



Title	1995年5月23日北海道新十津川町の地震（M5.7）の余震観測
Author(s)	大村, 猛; 森谷, 武男; 大塚, 健; 本谷, 義信; 勝俣, 啓; 一柳, 昌義; 岡山, 宗夫; 高田, 真秀; 鈴木, 淳志; 浅井, 康広; 笠原, 稔
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 60, 45-60
Issue Date	1997-03-31
DOI	10.14943/gbhu.60.45
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/14248">http://hdl.handle.net/2115/14248</a>
Type	bulletin (article)
File Information	60_p45-60.pdf



[Instructions for use](#)

1995年5月23日北海道新十津川町の地震  
(M 5.7)の余震観測

大村 猛・森谷 武男・大塚 健

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

本谷 義信・勝俣 啓・一柳 昌義・岡山 宗夫・高田 真秀・

鈴木 淳志\*・浅井 康広・笠原 稔

北海道大学理学部付属地震予知観測地域センター

(1996年12月25日受理)

**Aftershock Observation of the 1995 Shintotsukawa  
Earthquake(M 5.7)**

Takeshi OHMURA, Takeo MORIYA, Ken OTSUKA

Division of Earth and Planetary Sciences,

Graduate School of Science, Hokkaido University

Yoshinobu MOTOYA, Kei KATSUMATA, Masayoshi ICHIYANAGI,

Muneo OKAYAMA, Masamitsu TAKADA, Atsushi SUZUKI\*,

Yasuhiro ASAI, Minoru KASAHARA

Research Center for Earthquake Prediction,

Faculty of Science, Hokkaido University

(Received December 25, 1996)

At 19:01(JST) on May 23, 1995, an earthquake with M5.7 occurred in western Sorachi district, approximately 80 km north of Sapporo city, the northwestern part of Hokkaido. To study detailed spatial distributions and focal mechanisms of aftershocks, we carried out a temporary seismic observation from May 24 to July 12. The hypocenters of the aftershocks were determined by using 4 or more seismic stations out of 8 temporary stations and a permanent seismic station near the source region. The aftershock distribution concentrated in an area of 10 km × 7 km. Most of focal depths of aftershocks situated between

---

\* 日本熱水開発株式会社.

\* Nihon Nessui Corporation.

8 km and 14 km.

After 4 days of the mainshock, a telemeter station was set up near the epicenter of the mainshock. This telemeter station detected 1178 aftershocks after one and a half year from the mainshock. We determined 138 hypocenters of aftershocks among them, and obtained the  $p$  value (coefficient of modified Omori's formula) to be  $0.95 \pm 0.10$  and the  $b$  value (coefficient of Gutenberg-Richter's formula) to be  $0.87 \pm 0.08$ .

The focal mechanism solution of the mainshock indicates a pure dip-slip type with east-west compression. The focal mechanisms of 3 major aftershocks indicate dip-slip and strike-slip types with east-west compression. We cannot obtain the evidence showing clear relation between spatial distribution of hypocenters of aftershocks and surface locations of Yawara and Kabato active faults group.

## I. は じ め に

1995年5月23日19時1分(日本時間), 札幌から北へ約80kmの空知支庁新十津川町の北部でM5.7 [気象庁(以下JMAと略す.)による]の地震が発生して, 北海道西部の広い範囲で揺れを感じた。北海道の調べによると, この地震による主な被害は軽傷4名, 家屋の一部破損46棟, 被害総額は710,460千円とされている(戸松ほか, 1996)。田近・広田(1995)の現地調査によれば, 震源域の新十津川町, 北龍町および雨龍町で墓石変動(転倒も含む), また道路面の亀裂や崩壊, 盛土の亀裂, 橋梁や用排水路の破壊, 水田の陥没や苗抜け, それに溪岸の崩壊が認められ, さらに, 聞き取り調査によって震源域周辺の半径約15kmの範囲で地鳴りが発生したことが明らかになっている。高波他(1996)による長周期地震記録をもとにしたモーメント・テンソル・インバージョンで求められた本震の地震モーメントは $M_0 = 8.6 \times 10^{17} (\text{Nm})$ , モーメント・マグニチュードは $M_w = 5.9$ であった。

今回の地震の震央は, 空知支庁新十津川町吉野付近に位置している。樺戸山地の東麓には, 河成扇状地起源と考えられる段丘とそれを切る活断層(樺戸断層群, 和断層)が認められる(活断層研究会, 1991)。Fig. 1に, 1978年から1993年までの空知および留萌地方を中心とした地震と, 今回の本震および余震の震央分布を示す。この図には, 札幌管区気象台(以下SMOと略す, 1985, 1987)によって1910年から1978年までに, この範囲で発生した $M \geq 4.7$ の地震(深さ20km以浅)9個も加えてある。東経 $142.1^\circ$ , 北緯 $44.2^\circ$ 付近の地震活動は, 北海道内陸部の中では比較的活発である(森谷, 1986)。ところが, 今回起こった地震の震源域付近で, この資料に明記された期間に震源が決定された地震は非常に少ない。今回の地震はMが5.7であって, 道北から樺戸山地の範囲で起きた地震としては過去最大規模であった。1986年以降, 空知支庁を中心に地震活動が活発化しているのが注目される。Mが5級の地震は1986年11月13日留萌市南部の地震(M5.3), 1990年1月8日羽幌町沖の地震(M4.9), 1990年11月11日幌加内町朱鞠内の地震(M4.7), および1993年7月20日幌加内町政和の地震(M5.1), がある。1986年以前では, M5級の地震は1930年代に4回, 幌加内町よりも北で起こった他, 音威子府(1947年)と旭川南方(1955)が知ら

