小地震の前震余震分布

京都大学理学部阿武山地震観測所 伊藤 潔・黒磯章夫

(昭和 54 年 5 月 30 日受理)

Detailed Spatial Distributions of Foreshock and Aftershock Activities of Small Earthquakes

Kiyoshi ITO and Akio KUROISO

Abuyama Seismological Observatory, Faculty of Science, Kyoto University

(Received May 30, 1978)

A modified master event method has been used for the precise determination of hypocenters of small earthquake sequences that occurred within the telemetered station network of the Abuyama Seismological Observatory in the northern Kinki district, central Japan. By use of the accurate P wave arrival times of telemetered stations, this method has decreased the uncertainty of relative location of each event to its master event to be about 0.1 km. And the detailed spatial distributions have been obtained for ten earthquake sequences of which magnitudes are from 2.5 to 4.0. The characteristics of the distributions are as follows; (1) The distribution of aftershocks and foreshocks of small earthquake, as well as that of large earthquake, defines a plane which seems to indicate a fault plane. (2) The trend of the aftershock area agrees with the trend of one of the nodal planes of main shock determined from the first motion of P waves. (3) Most of main shocks have been located on one end of aftershock areas and foreshocks have been located in the vicinity of the main shock. (4) The length of aftershock area is about 0.8 km for $M=4.0$ earthquake sequence and 0.5 km for $M=3.0$ sequence. These values roughly agree with the extrapolated values of Utsu's empirical equation between linear dimension of aftershock area and magnitude. The area of earthquake swarm, however, is two or three times larger than that of usual main shock-aftershock sequence. (5) The aftershock area enlarged slightly during the activity.

§ 1. 緒 言

小地震の余震については微小地震の観測が始まって以来多くの報告がなされている。しかし震源精度の問題から、小地震の余震域の大きさ、形状は大中地震のように決定することはできず、S-P 時の分布あるいは P 波の着震時の時間差から推定される場合が多い〔岡野・中村 (1967), KISHIMOTO and HASHIZUME (1966) など〕。最近、テレメーター観測網のデータを利用することにより、佃・中尾 (1978) はマグニチュード (M) 1~3 の地震群について、その

大きさは 0.2 km 以内であることなど、小地震群の性質を調べている。小地震は前震を有する場合もあり〔渡辺 (1977)〕、本震-余震系列あるいは前震-本震-余震系列としてこれらの位置関係を決定することができれば、地殻上層部の小破壊現象としてより詳細に調べることができる。

阿武山地震観測所のテレメーター微小地震観測網は比較的狭い範囲に密な観測点を持ち、観測網内に多数の地震が発生している〔黒磯・渡辺 (1977)〕。観測網内の地震については P 波の立ち上がりはよく 0.01 秒の刻時精度で検測がなされている。しかしこれらのデータによっても、条件のよい観測点の組合せによる場合でも震源の誤差は 1 km 程度以下にすることは難しい。この誤差の大きさは余震域と M の関係〔たとえば Utsu (1969)〕を M の小さい方に外挿すれば $M \div 4$ の余震域に相当する。地殻構造がさらに詳しくわからない限り、震源位置の分解能はせいぜい 1 km 程度である。

テレメーター観測網は全観測点の時計が 1 個であるため、相対的な着震時の精度はさらに向上させることができる。この良好な P 波の着震時により震源の相対的位置の精度を向上させることができる。DOUGLAS (1967) は多数の地震の震源を観測点の station correction と共に同時に決定する方法を提案し、*Joint Epicentre Defermination (JED)* と呼んだ。この方法は異つた形で FREEDMAN (1967) にも述べられている。また EVERNDEN (1967) は多くの観測点により精度良く決められた地震の O-C 残差を他の地震の震源決定の際に station correction とする方法を核爆発に対してテストし、深発地震の震源決定に適用している (*master event technique*)。DEWEY (1972) は JED を改良し、pP 相を追加することによつて深さをも同時に決定し、*Joint Hypocenter Method (JHM)* としてヴェネズエラの地震数十個に適用し、さらにそのとき得られた station correction を用いて *master event technique* により多数の震源を求めている。これらの方法はいずれも震源の範囲に比して観測点の範囲が広く、各観測点に対して、全地震の走時の標準走時からのずれが一定であるとして、その値を求めて補正することにより震源精度の向上をはかっている。DEWEY (1972) と同様な方法は伊豆半島沖地震の余震に対して青木によつて用いられており〔余震共同観測班 (1975)〕、比較的小区域の地震群に対しても有効である。小区域の場合にも地震の範囲より観測点の範囲が広いという条件は満たされているが、地震が小さくなると観測点数が限られてくるため、観測点の配置、選び方による誤差の影響が大きくなる。

