



Title	8. 実体波による2つの浅発地震の発震機構の解析
Author(s)	笹谷, 努; SASATANI, Tsutomu
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 26, 109-132
Issue Date	1971-09-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.26.109
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14011
Type	departmental bulletin paper
File Information	26_p109-132.pdf



8. 実体波による2つの浅発地震の発震機構の解析

笹谷 努

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和46年4月受理 —

I. はじめに

1960年以来、観測技術の進歩と新しい理論の発展に伴い、発震機構の研究は次に述べるような重要な結論を得た。複双力源モデル (force system of Type II or double couple) が観測されたP波初動、S波の polarization angle の分布をもっとも良く満足する¹⁾。この複双力源モデルは、くいちがいの弾性論 (dislocation theory) の発展により変位のくいちがい、つまり、断層と等価であることが証明され理論的根拠を得た²⁾。そして、地震断層は広い領域全体にわたって同時に起こるのではなく、ある点から破壊が始まり、ある方向に伝播する (伝播性震源モデル) ということが浅い大地震の観測データで示された³⁾。しかし、これらの結論に敵対す

- 1) H. HONDA; Earthquake Mechanism and Seismic Waves, *J. Phys. Earth*, **10** (1962), 1-97.
W. STAUDER and G. A. BOLLINGER; The S-Wave Project for Focal Mechanism Studies, Earthquakes of 1962, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **54** (1964), 2199-2208.
W. STAUDER and G. A. BOLLINGER; The S-Wave Project for Focal Mechanism Studies, Earthquakes of 1963, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **56** (1966), 1363-1371.
B. ISACKS, L. R. SYKES and J. OLIVER; Focal Mechanisms of Deep and Shallow Earthquakes in the Tonga-Kermadec Region and the Tectonics of Island Arcs, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **80** (1969), 1443-1470.
- 2) T. MARUYAMA; On the Force Equivalents of Dynamical Elastic Dislocations with Reference to the Earthquake Mechanism, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41** (1963), 467-486.
丸山卓男; 地震波源の断層模型, 一地震現象解明のために一, *科学*, **40** (1970), 129-137.
- 3) A. BEN-MENAHEN and M. N. TOKSÖZ; Source-Mechanism from Spectra of Long-Period Seismic Surface-Waves, 1. The Mongolian Earthquake of December 4, 1957, *J. Geophys. Res.*, **67** (1962), 1943-1955.
A. BEN-MENAHEN and M. N. TOKSÖZ; Source Mechanism from Spectrums of Long-Period Surface Waves, 2. The Kamchatka Earthquake of November 4, 1952, *J. Geophys. Res.* **68** (1963), 5207-5222.
A. BEN-MENAHEN and M. N. TOKSÖZ; Source-Mechanism from Spectra of Long-Period Seismic Surface Waves, 3. The Alaska Earthquake of July 10, 1958, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **53** (1963), 905-919.
T. HIRASAWA; Source Mechanism of the Niigata Earthquake of June 16, 1964, as Derived from Body Waves, *J. Phys. Earth*, **13** (1965), 35-66.
G. A. BOLLINGER; Determination of Earthquake Fault Parameters from Long-Period P Waves, *J. Geophys. Res.*, **73** (1968), 785-807.
G. A. BOLLINGER; Fault Length and Fracture Velocity for the Kyushu, Japan, Earthquake of October 3, 1963, *J. Geophys. Res.*, **75** (1970), 955-964.
H. KANAMORI; Synthesis of Long-Period Surface Waves and Its Application to Earthquake Source Studies; Kurile Islands Earthquake of October 13, 1963, *J. Geophys. Res.*, **75** (1970), 5011-5027.
H. KANAMORI; The Alaska Earthquake of 1964; Radiation of Long-Period Surface Waves and Source Mechanism, *J. Geophys. Res.*, **75** (1970), 5029-5040.

る事実の報告⁴⁾もあり、特に深い地震の発震機構に関してはまだ多くの未解決の問題がある。

一方、地震は地球の現在の力学的運動の直接の現われであるという考えにもとづき、発震機構の研究はテクトニクスの研究に大きく貢献した(例えば、transform fault の存在の事実⁵⁾、島弧—海溝系におけるテクトニクスの解釈⁶⁾)。

日本列島は島弧—海溝系の典型であり、特に東北日本弧は浅い地震の活動がきわめて活発である。これら浅い地震の発震機構は昔から多くの人々によって解析され、主に、応力(起震歪力)分布に注目してきた⁷⁾。しかし、島弧—海溝系における力学的運動の解明のためには、応

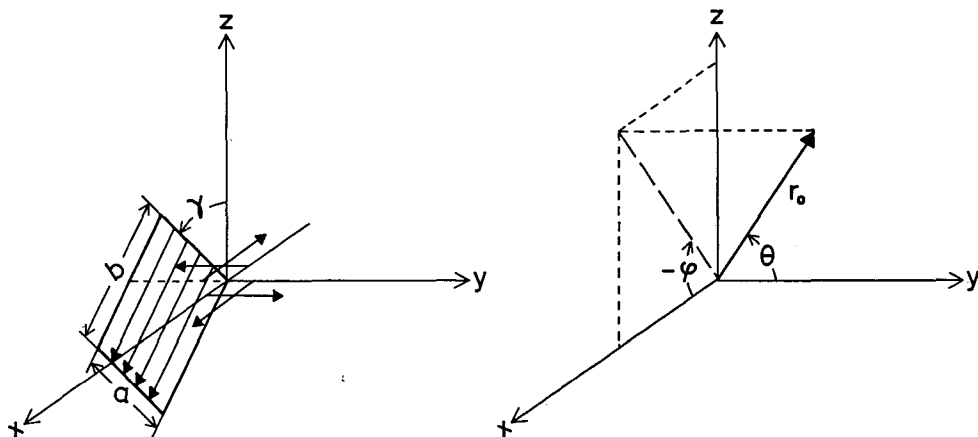
- 4) F. F. EVISON; Earthquakes and Faults, Bull. Seismol. Soc. Am., **53** (1963), 873-891.
F. F. EVISON; On the Occurrence of Volume Change at the Earthquake Source, Bull. Seismol. Soc. Am., **57** (1967), 9-25.
- 5) L. R. SYKES; Mechanism of Earthquakes and Nature of Faulting on the Mid-Oceanic Ridges, J. Geophys. Res., **72** (1967), 2131-2153.
D. G. TOBIN and L. R. SYKES; Seismicity and Tectonics of the Northeast Pacific Ocean, J. Geophys. Res., **73** (1968), 3821-3845.
A. R. BANGHAR and L. R. SYKES; Focal Mechanisms of Earthquakes in the Indian Ocean and Adjacent Regions, J. Geophys. Res., **74** (1969), 632-649.
- 6) W. STAUDER and G. A. BOLLINGER; The Focal Mechanism of the Alaska Earthquake of March 28, 1964, and of Its Aftershock Sequence, J. Geophys. Res., **71** (1966), 5283-5296.
W. STAUDER; Mechanism of the Rat Island Earthquake Sequence of February 4, 1965, with Relation to Island Arc and Sea-Floor Spreading, J. Geophys. Res., **73** (1968), 3847-3858.
W. STAUDER; Tensional Character of Earthquake Foci beneath the Aleutian Trench with Relation to Sea-Floor Spreading, J. Geophys. Res., **73** (1968), 7693-7701.
D. P. MCKENZIE and R. L. PARKER; The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere, Nature, **216** (1967), 1276-1280.
B. ISACKS, J. OLIVER and L. R. SYKES; Seismology and the New Global Tectonics, J. Geophys. Res., **73** (1968), 5855-5899.
B. ISACKS, L. R. SYKES and J. OLIVER; 前出1).
- P. MOLNAR and L. R. SYKES; Tectonics of the Caribbean and Middle America Region from Focal Mechanism and Seismicity, Bull. Geol. Soc. Am., **80** (1969), 1639-1684.
M. KATSUMATA and L. R. SYKES; Seismicity and Tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan Regions, J. Geophys. Res., **74** (1969), 5923-5948.
T. J. FITCH and P. MOLNAR; Focal Mechanisms along Inclined Earthquake Zones in the Indonesian-Philippine Region, J. Geophys. Res., **75** (1970), 1431-1444.
T. J. FITCH; Earthquake Mechanisms and Island Arc Tectonics in the Indonesian-Philippine Region, Bull. Seismol. Soc. Am., **60** (1970), 565-591.
- 7) 鷲坂清信, 竹花峰夫; 三陸沖強震及び余震の発震機構に就いて, 験震時報, **8** (1934), 32-46.
T. MATSUZAWA; Seismometrische Untersuchungen des Erdbebens Vom 2. März 1933. Raumverteilung der Wellenstrahlung aus dem Herd, Bull. Earthq. Res. Inst., **13** (1935), 171-193.
中央気象台地震掛; 昭和13年11月15日, 福島県東方沖地震及び同余震調査報告, 験震時報, **10** (1940), 528-545.
K. AKI; Earthquake Generating Stress in Japan for the Year 1961 to 1963, Obtained by Smoothing the First Motion Radiation Patterns, Bull. Earthq. Res. Inst., **44** (1966), 447-471.
市川政治; 日本付近の地震のメカニズムに関する統計的研究と二, 三の問題, 研究時報, **18** (1966), 83-154.
M. ICHIKAWA; Reanalyses of Mechanisms of Earthquakes which Occurred in and near Japan and Statistical Studies on the Solution Obtained, Geophys. Mag. (in press).
H. HONDA, A. MASATSUMA and M. ICHIKAWA; On the Mechanism of Earthquakes and Stresses Producing Them in Japan and Its Vicinity (Third Paper), Geophys. Mag., **33** (1967), 271-279.
笹谷 努; 東北日本太平洋側に発生した地震のP波初動分布の特徴, 北海道大学地球物理学研究報告, **25** (1971), 243-257.

力分布のみならず断層にそう実際の運動を明らかにする必要がある。

以上の視点から、筆者は、伝播性震源モデルの理論を使って東北日本弧に発生した2つの浅い地震の断層面を決定し、それにそう運動についての解析を試みた。

II. 伝播性震源モデルの理論

HIRASAWA and STAUDER の論文⁸⁾に従って、伝播性震源モデルの理論について簡単に述べる。



第1図 震源モデルと極座標

Fig. 1. Geometry of the source and spherical coordinates.

