近地地震の Strain Seismogram の解析

北海道大学理学部地球物理学教室 笹 谷 努
北海道大学理学部地震予知観測地域センター 笠 原 稔

(昭和 52 年 11 月 8 日受理)

Analyses of Strain Seismograms from Near Earthquakes

Tsutomu SASATANI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

Minoru KASAHARA

Research Center for Earthquake Prediction, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 8, 1977)

Strain seismograms from near earthquakes observed at the Erimo Geophysical Observatory are analyzed. Wave forms of these strain seismograms from P arrival to S arrival are relatively simple. Theoretical strain seismograms from the double-couple point source are calculated and are compared with the observed strain seismograms. A good agreement between the observed and the theoretical strain seismograms from P arrival to S arrival is obtained. Seismic moment and effective rise time of the moment rate function are estimated. It is demonstrated that the strain meter is very useful to record the slow deformation such as the Kurile islands tsunami earthquake of June 10, 1975.

§ 1. はじめに

ひずみ地震計が、普通の地震計とは異なり非常に長い周期の波動まで応答できることは、良く知られている。このひずみ地震計によつて記録されたマントル表面波、あるいは、地震にともなう静的なひずみ変化 (strain step) の解析から、地球の内部構造および地震の震源過程の推定がしばしば行なわれている [例えば, BEN-MENAHEN and TOKSÖZ (1963), PRESS (1965), WIDEMAN and MAJOR (1967), KANAMORI and CIPAR (1974), 竹本・高田 (1969), 笠原 (1974), 岡田 (1975)]. 一方、ひずみ地震計で記録された実体波は、これまでさほど多く解析されていない [BENIOFF (1963), KANAMORI and CIPAR (1974)]. しかし、実体波部分の strain seismogram を解析することは、次の積極的な意義を有している。それは、普通の地震計では応答し得ない実体波部分の長い周期の波動を解析することによつて、より詳細な震源過程の理解が可能となることである。例えば、地震に先立つ、あるいは、地震にともなう非常にゆっくりとした地殻変動などが存在する場合、これを正確に記録できるのはひずみ地震計にはかならない。もちろん

Fig. 1. Epicenters of earthquakes studied and location of Erimo Geophysical Observatory.

Table 1. List of earthquakes studied

No.	Date	Time h m	Lat. North	Long. East	Depth km	M	M_0 dyne-cm	τ_e sec	Ref.
1	Oct. 31, 1976	21 30	42°21.7'	142°56.9'	54.2	5.0	3.5×10^{23}	3.5	A
2	Nov. 1, 1976	13 05	42°19.8'	142°56.4'	52.7	4.7	1.0×10^{23}	3.0	A
3	Feb. 24, 1977	20 40	42°27.2'	142°34.7'	52.3	5.9	4.0×10^{24}	4.0	B
4	June 10, 1975	22 47	43.3°	147.0°	normal	7.1	5.0×10^{27}	30.0	C

A: Research Center for Earthquake Prediction, Faculty of Science, Hokkaido University (1977), B: TAKANAMI (1977, personal communication), C: USGS, M_0 : seismic moment, τ_e : effective rise time.

ん、そのためには良質な記録を得ることが不可欠である。

上記の目的を達成するために、北海道大学理学部地震予知観測地域センターにおいては、えりも地殻変動観測所の 30 m 長伸縮計の出力を 6.15 Hz の sampling rate でデジタル化して磁気テープに記録している [笠原・田中・横山(1972), KASAHARA(1976)]。この観測システムは、高・低感度の 2 つの channel を用いて合計約 100 db の dynamic range を有している。1976 年 7 月から始められたこの観測システムで、数個の近地地震の strain seismogram を得た。

本論文においては、ひずみ地震計の信頼性の確認と非常に周期の長い波動への応答に対するひずみ地震計の有用性を示すために、これらの strain seismogram の実体波部分の解析を行った。Fig. 1 は、えりも地殻変動観測所の位置と、解析した近地地震の震央 (Table 1) を示したものである。なお、上記観測システム以前に、同じ伸縮計で記録された北海道東方沖地震

(1975 年 6 月 10 日) の strain seismogram もあわせて解析する。

§ 2. 解析方法

解析は、観測された strain seismogram と理論的に計算された strain seismogram とを比較するという方法を採用した。さらに、観測

Fig. 2. Source model (double-couple point source) and moment rate function assumed.

