

## 平成5年(1993年)釧路沖地震の地震活動について

中村雅基\*<sup>1</sup>・勝間田明男\*<sup>2</sup>・桑山辰夫\*<sup>1</sup>・白井恒雄\*<sup>3</sup>  
草野富二雄\*<sup>3</sup>・永岡 修\*<sup>4</sup>・橋田俊彦\*<sup>5</sup>・橋本 勲\*<sup>6</sup>

On the 1993 Kushiro-Oki Earthquake

Masaki NAKAMURA, Akio KATSUMATA, Tatsuo KUWAYAMA, Tsuneo SHIRAI,  
Fujio KUSANO, Osamu NAGAOKA, Toshihiko HASHIDA and Isao HASHIMOTO

(Received August 4, 1994; Accepted September 7, 1994)

On January 15, 1993, at 20:06 Japan standard time (JST), an earthquake with a magnitude of 7.8 occurred off the coast of Kushiro on Hokkaido, Japan's northernmost island. Shocks were felt in the Hokkaido, Tohoku, Kanto, and Ko-Shin-Etsu districts. An intensity of 6 on the Japan Meteorological Agency (JMA) scale of 0 to 7 was reported from the JMA's Kushiro Station. As a result of this earthquake, two people were killed and 967 people injured.

This earthquake had the following focal parameters:

Origin time: 20:06:07.2 on January 15, 1993 (JST)

Epicenter: 42°55.0' north, 144°21.4' east

Focal depth: 100.6km

Magnitude: 7.8

About six seconds preceding this earthquake, an earthquake having a magnitude of 5.9 was detected, but no other foreshocks occurred other than this quake.

By the end of the following June, about 550 aftershocks had been detected, with the largest aftershock, which had a magnitude of 4.9, occurring on February 4. In addition to the aftershock activity in the region near the main shock, the seismicity in the region of Akkeshi Bay peaked just after the 1993 Kushiro-Oki Earthquake, but the seismicity in the region between these two points remained relatively quiet. Judging from the seismic activity from 1926 to 1993, this region forms a seismic gap and the area is approximately equal to the area of the focal region of the 1993 Kushiro-Oki Earthquake.

The hypocenters of the main shock and aftershocks are located in the lower part of the Pacific plate and the focal plane solutions of these shocks are of a down dip extension type. The fact that the main shock and aftershocks are distributed horizontally indicates that the focal plane is a horizontal one.

The fracture process in the 1993 Kushiro-Oki Earthquake is surmised to be as follows:

First, a fracture having a magnitude of about 5.9 occurred. Some six seconds after the first fracture, a second fracture having a magnitude of about 6.6 occurred eastward. Two seconds after this second fracture, still another fracture having a magnitude of about 7.6 occurred westward. The seismic moment of the main shock was about  $3.1 \times 10^{25}$  Nm, and the maximum dislocation along the fault plane of the main shock was about 10 meters.

### § 1. はじめに\*

平成5年1月15日20時06分頃、釧路沖の深さ100kmを震源とするマグニチュード7.8の地震が発生した。気象官署では釧路で震度VI(烈震)を観測したほか、帯広、

広尾、浦河及び八戸で震度Vを観測するなど、北海道、東北及び関東甲信越地方のほぼ全域で有感となった。震度VIは1982年の浦河沖の地震(マグニチュード7.1)により、浦河で観測して以来であった。

余震活動はマグニチュード4.9(釧路で震度IIIを観測

Table 2.1

Damage caused by the 1993 Kushiro-Oki Earthquake. The electrical power supply was back in service on January 16, the water supply had recovered by February 1, the gas supply had resumed on February 6, and railway service had completely resumed on February 1. (This data is taken from a report made by the Fire Defense Agency).

|   |                  |                             |         |
|---|------------------|-----------------------------|---------|
| <b>Casualties:</b>                      |                  | <b>Others</b>               |         |
| Deaths                                  | 2                | Educational facilities      | 480     |
| Missing                                 | None             | Social facilities           | 125     |
| Serious injuries                        | 117              | Hospitals                   | 228     |
| Light injuries                          | 850              | Welfare facilities          | 165     |
|   |                  | Roads                       | 1,591   |
| <b>Damage to households:</b>            |                  | Bridges                     | 87      |
| Total collapse                          | 53 houses        | Bays and ports              | 107     |
|   | 61 households    | Rivers                      | 184     |
|   | 159 people       | Beaches and                 |         |
| Half collapse                           | 255 houses       | sabo Facilities             | 25      |
|   | 271 households   | Agriculture, forestry,      |         |
|   | 853 people       | and fisheries facilities    | 2,598   |
| Partial collapse                        | 5,313 houses     | Commercial and industrial   |         |
|   | 6,155 households | facilities                  | 6,007   |
|   | 18,282 people    | Garbage disposal facilities | 8       |
|   |                  | Water supply facilities     | 177     |
| <b>Damage to commercial structures:</b> |                  | Landslides                  | 14      |
| Public                                  | 3                | Railway sites closed        | 8       |
| Others                                  | 50               | Water supply cut off        | 19,765* |
|   |                  | Power failure               | 57,200* |
| <b>Fires:</b>                           |                  | Gas supply cut off          | 9,355*  |
| Structures                              | 11               | Others                      | 2,379   |
| Dangerous objects                       | None             |                             |         |

Note: Asterisks

\* indicate peak values.

した)が最大であり、本震の規模を考えると、有感余震の回数は少なく、余震規模は小さかった。また、余震発

生域は釧路の沖合い約20kmを中心とする直径40km程度の範囲が主である。

- \* 1 地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division
- \* 2 気象研究所, Meteorological Research Institute
- \* 3 地震津波監視課, Earthquake and Tsunami Observations Division
- \* 4 軽井沢測候所, Karuizawa Weather Station
- \* 5 地震火山業務課, Seismological and Volcanological Management Division
- \* 6 札幌管区气象台, Sapporo District Meteorological Observatory

北海道の東部沖合いでは、1952年に十勝沖地震(マグニチュード8.2)が発生し、300名が死傷しているほか、1973年には根室半島沖地震(マグニチュード7.4)が発生し、2名が負傷しているが、いずれも津波の発生を伴うプレート境界型地震である。しかし、今回の地震は沈み込んだ太平洋プレート内部で発生している。

以上のように今回の地震はいくつかの特徴があることから、余震活動、本震の震源過程等について詳細な解析を試みた。

\* 白井恒雄, 中村雅基

気象庁は、今回の地震が死傷者・建物などに大きな被害をもたらしたことから、「平成5年（1993年）釧路沖地震」と命名した。

## § 2. 被害状況\*

気象庁は地震発生の翌日に、気象庁地震火山部、札幌管区气象台、釧路地方气象台、根室測候所、帯広測候所、浦河測候所による現地調査班を編成し、地震による被害状況の把握を行った（気象庁地震火山部、1993）。Table 2.1に、今回発生した地震による被害件数を示す（自治省消防庁による）。

### 2.1 釧路支庁

支庁管内は地震動による地割れや崖崩れが随所に発生し、家屋に損壊等の被害をもたらした（Fig.2.1）。特に釧路市緑ヶ丘の丘陵地で地滑りのため家屋の落下や損壊等多大な被害が発生した（Fig.2.2）。

道路関係では、広範囲な地域に被害が発生し、白糠町で国道38号線、厚岸町で国道44号線の路面の崩壊や亀裂など大きな被害が発生した（Fig.2.3）。

また、この地震により地盤の液状化現象が随所で発生した（Fig.2.4）。釧路西港では顕著な噴砂が見られ、港湾施設が地震動や液状化現象により大きな被害を受けた。また釧路町では液状化により歩道部分のマンホールが1.5mも浮上した（Fig.2.5）。

### 2.2 十勝支庁

家屋の被害は、外壁の亀裂、窓ガラスの破損や埋め立て地の家屋の土台が沈下する等が主であり、顕著なもの



Fig.2.1

The first floor of this house collapsed in the 1993 Kushiro-Oki Earthquake. The second floor of this structure had been top-heavy, making the building unstable. (Onbetu-cho, Kushiro-Shicho)



Fig.2.2

This house collapsed in a landslide. (Midorigaoka, Kushiro City)



Fig.2.3

Road collapse. (Route 38, Hakuto-cho, Kushiro-Shicho)

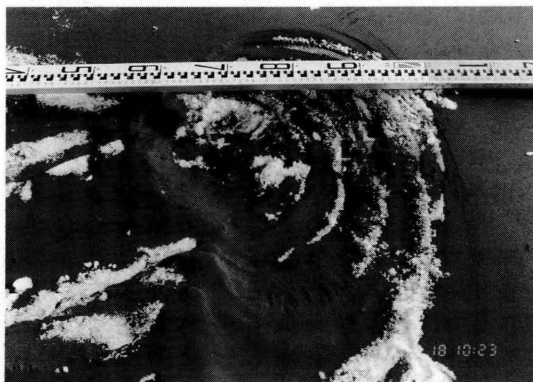


Fig.2.4

Sand boiling by liquefaction. Snowfall can be seen on the sand ejecta. (Kushiro-Nishi Port, Kushiro City)

\* 草野富二雄, 永岡修, 白井恒雄, 中村雅基



Fig. 2.5  
This manhole was raised from underground due to liquefaction. (Kushiro-cho, Kushiro-Shicho)

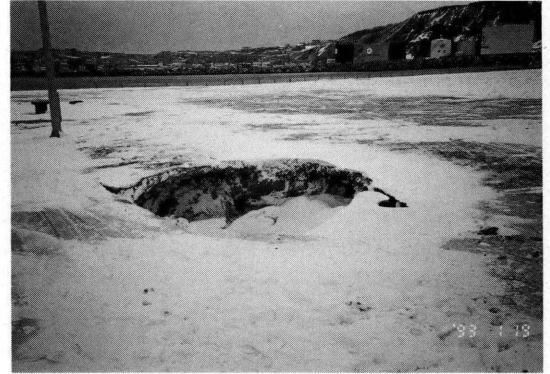


Fig. 2.6  
This road near reclaimed land caved in due to liquefaction. (Hanasaki Port, in Nemuro City)

として豊頃町長節での内外壁の損壊や亀裂等の被害があげられる。

道路関係の被害は、南東部の豊頃町が主であり、道々で路面陥没、道々や国道で多数の亀裂が発生した。

また、十勝港で地盤の液状化が認められた。

### 2.3 根室支庁

家屋の被害は、根室市内での商店の倉庫外壁の一部崩落、別海町の風連湖付近の酪農家のサイロの倒壊、ハウスの一部損傷等被害は軽微であった。しかし、港湾施設には、亀裂等の被害が広範囲におよんでいた。

道路関係では、道々3箇所、町道3箇所が損壊した (Fig. 2.6)。

### 2.4 日高支庁

家屋の被害は、壁に亀裂が入った程度で軽微であった。国道、町道に亀裂が発生したが被害は軽微であった。浦河港付近で噴砂現象を確認した。

## § 3. 前震, 余震活動\*

### 3.1 マルチブルイベント

一般に、巨大地震は多かれ少なかれマルチブルショックであるといわれる。今回の地震もその大きさ故、複雑な破壊過程が予想される。

今回の地震の、震央距離700kmまでの観測点における87型電磁式強震計の上下動の記録をFig. 3.1に示す。図に示したのは、原データ(加速度データ)を積分し、Fig. 3.2に示すバンドパスフィルターを通したもので、速度記録である。横軸に時間、縦軸にログスケールで震央距離をとり、それぞれの観測点における地震記録波形

を表示した。また、図には理論P波到達時と理論S波到達時が点線で示されている。図から、すべての観測点においてP波到達後6～7秒後に初動部分に比べて比較的大きな波が到達しているのがわかる。全国のほとんどすべての観測点で同様の記録が得られていることから、2つの地震が発生していることがわかる。両者の分離が比較的容易で、個別に震源を決定することができた。

観測波形を見ると、明かに2つ目の地震の方が大きいことがわかる。本論説では1つ目の地震を1stイベント、2つ目の地震を2ndイベント、1stイベントと2ndイベントをまとめて本震、また、本震以前の地震活動を前震活動、本震後の地震活動を余震活動と呼ぶことにする。

以下に1stイベントおよび2ndイベントの、地震月報における震源要素を示す。

|         |         |               |
|---------|---------|---------------|
| 1stイベント | 震源時     | 1993年1月15日    |
|         |         | 20時06分01.0秒   |
|         | 震源      | 北緯 42° 54.5'  |
|         |         | 東経 144° 21.9' |
|         |         | 深さ 105.6km    |
|         | マグニチュード | 不明            |
| 2ndイベント | 震源時     | 1993年1月15日    |
|         |         | 20時06分07.2秒   |
|         | 震源      | 北緯 42° 55.0'  |
|         |         | 東経 144° 21.4' |
|         |         | 深さ 100.6km    |
|         | マグニチュード | 7.8           |

ここで、1stイベントのマグニチュードは不明となっているが、§ 8の震源過程の項で述べているように、マグニチュードは5.9と見積もられている。

\* 中村雅基, 桑山辰夫, 橋田俊彦, 橋本勲

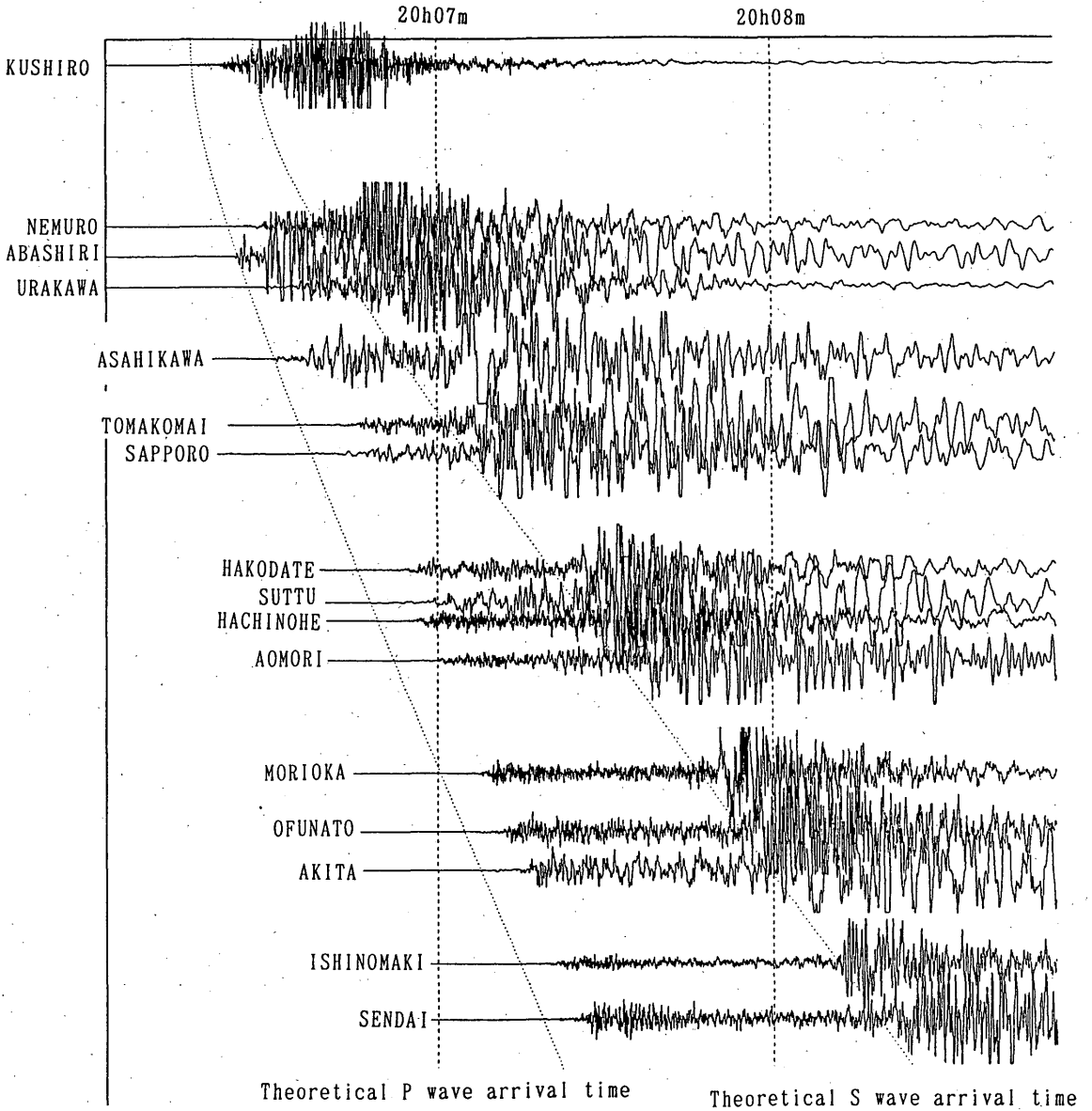


Fig. 3.1

Vertical component seismograms observed with JMA 87-type electromagnetic seismographs at stations within 700km of the epicenter of the main shock (first event). These records are velocity seismograms obtained after integration and band-pass filtering from the original (acceleration) records. The band-pass filter is shown in Fig. 3.2. The horizontal axis indicates time, and the vertical axis indicates the distance from the epicenter, which is reduced using a logarithmic scale. The theoretical P wave arrival time and the theoretical S wave arrival time are shown by the dotted lines. Notable phases are seen at all stations 6 to 7 seconds after initial P wave motions.

また、2ndイベントは1stイベントより北西側に決められているが、これが有意であるかどうかを判断するために、1stイベントおよび2ndイベントのP波

到達時がPまたはIPで報告されている北海道および東北地方の観測点のP波到達時の差をプロットしたのが Fig. 3.3である。この図の震源（1stイベント：バ

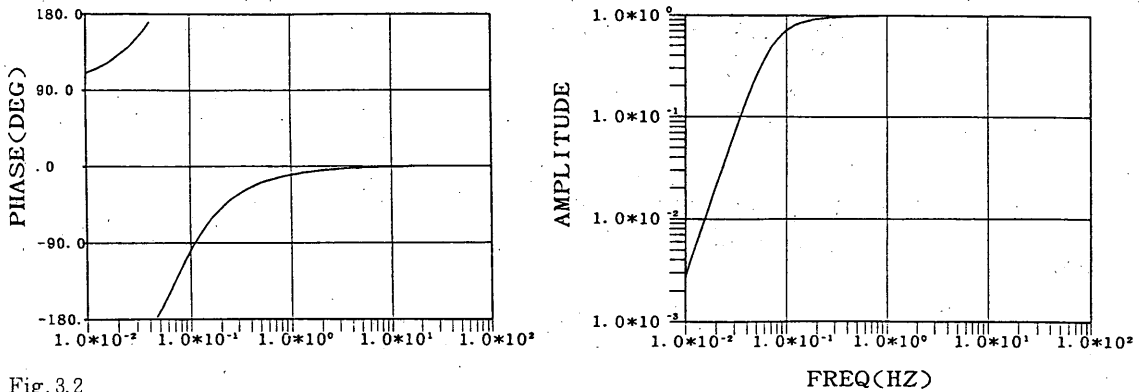


Fig. 3.2 Frequency response of the band-pass filter used to obtain the records shown in Fig. 3. 1.

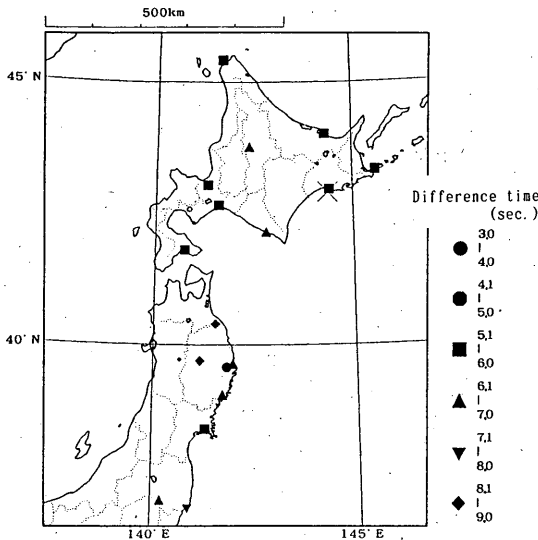


Fig. 3.3 Difference between the P wave arrival time for the first event and that for the second event in the Hokkaido and Tohoku region. The epicenter of the first event is shown by cross lines.

