分布を求めたのでその結果を報告する。

II. 観測装置及びデータ

Fig. 2a には、2004 年 4 月 27 日から 10 月 31 日までの気象庁一元化震源カタログによる (40km より浅い) 地震の震央分布と今回の研究で用いた周辺の定常観測点を示している。四角、

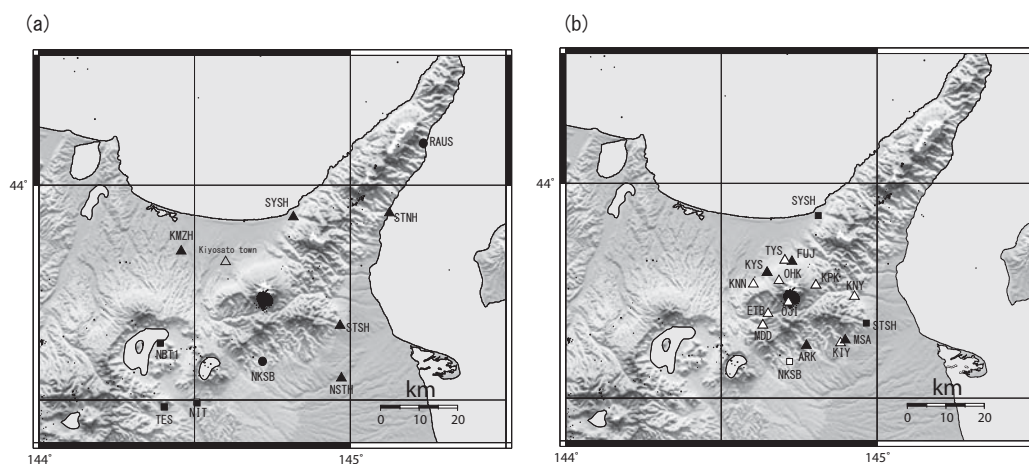


Fig. 2. (a) Map showing shallow earthquake epicenter distribution from April 27 to October 31, 2004 by JMA catalogue and permanent seismic stations used in this study. Squares, triangles and circles are stations of Hokkaido University, JMA and Hi-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention), respectively. Open triangle is Kiyosato town seismic intensity station. Dense epicenters near the center of the figure represent Syari-dake swarm. (b) Seismic stations around Syari-dake swarm. Triangles and squares are temporal stations operated in this study and permanent ones, respectively. Only open stations are used for the hypocenter determination in Figure 5, and all the stations are used for Figure 6. Dots are epicenters by JMA.

丸、及び三角は、それぞれ ISV と Hi-net、気象庁の観測点である。また Fig. 2b には、今回我々が設置した臨時地震観測点を三角印で示す。但し、黒三角印は、観測条件が悪く観測を中止したり (ARK 観測点)、近くの条件の良いところへ移設したため、5 月 10 日までに臨時観測を終了した観測点 (KYS, FUJ, MSA 観測点) を示しており、白三角印は、それ以降も観測を継続した観測点を示している。また、黒四角印は、後に述べる震源計算に使用した定常地震観測点を示している。Fig. 3 には臨時観測点を設置した期間が示してある。地震発生 2 日後の 4 月 29 日 16 時から、MDD, MSA, KYS の 3 カ所で現地収録型の観測を開始した。MDD はその後 5 月 20 日より ISV へ NTT 回線を使ってテレメータ伝送を開始した。その後も観測点を増やしていき、30 日には 5 点からなる観測網を構築した。本来は震源域直上とその周辺を取り囲むように観測点を配置するのが理想であるが、この地域は山岳地帯であり、まだ残雪が残っていたために、この時点では震源域に近づくことができなかった。その後、雪融けとともに、徐々に観測点を震源域の近い場所に設置し、最終的には 6 月 12 日に震源域直上に OJI 観測点を設置し、その時点で 9 点からなる観測網を構築した。臨時観測に用いた地震計はマークプロダクツ社製固有周期 2Hz の L22E-3D (Fig. 3 の L22E と表示してある観測点) と中国中装集団社製 CDJ-S2C (Fig. 3 の S2C) を使用した。収録装置は、白山工業社製 LS8000SH (ダイナミックレンジ 16bit: イベントトリガー収録方式: Fig. 3 の SH), LS7000XT (ダイナミックレンジ 24bit: 連続波形収録方式: Fig. 3 の XT), LS8000WD (ダイナミックレンジ 22bit: 連続波形収録方式: Fig. 3 の WD) の 3 種類を用いた。なお、データサンプリングは全ての観測点で 100Hz である。観測データの時刻校正は GPS 時計で 6 時間ごとに行った。また、それぞれにバッテリーを接続し電源を確保

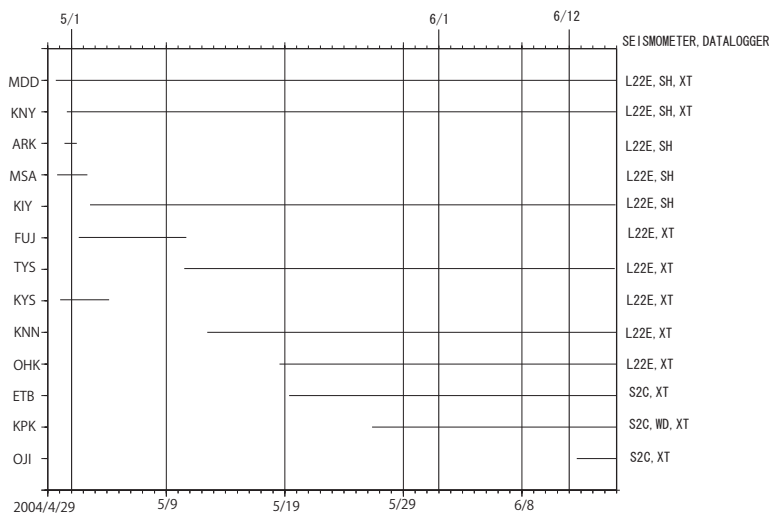


Fig. 3. Time chart of each temporary station. After June 12, all nine stations are available. Descriptions in right axis indicate the type of seismometer and data logger at each station (L22E: L22E-3D, S2C: CDJ-S2C, SH: DATAMARK LS8000SH, XT: DATAMARK LS7000XT, WD: DATAMARK LS8000WD).