HIRASAWA and STAUDER は複双力源の点震源を周波数領域において重ね合わせ、Fourier 変換を行なって時間領域における P 波および S 波の振幅特性に対する伝播性震源の影響を調べた。断層面を $x-z$ 面とし、線分 a 上に複双力源の点震源を置きこの上では破壊が同時に起こり、それが長さ b だけ速度 v で伝播するとする (unilateral fault, 第1図)。力の time function を $f(t)$ とし、これはその Fourier 変換 $F(\omega)$ で次の様に表わせるとする。

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \tag{1}$$

y 軸を極とする極座標 (第1図) における遠方での P 波、および S 波の変位は次式で表わされる (HIRASAWA and STAUDER の (15) 式を変形)。

$$\left. \begin{aligned} 4\pi v_s \cdot u_r &= (v_s/v_p)^3 (b_0/r_0) \sin 2\theta \cos \varphi \cdot I_p . \\ 4\pi v_s \cdot u_\theta &= (b_0/r_0) \cos 2\theta \cos \varphi \cdot I_s \\ 4\pi v_s \cdot u_\varphi &= -(b_0/r_0) \cos \theta \sin \varphi \cdot I_s \end{aligned} \right\}$$

8) T. HIRASAWA and W. STAUDER; On the Seismic Body Waves from a Finite Moving Source, Bull. Seismol. Soc. Am., 55 (1965), 237-262.

$$\left. \begin{aligned}
 I_{p,s} &= \frac{a \cdot b}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \dot{F}(\omega) \frac{\sin \omega X_{p,s}}{\omega X_{p,s}} \cdot \frac{\sin \omega Y_{p,s}}{\omega Y_{p,s}} \\
 &\quad \cdot \exp i\omega \left(t - \frac{r_0}{v_{p,s}} - X_{p,s} - Y_{p,s} \right) d\omega \\
 X_{p,s} &= \frac{1}{2} \frac{a}{v_{p,s}} \sin \theta \sin (\varphi - \gamma) \\
 Y_{p,s} &= \frac{1}{2} \left\{ \frac{b}{v} - \frac{b}{v_{p,s}} \sin \theta \cos (\varphi - \gamma) \right\} \\
 \dot{F}(\omega) &= \int_{-\infty}^{\infty} \frac{df(t)}{dt} e^{-i\omega t} dt.
 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

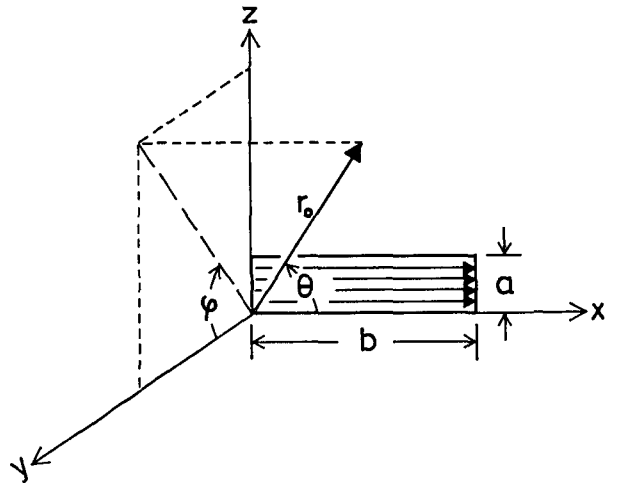
ただし、 u_r は P 波の、 u_θ 、 u_φ は S 波のそれぞれ座標方向の変位、 v_p 、 v_s はそれぞれ P 波、S 波の速度、 $b_0 = K/(\rho v_s^2)$ は変位の不連続の大きさ (K は物体力の大きさ、 ρ は媒質の密度)。

これから、P 波初動、および S 波の polarization angle の分布の型には伝播性震源によるさく乱はなく、点震源要素から期待される型と同じであることがわかる。

HIRASAWA and STAUDER は、さらに種々の断層モデル、色々な time function について

(2) 式の計算を行ない実体波の波形についてくわしく論じている。その結果によれば、波形は基本的には台形であり、破壊の始まりと終りに対応する波が存在する。そして、伝播性震源は、その 2 つの波の間の時間差については、破壊の伝播と同じ方位に放出された波は逆方向に放出された波より短くなり、その振幅については逆に大きくなるという影響を与える。

この影響をより見やすくするためと、後述の解析で使用するため次の様なモデルを考える。第 2 図のご



第 2 図 解析に使った震源モデルと極座標

Fig. 2. Geometry of the source used in this analysis and spherical coordinates.

とく、断層の伝播の方向を極とする様に座標をとり、 a が b に比べてきわめて小さく断層を線状で近似できるとする。(2) 式で $\gamma = 0$ 、 $a = 0$ とおき、震源での time function を、

$$\left. \begin{aligned}
 f(t) &= \begin{cases} 1 & \text{for } t > 0 \\ 0 & \text{for } t < 0 \end{cases} \\
 f'(t) &= \delta(t)
 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

ただし、 $\delta(t)$ は Dirac delta function とすれば、遠方での P 波、および S 波の変位は次の様になる (HIRASAWA and STAUDER の (32) 式を変形)。

$$\left. \begin{aligned}
 \frac{4\pi}{b_0} v_s \cdot u_r &= \left(\frac{v_s}{v_p}\right)^3 \frac{\sin 2\theta \cos \varphi}{r_0} \cdot \frac{v}{1 - \frac{v}{v_p} \cos \theta} \\
 &\quad \cdot \left[H\left\{t - \frac{r_0}{v_p}\right\} - H\left\{t - \frac{r_0}{v_p} - \frac{b}{v} \left(1 - \frac{v}{v_p} \cos \theta\right)\right\} \right] \\
 \frac{4\pi}{b_0} v_s \cdot u_\theta &= \frac{\cos 2\theta \cos \varphi}{r_0} \cdot \frac{v}{1 - \frac{v}{v_s} \cos \theta} \\
 &\quad \cdot \left[H\left\{t - \frac{r_0}{v_s}\right\} - H\left\{t - \frac{r_0}{v_s} - \frac{b}{v} \left(1 - \frac{v}{v_s} \cos \theta\right)\right\} \right] \\
 \frac{4\pi}{b_0} v_s \cdot u_\varphi &= -\frac{\cos \theta \sin \theta \sin \varphi}{r_0} \cdot \frac{v}{1 - \frac{v}{v_s} \cos \theta} \\
 &\quad \cdot \left[-H\left\{t - \frac{r_0}{v_s}\right\} - H\left\{t - \frac{r_0}{v_s} - \frac{b}{v} \left(1 - \frac{v}{v_s} \cos \theta\right)\right\} \right]
 \end{aligned} \right\} (4)$$

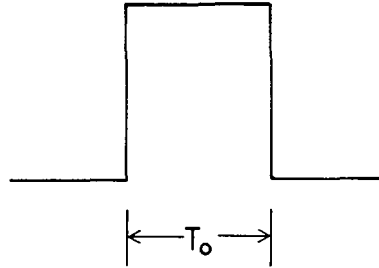
ただし、 H は unit step function を表わす。

この場合、変位は第3図に示されているように矩形波となり、破壊の始まりと終わりに対応する2つの波の間の時間差 (T_0) は、

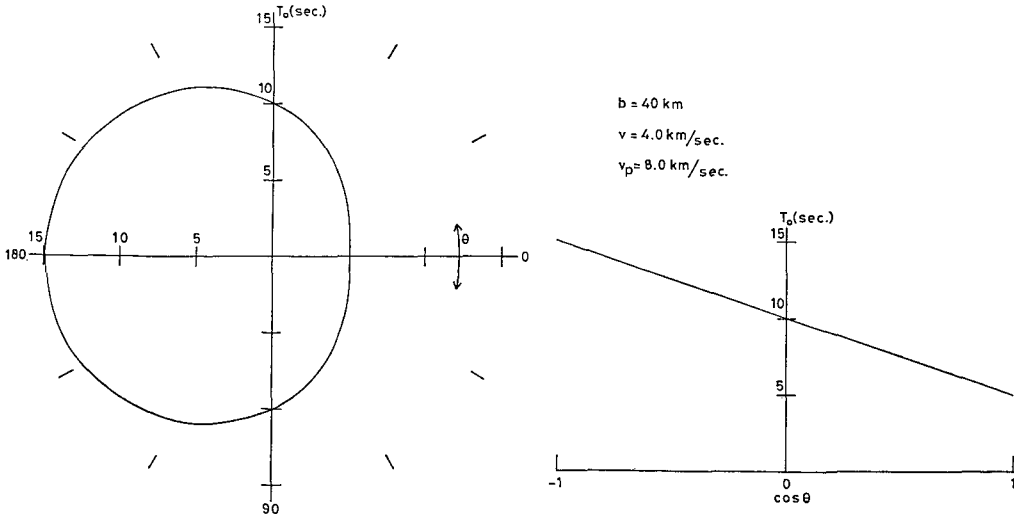
$$T_0 = \frac{b}{v} - \frac{b}{v_{p,s}} \cos \theta \quad (5)$$

で表わされ、座標 $\cos \theta$ と一次の関係になる。第4図に(5)式の数値計算の例を示す。

Bilateral fault の場合(第2図で $-x$ 方向にも断層



第3図 P波、あるいはS波の波形
Fig. 3. Wave form of the P- or S-wave.



第4図 (5)式における時間差 T_0 の計算例。 $b=40$ km, $v=4.0$ km/sec, $v_p=8.0$ km/sec を仮定

Fig. 4. Time duration T_0 in equation (5). It is assumed that $b=40$ km, $v=4.0$ km/sec and $v_p=8.0$ km/sec.

