1970 年秋田県南東部地震の余震の 発生様式について

東北大学理学部 楠瀬 勤一郎・平澤 朋郎

(昭和 52 年 6 月 21 日受理)

Characteristics of Aftershock Occurrence in the Case of the Southeastern Akita Earthquake of 1970

Kinichiro KUSUNOSE and Tomowo HIRASAWA

Faculty of Science, Tôhoku University

(Received June 21, 1977)

A study is made on the spatial and temporal changes in aftershock activity of the southeastern Akita earthquake of 1970, in relation to the characteristics of earthquake faulting in the upper crust. Aftershocks are found to have occurred almost exclusively in the so-called granitic layer of the crust. For the first 50 hours after the main shock occurrence the hypocenters of aftershocks were concentrated nearly on a plane dipping by 52° towards $N 64^\circ E$, which is in accordance with one of P-wave nodal planes in the focal mechanism solution of the main shock. Afterwards, the aftershock activity had a general tendency of upward migration, and spread in the northeast direction to constitute a group of shallow aftershocks which we call the eastern group. While shallow aftershocks in the western group were located approximately on the focal plane found for events in the first 50 hours, those in the eastern group are interpreted to have occurred along the other nodal plane in the mechanism solution of the main shock, indicating the existence of a conjugate fault system. Composite mechanism solutions are obtained from P-wave data for shallow aftershock groups. They are almost the same mechanism of reverse fault type for the main shock. Aftershocks deeper than 15 km scattered around the horizontal boundary between the granitic and the basaltic layers. The composite mechanism solution for this group differs in its larger strike slip component from the other solutions, though it is of reverse fault type. If the nodal plane with a small dip angle is assumed to be the fault plane, the direction of slip motion agrees well with that of relative motion between the Eurasia and the Pacific plates.

§1. はじめに

1970 年 10 月 16 日に発生した秋田県南東部地震 ($M=6.2$) の震源付近は、秋田駒ヶ岳と雫石から延びる東西二列の隆起帯と、それにはさまれた向斜構造をもつ平鹿盆地からなっている。平鹿盆地の西縁は北から延びた川舟一割倉山断層帯によつて区切られている。この断層帯は秋田県南東部地震の震央付近に至つて、黒沢断層・肴沢断層といった数条の断層に置き換えられている〔北村・他 (1971)〕。この川舟断層とその西にある千屋断層は 1896 年の陸羽地震

に際して生じたものであり、秋田県南東部地震は川舟-割倉山断層帯の南端に発生した。地学的にはこれら二つの地震を一つの関連した断層運動としてとらえることができよう。

秋田県南東部地震は東北大学微小地震観測網のほぼ中央で発生したため、東北日本内陸に発生する浅発地震の発生機構の研究にとって貴重な情報源となっている。余震の震源分布と、本震・余震の発震機構については長谷川武司・他(1974)によつて報告されている。長谷川昭・他(1975)は実体波、表面波、および、地殻変動のデータの解析に基づいて本震の震源過程を論じ、MIKUMO(1974)も実体波と地殻変動のデータ、特に、強震計の記録を用いて本震の発生機構を研究している。しかし、地震波ならびに地殻変動のデータには十分な解像力がないため、発震機構から求められている2枚のP波節平面のどちらが断層面であるかの結論が得られていない。ここでは、断層面を決定する手掛かりの一つとして、余震の震源を再決定し、震源分布の時間的・空間的变化、および、発震機構を吟味して、余震の発生様式を明らかにしたい。

§2. 震源決定の方法

震源決定に使用したデータは東北大学微小地震観測網と東京大学による臨時観測点における地震記録の読み取り値で、その一部は今回読み直した。P波の速度構造として、長谷川武司・他(1974)の使用した構造を基に、モホ面でP波速度が連続になるよう薄い速度漸移層をおいた。なお、P波速度とS波速度の比は1.73とした。

余震の震源決定は次のように行つた。震源が余震域のほぼ中央にあり、かつ、精度よく決定

Fig. 1. P-wave velocity structures.

A; the model used in the present study.