した．収録した全てのデータは，WIN フォーマット（卜部，1994）に変換し，定常観測点も含めて時刻ごとに各観測点の波形データをソートした．それらのデータから，気象庁一元化震源のリストを用いて，地震イベントの抽出を行った．今回の臨時観測の上記 3 種類の収録装置のうち LS8000SH 以外は連続記録方式であるが，LS8000SH はイベントトリガー収録方式であるため，抽出されたイベントデータと，LS8000SH で記録されたデータを照合し，同時刻のデータがある場合は，その観測点のデータも合わせて解析した．このイベント波形データから WIN（卜部・東田，1991）を使って P 波相と S 波相の読み取りを行った．その結果，地震が発生し始めた 2004 年 4 月 27 日から観測を終了した 2004 年 10 月 31 日までに 2228 個分の地震のデータが読み取られた．

III. 震源決定

1. 稠密地震観測網による震源決定

まず，検出されたデータを用いて震源再決定を行った．Fig. 4 に，震源計算に用いた P 波速度構造を示した．今回発生した群発地震活動の震源域の東側約 8km を南北方向に通っている国道 244 号線沿いに，Kurashimo et al. (2006) によって制御震源を用いた速度構造探査が行われていた．その結果得られた 1 次元 P 波速度構造は，斜里岳を含む火山フロントでは，それ以外の地域に比べて，高速度層が浅いところまで分布しており，周辺との速度の違いが大きいことが分かっている．そのため，今回は 2 つの速度構造を用いて震源計算を行うことにした．斜里岳周辺に展開した白ぬきの観測点のデータを用いる場合は，Kurashimo et al. (2006) の斜里岳付近だけの結果を反映した実線の P 波速度構造を用いる．Fig.3b の白ぬきの観測点以外を用いる場合は，低速度層が浅い部分にある場所の観測点も含まれるため，その速度の違いを考慮した鎖線のような構造を用いた．なお， V_p/V_s 比は全ての震源決定で 1.73 と仮定した．先ほども記したように，地震発生当時は，まだ震源域周辺には積雪があったため，震源域そばに地震観測点を設置することができなかった．したがって，震源域の直上の OJI 観測点を設置した 2004 年 6 月 12 日以降，観測が終了した 10 月 31 日までのデータが震源決定精度が最も高いと考えられるので，まず初めにこの期間の震源決定を行った．用いた観測点は，Fig. 2b の白三角印の臨時観測点と白四角印の定常観測点 1 点の合計 10 観測点である．震源計算には Hirata and Matsu'ura (1978) の震源計算プログラム HYPOMH を使用し，Fig. 4 の実線の P 波 1 次元速度構造を用いて震源決定を行った．次に，震源計算で得られた観測走時と理論走時の差 (O-C) を各観測点の観測点補正值 (Table 1) として加え，再び震源計算を行い最終震源とした．

P 波相が 6 点以上で読み取られ，震源計算の結果得られた東西・南北・深さ方向の誤差が 0.5km 以内，P 波相の走時残差 0.2 秒以内，S 波相が 0.5 秒以内の地震の震源分布を Fig. 5 に示す．震央は斜里岳南山麓に位置し，西南西―東北東方向に 2 つのクラスター状に分布していて，東側のクラスターの方が，西側に比べて地震が多く発生している．また，深さ分布を見ると東側のクラスターは 2–5km 付近に分布しているのに対し，西側では，4–6km 付近と東側に

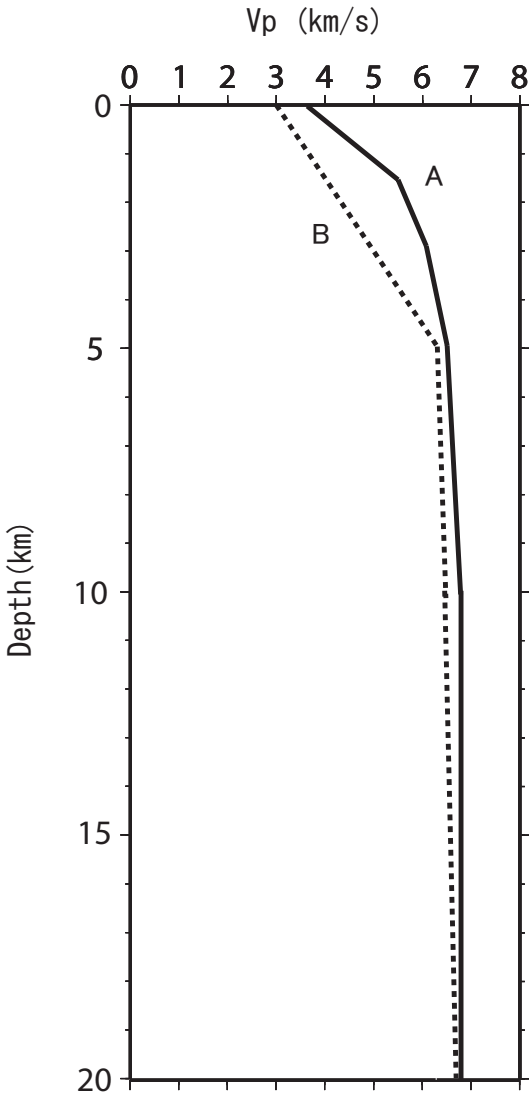


Fig. 4. One dimensional P-wave velocity structure models used in this study for hypocenter determination: A model (solid line) is from Kurashimo et al. (2006) and B model ' (dash one) modified from Kurashimo et al. (2006). A and B model is applied for hypocenter calculation shown in Fig. 5, Fig. 6 and Fig. 7, respectively.

