

1996年9月9日に種子島で発生した地震 (MJMA5.7) の余震分布

著者	関谷 博, 後藤 和彦, 宮町 宏樹, 角田 寿喜, 平野 舟一郎
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要=Reports of the Faculty of Science, Kagoshima University
巻	30
ページ	89-99
別言語のタイトル	Aftershock Distribution of the September 9, 1996 Earthquake (MJMA5.7) at Tanegashima, Japan
URL	http://hdl.handle.net/10232/00006974

1996年9月9日に種子島で発生した地震 (MJMA5.7) の余震分布

関谷 博¹⁾・後藤和彦²⁾・宮町宏樹¹⁾・角田寿喜¹⁾・平野舟一郎²⁾

(Received September 10, 1997)

Aftershock Distribution of the September 9, 1996 Earthquake (MJMA5.7) at Tanegashima, Japan

Hiroshi SEKITANI¹⁾, Kazuhiko GOTO²⁾, Hiroki MIYAMACHI¹⁾,
Toshiki KAKUTA¹⁾, and Syuichiro HIRANO²⁾

Keywords : Tanegashima, aftershock, upper crust, normal fault, active fault

Abstract

On September 9, 1996, an earthquake with magnitude MJMA5.7 occurred at the central-southern part of Tanegashima, Japan. A temporary observation was carried out at six seismic stations from September 12 to November 4, 1996. In this paper, we analyze the aftershock activity by jointly using data of temporary observation, micro-seismic network of Kagoshima University and station at Tanegashima operated by JMA.

We relocated 462 aftershocks precisely in considering station corrections. The aftershocks distribute on a dipping plane of about 65 degrees to SW direction with NW - SE strike in upper crust. The area of aftershocks is 6km × 10km and the depth range is 4km to 12km. The focal mechanism solutions show the normal fault type, one of the nodal planes corresponds well to the aftershock distribution. The aftershock distribution and fault mechanism solutions revealed in this study agree well to one of active faults, Shimoda-Yuku fault, at Tanegashima.

1 はじめに

1996年9月9日13時34分頃種子島で比較的規模の大きな地震が発生した。気象庁(以下JMA)によると震源は30°29.7'N, 130°57.2'E, 深さ19.4km, マグニチュード5.7であり, 種子島中南部の地殻内に発生した地震である。この地震による各地の震度は, 種子島の西之表市で震度4(中震), 屋久島, 口永良部島, 鹿児島県肝属郡田代町で震度3(弱震), 鹿児島市で震度2(軽震)など

であり, 種子島を中心に, 南九州から薩南諸島にかけて広い範囲で有感となった。この地震による被害は, マグニチュードのわりには小さく, 鹿児島県熊毛郡中種子町の熊野地区の港湾でコンクリート製の岸壁に亀裂がはいり, 同郡南種子町荃永地区では崖崩れがあり, 住居1棟が倒壊した。種子島で震度4となったのは, 1981年1月14日の地震(MJMA5.2, 深さ10km)以来15年ぶりである。

日向灘から薩南諸島に至る海域はプレート境界地震の活動度が高く, 種子島東方沖でも被害をもたらす規模の

¹⁾ 鹿児島大学理学部地球環境科学科 〒890 鹿児島市郡元1丁目21-35

Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science,
Kagoshima University, 21-35, Korimoto 1-chome, Kagoshima 890, Japan

²⁾ 鹿児島大学理学部附属南西島弧地震火山観測所 〒892 鹿児島市吉野町10861

Nansei-toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Faculty of
Science, Kagoshima University, Yoshino-cho, 10861, Kagoshima 892, Japan

