和歌山地方の地殻構造と微小地震の発震機構

— 1965 年共同観測結果 —

京都大学防災研究所 三 雲 健

熊本大学物理学教室 大 塚 道 男

京都大学防災研究所 尾 池 和 夫

(昭和 45 年 7 月 24 日受理)

Focal Mechanism of Microearthquakes in Wakayama Region in Relation to the Upper Crustal Structure

Takeshi MIKUMO

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

Michio OTSUKA

Department of Physics, Kumamoto University

and

Kazuo OIKE

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

(Received July 24, 1970)

The focal mechanism of 20 microearthquakes in the Wakayama region have been determined from the seismograms recorded at ten temporary stations and eight routine network stations covering the region.

The hypocenters of the earthquakes have been determined for five different crustal models (with a continuously varied velocity profile), to estimate the accuracy of their location and the emergent angle of seismic rays at the focus. The radiation pattern of *P* wave first motions for the 15 shocks, which was corrected for an appropriate crustal structure, can be interpreted by the double-couple type mechanism with dipping nodal planes.

The average of the maximum pressure axes is oriented nearly horizontally along the N 70°W—S 70°E direction, while the axes of the maximum tension show a steep dip in many cases. If a slip dislocation is assumed to be a likely model of the earthquakes, the source would be thrust faulting with a predominant component of dip slip. The other five earthquakes shows, however, the radiation pattern inconsistent with the double-couple type mechanism.

1. ま え が き

1965 年 8 月 10 日より 25 日にわたり、極微小地震研究グループは、和歌山県北西部を中心として、この地方に発生する極微小地震の性質と活動状態を明らかにする目的で共同観測を

Ar, Hd, Kk, St, Sk の8点で、これらの配置は Fig. 1 に示す通りである。(詳細な位置については渡辺・黒磯 (1967) Table 1 参照).

上記の期間中に観測された地震は多数にのぼるが、このうち P 波初動が上の18点中12観測点以上で明瞭かつ良好な時刻精度で記録された20個の地震 ($1.5 < M < 3.5$) を選んで解析の対象とした。このうち15個は夜間 (21 h—04 h), 他の5個 (地震番号に * を付けたもの) はそれ以外の時間に観測された地震で、上の臨時観測点では前者の時間にはデータ・レコーダーによる観測、後者の場合には他の常時観測点と同様のドラム方式観測を行なっていた。なお magnitude の比較的大きい数個の地震は、上の観測点の他に紀伊半島中・東部の Hb, In, Is の常時観測点および近畿地方中・北部の京都大学管下の微小地震観測網にも記録されているのでこの資料も参考として加えた。観測資料については、その殆ど大部分を各観測点の原記録から再調査した。

3. 地殻構造と震源決定

P 波初動分布から近地地震の発震機構を推定するに当つては、地震波線が地殻構造によつて屈折する影響を除き震源における射出角を正しく評価することが重要 [AKI (1965)] であつて、このためには地殻構造との関連において震源を決定しなければならない。和歌山地方の地殻構

Fig. 2. Velocity profile for 5 crustal models.

造としては、1954~1959 年の観測による和歌山・海南附近の局部的構造 [三雲・大塚 (1960)] (1), 和歌山微小地震観測網のデータにもとづく平均的構造 [金森・津村 (1967)] (2), 1965 年共同観測資料による各地域の構造 [渡辺・中村 (1968)] (3) などが推定されている. これらの model は何れも成層構造であつて, 射出角と震央距離の関係 (i - Δ 曲線) に大きい不連続を生ずる. ここではこれをさけるために上記の各構造を多少修正し, 速度が深さに対して連続的に変化するような 5 通りの model を考えた. Fig. 2 はこれら model の P 波速度分布を示す. Model A は $z < 15$ km の上部で AKI (1965) が与えた形に近い速度構造をもつもの, Model B, B', C は上記の (2), (3) の構造を修正したもの, Model D は (1) の場合に近いものである.

