



Title	2004年12月14日留萌支庁南部の地震 ( M6.1 )
Author(s)	前田, 宜浩; 笹谷, 努; 一柳, 昌義; 山口, 照寛; 高橋, 浩晃; 笠原, 稔
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 68, 243-253
Issue Date	2005-03-15
DOI	10.14943/gbhu.68.243
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/14374">http://hdl.handle.net/2115/14374</a>
Type	bulletin (article)
File Information	68_p243-253.pdf



[Instructions for use](#)

## 2004年12月14日留萌支庁南部の地震 (M 6.1)

前田 宜浩・笹谷 努

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

一柳 昌義・山口 照寛・高橋 浩晃・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

(2005年1月19日受理)

### **The Earthquake of December 14, 2004 (M6.1) at Southern Rumoi District, the Northern Part of Hokkaido**

Takahiro MAEDA, Tsutomu SASATANI

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

Masayoshi ICHIYANAGI, Teruhiro YAMAGUCHI, Hiroaki TAKAHASHI

and

Minoru KASAHARA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University.

(Received January 19, 2005)

A shallow-inland earthquake ( $M_J=6.1$ ) occurred at 14:56 on December 14, 2004 (JST) in southern Rumoi district, the northern part of Hokkaido, Japan. There have been no earthquakes having magnitude 6 or more in shallow inland Hokkaido since 1967. In order to investigate the detailed spatial distributions of aftershocks, we performed the temporary seismic observation from December 14 to the present (January, 2005). Wide band and wide dynamic range accelerometers were installed at 9 temporary sites. The hypocenters of aftershocks from December 15 to December 21 (6 days) were determined by using 6 temporary stations and 2 permanent stations near the source area. Aftershocks were concentrated in the area of  $10\text{km}\times 10\text{km}$  and the depth between 2 km and 8 km, and they were distributed on an eastward dipping plane.

During the main shock, many strong ground motion records were obtained by the high-dense seismic networks such as K-NET and KiK-net. We constructed spatial distributions of peak ground accelerations (PGA's), peak ground velocities (PGV's) and seismic intensities using these dense network data and found that high PGA, PGV and seismic intensity were mainly seen at the northern side of the epicenter. We also investigated the characteristics of seismograms of the main shock and found that S-waves consist of two pulses originates in the source process. These features strongly suggested that the fault

rupture propagated from the hypocenter due north.

## I. はじめに

2004年12月14日午後2時56分頃に、留萌支庁南部を震源とする気象庁マグニチュード( $M_J$ ) 6.1の地震が発生した。震央位置は小平町大楯付近で、深さ約9 kmで発生した内陸地殻内地震である (Fig. 1)。この地震では震源の北側に位置する苫前町で震度5強、羽幌町で震度5弱が観測された。また、防災科学技術研究所が設置した強震観測網 (K-NET) の港町観測点 (HKD 020) では、EW成分で $1127(\text{cm}/\text{s}^2)$ の地動加速度が観測され、参考値ではあるが震度6弱を記録した。F-netによる震源メカニズム解 (Fig. 1; <http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/event/tdmt/20041214055500/update2/index-j.html>) によれば、この地震は西北西-東南東圧縮による逆断層型の地震である。また、国土院 (2004) のGPSの解析によれば、断層面は東下がりの傾斜をもつ面であると考えられている。

この地震が発生した留萌支庁南部では、1910年に小平町鬼鹿付近で $M 5.3$ の地震が発生している。また、その周辺では1986年の沼田町付近の地震 ( $M 5.3$ )、1995年の暑寒別岳東方の地震 ( $M 5.7$ ) など、 $M 5$ 級の内陸地殻内地震が発生している。しかしながら、気象庁地震カタログに