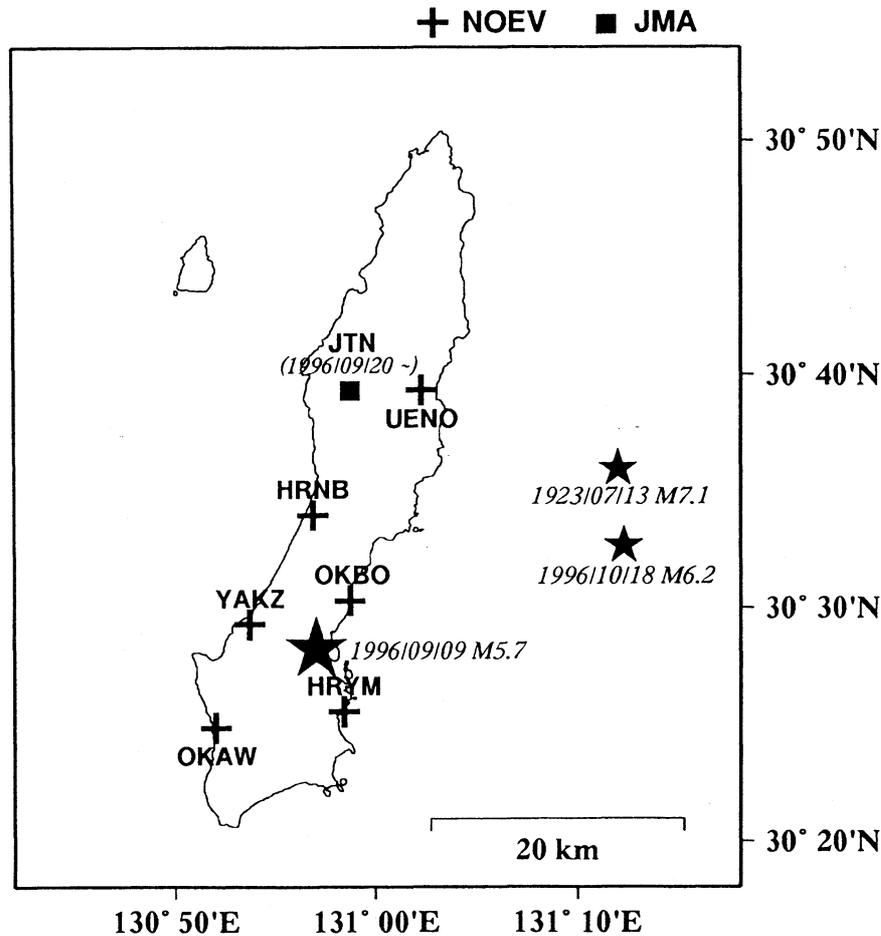


Fig. 1. 臨時観測点 (+) と JMA の観測点 (■) の配置。および 1923 年, 1996 年 9 月 9 日, 1996 年 10 月 18 日の地震の位置。

大きな地震がたびたび発生している。例えば, 1923 年に発生した M7.1 の地震 (Fig.1) では種子島で 57 戸の家屋の倒壊などの被害があった [宇佐美 (1996)]。また, 最近では, 今回の地震後の 1996 年 10 月 18 日に M_{JMA}6.2 の地震 (Fig.1) が発生している。しかし, 種子島内陸部では北西-南東走向の南西落ち正断層型の活動度 B 級の活断層の存在が知られている [九州活構造研究会 (1995)] が, 大きな被害を生じた地震の記録はない。

種子島地域では, 種子島の東方海域での地震活動については従来より, よく研究がなされている [長宗 (1988), 福岡管区気象台 (1991)] が, 種子島の内陸部の地震についてはほとんど論じられておらず, 今回の地震は種子島内陸部の地震活動の特徴を明らかにする絶好の機会である。しかし, 鹿児島大学理学部附属南西島弧地震火山観測所 (以下 NOEV) の微小地震観測網は南九州のほぼ全域に展開されているものの, 種子島には観測点がまだ整備されていない。また, JMA は種子島に観測点を設置しているが, 南九州に展開している観測点の数は少

ない。このため NOEV や JMA の定常観測点だけでは種子島地域に発生した地震の震源を精度よく求めることは困難である。そこで, 詳細な余震活動を調査するために, 1996 年 9 月 12 日から 1996 年 11 月 4 日までの 54 日間, 種子島の 6 ヶ所に臨時観測点を設け, 余震観測を行なった。本研究では, 臨時観測点, NOEV および JMA の観測点によって得られたデータを用いて, 1996 年 9 月 9 日に種子島で発生した地震の余震活動を明らかにし, 種子島内陸部での比較的規模の大きな地震の特徴を考察する。

2 臨時地震観測およびデータ

鹿児島大学は余震域を囲むように, 本震発生 3 日後の 1996 年 9 月 12 日に種子島の西部沿岸部に 3 点 (HRNB, YAKZ, OKAW), 翌 13 日に東部沿岸部に 2 点 (OKBO, HRYM) の計 5 ヶ所に臨時観測点を設け, 余震観測を行なった。臨時観測点の配置を Fig.1 に示す。その後, 1996 年 10 月 18 日に今回の地震の余震域より約 25 km 離れた

種子島の東方沖で MJMA6.2 の地震 (Fig.1) が発生したため、この地震の余震活動を調べるため、9月9日の地震の余震域から最も離れた OKAW 観測点を10月19日に撤収し、10月18日の地震に近い種子島東部沿岸部に上之町観測点 (UENO) を設置し、同日中に観測を開始した。これらの全臨時観測点は1996年11月4日に撤収した。

各観測点とも固有周波数 2.0Hz の上下動地震計を用い、データはトリガ方式でデータロガーに収録した。サンプリング周波数は 100Hz である。データロガーの内部時計は、6時間毎に GPS 衛星からの信号により校正され、1msec の精度が確保されている。収録されたデータは現地でもパソコンを用いて回収した。

本研究では、臨時観測点のデータの他に JMA の種子島観測点 (JTN; Fig.1) および NOEV のデータを用いた。JTN 観測点と NOEV の観測点では固有周波数 1.0 Hz の地震計による 3 成分観測がなされており、データは 100Hz サンプリングで収録されている。

3 本震発生前後の地震活動の時間推移

Fig.2 に NOEV で決められた1996年1月から本震発生直前までに種子島付近で発生した地震の震央分布および1996年1月から本震発生後の9月10日までの地震の N30E 方向に投影した時空間分布を示す。Fig.2 をみると、今回の地震の余震域では1996年1月から6月5日まではほとんど地震は発生していないが、6月6日の地震 (M4.5) 以後は、本震発生まで断続的に地震が発生している。この地震活動は今回の地震の前駆的な活動と考えることもできる。しかし、本震発生前22日間には地