本報告では精度のよい P 波を用いて $M=2.5 \sim 4.0$ の地震とその前震・余震の位置関係を相対的に精度良く決める方法について検討し、10 個の地震系列に応用した結果について述べる。

§ 2. 資 料

解析に用いた資料は阿武山地震観測所のテレメーター微小地震観測点11点の P 波の読取值であり、観測点と解析した地震群を Fig. 1 に示す。地震群は 1976 年 1 月から 1976 年 9 月までの期間に 3km 平方内に短期間に 7 個以上発生したものを選び、後述の方法で再決定した後、地震群中の数が 5 個以下になつたものは省いた。地震群は本震-余震型 (5 個)、前震-本震-余震型 (3 個) のほかに、群発型 (2 個) である。全地震のマグニチュード範囲は 0.2~4.0 である。Table 1 に解析した地震群を結果とともに示す。

P 波のデータは原則として定常観測の読取值を用い、特におかしいもののみ読み直した。読取りはグラフィックディスプレイによつて行なわれており、観測網内の地震については 0.01 秒の精度がある。Fig. 2 に記象例を示すが、ほとんどの記録はこのようなものである。

§ 2. 解析方法と震源の誤差

小地域に発生する地震群中の地震の相対位置を決定するのには、ある reference の地震を固定すれば *Joint Hypocenter Method* が良いと思われる。ここでは同等の結果を与える深発地震やマルチプルショックの相対位置決定に用いられる方法 [FUKAO (1972), OIKE (1971),

Fig. 1. Telemetered stations of the Abuyama Seismological Observatory (plus signs) and analyzed earthquake sequences (open circles).

Table 1. List of main shocks and parameters of earthquake sequences.

No.	Date		Time			Longitude			Latitude		
			h	m	sec	(°E)			(°N)		
1	1976	Sep. 06	07	17	28.25	135	21	36	34	45	23
2	1976	Nov. 02	16	07	04.98	135	20	58	34	58	12
3	1977	Feb. 09	10	18	25.79	135	47	30	35	02	17
4	1977	May 09	08	45	38.44	135	36	53	34	56	12
5	1977	Nov 25	12	53	29.66	135	25	04	35	03	21
6	1978	Jan. 07	06	01	16.96	135	21	02	34	58	04
7	1977	June 30	14	03	01.94	135	29	45	34	51	05
8	1977	Aug. 24	14	34	49.90	135	24	52	34	59	22
9	1978	Aug. 22	20	39	12.66	135	43	12	35	08	26
10	1978	Aug. 23	06	28	58.23	135	13	36	35	03	22

No.	Depth (km)	<i>M</i>	<i>M</i> *	<i>N</i>	<i>L</i> (km)	Remarks
1	11.95	3.1		23(8)	1.1	swarm
2	8.81	2.5		13	(2.0)	
3	11.55	3.9	3.9	16	0.85	
4	11.37	2.8	2.9	17	0.40	
5	12.73		3.8	24	0.85	
6	8.30		4.0	48(5)	0.80	swarm
7	10.13	3.5	3.5	12	0.90	
8	13.31	1.7		12	(1.3)	
9	14.63	3.2	3.4	27	0.60	
10	13.06	3.2	3.2	14(4)	0.90	

M; Magnitude determined by the following formula;
 $M=1.8 \text{ Log } A \text{ (}\mu\text{kine, pp)}+2.04 \text{ Log } r \text{ (km)}-4.50$
(after WATANABE (1972))
*M**; Magnitude by J.M.A.
N; Number of shocks in earthquake sequence. Numeral in blunkets shows the number of foreshocks.
L; Length of aftershock area.

Fig. 2. Examples of seismographs showing impulsive onset of first motions.