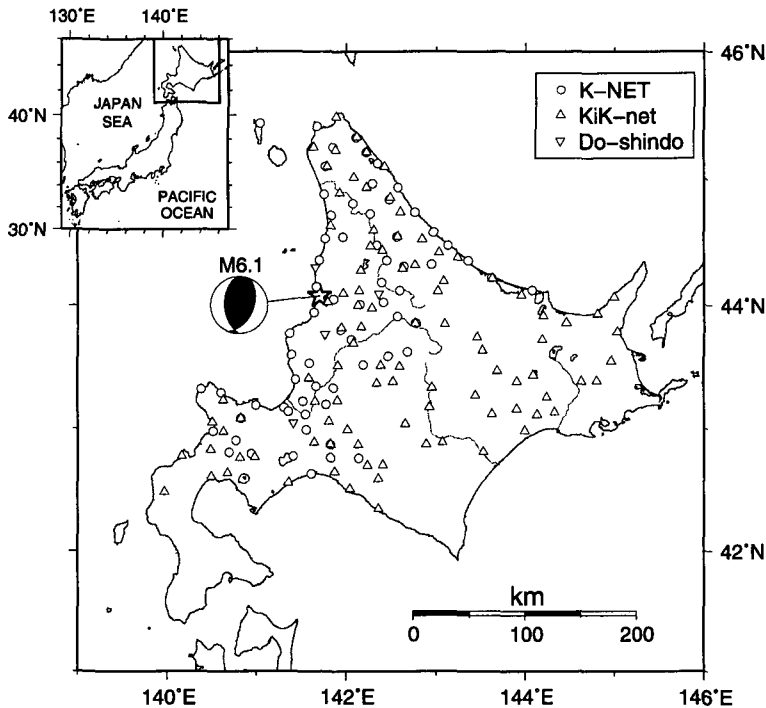


Fig. 1. Location map showing strong motion observatories and epicenter ( $\star$ ) of the December 14, 2004 event. Open circles, triangles and invert-triangles are the seismic stations maintained by K-NET, KiK-net and Hokkaido. Map inset shows the study area.

よれば1926年以降に北海道北西部でM6を超える地殻内地震は発生しておらず、さらに北海道全体を対象としても、M6級の内陸の浅い地震が発生したのは、1967年の弟子屈付近の地震(M6.7)以来のことであり、今回の地震は北海道内に高密度な強震観測網が整備されてから発生した最大の内陸地殻内地震である。

本稿では、2004年地震による強震動の特徴について述べるとともに、地震発生直後から行った臨時余震観測の概要と結果について報告する。

## II. 余震観測

我々は詳細な余震活動を調査するために、震源域周辺で臨時地震観測を行った。まず、本震発生6時間後の12月14日21時頃に震央のごく近傍である大椈地区に地震計を設置した(Fig. 2, OTD)。翌15日から順次観測点を増やし(TMO, OSC, HOS, SMZ, SKI)、15日14時までに6点からなる観測網を構築した。その後、16日に1点(HNG)、22日に更に2点(HTM, SKB)を加え、最大で9点からなる観測網となった。各観測点には、アカシ社製の加速度計JEP6A3を設置し、白山工業社製のLS7000XT(ダイナミックレンジ24bit、サンプリング100Hz)により連続収録している。また、6時間ごとにGPSによる時刻校正を行っている。データは現地収録であるため、一定期間毎にデータ回収を行っている。以下では、震源域周辺の定常地震観測点(TOI, ORWH)を加えた8点での観測記録がある15日14時から最初にデータ回収を行った21日14時までの余震活動について述べる。

まず、臨時観測点から回収したデータと北海道大学地震火山研究観測センターにリアルタイムで収録されているTOIとORWHのデータをマージし、WIN(卜部・東田, 1991)を用いてパソコン上でP波相とS波相の検測を行った。なお、検測は気象庁の検測リストにあるM1.5以上の地震に対して行った。また、臨時観測では加速度計を用いているため、相の読み取りの際は速度に積分した波形を用いた。次に、この地域の詳細な速度構造に関する先見情報がないため、検測したデータを使ってCrosson(1976)のインバース法によりP波の一次元速度構造を推定した。用いた地震は56個でP波走時データは420個である。深さ10kmまでに3層を仮定し、初期構造を変えながら試行錯誤的にP波の観測走時と理論走時の誤差が最小となる速度構造を求めた。この手法では各層内が一様な水平多層構造が推定されるが、WINに付属の震源決定プログラム(HYPOMH, Hirata and Matsuura(1987))では各層内で鉛直勾配を持つ速度構造を仮定する必要があるため、推定された3層構造の各層内の中心点を通るような滑らかなP波速度構造(Fig. 3)を設定した。この構造を用いて、 $V_p/V_s$ 比を1.73と仮定し震源計算を行ったところ、S波の観測走時と理論走時の差(O-C)が大きくなった。森谷(1983)は、北海道の地殻上部の $V_p/V_s$ 比の地域的な違いについて調べ、今回の震源域に近い留萌付近では $V_p/V_s$ 比が1.75~1.86となる地震が多いことを示した。そこで、本研究ではこの $V_p/V_s$ 比の範囲内でS波走時のO-Cが最小となる $V_p/V_s=1.86$ を採用した。また、震源決定における臨時観測網の効果を調べるために、定常地震観測点のみを用いて、同じ速度構造を仮定し、同じ期間内の地震と本震についての震源決定