震は発生しておらず、明瞭な前震は認められない。

Fig.3 に NOEV で決められた本震発生から1997年1月までに発生した余震の日別地震数 ($M \geq 1.5$) の時間変化を示す。余震活動は、12月11日の最大余震 (M4.3) の発生に伴い12月中旬にやや活動的となるが、全体的には時間の経過とともに順調に減衰している。すなわち、今回の活動は「本震-余震」型と考えられる。

1996年10月18日19時50分には9月9日の地震から約25 km離れた種子島東方沖のプレート境界で MJMA6.2 の地震 (JMA 発表深さ36km) が発生した。しかし、比較的近い位置で M6 クラスの地震が発生したにもかかわらず、9月9日の地震の余震の発生回数 (Fig.3) には10月18日の地震の明瞭な影響はみられない。

4 余震分布

臨時観測点は上下動成分のみの観測であるため、精度の良い S 波初動到達時刻を検測することは困難であり、決定される震源精度も良いものとは言えない。一方、余震域の北方約20kmに位置する JMA の JTN 観測点のデータが9月20日以降鹿児島大学に伝送されるようになったため、このデータも解析に使用できるようになった。JTN 観測点では3成分の観測がなされており、S 波初動到達時刻の検測精度が良いことが期待できる。そこで、本研究では JTN 観測点のデータを利用し、以下の方法で震源決定精度の改良をはかることにより、臨時観測期間中の余震の震源を再決定した。

まず、臨時観測点と JTN 観測点とともにトリガ収録されている比較的規模の大きな余震169個について、臨

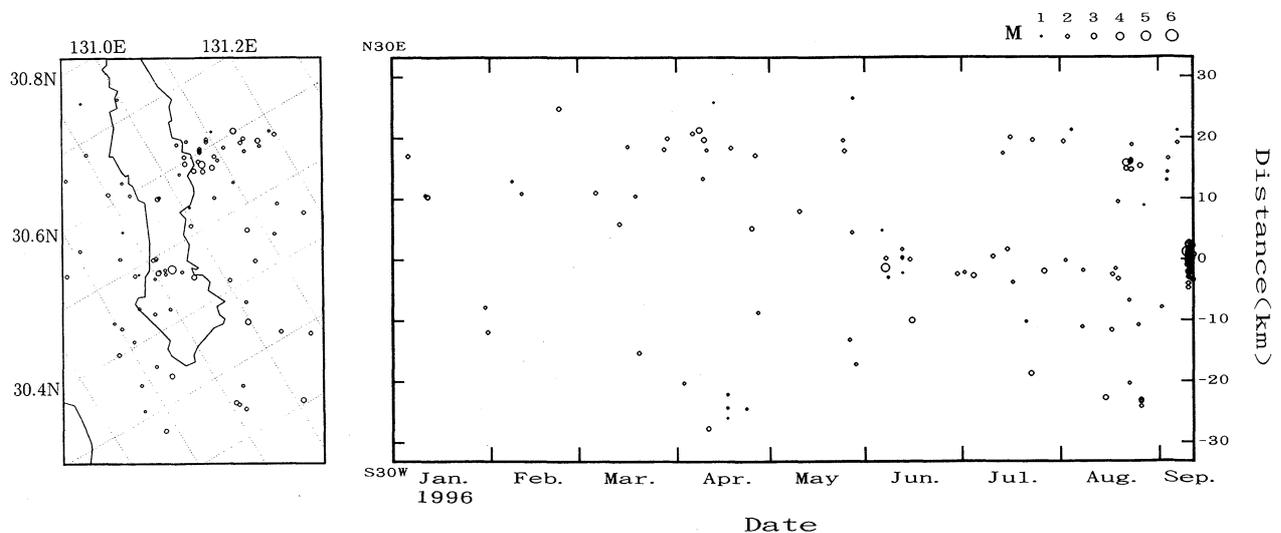


Fig. 2. 1996年1月から本震発生直前までの期間に種子島付近で発生した地震の震央分布および1996年1月から9月10日までの N30E 方向の時空間分布。震源要素は NOEV による。