Table 1. Station corrections used in the hypocenter determination in Fig. 5 and standard deviations.

	P wave (sec)	S wave (sec)	P wave standard deviation	S wave standard deviation
MDD	- 0.036	- 0.681	0.095	0.124
OHK	- 0.048	- 0.398	0.069	0.094
KIY	0.194	0.027	0.176	0.144
OJI	0.082	- 0.084	0.028	0.077
KNY	- 0.016	- 0.470	0.046	0.136
TYS	0.068	0.022	0.055	0.108
KNN	0.094	- 0.089	0.100	0.276
KPK	0.014	- 0.337	0.054	0.110
ETB	0.064	- 0.300	0.055	0.098
NKSB	0.027	- 0.397	0.059	0.137

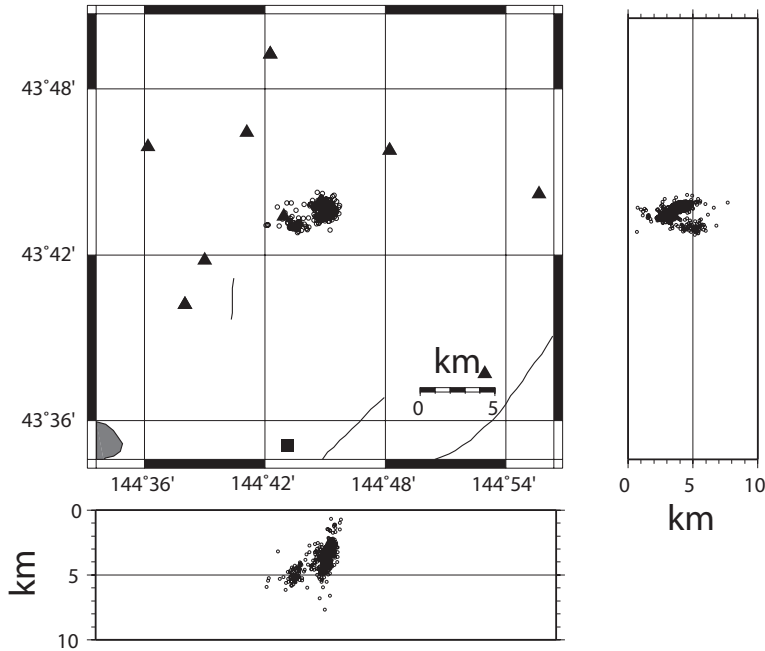


Fig. 5. Hypocenter distribution determined by the 1-D smoothed P-wave velocity structure (A model: solid line in Fig. 4) from June 12, 2004 to October 31, 2004. Triangles and squares are seismic stations. Solid lines indicate active faults.

Table 2. Station corrections used in the hypocenter determination in Fig. 6 and standard deviations.

	P wave (sec)	S wave (sec)	P wave standard deviation	S wave standard deviation
ARK	0.076	- 0.187	0.102	0.087
KYS	0.010	- 0.227	0.094	0.230
MSA	0.048	- 0.248	0.048	0.097
FUJ	- 0.076	- 0.345	0.055	0.154
SYSH	0.121	0.050	0.140	0.174
STNH	0.279	0.231	0.134	0.357

比べ深い場所で地震が発生していることが分かる。

次に、6 月 12 日以前の地震活動を見るために、臨時地震観測網がほぼ完成した 5 月 1 日から 10 月 31 日までの Fig. 2b の利用可能な全ての観測点のデータを用いて前述した 6 月 12 日以降と同じで方法で震源計算を行った。4 月から 5 月にかけては、震源域近傍の観測点は設置されていないため、計算に使用する観測点は斜里岳から離れている。したがって、計算には P 波速度構造の変化を考慮した Fig. 4 の鎖線の P 波速度構造を用いた。但し、黒色の観測点に限って、新たに観測点補正値を走時残差から求め (Table 2)、それ以外は 6 月 12 日以降の震源計算で用いた補正値 (Table 1) を使用した。

この結果得られた 5 月 1 日から 6 月 30 日までの東西・南北の誤差が 1km 以内、深さ方向の誤差が 5km 以内、P 波相の走時残差 0.5 秒以内、S 波相が 1.0 秒以内の地震 2 ヶ月間の震源