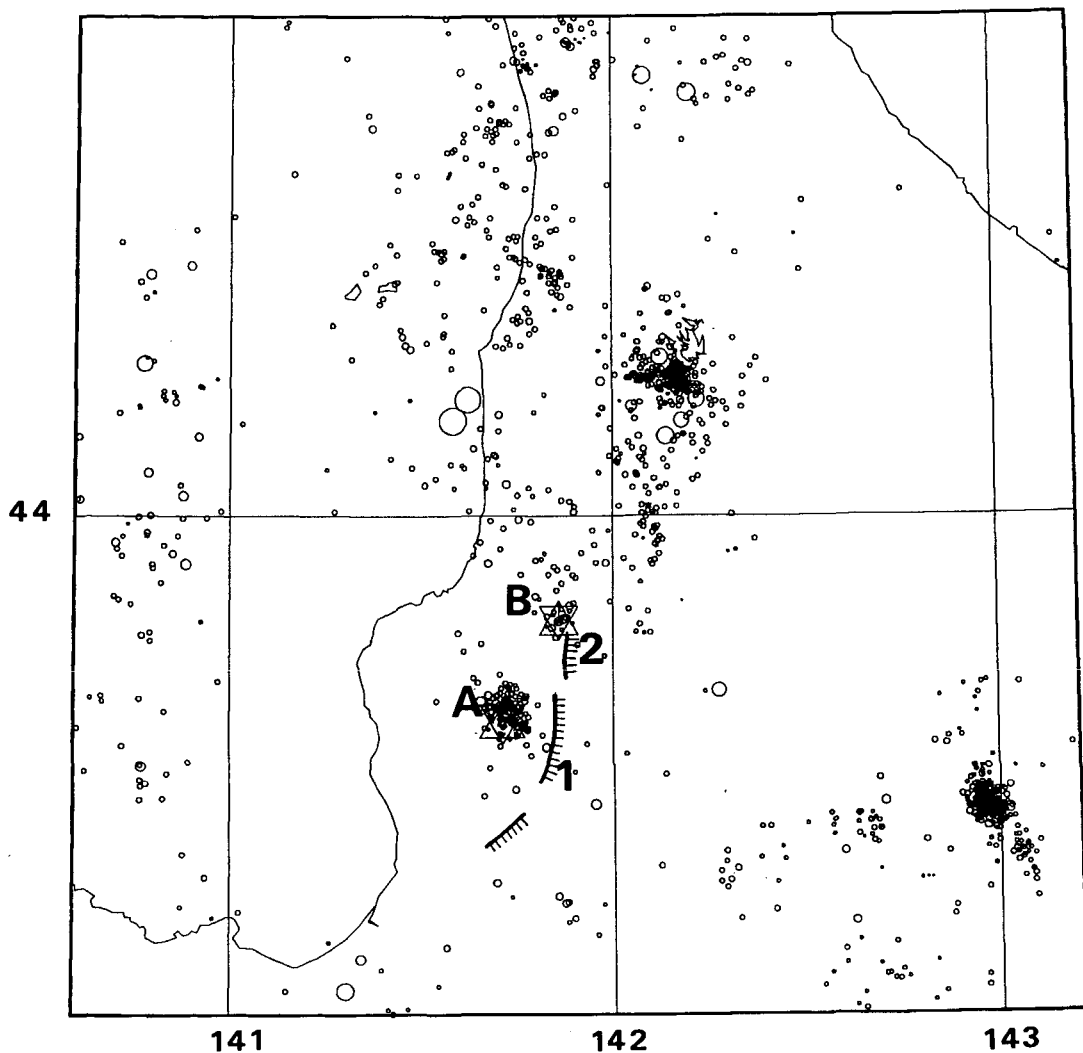


Fig. 1. Distribution of epicenters of earthquakes which occurred in and around the northwestern part of Hokkaido from 1978 to 1993, in a depth range between 0 and 30 km. Epicenters of 7 historical earthquakes whose magnitudes larger than 4.7, are added. Those 7 earthquakes were observed by Sapporo Meteorological Observatory in the period between 1910 and 1970. The epicenters of the 1995 Shintotsukawa Earthquake (A) which occurred on May 23, 1995 (M : 5.7), and the earthquake of Hokuryu town(B) which occurred on Nov. 13, 1986 (M : 5.3) are shown. Locations of Kabato faults group (1) and Yawara faults (2), presented by Research group for Active Faults(1991), are shown.

48 大村 猛・森谷武男・大塚 健・本谷義信・勝俣 啓・一柳昌義・岡山宗夫・高田真秀・鈴木淳志・浅井康広・笠原 稔  
れるのみである(SMO, 1985). 今回の地震が, 過去最大規模であって, 最近の地震活動の活発化のなかで従来知られる地震活動の比較的高かった北海道北部よりも南側の地震活動が低い場所で起こったことが重要で, これからは北海道中央部の地震活動にも注意していかなければならない.

本震震央の北約 12 km の北龍町龍西に SMO の空知北龍観測点(JHR), 震央の西約 25 km の浜益村には, 北海道大学理学部附属地震予知観測地域センター(以下 RCEP と略す.)の浜益テレメータ観測点(HAM)が配置されているが, 東側と南側には観測点が近くにないので, マグニチュードの小さい余震の震源決定ができない. そこで, 余震分布を精度よく求めて今回の地震と樺戸断層群および和断層との関連性を調べるため, 本震発生翌日の 24 日から震源地付近で臨時余震観測を実施した. 当初設置された臨時観測点はアナログ観測点 2 点, デジタル観測点 4 点であった.ところが, 5 月 27 日 13 時 3 分(グリニッジ標準時)に発生した北サハリン地震( $M_w$  7.0)の余震観測(勝俣他, 1996)のために 28 日までにデジタル観測点をすべて撤収してしまった. その代わりに, 余震活動の減衰の度合いを調べるため新たにテレメータ観測点を 1 点設けた. その後アナログ観測点 4 点による臨時観測が, 6 月 18 日から 7 月 12 日まで行われた.

本論文では, この臨時観測と定常観測によって得られた地震データをもとに, この地震について次の 3 点について述べる.

- (1) 本震-余震時系列
- (2) 臨時観測点により決定された余震の空間分布および定常観測点のデータによる震源再決定
- (3) 本震及び主な余震のメカニズム解

## II. 本震-余震時系列

Fig. 2(a)と Fig. 2(b)に, 1995 年 5 月 28 日に設置された RCEP テレメータ観測点(新十津川ダム, STD)で観測された地震の中から 1178 回(1996 年 11 月 20 日現在)の余震について, それぞれ発生頻度と累積頻度の分布を示す. 余震が順調に減衰していく様子がみられるが, 本震発生から

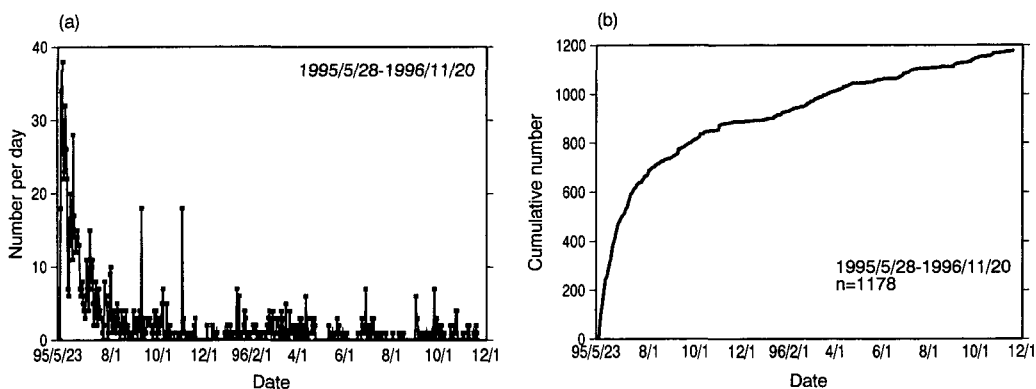
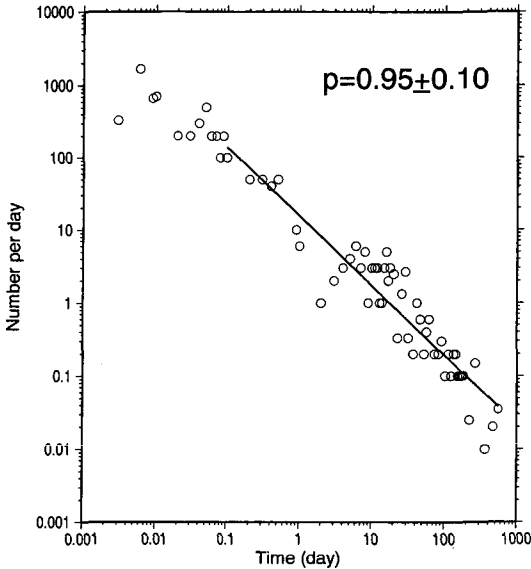