ツ印でプロット)より北側の観測点と南側の観測点を比べてみると、相対的に北側の観測点のほうがその値が小さい。これは、2ndイベントが1stイベントよりも相対的に北側に位置することを示すものである。これに対し、1stイベントと2ndイベントとの東西方向の相対的位置については議論できるほどの解像度はない。

3.2 前震活動

今回発生した地震(本震)の直前には、前震と見られるような地震は発生していない。あえて言えば、本論説で1stイベントと呼んでいる地震が唯一の前震である。

次に、より長期的な地震活動の変化について考察する。Fig. 3.4 (a)に、1983年から本震発生前までの深さ61km~150kmの震央分布図を、Fig. 3.4 (b)に時空間分布図を示す。また、Fig. 3.4 (c)に、Fig. 3.4 (a)で示された地震の回数積算図を、さらに、Fig. 3.4 (d)に、Fig. 3.4 (a)で示された地震のうち四角形で囲まれた領域で発生した地震の回数積算図を示す。これらの図から、地震活動の多少の消長は見られるものこのれといった特徴的な地震活動の変化は見あたらない(1991年から1992年にかけての地震活動の変化は、札幌管区気象台の地震津波監視システム(ETOS)の運用開始と観測点の増設によるものであると考えられる)。

3.3 余震のマグニチュードの決定

今回の地震活動において、本震発生後1993年6月までに、Fig. 3.5 (a)で示される領域内(深さ61km~150km)で、気象庁地震観測ネットワークによって550個程度の地震の震源が決定されている。しかし、ルーチンでマグニチュードが決定された地震は10個にも満たない。§4.1で述べるように、この地域のやや深発地震のマグニチュード検知能力は4.2程度であると考えられる。このように、浅発地震以外のマグニチュード検知能力があまり良くない原因は、61kmより浅い地震については、低感度の変位型地震計(59型, 87型)の振幅に加え高感度の速度型地震計(67型, 76型, 88型)の振幅もマグニチュードの決定に用いるのに対して、61km以深の地震については、59型, 87型の振幅のみをマグニチュードの決定に用いるためである。このため、気象庁において速度型地震計の振幅を用いて61km以深のマグニチュードを決定する方法が岸尾ら(1987)によって提案されたが、ルーチン的に使用されるには至っていない。

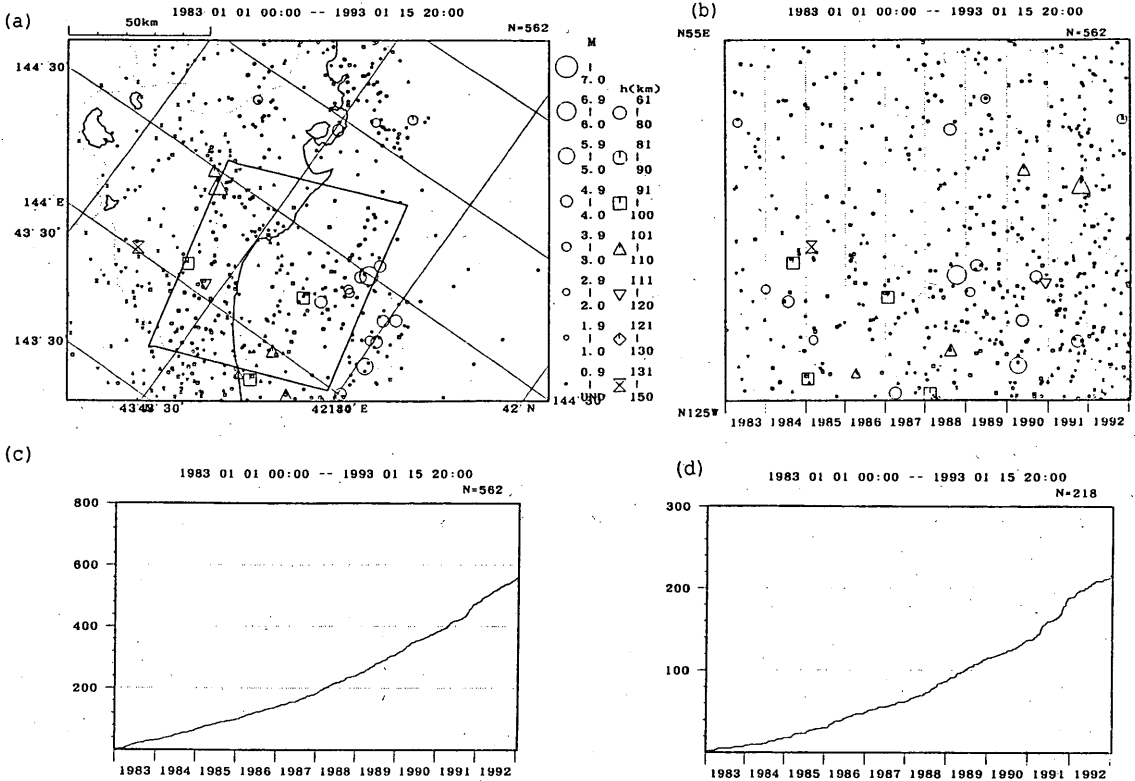


Fig. 3.4

- (a) Epicenter distribution map from 1983 to just before the 1993 Kushiro-Oki Earthquake (depth : 61km~150km).
- (b) Space-time distribution diagram.
- (c) Accumulation chart covering the occurrence of earthquakes in the entire region for Fig. 3.4(a).
- (d) Accumulation chart covering the occurrence of earthquakes in the region indicated by the rectangle in Fig. 3.4(a).

今回は少しでも多くの地震のマグニチュードの決定を試みた。対象はFig. 3.5で示される領域内で発生した深さ61km~150kmの地震である。手法は以下の通りである。

- ・日報告値がなく、札幌管区気象台でテレメータされている59型地震計の読み取りがなされているもの（根室、浦河）は、その読み取り値をマグニチュードの計算に用いた。

- ・59型地震計による最大振幅値の読み取りが釧路の日報告のみの場合は、このデータのみを使ってマグニチュードを決定した。

以上の手法によってマグニチュードの決定された地震は約40個となった。Fig. 3.5に、本処理を施した後の震源要素の震央分布図(a)、時空間分布図(b)、日別地震回数ヒストグラム(c)、地震回数積算図(d)、M-T図(e)、およ

びマグニチュードとそのマグニチュード以上の地震の数 ( $N = \sum n$  :  $n$ はそのマグニチュードの地震数)との関係(f)を示す。なお、Fig. 3.5では1stイベントのマグニチュードは5.9として表示している。Fig. 3.5(f)から、マグニチュード3.5程度より大きい地震については、ほぼ均質にマグニチュードまで決定されたものと考えられる。また、マグニチュードは決定されないまでも震源だけでも決定されている地震は、§4.1の解析結果も考え合わせるとマグニチュード2.8程度より大きな地震であると考えられる。

### 3.4 余震活動

Fig. 3.6に1993年1月15日から6月までの本震および余震の震央分布図(a)、垂直断面図(b)(c)、時空間分布図(d)を示す。深さ61km以深の地震については、§3.3で得られた震源要素を用いている。

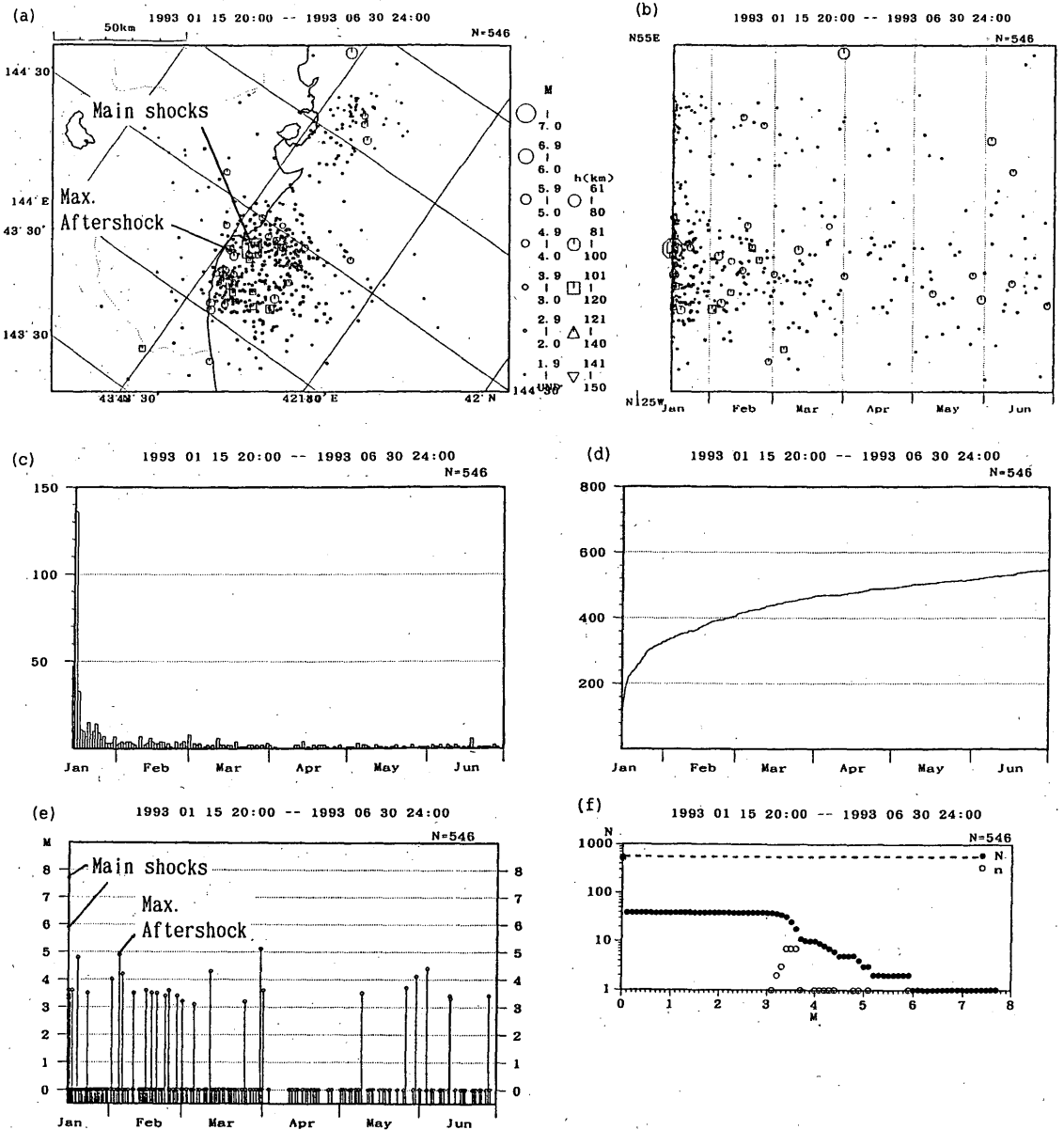


Fig. 3.5

- (a) Epicenter distribution map of main shock and aftershocks up to June 1993 whose magnitudes have been recalculated.
- (b) Space-time distribution diagram.
- (c) Histogram of the occurrence of earthquakes by day.
- (d) Accumulation chart covering the occurrence of earthquakes.
- (e) Magnitude-time plot diagram.
- (f) Magnitude frequency diagram ( $N = \sum n$ : the dotted line indicate the total number of earthquakes whose hypocenter parameters other than magnitude are determined).



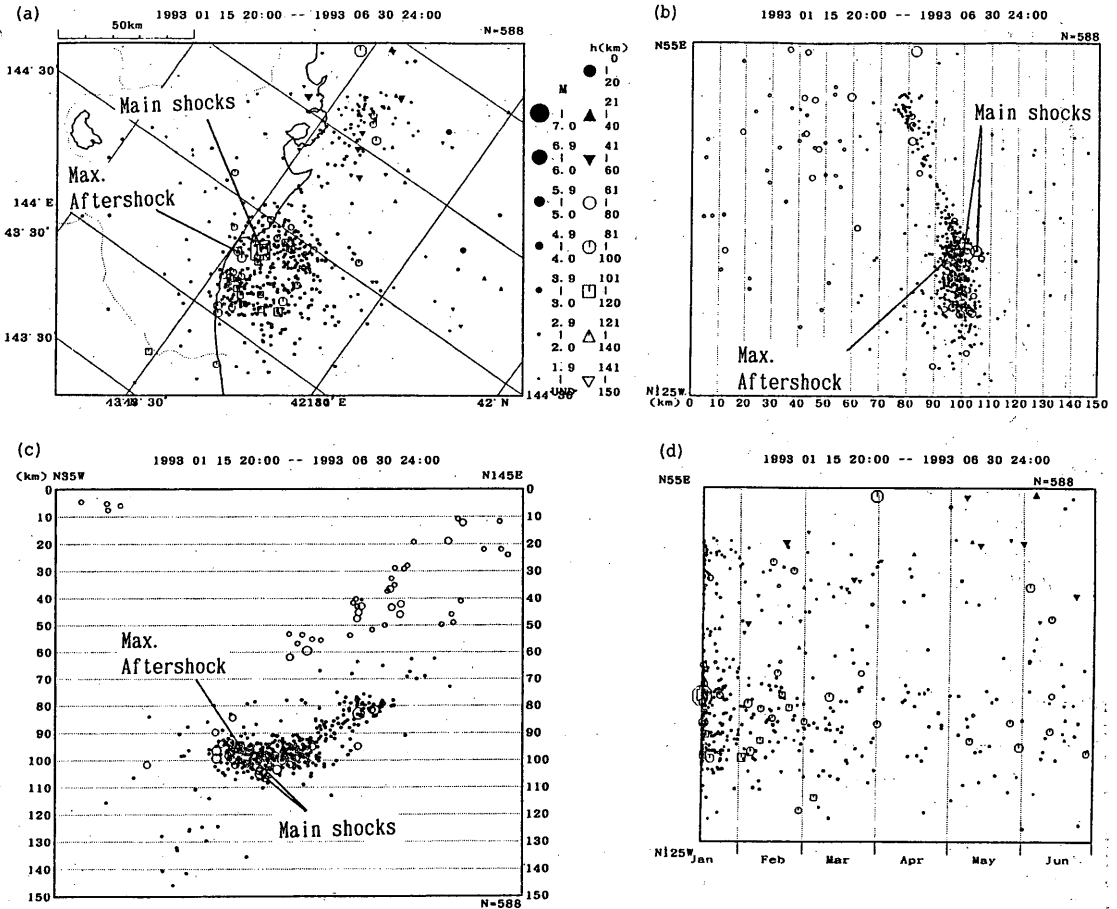


Fig. 3.6

(a) Epicenter distribution map of main shocks and aftershocks from January 15 to June in 1993.

(b) and (c) Cross section of the hypocenter distribution.

(d) Space-time distribution diagram. In the case of earthquakes deeper than 61km, the hypocenter elements which are recalculated in § 3.3 are used.

これらの図およびFig. 3.4 からわかるように、本震周辺の余震域とは別に、本震発生後、厚岸湾付近でも地震活動が活発化している。また、両地域に挟まれた地域は比較的活動は静穏であり、注目に値する。

今回の地震の最大余震は2月4日23時43分に発生したM4.9の地震であるが(Fig. 3.5(e))で見られる3月31日に発生したM5.1の地震の震央は根室沖、本震に比べて規模が極端に小さいためか、地震回数等にも顕著な変化は現われていない。

### 3.5 マスターイベント法による震源決定

§ 7で今回の地震活動における本震および余震の発震機構解について、さらに§ 8で本震(2ndイベント)の震源過程について述べるが、断層面を明確に断定する

ためにも、より正確に震源を決定する必要がある。従来、このような手法によって、震源分布を詳細に決定する際には、マグニチュードを基準にするなどして、観測誤差の少ないものを選択するといった工夫がなされてきた。しかし、今回の地震活動は、多くの地震について均質にはマグニチュードまで決定されていないので、実際に地震記録波形そのものを見て、観測誤差の少ないものを選びだし、それらの地震を対象に観測点補正法によるマスターイベント法を用いて震源の再決定を行なった。

従来、マスターイベント法で震源を再決定する際には、本震の観測点補正値をそのまま前震や余震に用いる方法がとられる。しかし、今回の地震(2ndイベント)は、1stイベントの約6秒後に発生したこともあり、他の

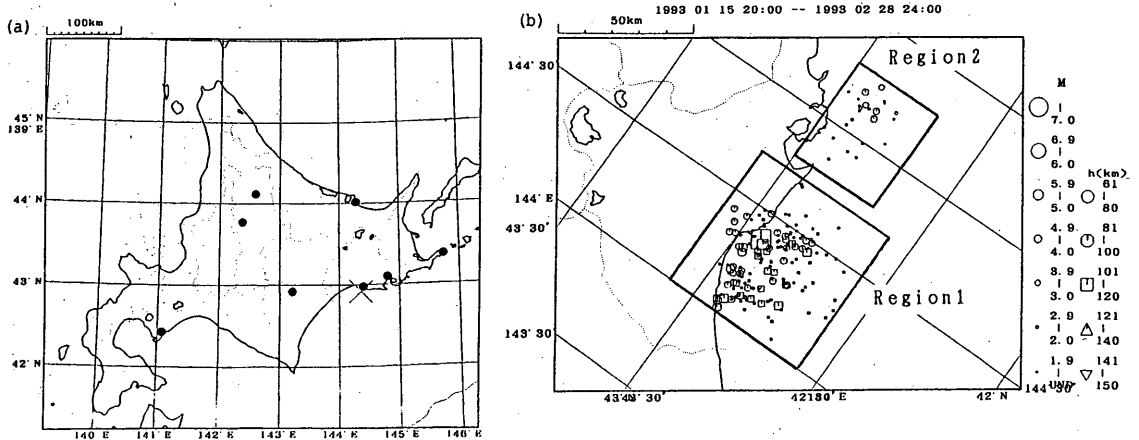


Fig. 3.7

(a) Station distribution map. These stations are used when hypocenter elements are recalculated using the station correction method. The epicenter of the second event is shown by cross lines.  
 (b) When hypocenter elements are recalculated by the station correction method, earthquakes are separated into two groups. These earthquakes are the objects to be recalculated by this method, and are plotted using the original data.

| Station Name | Region 1 |      | Region 2 |      |
|--------------|----------|------|----------|------|
|              | P        | S    | P        | S    |
| KUSHIRO      | +0.3     | -0.1 | +0.1     | -0.1 |
| KUSHIRO2     | +0.2     | -0.3 | +0.1     | -0.1 |
| OBIHIRO      | +0.0     | -0.5 | +0.1     | -0.1 |
| NEMURO2      | -0.1     | -1.1 | +0.0     | -0.4 |
| ABASHIRI     | +0.2     | 0.0  | 0.1      | -0.2 |
| ASAHIKAWA    | +0.0     | -0.7 | +0.2     | -0.1 |
| ASAHIKAWA2   | +0.1     | -0.6 | +0.1     | 0.0  |
| MURORAN2     | -0.5     | -2.1 | -0.5     | -2.0 |

Table 3.1 (UNIT:sec.)  
 Station correction values for each station in each region are used to recalculate hypocenters using the station correction method.