された strain seismogram をもつともうまく説明する source parameter の妥当性を、別の地震記象 (例えば、気象庁 1 倍強震計の記録) の解析によって検討した。

理論的 strain seismogram としては、簡単なために無限媒質中の double-couple point source [HONDA (1962)] から放出される strain seismogram を利用した。今回の解析目的に対しては、これで十分であると思われる。無限媒質中の double-couple point source (Fig. 2) から放出される変位 (U_x , U_y , U_z) は、次の式で与えられる。

$$\begin{aligned} U_x &= -\frac{M_0}{4\pi\rho} \left\{ 2 \frac{\partial^3}{\partial x^2 \partial y} (\phi - \psi) + \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \phi \right\} \\ U_y &= -\frac{M_0}{4\pi\rho} \left\{ 2 \frac{\partial^3}{\partial x \partial y^2} (\phi - \psi) + \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \phi \right\} \\ U_z &= -\frac{M_0}{4\pi\rho} \left\{ 2 \frac{\partial^3}{\partial x \partial y \partial z} (\phi - \psi) \right\} \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、

$$\begin{aligned} \phi &= \frac{1}{r} F\left(t - \frac{V_p}{r}\right), \quad \psi = \frac{1}{r} F\left(t - \frac{r}{V_s}\right), \\ r &= (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}, \\ F(t) &= \int_0^t \int_0^{t'} F'''(t'') dt'' dt', \quad F'''(t) = \frac{1}{M_0} \dot{M}(t) \end{aligned}$$

ρ は密度, V_p , V_s は、それぞれ P 波, S 波の速度, $M(t)$ は moment rate function, M_0 は最終の seismic moment である。

ひずみ ε_{ij} は、これらの変位を空間的に微分することによって得ることができる。

$$\begin{aligned} \varepsilon_{ij} &= \frac{1}{2} (U_{i,j} + U_{j,i}) \\ U_{i,j} &= \frac{-M_0}{4\pi\rho r^5} \left[\frac{C_{ij}^1}{r^3} G(r, t) + \frac{1}{r^2} \left\{ \frac{C_{ij}^{2P}}{V_p^2} F''\left(t - \frac{r}{V_p}\right) + \frac{C_{ij}^{2S}}{V_s^2} F''\left(t - \frac{r}{V_s}\right) \right\} \right] \end{aligned}$$

Table 2. A list of the coefficients needed in equation (2)