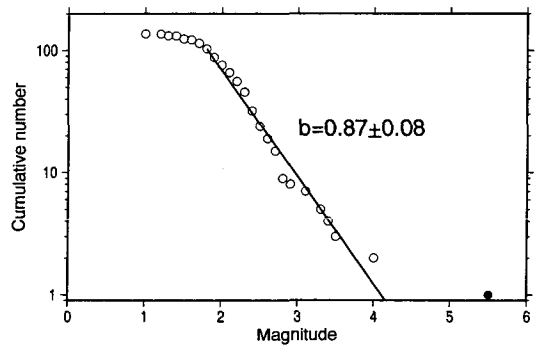
Fig. 2. (a) Temporal change of the daily number of aftershocks observed at STD, which was set up after 4 days of the mainshock. (b) Plot of the cumulative daily number of aftershocks observed at STD.

数ヵ月後も一時的に余震が増加し、余震活動が活発化した時期もあった(例えば1995年7月31日～8月1日, 9月9～10日および11月1日). 次に、余震の発生頻度が改良大森公式(宇津, 1957: Utsu, 1961, 1969),

$$n(t) = \frac{K}{(t+c)^p} \quad (1)$$



**Fig. 3.** Decay of the daily numbers of aftershocks observed at HAM. The  $p$  value is estimated to be  $0.95 \pm 0.10$ .



**Fig. 4.** Magnitude-frequency relation for the aftershocks. Solid circle denotes mainshock. The  $b$  value is estimated to be  $0.87 \pm 0.08$  for the aftershocks in a magnitude range between 1.8 and 4.0.

[ここで  $n(t)$ : 単位時間当たりの余震数,  $K$ ,  $c$ ,  $p$ : 定数]にしたがうものと仮定して, Fig. 3 に本震の震央の西 25 km にある観測点 HAM での本震発生から 1996 年 11 月 20 日までの余震活動の減衰の様子を示す. これはほぼ公式にしたがっており, (1) 式において  $c=0.1$ ,  $t \gg c$  とすれば  $p=0.95 \pm 0.10$  となる. Fig. 4 に本震一余震系列の規模別累積度数分布を示す. 本震から 1996 年 11 月 20 日までに発生し, RCEP のルーチン観測によって震源位置とマグニチュードが決定された 138 個の余震を用いた. マグニチュード  $M$  の算出には, ルーチン観測と同様に渡辺(1971)の式,

$$0.85M = \log Av + 1.73 \log r + 2.50 \quad (2)$$

[ここで  $M$ : マグニチュード,  $Av$ : 地震計上下動成分についての地震動最大速度振幅(kine),  $r$ : 震源距離(<200 km)]を用いて, 全観測点で平均した. Fig. 5 から,  $M \geq 1.8$  の余震について Gutenberg-Richter の式がよく成り立ち, その式の係数である  $b$  値は  $b = 0.87 \pm 0.08$  となった. 最大余震は, 本震発生から 4.6 分後の 5 月 23 日 19 時 6 分に発生した  $M$  3.9(JMA)であり, 本震との  $M$  の差は 1.7 となった.

### III. 余震観測と震源決定

震源決定に用いた観測点は、臨時観測点 8 点と、本震発生から 5 日後に設置された観測点 STD (RCEP), それに SMO の観測点 JHR の合計 10 点のうち 3 点以上である。以後この 10 点のことを余震観測点と呼ぶことにする。Table 1 に余震観測点の名称と位置, Fig. 5, Fig. 6 にそれらの配置図と動作期間をそれぞれ示す。レコーダーの動作不良などの原因により欠測が多く、データの連続性に欠ける。SMO の JHR は、震源が決まらない地震の読み取りデータがなく、33 個しか使われなかった。STD および JHR を除く余震観測点で用いられた地震計は、Markproducts 社 L 22 D (固有周波数 2 Hz, 電圧感度はシャント抵抗 66 K $\Omega$  取り付けの場合 1.23 V/kine) で、8 点中 5 点は上下動と水平動(東西)合計 2 成分、残りの 3 点は上下動 1 成分であった。STD 観測点で使われている地震計は、Markproducts 社 L4C-3D (固有周波数 1 Hz, 電圧感度 2V/kine) で、上下動と水平動(南北および東西)合計 3 成分である。P 波および S 波到着時刻の読み取りについては、アナログ観測点では 2 週間巻の遅送り磁気テープによる長期間連続アナログ記録方式(DAR)であるので(森谷, 1970), 走時の読み取りはテープを再生して A/D 変換した地震波形をパソコンのディスプレイ上に表示して行った。また、デジタル観測点では白山工業社製 Data-mark LS-8000 SH (20 MB RAM, サンプル周波数 200 Hz) データロガーが用いられたため、波形データを IBM 社製 ThinkPad 230 Cs (530 MB HD) パソコンを介してワークステーションに転送し、WIN を用いて読み取りを行った。また P 波および S 波初動時刻の読み取りには、地震計の上下動および水平動成分の記録をそれぞれ使った。読み取り精度は P 波初動時刻が 1/100 秒、S 波到達時刻が 1/100~3/100 秒である。Fig. 7(a), Fig. 7(b) に、アナログ観測点とデジタル観測点で観測された波形記録の例をそれぞれ示す。時刻較正については、アナログ観測点では、各観測点で NHK-FM 放送の時報信号を毎時受信して記録し、これと水晶時計との刻時差をディスプレイ上にて読

**Table 1.** List of the temporary stations.

Station Code	Latitude (N)	Longitude (E)	Elevation (m)	Component
(Analogue)				
FKD	43.6211	141.8378	195	UD, EW
SYS	43.6386	141.7461	180	UD, EW
TPP	43.5947	141.6236	257	UD, EW
RYS	43.7419	141.6858	360	UD
(Digital)				
RUK	43.5844	141.7278	128	UD, EW
MSK	43.6981	141.6508	555	UD, EW
TOP	43.5897	141.6275	260	UD, EW
OSI	43.6689	141.7797	153	UD
(Telemeter)				
STD	43.5825	141.7314	120	UD, NS, EW