が伝播する場合), 時間差 (T_0) は次のようになる。

$$T_0 = \frac{b}{v} + \frac{b}{v_{p,s}} |\cos \theta| \quad (6)$$

この場合, b は断層の全長の半分である。

この影響を地震記象から見い出せば, 断層面, 断層の長さ b , 破壊速度 v などを決定することができる。

III. 鹿島灘地震 (1965年9月18日) の解析

この地震の震源要素は次の通りである (J. M. A. による)。

発震時: 01^h21^m17.5^s

震央: 北緯 36°19'
東経 141°28'

深さ: 40 km

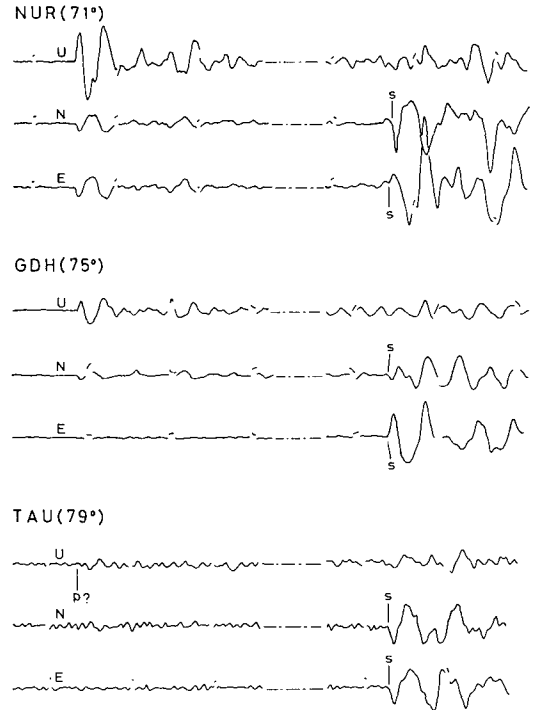
Magnitude: 6.8 (USCGS: 6.2)

1. メカニズム解の決定

P波初動, およびS波の polarization angle の分布からメカニズム解を決定する。

解析に用いた資料は, 世界標準地震計観測網 (World-Wide Standard Seismographic Network, 略して WWSSN) の長周期地震計 ($T_0=30$ sec, $T_0=100$ sec) の記録 (35 mm マイクロフィルムコピー) で, 補助的資料として I. S. C. (International Seismological Center) の報告を利用した。P波とS波の初動部分の記録の例を第5図に示す。P波初動は3成分とも明瞭であり,

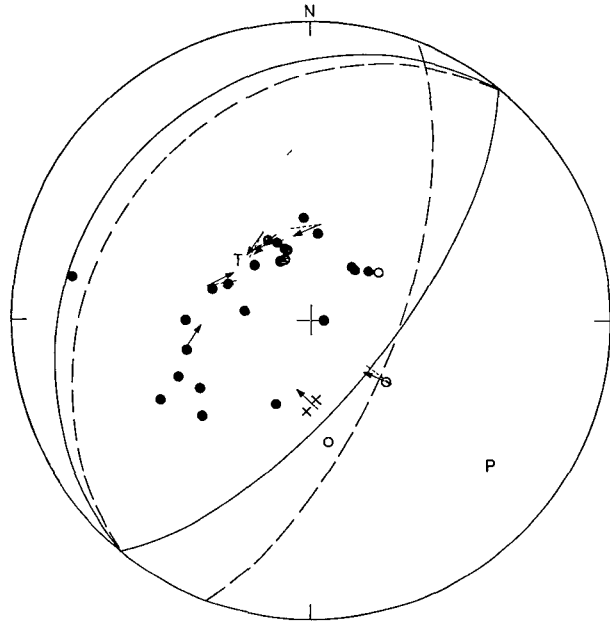
上下動成分の記録がかすれて読めない場合は, 水平動2成分を合成して初動を決めた (第1表で*印のついたもの)。全部で29個のP波初動データを得ることができ, それらを HODGSON and STOREY⁹⁾ の extended distance から逆算した入射角を用いて等面積投影¹⁰⁾ 下半球上に示したのが第6図である。観測点が nodal line に近い場合, P波初動が不明瞭なもの (例えば, 第



第5図 鹿島灘地震 (1965年9月18日) の記象の例
Fig. 5. Examples of the seismograms for the earthquake of September 18, 1965 in Kashima-Nada.

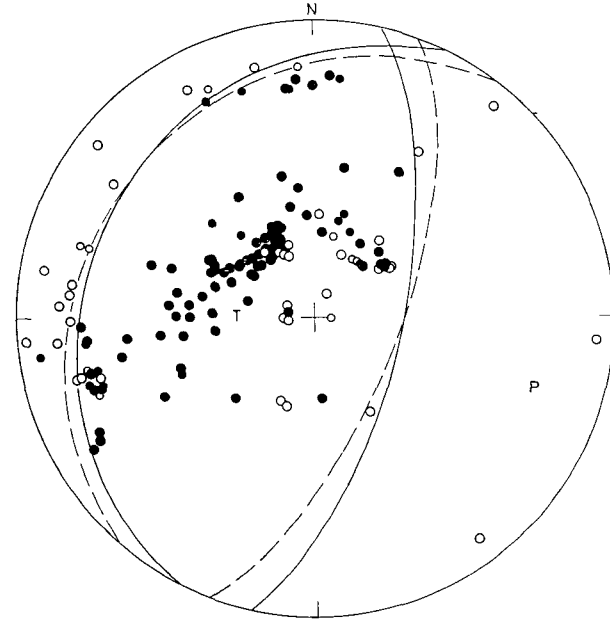
9) J. H. HODGSON and R. S. STOREY; Tables Extending Byerly's Fault Plane Techniques of Any Focal Depth, Bull. Seismol. Soc. Am., 43 (1953), 49-61.

10) H. HONDA and K. EMURA; Some Charts for Studying the Mechanism of Earthquakes, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys., 9 (1957), 113-119.



第6図 鹿島灘地震のメカニズム解(等面積投影下半球)。黒丸:押し,白丸:引き,×:P波の記象から nodal line に近いと判別された観測点, P: 主圧力, T: 主張力, 矢印: 観測されたS波の polarization angle, 点線: 計算されたS波の polarization angle, 曲線(点線): 市川の解。

Fig. 6. Mechanism solution for the earthquake of September 18, 1965 in Kashima-Nada. The focal mechanism is shown as equal-area projection of the lower focal hemisphere. Closed circles: compressions. Open circles: dilatations. ×: stations judged to be near a nodal line in the radiation pattern from the character of the signal. P: maximum pressure axis. T: maximum tension axis. Arrows: observed S wave polarization angles. Dashed line: calculated S wave polarization angles. Dashed curves: ICHIKAWA's solution.



第7図 I. S. C. のデータから求めた鹿島灘地震のメカニズム解。点線の曲線: 市川の解。記号は第6図と同じ。

Fig. 7. Mechanism solution for the earthquake of September 18, 1965 in Kashima-Nada obtained from the data of I.S.C.. Dashed curves: ICHIKAWA's solution. Symbols are the same as those in Figure 6.

5 図, TAU) は×印で示してある。引きの数が押しの数に比べてきわめて少ないので、P 波初動分布のみからメカニズム解を決めることは困難であるが、初動の不明瞭な観測点がわかっているので 1 つの nodal line の位置はだいたい予測できる。

S 波の孤立波を得るためには、ScS, SKS 波の混入を防ぐため、又、SV 波と SH 波の位相のずれの影響を防ぐために、浅い地震に関しては利用できる観測点の震央距離に $42^\circ < \Delta < 85^\circ$ という制限が加わる¹¹⁾。この理由と、記録が悪くて読めないなどの理由で、S 波の孤立波が得られたのは 8 つの観測点のみである。普通 S 波の polarization angle は、particle motion diagram を描いて一般には楕円となる S 波の軌跡の長軸と、波線の大円の方角との間の角をもって決定している¹²⁾。しかし、この方法では楕円の長軸の方位を精度良く客観的に決めることは困難である¹³⁾。そこで筆者は、少なくとも S 波の初動の第 1 ピークの完成までさほど位相のずれていない水平動 N-S, E-W 両成分の振幅を測定し、次式を使ってこの振幅を SH, SV 成分に分離し、polarization angle を決定した¹⁴⁾。

$$\left. \begin{aligned} SV &= N_0 \frac{\cos \gamma}{\mu} + E_0 \frac{\sin \gamma}{\mu} \\ SH &= -N_0 \frac{\sin \gamma}{2} + E_0 \frac{\cos \gamma}{2} \\ \tan \varepsilon &= \frac{SH}{SV} \end{aligned} \right\} (7)$$

ただし、 N_0 : N-S 成分第 1 ピークの振幅

E_0 : E-W 成分第 1 ピークの振幅

γ : 観測点における震央への方位角

μ : 入射角により変化する反射係数¹⁵⁾

ε : polarization angle

第 (7) 式は、自由表面に S 波が入射した場合に相当し、実際の地球の crust に対しては不適当かもしれないが、周期の長い波を使用しているので第 1 近似的にはこの式で十分であると考え¹⁶⁾。S 波の polarization angle の観測値 (ε_{oi}) と理論値 (ε_{ei}) の標準偏差 (standard deviation, S.D.) は次式で与えられる¹⁷⁾。

11) O. NUTTLI and J. D. WHITMORE; On the Determination of the Polarization Angle of the S-Wave, Bull. Seismol. Soc. Am., 52 (1962), 95-107.

12) W. STAUDER and G. A. BOLLINGER; 前出 1).

13) R. STEFÁNSSON; Method of Focal Mechanism Studies with Application to Two Atlantic Earthquakes, Tectonophys., 3 (1966), 209-243.

14) H. HONDA; 前出 1).

15) 松沢武雄; 平面波の表面反射の一例, 地震, 4 (1932), 125-139.

16) O. NUTTLI; The Determination of S-Wave Polarization Angles for an Earth Model with Crustal Layering, Bull. Seismol. Soc. Am., 54 (1964), 1429-1440.

17) W. STAUDER and G. A. BOLLINGER; 前出 1).

$$S.D. = \sqrt{\frac{\sum (\varepsilon_{0i} - \varepsilon_{ci})^2}{n-1}} \quad (8)$$

ただし、 n は観測点の数。

P波初動データー、観測されたS波の polarization angle, その他関係した諸量は第1表にまとめてある。

第1表 鹿島灘地震に関するP波およびS波のデーター

Table 1. Data of the observed P and S waves from the earthquake of September 18, 1965 in Kashima-Nada.

Code	d	Az.	P	$T_{1/2}^o$	$T_{1/2}^f$	θ_1	θ_2	Γ
SEO	11.7	280.5	C	4.82	2.70	88.9	26.7	—
ANP	20.4	242.6	C	7.23	5.52	58.3	58.8	—
BAG	27.2	228.6	C	—	—	—	—	—
HKC	27.5	247.0	C	8.20	6.71	52.8	56.2	—
NHA	37.7	238.7	C	6.38	4.22	46.7	61.6	—
CHG	41.7	256.5	C	6.45	4.35	50.0	51.8	140.6
SHL	43.4	270.1	C	5.27	3.08	52.0	45.2	—
PMG	45.8	172.2	D	4.05	2.10	22.7	94.4	—
QUE	61.2	287.8	C*	—	—	—	—	134.9
NOR	61.8	356.4	C	5.25	3.06	44.7	52.2	—
AFI	66.7	129.6	D	4.34	2.34	5.3	95.3	165.5
NUR	70.6	332.1	C	5.57	3.36	45.0	46.5	-177.4
ADE	71.0	182.4	X	—	—	—	—	—
MUN	71.9	202.4	C	5.94	3.71	27.0	77.6	—
SHI	72.4	294.0	C	4.80	2.70	45.1	45.6	—
GDH	74.2	5.5	C	5.26	3.07	39.3	57.7	-117.9
KON	76.5	337.1	C*	—	—	—	—	-110.7
GSC	78.2	54.9	D	6.85	4.83	25.9	76.5	—
TAU	79.0	175.6	X	—	—	—	—	137.4
IST	81.3	315.0	C	5.52	3.30	42.5	47.5	—
ESK	83.9	340.6	C	6.15	3.95	40.1	51.9	-90.5
ALQ	85.1	49.8	C	—	—	—	—	—
VAL	88.7	342.9	C	6.84	4.82	38.8	53.3	—
TOL	97.8	333.9	C	—	—	—	—	—
PTO	98.2	337.6	C	6.15	3.95	38.1	53.2	—
ATL	98.5	37.3	C	—	—	—	—	—
SHA	98.7	41.6	C	5.49	3.27	27.0	70.9	—
NAI	102.6	277.7	C	5.50	3.28	37.7	53.9	—
LPA	164.2	90.6	C	5.25	3.06	18.3	71.8	—

d : epicentral distance. Az: azimuth of the great circle path with respect to the epicenter. P: P-wave initial motion, C: compression, D: dilatation, X: stations judged to be near a nodal line from the character of the signal, *: P-wave initial motion obtained from the two horizontal components. $T_{1/2}^o$: observed period of the first half cycle. $T_{1/2}^f$: the time of the first half-cycle of the sinusoid which is assumed to be equal to the total time duration of energy release by the focal fault (BOLLINGER, 1968, 1970). θ : emergence angle measured from the slip vector on the nodal plane. Γ : observed S-wave polarization angle, where the sign convention given by STAUDER is followed.