連続的な速度分布 $v=v(z)$ に対する走時 T と平面上の震央距離 Δ は一般に,

$$T = \int_{\text{ray}} \frac{ds}{v} = \int_{\text{ray}} \frac{dz}{v\sqrt{1-p^2v^2}} \quad (1)$$

$$\Delta = \int_{\text{ray}} \tan i \cdot ds = \int_{\text{ray}} \frac{pvdz}{\sqrt{1-p^2v^2}} \quad (2)$$

で与えられる. ここに $p = \sin i/v = \sin i_d/v_d = 1/v_h$ で, suffix d, h はそれぞれ震源と最深点に関する量を示す. $\int_{\text{ray}}$ は震源から観測点に到る経路に沿う積分であつて, ray が上向き ($i_d \leq \pi/2$) に射出されるときは $\int_{\text{ray}} = \int_0^d$, ray が下向き ($\pi/2 < i_d < \pi$) で最深点 h を持つときは $\int_{\text{ray}} = \int_d^h + \int_0^h$ である. $v(z)$ が AKI (1965) が仮定したような函数形を持つときは, (1), (2) の積分は簡単な形で表わされるが一般的ではない. 今の場合, $v=v(z)$ を厚さ $\Delta z_k = z_{k+1} - z_k$ の微小区間に細分し, この間で速度が $v=v_k + a(z-z_k)$ のように直線的に増加すると仮定すれば,

$$T = \sum_k \int_{z_k}^{z_{k+1}} \frac{dz}{v\sqrt{1-p^2v^2}} = \sum_k \left(\frac{z_{k+1} - z_k}{v_{k+1} - v_k} \right) \ln \left[\frac{1 + \sqrt{1-p^2v_k^2}}{1 + \sqrt{1-p^2v_{k+1}^2}} \cdot \frac{v_{k+1}}{v_k} \right] \quad (3)$$

$$\Delta = \sum_k \int_{z_k}^{z_{k+1}} \frac{pvdz}{\sqrt{1-p^2v^2}} = \sum_k \frac{\sqrt{1-p^2v_k^2} - \sqrt{1-p^2v_{k+1}^2}}{p(v_{k+1} - v_k)/(z_{k+1} - z_k)} \quad (4)$$

で表わされ, Δz を適当に取ることにより, 連続的な速度分布に対する $T=T(i_d, d)$, $\Delta=\Delta(i_d, d)$ の 2 つの関係を良い精度で求めることができる. これから走時曲線 $T=T(\Delta, d)$ が種々の震源の深さに対して計算される.

ある地殻構造に対して走時曲線が与えられた場合に, 近距離地震観測から震源を決定する方法については, NORDQUIST (1962), CISTERNAS (1962), AKI (1965), ENGBAHL and GUNST

(1966) などが挙げられるが、ここでは次のような方法をもちいた。震源位置 x, y, z , 発震時 t を決定する際に、これらの第1近似値 x_0, y_0, z_0, t_0 の周りに一定範囲の perturbation を与え、 $x_0 \pm k_x \Delta x, y_0 \pm k_y \Delta y, z_0 \pm k_z \Delta z, t_0 \pm k_t \Delta t$ ($k_j = 0, 1, 2, \dots, n_j$) のそれぞれの値に対して走時曲線 $T = T(\Delta, d)$ から各観測点へ到る理論走時 ($T_{th.}$) を計算し、観測走時 ($T_{ob.}$) との差から標準偏差 $\sigma = \sqrt{\sum (T_{ob.} - T_{th.})^2 / N}$ の最小になる場合を収斂法によつて求めた。第1近似値としては、15 個の地震については先に渡辺・黒磯 (1967), 渡辺・中村 (1968) が均質一様な構造を仮定して $S-P$ および P より求めたものを採用し、(ここではこれを Model U と名付ける), 他の5個の地震(*)については、これと同様な方法により推定した値をもちいた。震源決定にもちいたのは先の Sk を除く17点の P 波到着時刻であつて、今の場合、上の計算は $\Delta x = \Delta y = 0.25$ km, $n_x = n_y = 8, \Delta z = 0.5$ km, $n_z = 6, \Delta t = 0.05$ sec, $n_t = 5$ の範囲に対して行なつた。

Table 1. Hypocenter of earthquake No. 2 computed for 6 different crustal models.