地震に比べて験測誤差が小さいとは言い難い。そこで今回、マスターイベント法で震源再決定を行なうにあたって、次のような手続きをとった。

・まず、解析対象となる地震について、観測点を限定して震源の再決定を行なった。用いた観測点は、釧路、釧路2、帯広、根室2、網走、旭川、旭川2、室蘭2の8観測点である。これら8観測点の分布図をFig. 3.7(a)

に示す。

・次に、これらの震源の中で、§ 3.3においてマグニチュードが決定できる程度の震源による各観測点の残差の平均値を観測点補正值とし、さらに震源の再決定を行なった。この際、Fig. 3.7(b)に示すように地震をふたつの群に分け、それぞれの群で観測点補正值を求めた。今回の計算に用いた観測点補正值をTable 3.1に示す。なお、本処理の対象としたのは、本震発生後1993年2月までの地震である。

以上の手法を用いて得られた本震および余震の震央分布図と、垂直断面図をFig. 3.8に示す。これらの図から、余震はほぼ水平面上に分布しており断層面はほぼ水平面内に存在することがわかる。

### 3.6 サイスマテクトニクス

Fig. 3.9に北海道南部の震央分布図および垂直断面図を次のような基準で表示したものを同じスケールで示す。

- (a) 1983年から1992年までに発生した地震
- (b) 1983年から1992年までに発生したマグニチュード4.0以上の地震
- (c) § 3.4で使用した、今回の地震発生域およびその周辺の本震発生後の地震
- (d) § 3.5によって決定された地震

これらの図から、北米プレートの下に潜り込む太平洋プレートの下面に本震が発生し、その余震域(断層面)

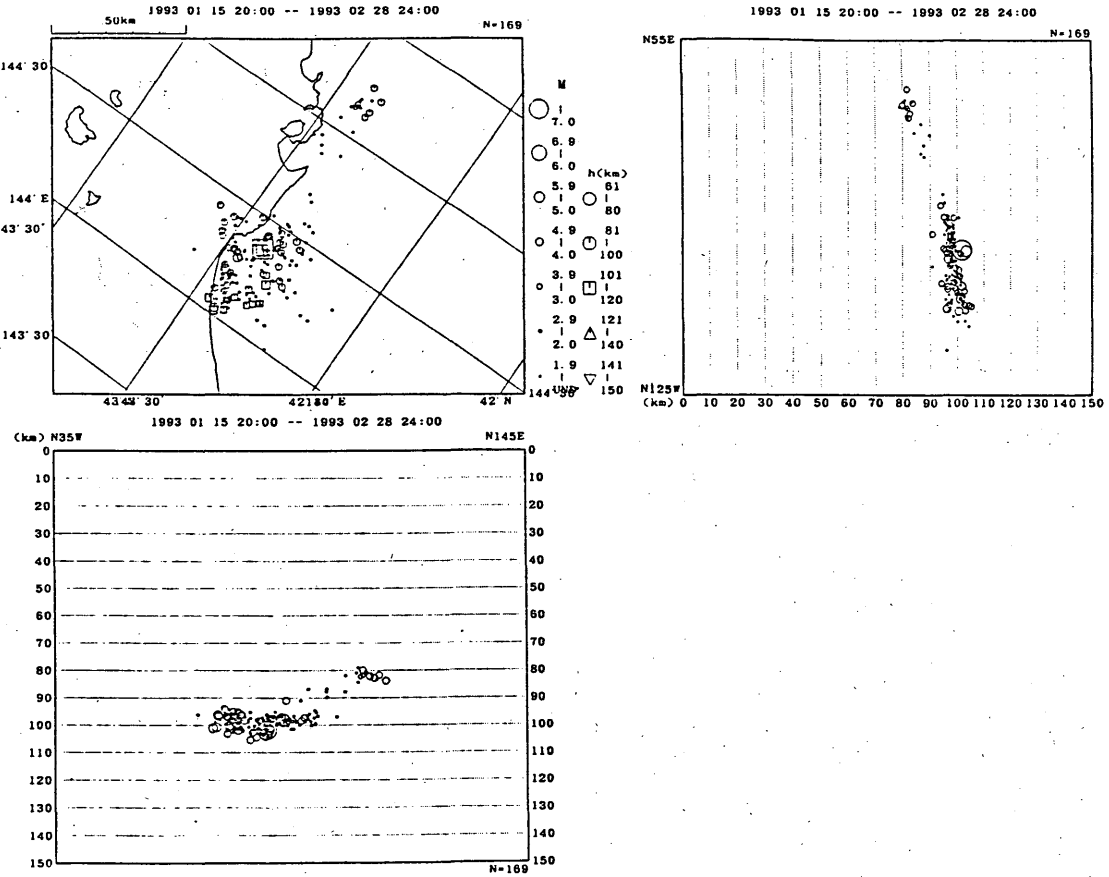


Fig. 3.8

Epicenter distribution map of main shocks and aftershocks and cross section of hypocenter distribution. These hypocenter elements are recalculated by the station correction method. The period involved is from January 15 to February 28, 1993.

は太平洋プレートの上面と下面の中央辺りにまで達していることがわかる。また、厚岸湾付近で発生した地震は太平洋プレートの下面にその多くが発生し、一部は太平洋プレートの上面にも発生していることがわかる。しかし、プレート上面で発生している地震については本震発生前後においてサイズシティに大きな変化は見られていないことを付記しておく。

§ 4. 本震発生前の長期的な地震活動\*

4.1 北海道におけるやや深発地震の検知能力

石川 (1987) によると、気象庁の震源データは地震計の更新、走時表の変更等に伴い震源の検知能力に不均質さが含まれていることが指摘されている。そこで、検知

能力を見積るに当たっては、適切な期間でそれぞれの検知能力を見極める必要がある。今回は、以下の4つの期間について、北海道東部における深さ61kmから200kmの地震に対する震源およびマグニチュードの検知能力を見積った。

- ①1926年から1960年まで
- ②1961年から1964年まで
- ③1965年から1981年まで
- ④1982年
- ⑤1983年から1992年まで

これらの期間における深さ61kmから200kmの地震に対する北海道東部の震央分布図と、その領域で発生した地震のマグニチュードとそのマグニチュード以上の地震の数 ( $N = \sum n$  :  $n$ はそのマグニチュードの地震数) との関係を図4.1に示す。一部期間は、データ数が少な

\* 中村雅基, 桑山辰夫, 橋田俊彦

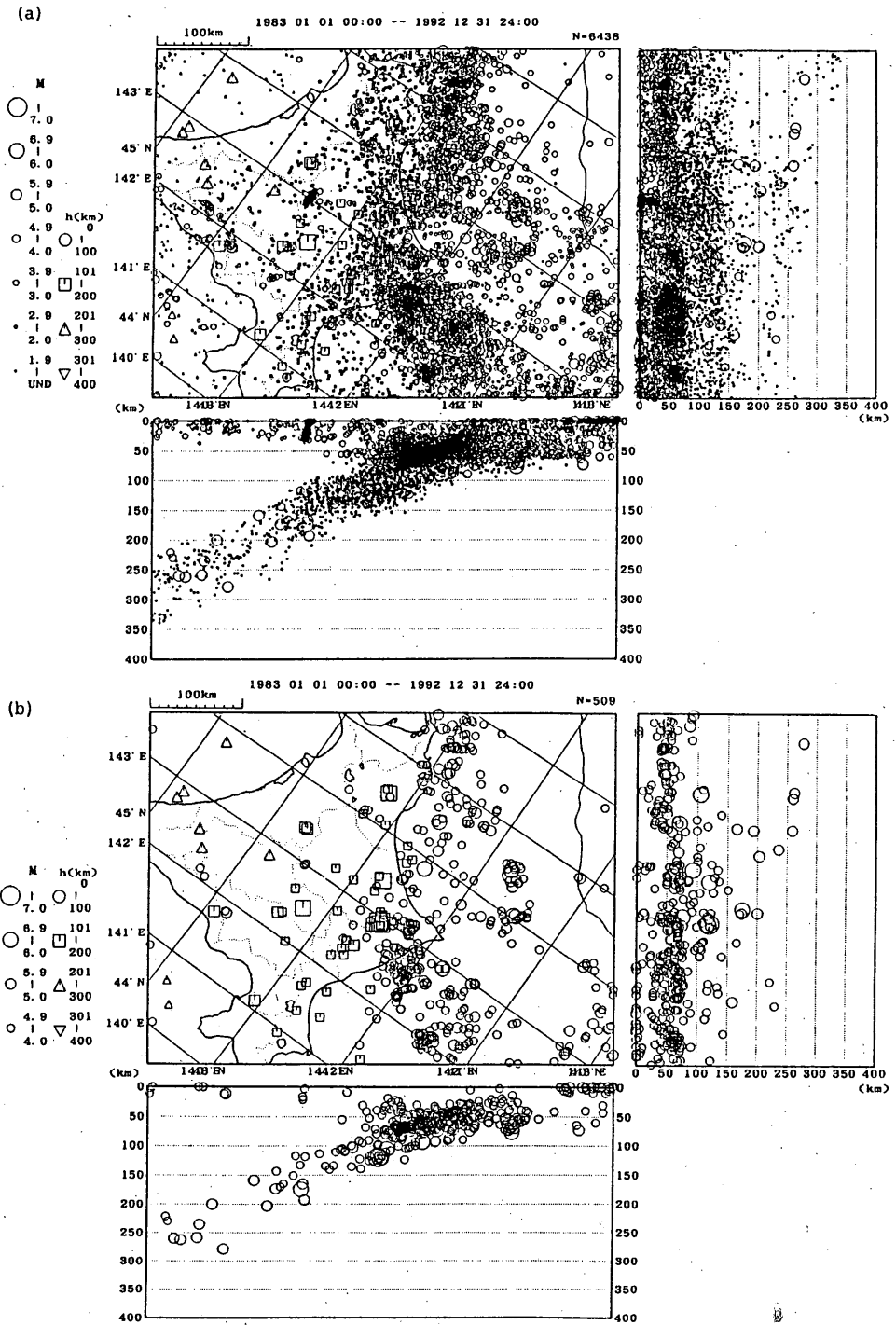


Fig. 3.9

(a) Epicenter distribution map and cross section of hypocenter distribution (1983-1992).

(b) Epicenter distribution map and cross section of hypocenter distribution (1983-1992;  $M \geq 4.0$ ).

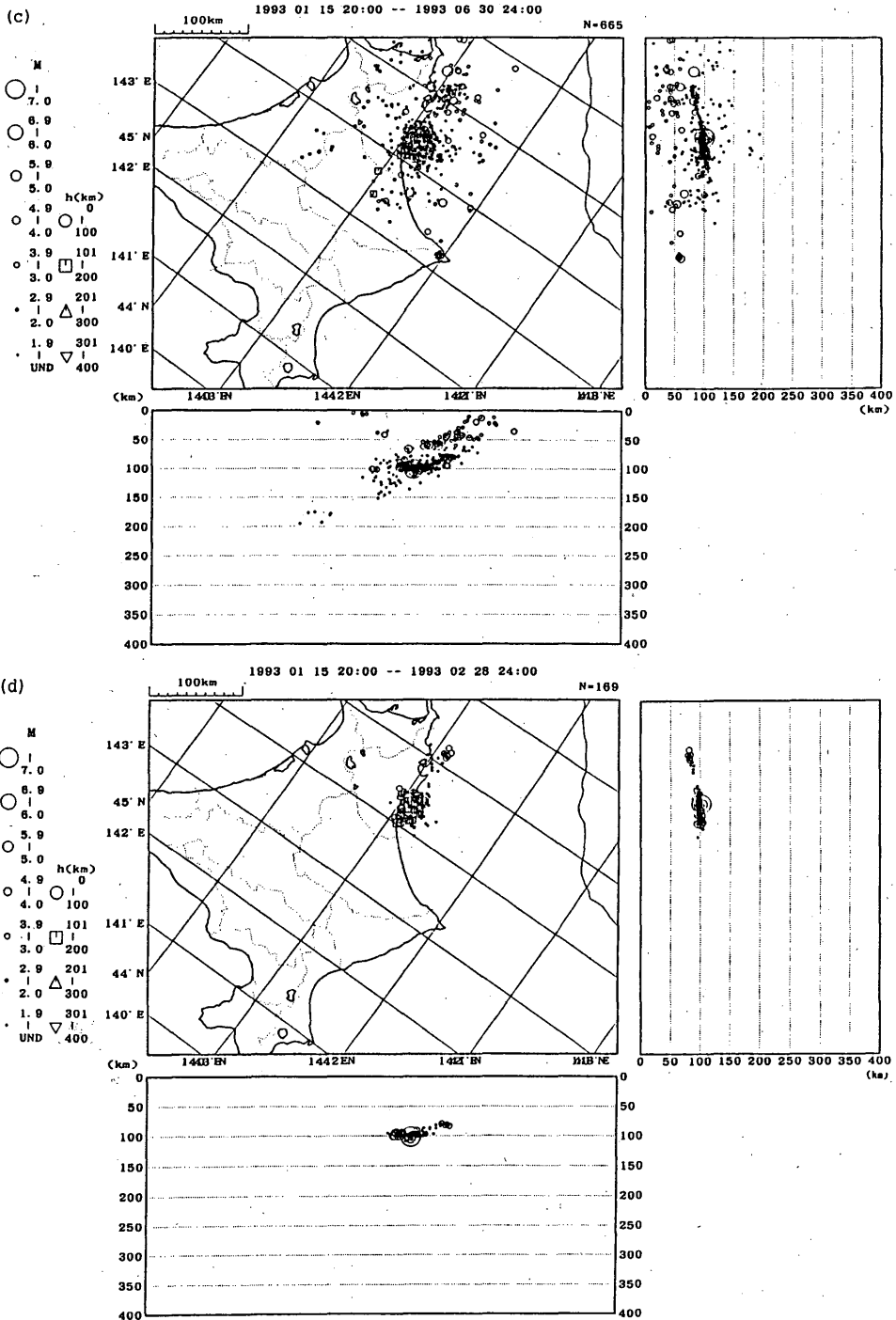


Fig. 3.9

(c) Epicenter distribution map and cross section of hypocenter distribution. These hypocenter elements are used in § 3.4.

(d) Epicenter distribution map and cross section of hypocenter distribution. These hypocenter elements are recalculated by the station correction method in § 3.5.

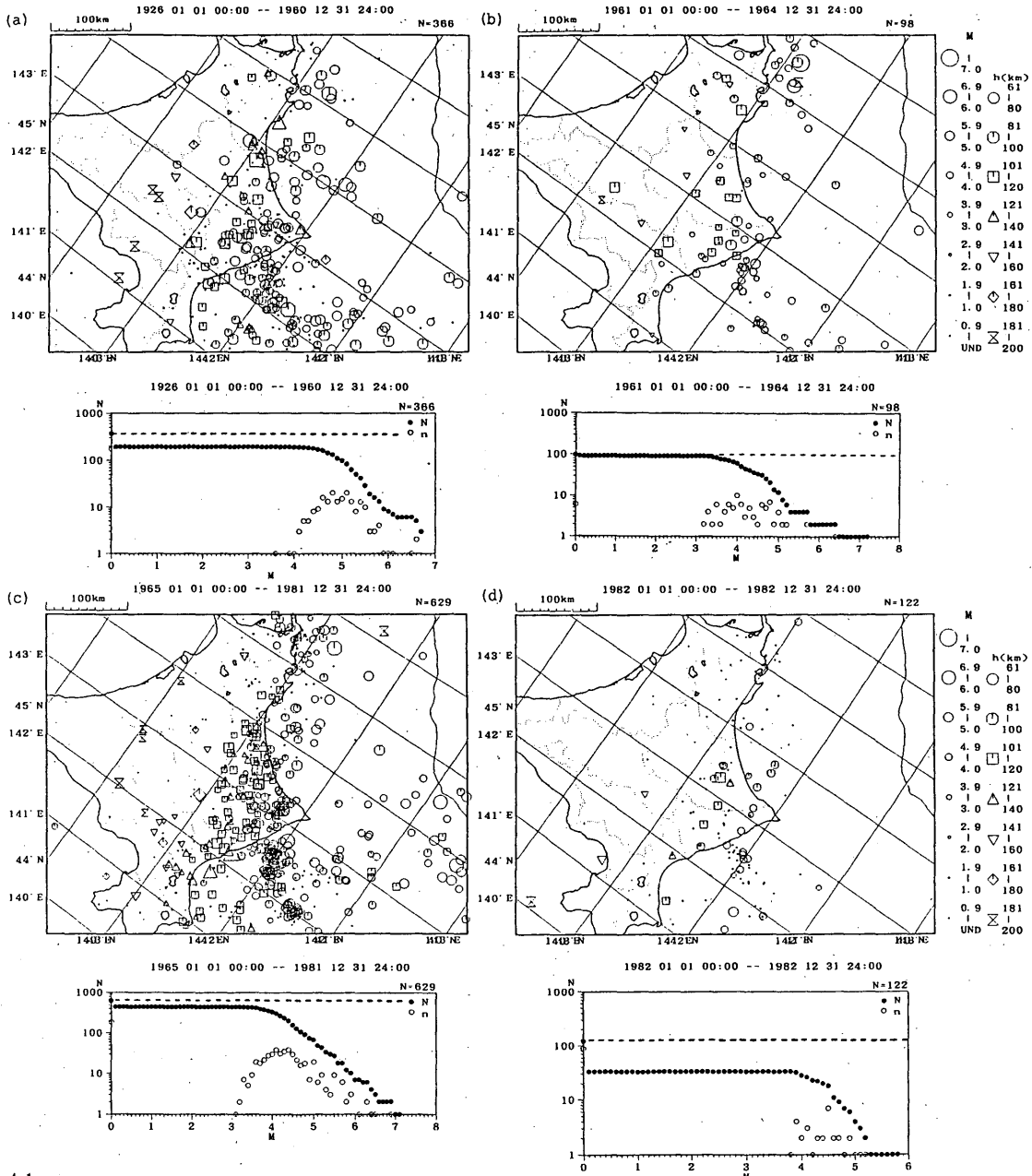


Fig. 4.1

Epicenter distribution maps for eastern Hokkaido (depth: 61km-200km), and magnitude frequency diagrams. ( $N = \sum n$ : The dotted lines show the total number of earthquakes whose hypocenter parameters other than magnitude are determined). Periods involved are as follows: (a) 1926-1960, (b) 1961-1964, (c) 1965-1981, and (d) 1982.

いために困難はあるが、これらの図から見積られる各期間における震源決定の検知能力と、マグニチュード決定の検知能力を以下に示す(値はマグニチュードの下限值、括弧で示したものは見積もりが困難なため、前後の期間

から推定した)。

| 期 間 | 震源検知能力 | マグニチュード検知能力 |
|-----|--------|-------------|
| ①   | 4.3    | 4.8         |
| ②   | 3.9程度  | (4.1~4.8)   |

（データが少なく不正確：  
b 値が期間①と同じと仮定）

- ③ 3.7 4.1  
④ 3.5程度 (4.1~4.2)

（データが少なく不正確：  
b 値が期間③と同じと仮定）

- ⑤ 2.8 4.2

#### 4.2 本震発生域の空白域

浅い巨大地震の発生前にはその発生域に地震の空白域ができることがあることはよく知られている。そこで、余震域の深さ80kmから150kmにおける、1926年以降本震発生まで、および1983年以降本震発生までの両期間についてマグニチュード4.0以上の地震について顕著なサイスミスティーの変化がないか調査した。しかしながら、該当地域ではそもそもマグニチュード4.0以上の地震の発生回数は浅い地震に比べ極端に少なく、特徴的な変化は見られなかった。

#### 4.3 釧路南東沖の空白域

§ 3.4で触れたように、本震周辺の余震域と厚岸湾で挟まれた地域は本震発生後も比較的活動が静穏であった。このことから、この地域は今回の地震によって破壊されていないと考えられる。そこで、この領域の過去の地震活動について調べてみた。

Fig. 4.2に北海道東部の、深さ80kmから150kmにおけるマグニチュード4.0以上の1926年から1993年6月までの地震の震央分布図を示す。図を作成するにあたっては、§ 4.1で得られた検知能力を考慮し、1926年から1964年までは震源の決定されたすべての地震をプロットし、それ以降の地震についてはマグニチュード4.0以上の地震をプロットした。

この図から今回の本震の東の領域にマグニチュード4.0以上の地震が全く発生していない領域（太線で囲まれた領域）があることがわかる。この領域の面積は、今回の地震の余震域の面積と同程度である。

この領域が基本的に大きな地震の発生しない領域（バリア領域）なのか、あるいは将来大きな地震を引き起こす可能性のある領域（アスペリティー領域）なのかは現在得られているデータからは判断できない。どちらにしても今後の地震活動を注目するに値する領域である。

#### § 5. 過去の地震\*

§ 3.6で述べたように、この地震は太平洋プレート下面に発生した地震である。通常、この程度の規模の地震

はプレート境界で発生するのが一般的と考えられており、稀なタイプの巨大地震と考えられる。そこで、過去日本国内及びその周辺で発生したプレート下面で発生したと思われるマグニチュード7以上の地震を選びだし、その余震活動の考察を試みた。

プレート下面で発生する地震は、一般にDown Dip Extension型（プレートの沈み込む方向と張力軸の方向が一致する）の発震機構解をもつと考えられており、この型の発震機構解を有する深さ80kmから300kmに発生したマグニチュード7以上の地震を選びだした。なお、震源要素は地震月報に掲載されたもの、発震機構解は1926年から1967年まではIchikawa (1971) によるもの、1968年から1973年まではIchikawa (1979) によるもの、1974年以降は地震月報に掲載されたものを用いた。解析の対象となった地震は次の2つである。

①震源時 1981年1月23日

13時58分30.6秒

震源 北緯 42° 25.0'

東経 142° 12.0'

深さ 130km

マグニチュード 7.1

②震源時 1987年1月14日

20時03分49.6秒

震源 北緯 42° 32.0'

東経 142° 55.9'

深さ 119km

マグニチュード 7.0

マグニチュードが7以上で、今回発生した地震と同類の地震と考えられるものは、以上の地震と考えられる。これらの地震の震央と発震機構解（下半球等積投影）をFig. 5.1に示す。これらの地震は、2つとも今回の地震が発生した北海道南部の太平洋プレートの下面に発生した地震である点が興味深い。

次に、これらの地震の余震分布について考察する。これらの地震の気象庁データによる本震および余震分布をFig. 5.2に示す。①の地震については、余震域が特定できる程度に余震が決定されていない。§ 4.1で議論した震源検知能力を考慮に入れると、少なくともマグニチュード3.7以上の地震はこれ以上発生していないと推測される。②の地震の余震分布を見ると、余震は水平面方向にも分布しており、断面面は今回発生した地震と同様に水平面に平行な節面である可能性が示唆される。また、§ 4.1で議論した震源検知能力を考慮に入れると、少なくともマグニチュード2.8以上の地震はこれ以上発生していないことがわかる。

\* 中村雅基 桑山辰夫 橋田俊彦

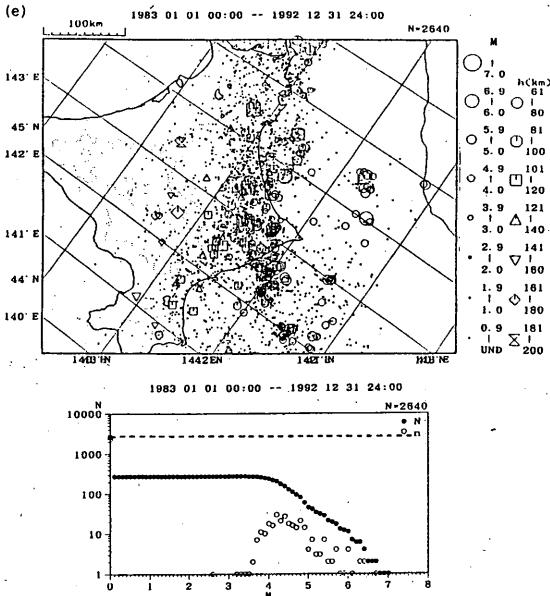


Fig. 4.1 (continued)  
Period involved is as follows : (e) 1983-1992.