第2表 鹿島灘地震のメカニズム解

Table 2. Mechanism solutions for the Earthquake of September 18, 1965 in Kashima-Nada.

Analyst	Plane 1		Plane 2		S-wave polarization angle S.D.
	Dip Direction	Dip	Dip Direction	Dip	
AUTHER	N 129° E	69°	N 51° W	21°	10.4°
ICHIKAWA	N 111° E	67°	N 51° W	24°	17.7°

P波初動分布を満足し、かつ、S波の polarization angle の観測値と複双力源モデルから期待される理論値との標準偏差を最少にする解を trial and error でさがす。前述のように、1つの nodal line の位置をあらかじめ予測できたことはこの解析を容易にする。このようにして決定されたメカニズム解を第6図、および第2表に示す。この地震は縦ずれ逆断層であることがわかる。

I.S.C. より発表されている主として短周期地震計のP波初動データをもとにメカニズム解を求めてみると第7図のようになる。

実線は筆者、点線は ICHIKAWA の解¹⁸⁾である。両者の一致はきわめて良い。P波初動データのうち約20%が不一致を示し、ICHIKAWA の解から期待されるS波の polarization angle の理論値と長周期地震計で観測された値との標準偏差は、長周期地震計の解に比べて約1.7倍も大きくなる(第2表)。メカニズム解を決定するには長周期地震計の記録を利用した方が精度のよいことがわかる。

2. 断層面の決定

前節の伝播性震源モデルの理論を使って断層面を決定する。問題は(5),(6)式の時間差(T_0)が地震記象のどの部分に保存されるかということである。

BOLLINGER¹⁹⁾は、伝播性震源の影響が crust に入射した1 cycle の正弦波の半 cycle の時間($T_{1/2}^c$)に保存されると仮定し、これが crust, WWSSN の長周期地震計を通して記録された記象の初動の半 cycle の周期($T_{1/2}^o$)とどのような関係になるかを理論的に計算している。そして、逆に地震記象の初動の半 cycle の周期($T_{1/2}^o$)を測定することにより crust に入射した1 cycle の正弦波の半 cycle の時間($T_{1/2}^c$)を知り、(5),(6)式を使って断層面を決定した。

BOLLINGER の考えに従って、筆者もP波初動上下動成分の半 cycle の周期($T_{1/2}^o$)を測定した(第8図、第1表)。P波初動の半 cycle の波形をみだす他の波として pP, PcP 波などが考えられるが、 $T_{1/2}^o$ と震央距離との関係(第9図)から、2, 3の観測点を除いて pP, PcP 波による波形のさく乱はないと思われる。

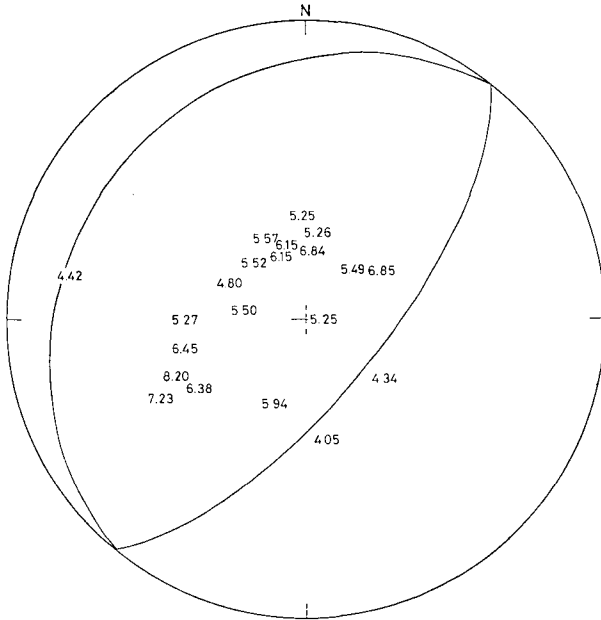
第10図は $T_{1/2}^o$ と震央からみた方位との関係を示したものである。北から右まわりには

18) M. ICHIKAWA; 前出7).

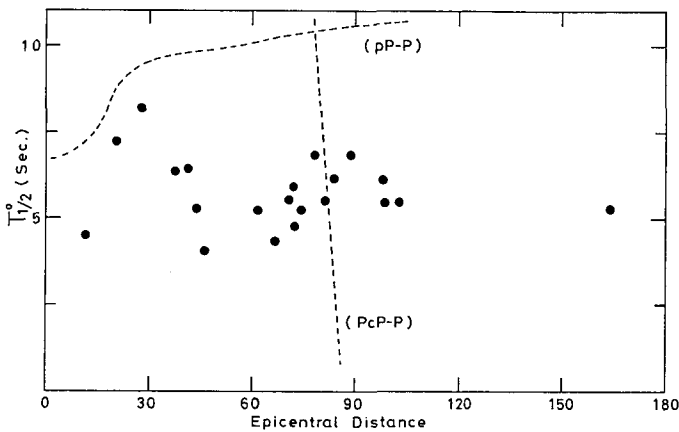
19) G. A. BOLLINGER; 前出3).

かった 150° と 300° の方位あたりで $T_{1/2}^0$ が小さくなり、その中間の方位で大きくなる傾向がある。この 150° と 300° の方位はメカニズム解の nodal plane の傾きの方位とだいたい一致し、 $T_{1/2}^0$ と方位との間に密接な関係のあることがわかる。

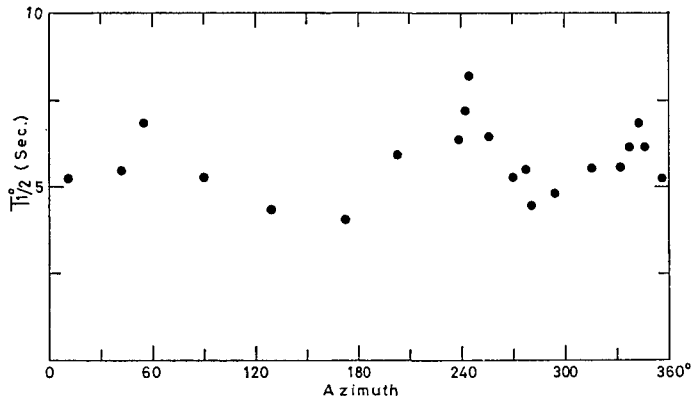
BOLLINGER の計算 (1970, Fig. 3) に従い、 $T_{1/2}^0$ を crust に入射した 1 cycle の正弦波の半 cycle の時間 ($T_{1/2}^0$) になおす (第1表)。crust に入射した波形については未知であるが、BOL-



第8図 観測されたP波初動半 cycle の周期 ($T_{1/2}^0$), 等面積投影下半球上に示す
 Fig. 8. Observed time durations of the first-half period of the P wave ($T_{1/2}^0$) in an equal-area projection of the lower focal hemisphere.



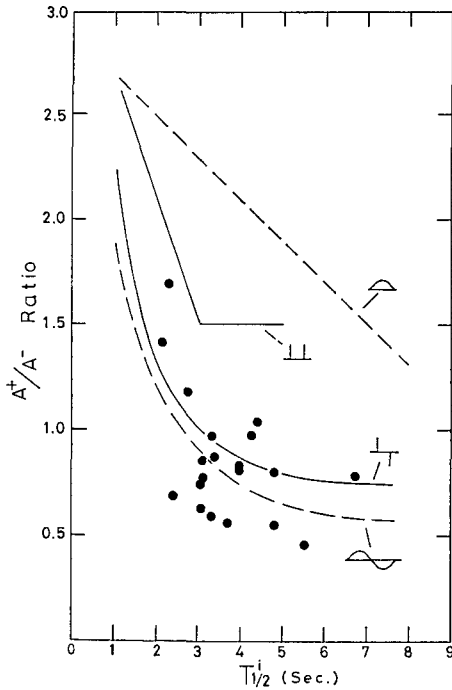
第9図 $T_{1/2}^0$ と震央距離の関係
 Fig. 9. Plot of observed $T_{1/2}^0$ versus epicentral distance.



第10図 $T_{1/2}^0$ と震央からみた方位との関係

Fig. 10. Plot of observed $T_{1/2}^0$ versus epicenter-to-station azimuth.

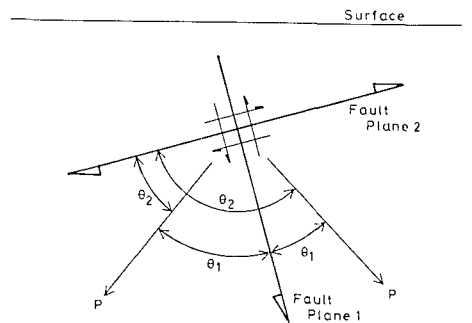
LINGER は初動の最初の山 (A+) と谷 (A-) の振幅比の理論値と観測値の比較から、1 cycle の正弦波が適当であると推定している。この方法で crust に入射した波形を推定してみると、この地震の場合も 1 cycle の正弦波が適当である (第11図, 理論値は BOLLINGER, 1970の Fig. 4 による)。



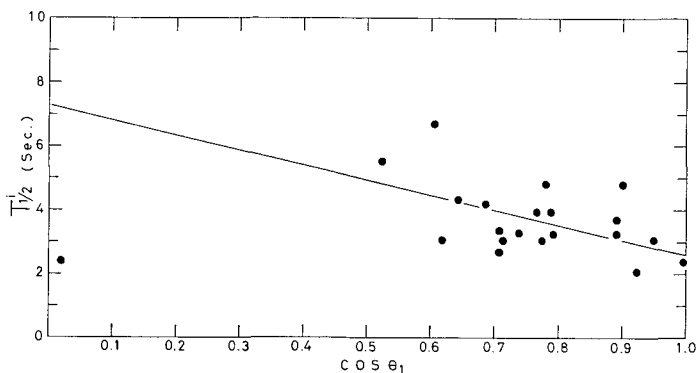
第11図 $T_{1/2}^i$ と初動の最初の山 (A+) と谷 (A-) の振幅比の関係

Fig. 11. Plot of A+/A- ratio versus $T_{1/2}^i$. Theoretical curves: after BOLLINGER, 1970.