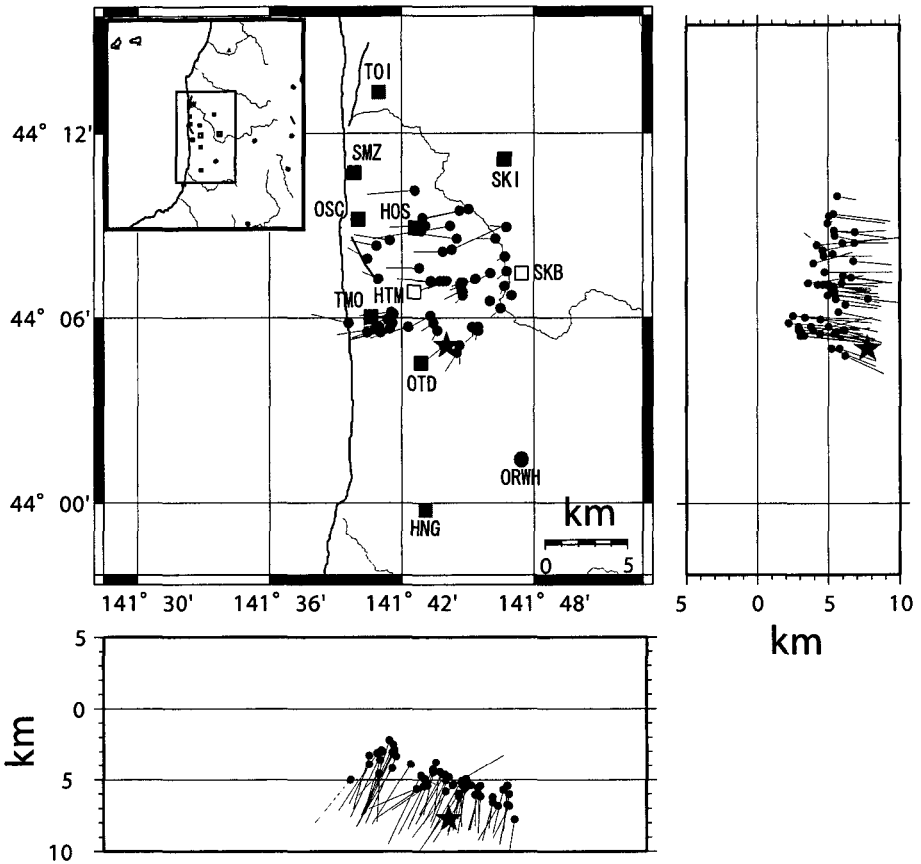


Fig. 2. Location map showing determined hypocenter distributions from 15 December to 21 December. In this map, seismic stations are also shown. Map inset shows all stations (permanent and temporary stations). Solid and open squares are the temporary stations installed at 15 or 16 December and at 22 December, respectively. Gray squares, triangles and circles are the permanent stations of Hokkaido University, Japan Metrological Agency (JMA) and Hi-net, respectively. Solid circles, one side of the thin line, are the hypocenters determined with 6 temporary and 2 permanent stations. The other side of the thin line is the hypocenters determined with only the permanent stations. Star is the hypocenter of main shock determined by permanent stations.

を行った。

Fig. 2に、臨時観測網のデータを用いて求めた震源(黒丸)と、定常観測網のみから求めた震源(細棒の端)を比較した図を示す。星印は定常観測点のみで求めた本震の震源である。両者を比較すると、臨時観測網による震央は定常観測網によるものに比べ全体的に東側に位置している。また、深さについては、臨時観測網による震源の方が定常観測網の場合に比べ2~5 km程度浅く決定されている。詳細にみると、余震域の西側で発生している地震ほど水平方向にも鉛直方向にも両者による震源位置の差が大きいことがわかる。これは西側が海であるために定常観測点が

余震域の東側に片寄って分布していることが影響していると考えられる。したがって、余震域を囲むように展開した臨時観測網による震源位置の方が、定常観測網によるものよりも精度が高いと考えられる。また、気象庁による本震の震源位置は定常観測網によるものと同様であることから、本震の震源は気象庁によるものよりも、北東方向に約1 km、鉛直方向に約3 km 浅いと考えられる。

どちらの観測網のデータを用いても東西断面からは西から東に向かって震源が深くなっていく様子がわかる。これは、国土地理院(2004)がGPS観測網から推定した断層モデルの傾斜の方向とも一致しており、余震分布の東落ちの傾斜は本震の断層面を表しているものと思われる。また、本震位置は余震域の南端に位置している。国土地理院による本震断層の走向は

N 19°Eであるが、余震分布から明確に走向を判別することは困難である。さらに、N 19°Eを仮定した場合には余震分布の東落ちの傾向がより不明瞭になるという問題もある。臨時地震観測は現在(2005年1月)も継続中であり、今後はそこで得られる多くの地震データから三次元速度構造を仮定した解析により、より詳細な余震分布の評価が可能になるとと思われる。