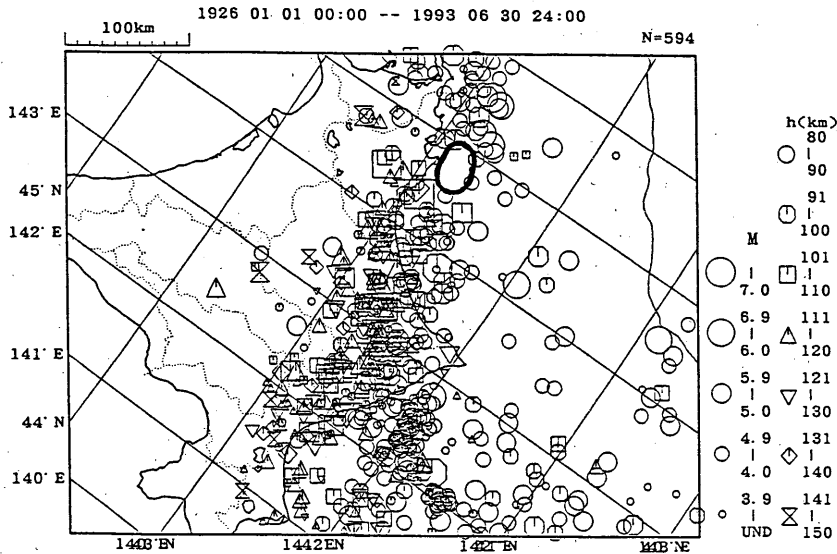


Fig. 4.2  
Epicenter distribution map for eastern Hokkaido (depth: 80km-150km ;  $M \geq 4.0$ ).  
The period involved is from 1926 to June 1993. In terms of the determination of hypocenters and magnitudes, these are plotted for all earthquakes from 1926 to 1964. Thereafter, they are plotted for earthquakes whose magnitude exceeds 4.0. The seismic gap is indicated by the elliptic area.

北海道大学地震予知観測地域センターの微小地震観測ネットワークにより、これらの地震の余震が数多く決定されている。鈴木(1987)およびSuzuki(1989)によ

ると、これらの地震の余震分布は水平方向に広がっており、断層面は今回発生した地震と同様に水平面に平行な節面であるとしている。また、①の地震の最大余震はマグニチュード4.0、②の地震の最大余震はマグニチュード3.6としており、今回発生した地震と同様に、最大余震のマグニチュードは本震に比べて3程度小さい。さらに、鈴木(1987)はこの地域に発生するやや深い地震が浅い地震に先行する可能性についても触れているが、②の地震の後には特に顕著な活動は発生していないことを附記しておく。

§ 6. 本震発生後の震源域周辺の長期的な地震活動\*

本項では、今回の地震発生後の震源域周辺の約1年間の地震活動を簡単に述べておく。Fig. 6.1に1992年1月から本震発生直前までの震央分布図を、Fig. 6.2に本震を含んだ本震発生後1993年12月までの震央分布図を示す。Fig. 6.2では、マグニチュード5以上の地震は黒く塗りつぶしてプロットしている。ここでは、Fig. 6.2で示された地震活動のうち比較的活発であると思われる3つの地域の地震活動について簡単に触れておく。

6.1 襟裳岬付近 (Region 3) の地震活動

本活動は、Fig. 3.9(c)でも表現されているように、深さ50kmから70km付近に震源が分布しており、太平洋プレートと北米プレートのプレート境界で発生した地震であると考えられる。Fig. 6.3に1988年1月から1993年12月までのRegion 3におけるM-T図を示す。この図から、今回発生した地震の後、2月1日から2月3日にかけて活発

な地震活動(最大マグニチュード:4.6)があったこと

\* 中村雅基



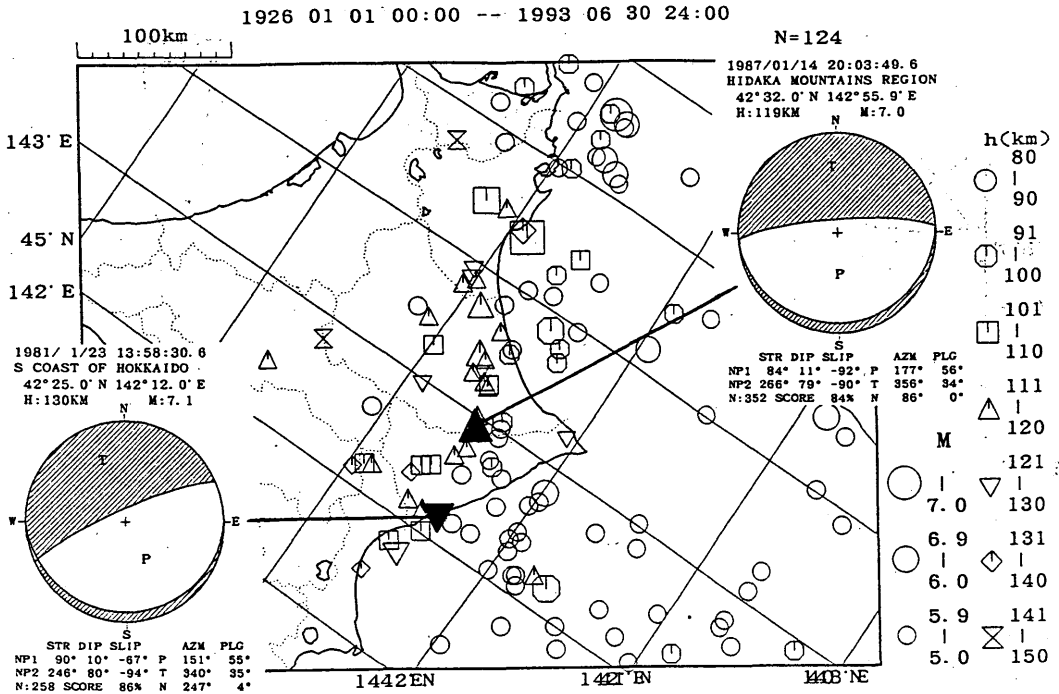


Fig. 5.1  
Epicenters and focal plane solutions (lower equal projection) of earthquakes ( $M \geq 7.0$ ) which are considered to have occurred in the lower seismic zone in the past.

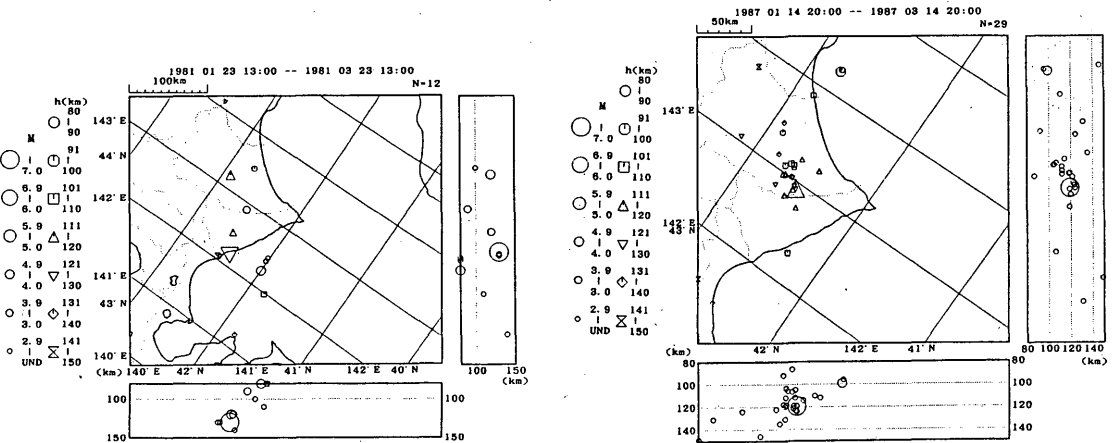


Fig. 5.2  
Epicenter distribution maps of main shocks and aftershocks and cross section of hypocenter distribution. These main shocks are earthquakes whose magnitudes exceeding 7.0, and which are considered to have occurred in the lower seismic zone in the past.

がわかる。さらに、この地域ではこれ以外には最近あまり活発な地震活動はなかった様子である。

6.2 襟裳岬南東沖（Region 4）の地震活動

Fig. 6.4に1988年1月から1993年12月までのRegion 4におけるM-T図を示す。この図から、今回発生した地震の後、3月25日から4月10日頃にかけて活発な地震活

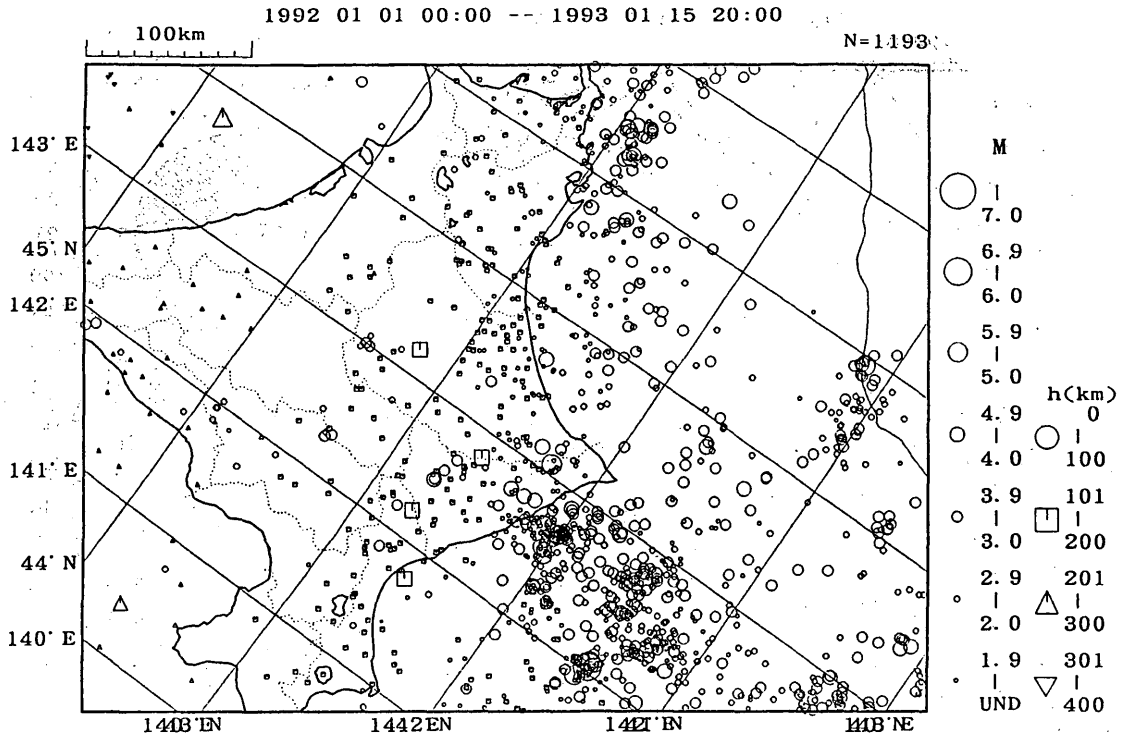


Fig. 6.1

Epicenter distribution map (1992—just before the 1993 Kushiro-Oki Earthquake).

動(最大マグニチュード: 5.9)があったことがわかる。

### 6.3 浦河南方沖 (Region 5) の地震活動

Fig. 6.5 に1988年1月から1993年12月までのRegion 5における地震回数積算図を示す。本地域は常時地震活動の活発な地域であり、Fig. 6.5 からわかるように、今回発生した地震によって特に地震活動に変化が現れたわけではない。

### § 7. 発震機構\*

#### 7.1 P波初動による発震機構解

Fig. 7.1 に、今回発生した地震の1stイベントと2ndイベント、そして発震機構解が精度よく決定できる余震の、P波初動データによる発震機構解を示す(下半球等積投影)。また、発震機構解を精度よく決定できる程ではないにせよ、ある程度の観測点でP波初動が読み取れる地震については、読み取りの可能な観測点のデータを、震源球上にプロットした。さらに、2ndイベントについてはDziewonski *et al.* (1994) による

ハーバードCMT解のベストダブルカップル解を表示した。これは、2ndイベントの主破壊部分の発震機構解を示すものと考えられる。Fig. 7.1 から、本震を含めてすべての地震は、Down Dip Extension型(プレートの沈み込む方向と張力軸の方向が一致する)の発震機構解を有することがわかる。この型の発震機構解は、沈み込むプレートの下面で発生する地震の典型的な型であり、今回発生した地震もこれらと同様の地殻応力場で発生したと考えられる。

また、§ 3.5 で述べたように、余震は水平面上に分布しており、断層面は水平面に近い節面であることが予想される。

#### 7.2 重ね合わせによる発震機構解

§ 3.4 で述べたように、今回の余震活動は本震周辺の余震域とは別に厚岸湾付近にも見られる。この活動の性質を見極めるためにも、なんらかの形でこの地域で発生している地震の発震機構解を決定する必要がある。

また、本震周辺に発生している比較的規模の小さな地震についても、発震機構解の断層面上における空間的な相違が見られないだろうか。

\* 中村雅基, 橋田俊彦

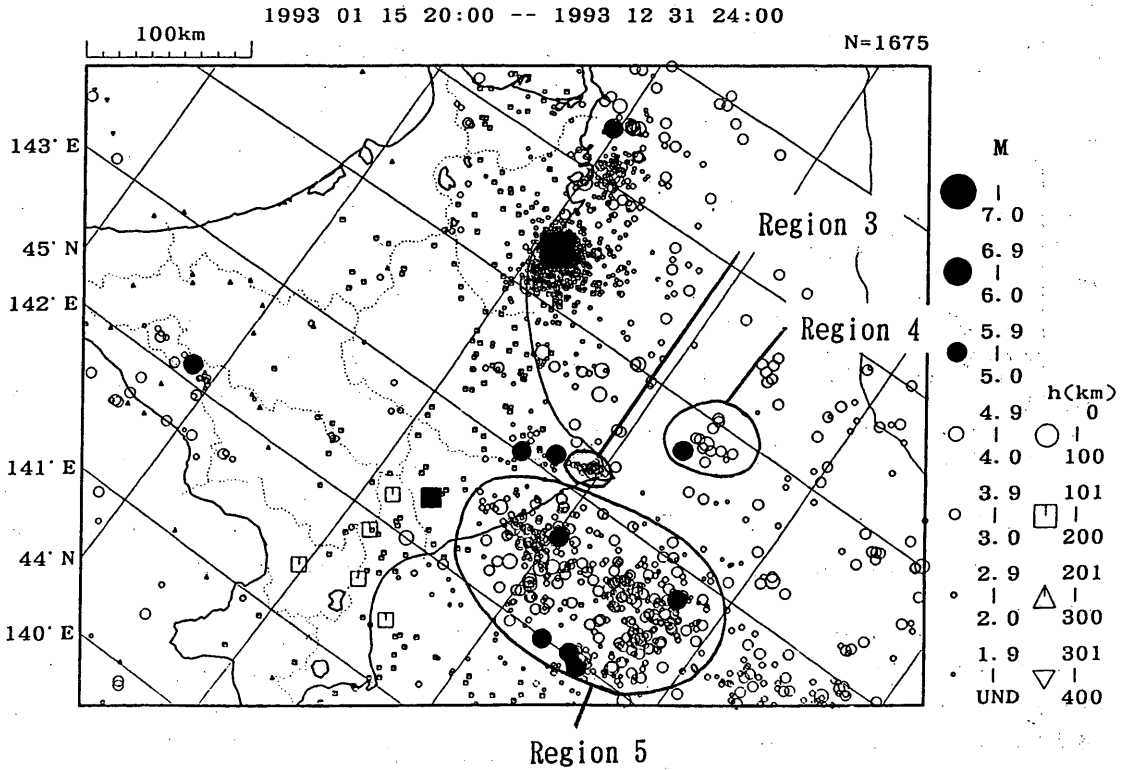


Fig. 6.2

Epicenter distribution map. The period involved is that following main shocks occurring until December 1993. Earthquakes whose magnitude exceeds 5.0 are indicated by solid circles.

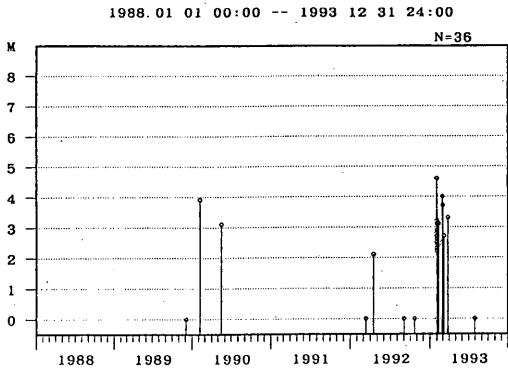


Fig. 6.3

Magnitude-time plot diagram in region 3, near the Erimo Peninsula. See Fig. 6.2.

§ 7.1 で発震機構解が精度よく決定できない程の小さな地震についても、なんらかの形で発震機構を見積ることができないであろうか。P波初動の極性の読み取りデータを重ね合わせることで、比較的小さい地震群の発震機構解を求めることが出来ることはよく知られて

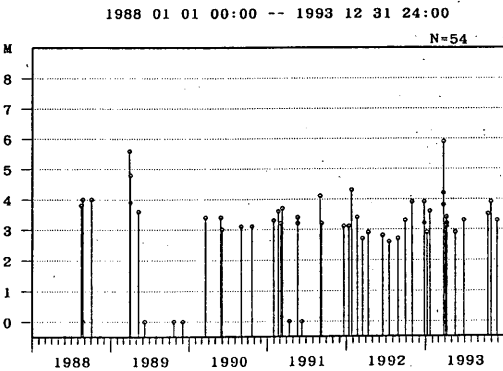


Fig. 6.4

Magnitude-time plot diagram in region 4, southwest off the Erimo Peninsula, See Fig. 6.2.

いる。

Fig. 3.8の垂直断面図を見ると、本震周辺の余震分布は逆「へ」の字型に分布している事がわかる。さらに、逆「へ」の字の頂点付近に地震活動の疎な部分が存在する。このような疎な部分は§ 3.5の処理を施す前では見

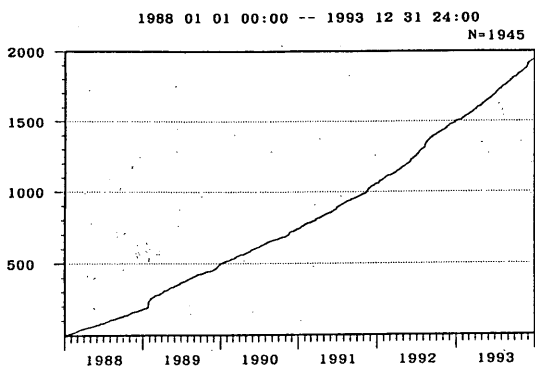


Fig. 6.5  
Accumulation chart of earthquake occurrences  
in region 5, south off Urakawa. See Fig. 6. 2.

