青森県東方沖地震の発震機構の再調査

北海道大学理学部地球物理学教室 笹 谷 努

(昭和 47 年 12 月 7 日受理)

Re-examination of the Source Mechanism of the Earthquake off the East Coast of Aomori Prefecture

Tsutomu SASATANI

Faculty of Science, Hokkaido University

(Received December 7, 1972)

A particular type of phase designated as the P_2 -phase is found in the P wave train around 9 seconds after the first arrival of the earthquake off east coast of Aomori prefecture of March 29, 1965. In the previous paper, the P_2 -phase has been interpreted as the stopping phase from the analysis of the motion direction of this phase. In the present paper, the P_2 -phase is re-examined in the wave form of the theoretical displacement of P wave from a fault near the earth's surface, because the unreasonable interpretation for the fault length and the rupture velocity has been given. The examination shows that the P_2 -phase concerned does not consist of the stopping phase, but of reflected sP phase, and that the wave form of direct P wave from a fault with a fault length greater than its depth may be disturbed by the reflected waves.

The seismic moment and the apparent stress for the present earthquake are estimated to be 3.20×10^{25} dyne-cm and 5 bars, respectively.

§1. はじめに

深い地震と浅い地震の長周期 P 波波形が異なることはよく知られている。深い地震については、一般にその波形が地震計の衝撃応答 (impulse response) に似ていることから、震源での力の時間関数も遠地から見れば衝撃的なものと考えられている [TENG and BEN-MENACHEM (1966)]. 一方、浅い地震の波形は複雑で、例えば BOLLINGER (1970) は記録された記象の初動の山と谷の振幅比から、クラストの基盤には 1 サイクルの正弦波パルスが入射したと考えた。そして、それは反射波によるものではなく、震源での破壊領域の非弾性的性質によるとした。

このような深い地震と浅い地震の長周期 P 波波形の相違がそもそも震源での力の時間関数が異なるためなのか、あるいは単に反射波の影響によるのかは発震機構の解析において重要な問題である。

浅い地震の波形の複雑さに関連して、筆者は 1965 年 3 月 29 日に青森県東方沖で発生した地

震 (震央: $40^{\circ}39'N$, $143^{\circ}09'E$, $h=40$ km, $M=6.4$, JMA による) の P 波初動部分に特徴のある phase [これを P_2 -phase と呼ぶ, Fig. 1, 多くの例については笹谷 (1971, a) の Fig. 18 を参照] を見出し, それについてすでに報告した [笹谷 (1971a, b)]. そして, この P_2 -phase が初動とは逆方向の運動を示し, メカニズム解から考えてその運動は反射 pP-phase の運動とは一致しないこと, およびそれはクラストの層構造によるものではないことから, それを HIRASAWA (1965) が新潟地震で見つけたと同様な stopping phase [SAVAGE (1965)] と解釈し断層モデルについて論じた. しかし, この解釈に対し, それは P_2 -phase よりも前の phase に注目すべきであるとか, stopping phase よりもむしろ multiple shock と解釈すべきであるなどの指摘を 2, 3 の人から受けた. また, 先の解釈では求められた断層の長さが余震面積の長軸よりも大きく, 破壊の伝播速度が S 波の速度よりも大きいという不合理な結論を得ているので, 最初に述べた課題との関連において, これらの問題点を明らかにするために今回再検討を試みた.

§ 2. P_2 -phase

まず最初に, P_2 -phase がいかなるパルスの入射によるかを調べる. 伝播性震源モデルによれば, 遠地での P 波の変位は基本的には台形である [HIRASAWA and STAUDER (1965)]. 今, 震源での断層モデルを適当に仮定し, マントル内での吸収, 観測点下のクラスト構造, および地震計の特性 (WWSSN の長周期地震計, $T_0=30$ sec, $T_g=100$ sec) を考慮した遠地での P 波の合成記象を計算する. その際に, 計算された合成記象の第 1 ピークの振幅と初動の半サイクルの周期は観測された記象と等しくなるように断層モデルを選ぶ. そのようにして計算された合成記象と観測された記象との比較の例を Fig. 1 に示す.

Fig. 1. Comparison between the observed (full line) and the synthetic (broken line) P waves. The synthetic P waves are calculated as the first peak amplitude and the time duration of the first half-period are equal to those of the observed P waves. Arrows indicate the P_2 -phase.

この図から、 P_2 -phase は単純な P 波の変位 (台形) による記象では説明されず、それは P 波の初動とは逆方向のパルスの入射によるものであることがわかる [笹谷 (1972)]. この初動とは逆方向のパルスがいかなる phase に対応するかが再び問題となる.