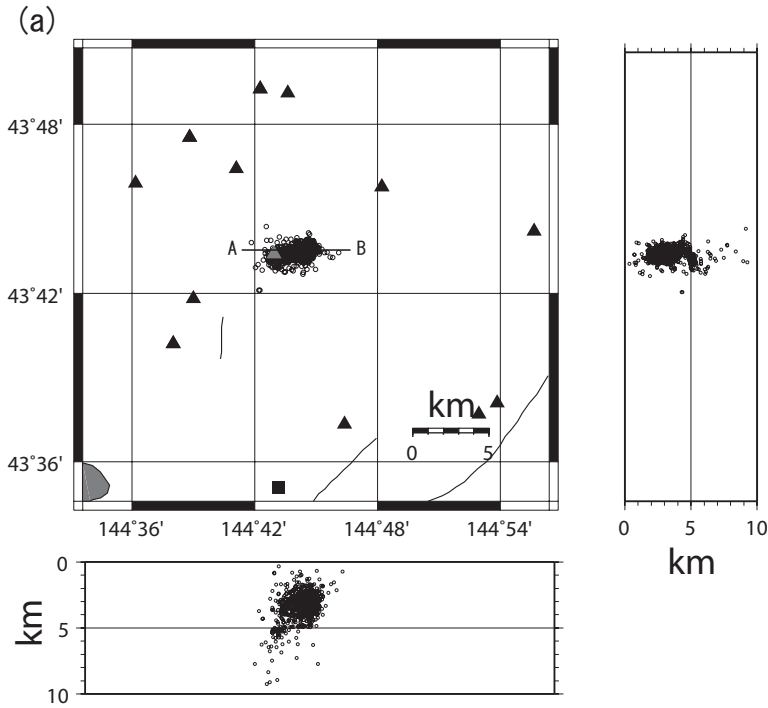


Fig. 6. (a) Hypocenter distribution from May 1, 2004 to June 30, 2004. Other explanations are the same as those in Fig. 5.

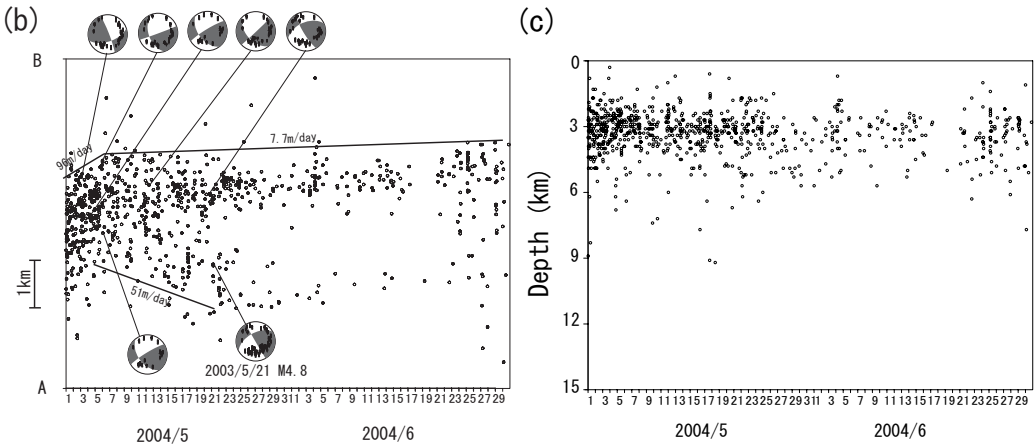


Fig. 6. (b) Space-time distribution of earthquakes along the A-B line shown in Fig. 6(a). Focal mechanism solutions of major earthquakes projected on the lower hemisphere from P wave polarities are shown.
(c) Depth-time distribution of earthquakes along the A-B line in Fig. 6(a).

分布を Fig. 6a に示す. Fig. 6a の A-B 方向に投影した時空間分布と臨時観測も含めて決定した主な地震の P 波初動メカニズム解を Fig. 6b に、深さ方向の時空間分布を Fig. 6c に示した. より長期間の 5 月 1 日から 10 月 31 日までの震源分布, A-B 方向の時空間分布, 深さの時空間分布を Fig. 6d~f に示した.

震源分布は、ほぼ西南西-東北東方向に横約 3km×縦約 1.5km の範囲に楕円状に分布しており、震源域の長軸方向は 5 月 21 日に発生した最大地震 (MJMA4.8) や、それ以外に決定でき

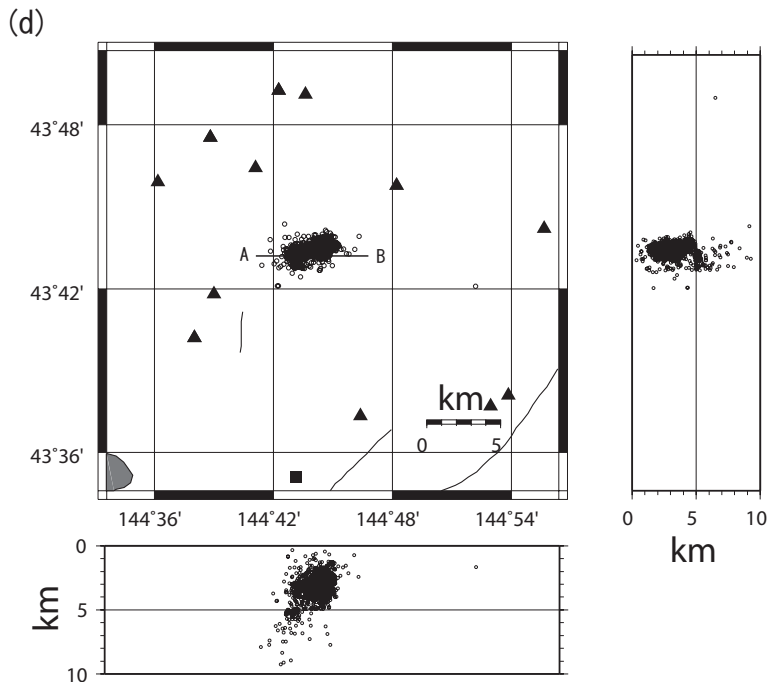


Fig. 6. (d) Hypocenter distribution of earthquakes from May 1 to October 31, 2004.