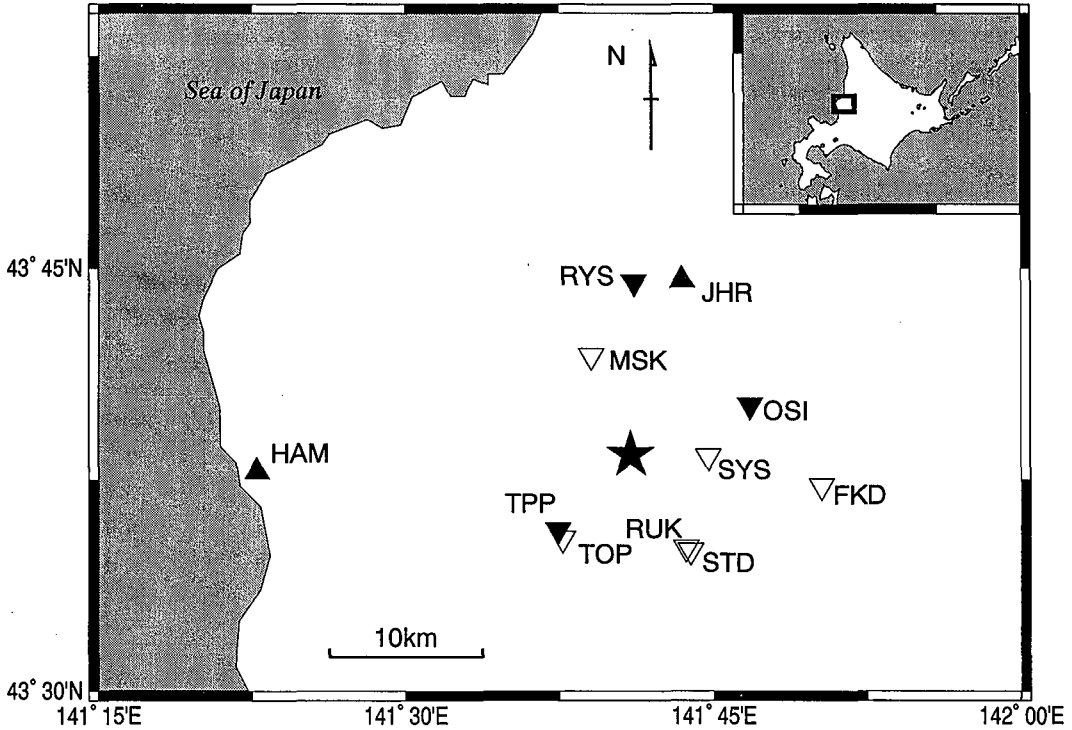


Fig. 5. Locations of epicenter of the mainshock(★), temporary seismic stations, having short period vertical component sensor(▼), and vertical and horizontal (EW) components sensors(▽), and routine stations having 3 components sensors(▲).

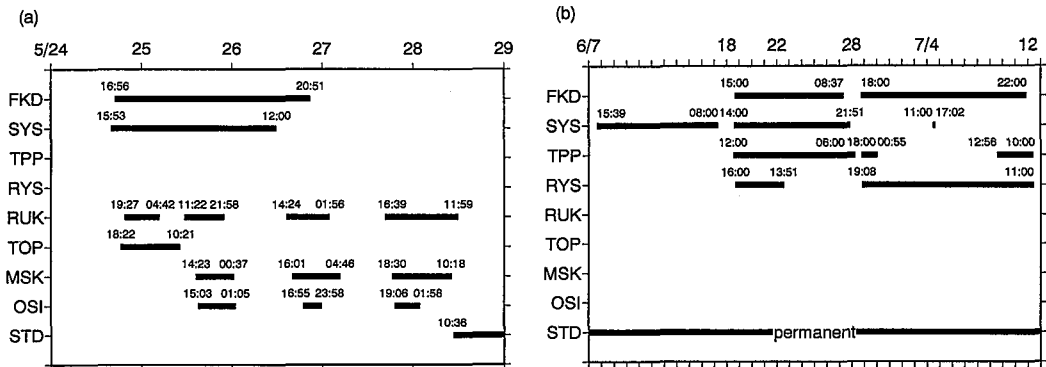


Fig. 6. Two observation periods of the temporary seismic stations, between May 24 and May 29(a), and between June 7 and July 12(b).

み取った。補正値は直線補間によって求め、走時到着時刻を補正した。デジタル観測点ではGPS内蔵時計の刻時誤差が100 μs以内であり、読み取り値をそのまま震源決定計算に使用できた。定常観測点についてはルーチンの読み取り値を使用した。この他の補正値には、テレメータ観測点における電子回路の伝送遅れ(約180 ms)がある。震源決定については渋谷・堀江(1977)の方法に



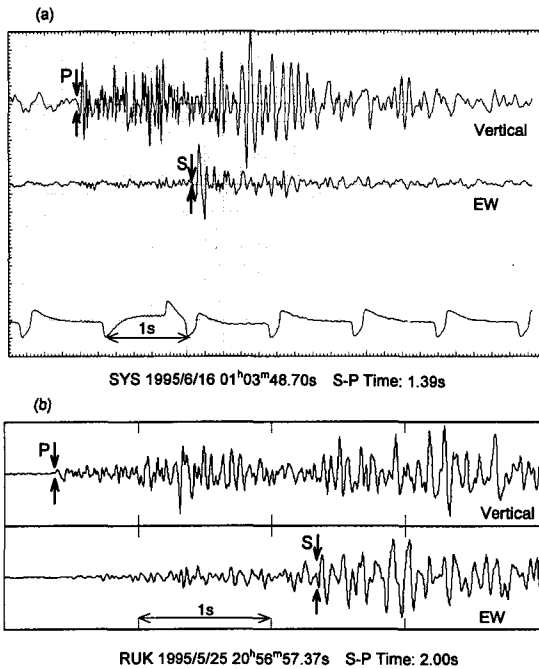


Fig. 7. Examples of aftershock seismograms, recorded at analog recording station SYS (a), and recorded at digital recording station RUK (b).

Table 2. P wave velocity model used for hypocenter determination.

Depth (km)	Velocity (km/s)
0 - 0.5	2.6
0.5 - 1.5	3.5
1.5 - 9.5	6.2
9.5 - 19.5	6.3
19.5 - 34.5	6.7
34.5 -	7.8

したがった。まず、多くの観測点で観測された余震を選び、そのP波とS波の到着値から、和達ダイヤグラムにより  $V_p/V_s=1.71$  を推定した。この  $V_p/V_s$  の値を使用して、他の余震のP波とS波の到着時間から、震源時間を決定した。次に、P波到着時刻にもっとも合うように、震源座標を最小二乗法によって決定した。走時計算には、森谷(1986)が用いた北海道の平均的な地下構造モデル(Table 2)が使われた。震源決定された地震の数は、4点以上で観測された余震111個と、震源域全体を取り囲む3点で観測された余震61個の合計174個であり、これらは少なくとも1点でS-P時間が読み取られている。Fig. 8に震源決定計算の位置についての誤差の分布を示す。85%の地震が誤差2 km以内で決定されているが、東西方向に比べて南北方向の決定精度が悪い。この原因は、地震を記録した観測点のネットの形状が適切ではない(南北方向の辺長が不足)ものが含まれているためと考えられる。Fig. 9(a)~Fig. 9(o)に、震源決定に用いた余震観測点の組み合わせと、それによって決定された余震の震央の位置をそれぞれ示す。計算の結果、南北、東西および深さ方向の誤差がいずれも2.0 km以内の余震94個を採用した。Fig. 10に臨時観測のデータから震源が決定された余震の空間分布を示す。丸印(○)は4点以上(最大6点)の観測点によって震源を決定できた余震94個である。Fig. 10(a)は震央分布で、逆三角印(▽)は臨時観測点の位置、星印(☆)はSMOとRCEPの走時データを使って決定した本震の位置である。Fig. 10(b), Fig. 10(c)はそれぞれ南北、東西の鉛直断面に投影した震源分布を示す。これら余震の

