



Title	日高西部地震による強震動の研究
Author(s)	笹谷, 努; SASATANI, Tsutomu
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 46, 69-83
Issue Date	1985-10-30
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.46.69">https://doi.org/10.14943/gbhu.46.69</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14142">https://hdl.handle.net/2115/14142</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	46_p69-83.pdf



## 日高西部地震による強震動の研究

笹谷 努

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和60年6月17日受理)

### A Study of the Strong Ground Motion of the Western Hidaka, Hokkaido Earthquake

By Tsutomu SASATANI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received June 17, 1985)

An attempt is made to model strong ground motion from the western Hidaka earthquake of January 23, 1981. First, the source parameters for this event are obtained from a study of teleseismic P and S waves. Parameter values are : focal depth = 110km, fault strike =  $248^\circ$ , dip angle =  $80^\circ$ , rake angle =  $-97^\circ$ , source process time = 3–4 sec, and seismic moment =  $2.2 \times 10^{26}$  dyne-cm. Then synthetic strong-motion seismograms are calculated for the source parameters obtained and the assumed plane-layered earth model. These seismograms are compared with the observed JMA strong-motion seismograms at seven stations in Hokkaido. The duration and amplitude behavior of observed strong-motion can be explained by the simple source and earth models, except data from Tomakomai, Urakawa and Obihiro whose observed seismograms show waves with abnormally large amplitude after the direct S wave arrival. These abnormal strong-motions may be due to propagational effects introduced by local crustal structure.

#### I. は じ め に

固有周期が数秒から10数秒に至る長周期構造物、例えば大型石油タンク、長大橋、高層ビル等の増加に伴い、これらの構造物の耐震安全性の検討に際して、長周期強震動の性質の把握が近年ますます重要になってきた(岡田・鏡味, 1978; MAMULA et al., 1984)。一般に、地表で観測される地震動は、地震の震源過程と波動が伝播する震源から観測点までの地球内部構造に大きく影響される。よって、長周期強震動の性質を把握するためには、観測された記録からこの2つの影響を正しく見積る必要がある。従来の長周期強震動の解析においては、主に地震の震源過程の解

明のために、震源にできるだけ近い単純な記録を用いたり、複雑な記録においても解析をS波部分のみに限っていた(例えば、SENO et al., 1980; SHIMAZAKI and SOMERVILLE, 1979)。それは、地震学における当面の目的が震源過程の解明にあったことの他に、観測された複雑な記録と比較するに足る理論記象の計算が困難であったことにもよる。しかし、最近、現実の構造により近い水平多層構造中の断層モデルによる地表での地震動を得る種々の方法が開発された(BOUCHON, 1979, 1981; HELMBERGER, 1974; KENNETT and KERRY, 1979; SASATANI, 1985; SATO, 1973)。これらの方法で計算された理論記象を基にして、観測された長周期強震動の解析から、震源過程のみならず地球内部構造による波動伝播への影響の見積りが可能となった(BOUCHON, 1979; HELMBERGER and MALONE, 1975; HELMBERGER and JOHNSON, 1977)。

1981年1月23日に北海道日高西部でマグニチュード7.1のやや深発地震が発生した。この地震による長周期強震動の良質な記録が、北海道内の多数の観測点で得られている。また、遠地実体波の波形の解析から、この地震は単純な震源過程で発生したと考えられる(これについてはII節で詳しく述べる)。そして、理論的には、震源が深いために表面波の励起が弱く、強震動の波形も単純であろうと予想される。以上から、もし、複雑な強震動記録が観測されたならば、それは、複雑な地球内部構造によるものと判断される。

本論文は、日高西部地震による長周期強震動の解析から、地球内部構造による波動伝播への影響を見積る一つの試みである。まず最初に、遠地長周期実体波の解析からこの地震の震源パラメータを推定する。次に、この結果と仮定された水平多層の地殻-上部マントル構造をもとに強震動を計算し、これが気象庁1倍強震計による記録を説明するか否かを検討する。最後に、理論記象と観測記象との不一致の原因について若干の考察を行なう。

## II. 日高西部地震とその震源過程

ISC (International Seismological Center) による日高西部地震の震源要素は、以下の通りである：発震時、1981年1月23日4時58分30.8秒(GMT)；震央、42.48°N, 142.15°E；深さ、110 km； $M_b=6.4$ ； $M_s=6.4$ 。Fig. 1はその震央と、各地の震度を示したものである。震度は、浦河での5を最大として、北海道南部と東北地方北部では4を示している。また、有感域は遠く関東地方にまで広がっており、いわゆる異常震域現象を示している。この地震により、北海道の日高、胆振、十勝支庁管内で小被害が発生した。この地震は、北海道中部における二重深発地震面の下面に位置しており(鈴木・笠原, 1981; SUZUKI et al., 1983)、また、深さ110 kmで発生したにもかかわらず、多数の余震を伴った。鈴木・笠原(1981)によると、余震はほぼ水平に分布しており、その面積は約 $8 \times 12 \text{ km}^2$ である。

最初に、日高西部地震のメカニズム解を決定する。WWSSN (World-Wide Standardized Seismograph Network) 長周期地震計記録から得られたこの地震のP波初動およびS波の偏りの角(polarization angle)の分布をFig. 2に示す。この分布から、傾きの大きい節面は容易に求まるが、残りの節面は決定しづらい。そこで、ISCの報告による近地の観測点(震央距離 $20^\circ$ 以下)の

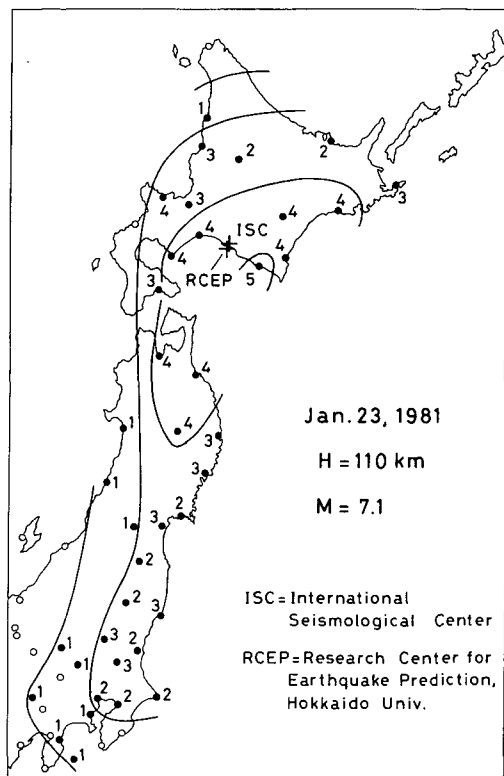


Fig. 1 Epicenter of the western Hidaka earthquake and seismic intensity map (Japanese scale).