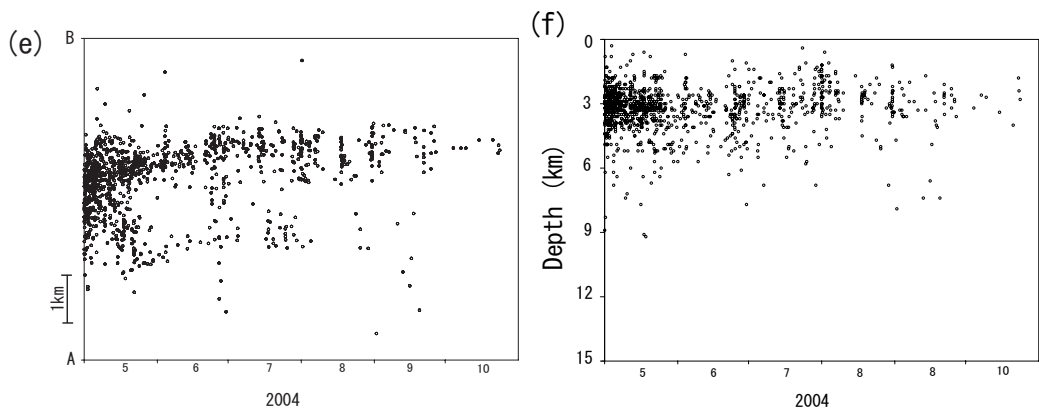


Fig. 6. (e) Space-time distribution of earthquakes along the A-B line in Fig. 6(d).
(f) Depth-time distribution of earthquakes along the A-B line in Fig. 6(d).

た P 波初動メカニズム解の節面の 1 つとほぼ調和的である．Fig. 6b の時空間分布から，5 月 2 日以降徐々に震源域は 2 つに分かれて，震源域が拡大して，分かれた震源域の間には地震が発生しない場所が現れるようになったことが分かる．Fig. 6e の時空間分布を見ると，6 月以降西側の地震活動は低調になり，主要な地震活動は東側でのみ発生していたことが分かる．

これに対し，水平方向ほど明瞭な深さ方向の変化は見ることができなかった．深さについては 6 月 12 日以降のデータに比べてそれ以前のデータの深さ方向の震源決定誤差は最大 5km 程度と大きい．これは，震源直上に地震観測点がなかったためであり，深さ方向の変化を捉えられなかったことは，決定精度に問題があった可能性もある．

2. 定常地震観測網による震源再決定

今回発生した群発地震活動は，地震発生当初から震源の移動が起きていることが気象庁の一元化震源や震源域を挟む定常観測点の P 波到着時刻の時間差からも見られることが報告されている（札幌管区気象台，2004；佐鯉・舟崎，2005）．そこで，臨時観測が開始される以前の地震活動の変化を調べるため，以下の方法で震源再決定を行い，より詳細な時空間分布を求めることを試みた．

Sakai et al. (2005) は 2004 年新潟県中越地震に対して，臨時観測点と定常観測点を組み合わせてより精度の高い震源決定を行い，それに対する観測点補正値を決定し，その観測点補正値を用いると，定常観測点だけでもかなり精度が高い震源決定ができる観測結果を得ている．今回この方法を用いて，臨時観測が行われる以前の地震の詳細な活動の変化を検討してみる．使用する定常観測点の観測点補正値を求めるには，次の手順をふんだ．まず，臨時観測中の 6 月 12 日から 10 月 31 日までに発生した地震 514 個に対し，6 月 12 日以降の解析で観測点補正値が求められている 10 点の検測値に，その他の定常観測点のうち震源域に最も近い観測点の検測値を加え震源計算を行い，加えた定常観測点の走時残差を，その観測点補正値にする．次に，2 番目に近い定常観測点を加えて震源計算を行う．但し，すでに求められた観測点補正値については変更せずに計算に使用する．このように繰り返して計算し，最終的に定常観測点 9 点の観測点補正値を求めた（Table 3）．最後に，臨時観測を行う前も含めて，全期間のデータに対しこの補正値を用いて定常観測点だけで震源計算を行った．

以上の方法で求めた P 波相が 5 点以上で読み取られ，かつ，東西・南北方向の誤差が 1km

Table 3. Station corrections for the permanent stations in the hypocenter determination in Fig. 7 and standard deviations.

	P wave (sec)	S wave (sec)	P wave standard deviation	S wave standard deviation
STSH	0.229	-0.098	0.083	0.306
SYSH	0.256	0.299	0.108	0.182
STNH	0.454	0.550	0.132	0.323
KMZH	0.234	0.301	0.076	0.150
NSTH	0.631	0.850	0.183	0.192
NBT1	0.222	-0.234	0.186	0.391
NIT	0.152	-0.354	0.150	0.263
TES	0.213	-0.649	0.179	0.804
RAUS	0.154	-0.328	0.084	0.243