§ 3. 地表近傍の断層による P 波の変位

P_2 -phase を特徴づける初動とは逆方向のパルスがいかなる phase に対応するかを調べるために、地表近傍の断層による P 波の変位について理論的に考察する. FUKAO (1971) は GUPTA (1967) の表現を使つて、断層が地表につきぬける場合の実体波の変位を周波数および時間領域において求め、反射波による直達波のさく乱の重要性を指摘した. ここでは、今回解析する地震に適した断層モデルを仮定し、FUKAO (1971) の方法に従つてその P 波の変位を求める. その際、簡単なためにポアソン比は 0.25、媒質は均一、観測点は震源から十分に遠く離れ平面波近似が成立つものと仮定する.

青森県東方沖地震のメカニズム解は pure dip slip で、2 枚の節面はほぼ水平と垂直である

[Fig. 2, データについては笹谷 (1971, a) を参照]. 島弧に発生する浅い地震の断層型は thrust faulting であると言われている [ISACKS *et al.* (1968)]. そこで、ほぼ水平の節面を断層面にとり、それを完全に水平と仮定する.

そのような考えに基づいて Fig. 3 に示す断層モデルを設定する. 図のような double couple の力源を有する点震源を深さ η で地

Fig. 2. Equal-area projection (lower hemisphere) of the focal mechanism solution based on the first motion of P waves and the polarization angle of S waves. Closed circles indicate compression and open circles indicate rarefaction from P waves. X indicate the stations judged to be near a nodal line in the radiation pattern from the character of the signal. Solid squares indicate rarefaction from pP waves.

Fig. 3. Geometry of the source.

表と平行に速度 v で長さ l だけ走らせる。ただし、断層の幅の影響は無視する。GUPTA (1967) および FUKAO (1971) の表現を使えば、遠地での P 波の変位は次の $U(T)$ に比例することがわかる〔記号法は FUKAO (1971) に従う〕。

$$U(T) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} i\Omega F(\Omega) G(\Omega) W(\Omega) \exp \left[i\Omega \left(T - \frac{R_0}{V_p} \right) \right] d\Omega \quad (1)$$

ただし、

$$\Omega = \omega \tau_0, \quad T = t/\tau_0, \quad R_0 = r_0/l, \quad V_p = v_p/v, \quad k = \eta/l, \quad \tau_0 = l/v$$

$$f(T) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\Omega) e^{i\Omega T} d\Omega, \quad G(\Omega) = \frac{e^{i\Omega(-1+\Gamma \cos \varphi)} - 1}{i\Omega(-1+\Gamma \cos \varphi)}$$

$$W(\Omega) = e^{i\Omega k A} - D_1 e^{-i\Omega k A} + D_3 e^{-i\Omega k B}$$

$$A = \frac{\cos \theta}{V_p}, \quad B = \frac{\sqrt{3 - \sin^2 \theta}}{V_p}, \quad \Gamma = \frac{\sin \theta}{V_p}$$

$$D_1 = \frac{2a - b^2}{2a + b^2}, \quad D_3 = -\frac{2b^2}{2a + b^2}$$

$$a = 2 \cot \theta \sqrt{2 + 3 \cot^2 \theta}, \quad b = 1 + 3 \cot^2 \theta.$$

ここで、 v_p は P 波の速度、 $f(T)$ は力の時間関数で $F(\Omega)$ はそのフーリエ変換、 $G(\Omega)$ は source finiteness の効果、 $W(\Omega)$ は直達波および反射波の振幅と位相に関係した項で、 D_1 、 D_3 は反射 pP-, sP-phase の反射係数にそれぞれ相当する。

$f(t)$ が (2) 式で与えられるとすれば、(1) 式の積分は簡単に評価され、最終的に次の (3) 式で表わせる。

$$f(T) = H(T) = \begin{cases} 0 & \text{for } T < 0 \\ 1 & \text{for } T \geq 0 \end{cases} \quad (2)$$

$$U\left(T + \frac{R_0}{V_p}\right) = I_p(T; kA) - D_1 I_p(T; -kA) + D_3 I_p(T; -kB) \quad (3)$$