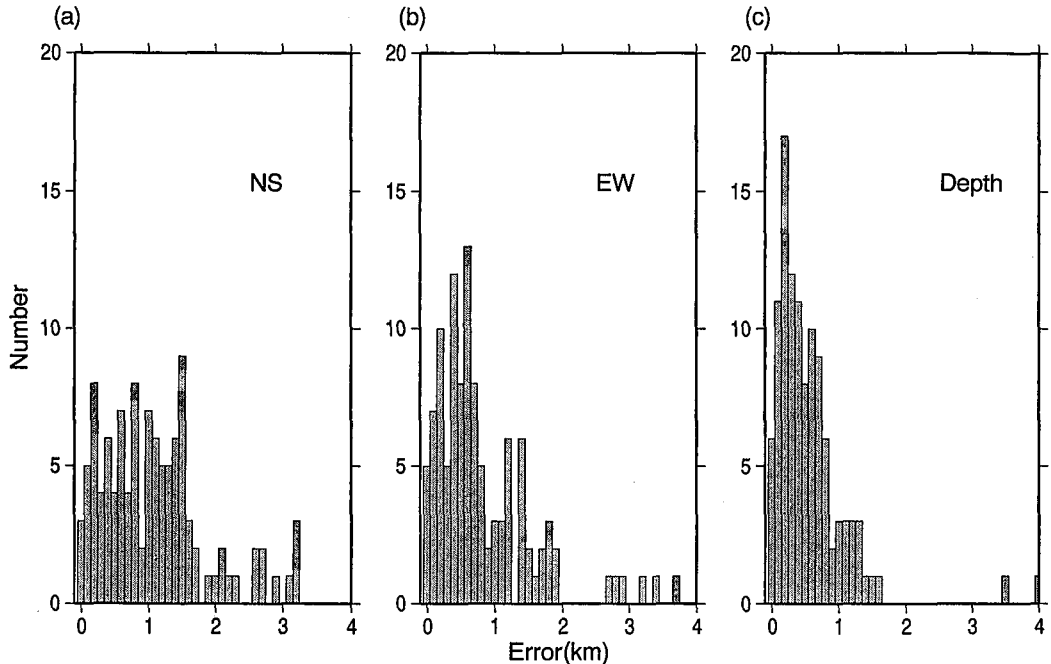


Fig. 8. Histograms of the errors of the hypocenter coordinates of NS(a), EW(b), and depth(c) components.

平均的誤差は、P波およびS波のO-Cについては、0.04および0.21秒(rms)であり、東西、南北および深さについては、それぞれ0.84 km、0.63 kmおよび0.42 kmであった。

#### IV. 本震と余震のメカニズム解

Fig. 11に、本震および多数の観測点で観測された余震のメカニズム解(下半球等積投影)を示す。各パラメータをTable 3に示す。これらはSMOとRCEPの短周期地震計のP波初動極性から求めた。本震は東西方向に圧縮軸を持つ逆断層型の解を示した。余震については、逆断層型の解と、横ずれ断層型の解が得られたが、圧縮軸の方向はいずれも東西ないし西北西-東南東であった。

#### V. X 相

Fig. 12に示してあるように、余震の上下動成分の波形中にS波が到達するまでの間に顕著な相が1つないし2つみられ、余震域西側のTOPとTPPだけで発見されている。Fig. 10の黒丸印(●)がX相を観測した地震の震源(16個)である。これらのX相を伴う余震は、Fig. 10(a)の震央分布では西南西-東北東走向に広がっていて、Fig. 10(b)の南北断面図から、3 km程度の帯状分布をしている。この相は地殻内部の速度境界面からの反射波と考えられる。

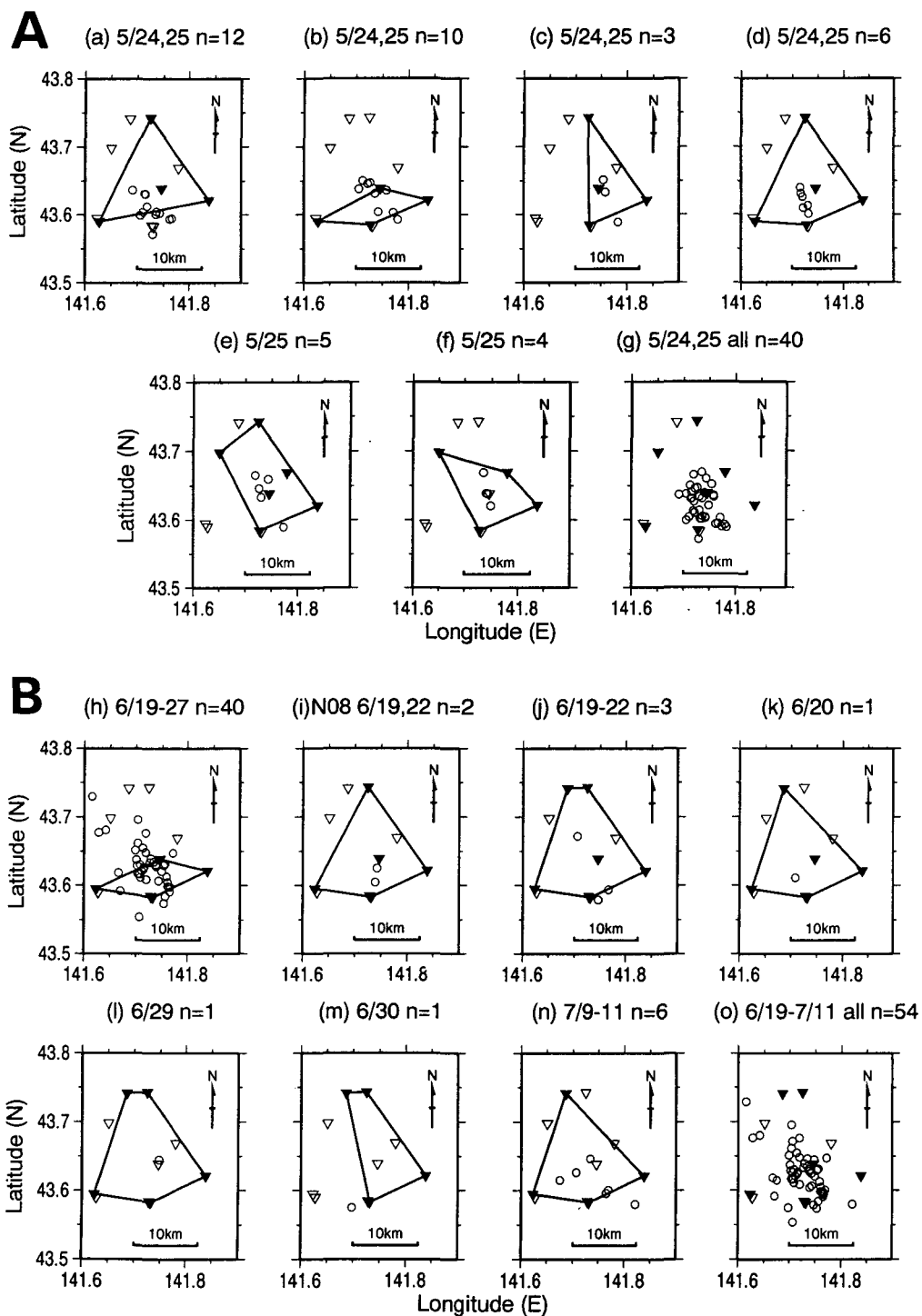


Fig. 9. Spatial relations of aftershock hypocenters( $\circ$ ), and locations of seismic stations( $\blacktriangledown$ ), used for hypocenter determination, in the periods between May 24 and 25(A), and June 19 and July 11(B).