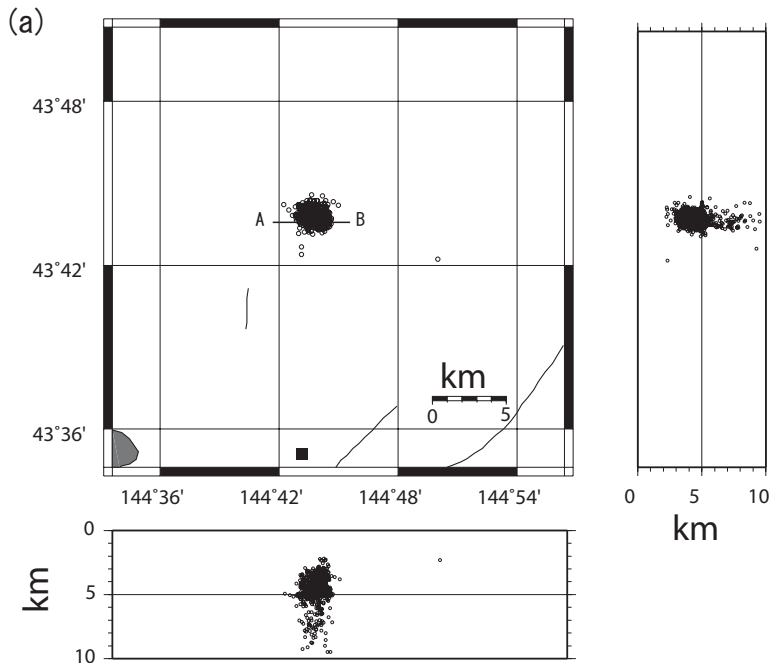


Fig. 7. (a) Relocated hypocenters determined by permanent stations only in Fig. 2a with the station correction (Table 3) from April 27, 2004 to April 30.

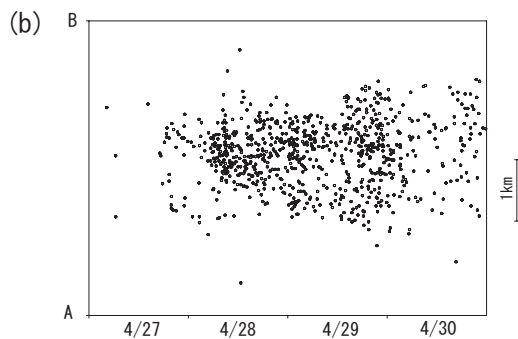


Fig. 7. (b) Space-time distribution along the line (A-B) in Fig. 7(a).

以内、深さ方向の誤差が 10km 以内、P 波相の走時残差が 0.5 秒以内、及び S 波相の走時残差が 1 秒以内の地震うち 4 月 27 日から 30 日までの震源分布を Fig. 7a に示す。Fig. 7a の深さ方向の分布を見ると、深さ 5km 付近に震源が集中して発生しているように見える。これは、用いた P 波速度構造が 5km を境にして、速度勾配が変化している影響である。先ほども述べた通り、定常地震観測網は震源域から約 15km 以上離れているため、深さについては、震源決定精度が悪く、今回用いた震源計算プログラムでは、決定精度が悪い場合、速度勾配の境界付近に震源が決まりやすい特徴があり、今回もそのことが原因であると考えられる。

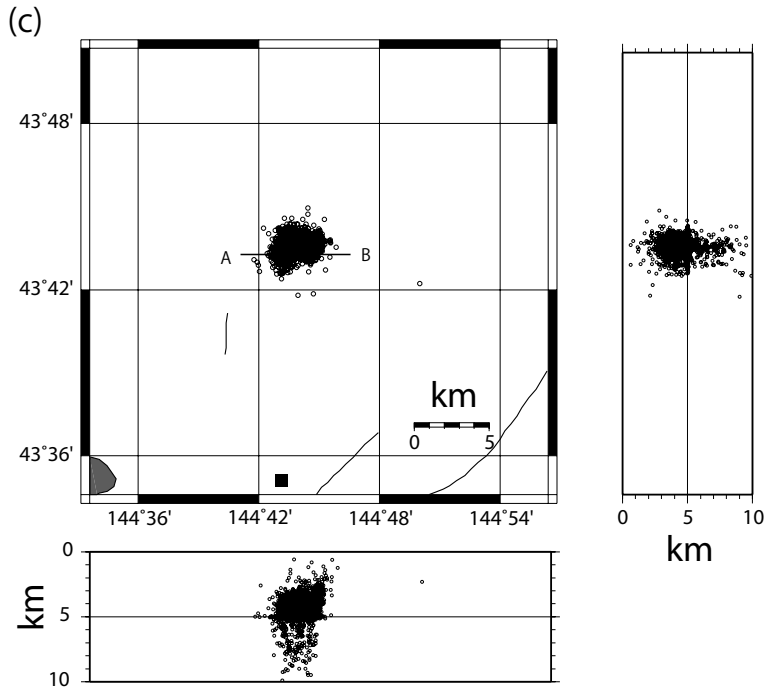


Fig. 7. (c) Relocated hypocenters of earthquakes from April 27 to October 31, 2004.

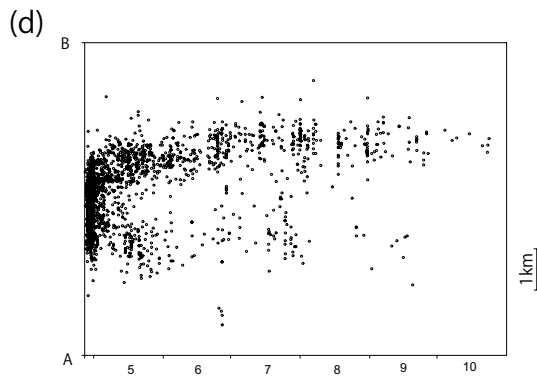


Fig. 7. (d) Space-time distribution of earthquakes along the line (A-B) in Fig. 7(c).