AOKI (1974) など〕を用い、その結果を一応正しいとして他の方法と比較する。この方法は reference の地震から *k* 番目の観測点への震波線の方角余波を (*l_k*, *m_k*, *n_k*) *i* 番目の地震の相対位置を (*x_i*, *y_i*, *z_i*) とすれば

$$l_k\left(\frac{x_i}{v}\right)+m_k\left(\frac{y_i}{v}\right)+n_k\left(\frac{z_i}{v}\right)=(t_{ki}-t_{ko})-(O_i-O_o)$$

となり、ここで *v* は震源付近の P 波の速度、*t_{ki}*, *t_{ko}* は *i* 番目の地震、および reference の地震の *k* 番目の観測点での着震時、*O_i*, *O_o* はそれらの発震時である。この式から (*l_k*, *m_k*, *n_k*), *t_{ki}*, *t_{ko}*, *v* を既知として、(*x_i*, *y_i*, *z_i*) を求めることができる。Fig. 3 (Ⅱ) に No. 5 の地震について求めた震央分布を示す。Fig. 3 (Ⅰ) には従来使っている O-C 残差の平方和を個々の地震について最小にする方法で求めた分布を示す。Fig. 3 (Ⅱ) に比して全体の大きさが倍になり、reference にとつた地震 (原点にありこの場合主震) に対して全体的に西にずれている。

Fig. 3. (I) Epicenters of the No. 5 earthquake sequence determined by a usual method. The epicenter at the origin is that of the main shock.
 (II) Epicenters of the same earthquakes determined by a "Joint Hypocenter method".
 (III) Epicenters of the same earthquakes determined by a modified master event method.
 (IV) Migration of the epicenter of the main shock determined from the P waves in various combination of stations.
 (V) Standard errors in epicenter locations of the main shock assuming a error in reading arrival time at each station of 0.02sec. Numeral represents the number of stations used for the hypocenter determination.

これは後述するように主に決定に使った観測点の偏りによるものでありスケールはちがうが大中地震の余震分布にみられる場合も多い。主震と余震の位置関係については特に十分な注意を要することを示している例でもある。Fig. 3 (III) は *master event* 法 [EVERNDAN (1969)] を微小地震の相対位置決定に都合が良いように改良して用いた結果である。なるべく多くの点で観測された地震 (多くの場合主震) を *master event* とし、その観測値の中から決定しよう

とする地震の観測点と同じ観測点のデータのみを取り出して震源を決め、そのときの O-C 残差を決定しようとする地震の *station correction* として震源を決め、そのときの震源の差を相対的位置とする。この方法は観測点配置の影響を考慮する点で EVERNDEN (1967) と異なる。この方法による結果 (Fig. 3(III)) は Fig. 3(II) とほとんど同じ結果を与える。しかもこの方法は多元の連立方程式を解く Fig. 3(II) の方法より簡単であり、特にデータの選択が容易になり、多数の地震系列の解析がしやすい。Fig. 3(IV) には観測点を種々に選んだ場合の *master event* 自身の震央の変化する様子を示す。観測点の選び方の誤差が大きく、Fig. 3(I) の分布から、Fig. 3(IV) をとり除いたものがおよそ Figs. 3(II), (III) になる。つまり観測点の選び方の影響が *station correction* よりはるかに大きいことがわかった。Fig. 3(V) には実際より大きめの 0.02 秒の観測誤差に対応する誤差楕円 [FLINN (1965)] の例を示す。数字は観測点数を示し、選び方によつて形は種々に変化するが、大きさはこの程度である。観測点数が少なくなると一般に誤差は大きくなる。特に深さについては観測点 7 点の場合震央の 2~3 倍、4 点の場合は 3~5 倍にも達する。解析に用いた地震の観測点は平均 7 点で、4 観測点以上のものを用いた。実際には相対的震源の誤差は Fig. 3(V) より小さく、個々の地震に対して誤差楕円を

計算して、観測点配置による誤差分布を考慮し、地震群の広がりとの関係をチェックした。以上のような比較を 4 つの地震群について行なつた結果、改良 *master event* 法を今回の解析に用いることにした。

解析に際して標準走時は Fig. 4(a) に示す構造によるものである。この構造を変化させたとき、深さの絶対値は数 km 変化するが、相対的震源位置はほとんど変化しない。その例を Fig. 4(b) に示す。水平成層構造に対して個々の地震の O-C 残差の標準偏差はおよそ 0.08 秒、この改良 *master event* 法の結果は 0.01 秒となり、実際の誤差は Fig. 3(V) の約半分である。

この方法で *master event* に選ぶ地

Fig. 4. Assumed layered structures and epicenter distributions of the No. 5 earthquake sequence.