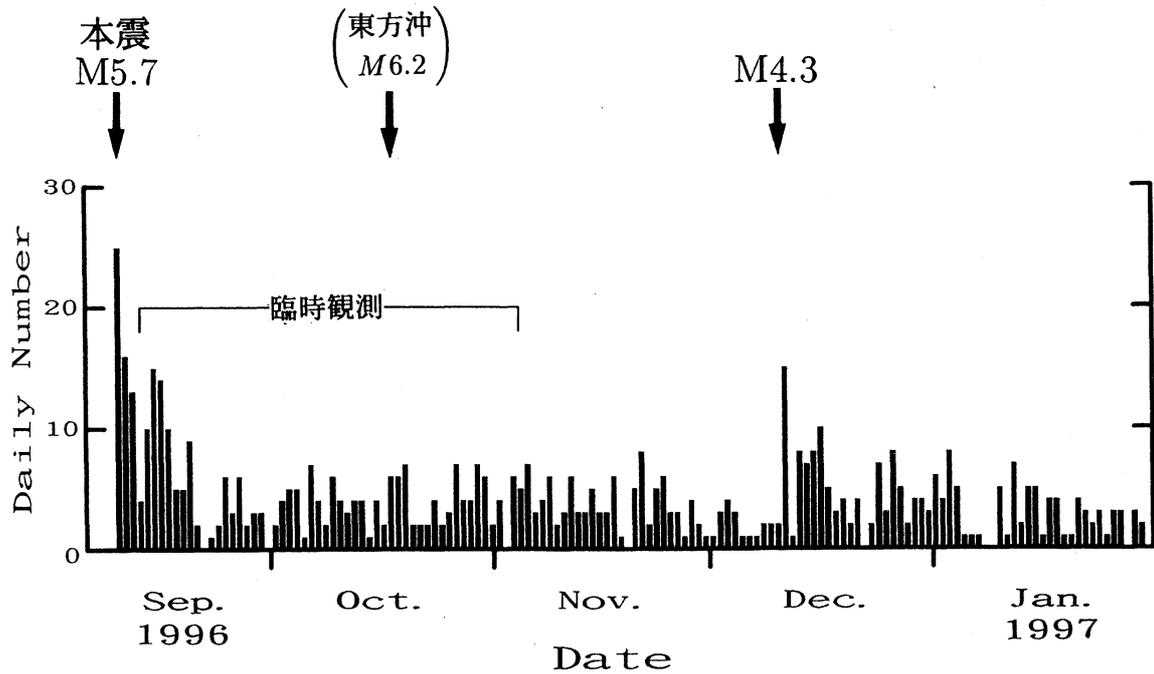


Fig. 3. 本震発生から1997年1月までのマグニチュード1.5以上の余震の日別発生数の時間変化。

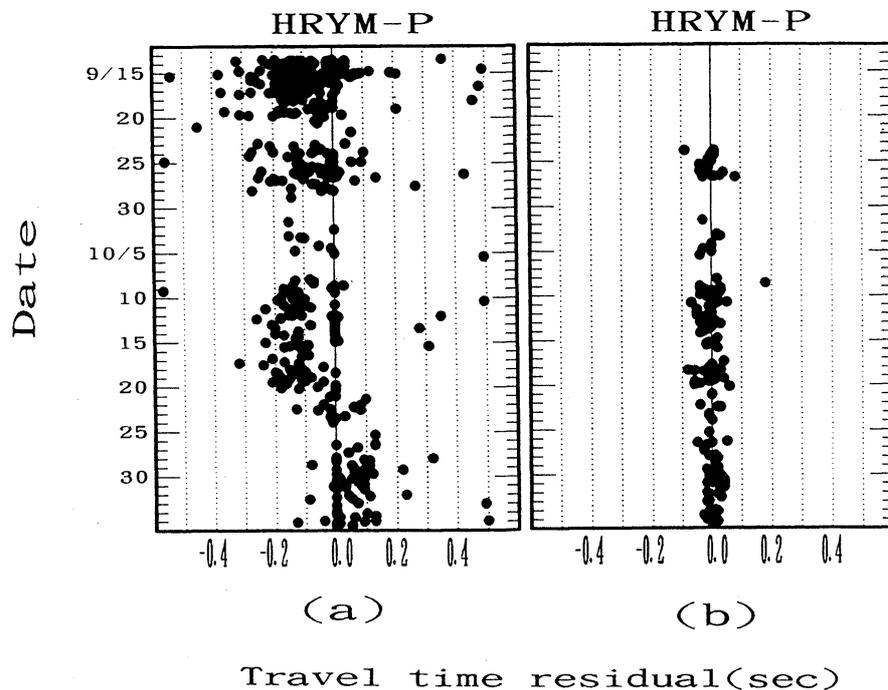


Fig. 4. (a) 臨時観測点のデータを用いて震源決定したときの HRYM 観測点の P 波の走時残差。

(b) 観測点補正値を考慮に入れて、臨時観測点の P 波と JTN 観測点の P 波、S 波のデータを用いて震源再決定したときの HRYM 観測点の P 波の走時残差。

時観測点の P 波初動到達時刻と JTN 観測点の P 波および S 波初動到達時刻により震源を決定する。次に、得られた震源要素に対する各観測点毎の走時残差の平均値を

求める。そして、この走時残差の平均値を各観測点の観測点補正値とみなして震源を再決定する。Fig.4 は、HRYM 観測点での臨時観測点のデータのみで震源を決

定した際に得られた走時残差の分布 (Fig.4 (a)) と観測点補正値を考慮に入れて震源再決定した際に得られた走時残差の分布 (Fig.4 (b)) を比較したものである。観測点補正値を考慮することにより走時残差の分散は±0.05秒程度となり、臨時観測点のみの場合より走時残差の分散が大幅に小さくなっている。すなわち、決定された震源の精度はかなり改良されたものと考えられる。なお、種子島周辺域の地震波速度構造の詳細は明らかにされていない。そこで、種子島の南方約60kmの海域で求められた構造 [Iwasaki *et al.* (1990)] を参考にして、P

波地震波速度を地表より深さ2kmまでの層では4.5km/sec、深さ2kmより5kmまでは一定の速度勾配をもたせ、深さ5kmより14kmまでの層は5.6km/secとする地震波速度構造モデルを仮定した。各層のP波地震波速度とS波地震波速度の比は1.73とした。