Fig. 7a の A-B 方向に投影した時空間分布を Fig. 7b に示した．これに加え，4 月 27 日から 10 月 31 日までの震源分布と時空間分布を Fig. 7c と Fig. 7d にそれぞれ示した．これらの図を見ると，地震活動は 27 日 4 時から始まり，28 日 6 時以降に数が増加していったことが分かる．また，28 日以降に大部分の震源域が徐々に東側に移動していき，28 日 20 時以降西側にも地震が発生し始め，30 日 5 時以降からは地震の数が減少した．Fig. 8a に，この震源データを用いた 4 月 27 日から 30 日までの 1 時間当たりの地震回数を，また Fig. 8b には 4 月 27 日から 10

月 31 日までの 1 日当たりの地震回数を示した．今回の一連の地震活動は，4 月 28 日 6 時から 30 日 5 時までの約 47 時間の間に最も活動が高かったことが分かる．

IV. 議論とまとめ

今回の一連の地震活動は 4 月 27 日から始まり，その 1 日後の 28 日 6 時から 30 日 5 時の 2 日間にかけて地震の発生回数が増加し (Fig. 8a)，この期間が一連の群発地震活動の中で最も活動が高い時期であった (Fig. 7d, Fig. 8b)．また 4 月 28 日から東側に震源が移動し始め，同日 20 時ころからは西側にも地震が発生し始めた．その後地震数は減少し始めたものの，5 月 1 日から 6 日にかけて地震の活動域が東側にほぼ 96m/day の移動速度で拡大していき，6 日以降は，7.7m/day の速度に減速したものの拡大は継続した．また，西側には 5 月 4 日頃から 20 日頃まで 51m/day の速度で拡大していった (Fig. 6b)．その結果，当初地震が発生した場所では，地震が発生しなくなった．西側の震源域ではその後地震数が減少し，7 月に入ると東側への拡大も停止して，活動は主に東側の領域内で継続となった．また，5 月 21 日には一連の地震活動で最大の地震 (MJMA4.8) が西側の領域で発生した．この地震の P 波初動メカニズム解は，北西—南東領域に主圧力軸を持つ横ずれ断層で (Fig. 6b)，2 つの震源域を結ぶ直線上の方向と一致している．このように今回の群発地震活動では，時間を経るに従い震源域が徐々に移動拡大し，それに伴いその中心部分では地震が発生しなくなるという現象が見られた．ちなみにこの値で水の拡散率を推定すると約 $2.5 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 程度と見積もられる．

群発地震活動では，このような震源移動の現象が見られることが多い．例えば，1998 年に発生した伊豆半島沖群発地震では震源が深いところから浅い方へ移動し，その後その震源が徐々に外側に向かって移動してドーナツ状の震源分布を形成していくことが観測された．この震源移

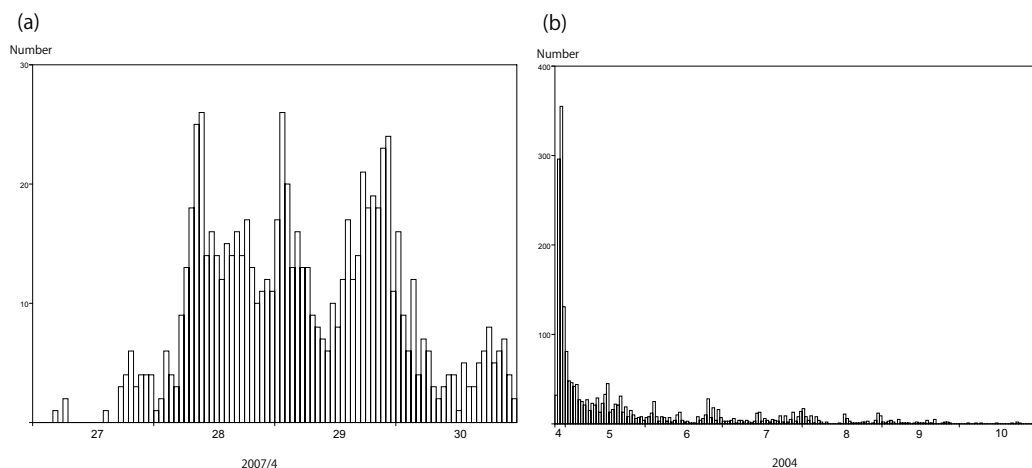


Fig. 8. (a). Hourly number of earthquakes in Fig. 7(a) from April 27 to April 30, 2004.
(b). Hourly number of earthquakes in Fig. 7(a) from April 27 to October 31, 2004.

動の原因として、マグマの上昇とダイク内部の過剰圧によるダイクの拡大であると結論づけた (Morita et al., 2006).

1988–89 年に発生した十勝支庁北部の群発地震活動では震源域が北西と南東方向にそれぞれ 61m/day と 49m/day で拡大していったことが明らかになっており、その原因として高温の熱水の移動拡散が考えられている (鈴木, 1992).

1995–1996 年に発生した松前沖の群発地震では、1995 年 10 月から 1996 年 4 月ころに震源域が徐々に南の方に 30m/day の速度で移動していく現象が見られた (北海道大学理学部, 1996). 高橋・他 (1999) は、GPS 観測の結果から、この基線が 1 年をかけて徐々に伸びていったことを示し、これらの事実から、群発地震活動の原因は、マグマ物質の貫入によって説明が可能であることを示した.

このように、火山地域で見られる震源の移動現象は、マグマや熱水の貫入・移動・拡散により発生する可能性が示唆されている. 今回の活動があった斜里岳は、第四紀火山であるものの、その最新活動期は約 25 万年前と推定されており (第四紀火山カタログ委員会, 1999), 噴気活動などはみられない. また、国土地理院の GPS 観測網からは、今回の活動に伴う地殻変動は観測されていない. これは、数 10cm オーダーのマグマ貫入は起こっていないことを示すものであるが、それ以下のスケールについては観測精度以下となる.