Date	Origin Time		Model U	Model A	Model B	Model B'	Model C	Model D
Aug. 10	22 h 22 m	x (km)	60.00	60.25	60.00	60.25	60.25	61.50
		y (km)	40.00	43.00	43.00	43.25	42.00	41.50
		z (km)	6.00	6.50	7.50	7.50	6.00	6.50
		t (sec)	15.60	15.30	15.20	15.15	15.20	15.10
		σ (sec)	0.372	0.188	0.173	0.185	0.259	0.362

Table 1 は1例として観測値の最も多い地震 No. 2 の震源を先に述べた5通りの地殻構造 model に対して計算した値を比較したものである。Model D を除く他の4通りの場合には震源位置はほとんど変わらない。Model B' に対して決定した20個の地震の震源位置と発震時を Table 2 に、これらの震央を Fig. 1 に示した。Table 2 にはこれと共に、それぞれの model を仮定して定めた震源位置と発震時に対する走時の標準偏差を参考のために附記した。各地震に対する σ およびその平均値を比較すると、Model A, B, B' の場合が他の3つの場合 C, D および U よりかなり小さいことが分る。しかしながら前者の3つの間の差は、観測時刻精度などを考慮すればあまり有意とは考えられない。地震の個数が多くないために model に対する明確な結論は下せないが、Model B または B' , あるいは成層構造 (2) または (3) が、この地方の平均的地殻構造として一応適当と考えられるであろう。

Table 2. Source parameters of the earthquakes analyzed. The location of hypocenter (x, y, z) and the origin time have been computed for Model B'. σ_A, σ_B etc. are standard deviations for the respective models. P ; the maximum pressure axis, T ; the maximum tension axis, θ ; zenith angle, φ ; azimuth measured clockwise from the north.

No.	Date	Origin Time			x (km)	y (km)	z (km)	σ_B (sec)	σ_U (sec)	σ_A (sec)	$\sigma_{B'}$ (sec)	σ_C (sec)	σ_D (sec)	P		T	
		h	m	s										θ	φ	θ	φ
	'65																
1	Aug. 10	21	26	32.10	60.0	32.8	6.0	0.563	0.651	0.536	0.557	0.722	0.843				
2	10	22	22	15.20	60.0	43.0	7.5	0.173	0.372	0.188	0.185	0.259	0.362	85°	297°	36°	34°
3	10	23	18	00.10	59.0	41.0	6.0	0.187	0.228	0.169	0.275	0.302	0.536	82	97	32	354
4	11	01	19	17.00	58.8	41.0	6.0	0.311	0.395	0.285	0.298	0.412	0.537	74	108	52	211
5	11	02	34	18.20	58.3	42.0	6.5	0.302	0.316	0.304	0.303	0.303	0.354	79	272	11	94
5*	11	17	46	41.00	59.2	28.8	8.0	0.227	0.276	0.209	0.226	0.278	0.474				
6	11	21	01	19.20	66.8	16.5	7.0	0.249	0.435	0.226	0.243	0.363	0.450	54	297	43	157
8	11	21	46	09.00	59.5	29.3	6.5	0.162	0.316	0.119	0.138	0.307	0.430	70	327	28	188
14*	14	04	29	10.05	64.7	27.4	5.5	0.094	0.275	0.088	0.115	0.124	0.253				
17	15	21	17	21.90	64.8	28.3	7.0	0.127	0.236	0.120	0.118	0.149	0.265	74	303	18	150
20	16	02	54	00.50	61.8	39.8	6.0	0.118	0.218	0.130	0.127	0.127	0.238	83	329	69	237
27*	19	18	55	36.40	67.0	42.0	6.0	0.159	0.260	0.154	0.164	0.159	0.256	84	111	52	207
31	21	02	01	46.50	69.3	43.5	6.0	0.180	0.151	0.152	0.153	0.227	0.316	79	98	84	192
34*	22	11	04	49.90	71.9	41.0	5.0	0.297	0.478	0.258	0.414	0.423	0.955				
35	22	21	58	47.85	65.3	21.5	7.0	0.190	0.338	0.171	0.163	0.227	0.291	67	98	23	283
36	22	22	21	54.30	65.5	21.5	7.0	0.100	0.140	0.104	0.102	0.109	0.229	85	115	6	280
37*	23	08	16	48.70	73.7	1.5	6.0	0.136	0.289	0.187	0.163	0.329	0.340				
38	24	00	15	06.75	63.5	10.5	7.0	0.066	0.079	0.064	0.073	0.143	0.303	83	110	70	17
39	24	21	25	08.20	62.3	40.8	6.0	0.133	0.195	0.140	0.139	0.135	0.192	60	97	77	196
40	24	21	53	59.90	65.0	22.5	6.5	0.144	0.152	0.112	0.130	0.287	0.372	63	81	28	250
		Average (excluding 1 and 34*)						0.170	0.261	0.162	0.173	0.236	0.344