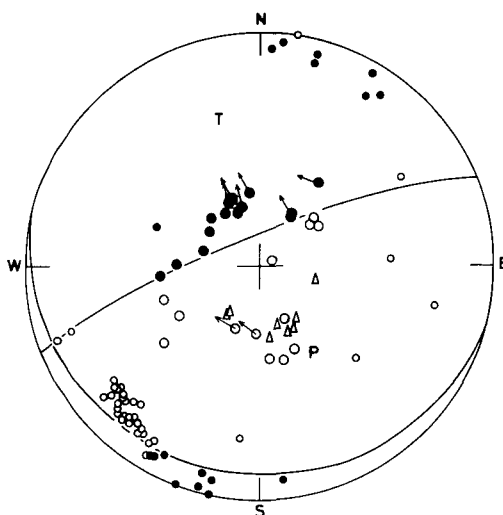


Fig. 2 Focal mechanism solution of the western Hidaka earthquake. The first motions of P and pP waves are projected on the lower half of the focal sphere using equal-area projection. Closed symbols and open symbols indicate the compressions and dilatations, and circles and triangles refer to P and pP waves, respectively. The large symbols are data determined from the WWSSN long-period seismograms, and the small symbols are data reported in the ISC bulletin. Arrows indicate the S wave polarization angles.

初動データを追加して、図に示すメカニズム解を得た。このメカニズム解は、千島弧で発生するやや深発地震に典型的な down-dip extension を示している (ISACKS and MOLNAR, 1971 ; SASATANI, 1976 ; STAUDER and MUALCHIN, 1976)。また、水平な余震分布 (鈴木・笠原, 1981) から考えて、ほぼ水平に近い節面が実際の断層面に相当すると考えられる。しかし、以下の波形解析においては、余震域から推定される断層の大きさが対象とする波の波長に比べて小さいので、震源は点とみなされる。この場合、どちらの節面を断層面としても結果に影響しない。傾きの大きい節面を断層面とすれば、その走向=248°、傾き=80°、すべり角=-97°である。

メカニズム解が決定されたので、次に、観測された長周期P波およびS波をモデル化することにより、震源時間関数と地震モーメントを決定する。遠地実体波の理論記象  $g(t)$  は次で与えられる (例えば, SASATANI, 1980 ; TRÉHU et al., 1981) :

$$g(t) = S(t) * R_{sc}(t) * M(t) * R_{rc}(t) * I(t).$$

ここで、 $S(t)$  は、遠地実体波運動の時間関数； $R_{sc}(t)$  は、水平多層地殻-上部マントル構造内に置かれたインパルスの震源による遠地マントル実体波の時間関数； $M(t)$  は、実体波に対する

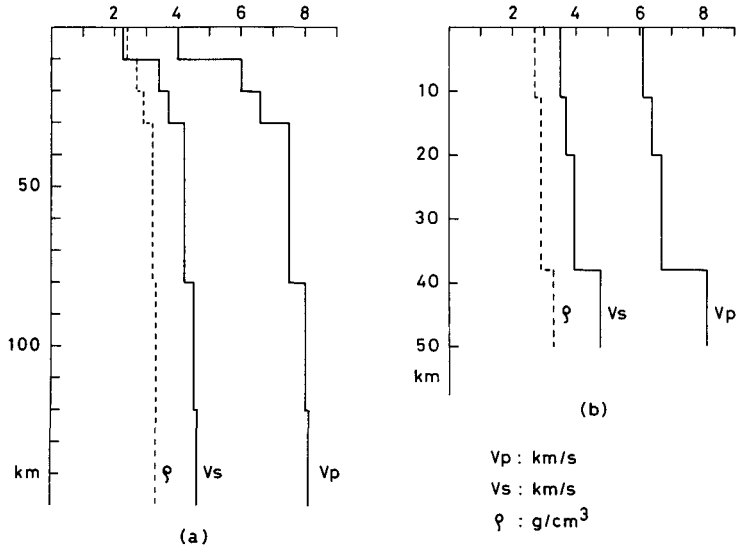


Fig. 3 Crust-upper mantle models assumed in the wave calculation. (a) source region and (b) teleseismic receiver structure.

マンツルのインパルス応答;  $R_{rc}(t)$ は、インパルスのな遠地実体波の入射による観測点地殻の応答;  $I(t)$ は、地震観測システムのインパルス応答; そして、\*は、コンボリューション・オペレーターを示す。

$S(t)$ としては、対称な台形を仮定した。この関数は、台形の立ち上がり時間  $t_1$  と平らな部分の時間  $t_2$  とで規定される。全体の時間  $T$  は、 $T=2t_1+t_2$  で与えられ、これが、震源での破壊過程の時間に相当する。 $R_{sc}(t)$ は、BOUCHON (1976) の方法によって計算した。震源付近の地殻—上部マンツル構造は、北海道南西部および日高沖の屈折法地震探査 (OKADA et al., 1973; ASANO et al., 1979) と北海道およびその周辺の重力異常図 (SEGAWA, 1970) を参照して、Fig. 3(a)に示す様に仮定した。この構造は、P波速度 4.0 km/s の厚い堆積層の存在と、速度の遅い (P波速度 7.5 km/s) 上部マンツルで特徴づけら

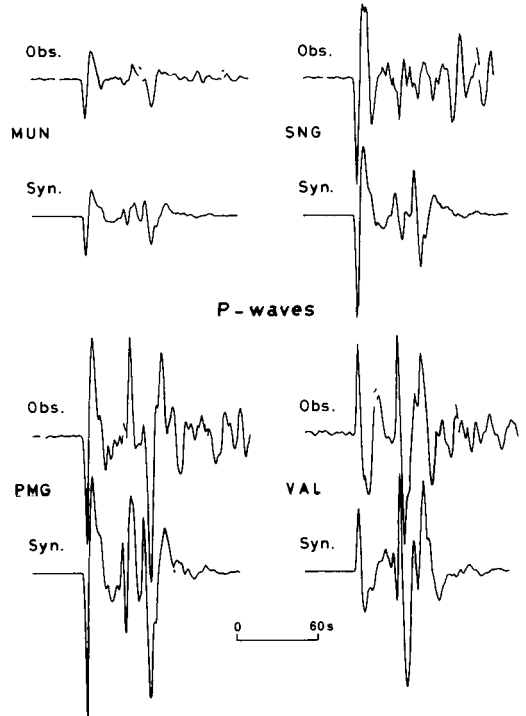


Fig. 4 Observed P waveforms and matched synthetics.