### III. 強震記録の特徴

今回の地震では多くの観測点において強震記録が得られた。ここでは、防災科学技術研究所によるK-NET, KiK-netと北海道による震度計ネットの記録を用いて、強震動の特長について検討する。

#### 1. 最大加速度値, 最大速度値, 計測震度の空間分布

最大加速度(PGA), 最大速度(PGV), 計測震度の分布をFig. 4にそれぞれ示す。強震記録はどれも加速度記録であるため、最大速度値は加速度記録を積分して求めた速度波形から計算した。また、PGAとPGVは三成分を合成して計算した波形の最大値である。Fig. 4によれば、最大加速度, 最大速度, 計測震度の等高線は、いずれも震源を中心とした同心円状ではなく、南北方向に伸びた分布を示しており、また値の大きな領域は震源の北側に広く分布している。このような分布は、断層の破壊が震源から北側へ一方向に広がったことによって生じていると考えられる(例えば、小山(1988))。また、 $3 \sim 10 \text{ cm/s}^2$ ,  $0.3 \sim 1 \text{ cm/s}$ の領域が計測震度1.5~2.4(震度2に

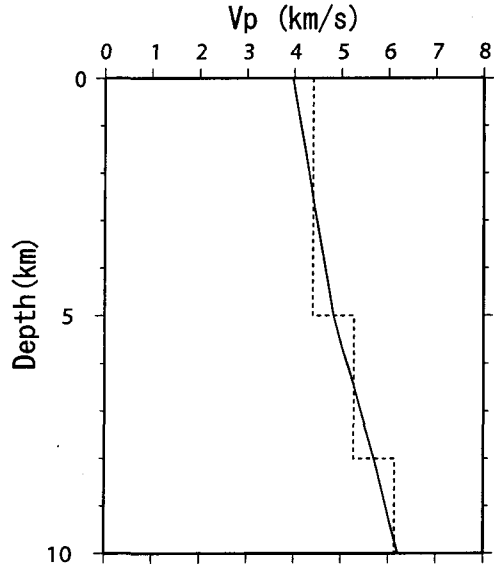


Fig. 3. P-wave velocity structure model inverted by Crosson (1976) method (dotted line). Bold line is the P-wave velocity structure used in hypocenter determination.