$U_{i,j}$	C_{ij}^1	C_{ij}^{2P}	C_{ij}^{2S}	C_{ij}^{3P}	C_{ij}^{3S}	C_{ij}^{4P}	C_{ij}^{4S}
Ux,x	$120x^3y-90xy^3-90xyz^2$	$54x^3y-36xy^3-36xyz^2$	$-51x^3y+39xy^3+39xyz^2$	$14x^3y-6xy^3-6xyz^2$	$-11x^3y+9xy^3+9xyz^2$	$2x^3y$	$-x^3y+xy^3+xyz^2$
Ux,y	$-24x^4+162x^2y^2-18x^2z^2-24y^4-18y^2z^2+6z^4$	$-10x^4+70x^2y^2-8x^2z^2-10y^4-8y^2z^2+2z^4$	$9x^4-69x^2y^2+6x^2z^2+12y^4+9y^2z^2-3z^4$	$-2x^4+16x^2y^2-2x^2z^2-2y^4-2y^2z^2$	$x^4-15x^2y^2+4y^4+3y^2z^2-z^4$	$2x^2y^2$	$-x^2y^2+y^4+y^2z^2$
Ux,z	$180x^2yz-30y^3z-30yz^3$	$78x^2yz-12y^3z-12yz^3$	$-75x^2yz+15y^3z-15yz^3$	$18x^2yz-2y^3z-2yz^3$	$-15x^2yz+5y^3z+5yz^3$	$2x^2yz$	$-x^2yz+y^3z+yz^3$
Uy,x	$C_{xy}^1(x \leftrightarrow y)$	$C_{xy}^{2P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xy}^{2S}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xy}^{3P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xy}^{3S}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xy}^{4P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xy}^{4S}(x \leftrightarrow y)$
Uy,y	$C_{xx}^1(x \leftrightarrow y)$	$C_{xx}^{2P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xx}^{2S}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xx}^{3P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xx}^{3S}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xx}^{4P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xx}^{4S}(x \leftrightarrow y)$
Uy,z	$C_{xz}^1(x \leftrightarrow y)$	$C_{xz}^{2P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xz}^{2S}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xz}^{3P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xz}^{3S}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xz}^{4P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{xz}^{4S}(x \leftrightarrow y)$
Uz,x	$180x^2yz-30y^3z-30yz^3$	$78x^2yz-12y^3z-12yz^3$	$-78x^2yz+12y^3z+12yz^3$	$18x^2yz-2y^3z-2yz^3$	$-18x^2yz+2y^3z+2yz^3$	$2x^2yz$	$-2x^2yz$
Uz,y	$C_{zx}^1(x \leftrightarrow y)$	$C_{zx}^{2P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{zx}^{2S}(x \leftrightarrow y)$	$C_{zx}^{3P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{zx}^{3S}(x \leftrightarrow y)$	$C_{zx}^{4P}(x \leftrightarrow y)$	$C_{zx}^{4S}(x \leftrightarrow y)$
Uz,z	$C_{xx}^1(x \leftrightarrow z)$	$C_{xx}^{2P}(x \leftrightarrow z)$	$C_{xx}^{2S}(x \leftrightarrow z)$	$C_{xx}^{3P}(x \leftrightarrow z)$	$C_{xx}^{3S}(x \leftrightarrow z)$	$C_{xx}^{4P}(x \leftrightarrow z)$	$C_{xx}^{4S}(x \leftrightarrow z)$

$(\alpha \leftrightarrow \beta)$ indicates the interchange of α and β .

$$\begin{aligned}
& + \frac{1}{r} \left\{ \frac{C_{ij}^{3P}}{V_p^3} F''' \left(t - \frac{r}{V_p} \right) + \frac{C_{ij}^{3S}}{V_s^3} F''' \left(t - \frac{r}{V_s} \right) \right\} \\
& + \left\{ \frac{C_{ij}^{4P}}{V_p^4} F'''' \left(t - \frac{r}{V_p} \right) + \frac{C_{ij}^{4S}}{V_s^4} F'''' \left(t - \frac{r}{V_s} \right) \right\} \quad (2)
\end{aligned}$$

ここで,

$$G(r, t) = \frac{1}{r} \left\{ F \left(t - \frac{r}{V_p} \right) - F \left(t - \frac{r}{V_s} \right) \right\} + \frac{1}{V_p} F' \left(t - \frac{r}{V_p} \right) - \frac{1}{V_s} F' \left(t - \frac{r}{V_s} \right),$$

i, j は, x, y, z をとる. $C_{ij}^1 \sim C_{ij}^{4S}$ は, Table 2 に示す係数である. $M(t)$ としては, effective rise time τ_e を有する以下の関数を仮定した (Fig. 2).

$$\begin{aligned}
M(t)/M_0 &= \frac{2}{\tau_e^2} t^2 & \text{for } 0 \leq t \leq \frac{\tau_e}{2} \\
&= 1 - \frac{2}{\tau_e^2} (\tau_e - t)^2 & \text{for } \frac{\tau_e}{2} \leq t \leq \tau_e \\
&= 1 & \text{for } \tau_e \leq t
\end{aligned} \quad (3)$$

この effective rise time τ_e は, 破壊の伝播の影響およびすべりに必要な rise time τ を含んだ“source process time” と考えるべき量である.