れる。  $M(t)$  は、幾何学的拡がりの効果と、マントル内の非弾性的性質による波の減衰の効果から成っている。波の減衰の効果は、AKI and RICHARDS(1980)の方法に従って計算した。この場合、減衰に関係した定数  $T_r/\bar{Q}$  (ただし、 $T_r$  は走時、 $\bar{Q}$  は波線にそった平均の quality factor) として、P波は1、S波は4と仮定した。 $R_{rc}(t)$  は、AKI and RICHARDS(1980)の propagator matrix を使って計算し、観測点直下の地殻構造としては、Fig. 3(b)の様に仮定した。 $I(t)$  は、HAGIWARA(1958)の式に従って計算した。WWSSN 長周期地震計システムは、振子の固有周期15秒、検流計の固有周期100秒である。

震源が深いため、遠地の観測点において地表での反射波と直達波の混合はない。この様な場合、震源での破壊過程の時間は、観測された記象の初動の半サイクルの周期( $T_0$ )に保存されることが知られている(笹谷, 1973)。解析に用いた記録から、P波の  $T_0$  は約5秒、S波のそれは約8秒という値を得た (Table 1)。また、これらの値は観測点の方位に関係なく、震源を点とみなす仮定を支持している。種々の  $S(t)$  から計算された理論記象と観測記象との比較から、これら  $T_0$  を最もうまくモデル化する  $S(t)$  として、P波に対しては、 $t_1 = t_2 = 1 \text{ sec}$ 、 $T = 3 \text{ sec}$ 、S波に対しては、 $t_1 = 1.4 \text{ sec}$ 、 $t_2 = 1.2 \text{ sec}$ 、 $T = 4 \text{ sec}$  を得た。つまり、震源での破壊過程の時間は3~4秒である。この  $S(t)$  を用いて計算した理論記象と観測記象との比較の例を示したのが Fig. 4 と Fig. 5 である。P波、S波とも直達波の波形は単純で、簡単な  $S(t)$  時間関数で十分にモデル化されていることがわかる。これは、震源での破壊過程が単純であることを意味している。

P波に関しては、理論記象と観測記象との比較が、直達波のみならず地表での反射波の部分まで示してある (Fig. 4)。主たる波の位相および直達波と反射波の相対的振幅比は、かなりうまく合っている。これは、得られたメカニズム解 (Fig. 2) および仮定した地殻—上部マントル構造 (Fig.

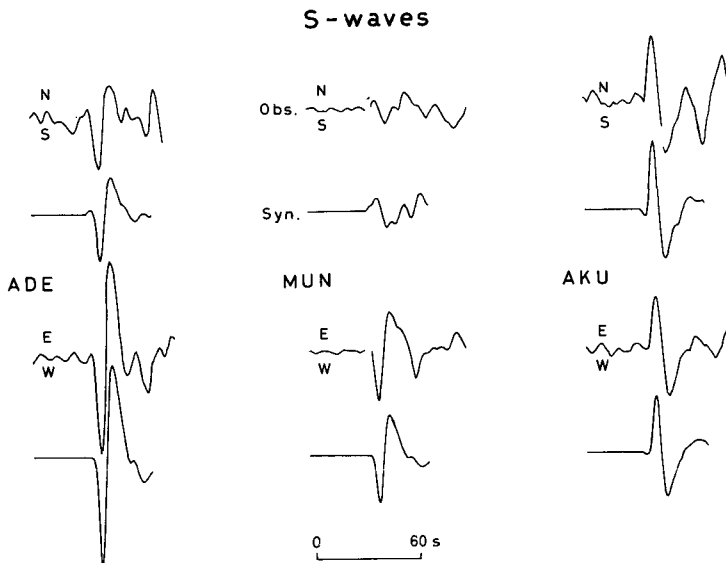


Fig. 5 Observed S waveforms and matched synthetics.

**Table 1.** Station data, time of the first half-cycle of the long-period wave from WWSSN seismogram, and seismic moment.  $\Delta$  is the epicentral distance;  $Az$  is the epicenter-to-station azimuth;  $T_0(P)$  and  $T_0(S)$  are the time of the first half-cycle of the observed P and S waves; and  $M_0$  is the seismic moment.

Station code	$\Delta$ deg.	$Az$ deg.	$T_0(P)$ sec	$T_0(S)$ sec	$M_0 \times 10^{26}$ dyne-cm		
					P(UD)	S(NS)	S(EW)
ADE	77	183	-	8	-	1.36	1.69
AKU	71	351	5	7.5	2.28	0.99	1.40
COL	44	35	5	-	3.93	-	-
COP	73	333	5	8	3.39	2.80	2.14
HNR	54	158	5	-	1.38	-	-
I ST	77	315	-	8	-	1.59	-
KON	71	337	6	8	2.31	2.01	2.73
MUN	78	202	5	8	1.63	3.42	1.08
PMG	52	174	6	-	1.41	-	-
RAB	47	166	5	-	2.45	-	-
SNG	51	238	5	8	1.81	1.39	-
TRI	81	326	6	-	2.01	-	-
VAL	83	343	5	8	3.85	2.87	2.36
WEL	88	156	5	-	1.44	-	-
Average					2.32	1.99	

3) の大局的な妥当性を意味している。しかし、細部においては、両者は若干くい違っている。これは、仮定した地殻-上部マントル構造と実際のそれとの細部における相違によるものと思われる。

理論記象と観測記象との初動部分の振幅の比較から求められた地震モーメントは、Table 1

に示してある。平均の地震モーメントは、 $2.2(\pm 0.84) \times 10^{26}$  dyne-cm である。この値は、鈴木・笠原 (1981), DZIEWONSKI and WOODHOUSE (1983), および SATAKE (1984) による、 $2.1 \times 10^{26}$  dyne-cm,  $1.75 \times 10^{26}$  dyne-cm, および  $2.6 \times 10^{26}$  dyne-cm とほぼ同じ値である。この地震モーメントと余震域の面積から、すべり量および応力降下は、それぞれ 3.3 m, 570 bars と推定される。以上の解析から得られた日高西部地震の震源パラメータは、Table 2 にまとめて示してある。