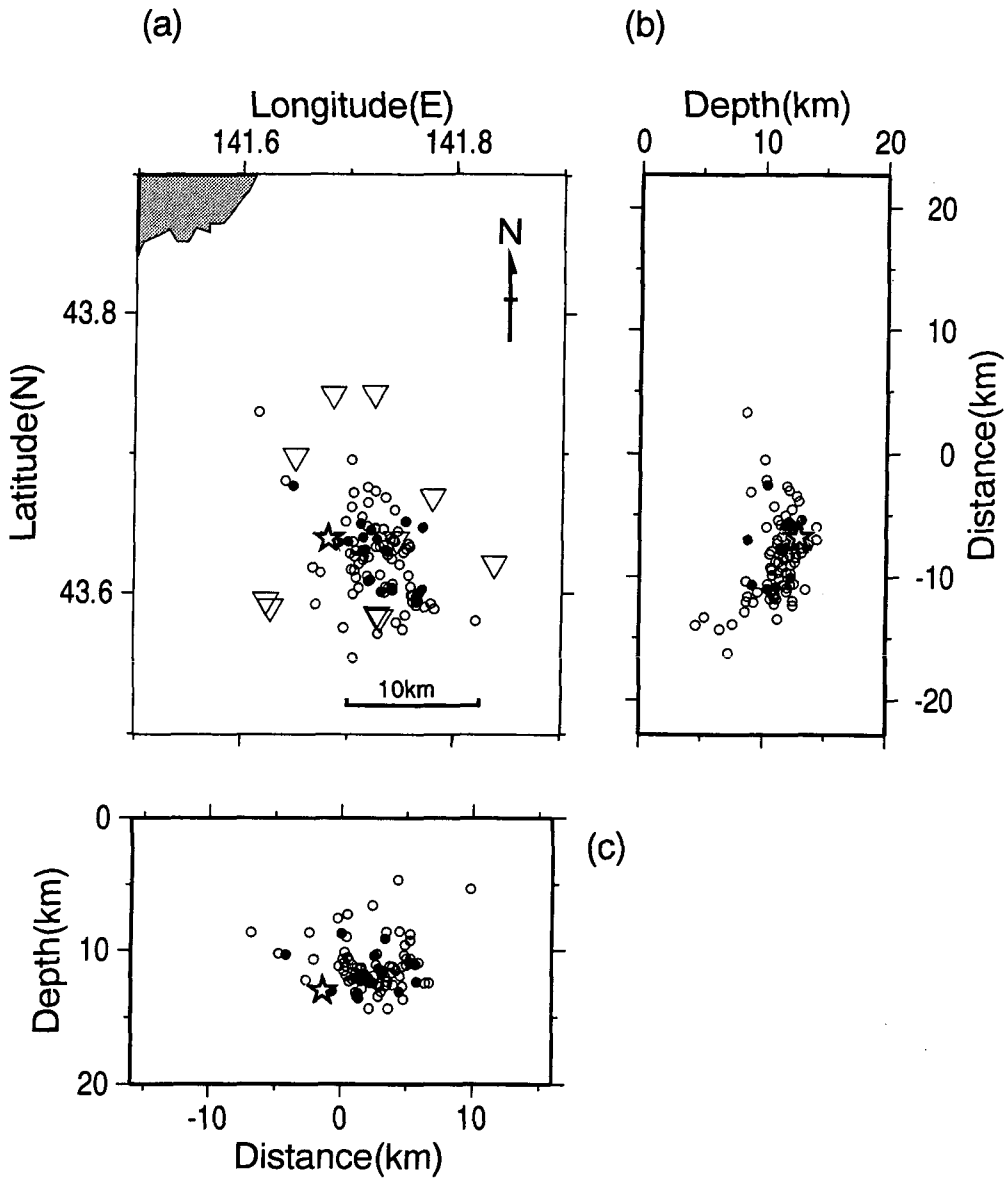
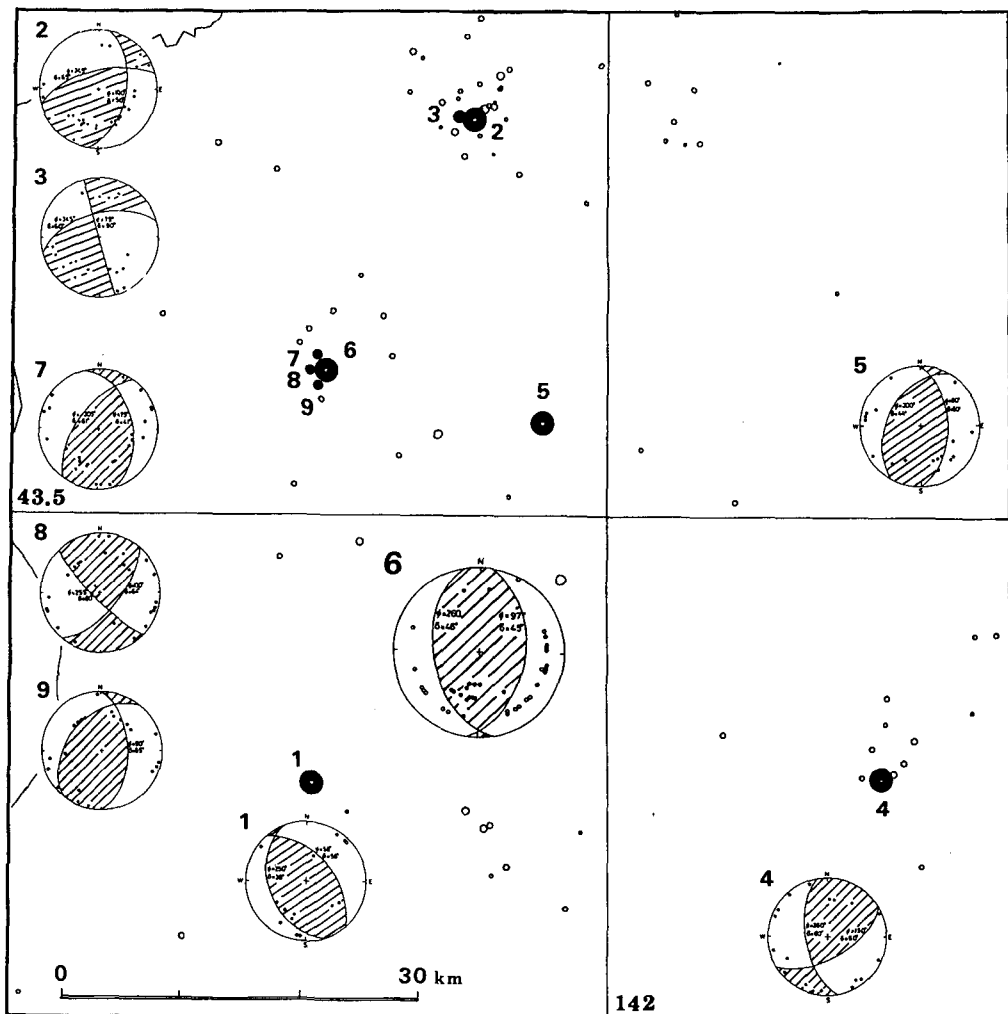