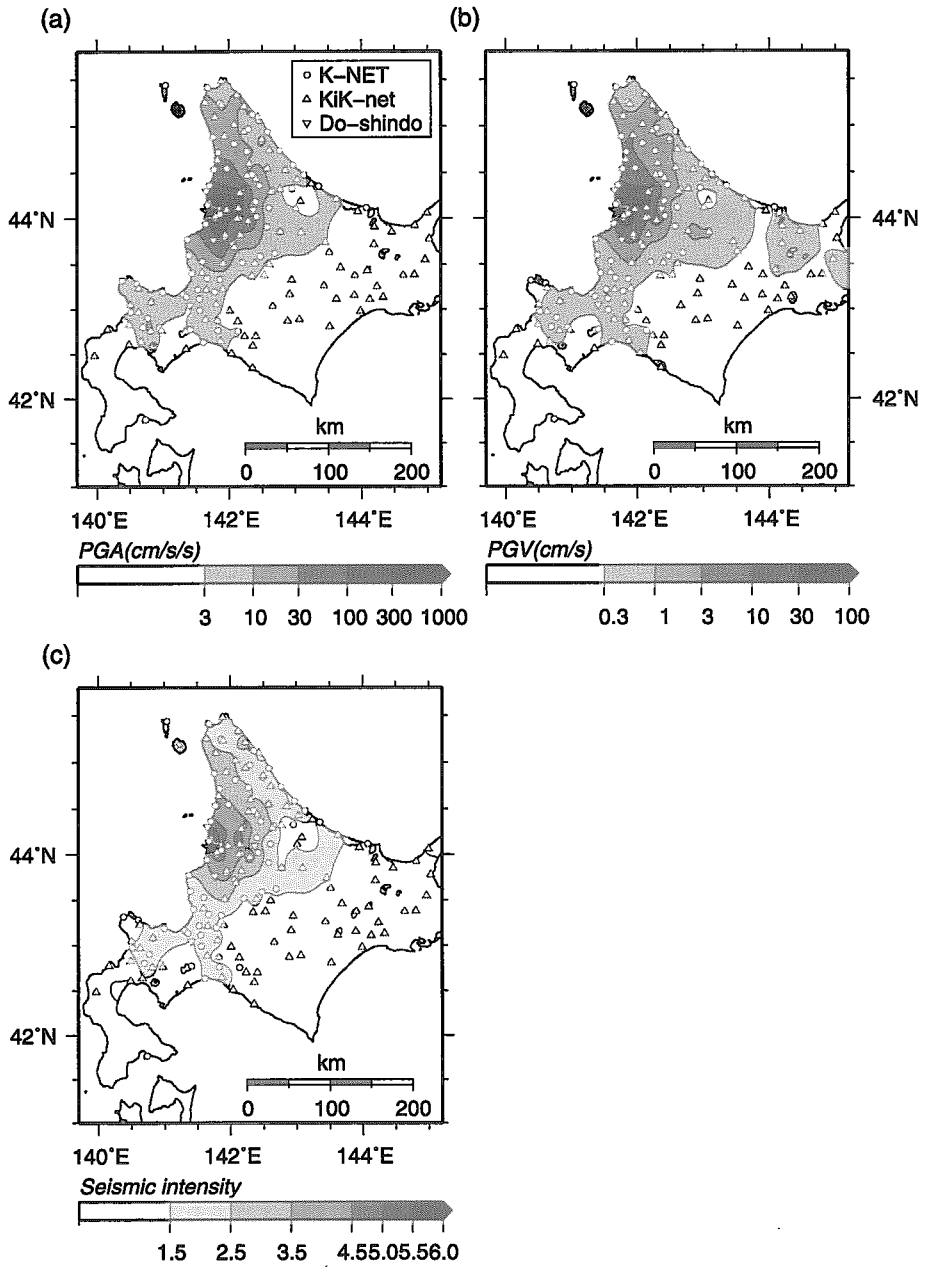


Fig. 4. Spatial distribution of peak ground accelerations (a), peak ground velocities (b) and seismic intensities (c) at strong seismic stations.

相当)の領域に、 $10\sim 30\text{ cm/s}^2$ 、 $1\sim 3\text{ cm/s}$ の領域が計測震度 $2.5\sim 3.4$ (震度3に相当)の領域にほぼ対応しているように見える。

## 2. 距離減衰特性

最大加速度値の距離減衰関係を Fig. 5 に示す。図中には内陸地殻内地震に対する司・翠川(1999)による経験式も示している。ここでは点震源を仮定して横軸に震源距離を取っているため、断層の大きさを無視することのできない震源近傍では経験式からのずれが大きくなると考えられる。しかしながら、断層の大きさの影響を無視できると思われる $50\sim 60\text{ km}$ よりも遠い地点でも観測値と経験式の差は大きく、経験式は過大評価である。これは、伝播経路における減衰の影響が強いことを示唆していると思われる。

## 3. 強震記録の特徴

$1000\text{ cm/s}^2$ 以上の加速度を記録したHKD020における加速度波形と速度波形を

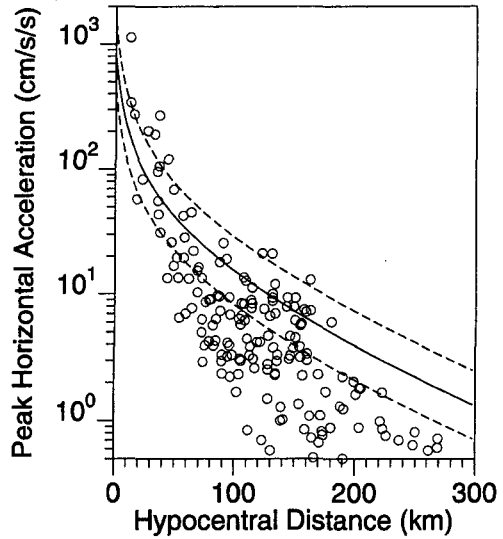


Fig. 5. Attenuation relation of peak ground accelerations (PGA). Solid and dashed lines represent an empirical attenuation relation and its standard deviations by Shi and Midorikawa (1999).