**Table 2.** Source parameters of the western Hidaka earthquake of January 23, 1981

Focal depth		110 km
Fault plane	strike	248°
	dip angle	80°
	rake angle	-97°
Source process time		3-4 sec
Seismic moment		$2.2 \times 10^{26}$ dyne-cm

### III. 強震動の解析

前節で得られた日高西部地震の震源パラメータをもとにして近地強震動を計算し、北海道内7観測点 (Fig. 6) における気象庁1倍強震計の記録と比較する。水平多層構造中の断層運動による地表での地震動の計算は、SASATANI(1985)の方法によった。震源は前節と同様に点と仮定し、震源時間関数としては、立ち上がり時間  $T$  の parabolic ramp function を仮定した。観測記象と直接比較するために、理論記象には、気象庁1倍強震計の特性 (振子の固有周期 = 6 秒; 制振度 = 8) を考慮に入れた。

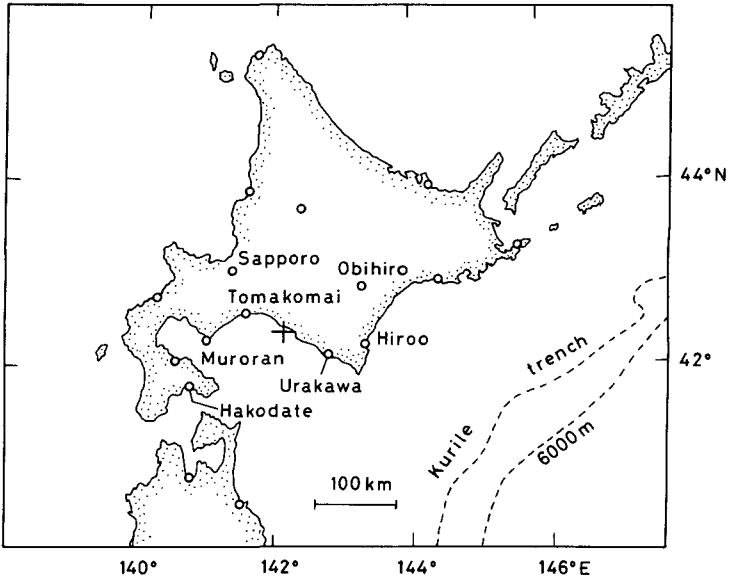


Fig.6 JMA stations whose strong-motion seismograms are shown in Figure 8. The cross indicates the epicenter of the western Hidaka earthquake.

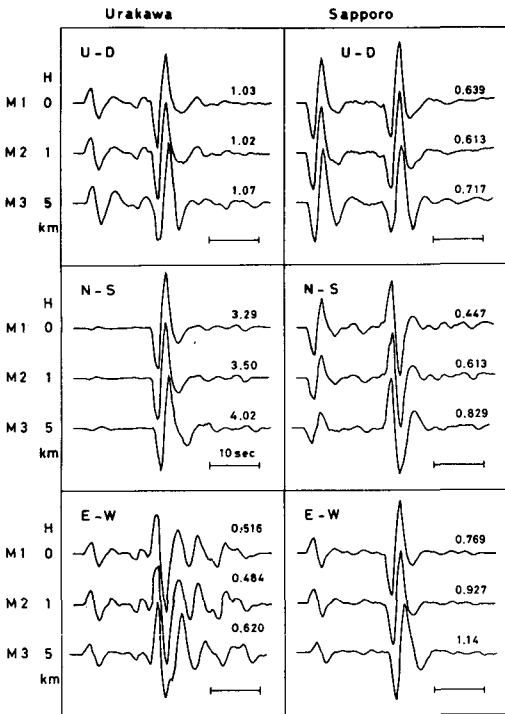


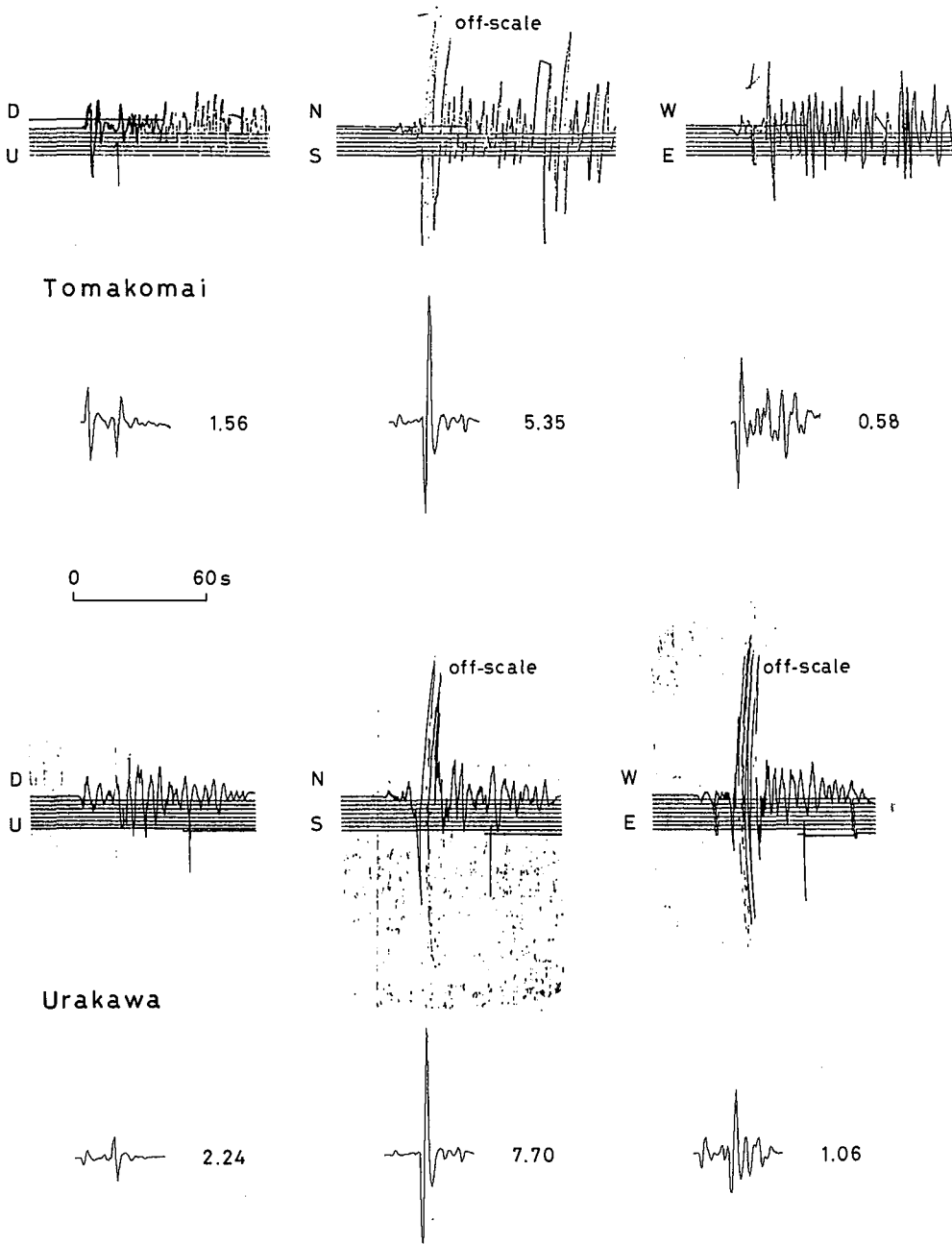
Fig.7 Synthetic seismograms appropriate for Urakawa and Sapporo calculated for various crustal models changing the thickness( $H$ ) of the sedimentary layer in Fig. 3(a).  $H$  is 0 km for Model M1, 1 km for M2, and 5 km for M3. The numbers indicate peak to peak amplitudes in centimeters for the seismic moment of  $1 \times 10^{26}$  dyne-cm.