あたらない。これは、

- ・逆「へ」の字の頂点付近では比較的規模の大きな地震は発生していない。

- ・ § 3.5 では、震源を相対的に精度良く決定したためにこのような地震活動の疎な部分が検出できた。

等の理由が考えられるが、この部分が断層面の不均質の境界になっていることが予想される。さらに、§ 3.6 で触れたように、今回の余震は、太平洋プレートの下面から、上面と下面の中央辺りにまで達しており、テクトニックな意味からもプレートの沈み込む方向と垂直な方向に、この様な断層面の不均質の境界が存在する事が期待される。また、Fig. 3.8 の本震および余震の震央分布図で、東経144度14分辺りに比較的地震活動の疎な部分が検出される。

以上を考慮して、Fig. 7.2 の太線で示す領域ごとに、Fig. 7.1 で示した地震以外の地震について、重ね合わせによる発震機構解を決定した。Fig. 7.2 には重ね合わせによって決定された発震機構解（各領域を矢印で示したもの）（下半球等積投影）とともに、Fig. 7.1 で示した発震機構解等も同時に示す。Region 8 における地震群の重ね合わせによる発震機構解は、十分な精度で得られなかったため、P 波初動の読み取り値を重ね合わせたもののみを示す。また、Region 9（厚岸湾付近の地震活動）の地震は、プレート下面に発生したと思われるものだけを抜きだして、重ね合わせによる発震機構解の決定を行った。

Fig. 7.2 に示す発震機構解は、すべて Down Dip Extension 型であるが、各 Region ごとに微妙に異なった発震機構解を導き出した。これらは、各 Region における地殻応力場の微妙な相違を反映したものであると考

えられる。

### 7.3 過去の地震の発震機構解

気象庁地震月報によると、1953年10月14日に今回発生した地震とほぼ同じ場所でマグニチュード6.7の地震が発生している。そこで、この地震の震源を再決定し、さらに発震機構解の決定を試みた。以下に、再決定した震源要素を示す。

震源時 1953年10月14日

23時47分23.2秒

震源 北緯 42° 53.5′

東経 144° 32.1′

深さ 92km

マグニチュード 6.6

また、発震機構解をFig. 7.3 に示す（下半球等積投影）。

この地震の発震機構解は、§ 7.1 で得られた発震機構解とほぼ同じで、同じような地殻応力場を反映して発生した地震であると考えられる。また、この地震については、他の情報はまったく残されていないことを附記しておく。

なお、再決定された震源は、§ 4.3 で触れた釧路南東沖の空白解の西端に位置するが、その規模から考えてこの地震によって § 4.3 で触れた空白域が破壊されていたとは考えにくい。

### § 8. 震源過程\*

1993年釧路沖地震の本震は、釧路市直下の深さ約100 km で発生した地震であり、気象庁87型電磁式強震計によって震源域をとり囲むような観測点において地震記録が得られている。観測振幅は、数観測点において  $1\text{ m/s}^2$  を越えるような比較的大きな値となっており、特に釧路地方気象台は、震源域の直上に位置しており、ここでは  $9.2\text{ m/s}^2$ （最大片振幅）という加速度が記録された。これは、1988年の気象庁87型電磁式強震計運用開始以来最大の加速度であった。このように、87型電磁式強震計により、適当な観測点配置の振り切らずかつ十分な分解能を持つ波形解析に適した記録が得られた。それらの記録を用いて、1993年釧路沖地震の震源過程の解析を行った。

この地震の震源過程に関しては、Takeo *et al.* (1993) の報告がある。Takeo *et al.* (1993) は、気象庁87型電磁式強震計の記録を解析し、その結果としてこの地震のストレスドロップが  $4.2 \times 10^7 \text{ Pa}$  と非常に大きいことを指摘している。

\* 勝間田明男, 中村雅基

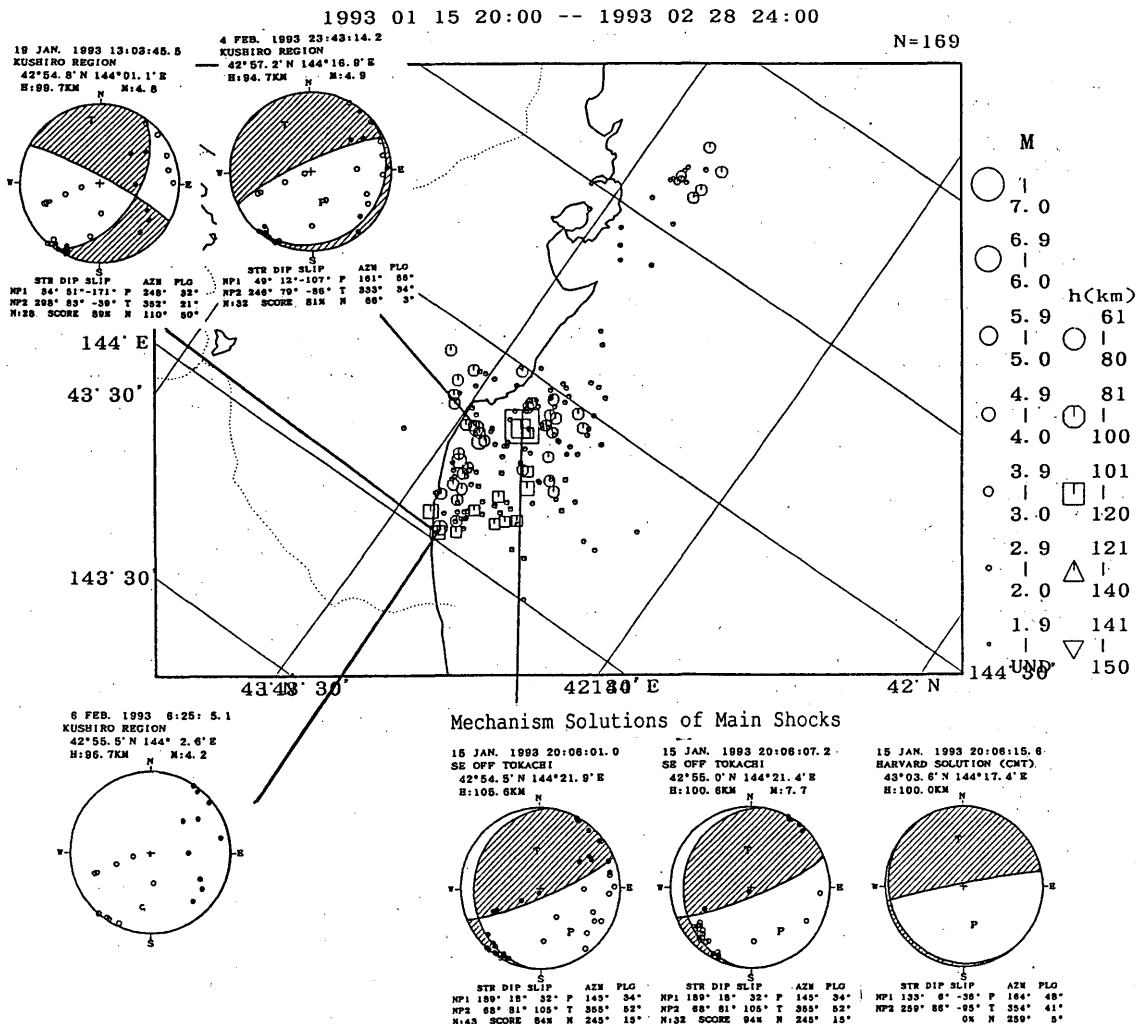


Fig. 7.1

Focal plane solutions (lower equal projection) of the main shocks and aftershocks whose reliability is good by the P wave initial motions. If the reliability is not good and there are some P wave initial motion data in some degree, these data are plotted on the focal sphere. The best double couple solution of the Harvard CMT solution for the second event is also shown.

Fig. 3. 5にみられるように、余震域は2つの領域に分かれている。一方は、西側に分布しているもので、約40km×30kmほどの広さを持ち、約100kmの深さで水平に分布している。他方は東側に分布する余震域である。本震の震源は西側の余震域内にある。本震は余震域の中央から東寄り場所に震源決定されている。東側の余震域は、深さ約80kmに分布している。東側の余震域と西側の余震域は、余震の観測されていない領域により隔られている。東側の領域において発生した余震の数は、西側の領域において発生した余震の数に比較してはるかに少

ない。

本震をその領域内に含んでいること、余震の活動度が高いこと、面積の広いことなどから、この地震の主たる断層の位置は西側の余震域にあると考えられる。東側の領域は、西側の領域とは震源深さも異なり、余震域も隔られていることから、東側の領域と西側の領域では、連続した断層は形成されていないと考える。西側の余震域はほぼ水平面上に分布しており、断層面はほぼ水平であることが推定される。本震の断層面は、西側の余震分布域全体に相当すると考えると、この地震は震源から東

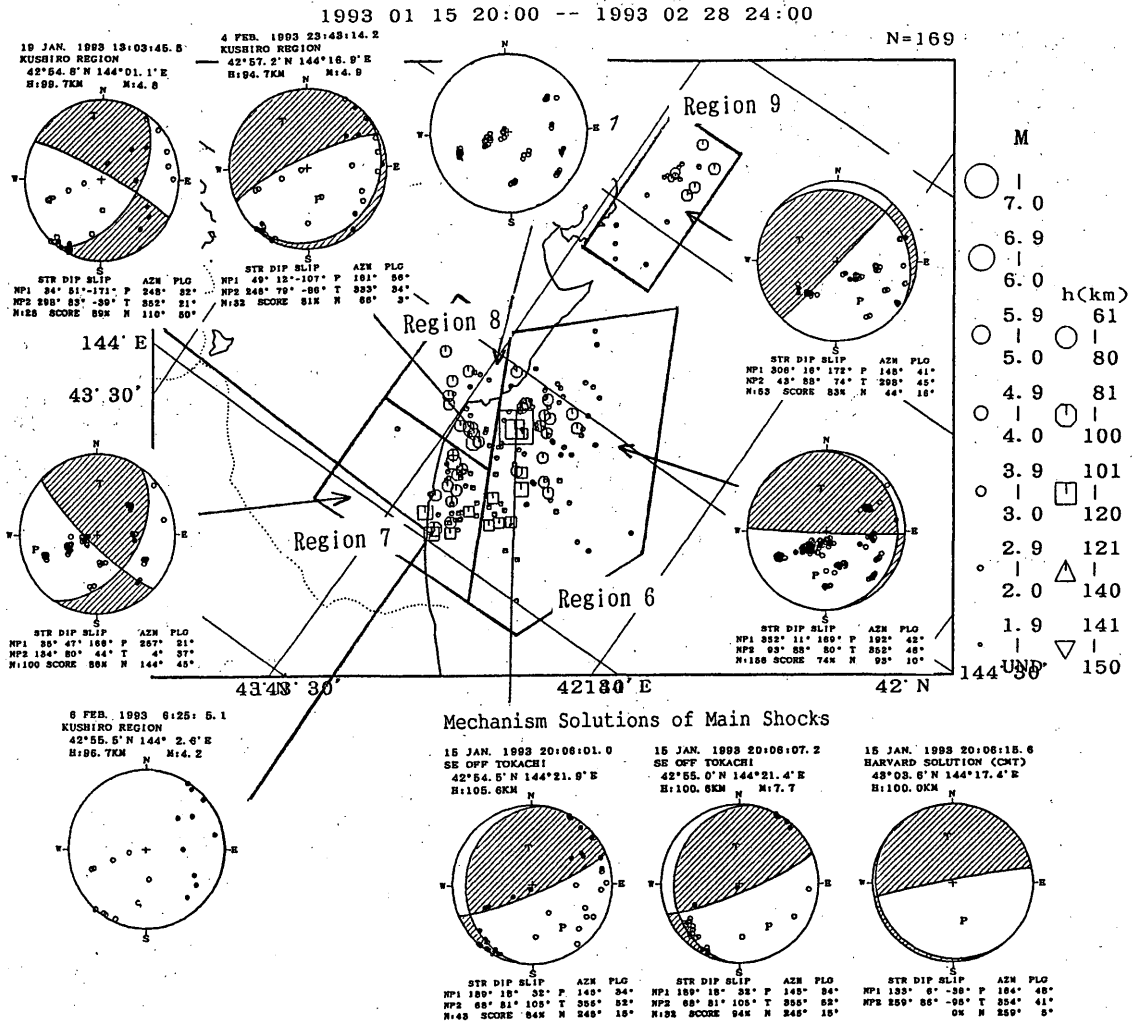


Fig. 7.2

Composite focal plane solutions (lower equal projection) for each area, shown by an arrow, by the P wave initial motions of earthquakes, excluding the earthquakes shown in Fig. 7. 1. The reliability of the composite focal plane solution in region 8 is not good, so only P wave initial motions are plotted. Focal plane solutions and so on in Fig. 7.1 are also shown.

西に破壊が伝搬したが、西方向により長い距離破壊が伝搬したものであると考えられる。Fig. 7. 1にDziewonski *et al.* (1994)によるCMT(Centroid-moment Tensor)解のベストダブルカップルの震源球表示が示されている。余震分布及びCMT解から、この地震は上盤が下盤に対してほぼN10°Wの方向に水平に違いを生じたものであると考えられる。

この地域の8年間の震源分布をFig. 8. 1に示す。断面図の深さ100kmの密度の濃い分布がこの地震の余震分布である。この断層は、もぐり込んでいる太平洋プレ-

ートの二重深発面の上面と下面の間にあり、上面にはとどいていないように思われる。二重深発地震面の下面においては、down-dip extension型の地震が発生する傾向があることが知られているが、この地震は二重深発地震面の下面の地震としては、典型的な発震機構をもつ地震であると言える。また、この地震の発生した深さの二重深発地震面の上面においては、一般的に沈み込む方向に圧縮力が働いており、この地震の発震機構とは全く逆方向の力の場となっている。それが、断層面が二重深発地震面の上面まで至らなかった原因のひとつと考えられる。

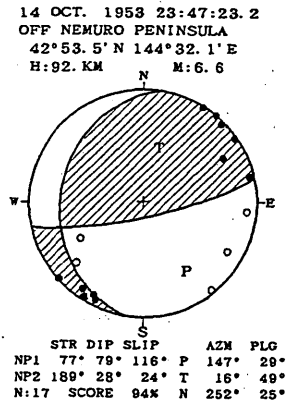


Fig. 7.3  
 Focal Plane solution (lower equal projection) for the earthquake which occurred on October 14, 1953 near the 1993 Kushiro-Oki Earthquake location.

8.1 観測記録

気象庁87型電磁式強震計により本震の地震記録が得られている。87型強震計は $9.8\text{m/s}^2$ までの加速度を16 bit A/D変換器を介してデジタル記録する。1993年1月15日の釧路沖地震の震源域周辺における観測点配置をFig. 8.2に示す。Fig. 8.2のハッチングは、西側の余震域を示す。震源域近傍の6観測点の原記録の加速度波形をFig. 8.3に示す。Kushiro観測点において、重力加速度に近い $9.2\text{m/s}^2$ (最大片振幅)の加速度が観測されている。Kushiro観測点を含めて次の5地点において $1.0\text{m/s}^2$ を越える最大加速度が観測された。

| 観測点名      | 最大加速度             | 震源距離  |
|-----------|-------------------|-------|
| Kushiro   | $9.2\text{m/s}^2$ | 104km |
| Nemuro    | $2.2\text{m/s}^2$ | 149km |
| Urakawa   | $2.6\text{m/s}^2$ | 184km |
| Tomakomai | $1.2\text{m/s}^2$ | 252km |
| Hachinohe | $1.3\text{m/s}^2$ | 367km |

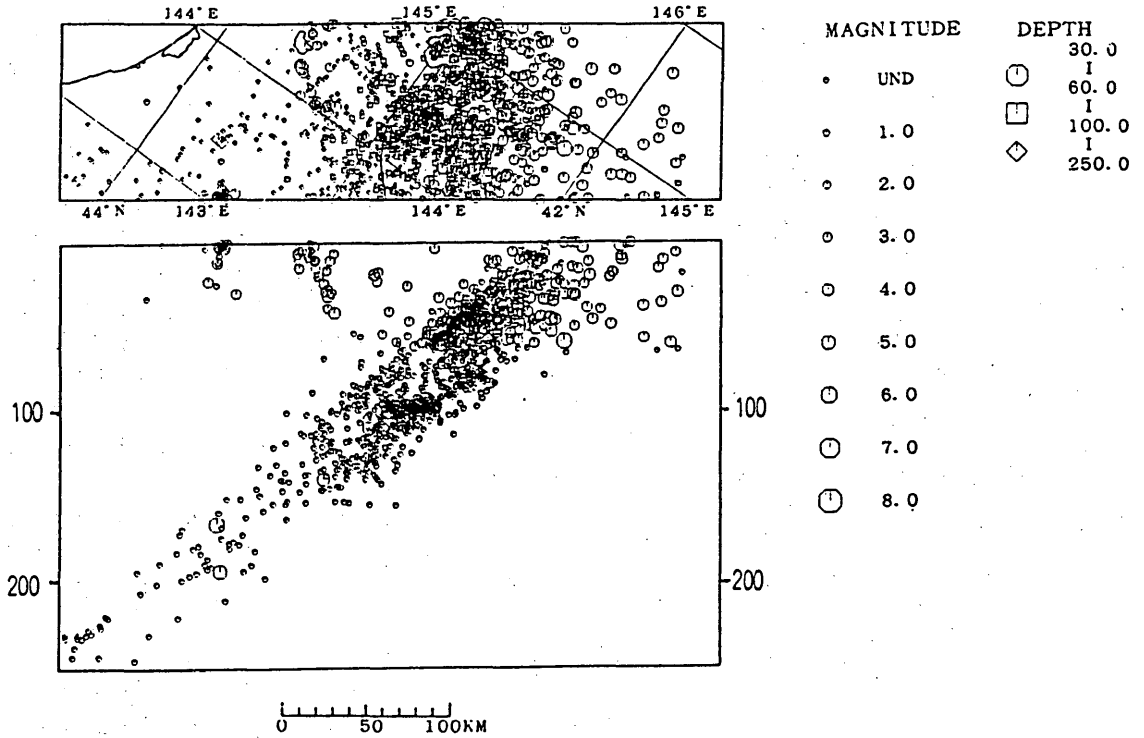
Fig. 8.3においてKushiro及びNemuro観測点における強震動の継続時間は、およそ15~20秒である。両観測点は震源域に近く、この継続時間は断層運動の継続時間を反映したものであると考えられる。断層運動の継続時間は、この強振動の継続時間とほぼ同じか、それよりもやや短いと考えられる。

数値積分により変位に変換した各観測点のU/D成分の地震波形をFig. 8.4に示す。数値積分には台形式を用い、積分後にカットオフ(3 db down)の周期:15秒の3次のベッセル低域遮断フィルタ(勝間田,1993)を施している。縦軸には、震央距離をとっている。原点は

震央距離:0 kmを表す。横軸は時間を表し、原点が震源時に対応している。図中の破線は1stイベントの震源から計算される理論P及びSの走時である。走時は、浜田(1984)に基づく。Fig. 8.4によるとPの初動の立ち上がりの約6秒後に顕著な相(図中矢印)が現れる。この時間間隔は、最初の相の地震波の周期よりもはるかに長い。そこで、2ndイベント(2番目の相に対応する破壊)は、1stイベントの破壊(最初の相に対応する破壊)が一旦停止した後で発生したと推定される。8.3.1に述べてあるように、最初の相と2番目の相の到着時間差の観測点による差はわずかであり、2番目の相に対応する破壊と最初の相に対応する破壊の場所は、非常に近い場所にあったと考えられる。Fig. 8.5にKushiro観測点において観測された加速度を数値積分により速度に変換した波形を示す。積分には台形式を用いている。この波形を得る際には、積分のみを行い低域遮断のフィルタ処理は行っていない。速度波形には、途中から一定の傾きのトレンドが現れている。波形の中心線を延長し、速度=0の線と交差する点を見つけることにより傾斜の開始時点を推定すると、N/S成分については図中:A、E/W成分については図中:Bとなっている。図中:Oは釧路観測点におけるFig. 8.4の最初の相の発震時を示す。U/D成分については図中A、Bの2箇所において、折れ曲がり認められる。B点以後の傾斜は、N/S成分については、 $6.6\text{mm/s}^2$ の加速度、E/W成分については $-13.9\text{mm/s}^2$ の加速度に対応している。A及びBの時刻において、加速度がステップ状に変化したような記録となっている。この加速度は、B時点以降についてみた場合、地震計が $N64^\circ W$ の方向に $0.09^\circ$ 傾斜した値に相当する。

この加速度ステップの原因の候補として電源異常が考えられる。地震計の設置されている釧路地方気象台では、20時6分35秒に停電となり、発電機が始動したその約1分後の7分22秒までは、地震計は蓄電池により駆動されていた(小泉 諭,私信;札幌管区気象台,1993)。停電時刻は、テレメーターの通信断の時刻及び他の地震計の記録から推定されている。この時刻はA点の約3秒後にあたる。このステップが電源異常によるものであるとすると発電機始動後は元に戻るはずである。電源が回復したとされる20時7分22秒の時刻をFig. 8.5にCとして示す。Cの時刻の前後において波形の変化は見られない。この加速度ステップは電源異常が原因ではないと考えられる。

観測機器に異常がなかったとすると、記録に見られる加速度のステップ状の変化の原因は、地震計台が実際に



1985/1/1 0:0-->1993/1/31 24:0

Fig. 8.1

Seismic activity around the focal region of the 1993 Kushiro-Oki Earthquake. The cluster at a depth of 100km consists of the aftershocks from the earthquake.