B; the model used by T. HASEGAWA *et al.* (1974).

C; the model given by YOSHII and ASANO (1972).

されていると考えられる地震を基準地震とし、この基準地震に対する各観測点のP波到達時刻および $(S-P)$ 時間の読み取りと他の地震に対する同じ観測点のそれらとの差を観測データとして、基準地震に相対的な震源位置と発震時を最小二乗法により求めた。このように、同じ観測点の到達時刻の差を用いることにより、標準走時からのずれを表わす観測点補正値は相殺され、観測データに含まれる誤差は偶然誤差とみなせるであろう。しかし、観測データに含まれる偶然誤差のうち基準地震に起因するものは、他の地震の相対位置決定に常に様な影響を与え、得られた震源分布が真の分布から系統的にずれる可能性

がある。この系統的なずれを小さくするために次のような方法をとった。基準地震の震源の第一近似として長谷川武司・他 (1974) の求めた震源を用いて他の多くの地震の相対的震源を最小二乗法により決定する。求められた震源の最確値を用いて各観測点での P および $(S-P)$ の観測値と理論値の差(残差)が計算できる。観測点のそれぞれにおいて、相対的震源を求めようとする多くの地震について残差の平均値を計算するとそれらの地震のそれぞれに起因する偶然誤差は互いに相殺され、この平均値は基準地震に起因する偶然誤差の推定値を与えることが期待される。このことから、残差の平均値に基づいて各観測点の重みを定義し、基準地震の震源を再決定した。さらに、この新しく求めた基準地震の震源と重みを用いて各地震の震源の相対位置を最小二乗法で決定した。

観測点によつて記録をとつた時期と期間が異なるため、実際には今回調べた期間全体をおおむね基準地震を見出せなかつたので、各観測点の記録をとつた時期から全体を3つの期間に分け、それぞれに基準地震を定めた。第一期間の基準地震によつて他の2つの期間の基準地震の位置を再決定した。

Fig. 2. Distributions of aftershock epicenters.

(a) The epicenter distribution given by T. HASEGAWA *et al.* (1974), in which the solid circle with cross indicates the main shock.

(b) The epicenter distribution obtained in the present study.

Solid circles; aftershocks of October 17.

Solid triangles; master earthquakes used for the hypocenter determination of aftershocks in different periods, No. 1 being used for events from Oct. 17 to Oct. 18, No. 2 from Oct. 19 to Oct. 22, and No. 3 from Oct. 23 to Nov. 23.

The straight line AA' shows the vertical section used in Fig. 6.

基準地震が異なることによつて求められた震源がどのように影響をうけるかを調べるため、各期間の終りの部分については次の期間の基準地震を用いて震源決定を行つた。2つの基準地震によつて独立に求められた同一の地震の震源は、それぞれ、たがいの標準偏差の推定値の範囲に収まり、また、系統的なずれも認められなかつた。したがつて、求められた震源を均質なデータとみなして全期間を通じた余震活動を議論することができる。

§3. 震源分布

震源の再決定を行つた期間は1970年10月17日0時より11月23日24時までであり、震源の求まつた余震は約690個である。Fig. 2に再決定した震央分布を、同じ期間における長谷川武司・他(1974)によつて求められた震央分布とともに図示した。今回得られた結果では、余震域がやや狭くなり震央が集中しているが、全般的な傾向は一致している。また、図中の黒丸は10月17日中に発生した余震の震央であるが、それ以後の震央(白丸)の分布をみると余震域が北東に拡大していつたことが認められる。なお、図中に示されている1, 2, 3は基準地震の震央を表わしている。

Fig. 3は震源が求まつた全期間の余震について最確値の深さ分布をとつたものである。これから余震が深さ5 km から17 km の間に起こり、特に10 km から13 km の間に全体の44%の余震が集中していることが読みとれる。震源が浅く決定された余震の深さの最確値は一

Fig. 3. Frequency distribution of aftershocks with respect to focal depth.

C; frequency distribution with respect to most probable value of focal depth.

A; frequency distribution with respect to the quantity, the most probable value minus its standard deviation.