北海道内各地において地殻—上部マントル構造が詳しくわかっているわけではないので、基本的には Fig. 3(a)の構造を採用する。ただし、Fig. 3(a)に示した厚い堆積層は震央のごく近傍に特徴的なものと考えられるので、この層に関しては変更する(OKADA et al., 1973; ASANO et al., 1979)。この堆積層の存在が与える波形への影響を調べるために、堆積層をもたない構造、厚さ1 km および5 km の堆積層をもつ構造それぞれについて理論記象を計算した。計算結果の一例が Fig. 7 に示してある。図から明らかな様に、振幅に若干の影響が見られるが、堆積層による波形への影響はほとんどない。これは、震央距離と深さの比がほぼ1、あるいはそれ以下であるために、表面波の励起が弱いことによると考えられる。よって、以下においては、厚さ1 km の堆積層をもった構造に対する理論記象を基にして議論する。

理論記象と観測記象との比較を Fig. 8 に示す。震源パラメータの決定精度、仮定した構造と現実のそれとの相違、および観測記録の精度などを考慮すると、波形の詳細な比較は無理である。従って、比較の対象となる主たる波は、最大振幅を与えるS波部分であり、また、振幅の一致の程度は、2倍の範囲で判断すべきであると考えざるを得ない。このような判断基準で Fig. 8 を見ると、まず、観測波形が単純な室蘭、札幌、広尾、函館の記録においては、3成分とも両者がかなり良く一致していることがわかる。つまり、これらの観測点の記録は、遠地実体波から求められた震源パラメータと単純な地殻—上部マントル構造によって十分にうまく説明できる。

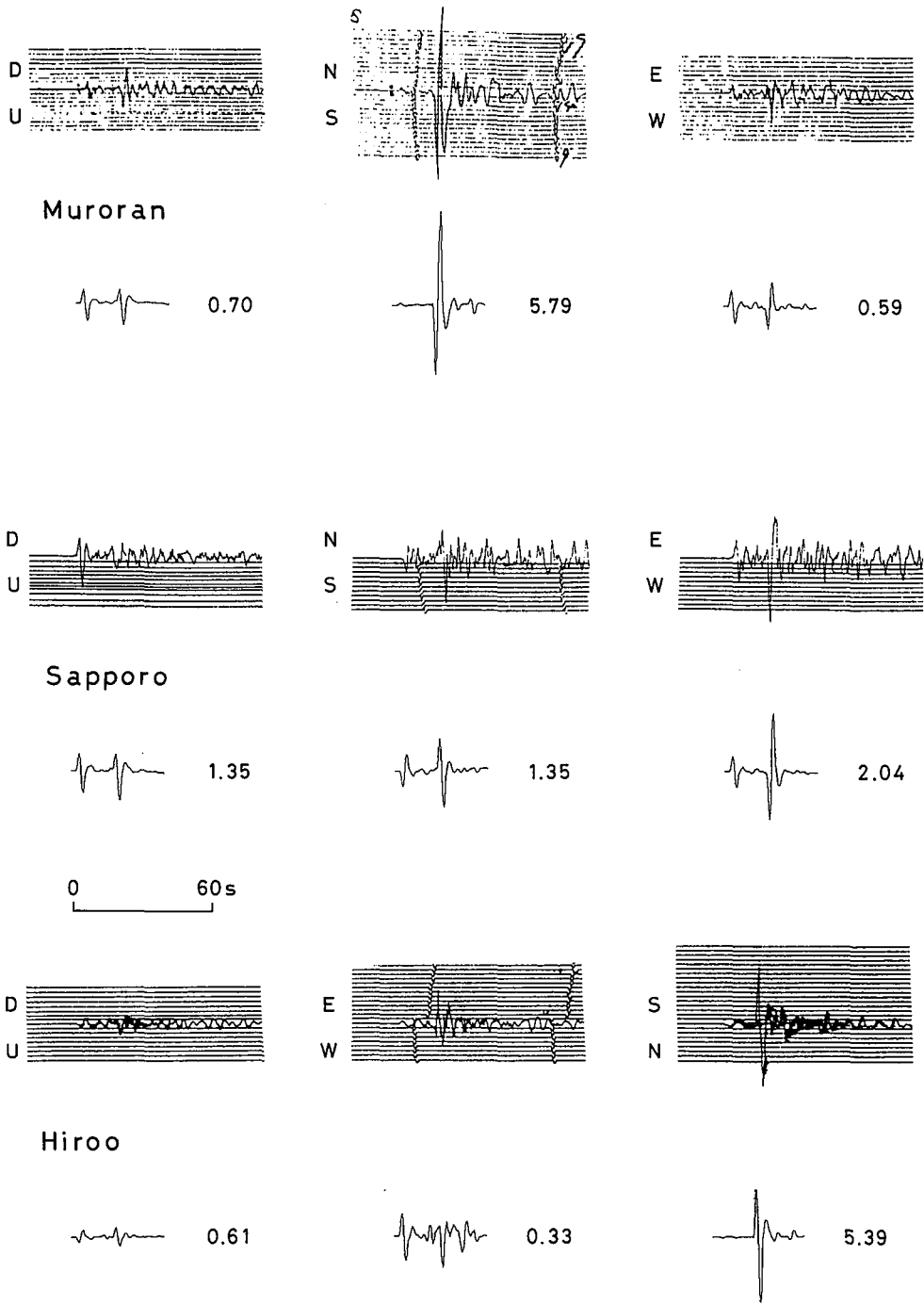
一方、苫小牧、浦河、帯広の記録は、次に述べる様な両者の不一致を示している。苫小牧のN—S成分の記録はS波でふり切れているが、この大きな振幅は理論的にも予測される。しかし、そのE—W成分の記録は、予測をはるかにこえた大きな振幅を示している。浦河の水平動成分は、2成分ともS波部分でふり切れるという大きな振幅を示している。さらに、その大きな振幅が約10秒間も続くという特徴を有している。この大きい振幅の波の長い継続が、浦河での震度5に対応していると考えられるが、これは、図から明らかな様に、単純な震源モデルと地殻—上部マントル構造からは予測されない。しかし、S波の初動に注目すると、理論と観測との一致はかなり良い。つまり、浦河における異常な強震動は、直達S波以後に到達した波によってもたらされたと考えられる。残念ながら、記録がふり切れているために、この異常な強震動の性質の解明は不可能である。帯広における記録の特徴は、直達S波に続く振幅の大きい波(周期数秒)の継続である。この波は表面波と考えられるが、仮定した構造からは予測されない。ただし、直達S波に限れば、理論と観測との一致はかなり良い。