震は重要である。しかしもし悪いデータが含まれていれば観測点の組合わせを変えたときに検出される利点がある。いくつかの地震を **master event** に選んでテストしたが結果はほとんど同じ分布を与えた。

§ 4. 解析結果

Table 1 に解析した地震群の本震（群発の場合は最大の地震）と分布の大きさを示す。Figs. 5~7 は地震群の解析結果の例である。震央分布と二つの直交する方向（余震域の長軸方向とそれに垂直な方向）への深さの投影図、本震の P 波初動の押し引き、および地震群の時間的系列が示されている。震央および深さ分布では前震を黒丸で示し、+印は本震を示す。押し引き分布はウルフネット上半球に八角形を引き、三角形を押しとして示した。地震群中の地震で本震と異なる押し引きを示す点を黒くつぶしてあり、この付近は節面に近いと考えて節面を

Fig. 5. Hypocenter distribution determined by a modified master event method, focal mechanism and magnitude of the No. 6 earthquake sequence. On epicenter and focal depth distributions solid circles show foreshocks, open circles show aftershocks and plus sign shows the master event (main shock). Focal mechanism is shown for the main shock by Wulff's net projection of P wave first motion on the upper hemisphere. Octangles show dilatations and triangles compressions. Solid symbols show that first motions of some foreshocks or aftershocks have different senses from that of the main shock and that these stations are considered to be close to one of the nodal planes.

Fig. 6. Hypocenter distribution and focal mechanism for the No. 3 earthquake sequence. Symbols are the same as in Fig. 5.

Fig. 7. Hypocenter distribution and focal mechanism for the No. 5 earthquake sequence. Symbols are the same as in Fig. 5.

決めた。すべての地震群についてこのような図をつくり、それらの結果次のようなことがわかった。

(1) $M=3.5\sim4.0$ の地震は明瞭な面状の分布をし、断層面上に余震が発生することを示す。その長軸の長さはおよそ 0.8 km であり、余震数の多少は関係ない。 $M=3.0\sim3.5$ の地震についてははつきりしないが同様な傾向を示し、長軸は約 0.5 km である。但し群発的なものの分布はばらつき、余震域の大きさは大きい。

(2) 本震は余震域の片側で発生する場合が多い。

(3) 分布の長軸の方向は押し引き分布から決まる節面の方向と一致する。横ずれ型の場合は (Fig. 5) 一方の節面との対応がつくが、縦ずれ型の場合は深さの精度が悪く、どちらと対応するかはわからない。(Figs. 6, 7)

(4) 前震の活動は本震の周辺にみられ (Fig. 6) 余震域よりやや狭い範囲で発生する。

(5) 各々の地震群は $30\sim120$ 日間ほど続き、活動中に余震域を少し拡大させる (Fig. 5)。本震後 $4\sim5$ 日経って発生する地震は本震直後の余震域内のものと、それを拡大させるように周辺で発生するものである。

§ 5. 考 察

今回の結果は地震群数が少ないので統計的な議論には十分でない。しかし余震のならぶ面を小地震に伴う断層面と見て活断層の分布と比較することができる。Fig. 8 に今回の結果を活断層の分布とともに示した。この図は地震の断層が 10 倍ほどに拡大されており、スケールが合わないが、今後それぞれの地域で小規模なスケールで地質断層との比較が可能であろう。 $M=3.0\sim4.0$ の地震は比較的広範囲に頻度も多いのでこの種の比較は地表の断層の調査に有効であろう。

小地震の震源パラメーター解析のためには断層の大きさと M との間の式が求められることが望ましい。UTSU (1969) による内陸の地震に対する余震域の大きさと M の式

$$\log L(\text{km}) = 0.5M - 2.0 (5.5 \leq M)$$

を外挿すれば、 $M=3.0\sim4.0$ について今回の結果はおおよそ対応している。しかし断層面の大きさは本震直後の余

Fig. 8. Active faults and trends of aftershock area. Inaccurate trends are shown by dots.