無限媒質を仮定しているので, 解析の対象は P 波から S 波までの実体波部分である. 自由表面の影響は, ひずみを 2 倍することによつて簡単に補正した. また, ここで定義した source parameter は, seismic moment M_0 と effective rise time τ_e の 2 つである. 地震の発震機構および震源と観測点との位置関係などがわかれば, M_0 と τ_e を与えて理論的 strain sei-

smogram を計算することができる。
最後に、座標変換 [JAEGER and COOK (1968)] によつて、実際に観測している伸縮計の成分へこれらのひずみを分解する必要がある。

§ 3. 解析結果

1. 日高山脈南部地震(1976年 10 月 31 日)

この地震に関する概要は、北海道大学理学部地震予知観測地域センター(1977)によつてすでに発表されている。

Fig. 3 は、この地震の発震機構を示したものである [高波・前田・本谷

(1977)]. Fig. 4 は、観測された strain seismogram と理論的に計算された strain seismogram との比較を示したものである。観測された strain seismogram は、sampling rate のために

Fig. 3. Focal mechanism solution for earthquake of Oct. 31, 1976. The first motions of P waves are projected on the upper half of the focal sphere using equal area projection. The closed circles and open circles indicate the compressions and dilatations. ϕ is the dip direction measured clockwise from the north and δ is the dip angle.

Fig. 4. Observed strain seismograms and theoretical strain seismograms calculated for various values of effective rise time τ_e .

Fig. 5. Comparison of the observed seismograms (strong motion seismograph of JMA) with the synthetic seismograms. Note the difference of the vertical scales.

階段的な動きを示しているが、実際には、それらをならして見るべきであろう。これらの strain seismogram は、比較的単純な波形を示している。理論的計算においては、 $V_p=5.8$ km/s, $V_s=3.4$ km/s, $\rho=3.1$ g/cm³ と仮定した。観測された strain seismogram の全体的な特徴は、source parameter, $M_0=3.5 \times 10^{23}$ dyne-cm, $\tau_s=3.5$ sec で十分にうまく説明できる。特に、P 波から S 波にかけてのきわめてゆつくりしたひずみの変化の一致は、注目に値する。この部分のひずみは、 10^{-9} のオーダーである。

次に、strain seismogram の解析から得られた source parameter, M_0 , τ_s の妥当性を検討するために、気象庁 1 倍強震計（振子の固有周期＝6 sec, 減衰比＝8）による地震記録を解析する。Fig. 5 は、浦河 (Fig. 1 参照) における観測された地震記録と理論地震記録との比較を示したものである。理論地震記録は、余震分布 [北海道大学理学部地震予知観測震域センター (1977)] をもとにして推定された断層モデルを用いて、HASKELL (1969) の方法で計算した。仮定された fault parameter は、以下の通りである：断層の長さ、 $L=7$ km, 断層の幅、 $W=3$ km, 破壊速度、 $Vr=3$ km/s, すべりの rise time, $\tau=0.5$ sec, 破壊のパターン＝bilateral. 断層面は、傾きの方向 $\phi=242^\circ$, 傾き $\delta=20^\circ$ の節面である。観測された地震記録の振幅がきわめて小さいために、これらと理論地震記録との細かい所の比較は不可能である。ここでは、振幅の大きさのみに注目して、 M_0 と τ_s のオーダーを推定する。Fig. 5 から $M_0 \leq 10^{24}$ dyne-cm と推定される。また、 τ_s は、次の様に推定した： $\tau_s \approx L/Vr + \tau \approx 3$ sec [KANAMORI and ANDERSON (1975)]。これらの値は、先の strain seismogram の解析から得られた値とほぼ同じオーダーである。これは、ひずみ地震計の記録が 10^{-9} のオーダーまで十分信頼できることを示している。

2. 日高山脈南部地震 (1976 年 11 月 1 日)

この地震は、1 の地震の最大余震である。Fig. 6 は、この地震の発震機構を示したもので、それは、本震の発震機構とほぼ同じである。Fig. 7 は、観測された strain seismogram と

理論的に計算された strain seismogram との比較を示したものである。観測された strain seismogram は、この場合も比較的単純な波形を示している。理論計算において、 V_p , V_s , ρ は 1 の場合と同じ値を使用した。source parameter, $M_0=1 \times 10^{23}$ dyne-cm, $\tau_e=3$ sec で、観測された strain seismogram は十分にうまく説明できる。この M_0 は、本震のその約 1/3 である。残念ながら、この地震に関しては、strain seismogram の解析から得られ

Fig. 6. Focal mechanism solution for earthquake of Nov. 1, 1976. Symbols are the same as those in Fig. 3.