ただし、

$$I_p(T; Y) \equiv \frac{1}{X} [H(T + X + Y) - H(T + Y)]$$

$$X = -1 + \Gamma \cos \varphi, \quad Y = kA \text{ or } kB$$

$H(T)$ は unit step function

破壊速度を S 波速度の 0.8 倍 ($V_p = 2.16$) と仮定し、 θ , φ , k の適当な値についての (3) 式の計算例を Fig. 4 に示す。図の最上段には直達 P 波の変位が示してあり、source finiteness の効果が現われている。 k ($=\eta/l$) は断層の深さ η と長さ l の比で、 $k < 1$ 、つまり断層の深さに比べて長さの方が大きい場合、直達 P 波の変位のなかに反射波がやつてきて波形を乱すこ

Fig. 4. P wave displacements from the fault model shown in Fig. 3 with various θ, φ, k ($=\eta/l$). The direct P waves are shown at the top. It is assumed that $v/v_s=0.8$, where v and v_s are the rupture velocity and the S wave velocity, respectively.

とがわかる。しかし、 $k>1$ では直達 P 波と反射波の変位は分離している。このことから、今回考えたような地表近傍の断層による P 波の変位は k が 1 より大きい小さいか、つまり断層の深さと長さの比が重要な factor となる。 $k<1$ の場合には P 波の変位に震源での情報 (直達波) がそのまま保存され得ないので注意する必要がある。

P 波の初動と同方向のパルスは反射 pP-phase であり、それは $\theta=60^\circ$ では射出されない。また、P 波の初動とは逆方向のパルスは反射 sP-phase である。

§4. P₂-phase の解釈

さて、青森県東方沖地震の断層モデルについて考える。断層の長さは余震分布 [笹谷 (1971, a), Fig. 27], 断層の長さとマグニチュードの関係 [WYSS and BRUNE (1968)], および記録された P 波初動の半サイクルの周期から考えて 10 km を越えないと推定される。深さについては JMA によれば 40 km, USCGS によれば 33 km である。後に述べる計算された合成記象と観測された記象との比較から、 $h=40$ km の場合両者の位相が少しいく違うため、ここでは $h=30$ km として以下の議論を進める。

破壊の伝播速度を S 波速度の 0.8 倍、 $\theta=\varphi=30^\circ$, $k=3$ ($\eta=30$ km, $l=10$ km に対応) として前述の断層モデルに基づいて P 波

Fig. 5. P wave displacement from the fault model of the earthquake considered here. It is assumed that $k=3$, $\theta=\varphi=30^\circ$ and $v/v_s=0.8$.

の変位を求める. そのようにして求められた P 波の変位を Fig. 5 に示す.

実際には断層はほぼ水平で NW 方向に伝播したと仮定し, P_2 -phase が明瞭に現われている NW 方向の観測点 6 ケ所について観測された記象と Fig. 5 の変位による合成記象を比較する. 合成記象はマントル内の吸収 [MIKUMO and KURITA (1968), Model 11], クラストの層構造, [FUKAO (1970), 標準大陸モデル], および地震計の特性を含むシステムの衝撃応答と Fig. 5 の変位との convolution から得ることができる [MIKUMO (1969), FUKAO (1970), 笹谷 (1972)]. 絶対振幅の比較には seismic moment なる量が必要であるが, それらは §5 で求めたものを使つた. 求められた合成記象と観測された記象との比較を Fig. 6 に示す. 各観測点における θ, φ はそれぞれ多少 $\theta=\varphi=30^\circ$ とは異なるが, その変位は Fig. 5 とさほど変わらないのでこれをすべての計算に使つた.

Fig. 6. Comparison between the observed (full line) and the synthetic (broken line) P waves. The synthetic P waves are obtained by the convolution of the P wave displacement shown in Fig. 5 with the impulse response of the earth-seismograph system, taking account of the effect of the P wave radiation pattern.

図から両者の位相の一致はきわめて良いことがわかる。しかしながら、振幅に関しては反射波の部分で両者に約2倍のくい違いがある。それは合成記象の計算において反射波に地表付近での大きな波の吸収を考慮していないこと、断層モデルを完全に水平と仮定したこと、および媒質の層構造を無視して均一としたことによるものと思われる。以上の考察から、問題の P_2 -phase は stopping phase でも multiple shock でもなく、反射 sP-phase に相当すると結論される。

前回の解釈で注目した初動と P_2 -phase との間の時間差の方位分布の特徴 [笹谷 (1971, a), Fig. 21] は、断層の傾きに関係したものと思われる。