観測点補正値を考慮に入れて震源再決定を行なうと、当然期待できることであるが、JTN 観測点と臨時観測点の併合処理で得られる震源分布 (Fig.5 (a)) と同じ地震群についてのJTN 観測点を除いた5点の臨時観測点のデータのみによる震源分布 (Fig.5 (b)) はほぼ同

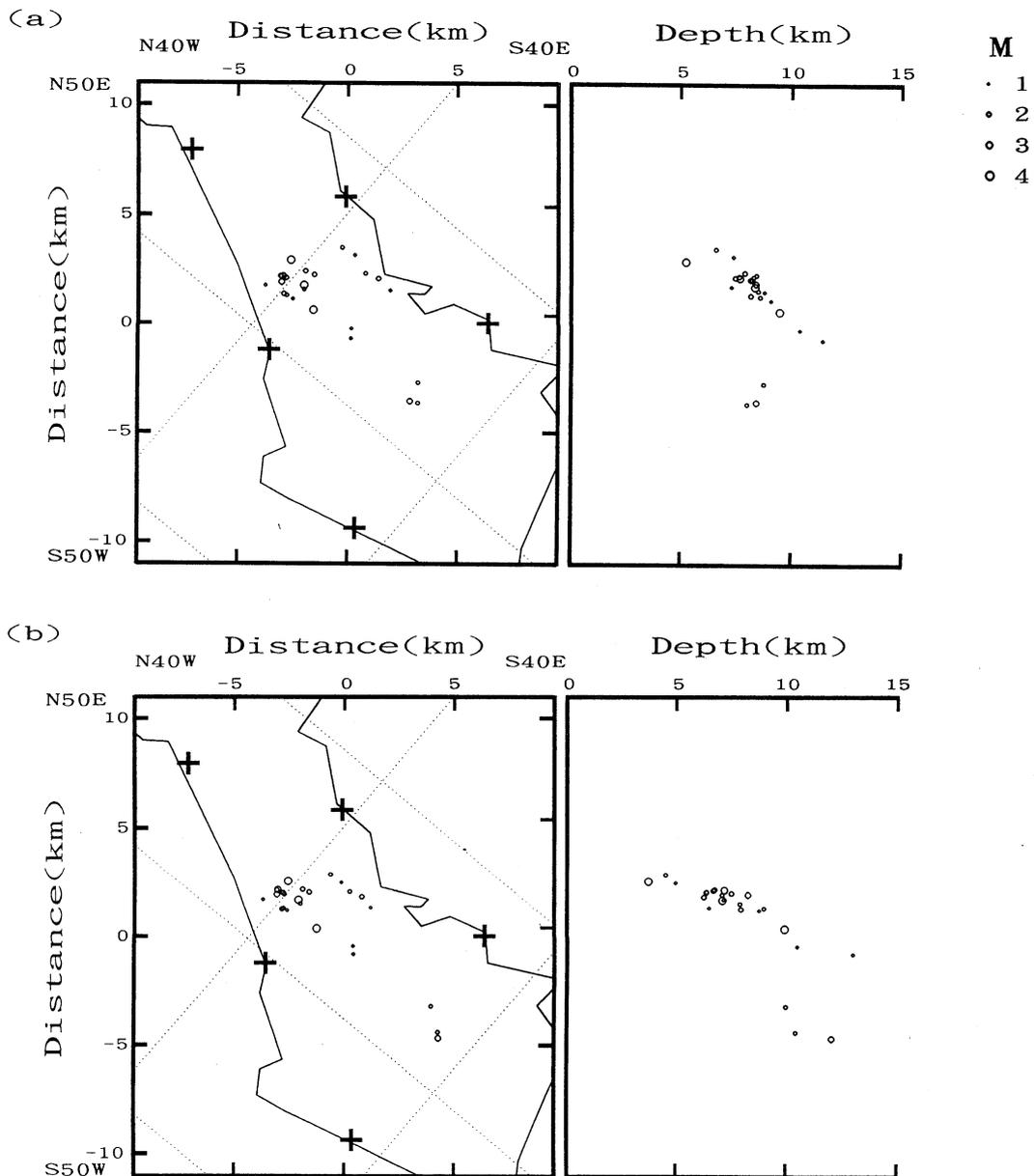


Fig. 5. (a) 観測点補正値を考慮に入れて、臨時観測点のP波とJTN 観測点のP波、S波のデータを用いて決めた震源分布。
 (b) 観測点補正値を考慮に入れて、5点の臨時観測点のP波のデータのみを用いて決めた震源分布。
 +印は臨時観測点の位置。