Fig. 3. $i_d-\Delta$ curves for Model B' . Fig. 4. Radiation pattern of P wave first motions from earthquake No. 2 corrected for 6 different crustal models.

○ △ compression
 ● ▲ dilatation
 direct waves refracted waves

4. 発震機構

発震機構を推定する際には、各観測点へ到る地震波線の震源での射出角を決定することが必要である。Fig. 3 には Model B' の場合について5通りの震源の深さに対し(4)より計算した i_d-d 曲線を示した。各観測点に対する i_d はこの関係から、震源の決定とともに求めることができる。 $d=3.5, 5.0$, km の場合には、その直下の伝播速度の急増のために走時曲線の triplication に対応する i_d-d 曲線の逆戻りが起るが、この部分では屈折波に相当する走時の最も早い branch の i_d を採った。このようにして定めた i_d にしたがって、各観測点の位置を P 波初動の sign と共に Wulf-net の上半球に投影した。 $i_d > \pi/2$ のときは波線は下向きに射出されるが、上半球の対応する点に別の記号で位置を示してある。

Fig. 4 は先の5通りの地殻構造 model および均質様な構造 (Model U) に対して、No. 2 の地震の P 波初動の radiation pattern を示したものである。これらを比較すると、波線の射出角したがって観測点の位置は仮定した構造によりかなり異なるが、この地震の場合には、全体の pattern の差は Model U の場合を除けばそれ程著しくはない。Model U に対する pattern は他の場合と同じ型の発震機構として説明することがかなり難しく、地殻構造に対する補正が必要であることを示している。また後に述べるように、地殻構造の差が初動分布に相当の影響を与える場合が見られる。以下の議論には主として、この地方の平均的構造として適当と思われる Model B' の場合について述べる。

Fig. 5 は Model B' によつて補正した20個の地震の P 波初動分布である。これらの地震が slip dislocation によつて起されたものと仮定すれば、発震機構は double-couple type に等しく、 P 波初動分布は直交する2つの nodal plane によつて分けられる。観測点の分布が十分に密でないために、これらの nodal plane の位置を良い精度で決定することは難しいが、20個中12の地震については、この型の発震機構と考えて、図に示したような許容範囲のほぼ中央位置に nodal curve をひくことができる。No. 6, 8, 35 の3個の地震については、このままではこの型の nodal curve により初動分布を区分することは難しいが、地殻構造を修正し Model C の場合を考えれば、Fig. 6 に示したように double-couple type としても説明される。

地震 No. 1 の場合には初動がすべて“引き”で観測されているが、観測点の分布状況から、上と同じ型の発震機構かあるいは特殊な型の発震機構かを判断することは難しく両方の可能性が存在する。No. 5*, 14*, 34*, 37* は何れも比較的大きい ($3 < M < 3.5$) の地震であるが、 P 波初動分布は複雑である。若し他の構造例えば Model C を考えれば、その pattern は Fig. 6 にみられるように、やや異なつた形となるが、何れにしても double-couple type の発震機構

Fig. 5. Radiation pattern of *P* wave first motions corrected for Model *B'*.

Fig. 6. Radiation pattern of *P* wave first motions corrected for Model *C*.
(Nos. 6, 8, 35, 5*, 14*, 37*)

Fig. 7. Distribution of the maximum pressure axes
and of the maximum tension axes.