傾いたことにある可能性が高い。しかし、水平成分のステップ値から、U/D成分に予想されるステップは $12 \mu\text{m}/\text{s}^2$ となり、87型強震計のA/D変換器の分解能の $300 \mu\text{m}/\text{s}^2$ よりも小さい。地震計が傾いたとすることでは上下動の変化は説明できない。

若山晶彦(私信)によると上下動の変化は入力加速度と出力電圧の関係に2次の歪があるとすると説明できるとしている。これは、センサーの磁針における電流と磁場強度の非線形性によるものと考えられる。上下動成分には水平動成分と異なり、重力加速度が地震波による震動加速度に重畳して作用している。そのために、大きな下向きの加速度が入力した場合に、磁針が非線形性領域に入ってしまう、出力が本来の値よりも大きな振幅の信号になったと考えられる。Fig. 8.5において上下動速度波形は、負の方向に零レベルのずれを生じているようになっている。このレベルのずれの極性は、下向きの大きな加速度が働いたときに磁針の非線形性が顕在化したとする推定原因に整合的である。

そこで、解析に際してKushiro観測点のデータは、

地震計の傾きや磁針の非線形性の影響のみられないA点以前の部分を用いる。

### 8.2 理論波形との比較による震源過程の推定

理論波形を計算し観測波形との比較から、破壊過程に関する解析を行った。Fig. 3.5の余震分布とFig. 7.1のメカニズム解に基づいて、断層面をFig. 8.6のように仮定した。45km×30kmの長方形の断層面を仮定し、断層パラメータとしては、Dziewonski *et al.* (1994)によるCMT解のベストダブルカップルのものを用いた。Fig. 8.6の升目は仮定した副断層を表す。5×3の副断層を仮定し、理論波形が観測波形に近づくように、それぞれの副断層のモーメントの大きさと破壊開始時間を推定する。理論波形の計算法には、Kennett and Kerry (1979)が水平成層構造中の点震源に対する波形の計算用に開発し、更に武尾(1985)が減衰のある媒質に対応させたものを用いた。仮定した速度構造を次に示す。

| Depth [km] | $V_p$ [m/s] | $V_s$ [m/s] | density [g/cm <sup>3</sup> ] |
|------------|-------------|-------------|------------------------------|
| 0 - 2.4    | 4.20        | 2.42        | 2.40                         |
| 2.4 - 14.6 | 5.30        | 3.06        | 2.60                         |



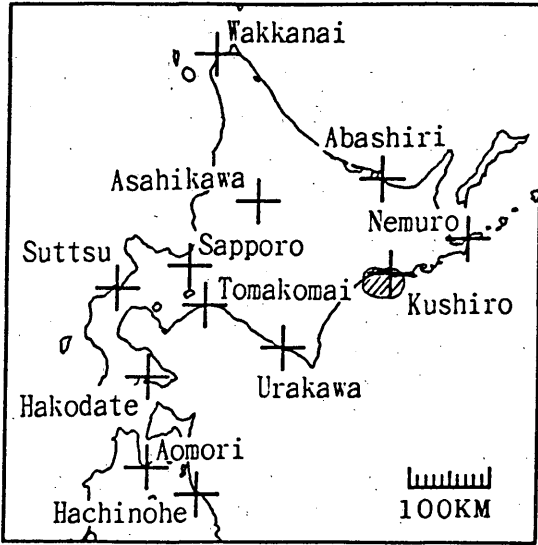


Fig. 8.2 Station map of the electromagnetic strong-motion seismograph near the focal region of the 1993 Kushiro-Oki Earthquake. The hatching in the figure indicates the focal region.

|              |      |      |      |
|--------------|------|------|------|
| 14.6 - 31.5  | 6.70 | 3.87 | 3.00 |
| 31.5 - 171.0 | 8.00 | 4.62 | 3.20 |
| 171.0 -      | 8.19 | 4.72 | 3.28 |

それぞれの副断層には継続時間 5秒の二等辺三角形の

震源時間関数を仮定した。理論波形計算の際に用いるベッセル関数の計算には、渡部他（1989）のプログラムを用いた。

まず、破壊速度一定を仮定して、NNLS（non-negative least square）法（lawson and Hanson, 1974）によりモーメントの空間分布を推定した。観測方程式は次の通りである。

$$u_i(t) = m_j w_{ij}(t; t_{0j})$$

ここで  $u_i(t)$  は  $i$  番目の観測波形であり、 $t$  は時間を表し、 $m_j$  は  $j$  番目の副断層のモーメントの大きさを表す。 $w_{ij}(t; t_{0j})$  は  $j$  番目の副断層による  $i$  番目の観測波形に対する合成波形であり、 $t_{0j}$  は  $j$  番目の副断層の破壊開始時間である。 $t_{0j}$  には破壊速度一定の仮定の下で計算される値を設定した。破壊速度を  $u_r = 4.0 \text{ km/sec}$  と仮定し、破壊は北から2番目、東から2番目の副断層から始まったと仮定した。解析において、観測波形及び理論波形には、周期2.5秒から30秒の帯域通過特性の3次のベッセルフィルタ（勝間田，1993）を施した。低周波側の周期は、少なくとも破壊時間の倍の周期を持ち、かつ、変位としての分解能が観測最大振幅の数分の1以下となるように設定した。センサーの分解能である  $300 \mu\text{m/s}^2$  は周期30秒では、変位にして約7mmに相当する。

NNLS法を用いた解析は、使用する観測点のデータの組み合わせを様々に入れ換えて行った。用いた観測点

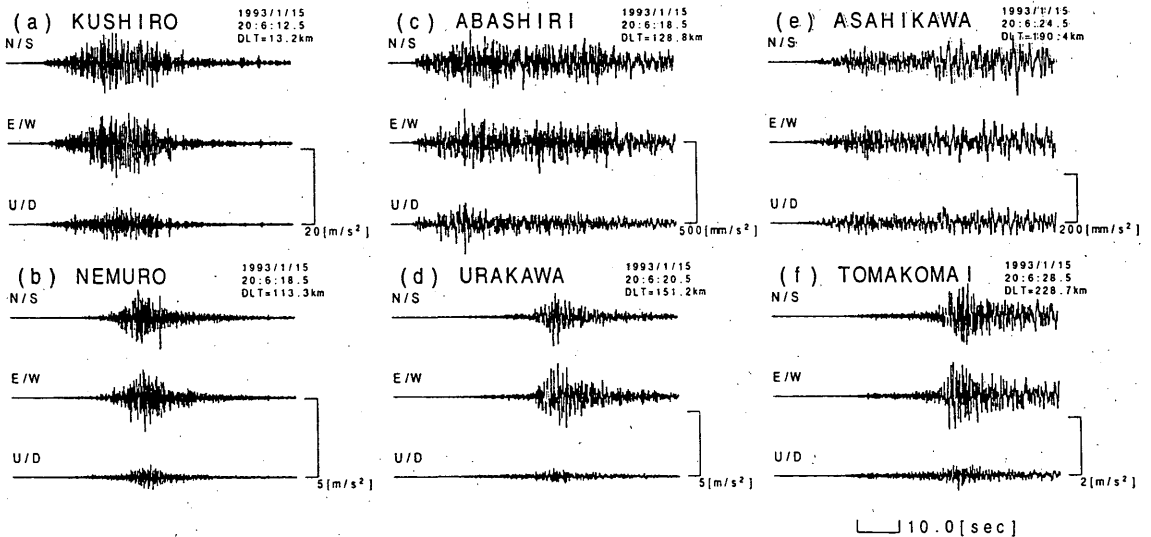


Fig. 8.3 Acceleration recorded at the six stations near the hypocenter of the 1993 Kushiro-Oki Earthquake. The duration of the strong acceleration at Kushiro and Nemuro is about 15 to 20s. The duration is assumed to be no more than the time which was needed for the fracture process to be completed.

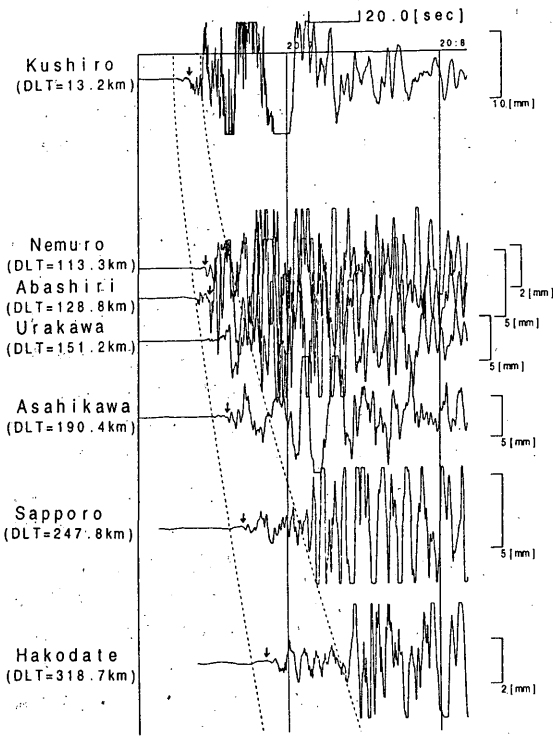


Fig. 8.4

Displacement records for U/D components. The crossing point of the two axes indicates the epicentral distance (0 km) and the origin time of the earthquake. These records were obtained by numerically integrating the original acceleration records. Phases can be recognized 6 seconds after the initial phases in the records of all stations. The phases 6 seconds after the onsets are assumed to be due to the second rupture, which occurred at a point very near the fracture corresponding to the onsets of the seismic waves.

は、震央最近傍の Kushiro, Nemuro, Urakawa, Abashiri の 4 観測点であり、その中から 2～4 観測点のデータを抜き出して解析した。いずれの観測点の組み合わせによる解析でも、仮定した断層の中央部分においてモーメント開放量が大きくなる解が得られた。Kushiro, Nemuro, Urakawa, Abashiri の 4 観測点における記録を用いて得られた解を次の段階の解析の初期値として用いた。

次の段階の解析として破壊開始時間:  $t_{0j}$  を変数として含む問題を解いた。解析には Takeo (1987) による方法を用いた。観測方程式は次の通りである。

$$u_i(t) - m_j \dot{w}_{ij}(t; t_{0j}) = \dot{w}_{ij}(t; t_{0j}) \Delta_{i,j} + m_j \frac{\partial}{\partial t_{0j}} \{w_{ij}(t; t_{0j})\} \Delta_{i,j}$$

$m_j$  及び  $t_{0j}$  に対する補正值  $\Delta_{i,j}$ ,  $\Delta_{i,j}$  をこの式より得て、繰り返し計算により最終解を求めた。線形最小自乗法の計算には、ハウスホルダー法 (Forsythe *et al.*, 1977) を用いた。

観測波形と解析の結果得られた理論波形の比較を Fig. 8.7 に示す。Fig. 8.7 に示した波形には、通過域の周期: 2.5～30sec (3 dB down) の 3 次の帯域通過ベッセルフィルタを施している。推定されたモーメント分布と震源時間関数をそれぞれ Fig. 8.8 (a) と Fig. 8.8 (b) に示す。Fig. 8.8 (a) において各断面層のモーメントの大きさを円の面積により表す。各断面層に記された数値は推定された破壊開始時間 [秒] を表す。破壊開始時間の数値は、0.0 sec が Fig. 8.4 の最初の相に相当する地震 ( § 3 における 1 s t イベント) の震源時の約 8 秒後にあたる。推定モーメント開放量の合計は  $3.1 \times 10^{20}$  N m (モーメントマグニチュード:  $M_w = 7.6$ ) である。この値は Dziewonski *et al.* (1994) による  $2.7 \times 10^{20}$  N m や, Takeo *et al.* (1993) による  $3.3 \times 10^{20}$  N m とほぼ同等の値である。

破壊に要した時間は、約 12 秒程度であったと推定される。この値は、Fig. 8.3 に示した Kushiro, Nemuro 観測点における強震動の継続時間が 15 秒程度であったことにも整合的なものである。Fig. 8.9 にモーメントマグニチュード:  $M_w$  と (破壊時間 / 2) の関係を示す。Fig. 8.9 において十字は Dziewonski *et al.* (1983) 他により推定された CMT 解のベストダブルカップルのモーメントの値から計算されるモーメントマグニチュードと Half Duration を示したものである。Fig. 8.9 中に示したデータは、1977 年 1 月から 1992 年 6 月までに深さ 90 km から 110 km までに発生した地震のものである。黒丸は、ここでの解析の結果である 1993 年 釧路沖地震の (破壊地震 / 2) を示す。 (破壊時間 / 2) は後に述べる先駆的破壊も入れて 7 秒としている。Dziewonski *et al.* (1994) では Half Duration を 15.2 [sec] としているが、これは Fig. 8.4 に示した最初の相から決まる震源時を参照しているためと思われる。Fig. 8.9 を見ると、ここで解析した地震の破壊時間が平均的な値に比べて極端に小さいことがわかる。Fig. 8.9 から、この地震の破壊時間は平均的な地震の破壊時間に比べて約 3 分の 1 であったと言える。破壊時間は断層長に関連した量であると考えられるので、このことは、開放されたモーメントの大きさに比べて断層面積が非常に小さかったことを反映していると言える。これは、この地震のストレ

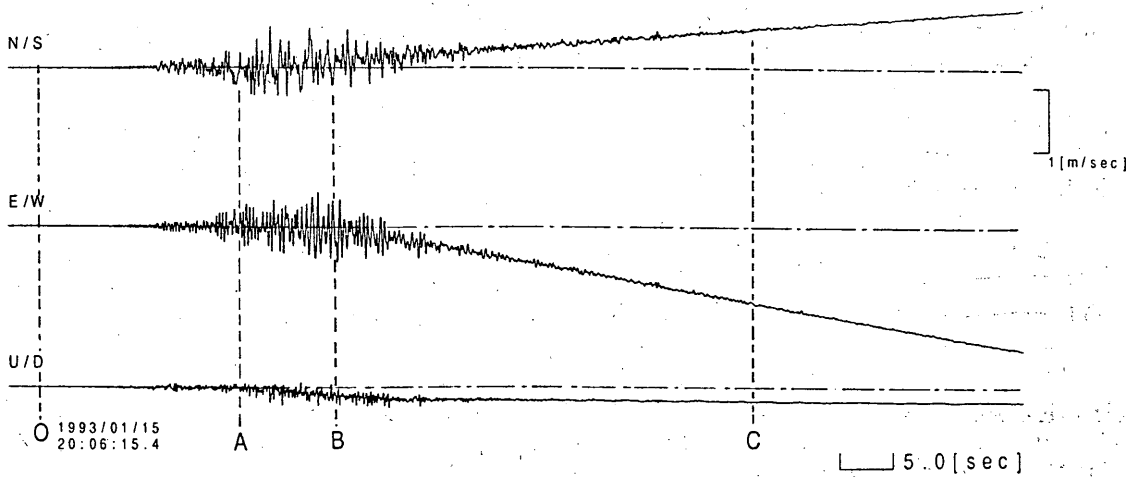


Fig. 8.5

Velocity records observed at Kushiro Station. These records were obtained by numerically integrating the original acceleration records without low-cut-filtering. These traces of two horizontal components deviate from zero-level after the time marked by A or B. This is assumed to be due to the inclination in the seismograph bed caused by strong shaking. The trace for the vertical component has a step between the time of A and B. This step is assumed to be due to the nonlinearity of the accelerometer. We used the traces before A for an analysis of the fracture process of the earthquake.

スドロップが非常に大きかったという Takeo *et al.* (1993) の指摘と本質的に同じこととなる。

推定されたモーメント開放量の分布は断層の中心部分において大きくなっている。副断層におけるモーメント開放量の最大は  $7.7 \times 10^{19}$  Nm と推定された。地震モーメントは  $\mu DS$  であり、仮定した副断層の大きさ  $S$  は  $10 \text{ km} \times 9 \text{ km}$  であるので、最大の推定変位量  $D_{max}$  は次のように計算される。

$$D_{max} = 7.7 \times 10^{19} / \mu S = 13 \text{ m}$$

ここで合成率： $\mu$  としては  $6.8 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  を代入した。この値は推定における誤差を含んでいると考えられるが、この地震の断層の最大のくいちがい量は  $10 \text{ m}$  程度であったと推定される。

Fig. 8.7 の理論波形の S 相等の相の立ち上がりの前の時間の観測波形に相（図中の \* 印）が見られる。これは、主破壊の前のプレスリップであると考えられる。そこで、Fig. 8.10 で示すように震源時間関数にハッチングで示す部分を加えて、理論波形を計算した。プレスリップの場所は、破壊開始点を想定した北から 2 番目、東から 2 番目の副断層に仮定した。発震機構は主破壊と同様の値を仮定した。その結果得られた理論波形と観測波形の比較を Fig. 8.11 に示す。Fig. 8.11 より、Fig. 8.7 において \* で示された相が主破壊前のプレスリップを仮定することにより説明されることがわかる。プレス

リップの大きさは約  $1 \times 10^{19} \text{ Nm}$ （モーメントマグニチュード： $M_w = 6.6$ ）と推定される。

この相は震源域の西側にある Urakawa 観測点においては、明確には見られない。このことから、Fig. 8.7 の \* で示された相は断層の主破壊を発生した部分の東側に位置していた可能性が高いと考えられる。

Fig. 8.10 において斜線で示した部分は時刻からみて、Fig. 8.4 において矢印により示した相（2 nd イベント）

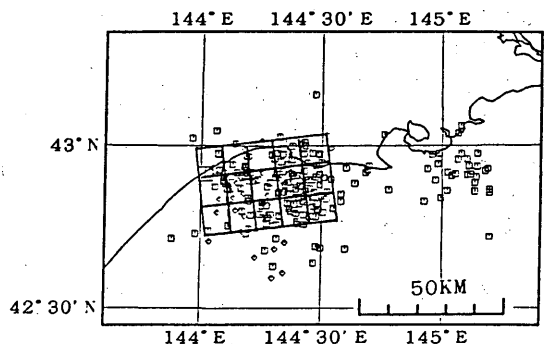


Fig. 8.6

Fault plane assumed for the fracture process analysis. Each small cell denotes the assumed subfault. Fault parameters are estimated on the basis of the aftershock distribution (Fig. 3.5) and the focal mechanism (Fig. 7.1).

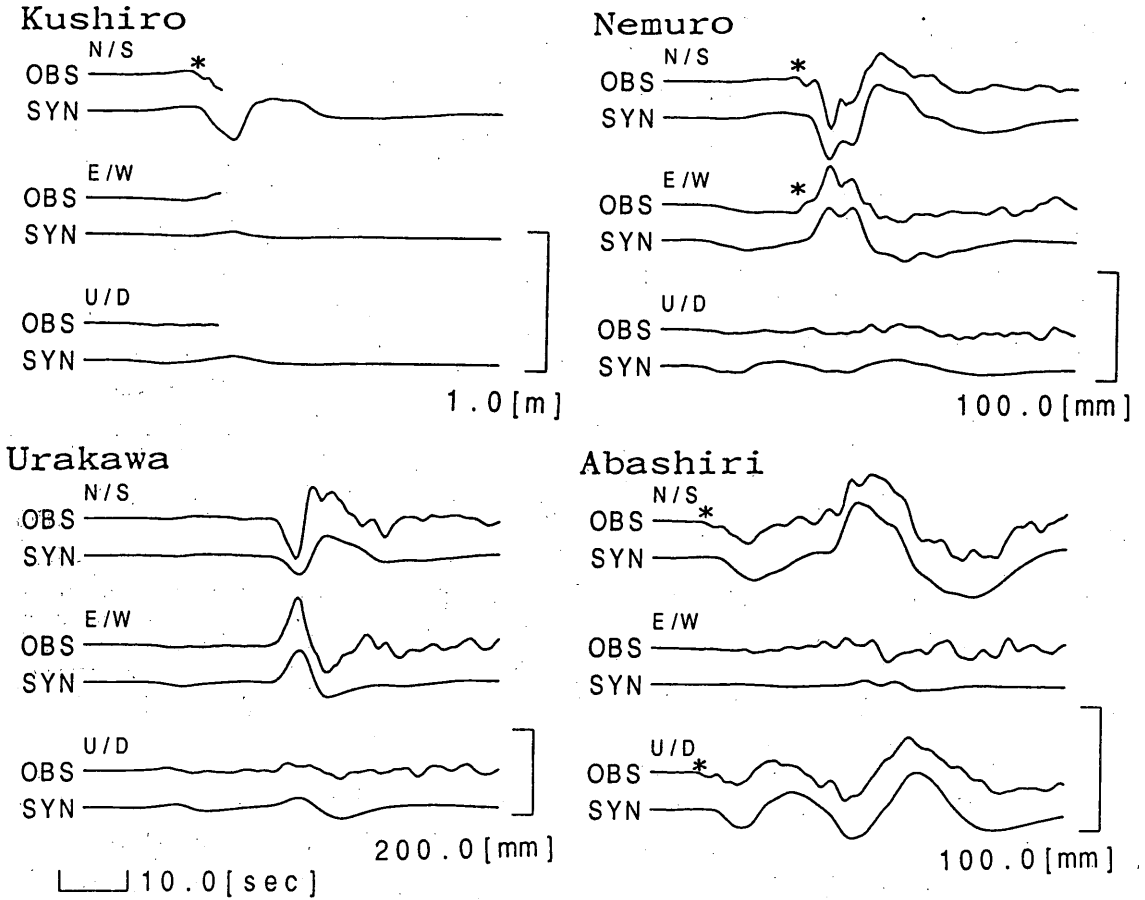


Fig. 8.7

Comparison of the observed and the synthetic records. The estimated moment distribution is shown in Fig. 8.8 (a) and the source time function is shown in Fig. 8.8 (b). Phases marked by an asterisk (\*) in the figure can be recognized in the observation records that precedes the phases of the synthetic records.