§5. Source parameter

Fig. 5, 6 からわかるように、直達 P 波の変位には反射波によるさく乱はない。このことから、観測された初動の半サイクルの周期には震源での情報がそのまま保存されていると考えられる。観測された P 波の初動の半サイクルの周期がほとんどシステムの衝撃応答の初動の半サイクルの周期に等しいこと、および断層のディメンジョンが小さいことから考えて、この地震は長周期の波を通してみれば点震源とみなせる [MIKUMO (1969)]. 故に、観測された初動の第1ピークの振幅と P 波の radiation pattern を考慮した点震源から期待される合成記象の初動の第1ピークの振幅との比から、seismic moment M_0 を推定することができる。

先に観測された記象と合成記象との比較に使った各観測点について M_0 を推定し、その平均として $M_0 = 3.20 \times 10^{25}$ dyne·cm を得た (Fig. 7). stress drop, strain drop, および average dislocation などの source parameter は断層の形状に関するデータが不正確なため、その推定をさしひかえる。

しかし、WYSS and BRUNE (1968) の定義した apparent stress $c\bar{\sigma}$ を求めておくことは意味のあることと思われる。apparent stress $c\bar{\sigma}$ は次の式で定義される。

$$c\bar{\sigma} = \mu \frac{E_s}{M_0}$$

Fig. 7. Relation between the first peak amplitudes of P waves on the observed and synthetic seismograms. The seismic moment is estimated to be 3.20×10^{25} dyne-cm.

ここで、 E_s は地震エネルギー、 μ は shear modulus、 c は seismic efficiency factor、 $\bar{\sigma}$ は平均の stress [初期 stress σ_1 , と最終 stress σ_2 , の平均, $\bar{\sigma} = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2)$] である。地震エネルギーを $\log E_s = 5.8 + 2.4mb$ [GUTENBERG and RICHTER (1956), mb としては USCGS のマグニチュード 6.1 を採用] で推定し、 $\mu = 0.63 \times 10^{12}$ dyne/cm² とすれば、 $c\bar{\sigma} = 5$ bars を得る。WYSS (1970) はアリューシャン弧および南アメリカの浅い地震について平均としてそれぞれ $c\bar{\sigma} = 24 \pm 16$ bars, 18 ± 8 bars を得ている。今回得られた値はこれらの値の下限と考えられる。

apparent stress を stress drop の 1/2 の下限とすれば [SAVAGE and WOOD (1971), WYSS and MOLNAR (1972), RANDALL (1972)], stress drop の下限として 10 bars を得る。この値は KANAMORI (1971) が 1968 年十勝沖地震 ($M_s \sim 8.0$) について推定した stress drop (32 bars) の約 1/3 である。

§ 6. 考 察

§ 4 における考察から問題の P_2 -phase は前回解釈した stopping phase および multiple shock に相当するのではなく、反射 sP-phase に相当することがわかった。よつて、 P_2 -phase を stopping phase と解釈して得られた前回の結論 [笹谷 (1971, a, b)] は訂正されねばならない。そして、前回の不合理な結論も合理的に説明されたとと言える。

BOLLINGER (1970) および笹谷 (1971, a) は記録された記象の初動の山と谷の振幅比から、クラストに入射した波は 1 サイクルの正弦波パルスであると推定し、断層パラメータについて論じた。その際、震源での情報はその半サイクルに保存されたと考えた。§ 3 の Fig. 4 から、第 1 近似としてその仮定は許されるかもしれない。しかし、1 サイクルの正弦波パルスの原因は、BOLLINGER (1970) が考えた破壊領域の非弾性的性質によるフィルター効果ではなく、単なる反射波 (特に sP-phase) によるものであると考えられる。そして、断層の深さと長さによつては、正弦波パルスの半サイクルに震源での情報 (直達波) がそのまま直接には保存されないこともあるので注意する必要がある。

多くの場合、長周期 P 波波形を乱す要因として反射 pP-, PcP-phase のみを考えているが [例えば BOLLINGER (1970)], 今回示したように反射 sP-phase にも注目すべきであろう。そして、浅い地震の長周期 P 波波形の複雑さは、反射波の影響が大であると結論される。

長周期 P 波のスペクトラム解析から source parameter の推定が行なわれている [例えば, TENG and BEN-MENACHEM (1966), KHATTRI (1969), HANKS and WYSS (1972)]. 浅い地震の場合は、解析時間内に反射波が到達し、直達 P 波の波形を乱しているため、得られたスペ

クトラムはもはや直達波の情報をそのまま反映したものとはいいがたい。浅い地震の source parameter の推定には、今回示した時間領域での実体波の解析,あるいは表面波の解析 [例えば, KANAMORI (1970)] が適していると考えられる。