Fig. 7. Observed strain seismograms and theoretical strain seismograms calculated for various values of effective rise time τ_e .

た M_0 と τ_e の妥当性を検討するための他の資料がない。

3. 御園地震 (1977 年 2 月 24 日)

この地震は、日高山脈南部において、最近 10 年間に山脈の西側で発生した地震の中で最大のものである [笠原 (1977)].

Fig. 8 の実線 (Sol. 1) は、短周期 P 波初動分布をもとにして決められたこの地震の発震

Fig. 8. Focal mechanism solutions for earthquake of Feb. 24, 1977. The solution 1 is determined on the basis of data of P wave initial motions. The solution 2 is determined from analysis of strain seismograms. Symbols are the same as those in Fig. 3.

機構を示したものである(高波, 私信). この発震機構から期待される strain seismogram と実際に観測された strain seismogram との比較が, Fig. 9 に示してある. 理論計算に使われた V_p , V_s , ρ は, 1 の場合と同じである. 観測された strain seismogram は, 上記 2 つの地震の strain seismogram と比べて, P 波から S 波にかけてかなり複雑である. この複雑さは, 大きい震央距離および後述の複雑な破壊様式に原因があると思われる. いずれにしても, Sol. 1 の発震機構から期待さ

Fig. 9. Observed strain seismograms and theoretical strain seismograms calculated for the solution 1 and the solution 2.

れる strain seismogram では, 観測された strain seismogram を説明できない. 特に, CD 成分の S 波の不一致が著しい.

そこで, 次に発震機構の B 軸の位置を固定して節面を回転させ, CD 成分を満足する発震

Feb. 24, 1977

URAKAWA

Fig. 10. Comparison of the observed seismograms by strong motion seismograph of JMA with the synthetic seismograms calculated for the solution 1 and the solution 2.

機構を捜した。その様にして推定された発震機構 (Sol. 2) が, Fig. 8 の破線で示されたものである。この発震機構から期待される strain seismogram と観測された strain seismogram との比較を Fig. 9 に示す。両者の一致は, かなり良くなった。しかし, Sol. 2 の発震機構は, P 波初動分布に多くの不一致を生じた (Fig. 8)。

Fig. 10 は, 浦河におけるこの地震の気象庁 1 倍強震計による地震記象の解析結果を示したものである。理論地震記象は, 余震分布 (高波, 私信) をもとにして推定された以下の fault parameter にもとづいて HASKELL (1969) の方法で計算した: $L=10$ km, $W=5$ km, $V_r=3$ km/s, $\tau=1$ sec, 破壊のパターン=bilateral. 断層面は, Sol. 1 では, $\phi=91^\circ$, $\delta=80^\circ$, Sol. 2 では, $\phi=61^\circ$, $\delta=87^\circ$ の節面である。NS 成分の S 波の振動方向に注目すると, Sol. 2 の方がより正しい発震機構を示すと考えられる。実際, 余震分布 (高波, 私信) の走向は, Sol. 2 で仮定された断層面の走向とかなり良く一致している。

P 波初動分布をもとにして推定された発震機構 (Sol. 1) と strain seismogram の解析から推定された発震機構 (Sol. 2) との不一致については, 以下の様に解釈した。この地震は連発地震 (multiple shock) で, Sol. 1 の発震機構を有する地震に続いて Sol. 2 の地震機構を有する地震が発生し, 後者の地震が主たる破壊に寄与している。

なお, strain seismogram の解析から推定された source parameter は, $M_0=4 \times 10^{24}$ dyne-cm, $\tau_0=4$ sec である。また, 気象庁 1 倍強震計による地震記象から推定された source parameter は, $M_0 \sim 3 \times 10^{25}$ dyne-cm, $\tau_0 \sim 4$ sec である。連発地震による記象の複雑さを考える

Fig. 11. The logarithm of the seismic moment plotted against the magnitude.