ト)に対応していると考えられる。ここで、Fig. 8.4の最初の相に対応した地震(1 s イベント)の規模の推定を試みる。Fig. 8.12にAbashiriとAsahikawa観測点において観測された地震波形の初動部分の拡大を示す。これらの波形は、87型強震計の加速度記録を数値積分により変位に変換したものである。Fig. 8.12においてAで示された初動部分のパルス状の波形とその6秒後にそれとよく似た形のBで示されるパルス状の波形が見られる。Fig. 8.12でBにより示される波形がFig. 8.10の震源時間関数でハッチングにより示される部分に対応していると考えられる。Fig. 8.10でハッチングで示される部分はマグニチュードにしておよそ6.6と推定される。Fig. 8.12のA相とB相の振幅比は約5倍である。振幅の乗用対数とマグニチュードの関係の係数を1.0と仮定すると、A相に対応した破壊のマグニチュードは $6.6 - \log 5 = 5.9$ と推定される。

以上の推定を模式的に描いたものをFig. 8.13に示す。まずマグニチュードがおよそ5.9の地震が①で示される場所に発生したと考えられる。その約6秒後に東へ向かってマグニチュード:6.6程度の破壊が起こり(Fig. 8.13の②)、更にその2秒後に西の方向に向かってマグニチュード:7.6に相当する規模の大きな破壊が発生した(Fig. 8.13の③)ものと考えられる。

なお、ここでの解析は、断層を西側の余震域にのみ想定して解析したものであるが、東側の離れた場所にも余震域が存在する(Fig. 3.5)。東側の余震域において大きなモーメント開放があったかどうかについては明かではない。たとえ、マグニチュード7に相当する地震が発生していたとしても、その地震波形は西側の震源域から発生する地震波によりマスクされ、識別は困難であると思われる。

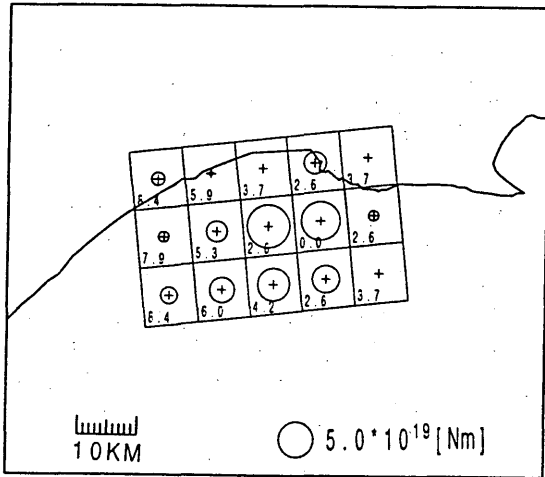


Fig. 8.8(a)

Inferred moment distribution for the fault. The area within the circle in the figure denotes the strength of the moment released in the individual subfaults. Numbers in the cells indicate the time at which the fracture started.

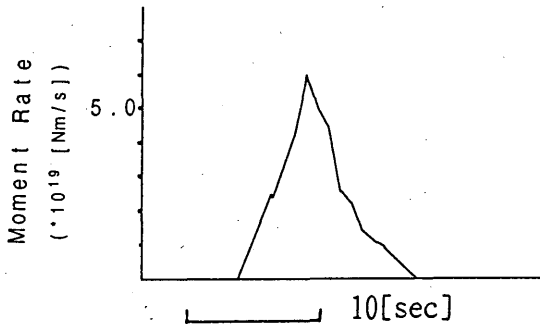


Fig. 8.8(b)

Inferred source time function for the 1993 Kushiro-Oki Earthquake.

§ 9. まとめ\*

1. 今回の地震は、やや深い地震であり、同規模の浅い地震に比べ震動継続時間が短い (Fig. 3. 1, § 10. 資料集参照), 地震発生時間が20時過ぎであり家族が在宅中で地震発生と同時に火気の消化を行った, さらに冬期間の地盤が凍結していた等種々の好条件が重なった結果, マグニチュード7.8の地震としては広い範囲にわたる激甚災害にはならなかった.

\* 白井恒雄, 中村雅基

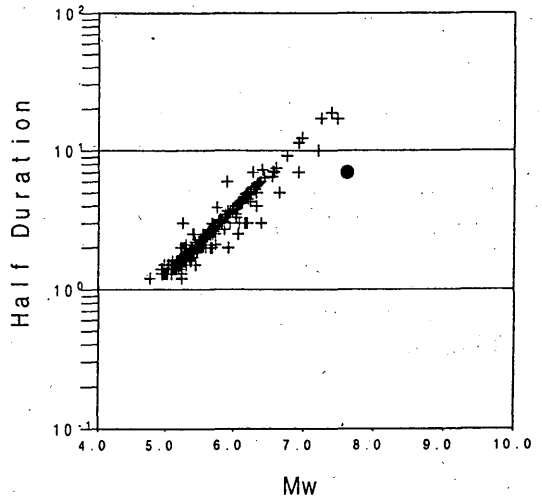


Fig. 8.9

Comparison of moment magnitude and half duration. Crosses indicate the values estimated by Dziewonski *et al.* (1983) for the earthquakes which occurred at a depth between 90km and 110 km. A solid circle indicates the value estimated in this paper for the 1993 Kushiro-Oki Earthquake. The half duration of the 1993 Kushiro-Oki Earthquake was very much shorter than the ordinary values.

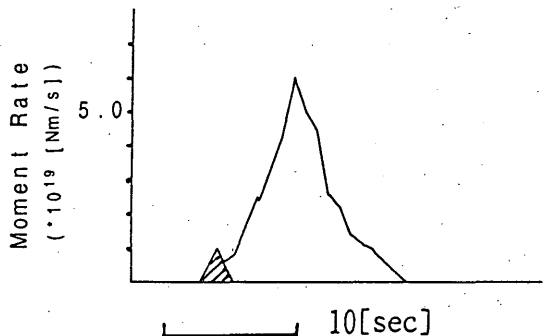


Fig. 8.10

The source time function with the preceding part. The preceding part is shown by the hatching in the figure. The preceding part is added to simulate the phase marked by an asterisk (\*) in Fig. 8. 7. The size of the preceding part is estimated to be about  $1 \times 10^{19}$  Nm (moment magnitude :  $M_w=6.6$ ).

2. 本震の直前には前震と見られるような地震は発生していない。あえて言えば、本論説で1stイベントと呼んでいる地震 (マグニチュード5.9) が、2ndイベント (マグニチュード7.8) の約6秒前に発生した。

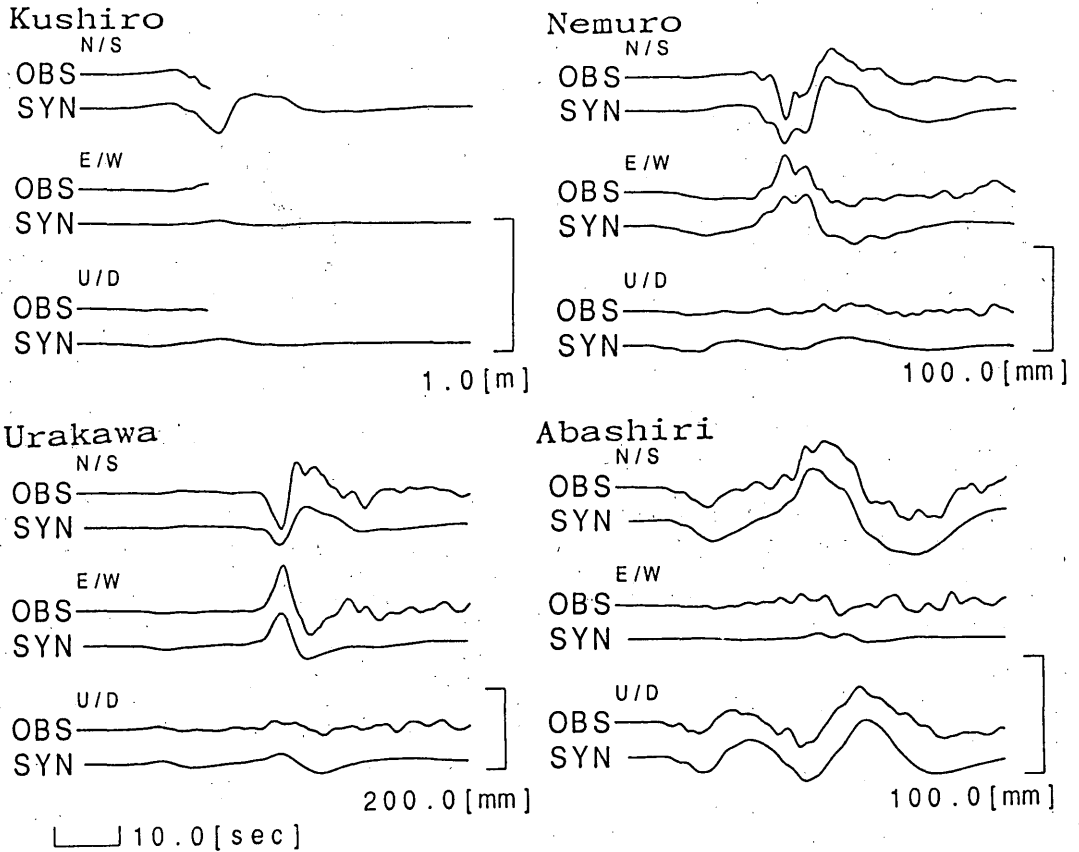


Fig.8.11

Comparison of the observed and the synthetic records. The synthetic records were calculated on the assumption of the existence of the preceding part in the source time function as shown in Fig. 8.10.

- 震源は北米プレートの下に潜り込む太平洋プレートの下面に位置し、発震機構はDown Dip Extension型(プレートの沈み込む方向と張力軸の方向が一致する)である。
- 余震域は、ほぼ水平方向に分布しており、発震機構から求められた節面で震源分布と調和的なほぼ水平な面が断層面と考えられる。
- 87型電磁式強震計による本震の震源過程の解析によると、まずマグニチュード約5.9の地震(1stイベント)が発生し、その約6秒後に、東へ向かってマグニチュード約6.6の破壊が起こり、さらにその2秒後に、西へ向かってマグニチュード約7.6の破壊が発生したと推定される。また、モーメントの開放量の合計は $3.1 \times 10^{20}$  [Nm] (モーメントマグニチュード:  $M_w = 7.6$ )、最大変位量は10m程度と推定される。

#### § 10. 資料集\*

Fig.10.1に、今回発生した地震(本震)の87型電磁式強震計による記録波形(加速度記録)を示す。また、Fig.10.2に、この記録を数値積分して得られた、機械式1倍強震計相当の波形(変位記録)を示す。

#### 謝 辞

今回、調査を行うにあたって、気象庁地震火山部、気象研究所地震火山研究部の方々と有意義な議論を行った。また、震央分布図等を作成するにあたっては、気象庁地震火山部地震予知情報課の横山博文氏作成による未発表のプログラムを利用させて頂いた。ここに深く感謝致します。

\* 草野富二雄, 白井恒雄, 中村雅基

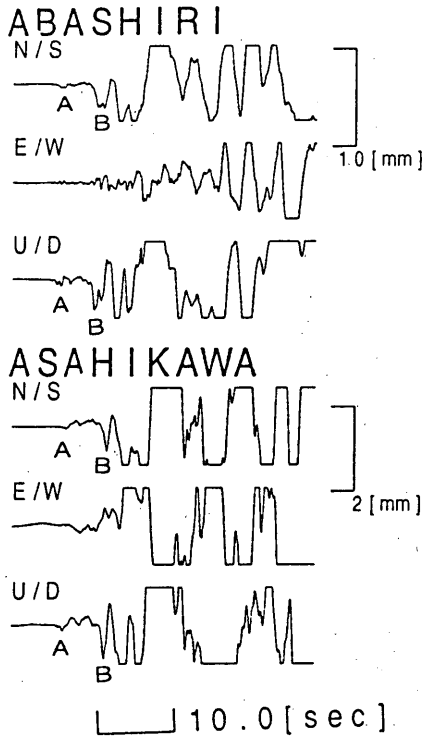


Fig. 8.12

Initial parts of the seismic waves recorded at Abashiri and Asahikawa Stations. Phases A and B, which are assumed to correspond to the two fracture steps, can be recognized. It is assumed that phase B corresponds to the area indicated by the hatching of the source time function shown in Fig. 8.9. We estimated the magnitude of the first step fracture at 5.9 from the amplitude ratio of phases A and B.

## 参考文献

- 石川有三(1987): 気象庁震源データの変遷とその問題点, 験震時報, 51, 47-56.
- 勝間田明男(1993): ベッセルデジタルフィルタの自動設計について, 験震時報, 56, 17-34.
- 岸尾政弘・望月英志(1987): 小規模な深い地震のマグニチュード決定について, 地震学会講演予稿集, 44, No. 1, 47.
- 気象庁地震火山部(1993): 地震起動観測実施報告, 第5号, 32pp.
- 札幌管区気象台(1993): 気象官署行動の記録 平成5年(1993年)釧路沖地震, 20.
- 鈴木貞臣(1987): 日高山脈直下のやや深発地震(M6.9)について, 地震学会講演予稿集, 44, No. 1, 5.

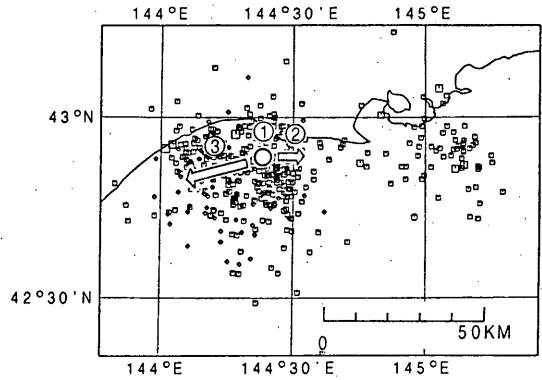


Fig. 8.13

Inferred fracture process for the 1993 Kuroshio-Oki Earthquake. It was estimated that, first, an earthquake having a magnitude of 5.9 has occurred at the point indicated by 1 in the figure. Six seconds after the first fracture, the fracture indicated by 2 in the figure has occurred. Then, about 2 seconds after the initiation of the second fracture, the main faulting indicated by 3 has occurred.

- 武尾 実(1985): 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成—堆積層での非弾性減衰の降下について—, 気象研究所研究報告, 36, No. 4, 245-257.
- 浜田信生(1984): 近地地震用走時表の再検討, 気象研究所研究報告, 35, No. 3, 109-167.
- 渡部 力・名取 亮・小国 力監修(1989): Fortran 77による数値計算ソフトウェア, 丸善, 325pp.
- DZIEWONSKI, A.M. and J.H. WOODHOUSE (1983): An Experiment in the Systematic Study of Global Seismicity: Centroid-moment Tensor Solutions for 201 Moderate and Large Earthquakes of 1981, *J. Geophys. Res.*, 88, 3247-3271.
- DZIEWONSKI, A.M., G.EKSTRÖM, M.P.SALGANIK (1994): Centroid-moment Tensor Solutions for January-March 1993, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 82, 9-17.
- FORSYTHE, G.E., M.A. MALCOLOM, C.B. MOLER (森正武訳) (1978): 計算機のための数値計算法, 科学技術出版社, 287pp.
- KENNETT, L.N. and N.J.KERRY (1979): Seismic Waves in a Stratified Half Space, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 57, 557-583.
- LAWSON, C., R.HANSON, Solving Least Squares Problems(1974): Prentice-Hall Inc., Englewood

Cliffs, New Jersey, USA, 340pp.

- ICHIKAWA, M. (1971) : Reanalyses of Mechanism of Earthquakes which Occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained, 1926-1968, *Geophys. Mag.*, **35**, 207-273.
- ICHIKAWA, M. (1979) : Some Problems in the Focal Mechanism in and near Japan, *Geophys. Mag.*, **39**, 1-22.
- SUZUKI, S. (1989): BENDING OF THE SUBDUCING SLAB BENEATH HOKKAIDO, JAPAN AS INFERRED FROM AFTERSHOCK DISTRIBUTIONS OF THE TWO LARGE INTERMEDIATE-DEPTH EARTHQUAKES, The 25th General Assembly of IASPEI in Istanbul, 1989, 63-64.
- TAKEO, M. (1987): An Inversion Method to Analyze the Rupture Processes of Earthquakes Using Nearfield Seismograms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**, 490-513.
- TAKEO, M., S. Ide, and Y. Yoshida (1993) : The 1993 Kushiro-oki, Japan, Earthquake: A High Stress-drop Event in a Subduction Slab, *Geophysical Research Letters* **20**, No.23, 2607-2610.



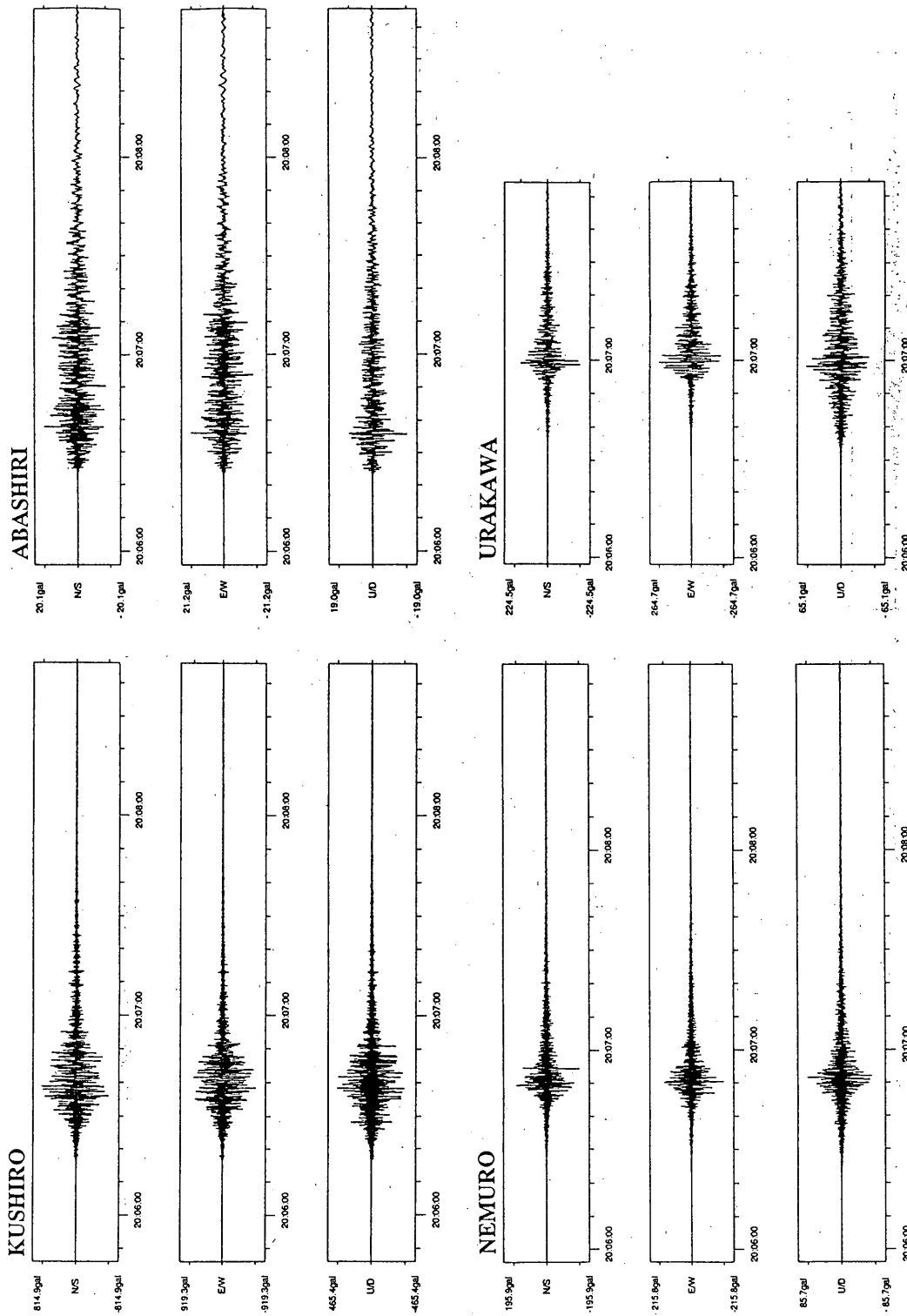
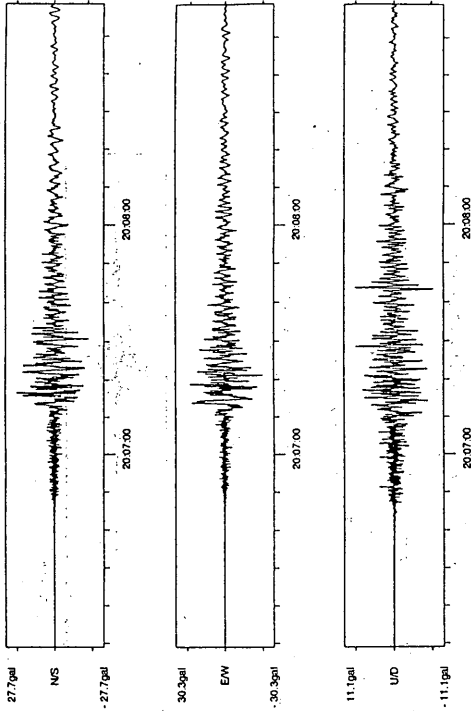


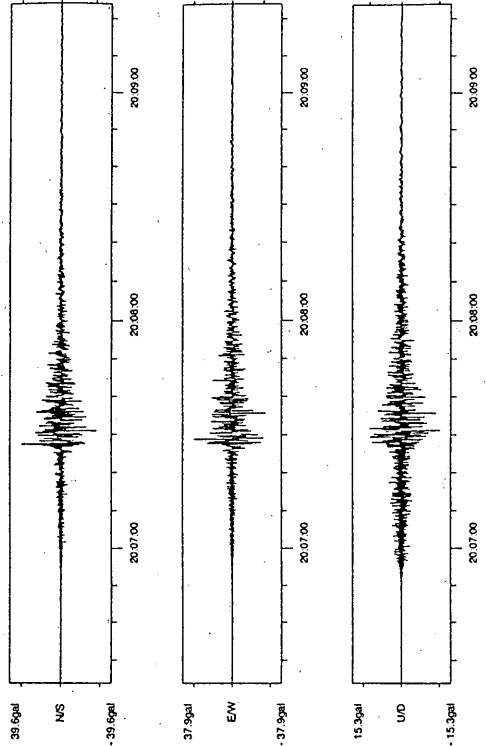
Fig.10. 1(a)

Acceleration seismograms recorded by the JMA 87-type electromagnetic seismographs.