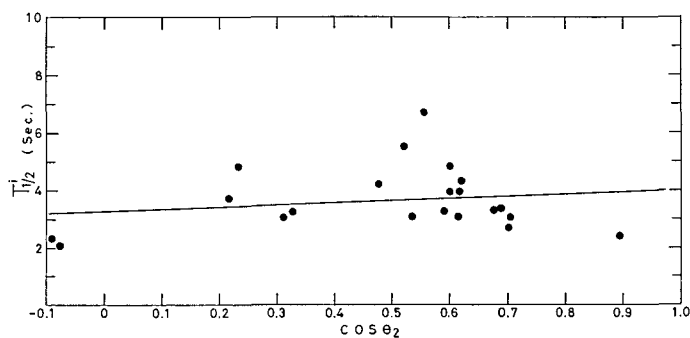
第6図のメカニズム解から、可能な断層面は第12図に示されているようにするどく傾いた面とゆるく傾いた面が考えられる。座標を第12図のようにとり、 $T_{1/2}^i$ と $\cos \theta$ との関係それぞれの場合について示したのが第13, 14図である。第13図はするどく傾いた面を断層面とした場合で、 $\cos \theta_1$ がゼロの近くの値を除いて最小二乗法で直線を引くと、その切片と傾きか



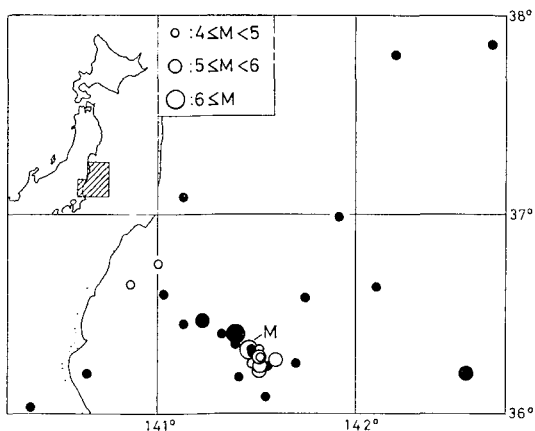
第12図 可能な断層面のモデルと座標系
Fig. 12. Possible models of the fault plane and coordinate system.



第13図 するどく傾いた面を断層面としたときの $T_{1/2}^s$ と $\cos \theta_1$ との関係
 Fig. 13. Plot of $T_{1/2}^s$ versus $\cos \theta_1$.

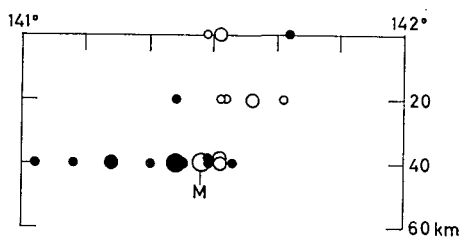


第14図 ゆるく傾いた面を断層面としたときの $T_{1/2}^s$ と $\cos \theta_2$ との関係
 Fig. 14. Plot of $T_{1/2}^s$ versus $\cos \theta_2$.



第15図 前・余震の空間分布 (8月~12月, 1965)。
 白丸: 前震, 黒丸: 余震, M: 本震

Fig. 15. Spatial distribution of fore- and after-shocks (Aug.-Dec., 1965). Open circles: fore-shocks. Closed circles: aftershocks. M: main shock.



第16図 前・余震の東西垂直分布 (141°-142°E)。
 記号は第15図と同じ。

Fig. 16. Projection of foci onto E-W vertical plane (141°-142°E). Symbols are the same as those in Figure 15.

ら、断層は下方に伝播する unilateral fault, 断層の長さ $b=37.6$ km, 伝播速度 $v=5.2$ km/sec となる。第 14 図はゆるく傾いた面を断層面とした場合で、同様に求めてみると断層は bilateral fault, 断層の長さ $2b=12$ km, 伝播速度 $v=1.8$ km/sec となる。どちらの場合もバラツキが大きく優劣をつけがたい。

この地震は多くの前・余震をともなっている。その空間分布を示したのが第 15, 16 図である(本震発生前後 8 月から 12 月に発生した地震はすべてプロットしてある)。前余震の水平分布(第 15 図)をみると、前・余震はだいたい線状に分布し、その線の方位はメカニズム解の nodal plane の傾きの方位とぴったり一致する。そして、前震は本震の南東部に、余震は北西部に集中し、あたかも断層が南東から北西に向かって伝播した感を与える(その長さは約 50 km)。又、垂直分布(第 16 図)をみると、前・余震は深さ 40 km よりも深い所には発生していない。これは、上述のすく傾いた nodal plane を断層面と考えることに困難を与える。

これら前・余震の空間分布を考慮すれば、ゆるく傾いた nodal plane を断層面と考えた方がより適当である。これから、地震はゆるく傾いた nodal plane にそう衝上断層(thrust faulting)であることがわかる。しかし、計算された断層の長さ $2b=12$ km は前・余震分布の長さ(約 50 km)とは一致しない。

前節の伝播性震源の理論によれば遠方での変位は矩形波であるが、BOLLINGER²⁰⁾は crust に入射した波形は 1 cycle の正弦波であり、波の伝播の間に矩形から正弦波への filter 効果が存在すると考えている。筆者もこの効果を仮定しているが、この点に関してまだ未解決の問題が残っている。

又、第 13, 14 図において点のバラツキの大きいことや、優劣をつけがたいことは、データの質を区別することなく扱ったためかもしれない。

IV. 青森県東方沖地震(1965年3月29日)の解析

この地震の震源要素は次の通りである(J. M. A. による)。

発震時: 19^h47^m35.7^s

震央: 北緯 40°39', 東経 143°09'

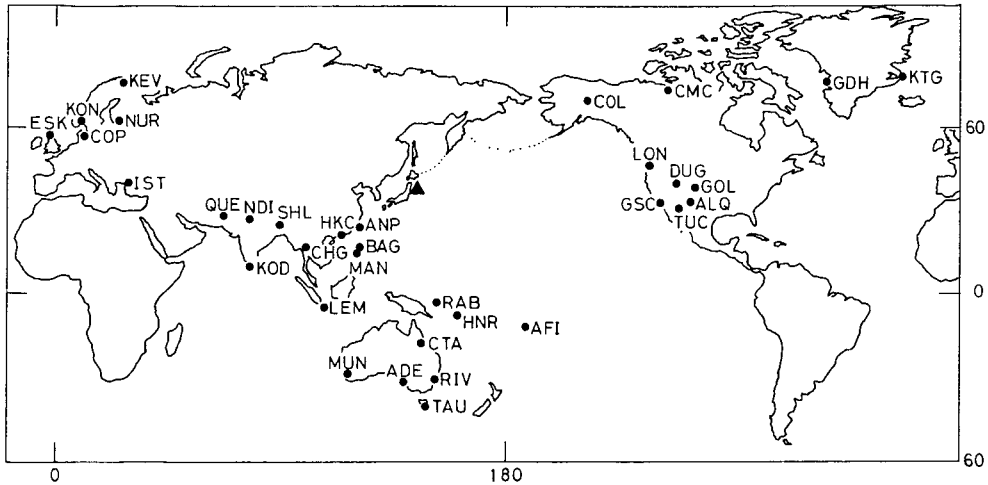
深さ: 40 km

Magnitude: 6.4 (USCGS: 6.1)

1. メカニズム解の決定

資料には前節同様 WWSSN の長周期地震計の記録を使用した。S 波の孤立波を得るため震央距離が 85° よりも小さい観測点の記録のみを利用した。解析に使用した観測点の分布を第 17 図に、又、P 波初動部分の波形を第 18 図に示す。北米大陸とオーストラリア東部の観測点では Jeffreys-Bullen の走時表から期待される P 波到来の時刻に波は認められず、それから約

20) G. A. BOLLINGER; 前出 3).



第17図 青森県東方沖地震の解析に使用した観測点の分布。三角形は震央を示す

Fig. 17. Geographic location of the recording stations used in the study of focal mechanism for the earthquake of March, 29, 1965, off east coast of Aomori prefecture. Triangle: epicenter.

10 sec 遅れて強い down phase が記録されている。この波は走時表の上で pP-phase に相当する。

前節の解析方法と同様に、P 波初動、pP 波初動、S 波の polarization angle の分布からメカニズム解を決定した(第19, 20図, 第3, 4表, pP 波は地表面での反射による位相の逆転, 波線の対称性を考慮してプロットしてある)。