ニチュード (m_b) および表面波マグニチュード (M_s) は、それぞれ 5.2, 7.1 であり、また、6 月 14 日に発生した最大余震のそれらは、それぞれ 5.5, 6.6 である。実体波マグニチュードにおいては、むしろ最大余震の方が大きい。また、震度、有感距離ともに最大余震の方が本震よりも大きい。しかし、最大余震では、津波はまったく記録されなかつた。これらの事実と関連して、両者の地震波スペクトルは、大きく異なっている [辻浦 (1975), 長宗・中礼 (1976), 武村・小山・鈴木 (1977), SHIMAZAKI and GELLER (1977)]。

Fig. 12 は、えりも地殻変動観測所で記録された本震および最大余震の strain seismogram を示したものである。当時の観測システムは、現在とは異なっているが、しかし、記録紙の送り速度が遅いだけで本質的には同じである。本震の strain seismogram の実体波部分にきわめてゆつくりしたひずみの変化が現われているが、余震ではそれが見られない。また、表面波部分では、本震の方がはるかに大きい振幅を有している。これらの相違が、津波発生の有無に関係していると考えられる。そこで、この strain seismogram の解析を行った。

Fig. 13 は、主に S 波の polarization angle の分布から求められた本震の発震機構である。これらのデータは、WWSSN (世界標準地震計観測網) 長周期地震記象から得られた。最大余震の発震機構もほぼこれと同じである [武村・小山・鈴木 (1977)]。

Fig. 14 は、本震について観測された strain seismogram と理論的に計算された strain seismogram との比較を示したものである。理論計算においては、 $V_p=7.3$ km/s, $V_s=4.2$

と、両者の記象から推定された M_0 と τ_0 は、ほぼ同じオーダーであると考えられる。

以上の strain seismogram の解析から推定された seismic moment とマグニチュードとの関係を Fig. 11 に示す。本研究の結果は、他の研究者の結果と調和している。

4. 北海道東方沖地震 (1975 年 6 月 10 日)

この地震は、地震の規模に比べてかなり大きな津波を伴い、注目を集めた地震である [札幌管区気象台 (1976)]。

USGS によればこの地震の実体波マグ

Fig. 12. Strain seismograms from the main shock and the largest aftershock of earthquake off E. coast of Hokkaido.

Fig. 13. Focal mechanism solution for earthquake of June 10, 1975. Arrows indicate the S wave polarization angles. The lower hemisphere of the focal sphere is projected.

km/s, $\rho=3.3 \text{ g/cm}^3$ と仮定した。観測された strain seismogram を説明する source parameter は, $M_0=5 \times 10^{27} \text{ dyne-cm}$, $\tau_e=30 \text{ sec}$ である。最大余震に関しては、記録紙の遅い送り速度のために厳密な解析は不可能であるが, $M_0 \lesssim 1 \times 10^{27} \text{ dyne-cm}$, $\tau_e \lesssim 10 \text{ sec}$ 程度であろう。この様に、本震と最大余震の τ_e は大きく異なっている。これが、本震と最大余震の mb と M_s の相違、震度、有感距離の相違および地震波スペクトルの相違の原因と考え

Fig. 14. Observed strain seismogram and theoretical strain seismograms calculated for various values of effective rise time τ_e .

られる。そして、本震の長い τ_e , つまり、ゆつくりとした破壊過程が津波の発生と関係しているのであろう [KANAMORI(1972)]。

なお, SHIMAZAKI and GELLER(1977) によれば, 周期 20 sec の表面波から決められた本震の seismic moment は, $M_0=2 \times 10^{27}$ dyne-cm である。strain seismogram の解析から得られた M_0 は, ほぼこれと同じ値である。

§ 4. 結 論

単純な震源モデル (double-couple point source) から計算される strain seismogram をもとにして, 近地地震の strain seismogram の解析を行つた。その結果, 次の事がらが明らかになった。

- 1) 30 m 長伸縮計は, 10^{-8} のオーダーのひずみに対しても十分信頼できる応答を示している。
- 2) 中規模地震の実体波部分の strain seismogram は, 比較的単純な波形をしている。
- 3) strain seismogram を解析することによつて, 中・小規模地震の seismic moment を比較的容易に推定することができる。
- 4) 津波地震の様なゆつくりとした破壊過程の記録にひずみ地震計は有用である。