Fig. 9 は、直達S波部分における理論記象と観測記象との振幅を比較したものである。両者はほぼ2倍の範囲で一致している。以上の比較から、次のことが結論される。遠地実体波の解析から得られた震源パラメータと水平多層地殻—上部マントル構造とから予測される強震動は、記録された直達P波およびS波をうまく説明することができる。この単純な震源と構造モデルからは予測されない異常な強震動が2~3の観測点で見られたが、これは、直達S波以後に到達した波によるものである。

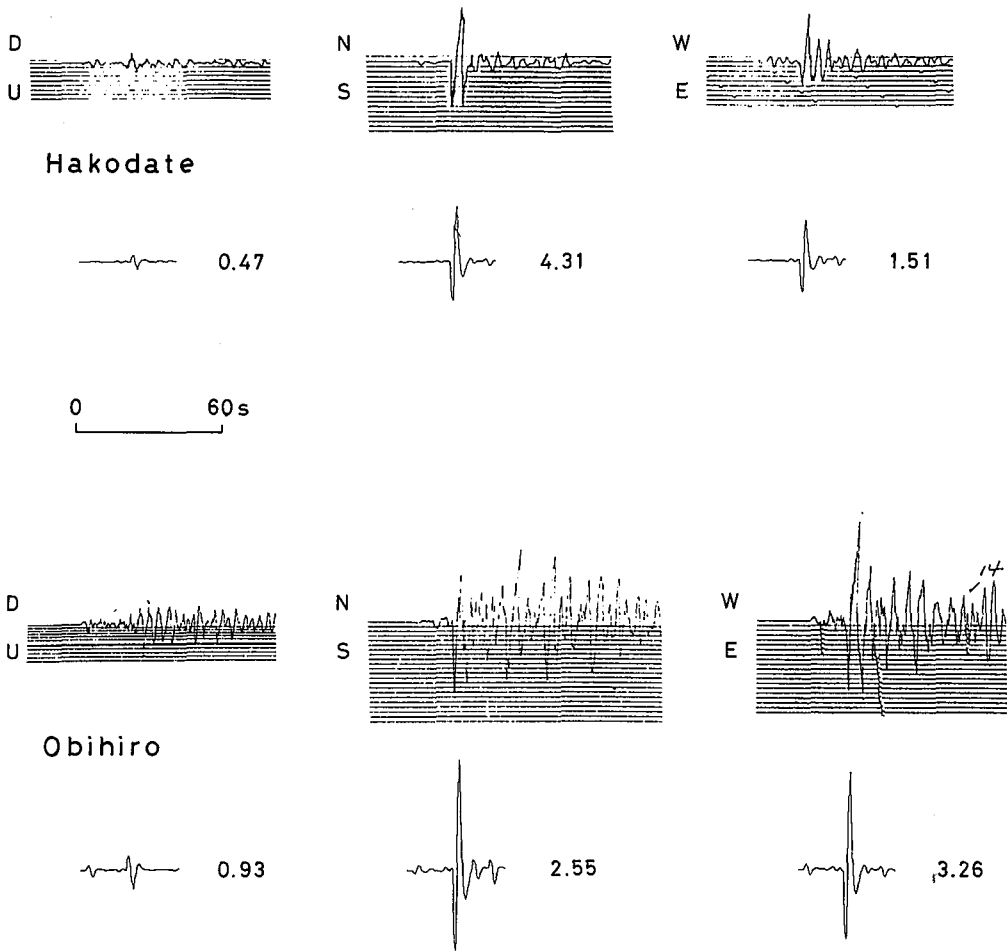


(Fig. 8a)

Fig. 8 Comparison of JMA strong-motion seismograms with synthetic seismograms. The numbers attached to each synthetic seismogram indicate peak to peak amplitudes given in centimeters. The source parameters used are given in Table 2.



(Fig. 8b)



(Fig. 8c)

#### IV. 議論と結論

室蘭, 札幌, 広尾, 函館で観測された日高西部地震からの強震動は, 単純な波形を示し, これらは, 単純な震源と構造モデルによって十分に説明できた. この事実は, 苫小牧, 浦河, 帯広における強震動の複雑な波形の原因が, 震源によるものではなく, 震源と各観測点との間の局所的な構造によるものであることを暗示する.