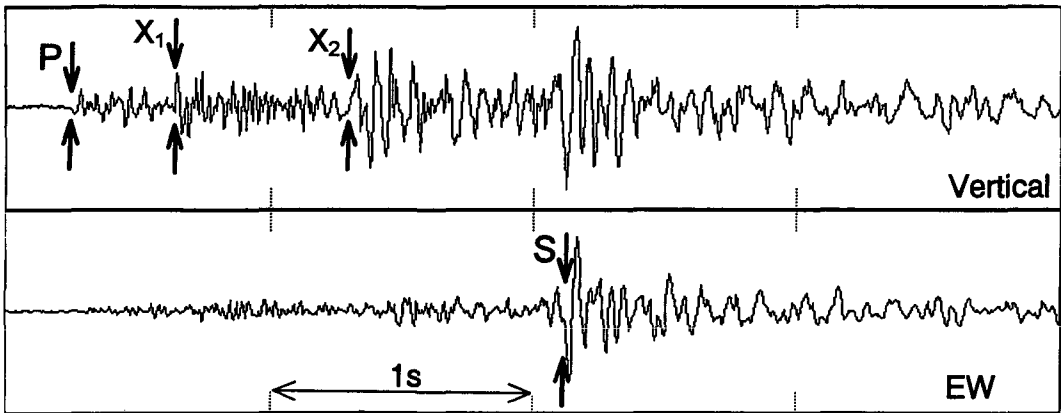
Fig. 10. Spatial distribution of seismic stations(▽), mainshock(☆) relocated by using SMO and RCEP data, and 94 aftershocks, divided into two types, those with X phases at TPP and TOP(●), shown in Fig. 12, and others(○). Hypocenters are projected onto two vertical planes striking NS(b) and EW(c) directions.



**Fig. 11.** Distribution of focal mechanism solutions projected on lower hemisphere, in the western part of Hokkaido. Polarities of P-wave first motions were used for determination of the solutions. The shaded and open areas in each solution indicate the compressional and dilatational quadrants, respectively. These earthquakes were occurred on Oct. 29, 1983, M : 3.5(1), Nov. 13, 1986, M : 5.3(2), Nov. 13, 1986, M : 4.1(3), Jan.04, 1992, M : 4.0(4), Mar. 14, 1995, M : 2.5 (5), May 23, 1995, M : 5.7(mainshock,6), May 24, 1995, M : 3.2(aftershock, 7), May 24, 1995, M : 3.0(aftershock, 8), and May 30, 1995, M : 3.6(aftershock, 9).

**Table 3.** Parameters of focal mechanism solutions of the mainshock and 3 major aftershocks.

Origin Time y/m/d	Time h:m:s(JST)	Lat. N	Long. E	Dep. km	Mag. JMA	Np1		Np2		P-axis		T-axis		N-axis			
						St.Dip	Sl.	St.Dip	Sl.	Az.Dip	Az.Dip	Az.Dip	Az.Dip				
1995/5/23	19:01,28.4	43.6395	141.6828	13.0	5.7	7	45	71	170	46	97	257	1	352	82	179	6
1995/5/24	01:26,55.9	43.6620	141.6570	10.0	3.2	345	41	138	215	61	47	286	13	165	67	20	26
1995/5/24	05:15,33.3	43.6622	141.6919	7.5	3.0	40	64	5	135	80	173	263	14	4	30	153	62
1995/5/30	17:25,07.5	43.6506	141.6915	7.9	3.6	0	50	125	352	50	54	108	6	210	72	15	21

TOP 1995/5/24 19<sup>h</sup>09<sup>m</sup>32.24s**Fig. 12.** An example of the seismograms with X phases on vertical component, observed at TOP.

## VI. 議 論

### 本震—余震時系列について

改良大森公式の係数 $\rho$ の決定には次のような問題点がある。1つには、本震発生直後からの連続記録が取られている観測点は本震からの距離が離れていることが多い(HAMへは25 km)ので、小さな余震は取りこぼされる。逆に震源域近傍のテレメータは設置までに時間がかかるため、本震発生直後の情報が失われている。2番目には、改良大森公式の定数項 $c$ を通常は0.1~1日程度と仮定して、 $t \gg c$ とみなしたべき乗関数として近似するが、この設定によっては $\rho$ 値の算出結果に影響を及ぼすことがある。今回の解析例では、本震発生から4日後に設置されたSTDの観測データを用いて計算した $\rho$ 値は $1.18 \pm 0.14$ 、これと同じ期間で区切ったHAMの観測データから計算したものは $1.14 \pm 0.18$ であり、期間が同じ場合両者の間に有意な差はみられなかった。これは $\rho$ 値が観測点に大きく依存せず、本震—余震系列固有の性質を示すことを示唆する。今回はHAMにおける本震発生直後からのデータを採用した。これによれば、今回の余震は典型的な余震系列とみることができ、気象庁(1995)による1993年北海道南西沖地震の $\rho$ 値は1.25~1.28、

また気象庁(1984)による1983年日本海中部地震の $\rho$ 値は1.1程度であり、松浦(1993)によって計算された日本全体の $\rho$ 値の平均値が1.22であることから、今回の $\rho$ 値がやや小さいことは余震の減衰が比較的緩やかであったことを表している。本震と最大余震のマグニチュード差1.7という値も、Utsu(1969)による統計調査(マグニチュード差のメジアンが1.4)と調和的であり、典型的な余震系列であるといえる。

#### 余震の空間分布について

Fig. 10によれば、余震域は北北西-南南東走向の10 km×7 kmの範囲に広がった分布をしている。Fig. 10(b)を見ると、震源はすべて深さ5~15 kmの範囲にあり、南側の幅5 kmの区間で深さ5~8 kmと他の区間より5 km程浅く分布しているが、それより北では深さ10~13 kmの幅にまとまっていて、南から北へ向かってわずかに深くなっていく傾向にある。北側の幅5 kmの区間はこれとは逆に北へ向かって震源が浅くなるが、これは震源決定に使ったネットの形状が原因と考えられるかもしれない。すでに述べているように、本震のメカニズム解の節面の走向がほぼ南北であったことから、東西断面に40~50°程度の傾斜が期待された。しかし、Fig. 10(c)の余震が密集した部分に、それを示唆する傾斜はみられなかった。余震が特に集中した領域は直径7 kmの円内であり、面積は38 km<sup>2</sup>となる。一方、Utsu(1969)によれば、内陸地震の余震域の面積 $S$  (km<sup>2</sup>)とマグニチュード $M$ の間に、

$$\log S = M - 4.1 \quad (3)$$

という統計的な関係のあることが知られている。 $M=5.7$ の場合は、(3)式から $S=40$  (km<sup>2</sup>)であって、今回の地震の余震域とほぼ一致する。