この地震は縦ずれ逆断層であることがわかる。

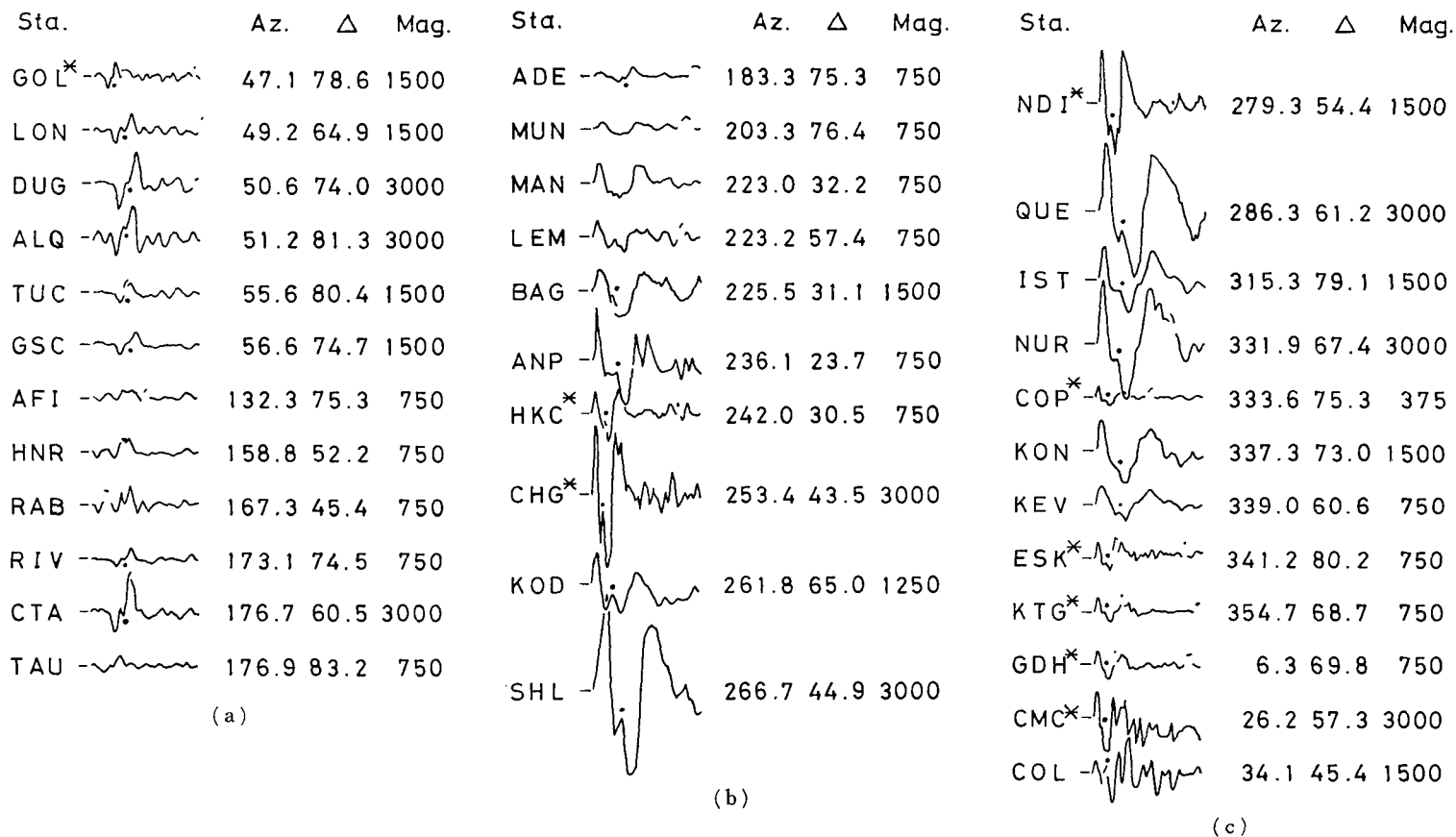
2. P₂-phase の解釈

この地震の P 波初動部分をくわしく調べると、初動の約半 cycle あとに初動とは逆 sense の強い運動が認められる。これを P₂-phase (pP 波の場合は pP₂-phase) と名づける(第18図で・印をつけて示してある)。この P₂-phase は次のような特徴を有する。

- 1) P (or pP) 波の初動の運動とは逆方向の運動を示す。
- 2) P (or pP) 波の振幅が大きくなる方位で明瞭に現われ、振幅の小さくなる方位では判別が困難である。
- 3) P (or pP) 波の立ち上がり時刻 P₁ (or pP₁) とこの P₂ (or pP₂)-phase の立ち上がり時刻 P₂ (or pP₂) との間の時間差 T₀ (P₂-P₁) に方位特性がある(第21図, 第3表, 特徴2)に従って A, B の等級がつけてある)。北から右まわりにはかって 120° 付近で T₀ はもっとも小さく、280° 付近でもっとも大きくなる傾向を示す。

この P₂-phase の解釈として次の3つの可能性が考えられる。

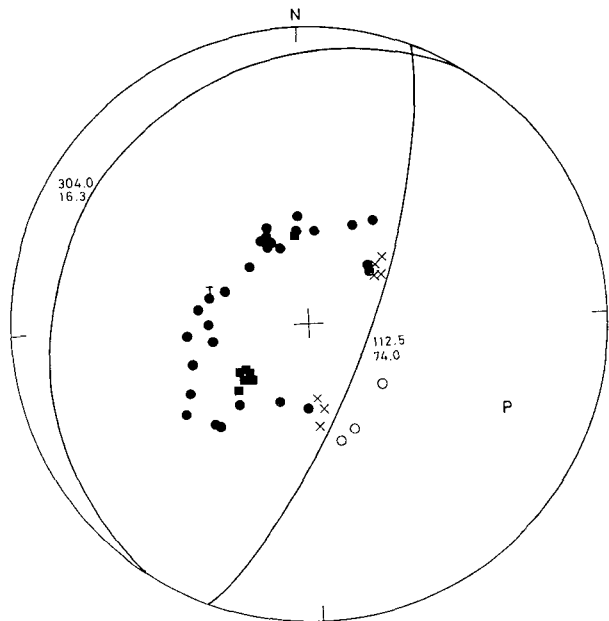
- a) 観測点下の crustal layering の影響, b) pP-phase である, c) 震源の影響。



第18図 青森県東方沖地震のP波初動部分の記録例。点(•)はP₂-phaseを示す。

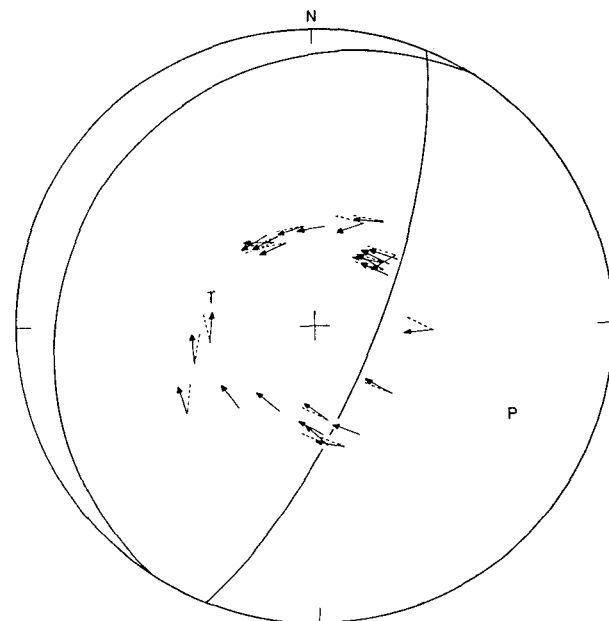
*: 時間間隔が他の観測点の半分になっている観測点。

Fig. 18. Examples of the seismograms for the earthquake of March 29, 1965, off east coast of Aomori prefecture. Dots indicate the P₂-phase. *: the stations for which the interval of minute mark is a half reduced in size than for the others.



第19図 青森県東方沖地震のメカニズム解。黒い四角：pP波の初動（引き）。その他の記号は第6図と同じ。

Fig. 19. Mechanism solution for the earthquake of March 29, 1965, off east coast of Aomori prefecture. Solid squares: dilatational initial motions of the pP-phase. Other symbols are the same as those in Figure 6.



第20図 観測されたS波のpolarization angle（矢印）と計算されたS波のpolarization angle（点線）。

Fig. 20. Observed (arrow) and calculated (dashed line) S-wave polarization angles.

第3表 青森県東方沖地震に関するP波およびS波のデータ

Table 3. Data of the observed P and S waves from the earthquake of March 29, 1965.

Code	Δ	Az.	P	pP	P_2-P_1	Class	$\partial T/\partial \Delta \cos \theta_2$	Γ
ADE	75.3	183.8	C	—	<u>6.40</u>	B	1.96	—
AFI	68.6	132.3	—	—	—	—	—	166.6
ALQ	81.3	51.2	C	—	<u>6.67</u>	B	2.04	-111.6
ANP	23.7	236.1	C	—	<u>9.30</u>	A	-4.91	106.2
BAG	31.1	225.5	C	—	<u>8.75</u>	B	-3.59	—
CTA	60.5	176.7	X	D	<u>6.82</u>	A	2.73	124.8
CHG	43.5	253.4	C	—	<u>10.31</u>	A	-4.69	103.8
COL	45.4	34.1	C	—	<u>6.53</u>	B	-0.90	-119.6
COP	75.3	333.6	C	—	<u>9.02</u>	B	-2.82	-63.8
CMC	57.3	26.2	C	—	<u>7.14</u>	B	-1.34	-135.1
COR	65.2	51.8	—	—	—	—	—	-122.3
DUG	74.0	50.6	X	D	<u>6.47</u>	A	2.31	-114.9
ESK	80.2	341.2	C	—	<u>9.20</u>	A	-2.40	-94.4
GDH	69.8	6.3	C	—	<u>8.15</u>	B	-2.04	-104.9
GOL	78.6	47.1	C	—	<u>7.67</u>	A	2.04	-124.6
GSC	74.7	56.6	X	D	<u>6.00</u>	A	2.48	—
HKC	30.5	242.0	C	—	<u>11.78</u>	B	-4.77	—
HNR	52.2	158.8	D	—	—	—	—	132.2
IST	79.1	315.3	C	—	<u>9.27</u>	A	-2.92	—
KTG	68.7	354.7	C	—	<u>7.91</u>	A	-2.52	-102.2
KEV	60.6	339.0	C	—	<u>10.22</u>	B	-3.44	—
KIP	53.0	92.6	—	—	—	—	—	171.6
KOD	65.0	261.8	C	—	<u>8.96</u>	B	-3.65	102.6
KON	73.0	337.3	C	—	<u>8.81</u>	A	-2.84	-93.8
LEM	57.4	223.2	C	—	—	—	—	99.3
LON	64.9	49.2	X	D	<u>6.75</u>	A	2.61	-168.6
MAN	32.2	223.0	C	—	—	—	—	—
MUN	76.4	203.3	C	—	—	—	—	104.9
NDI	54.4	279.3	C	—	<u>10.38</u>	A	-4.68	—
NOR	57.6	356.5	C	—	—	—	—	—
NUR	67.4	331.9	C	—	<u>8.85</u>	A	-3.30	-97.1
POO	62.6	271.5	C	—	—	—	—	—
PMG	49.9	174.8	D	—	—	—	—	137.6
QUE	61.2	286.3	C	—	<u>10.02</u>	A	-4.25	—
RAB	45.4	167.3	D	—	—	—	—	113.5
RIV	74.5	173.1	X	D	<u>6.42</u>	A	2.34	132.6
SHL	44.9	266.7	C	—	<u>11.53</u>	A	-5.08	—
SHI	71.8	293.6	C	—	—	—	—	—
TAU	83.2	176.9	—	—	—	—	—	—
TUC	80.4	55.6	X	D	<u>5.85</u>	B	2.19	-122.0
UME	66.6	336.0	C	—	—	—	$\times 10^{-2}$	-88.4