岡田・鏡味 (1978) は, 気象庁 1 倍強震計記録の最大振幅の統計的処理により, 日本各地におけるやや長周期の周期範囲での揺れやすさを評価し, それが, 各観測点での深い地盤条件に大きく関係していることを示した. 彼らの結果によると, 解析に使用した観測点の揺れやすさの指標は, 帯広=2.69, 浦河=1.23, 札幌=1.07, 広尾=0.98, 函館=0.79, 室蘭=0.58 である (苫小牧については評価していない). この指標は, 例えば, 帯広は, 日本の平均的な地点の揺れに比べて 2 倍以上の揺れが生じることを示す. 指標は, 日高西部地震の時に単純な波形を示した観測点

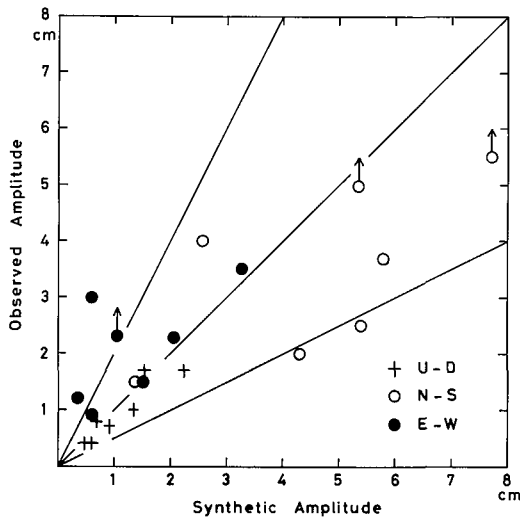


Fig. 9 Comparison between observed amplitudes of direct S wave and synthetic ones. Arrows indicate that waves after the direct S wave are off-scale.

においては1あるいはそれ以下であるが、複雑な波形を示した観測点ほど大きな値をもつ。帯広における大振幅の表面波の存在は、指標2.69が示す様に、そこが堆積盆地という特有な地盤構造に関係あるのかも知れない (BARD and BOUCHON, 1980)。

震度5にみまわれた浦河での異常強震動は、揺れやすさの指標のみからは説明できない。一方、島弧下には、海溝付近から陸側に向って斜めにもぐり込む上部マントルの異常構造の存在が知られている (UTSU, 1971)。この異常構造は、同じ深さのまわりの物質に比べて速度が大きく、また、波の減衰が小さいという特徴を有している。震源から浦河への波線が大部分この構造内を通過するので、この異常構造が浦河での異常強震動の原因とも考えられる (笹谷・岡田, 1984)。しかし、そうであれば、浦河同様に大部分の経路が異常構造内を通ると考えられる広尾においても異常強震動が期待されるが、実際は、単純な波形を示している (Fig. 8)。最近の日高地域における速度構造の詳細な研究は、浦河付近の地殻上部に著しい横方向の速度変化の存在を明らかにした (TAKANAMI, 1982; 藤井・森谷, 1983; MIYAMACHI and MORIYA, 1984)。この複雑な構造が、浦河での異常強震動の原因かもしれない。

1974年11月9日に、今回解析した地震とほぼ同じ位置にマグニチュード6.5の地震が発生し

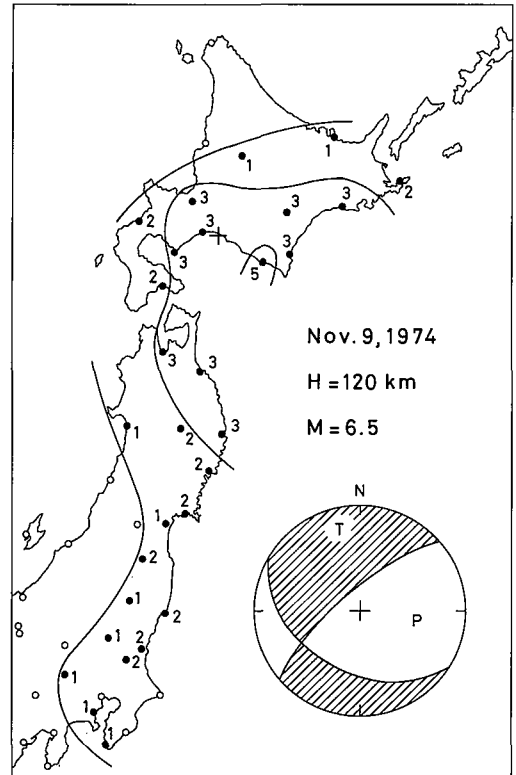


Fig. 10 Epicenter of the western Hidaka earthquake of Nov. 9, 1974 and seismic intensity map (Japanese scale). The inset shows the focal mechanism solution of this event determined by SASATANI (1980). The hatched areas indicate the compression quadrants.

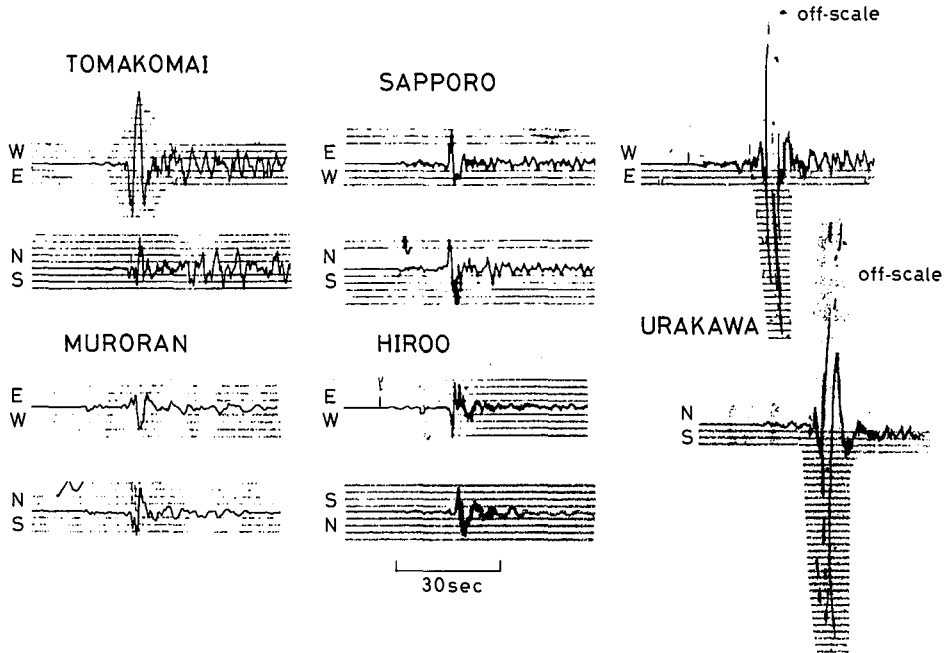


Fig. 11 JMA strong-motion seismograms for the 1974 event.