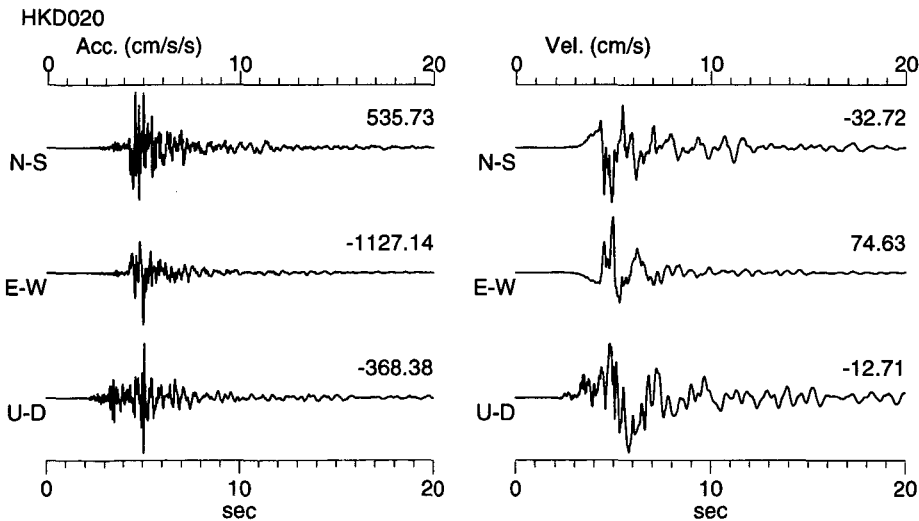


Fig. 6. Three-component acceleration and velocity seismograms at HKD020 during the main shock.



**Table 1.** List of strong ground motion data used in response spectral analysis.

Station	Event origin time, magnitude, category	PGA(cm/s <sup>2</sup> )	Seismic intensity
NIG019 (OJYA)	2004 Mid Niigata prefecture Oct.23, 2004, M6.8, Inland	1308(EW)	6.7
NIG021 (TOHKAMACHI)		1715(NS)	
IWT007 (KAMAISHI)	2003 Off Miyagi prefecture May 26, 2003, M7.1, Intra-slab	1038(EW)	5.4
MYG011 (OSHIKA)		1103(NS)	
HKD020 (MINATOMACHI)	2004 Southern Rumoi district Dec.14, 2004, M6.1, Inland	1127(EW)	5.9

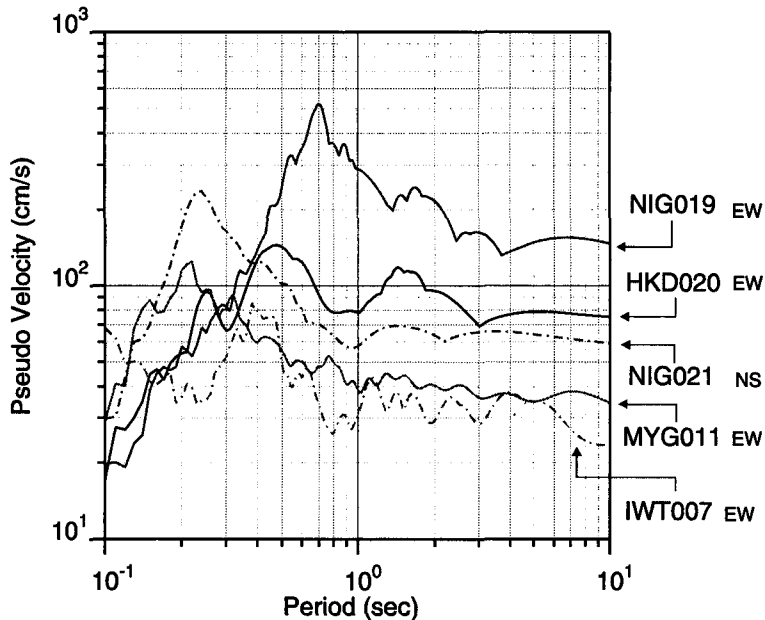
**Fig. 7.** Velocity response spectra of 5 records having larger PGA than 1000cm/s<sup>2</sup> ( data list is shown in Table 1).

Fig. 6 に示す。EW 成分の S 波部分で最大加速度 1127 cm/s<sup>2</sup> を記録している。また、速度波形には near-field 項が見られる。加速度波形の P 波部分に注目すると、特に UD 成分で顕著であるが、初動の約 1 秒後に振幅の大きな波が現れており、やや複雑な波形となっている。HKD 020 の EW 成分を対象として計算した速度応答スペクトル(減衰 5%)を、これまでに K-NET で 1000 cm/s<sup>2</sup> 以上の加速度が記録されたデータ (Table 1) の応答スペクトルと重ねて Fig. 7 に示す。2 成分以上で 1000 cm/s<sup>2</sup> を超えている場合には最大値を記録した成分を用いている。今回の地震による HKD 020 での応答は 2003 年新潟県中越地震による NIG 019(小千谷)での応答には及ばないものの、0.3~0.4 秒よりも長周期帯では他の 3 つよりも大きな応答を示している。

震央距離が約 40 km 以内の観測点 (Fig. 8) における加速度波形を Fig. 9(a) に示す。各波形は、最大振幅値でそれぞれ規格化されており振幅の大きさを直接比較することはできない。S 波部分