震域であると考えれば、断層の長さは今回の結果より約2割小さくしなければならない。小地震についての断層の長さについて求められている式、たとえば WYSS and BRUNE(1968) に比較すれば今回の余震域の大きさははるかに小さく、同論文中の PRESS (1967) の式よりやや大きい。今回の結果が断層面より大きい結果を与えているとすれば PRESS (1967) の式とほぼ対応すると考えてよい。今後数多くの地震について解析がされれば、さらにこの式が精度良く求められ、地域差などもわかるであろう。

$M=3.0\sim4.0$ の地震は数年毎に同じような地域でくり返して発生している。今回解析した地震群は近いものでも数 km 以上離れているが、データの蓄積を待てば、同じような地域でくり返す地震の位置関係、活動の様子を 0.1 km ほどの精度で分離して調べることができる。それによつてその地域の破壊進行の様相を詳しく知ることができる。

高精度刻時方式を有する観測点を注目する地域に追加配置することにより、今回の方法を用いて、その地域の地震活動をより詳しく調べることが可能である。Fig. 1 に示す和知(Wachi)観測点はその例で和知地震群の観測を行なっている。このような場合は時計の個数が増すのでそのため刻時精度に特に注意を要する。これらのことについては別に報告する。

§ 6. 結 語

小地震の前震余震分布を精度良く決定する方法について検討し、改良 *master event* 法により $M=3.0\sim4.0$ の地震群を解析した。地震群は断層面と思われる面状分布をし、発震機構から求まる節面とよい対応を示す。また相対的震源位置は約 0.1 km の精度で分離することが可能であることがわかった。これらの方法により地震活動の詳細な解析が可能になり、震源パラメーター、地質構造との関連などを調べることができる。

謝 辞

テレメーターのデータの読取りは竹内晴子氏によつてなされた。記して感謝の意を表する。また計算は京都大学理学部地震予知観測地域センターの FACOM U-200, および京都大学大型計算機センターの M-190 (課題番号 AAB 1142) によつた。

文 献

- AOKI, H., 1974, Plate Tectonics of Arc-junction at Central Japan, J. Phys. Earth., **22**, 141-161.
DEWEY, J.W., 1972, Seismicity and Tectonics of Western Venezuela, Bull. Seismol. Soc. Amer., **62**, 1711-1751.
DOUGLAS, A., 1967, Joint Epicentre Determination, Nature, **215**, 47-48.
EVERNDEN, J.F., 1969, Identification of Earthquakes and Explosions by Use of Teleseismic Data, J. Geophys. Res., **74**, 3826-3856.

- FLINN, E.A., 1956, Confidence Regions and Error Determinations for Seismic Event Location, *Rev. Geophys.*, **3**, 157-185.
- FREEDMAN, H.W., 1967, A Statistical Discussion of P Residuals from Explosions Part II, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **57**, 545-561.
- FUKAO, Y., 1972, Source Process of a Large Deep-Focus Earthquake and its Tectonic Implications, The Western Brazil Earthquake of 1963, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 61-76.
- KISHIMOTO, Y. and M. HASHIZUME, 1966, On the Mechanism of Earthquake at Hamasaka, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **16**, 41-56.
- 黒磯章夫, 渡辺 晃, 1977, 阿武山地震観測所の微小地震テレメーター・システムについて, *地震II*, **30** 91-106.
- OIKE, K., 1971, On the Nature of the Occurrence of Intermediate and Deep Earthquakes, 3. Focal Mechanisms of Multiplets, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **21**, 153-178.
- 岡野健之助・中村正夫, 1967, 余震を伴った小さな地震, *地震II*, **20**, 98-105.
- 佃 為成・中尾節郎, 1967, 東中国・北近畿地方における微小地震系列の研究(I), *地震II*, **29**, 395-410.
- UTSU, T., 1969, Aftershocks and Earthquake Statistics (I), *J. Faculty Science, Hokkaido Univ., Ser. VI*, **3**, 129-195.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, *地震II*, **24**, 189-200.
- 渡辺 晃, 1977, 小地震のプリカーサーについて, *地震予知連絡会々報*, **18**, 107-108.
- WYSS, M. and J.N. BRUNE, 1968, Seismic Moment, Stress and Source Dimensions for Earthquakes in the California-Nevada Region, *J. Geophys. Res.*, **73**, 4681-4694.
- 余震共同観測班, 1975, 伊豆半島沖地震とその余震の観測, 1974 年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, 11-19.