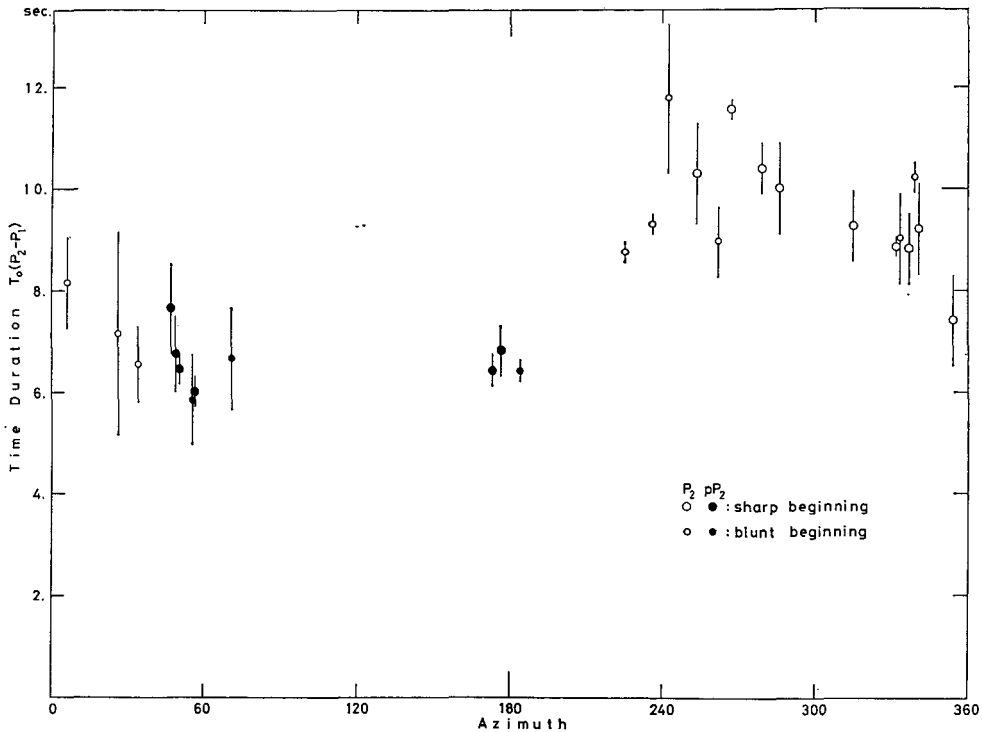
pP: initial motion of pP-phase. P_2-P_1 : arrival time difference between the P_2 -phase and the first arrival. Underline indicates those for pP-phase. Class A: sharp beginning of P_2 - or pP_2 -phase. Class B: blunt beginning of P_2 - or pP_2 -phase.

Other symbols are the same as those in Table 1.

第4表 青森県東方沖地震のメカニズム解

Table 4. Mechanism solution for the earthquake of March 29, 1965, off east coast of Aomori prefecture.

Plane 1		Plane 2		S.D.
Dip direction	Dip	Dip direction	Dip	
N 112.5° E	74°	N 56.0° W	16.3°	15.7°



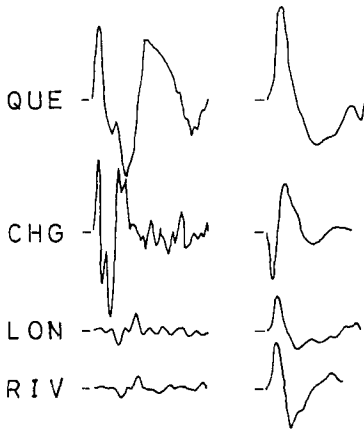
第21図 T_0 と震央からみた方位との関係

Fig. 21. Plot of the time duration $T_0(P_2-P_1)$ versus epicenter-to-station azimuth.

a)の解釈は次の点で不都合である。観測点下の crustal layering の影響によるのであればいかなる地震に対しても同様な phase が現われるはずである。ところが、種々の観測点の地震記象を他の論文と比較してみれば、そのような phase は現われていない。たとえば、第22図に4つの観測点の例を示す。左はこの地震の記象、右は MIKUMO²¹⁾ の論文からとったものである。MIKUMO の論文の記象はやや深発地震のものであるが、crust への入射角はこの地震の場合とさほど変わらないので比較できる。又、BEN-MENAHM et al.²²⁾ の種々の crust モデルによ

21) T. MIKUMO; Long-Period P-Waveforms and the Source Mechanism of Intermediate Earthquakes, J. Phys. Earth, 17 (1969), 169-192.

22) A. BEN-MENAHM, S. W. SMITH and T. L. TENG; A Procedure for Source Studies from Spectrums of Long-Period Seismic Body Waves, Bull. Seismol. Soc. Am., 55 (1965), 203-235.



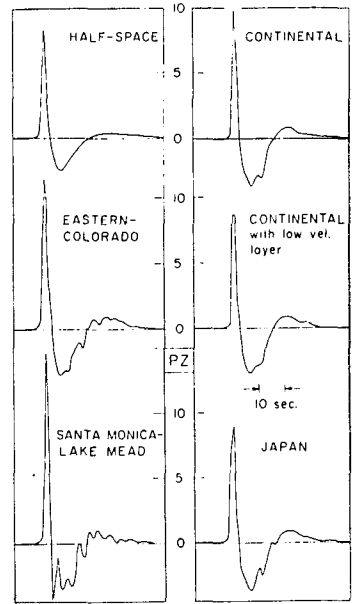
第22図 青森県東方沖地震の記象(左)と他の地震の記象(右, MIKUMO, 1969による)との比較。時間スケールは任意

Fig. 22. Comparison of the seismograms obtained for this event (left) and for others (right, after MIKUMO, 1969).

る地震記象のさく乱の計算によれば, crustal layering が長周期地震計の波形に与える影響はもっと短周期の振動である(第23図)。以上の考察から P_2 -phase が観測点下の crustal layering の影響によるものではないことがわかる。

また, b)の解釈は次の点で不都合である。前節(IV.-1.)で求めたメカニズム解から期待される, たとえばヨーロッパの観測点の pP-phase の運動は, 地表での反射による位相の逆転を考えれば, P波初動と同じく押しでなければならない。しかし, P_2 -phase は引きを示す。また, 北米, オーストラリア東部の観測点では pP-phase が到達したあとに pP_2 -phase が現われている。

最後に考えられるのは c) 震源の影響である。HIRASAWA²³⁾は, 新潟地震(1964年6月16日)のP波初動部分に3つの顕著な phase (P_1 , P_2 , P_3)を見つけ出している。この P_3 -phase は, 初動と逆方向の運動を示すことと, この phase のすぐあとで振幅が最大になるという判定のもとに決定された。これを SAVAGE²⁴⁾がモデル実験で観測し, HIRASAWA and STAUDER²⁵⁾, SAVAGE²⁶⁾が理論的に示した破壊の終りに対応する stopping phase であると解釈し, 新潟地震の震源領域, 破壊の伝播速度などを決定している。筆者の命名した P_2 -phase は HIRASAWA の P_3 -phase に対応し, stopping phase であると考えられる。しかし, HIRASAWA の判定条件の



第23図 crustal layering と観測機械による波形のゆがみ(BEN-MENAHEM et al.による)
Fig. 23. Synthesized seismograms showing the combined distortion of layering and recording instrument (after BEN-MENAHEM et al., 1965).

23) T. HIRASAWA; 前出3).

24) J. C. SAVAGE; The Stopping Phase on Seismograms, Bull. Seismol. Soc. Am., 55 (1965), 47-58.

25) T. HIRASAWA and W. STAUDER; 前出8).

26) J. C. SAVAGE; Radiation from a Realistic Model of Faulting, Bull. Seismol. Soc. Am., 56 (1966), 577-592.

最大振幅がこの phase のあとに続くということは必ずしも満たされていない。

3. 断層面の決定

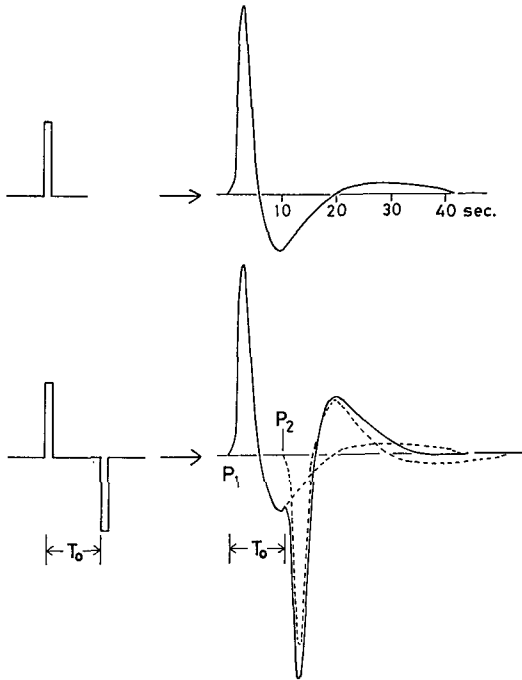
前節の解析と同様に P 波初動半 cycle の周期を測定したが、前回のよう著しい方位特性はみられなかった。これは BOLLINGER の方法の適用の限界を示す。

しかし、この地震には前述の P₂-phase が存在し、これと初動の立ち上がりとの間の時間差 (T₀) が方位特性 (第 21 図) を示すことから断層面を決定することができる。P₂-phase は第 24 図に示されているように、初動から T₀ だけはなれた時刻に初動とは逆方向の pulse を重ねることにより作られる。この初動とは逆方向の pulse が前述の stopping phase に対応する。

第 19 図のメカニズム解と第 21 図の T₀ の方位特性から考えて、この地震の断層面は第 25 図に示されているようにするどく傾いた面とゆるく傾いた面が可能である。(5) 式に従って T₀ と cos θ との関係調べてみると、するどく傾いた面を断層面とした場合 linear な関係は認められない。ゆるく傾いた面を断層面とした場合、第 26 図に示されているように linear な関係が認められる。最小二乗法で直線を引くと、

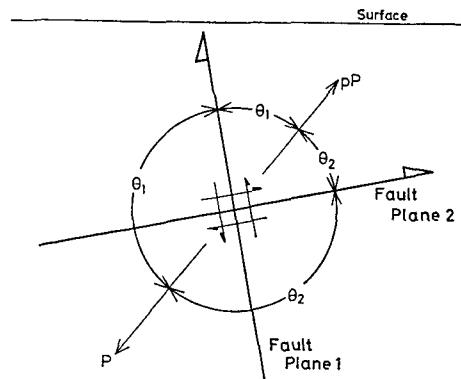
その接片と傾きから断層の長さ b = 53 km, 伝播速度 v = 7.0 km/sec を得る (実際の計算では地球内部の速度分布を考慮して、(5) 式の v_p のかわりに見かけ速度 $\partial \Delta / \partial T^{27)}$ を使用した²⁸⁾。