B; frequency distribution with respect to the quantity, the most probable value plus its standard deviation.

般に大きな標準偏差を持つ傾向が認められた。この事を見易くするために、各余震に対して求められた深さの最確値にその標準偏差の推定値を引いた値(A), および、標準偏差の推定値を加えた値(B)の頻度分布もFig. 3に示した。Bの頻度分布の最浅点である4 kmよりも浅い余震の存在する可能性は少なく、同様にAの分布の最深点である19 kmよりも深い余震が存在する可能性も少ない。Fig. 1に示された爆破地震動グループの求めた男鹿気仙沼に沿つた地殻構造によれば、この結果は余震が5.9 km/sec 層に限られて発生していることを示唆する。

次に、震源の深さ分布の時間的推移を調べた。

Fig. 4. Temporal change in frequency distribution of aftershocks with respect to focal depth. Each frequency distribution is obtained from 100 events for which the standard deviations of focal depths are less than 3 km.

このために深さの標準偏差の推定値が 3 km 未満の余震を発生順に 100 個ずつ取り出し、震源の深さに関する頻度分布 (Fig. 4) を作成した。まず、最初の 100 個の余震についてみると、分布の山が 12~13 km にあり、余震は 10~15 km に集中している。次に、第 3 段階をみると余震が 8~14 km に集中しており、分布の山も 11~12 km の深さに移っている。さらに、第 5 段階では余震が 7~13 km に集中しており、分布の山も 10~11 km とさらに浅くなっている。また第 4, 第 5 段階では余震の約 50% が 10 km よりも浅いところで生じている。このように、余震活動が時間と共に深い所から浅い所へ移行したことが読みとれる。

Fig. 5. Temporal variation in orientation of the focal plane determined from the hypocenters of 40 aftershocks. The upward normal to a focal plane is illustrated by a circle by the equal area projection of the upper hemisphere, where the numeral attached to a circle indicates the group number given in Table 1. The solid circles are the results obtained from the first 120 events (c.f. Table 1).

§4. 震源面

1974 年伊豆半島沖地震〔唐鎌・他(1974)〕のように余震が本震の断層面に沿って発生したと考えられる例が数多く報告されている。そこで、ここでは余震の震源がある面(震源面と呼ぶ)に乗ると仮定して、余震の震源分布から震源面を推定してみる。震源面が時間的に変化する可能性を考慮して、発生順に 40 個ずつ余震を取り出し、そのそれぞれにつき最小二乗法を用いて震源面を決定した。Fig. 5 は震源面の法線を上半球に投影したものを等面積図法で表わしている。また、各組の余震は 40 個のうち 20 個ずつ重複させて移動平均の効果を持たせてある。

Fig. 5 および Table 1 からわかるように、120 番目の地震(本震発生 50 時間後)までは

震源面の傾斜方向、傾斜角の変動は小さく、標準偏差も小さい。従つて、これら 120 個の余震群を一組にして震源面を決定すると傾斜方向 $N64^{\circ}E$ 傾斜角 52° の北東下りの面が求まる。この震源面は本震の発震機構〔長谷川昭・他(1975)〕から期待される P 波節平面 (Table 2 参照) の一つに相当しており、この面が本震の断層面をあらわすと考えられる。Fig 6 (a) にこの震源面の傾斜方向を含む鉛直断面に表示した震源分布と震源面を示した。

本震発生 50 時間以降の余震については、Fig. 5 から読み取られるように決定された震源面の傾斜方向、傾斜角の変動が大きく標準偏差も大きくなる。これは特定一つの主破壊面の存在による拘束から離れて余震が起こり始めたことを示唆する。このことを明らかにするため、121 番以降の余震について空間的な分布から 3 つの余震群に分けて考えてみる。まず、余震の深さ分布 (Fig. 3) から、深さ 15 km よりも深い余震が急激に減っていること、また、5.9 km/sec 層と 6.6 km/sec 層との境界を考えて、15 km より深い余震を 1 つの余震群と考える。次に、震央分布が時間と共に北東方向へ拡大したことを考慮して東経 $140^{\circ}45'$ を境として東西 2 つの余震群に分けて考える。