ている。Fig. 10 は、この地震の震央、震度分布、およびメカニズム解を示したものである。1981年の地震の場合と同様に、浦河での震度は5である。この地震の震源パラメータおよび強震動は、すでに SASATANI (1980) によって研究されている。Fig. 11 は、この地震による苫小牧、室蘭、札幌、浦河、広尾における気象庁1倍強震計の記録を示したものである。浦河でのふり切れた記録（異常強震動）を除いて、これらの強震動は比較的単純な波形を示しており、得られた震源パラメータによって十分にうまく説明される(SASATANI,1980)。この事実、浦河における異常強震動が1981年の地震に特有なものではなく、この付近で発生するやや深発地震に対して一般的に見られる現象であることを暗示している。

本論文で示した様な強震動の解析を多くの地震について行なうことにより、地球内部構造が与える波動伝播への影響について評価することができる。そして、その結果は、想定地震による強震動予測の研究に役立つであろう。

謝辞 地震予知観測地域センターの鈴木貞臣博士および笠原稔博士には、実際に論文を読んでもらった有益な助言を得た。解析に使用した WWSSN 長周期地震計記録は、建設省建築研究所の須藤研博士の御好意による。本研究は、文部省科学研究費自然災害特別研究(1)「災害資料の収集とその解析による自然災害事象の研究」(研究代表者、京都大学防災研究所石原安雄教授)の一環として行なわれたものである。なお、計算には、北海道大学大型計算センターHITAC M-200Hを使用した。

## 文 献

- AKI, K. and P. G. RICHARDS, 1980. Quantitative seismology. Vol. 1, pp. 1-557, W. H. Freeman and Company.
- ASANO, S., N. DEN, H. HOTTA, T. YOSHII, Y. ICHINOSE, N. SAKAJIRI, and T. SASATANI, 1979. Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido Part 2. Crustal structure of the continental slope off Hidaka. *J. Phys. Earth*, **27**, 497-509.
- BARD, P. Y. and M. BOUCHON, 1980. The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1263-1286.
- BOUCHON, M., 1976. Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **47**, 515-530.
- BOUCHON, M., 1979. Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3609-3614.
- BOUCHON, M., 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 959-971.
- DZIEWONSKI, A. M. and J. H. WOODHOUSE, 1983. An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.*, **88**, 3247-3271.
- 藤井智史・森谷武男, 1983. 採石爆破による日高地方の浅部地殻構造, 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 145-154.
- HAGIWARA, T., 1958. A note on the theory of the electromagnetic seismograph. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 139-164.
- HELMBERGER, D. V., 1974. Generalized ray theory for shear dislocation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 561-589.
- HELMBERGER, D. V. and S. D. MALONE, 1975. Modeling local earthquakes as shear dislocation in a layered half-space. *J. Geophys. Res.*, **80**, 4881-4888.
- HELMBERGER, D. V. and L. R. JOHNSON, 1977. Source parameters of moderate size earthquakes and the importance of receiver crustal structure in interpreting observations of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 301-313.
- ISACKS, B. L. and P. MOLNAR, 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 103-174.
- KENNETT, B. L. N. and N. J. KERRY, 1979. Seismic waves in a stratified half-space. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 557-583.
- MAMULA, L., K. KUDO and E. SHIMA, 1984. Distribution of ground-motion amplification factors as a function of period (3-15sec), in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **59**, 467-500.
- MIYAMACHI, H. and T. MORIYA, 1984. Velocity structure beneath the Hidaka mountains in Hokkaido, Japan. *J. Phys. Earth*, **32**, 13-42.
- OKADA, H., S. SUZUKI, T. MORIYA and S. ASANO, 1973. Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observations. *J. Phys. Earth*, **21**, 329-354.
- 岡田成幸・鏡味洋史, 1978. 日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み, 日本建築学会論文報告集, **267**, 140-149.
- 笹谷 努, 1973. 長周期実体波による震源過程の推定, その1. 長周期P波波形の変化, 北海道大学地球物理学研究報告, **29**, 1-16.
- SASATANI, T., 1976. Mechanism of mantle earthquakes near the junction of the Kurile and the northern Honshu arcs. *J. Phys. Earth*, **24**, 341-354.
- SASATANI, T., 1980. Source parameters and rupture mechanism of deep-focus earthquakes. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.), **6**, 301-384.

- SASATANI, T., 1985. Seismic wave propagation in a stratified half-space. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.) **7**, 401–420.
- 笹谷 努・岡田 弘, 1984. 島弧における異常震域の発生メカニズム. 地震学会講演予稿集, No.2, C74.
- SATAKE, K., 1984. Determination of source parameters of deep earthquakes around Japan from long-period Rayleigh waves. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser.VII (Geophys.), **7**, 269–280.
- SATO, R., 1973. Seismic waves due to a dislocation source model in a multi-layered medium. Part 1. Theory. *J. Phys. Earth*, **21**, 155–172.
- SEGAWA, J., 1970. Gravity measurements at sea by use of the T. S. S. G., Part 2. Results of the measurements. *J. Phys. Earth*, **18**, 203–284.
- SENO, T., K. SHIMAZAKI, P. SOMERVILLE, K. SUDO and T. EGUCHI, 1980. Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, earthquake of June 12, 1978. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **23**, 39–61.
- SHIMAZAKI, K. and P. SOMERVILLE, 1979. Static and dynamic parameters of the Izu-Oshima, Japan, earthquake of Jan. 14, 1978. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1343–1378.
- STAUDER, W. and L. MUALCHIN, 1976. Fault motion in the larger earthquakes of the Kurile-Kamchatka arc and of the Kurile-Hokkaido corner. *J. Geophys. Res.*, **81**, 297–308.
- 鈴木貞臣・笠原 稔, 1981. 1981年1月23日日高西部の稍深発地震 (M7.1). 地震予知連絡会会報, **26**, 6–8.
- SUZUKI, S., T. SASATANI and Y. MOTOYA, 1983. Double seismic zone beneath the middle of Hokkaido, Japan, in the southwestern side of the Kurile arc. *Tectonophys.*, **96** 59–76.
- TAKANAMI, T., 1982. Three-dimensional seismic structure of the crust and upper mantle beneath the orogenic belts in southern Hokkaido, Japan. *J. Phys. Earth*, **30**, 87–104.
- TRÉHU, A. M., J. L. NÁBELEK and S. C. SOLOMON, 1981. Source characterization of two Reykjanes ridge earthquakes: Surface waves and moment tensors; P waveforms and nonorthogonal nodal planes. *J. Geophys. Res.*, **86**. 1701–1724.
- UTSU, T., 1971. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 839–890.