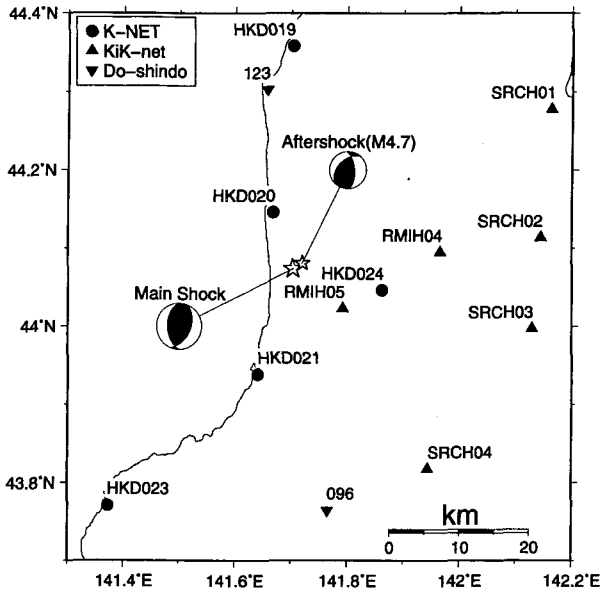


Fig. 8. Location map showing near field strong motion observation sites. Solid circles, triangles and invert-triangles are the sites maintained by K-NET, KiK-net and Hokkaido, respectively. Stars are epicenters of the December 14, 2004 main shock and the aftershock (December 14, 2004. 15:01 (JST), M4.7, depth 9km). The focal mechanisms are taken from F-net CMT solutions.

に注目すると、2つのパルスが見られる観測点がある。これは HKD 020 の P 波部分 (Fig. 6) と同じ現象であると思われる。震源からの方位毎にみると、2つのパルス間隔は南側では約 3 秒、東側では約 2 秒であるのに対し、北側ではこの図から明確に 2つのパルスを判別することが困難である。このように、パルスの個数や間隔には方位依存性が見られる。このパルスの成因を調べるために、本震の近くで発生した余震(12月14日15時1分、深さ9km、 $M_{4.7}$ )の加速度記録と比較する (Fig. 9(b))。余震の記録は本震に比べ単純で、どの観測点でも S 波部分には1つのパルスしか見られない。本震と余震では伝播経路とサイトの影響はほぼ同じであると考えられるので、本震の2つのパルスは震源過程を反映したものと考えられる。1つのパルスが1つのサブイベントに対応しているとすると、2つ目のサブイベントが1つ目よりも北側で発生したとすればパルス間隔の方位依存性を定性的に説明することは可能である。また、それは先に述べた最大振幅値の分布とも整合的である。このように、本震では最大振幅値や波形形状に関して明らかな方位依存性が見られ、それらは主に震源過程に起因していると考えられる。これを確かめるためにも、今後は、震源過程の定量的な評価が必要である。

#### IV. ま と め

2004年12月14日に留萌支庁南部で発生した  $M_{6.1}$  の内陸地殻内地震について、詳細な余震分布を推定するために臨時地震観測を行った。定常観測網は震源域の東側に偏って分布しており、臨時観測網のデータを用いることで精度の高い震源分布が推定されることが期待された。臨時観測網による震源は、定常観測網による震源位置よりも系統的に東側の浅部に求まった。余震は東下りの傾斜を持つ面状に分布しており、この面の形状は国土地理院が地殻変動から推定した本