震源域付近の地温勾配は 80°C/100m というかなり高い値となっており (北海道立地下資源調査所, 1995), 地下は高温の状態であることが予想される. 今回の活動は、明瞭な震源の移動として特徴づけられており、これは何らかの流体の移動や拡散の関与を示唆している可能性が高い. 地震や地殻変動のデータから活動の直接的な原因を断定するのは困難であるが、以上のデータは今回の活動が熱水系などの流体の活動により引き起こされた可能性があることを示唆しているものと考えられる.

今回の斜里岳付近の活動域を含む十勝支庁北部から知床半島にかけての火山フロント沿いでは、2003 年 9 月 26 日に発生した 2003 年十勝沖地震 (MJMA8.0) 以降、地震活動に変化が認められている (杉田・横田, 2005). 例えば、十勝支庁北部 (Fig. 1 の領域 A) では 1988 年から定常的に群発地震が発生していたが、十勝沖地震の発生直後から数が増加し始めた. 十勝沖地震の発生以前は、地震活動が低調であった上士幌町の北門地域 (Fig. 1 の領域 B)・陸別・足寄地域 (Fig. 1 の領域 C) でも、最大で MJMA4.5 の地震が発生し、雌阿寒岳や徹別地域 (Fig. 1 の領域 D) などでも、地震活動が高まった. それに比べ定常的に群発地震が発生していた弟子屈地域 (Fig. 1 の領域 E) では逆に地震活動が低下した. 上田・高橋 (2005) は、十勝沖地震による Δ CFS の変化がその原因である可能性を指摘している. しかしながら、今回発生した斜里岳の地震活動の領域は、地震活動の低下が期待される Δ CFS の減少域になっており、群発地震が発生したことの説明は難しい. また、先ほど述べた 2003 年十勝沖地震発生直後から地震活動に変化があった A から D 領域に比べ、今回の地震活動の開始は、十勝沖地震から半年以上の時間が経過しており、十勝沖地震の影響をその原因とするならば、時間遅れのメカニズムについて検討する必要があるだろう.

謝辞 臨時地震観測にあたっては、斜里町、清里町、標津町、北海道開発局網走開発建設部網走農業事務所、北海道森林管理局網走南部森林管理署に協力を頂きました。また、気象庁の設置した臨時観測点のデータを利用しました。海洋研究開発機構地球内部変動研究センターの仲西理子博士には、構造探査の結果について解説して頂きました。気象庁と防災科学技術研究所 Hi-net, K-NET, 及び、北海道大学の定常地震観測点のデータを利用しました。国土地理院 GEONET の日々の座標値データを使用しました。元北海道大学地震火山センターの岡部敬史氏と北海道立地質研究所の田村 慎研究員には、臨時観測を手伝って頂きました。毎月行われている ISV と札幌管区气象台との地震活動検討会では、今回の地震活動について有意義な意見交換が行われ、本論文を作成するにあたり、大いに参考になりました。ISV の本谷義信研究員には、本稿を読んで頂き、有益な助言を頂きました。本論文の作図は、SEISPC95 (石川・他, 1997) と GMT システム (Wessel and Smith, 1995) を利用しました。以上の方々に記して感謝致します。

文 献

- 第四紀火山カタログ委員会, 1999. 日本の第四紀火山カタログ, 日本火山学会, CD-ROM.
- 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.
- 北海道大学理学部, 1996. 松前群発地震活動 I (1995 年 10 月~1996 年 5 月), 地震予知連絡会会報, **56**, 16-20.
- 北海道立地下資源調査所, 1995. 60 万分の 1 北海道地温勾配図, 北海道立地下資源調査所.
- 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.
- Kurashimo, E., T. Iwasaki, N. Hirata, T. Ito and Y. Kaneda, 2006. Crustal structure of the southwestern margin of the Kuril arc sited in the eastern part of Hokkaido, Japan, inferred from seismic refraction/reflection experiments, *Earth Planets Space*, **58**, 375-380.
- Morita, Y., S. Nakao and Y. Hayashi, 2006. A quantitative approach to the dike intrusion process inferred from a joint analysis of geodetic and seismological data for the 1998 earthquake swarm off the east coast of Izu Peninsula, central Japan, *J. Geophys. Res.*, **111**, B06208, doi:10.1029/2005JB003860.
- Sakai, S., T. Hirata, A. Kato, E. Kurashimo, T. Iwasaki and T. Kanazawa, 2005. Multi-fault system of the 2004 Mid-Niigata Prefecture Earthquake and its aftershocks, *Earth Planets Space*, **57**, 417-422.
- 佐鯉央教・舟崎 淳, 2005. 2004 年 4 月末から始まった網走・根室支庁協会付近の地震活動, 日本地震学会講演予稿集, **2**, 116.
- 札幌管区气象台, 2004. 北海道地震活動検討会 2004 年 5 月資料.
- 杉田裕志・横田 崇, 2005. 「平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震」と震源域およびその周辺の地震活動について, 地震 II, **57**, 305-314.
- 鈴木貞臣, 1992. 群発地震の震源と噴火火口の線状配列-1998 年十勝支庁北部群発地震と東大雪山系丸山火山-, シンポジウム内陸地震-発生の場と物理-論文集, 33-38.
- 高橋浩晃・宮村淳一・郷家幸治, 1999. 北海道で発生した深部低周波地震, 北海道大学地球物理学研究報告, **62**, 25-41.

上田満治・高橋浩晃, 2005. 2003 年十勝沖地震による北海道東部火山フロントに沿った誘発地震活動と静的応力変化との関連性, 地震Ⅱ, **58**, 115-119.

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, **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, **2**, 384.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995. New version of the generic mapping tools released, *EOS Trans. AGU*, **76**, 329.