で説明することは難しいように思われる。

double-couple type の発震機構として説明出来る上の 15 個の地震については, nodal plane から推定される最大主圧力と最大主張力軸の位置を Fig. 5 のそれぞれの Wulf-net 上に示した。また Table 2 にはこれらの位置をかかげた。Fig. 7 はこれら 15 個全部の地震の主圧力, 主張力軸の位置を Wulf-net 上に重ね合わせたものである。(半径方向の長さが鉛直軸となす角を示す。) この分布は全体的にはかなりのばらつきを示すが, 主圧力についてはある程度方向性が見られ, dip direction の平均値は 110° , dip の平均値は約 3° であつて, 主圧力軸は $N 70^\circ W-S 70^\circ E$ 方向にほぼ水平であるということが出来よう。主張力軸は, 主圧力軸の平均方向にほぼ垂直な面内に分布しているが, 特に系統性は見られない。ただ注目すべきは主張力軸の傾きが大きい場合が多いことであつて, 特に有田 (Ar) ー下津木 (SMT) 間に分布する 5 個の地震 (No. 8, 17, 35, 36, 40) (Fig. 1 参照) にこの傾向が著しい。なお, この地域の他の 3 個の地震 (No. 1, 5*, 14*) も何れもやや特異な初動分布を示していることは, この地域の応力状態にある示唆を与えるものかも知れない。

主張力軸の傾きが一般に大きいことは, nodal plane が傾斜して震央附近では P 波初動が“押し”の領域であることに対応する。今の場合, 若し slip dislocation すなわち断層 model に立つてこの観測事実を解釈すれば, slip plane が傾斜し, dip slip 成分がかなりの大きさを持つ thrust faulting が生じたことを意味する。このことは, 近畿地方中・北部に起る微小地震の発震機構が一般に null vector が鉛直に近い 4 象限型 [HASHIZUME. *et al.* (1966); 岡野・平野 (1967)] であつて, strike slip 成分が卓越すると考えられることと著しい対照をなし, 和歌山地方の微小地震の特徴と言えるかも知れない。

ここで解析した地震は 20 個に過ぎず, 統計的に有意な傾向を見出すためにはさらに多数の地震の調査が必要である。最近, 塩野 (1970) は, 近畿地方全域にわたる微小地震観測網の観測資料から 82 個にのぼる和歌山地方の地震 ($3.1 < M < 5.0$) の発震機構を解析して, 今回と同じ地域に起つた大部分の浅い地震 ($d < 20$ km) については, 今の場合と同様でさらに明瞭な傾向を見出した。このことはこの地域に起る magnitude 1.5~5.0 程度の地震の発震機構が大体同様なものと解釈し得ることを示している。この地域で断層が傾斜した面に沿つて発生する可能性について, 塩野 (1970) は構造の不均一性, 3つの主応力間の大きさの関係, 破壊に伴う内部摩擦などから論じている。

しかしながら, 今回対象とした 20 個中 5 個の地震は, 種々の地殻構造 model を考えたにもかかわらず, double-couple type の発震機構では説明しにくい初動分布を示した。このことは, この地方の地震の発震機構 (ここで double-couple type として説明された地震も含め

て)の解釈におお疑問を残すものである。

先に1954~1959年の観測の結果として、この地方の微小地震の発震機構は cone-type としても説明出来ることが報告されている [三雲 (1960)] ので、比較のために一応この型の発震機構の場合も想定した。この場合には、nodal cone と球面との交わりの Wulf-net projection は、

$$\alpha = \tan(i/2) = \sqrt{(1 - \cos i)/(1 + \cos i)}$$

$$\cos i = \cos \alpha \cdot \cos \theta - \sin \alpha \cdot \cos \beta \cdot \sin \theta$$

$$\varphi = \tan^{-1}[\sin \alpha \cdot \sin \beta / (\cos \alpha \cdot \sin \theta + \sin \alpha \cdot \cos \beta \cdot \cos \theta)]$$

で表わされる。ここで i は cone の母線に沿う波線の射出角、 θ は極軸の鉛直よりの傾斜角、

Fig. 8. Nodal curves for the cone type mechanism on a Wulf-net projection.