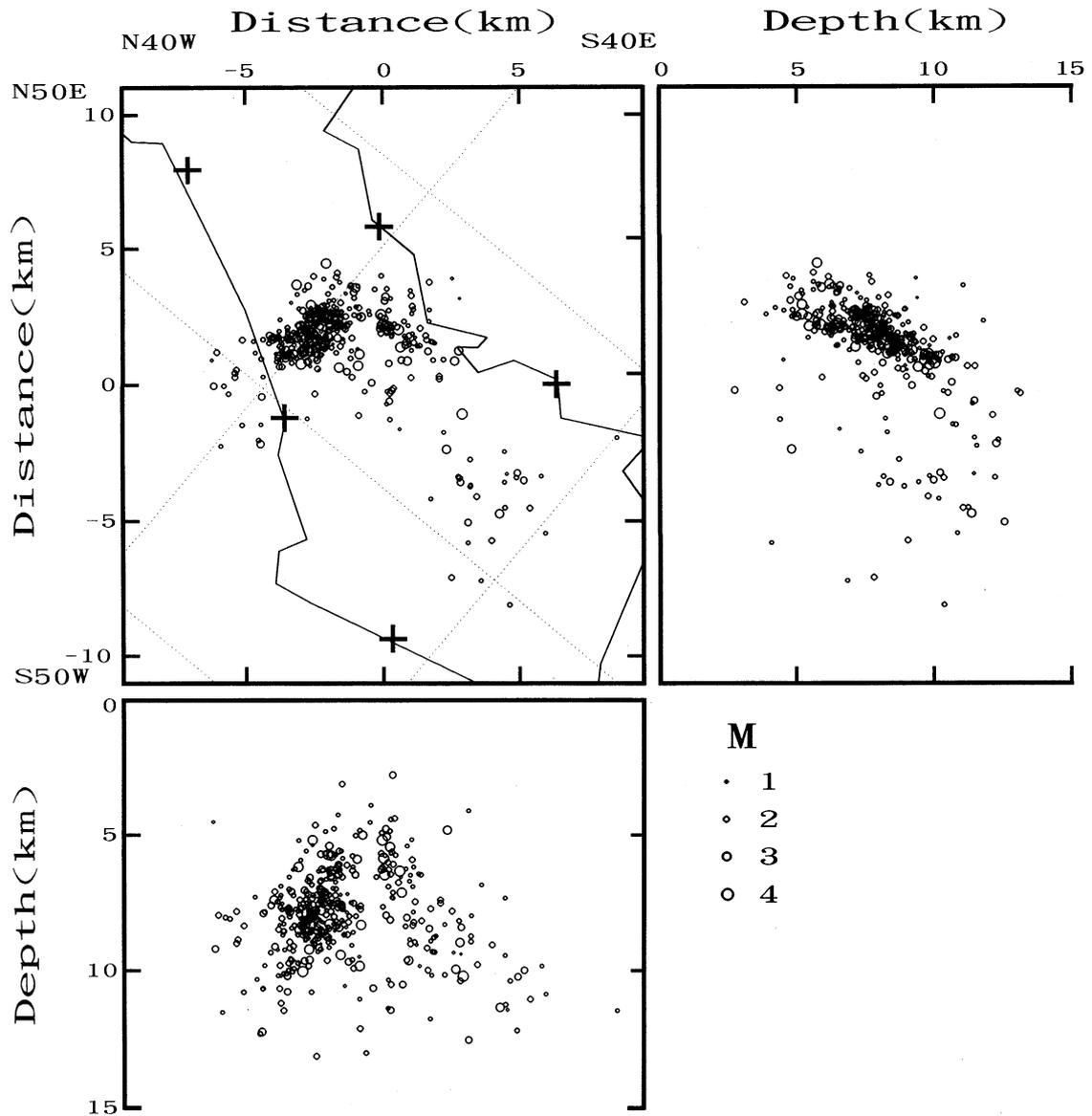


Fig. 6. 震源再決定した余震の震源分布 (1996年9月12日より11月4日)。
+印は臨時観測点の位置。

じになる。このことは、JTN 観測点のデータがない期間において臨時観測点のデータのみで震源決定を行なっても、観測点補正値を考慮に入れることにより、JTN 観測点のデータがある期間とほぼ同じ信頼性をもつ震源分布が得られることを意味している。

上記の方法により臨時観測期間中に震源再決定された地震は、3点以上の臨時観測点とJTN 観測点でもトリガ収録された地震332個と臨時観測点5点のみで収録された地震130個、計462個である。得られた震源分布をFig.6に示す。多くの余震は種子島中南部の長さ約10 km、幅約6 km、深さ約4 kmから12 kmの範囲に発生してい

る。そして、これらの余震は上部地殻内の北西-南東走向の南西方向に約65度傾斜した面上に分布している(以後、この余震域を主余震域という)。主余震域をさらに詳細にみると、余震は北西側と南東側の2つの領域に分かれて分布しており、北西-南東断面図からこれら2つの領域の境界付近では余震がほとんど発生していないことが分かる。Fig.7に南北方向に投影した余震の時空間分布を示す。Fig.7より、北西側の領域での余震活動は臨時観測の全期間を通して活発に活動していることが分かる。一方、南東側の領域では余震活動の初期に、比較的規模の大きいM3以上の地震が発生していたが、9月