§7. 謝 辞

マントル内の平均の Q の値の計算には京都大学防災研究所, 三雲健教授の計算プログラムを使わせていただいた。心からの謝意を申し上げます。また, 昭和46年春季大会において, P_2 -phase について議論して下さった会員の方々に感謝します。北海道大学大型計算機センターの須藤研助手, 当教室の岡田広助教授, 鈴木貞臣助手には, 実際に論文を読んでいただき有益な助言を得た。

なお, 数値計算は北海道大学大型計算機センター FACOM 230-60 によつてなされた。

文 献

- BOLLINGER, G. A., 1970, Fault Length and Fracture Velocity for the Kyushu, Japan, Earthquake of October 3, 1963, *J. Geophys. Res.*, **75**, 955-964.
- FUKAO, Y., 1970, Focal Process of a deep Earthquake as Deduced from Long Period P and S waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 707-727.
- FUKAO, Y., 1971, Seismic Body Waves from Surface Faults, *J. Phys. Earth*, **19**, 271-281.
- GUPTA, I. N., 1967, Body Wave Radiation Patterns from Elementary Sources within a Half Space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **57**, 657-674.
- GUTENBERG, B. and C. F. RICHTER, 1956, Magnitude and Energy of Earthquakes, *Ann. Geofis.*, **9**, 1-15.
- HANKS, T. C. and M. WYSS, 1972, The Use of Body-Wave Spectra in the Determination of Seismic-Source Parameters, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 561-589.
- HIRASAWA, T., 1965, Source Mechanism of the Niigata Earthquake of June 16, 1964, as derived from body Waves, *J. Phys. Earth*, **13**, 35-66.
- HIRASAWA, T. and W. STAUDER, 1965, On the Seismic Body Waves from a Finite Moving Sources, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **55**, 237-262.
- ISACKS, B., J. OLIVER and L. R. SYKES, 1968, Seismology and the New Global Tectonics, *J. Geophys. Res.*, **73**, 5855-5899.
- KANAMORI, H., 1970, Synthesis of Long-Period Surface Waves and Its Application to Earthquake Source Studies; Kurile Islands Earthquake of October 13, 1963, *J. Geophys. Res.*, **75**, 5011-5027.
- KANAMORI, H., 1971, Focal Mechanism of the Tokachi-Oki Earthquake of May 16, 1968: Contortion of the Lithosphere at a Junction of Two Trenches. *Tectonophysics*, **12**, 1-13.
- KHATTRI, K. N., 1969, Determination of Earthquake Fault Plane, Fault Area, and Rupture Velocity from the Spectra of Long Period P Waves and the Amplitude of SH Waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **59**, 615-630.
- MIKUMO, T., 1969, Long-Period P-Waveforms and the Source Mechanism of Intermediate Earthquakes, *J. Phys. Earth*, **17**, 169-192.
- MIKUMO, T., and T. KURITA, 1968, Q Distribution for Long-Period P waves in the Mantle, *J. Phys. Earth*, **16**, 11-29.
- RANDALL, M. J., 1972, Stress drop and the Ratio of Seismic Energy to Moment, *J. Geophys. Res.*, **77**, 969-970.

- 笹谷 努, 1971a, 実体波による 2 つの浅発地震の発震機構の解析, 北海道大学地球物理学研究報告, **26**, 109-132.
- 笹谷 努, 1971b, 実体波による地震のメカニズムの解析 (1965 年 3 月 29 日, 青森県東方沖地震), 昭和 46 年度春季大会にて講演, (No. 235).
- 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 波波形的変化, 北海道大学地球物理学研究報告, **29**, 1-16.
- SAVAGE, J. C., 1965, The Stopping Phase on Seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **55**, 47-58.
- SAVAGE, J. C. and M. D. WOOD, 1971, The Relation between Apparent Stress and Stress Drop, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **61**, 1381-1388.
- TENG, T. L. and A. BEN-MENACHEM, 1965, Mechanism of Deep Earthquake from Spectrum of Isolated Body-Wave Signals, *J. Geophys. Res.*, **70**, 5157-5170.
- WYSS, M., 1970, Apparent Stresses of Earthquakes on Ridges Compared to Apparent Stresses of Earthquakes in Trenches, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **19**, 479-484.
- WYSS, M. and J. N. BRUNE, 1968, Seismic Moment, Stress, and Source Dimensions for Earthquakes in the California-Nevada Region, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4681-4694.
- WYSS, M. and P. MOLNAR, 1972, Efficiency, Stress Drop, Effective Stress and Frictional Stress of Denver, Colorado, Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **77**, 1433-1438.