本震発生後 50 時間の余震では、西側の余震域に入る地震の数は約 70% であるが、50 時間以降では約 65% に減少し、特に解析期間の最後の 120 個の余震をみると約 60% になっている。

Table 1. Temporal change in orientation of focal plane determined from hypocenter distribution of aftershocks

No.*	Dip direction	Dip angle	St. deviation**
1	55.86°	38.33°	0.87 km
2	64.94	41.70	0.73
3	58.96	32.87	1.11
4	52.47	46.68	1.24
5	66.18	56.00	0.81
6	104.77	81.91	0.86
7	121.57	76.94	2.06
8	-95.99	71.23	4.03
9	-102.43	85.35	3.60
10	-10.14	18.39	2.06
11	-64.66	17.42	1.62
12	62.51	23.04	1.65
13	22.01	20.67	1.58
14	32.92	26.79	1.94
15	11.94	21.21	1.95
16	-122.18	73.43	1.70
17	-115.43	73.58	1.48
18	43.65	80.46	1.40
19	45.30	70.73	1.43
20	50.65	61.10	4.42
21	-126.25	61.53	2.01
22	30.93	64.72	1.64
23	18.04	45.92	1.62
24	26.43	41.79	1.64
25	38.94	39.61	1.40
26	58.71	49.01	1.64
27	84.50	6.13	1.44
28	25.71	9.93	1.58
29	-166.17	14.26	1.33
30	40.95	66.59	1.61
31	84.64	65.27	1.63
32	70.90	61.88	1.67
33	56.26	69.34	1.43

* Group No. A group consists of 40 events. The latter 20 events in a group are re-used as the first half of the next group.

** This quantity indicates the scattering in distance of aftershock hypocenters from the focal plane determined.

これは前節に述べた北東方向への余震域の拡大を反映しているものである。

本震発生 50 時間以後の余震について Fig. 6(a) と同じ方向にとつた鉛直断面で震源分布を表わした [Figs. 6(b), (c)]. Fig 6(b) は 10 月 22 日までの期間, また Fig. 6(c) は 10 月 23 日から 11 月 23 日までの期間の余震について表示してある。それぞれの図で白丸は西の余震群, 黒丸は東の余震群, ×印は深さ 15 km より深い余震群である。この黒丸の余震群に注目すると白丸の余震が右下りの震源面を形成するのに対し, 左下りの面を形成しているように見え

Fig. 6. Hypocenter distributions of aftershocks with the standard deviation of the observations less than 0.2 sec, projected on a vertical section with strike of $N 64^{\circ} E$. The points A and A' correspond to those in Fig. 2 (b).
(a) Aftershocks from Oct. 17 to 16:00 on Oct. 18. The dashed line indicates the focal plane determined by the least squares method.
(b) Aftershocks from 16:00 on Oct. 18 to Oct. 22.
(c) Aftershocks from Oct. 23 to Nov. 23.
In figures (b) and (c), solid circles show shallow aftershocks which occurred east of $140^{\circ} 45' E$, and crosses aftershocks deeper than 15 km.

る。すなわち西側の余震域に生じた余震は全期間を通じて北東下りの震源面に沿って生じているのに対し、新たに北東に拡大した余震群の活動はこれに共役な面上で生じたと解釈される。

このように地震の発生に際して共役な関係にある断層が誘導された例としては 1927 年北丹後地震, 1945 年三河地震などが知られている。これらの地震は断層面が鉛直に近く、横ずれ成分の大きい地震であるが、今回の結果は逆断層型の地震においても共役な断層面が誘導されることを示している。