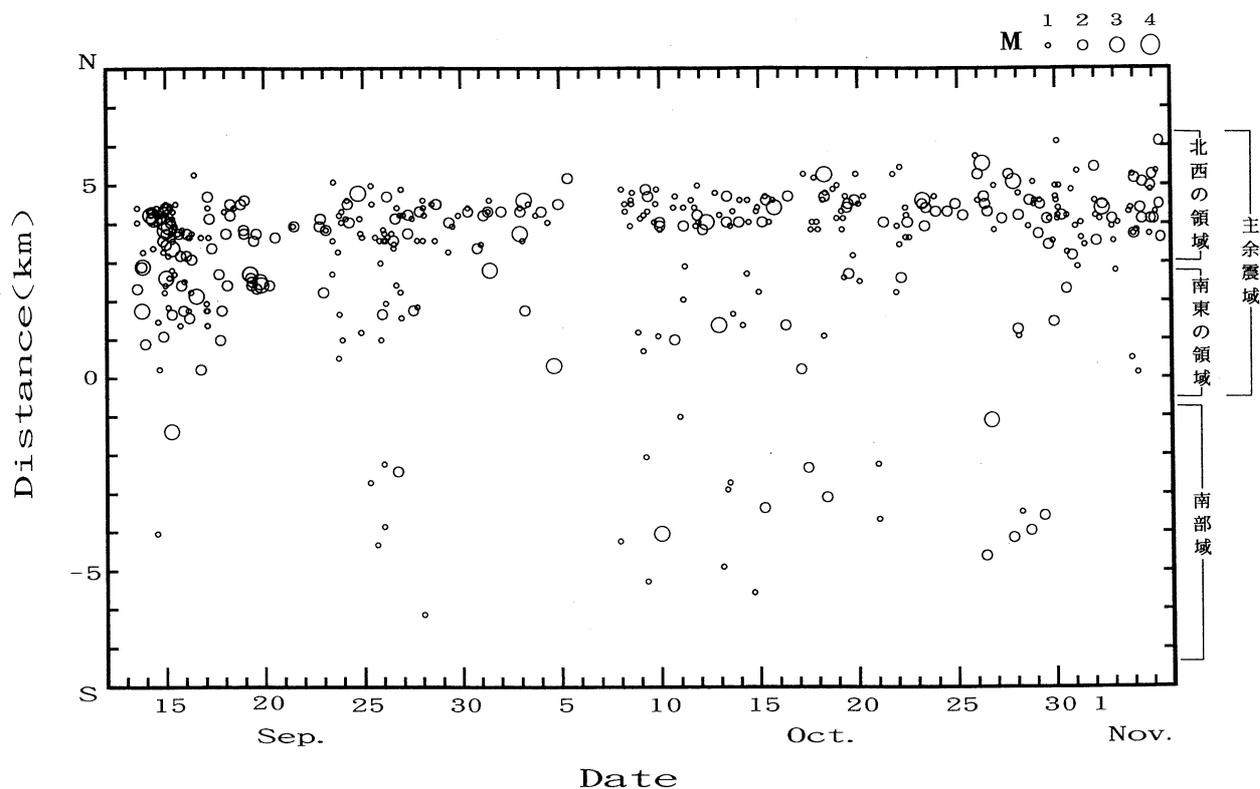


Fig. 7. 余震の南北方向の時空間分布 (1996年9月12日より11月4日)。

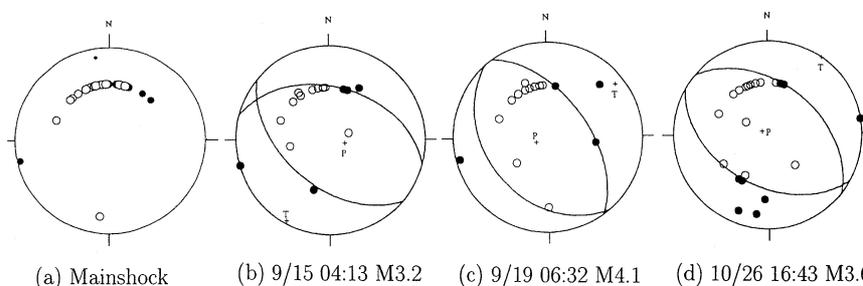


Fig. 8. 本震のP波初動押し引き分布および余震の発震機構解 (下半球等積投影。●押し, ○引き)。(a)は本震。(b), (c)は主余震域の余震。(d)は南部域の余震。

20日以後, 地震活動は急速に低調になった。なお, 主余震域の活動のほかに, 主余震域の南側にも, 地震数は少ないものの活動域 (以後, 南部域という) が認められる (Fig.6)。

5 発震機構

Fig.8. に本震のP波初動押し引き分布および余震の発震機構解を下半球等積投影で示す。本震については観測点の分布に偏りがあるため発震機構解が得られていない (Fig.8 (a))。主余震域で発生した余震の発震機構解

(Fig.8 (b), (c)) はいずれも正断層型を示し, 北西-南東走向の南西方向に傾斜した節面と北西-南東走向の北東方向に傾斜した節面をもつ。北西-南東走向の南西方向に傾斜した節面は Fig.6 に示した余震分布と調和しており, この節面が断層面と考えられる。本震のP波初動押し引き分布は, Fig.8 (b), (c) の余震の発震機構解をほぼ満足している。すなわち, 本震も北西-南東走向の南西方向に傾斜した節面をもつ正断層型の活動であったと考えられる。さらに, 南部域で発生した余震の発震機構解 (Fig.8 (d)) も主余震域で発生した余震の発震機構解とほぼ同じであり, 南部域も主余震域と同様の応