#### 本震と余震のメカニズム解について

Fig. 11には、樺戸山地周辺と石狩平野北部で1983年から1995年までに発生した地殻内部地震の震央とメカニズム解が示されている。今回発生した地震とその余震は東西ないし西北西-東南東の圧縮軸を持っており、この地域の広域的起震応力場(森谷, 1986)や広域的地殻変動(多田・木村, 1987)と調和的であって、太平洋プレートの沈み込みよりは千島弧西進の影響の方が強いことを示している。

本震のメカニズム解は、高波他(1996)による長周期地震記録をもとにしたモーメントテンソル・インバージョン法で得られた解(Fig. 13)と比較すると、走向はほぼ一致しているが、節面の傾斜角は異なっている。

#### 周辺の活断層との関係

Fig. 1によれば、樺戸断層群の走向は南北ないし北東-南西方向である。一方、Fig. 1にはその西方に北西-南東方向に並ぶ地震活動が見られる。しかし両者の走向は一致していないので、これらの地震活動が樺戸断層群の断層運動によるとは考えにくい。また、和断層の走向(北北西-南南東)と本震のメカニズム解の走向が比較的似ている。しかし、本研究で得られた余震分布からは、メカニズム解のこの節面のうち、どちらが断層面に相当するのか断定できなかった。再決定された本震の位置から考えても、和断層が直接運動して発生した地震であると結論づけることは難し

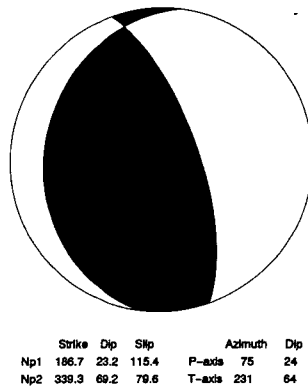


Fig. 13. CMT focal mechanism solution of the 1995 Shintotsukawa earthquake determined by the long period data (after Takanami et. al, 1996).

い.

## VII. 結 論

本震の震源再決定および震源近傍の余震観測点に基づく震源決定の結果、本震と余震について以下の性質とパラメータ値が明らかになった。

- (1) 本震( $M_{JMA}5.7$ )については、発震時刻は1995年5月23日19時01分28.39秒(日本時間)であり、震央の位置は $43.6395^{\circ}N, 141.6828^{\circ}E$ 、震源の深さは $13.0 \pm 2.7$  kmとなった。
- (2) 余震の統計的経験法則より、1995年5月23日から1996年11月20日までに観測された余震に対して、改良大森公式の $p$ 値は $0.95 \pm 0.10$ 、グーテンベルク・リヒターの式の $b$ 値は $0.87 \pm 0.08$ ( $M \geq 1.8$ の余震について)となった。最大余震は、1995年5月23日19時06分06.16秒(日本時間)の $M 4.0$ で、本震発生から4.6分後であった。本震と最大余震とのマグニチュードの差は1.7であった。
- (3) 余震分布から、余震域の広がり $10$  km  $\times$   $7$  kmの楕円状であり、震源の深さは $8$  kmから $14$  kmの間となった。
- (4) 本震と比較的規模の大きな余震のメカニズム解は、Table 3に示すようにすべてが東西ないし北北西-南南東方向の圧縮軸を持ち、本震は逆断層型であった。
- (5) 今回の地震と周辺の活断層(樺戸断層群および和断層)との間に、直接の関係があるとは言えなかった。

謝 辞 北海道立地下資源調査所の岡崎紀俊氏からは、観測機材(DATAMARK LS-8000 SH)をお借りした。札幌管区気象台には、地震の走時読み取り値の提供をしていただいた。データの解析および結果の考察については、北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻(地球物理学、応用地球物理学研究室)の岡田広教授、古村美津子博士、宮腰研博士[現在(財)大阪土質試験



60 大村 猛・森谷武男・大塚 健・本谷義信・勝俣 啓・一柳昌義・岡山宗夫・高田真秀・鈴木淳志・浅井康広・笠原 稔  
所], 長 郁夫氏 (現在京都大学大学院理学研究科), 北海道大学理学部附属地震予知観測地域セ  
ンターの高波鐵夫博士, 北海道大学理学部附属海底地震観測施設の望月将志博士 (現在東京大学  
地震研究所) にお世話になった。

## 文 献

- 活断層研究会, 1991. 新版日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会.
- 勝俣 啓, 笠原 稔, S. セン, C. キン, S. セルゲイ, A. イワシエンコ, 1996. 1995 年 北サハリン地震日合同  
余震観測. 北海道大学地球物理学研究報告, **59**, 177-188.
- 気象庁, 1995. 平成 5 年(1993 年)北海道南西沖地震調査報告一災害時自然現象報告書一. 気象庁技術報告, 117.
- 気象庁, 1984. 昭和 58 年(1983 年)日本海中部地震調査報告一災害時自然現象報告書一. 気象庁技術報告, 106.
- 松浦律子, 1993. 改良大森公式のパラメータ値について. 日本地震学会春期大会講演予稿集, **1**, 224.
- 森谷武男, 1970. 地震観測用長時間データレコーダーの試作. 北海道大学地球物理学研究報告, **23**, 91-97.
- 森谷武男, 1986. 浅い地震活動と起震力から見た北海道のテクトニクス. 北海道の地質と構造運動, 地団研専報,  
**31**, 475-485.
- 札幌管区気象台, 1985. 北海道の地震活動.
- 札幌管区気象台, 岩見沢測候所, 留萌測候所, 1987. 昭和 61 年(1986 年)11 月 13 日北空知地方の地震調査報告. 験  
震時報, **50**, 119-126.
- 渋谷和雄, 堀江晶子, 1977. 低速度層をいくつかもつ水平成層媒質のための走時計算. 地震 2, **30**, 227-230.
- 多田亮, 木村学, 1987. 千島弧南西端における衝突現象と地殻変動. 地震 II, **40**, 197-204.
- 田近淳, 広田知保, 1995. 1995 年 5 月 23 日北海道空知地方で発生した地震: 被害分布の概要とその構造地質的背景.  
地下資源調査報告, **67**, 147-155.
- 高波鐵夫, 一柳昌義, 長郁夫, 中西一郎, 1996. 1995 年 5 月 23 日北海道空知中部の地震 (M JMA=5.7) のメカ  
ニズム解とそれに関連した北海道北西部のテクトニクス. 地震 2, **49**, 347-360.
- 戸松誠, 高井伸男, 鏡味洋史, 1996. 1995 年 5 月 23 日「空知北部の地震」~アンケートによる震度調査と被災状況  
~. 北海道地区自然災害科学資料センター報告, **10**, 3-14.
- 宇津徳治, 1957. 地震のマグニチュードと余震の起りかた. 地震 2, **10**, 35-45.
- UTSU, T., 1969. Aftershocks and Earthquake Statistics(I)-Some Parameters Which Characterize an  
Aftershock Sequence and Their Interrelations-. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **3**, 129-195.
- 渡辺晃, 1971. 近地震のマグニチュード. 地震 2, **24**, 189-200.