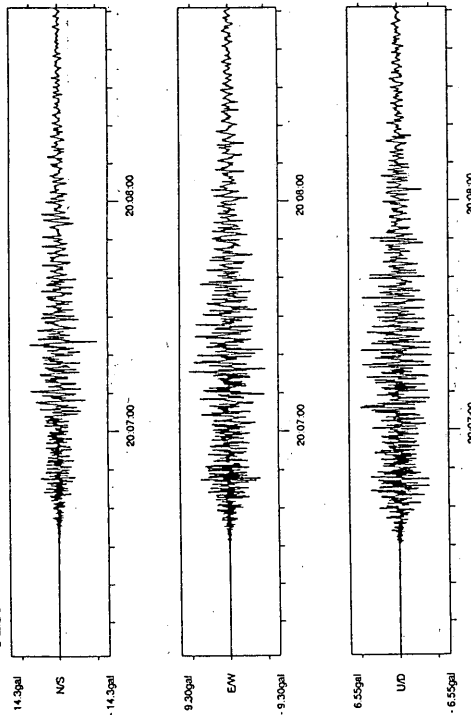
SAPPORO



HAKODATE



ASAHIKAWA



TOMAKOMAI

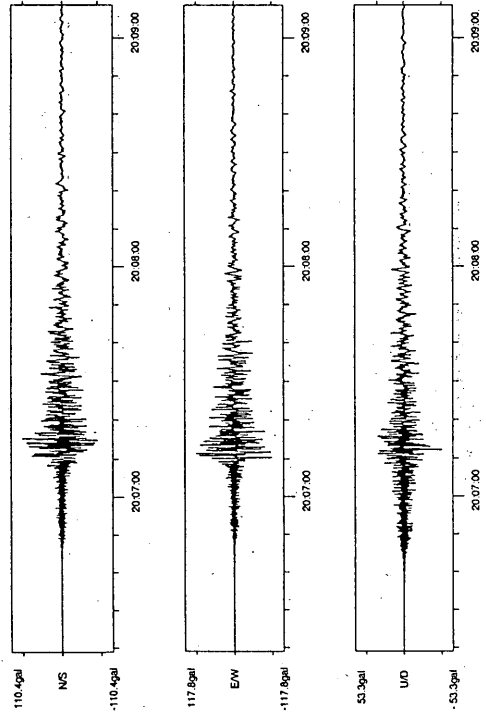


Fig.10.1(b)

Acceleration seismograms recorded by the JMA 87-type electromagnetic seismographs.

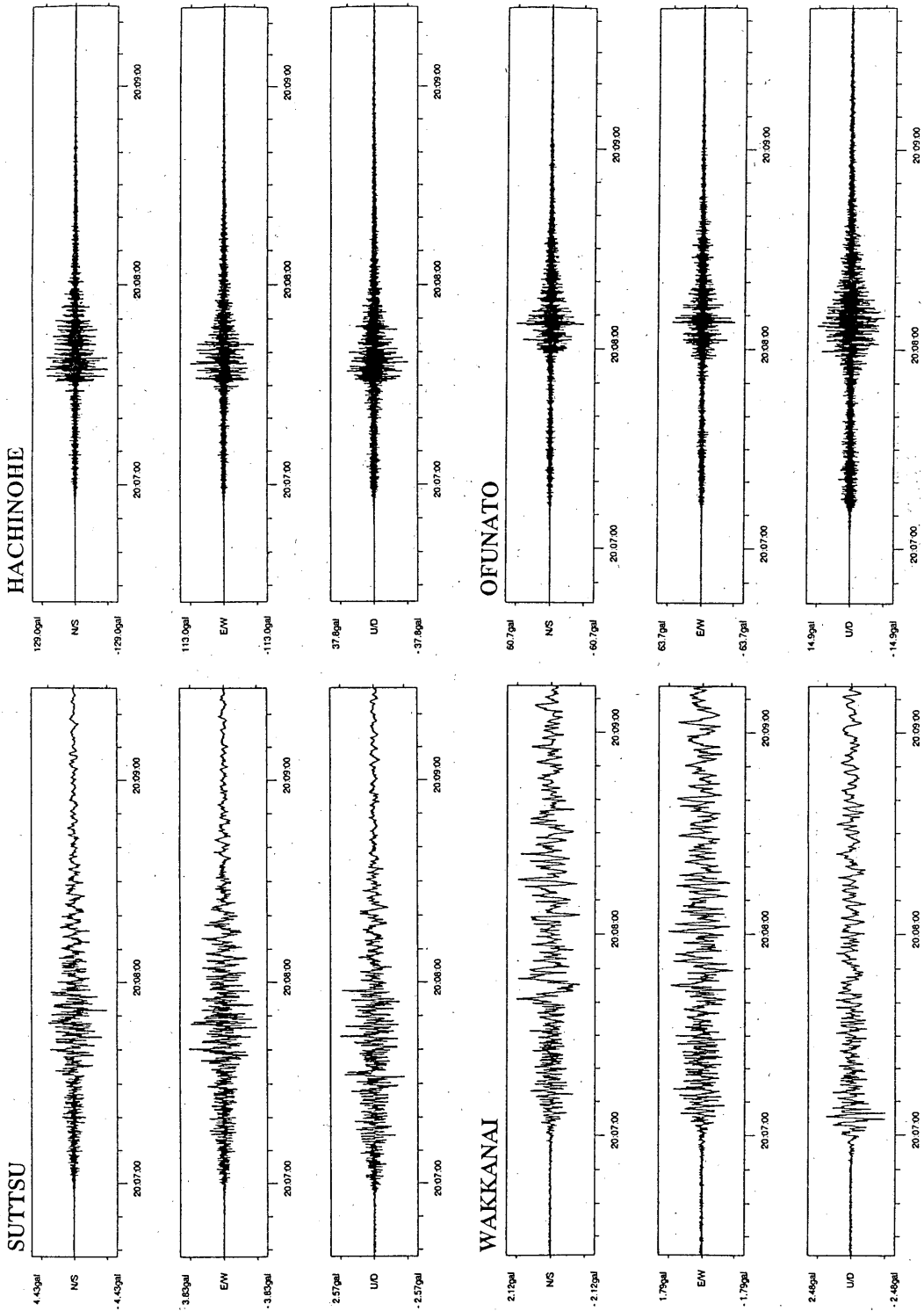


Fig.10.1(c)

Acceleration seismograms recorded by the JMA 87-type electromagnetic seismographs.

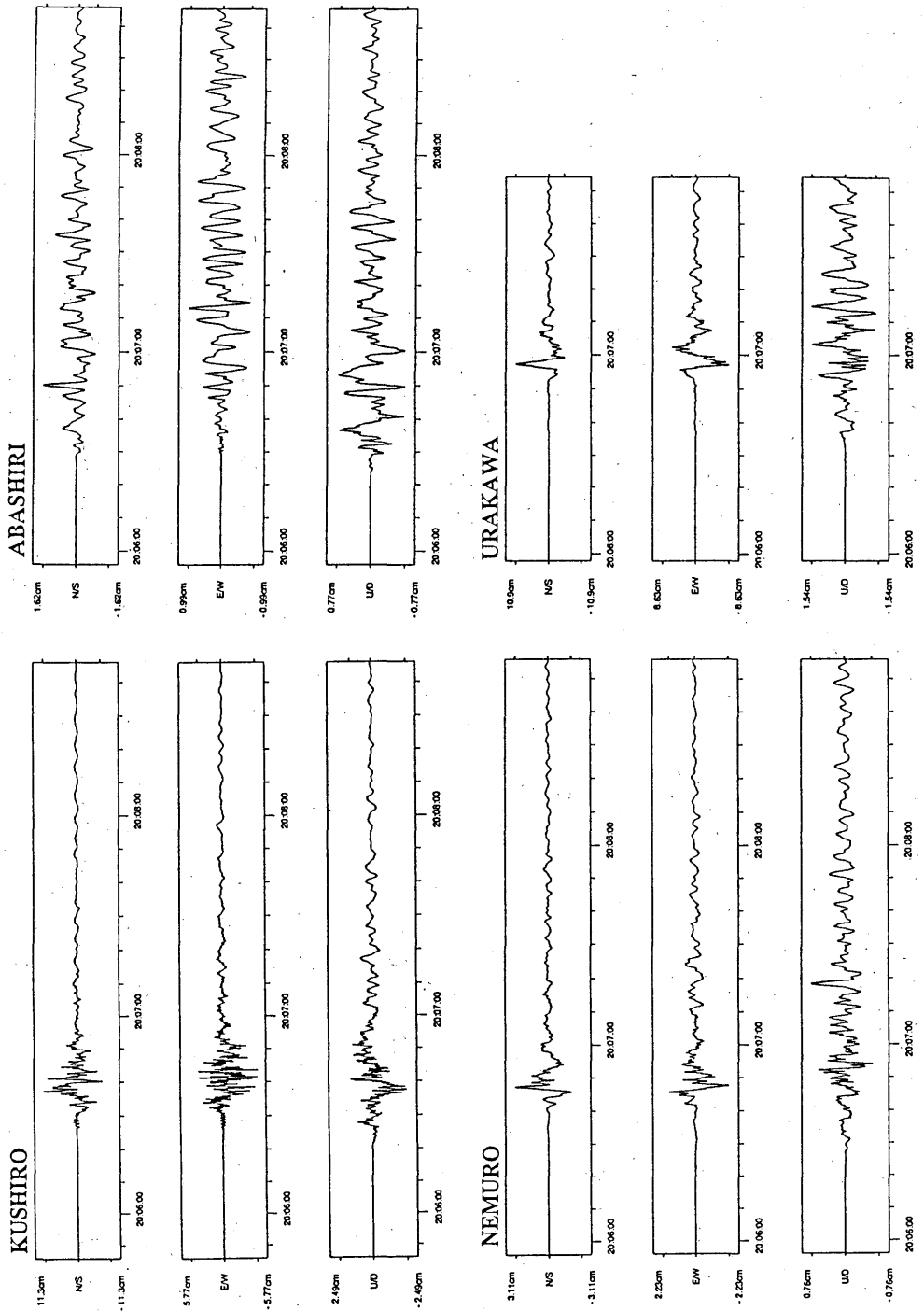


Fig.10. 2(a)

Displacement seismograms obtained with integration from the original acceleration recorded by the JMA 87-type electromagnetic seismographs. These seismograms are equivalent to the seismograms of the JMA mechanical strong motion seismograph.

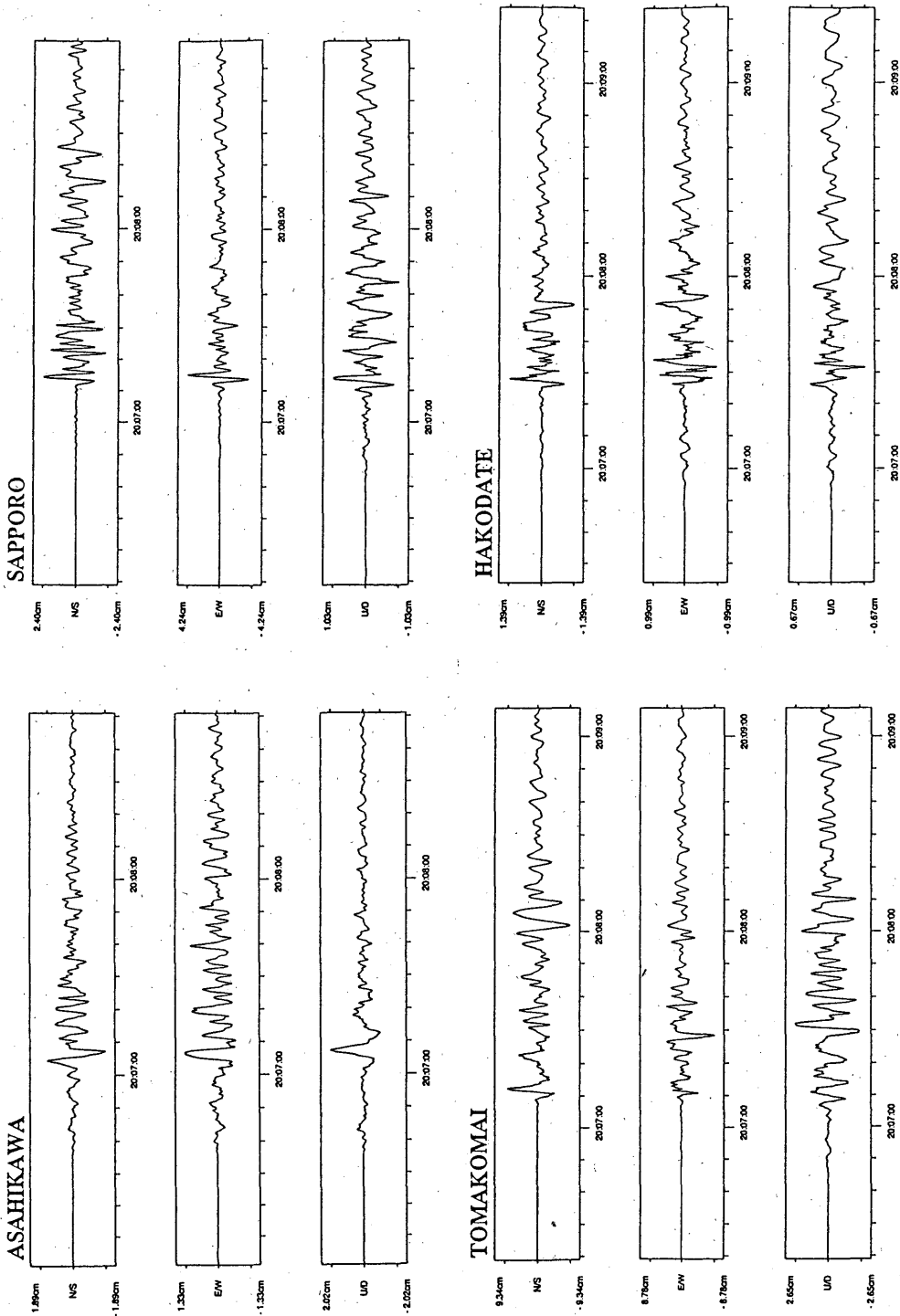


Fig.10. 2(b)

Displacement seismograms obtained with integration from the original acceleration recorded by the JMA 87-type electromagnetic seismographs. These seismograms are equivalent to the seismograms of the JMA mechanical strong motion seismograph.

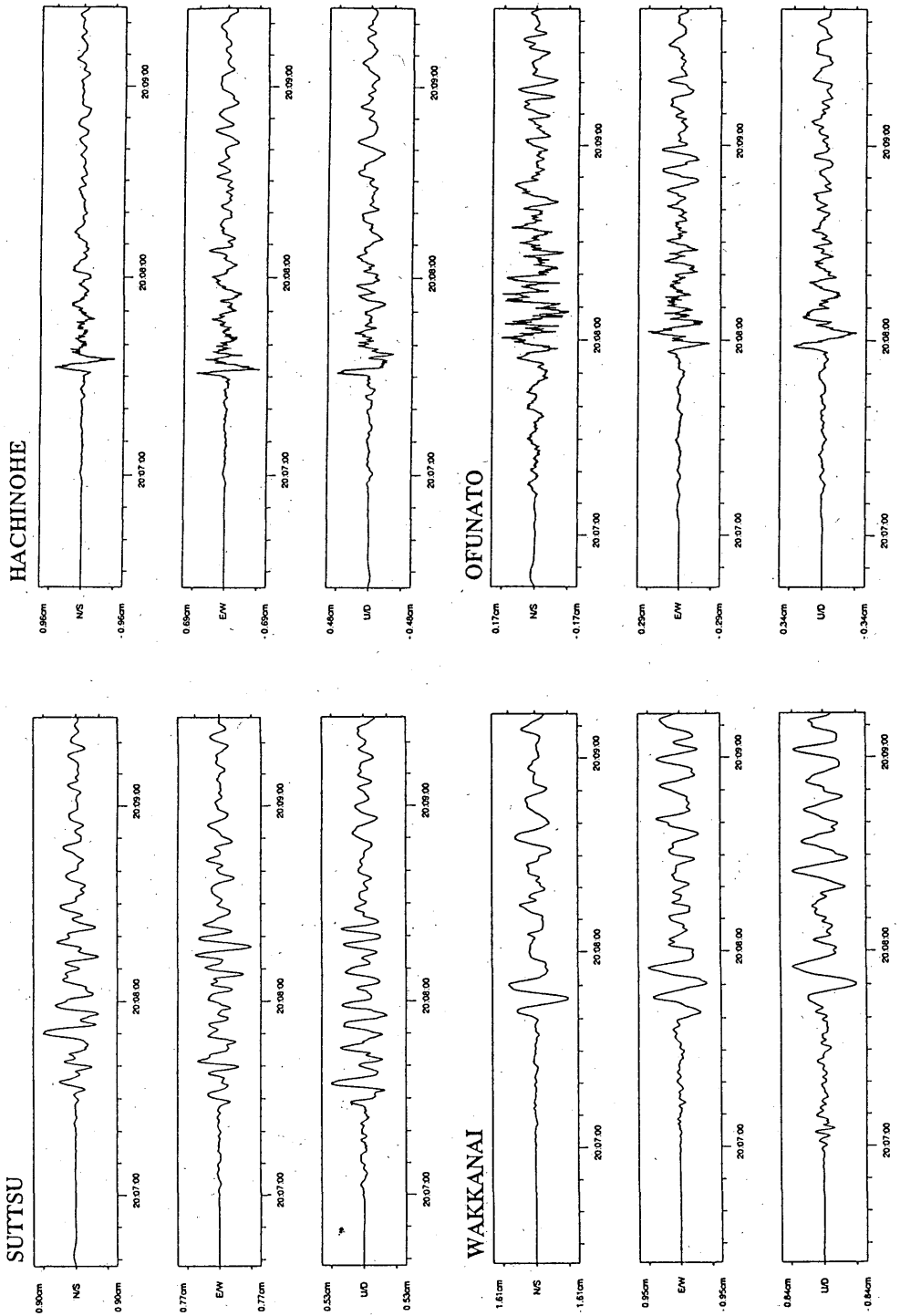


Fig.10. 2(c)

Displacement seismograms obtained with integration from the original acceleration recorded by the JMA 87-type electromagnetic seismographs. These seismograms are equivalent to the seismograms of the JMA mechanical strong motion seismograph.