Magnitude が 6.4 のこの地震に対して得られた断層の長さは大きすぎるし、この地震はそんなに多くの余震をともなっていない



第 24 図 上: 観測機械のインパルスレスポンス (BEM-MENAHEM et al. 1965 による)。下: P₂-phase の組み立て。

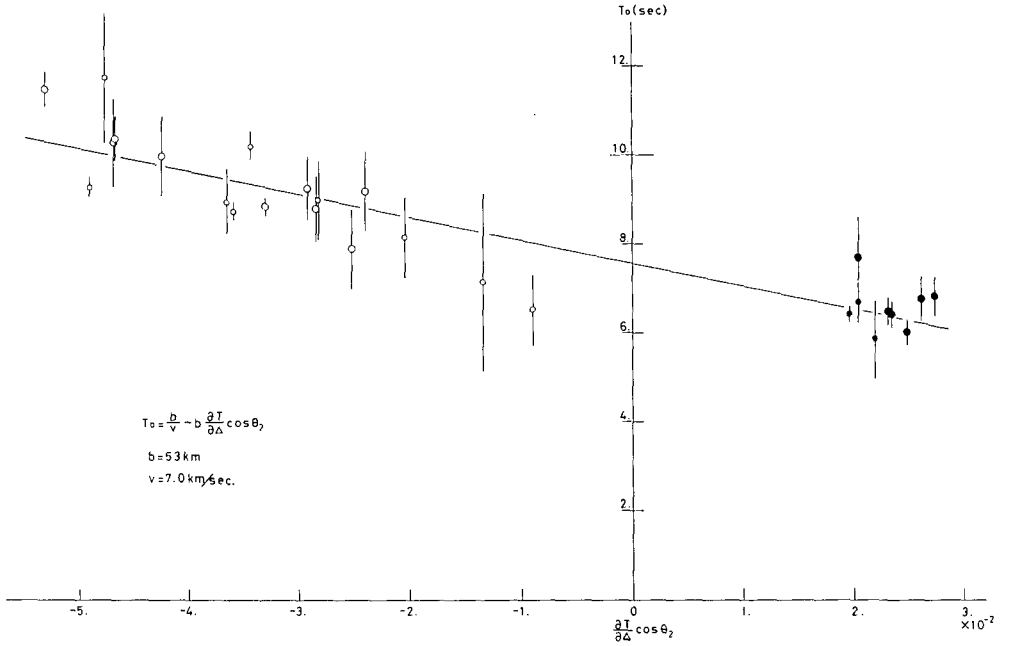
Fig. 24. Upper: impulse response of the recording instrument (after BEN-MENAHEM et al., 1965). Lower: construction of the P₂-phase.



第 25 図 可能な断層面のモデルと座標系
Fig. 25. Possible models of the fault plane and coordinate system.

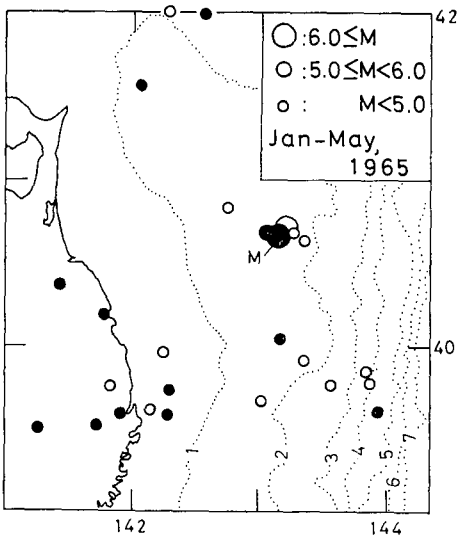
27) 1968 Seismological Tables for P Phases, Bull. Seismol. Soc. Am., 58 (1968), 1196-1237.

28) T. HIRASAWA; 前出 3).



第 26 図 T_0 と $\frac{\partial T}{\partial D} \cos \theta_2$ との関係。記号は第 21 図と同じ

Fig. 26. Plot of the time duration T_0 versus $\frac{\partial T}{\partial D} \cos \theta_2$. Symbols are the same as those in Figure 21.



第 27 図 前・余震の空間分布。点線：等深線 (km)

Fig. 27. Spatial distribution of fore- and after-shocks. Dotted curves: isobaths in kilometers. Other symbols are the same as those in Figure 15.

(第 27 図)。又、伝播速度 v が S 波の速度よりも大きく、一般の伝播性震源モデルとは一致しない²⁹⁾。しかし、定性的にゆるく傾いた nodal plane が断層面であることに疑いはないと思う。

この地震も前節同様ゆるく傾いた nodal plane にそう衝上断層 (thrust faulting) であることがわかる。

P_2 -phase を作るために逆方向の 2 つの pulse を重ねたが、これは理論的な遠方での矩形の変位を一度微分した形である。WWSSN の長周期地震計の周波数特性から考えて、記録された波は地動の変位、又は、その積分されたものを表わしているはずである。この点に関して未解決の問題が残っている。

あるいは、地震エネルギーの放出が破壊領域全体にわたって均一ではなく、かたよって

る³⁰⁾ためこの様な現象を示したとも考えられる。

V. 考 察

2つの浅い地震について伝播性震源モデルの理論を使って断層面を決定し、この2つの地震がゆるく傾いた nodal plane にそう衝上断層 (thrust faulting) であるという結論を得た。つまり、陸側のブロックが相対的に海側のブロックの上のしあがるような運動を行なっている。この結論は BENIOFF³¹⁾ の環太平洋のテクトニクスの解釈とは矛盾し、ISACKS et al.,³²⁾ その他多くの人々³³⁾ による地震のメカニズム解、Seismicity などのデータをもとにした、島弧の海溝より陸側に発生する浅発地震の運動の解釈と一致する。又、地震にもなった地殻変動観測データをもとにした島弧における浅発地震の運動の解釈³⁴⁾ とも一致する。しかし、各節の終りに述べてあるように、理論との完全な一致はみられず若干の問題が残っている。HIRASAWA and STAUDER³⁵⁾ の理論は、議論を簡潔にするため媒質として等方均質なものを仮定しているが、実際の地球内部の構造、破壊の non-elastic region の存在なども考慮する必要がある。

伝播性震源の影響は、速度の遅い S 波の方により大きく現われることが期待されるが³⁶⁾、今回解析した地震の場合その影響を引き出すことができなかった。又、(4)式から、伝播性震源の影響は振幅分布にも現われることが期待されるが、その影響を引き出すことができなかった。

謝 辞

WWSSN のフィルム複写の便宜をはかって下さった東京大学地震研究所、山口林造先生に心からの謝意を申し上げます。有益な助言と議論をしていただいた当教室の皆様にも深く感謝いたします。特に、森谷武男氏からは地震計の性質について有益な助言をいただいた。

なお、数値計算には北海道大学大型計算機センター、FACOM 230-60 を使用した。

- 29) L. MANSINHA; The Velocity of Shear Fracture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **54** (1964), 369-376.
 30) T. NAGAMUNE; Process in Source Region for a Great Earthquake (The Tokachi-Oki Earthquake, 1968 and the Etorofu-Oki Earthquake, 1963), *Zisin (J. Seismol. Soc. Jap.)* ii, **22** (1969), 104-114.
 31) H. BENIOFF; Movements on Major Transcurrent Faults: in *Continental Drift*, edited by S. K. RUNCORN (1962), pp. 103-134, Academic Press, New York and London.
 32) B. ISACKS, L. R. SYKES and J. OLIVER; 前出 1).
 33) これらについては、6) を参照。
 34) G. PLAFKER; Tectonic Deformation Associated with the 1964 Alaska Earthquake, *Science*, **148** (1965), 1675-1687.
 G. PLAFKER and J. C. SAVAGE; Mechanism of the Chilean Earthquake of May 21 and 22, 1960, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **81** (1970), 1001-1030.
 J. C. SAVAGE and L. M. HASTIE; Surface Deformation Associated with Dip-Slip Faulting, *J. Geophys. Res.*, **71** (1966), 4897-4904.
 W. STAUDER and G. A. BOLLINGER; 前出 6).
 35) T. HIRASAWA and W. STAUDER; 前出 8).
 36) Y. FUKAO; Focal Process of a Deep Earthquake as Deduced from Long Period P and S Waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48** (1970), 707-727.

8. Source Mechanism of Two Shallow Earthquakes as Derived from Body Waves

By Tsutomu SASATANI

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

The source mechanism of two shallow earthquakes, which occurred on the Pacific side in the north-east of Honsyu, Japan is investigated by using long period P and S waves from WWSSN seismograms. The fault plane solutions are obtained from the distribution of the P wave initial motions and S wave polarization angles for both earthquakes. Two nodal planes of the earthquake which occurred on September 18, 1965, in Kashima-Nada are given by dip direction of 129° , dip angle of 69° , and dip direction of 309° , dip angle of 21° , respectively. Two nodal planes of the earthquake which occurred on March 29, 1965, off east coast of Aomori prefecture are given by dip direction of 112.5° , dip angle of 74.0° , and dip direction of 304.0° , dip angle of 16.3° , respectively.

The long period P waves of these two earthquakes are analyzed for a propagating source effect on their temporal behavior. The time duration of the first-half period of the P wave ($T_{1/2}^o$) is measured in the case of the earthquake which occurred in Kashima-Nada. $T_{1/2}^o$ is converted to the time of the first half-cycle of the sinusoid ($T_{1/2}^f$), which is assumed to be equal to the total time duration of energy release by the focal fault (BOLLINGER, 1968, 1970). The effects on the wave form due to passage through the crust and instrument are removed. The variation of $T_{1/2}^f$ with respect to the fault plane orientation is investigated. $T_{1/2}^f$ is well correlated with the emergence angle measured from the slip vector on the nodal plane with dip direction of 309° , dip angle of 21° . This result leads to the following conclusions: (1) The nodal plane with dip direction of 309° , dip angle of 21° , is the fault plane. (2) The fault length is estimated to be 12 km. (3) The fracture velocity is estimated to be 1.8 km/sec. (4) The nature of the faulting is the dip-slip thrust faulting. These conclusions are supported by the spatial distributions of the fore- and aftershocks of this event.

A particular type of phase (named P_2 -phase) is found in the P wave train around 9 seconds after the first arrival in the case of the earthquake which occurred off east coast of Aomori prefecture. The motion direction of the P_2 -phase is opposite to the direction of the initial P motion. The arrival time differences (T_0) between the P_2 -phases and the first arrivals are shown to be azimuthally patterned. This P_2 -phase shows the distinctive characteristics of the stopping phase. The variation of T_0 with respect to the fault plane orientation is investigated. T_0 is remarkably well correlated with the emergence angle measured from the slip vector on the nodal plane with dip direction of 304.0° , dip angle of 16.3° . This result leads to the following conclusions: (1) The nodal plane with dip direction of 304.0° , dip angle of 16.3° , is the fault plane. (2) The fault length is estimated to be 53 km. (3) The fracture velocity is estimated to be 7.0 km/sec. (4) The nature of the faulting is the dip-slip thrust faulting. The fracture velocity estimated is more higher than the S wave velocity; this model is significantly different from the ordinary propagating fault model.