2α は cone の頂角、 β は cone と球の交わりの円内で一つの軸方向から測った方位角である。1例として $2\alpha = 90^\circ$ 、 $\theta = 0^\circ \sim 90^\circ$ に対応する Wulf-net 上の nodal curve を Fig. 8 に示した。Fig. 5 に示された 20 個の地震の初動分布を Fig. 8 と比較すれば、これらの多くの場合には cone-type の発震機構として説明することも一応可能であろう。しかしながらこの問題は、今回の観測資料だけでは解決されない。将来さらに多数の観測点を特に震央附近に配置して観測を行なうとともに、 P 波、 S 波の振幅分布も合わせて検討することが必要であろう。さらにこの地方の微小地震の発生に如何なる形のメカニズムが物理的に可能であるかを検討することも必要と考えられる。

終りに、観測記録を提供して頂いた 東京大学地震研究所、同地球物理学教室、東北大学、名古屋大学、京都大学、大阪工業大学の 1965 年共同観測参加の極微小地震研究グループのメンバー各位、東京大学地震研究所和歌山微小地震観測所、京都大学防災研究所鳥取微小地震観測所および京都大学理学部阿武山地震観測所の各位に厚く御礼申し上げる。

これらの観測資料と計算結果の整理は小泉律子夫人にお世話になつた。また本論文中の計算は東京大学大型計算機センター HITAC 5020 E および京都大学大型計算機センター FACOM 230-60 によつた。記して感謝の意を表したい。

文 献

- AKI, K., 1965, A Computer program for precise determination of focal mechanism of local earthquakes by revising focal depths and crust-mantle structure, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 15-22.
- CISTERNAS, A., 1963, Precision determination of focal depths and epicenters of local shocks in California, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **53**, 1075-1083.
- ENGDAHL, E.R. and R.H. GUNST, 1966, Use of a high speed computer for the preliminary determination of earthquake hypocenters, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **56**, 325-336.
- HASHIZUME, M., K. OIKE and Y. KISHIMOTO, 1966, Investigation of Micro-earthquakes in Kinki District—Seismicity and Mechanism of Their Occurrence, *Bull. Disaster Prevention Res. Inst., Kyoto Univ.*, **15**, 36-47.
- 堀 実, 松本英照, 1967, 和歌山附近における多点方式による極微小地震観測, *地震 II*, **20**, 41-49.
- ICHIKAWA, M., 1965, Mechanism of Earthquakes Occurring in Central and Southwestern Japan, and Some Related Problems, *Papers in Met. and Geophys.*, **16**, 104-156.
- 金森博雄, 津村建四朗, 1967, 近地地震震源決定の問題, 地震学会講演 (11 月).
- 三雲 健, 1960, 和歌山地方の局地地震の発震機構, *地震 II*, **13**, 67-77.
- 三雲 健, 大塚道男, 1960, 和歌山地方の地殻構造について, *地震 II*, **13**, 199-209.
- 中村正夫, 1968, 稠密観測による微小地震の発震機構, 地震学会講演 (11 月).
- NORDQUIST, J.M., 1962, A special-purpose program for earthquake location with an electronic computer, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **52**, 431-437.
- 尾池和夫, 三雲 健, 1966, 和歌山地方の微小地震の発震機構, 地震学会講演 (10 月).
- 尾池和夫, 三雲 健, 1968, 極微小地震の多点観測と地下構造の影響, *地震 II*, **21**, 54-66.
- 岡野健之助, 平野 勇, 1967, 京都周辺に発生する微小地震 (3), 京大防災研究所年報, **10 A**, 29-34.
- 塩野清治, 1970, 微小地震観測網から求めた和歌山地方の地震の発震機構 (第 1 報, 第 2 報), *地震 II*, **23**, 226-236.
- 渡辺 晃, 黒磯章夫, 1967, 紀伊半島西部の局地地震の二, 三の性質について, *地震 II*, **20**, 180-191.
- 渡辺 晃, 中村正夫, 1968, 近畿地方南西部の地殻上層部の構造について, *地震 II*, **21**, 32-53.