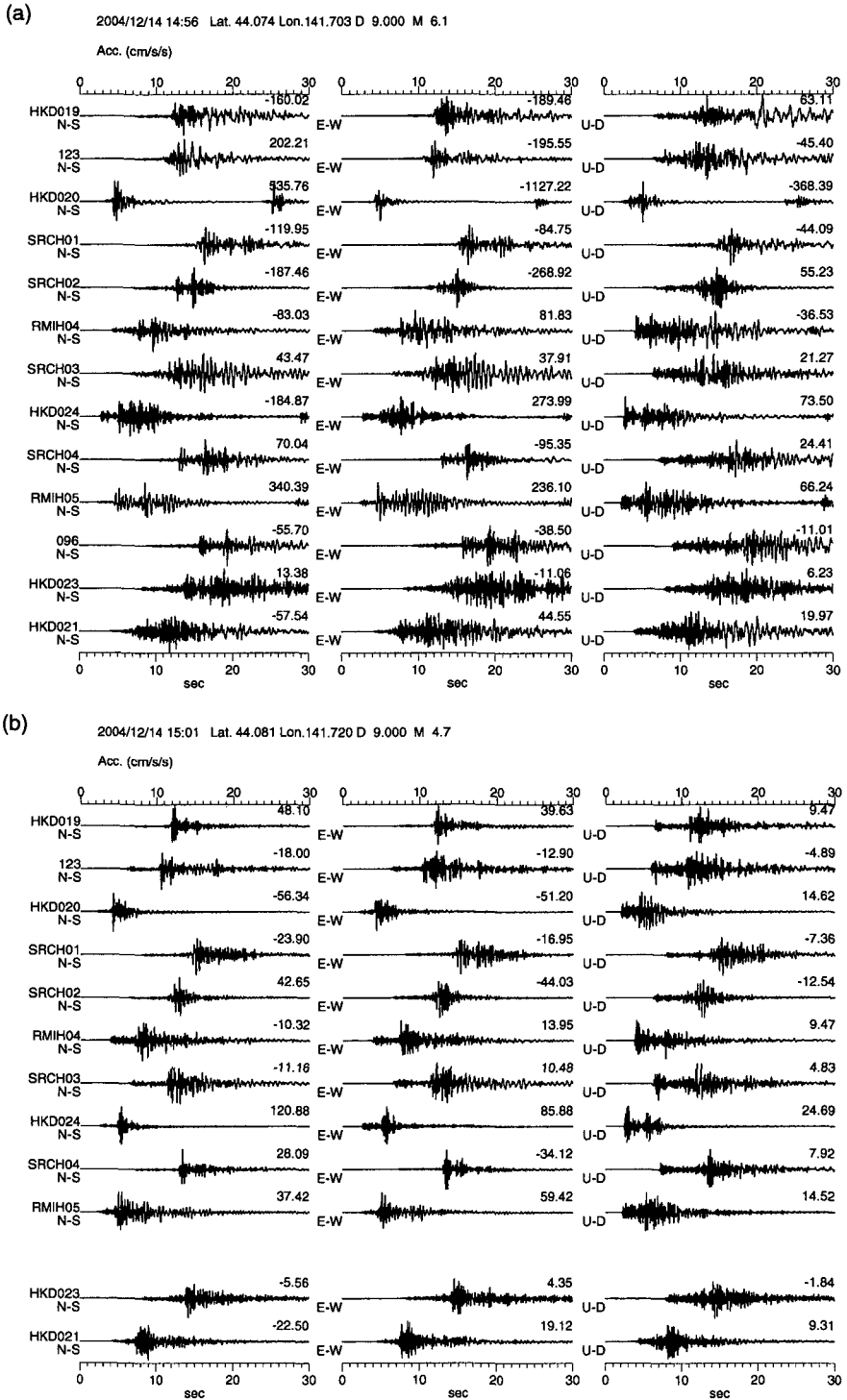


Fig. 9. Three-component acceleration seismograms observed at 13 stations (Fig. 8) during (a) the main shock and (b) the aftershock. The origin of the time scale is the event origin time.

震の断層面の形状と整合的であった。臨時観測は現在も継続中であり、それらのデータを用いることで、三次元構造まで想定した更に詳細な余震分布が得られると思われる。

この地震による強震動の特徴について調べた。地震動の最大振幅値や計測震度は南北方向に伸びた分布をしており、震源よりも北側に値の大きな領域が広がっていた。また、強震記録のS波部分には震源過程に起因したと考えられる2つのパルスが見られた。これらの強震記録の特徴から、断層の破壊は震源から主に北側へ伝播したことが示唆された。これを確かめるためにも、今後、震源過程の定量的な評価が必要である。

**謝辞** 気象庁, K-NET, KiK-net, Hi-net, 北海道震度計ネットのデータを使用しました。F-netのメカニズム解を用いました。P波速度構造決定には鹿児島大学の宮町宏樹教授が作成したプログラムを用いました。また、北海道立地質研究所の田村慎氏にはこのプログラムの使い方を教えていただきました。留萌土木現業所, 小平町, 苫前町, 小平町立鬼鹿中学校, 小平町立本郷小学校には観測点の設置に協力いただきました。上記の皆様々に記して感謝いたします。本研究は、平成16年度科学研究費補助金〔基盤研究(B)(2)〕「2003年十勝沖地震群による強震動の特性評価とその予測に関する研究(代表: 笹谷 努)」の一環として行われたものです。

## 文 献

- Crosson, R. S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters, *J. Geophys. Res.*, **81**, 3036–3046.
- 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.
- 国土地理院, 2004. 12月14日14時56分頃の留萌支庁南部の地震に伴う地殻変動, <http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2004/1215.htm>.
- 小山順二, 1988. 震度分布と断層運動—1964年新潟地震と1983年日本海中部地震—, *地震*, **41**, 1–8.
- 森谷武男, 1983. 北海道の地殻上部における $V_p/V_s$ の地域性, *北海道大学地球物理学報告*, **42**, 145–154.
- 司宏俊・翠川三郎, 1999. 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, **523**, 63–70.
- 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.