謝 辞

北海道大学理学部地震予知観測地域センターの高波鉄夫氏からは、未発表の資料を利用させていただいた。また、同センターの鈴木貞臣博士には、実際に論文を読んでいただき、有益な助言を得た。両氏に感謝いたします。

文 献

- BENIOFF, H., 1963, Source Wave Forms of Three Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **53**, 893-903.
- BEN-MENACHEM, A. and M. N. TOKSÖZ, 1963, Source Mechanism from Spectrums of Long-Period Surface Waves 2. The Kamchatka Earthquake of November 4, 1952, *J. Geophys. Res.*, **68**, 5207-5222.
- HASKELL, N. A., 1969, Elastic Displacements in the Near-Field of a Propagating Fault, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **59**, 865-908.
- 北海道大学理学部地震予知観測地域センター, 1977, 北海道南部の最近の地震活動, 地震予知連絡会会報, **17**, 9-11.
- ISHIDA, M., 1974, Determination of Fault Parameters of Small Earthquakes in the Kii Peninsula, *J. Phys. Earth*, **22**, 177-212.
- JAEGER, J. C. and N. G. W. COOK, 1969, *Fundamentals of Rock Mechanics*, Methuen, London.
- KANAMORI, H., 1972, Mechanism of Tsunami Earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors* **6**, 346-359.
- KANAMORI, H. and J. J. CIPAR, 1974, Focal Process of the Great Chilean Earthquake May 22, 1960, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **9**, 128-136.
- KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1975, Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Amer.* **65**, 1073-1095.
- 笠原 稔, 1974, 根室半島沖地震—1973 年 6 月 17 日に伴う Strain Step について, 1973 年 6 月 17 日根室半島沖地震調査報告, 36-62.
- KASAHARA, M., 1976, Seismic and Geodetic Observations through the Digital PCM Telemetry System in Hokkaido, Japan, *J. Geodetic Soc. Japan*, **22**, 292-294.
- 笠原 稔, 1977, 震源分布図作成上の一工夫とそれを用いた 1961 年~1975 年のえりも岬周辺の地震活動, 地震観測センター速報 (北海道大学理学部地震予知観測地域センター), **1**, 32-55.
- 笠原 稔・田中安守・横山泉, 1972, えりもにおける地殻変動連続観測—1971—, 北海道大学地球物理学研究報告, **28**, 83-96.
- 長宗留男・中礼正明, 1976, 1975 (昭和 50) 年 6 月 10 日の北海道東方沖の地震の大きさと津波の規模, 験震時報, **40**, 105-107.
- 岡田義光, 1975 八丈島東方沖地震—1972 年 2 月 29 日, 12 月 4 日に伴った Strain-Tilt-Step について, 地震 **2**, **28**, 387-413.
- PRESS, F., 1965, Displacements, Strains and Tilts at Teleseismic Distances, *J. Geophys. Res.*, **70**, 2395-2412.
- 札幌管区气象台, 1976, 1975 年 6 月 10 日北海道東方沖地震の調査報告, 験震時報, **41**, 31-48.
- SHIMAZAKI, K. and R. J. GELLER, 1977, Source Process of the Kurile Islands Tsunami Earthquake of June 10, 1975, *EOS(Trans. Am. Geophys. Union)*, **58**, 446(abstract).
- 高波鉄夫・前田 亟・本谷義信, 1977, 1976 年 10 月 31 日日高山脈地震, 昭和 52 年度地震学会春季大会講演予稿集, 101.
- 竹本修三・高田理夫, 1969, 地震に伴う Strain Step について, 測地学会誌, **15**, 68-74.
- 武村雅之・小山順二・鈴木次郎, 1977, 1975 年 6 月 10 日北海道東方沖地震の震源過程, 昭和 52 年度地震学会春季大会講演予稿集, 223.
- 辻浦 賢, 1975, 6 月 10, 14 日北海道東方沖地震のスペクトル比, 昭和 50 年度地震学会秋季大会講演予稿集, 114.
- WIDEMAN, C. J. and M. W. MAJOR, 1967, Strain Steps Associated with Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **57**, 1429-1444.