次に 15 km 以深の余震群についてみると、15~17 km の深さにその約 70% の余震が発生し、かつ水平方向に長く分布している。5.9 km/sec 層と 6.6 km/sec 層の境界が 17 km 付近の深さにあると考えられるので、この余震群の存在はこの境界面に沿って地震が発生しているとみなすこともできよう。ODA and HIRASAWA (1974) は断層面上の応力条件に基いて剛性率の異なる 2 つの媒質にまたがった longitudinal shear crack による変位場、応力場を計算した。それによれば、断層面上のクラック先端ばかりでなく、媒質間の境界面上にも大きな剪断応力が発生する。一般に、断層が弾性定数の異なつた領域まで進行した場合、領域の境界面に沿つたすべり面が誘導される可能性が示唆される。これより、15 km より深い余震群は本震の断層面が 5.9 km/sec 層と 6.6 km/sec 層の境界付近に達したため誘発された境界面に沿うすべりに対応するという解釈も可能である。

§5. 発震機構

地震波到達時刻の観測値の標準偏差が 0.2 秒以下の余震を用いて、重ね合わせの方法で余震群の平均的な発震機構を求めた。この節では、全期間における余震を 3 つに分類しよう。すなわち、深さ 15 km 以浅で東経 140°45' を境界に、東西に 2 つの余震群と、15 km より深い余震群である。

西の余震群および東の余震群の発震機構 (Figs. 7 (b), (c)) はともに長谷川昭・他 (1975) の求めた本震の発震機構 (Fig. 7(a)) と類似しており、これらの余震群が本震と同じテクトニック・ストレスによつて発生したと考えられる。一方 Fig. 7(d) に見られるように、15 km より深い余震群の発震機構は本震、および、他の 2 つの余震群の発震機構とは異なっている。もし、傾斜角の小さい P 波節平面を断層面とみなすと、低角の逆断層ですべり方向は N69°W となり、太平洋プレートとユーラシアプレートの相対運動の方向と矛盾しない [たとえば、LE PICHON (1968)]。従つて、15 km より深い余震群はこの P 波節平面に相当した断層面に沿つたすべりに対応すると考えられる。さらに、この断層面は 5.9/sec 層と 6.6 km/sec 層の境界付近に位置し、かつ、境界面にはほぼ平行である。

Fig. 7. Focal mechanism solutions illustrated by the equal area projection of the lower half of focal sphere. The letter P or T means pressure or tension axis.
 (a) The mechanism solution for the main shock given by A. HASEGAWA *et al.* (1975).
 (b) The composite mechanism solution for the western group of shallow aftershocks.
 (c) The composite mechanism solution for the eastern group of shallow aftershocks.
 (d) The composite mechanism solution of aftershocks deeper than 15 km.

In figures (b) to (d), solid and open circles show compression and dilatation, respectively, of observed P-wave initial motions, and a circle of small or large size indicates 1 or 10 readings.

長谷川武司・他 (1974) は、余震域の北西部で起こった余震の平均的発震機構がその他の余震の平均的発震機構と顕著な差違があることを示している。著者等もこの事を考慮して、15 km 以浅の地震を4つのグループに分け、その平均的メカニズムを求めてみたが、北西余震域のメカニズムが有意に異なるという結果は得られなかった。一方、長谷川武司・他 (1974) によれば、北西部分の余震群の約 80% は深さ 10 km よりも深いのに対し、その他の余震群では 10 km よりも深い余震は約 62% であり、北西部分の余震がより深い傾向にあることを示して

Table 2. Focal mechanism solutions

	P Axis		T Axis		Nodal plane		
	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Dip Direction	Dip angle	Slip angle
Main shock*	44°	0°	134°	74°	29° 239°	47° 47°	68° 68°
Western aftershock Group	249.9°	13.6°	32.2°	73.0°	83.5° 241.5°	32.5° 59.3°	71.2° 78.3°
Eastern aftershock Group	46.9°	10.4°	182.1°	75.5°	38.2° 239.3°	56.2° 35.7°	77.8° 72.6°
Deep aftershock Group	87.0°	30.0°	320.2°	46.0°	110.6° 216.1°	81.1° 30.5°	61.0° 17.9°

* A. HASEGAWA *et al.* (1975).

いる。従つて、この研究における深い余震群の平均的メカニズムが浅い余震群のそれと異なるという結果と、彼等の得た上述の結果とは関連していると考えられる。

§6. おわりに

1896 年の陸羽地震に際しては、Fig. 8 に示される川舟断層と千屋断層の 2 つの断層が形成された。千屋断層は、ほぼ南北方向の走向を持ち東側上がりの衝上断層である。一方、川舟断層は北東—南西の走向を持ち、西へ 60~80° で傾斜し、西側の衝上している逆断層である〔大塚(1935)〕。このように陸羽地震が川舟と千屋という 2 つの断層を持ち、前者が東上がりの逆断層で、後者が西上がりの断層であつたことは、今回、秋田県南東部地震において見出された、共役な関係を持つ北東下がりの震源面の存在に類似している。これはまた、村井 (1973) のようにこれら 2 つの地震が真昼山地の地塊状隆起運動の一環であるとする見方とも矛盾しない。

今回示唆された 5.9 km/sec 層と 6.6 km/sec 層の境界面でのすべり面の存在や、余震がほぼ 5.9 km/sec 層にかぎられて存在することから、変形の形式としては地殻上部ではぜい性破壊が、地殻下部では塑性流動が支配的である可能性が示唆され、テクトニック・ストレスによつてひきおこされた地塊状運動は地殻上部における運動形式で、地殻下部ではより一様な流動運動が卓越しているのかもしれない。

この研究にあたって、秋田工業高等専門学校の長谷川武司助教授と東北大学理学部青葉山地

Fig. 8. The fault traces, shown by thick lines, associated with the Rikuu earthquake of 1896. The dash-dot curve is the boundary between Akita and Iwate prefectures.

震観測所の長谷川昭氏には有益な助言をいただき、かつ、貴重な資料を貸していただいた。また、鈴木次郎教授、高木章雄教授には終始御指導いただいた。さらに山本清彦氏をはじめ地震講座と青葉山地震観測所の方々にも多くの御教示を賜わった。ここに記して感謝の意を表したい。

文 献

- 長谷川昭・笠原敬二・長谷川武司・堀修一郎, 1975, 1970 年秋田県南東部地震の発震機構 (その 2), 地震 2, 28, 141-151.
- 長谷川武司・堀修一郎・高木章雄・長谷川昭・笠原敬二・鈴木次郎・平澤朋郎・堀内茂木・小山順二, 1972, 1970 年秋田県南東部地震の発震機構について (序報), 東北地域災害科学研究報告 (昭和 46 年度), 91-96.
- 長谷川武司・堀修一郎・長谷川昭・笠原敬二・堀内茂木・小山順二, 1974, 1970 年秋田県南東部地震の発震機構, 地震 2, 27, 302-312.
- 唐鎌郁夫・津村建四朗・高橋正義・荻野 泉・酒井 要, 1974, 1974 年伊豆半島沖地震の余震観測—伊豆半島下賀茂, 松崎および奥野における観測速報一, 東京大学地震研究所研究速報, 14, 55-67.
- 北村 信・石崎国熙・野田浩司・木村勝弘, 1971, 奥羽脊梁山脈に発生した 1970 年 10 月 16 日秋田県南東部地震の災害について, 東北大地質古生物研報, No. 71, 1-12.
- MIKUMO, T., 1974, Some Considerations on the Faulting Mechanism of the Southeastern Akita Earthquake of, 1970, J. Phys. Earth, 22, 87-108.
- 村井 勇, 1973, 1970 年 10 月 16 日秋田県南東部地震の災害, 地震研究所研究速報, 10, 87-108.
- ODA, H. and T. HIRASAWA, 1976, The Effect on Medium Heterogeneity upon the Static Deformation due to a Longitudinal Shear Crack, Sci. Rept. Tôhoku Univ., Ser. 5, Geophys., 23, 115-132.
- 大塚弥之助, 1935, 明治 29 年陸羽地震川舟断層の現状その他, 地震, 10, 469-476,
- LEPICHON, X., 1968, Sea-Floor Spreading and Continental Drift, J. Geophys. Res., 73, 3661-3697.
- YOSHII, T. and S. ASANO, 1972, Time-Term Analyses of Explosion Seismic Data, J. Phys. Earth, 20, 47-57.