力場にあったものと考えられる。

6 考 察

本震および最大余震の位置が余震分布 (Fig.6) のどこに位置するかは重要なことである。NOEV, JMA で決定された本震および最大余震の震源から本研究で得られた余震分布に対応する本震および最大余震の位置を推定した。まず, JMA 発表の M2.5 以上の余震で臨時観測点と JTN 観測点の併合処理, NOEV, JMA でともに震源が求まった地震19個について, 臨時観測点と JTN 観測点を併合して求めた震源を基準として, NOEV, JMA のそれらの地震の震源を比べた (Fig.9)。その結果, 臨時観測点と JTN 観測点の併合処理で求めた震源と比較して, NOEV で求めた震源は平均して東西方向で約 0.3km 西に, 南北方向で約 1.4km 北に, 深さ方向で約 1.6km 深く求まっており, また, JMA の震源は平均して東西方向で約 0.6km 西に, 南北方向で約 2.6km 北に, 深さ方向で約 3.7km 深く求まっていることが分かった。特に深さについて, JMA の震源は本研究の値と大きくずれているものが多い。また, 震源のずれのばらつきも JMA の方が NOEV より大きい。よって, 本震および最大余震の位置を NOEV の震源に Fig.9 (a), (b) で示し

たずれの平均値を補正することにより推定した。推定された本震および最大余震の震源位置を余震分布とともに Fig.10 に示す。Fig.10 より, 推定された本震の震源位置は主余震域の南東端の深さ約 6.8km のところに位置し, 主余震域は本震から北西方向に広がっていることになる。このことから, 本震の破壊は北西方向にユニラテラルに進行したと考えられる。また, 推定された最大余震の震源位置は, 破壊が進行したと考えられる主余震域の北西端の深さ約 8.3km に位置し, 本震の破壊領域の先端部で発生したことになる。最大余震は, 1984年長野県西部地震 [溝上・他 (1985)] や 1995年兵庫県南部地震 [溝上・他 (1995)] などで見られるように, 余震域の先端部付近に位置することが多く, 今回の地震もそれらと同様な特徴を示している。

今回の地震が発生した種子島中南部には Fig.10 に示した活動度 B 級の活断層が 3 つあることが知られている [九州活構造研究会 (1995)]。Fig.10 右図の N50E-S50W 断面図中に破線で示したように, 南西方向に約 65度で傾斜する余震分布を地表面に延長すると震央分布図の(2)で示した下田-油久断層の位置とほぼ一致する。この活断層は北西-南東走向の南西落ちの正断層であり [九州活構造研究会 (1995)], 正断層型の発震機構解 (Fig.8) と調和している。

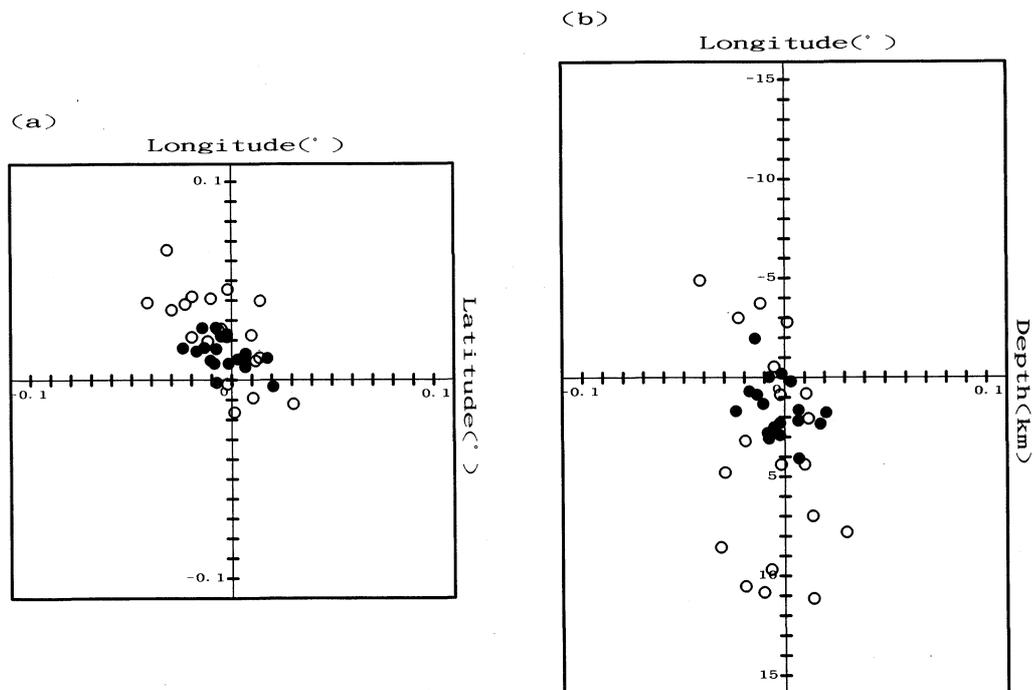


Fig. 9. 臨時観測点と JTN 観測点の併合処理と NOEV および JMA でともに震源が求まっている地震 (JMA 発表 $M \geq 2.5$) について, 臨時観測点と JTN 観測点の併合処理での震源を基準として, NOEV および JMA の震源とのずれ。●は NOEV, ○は JMA。(a) 東西方向と南北方向。(b) 東西方向と深さ方向。

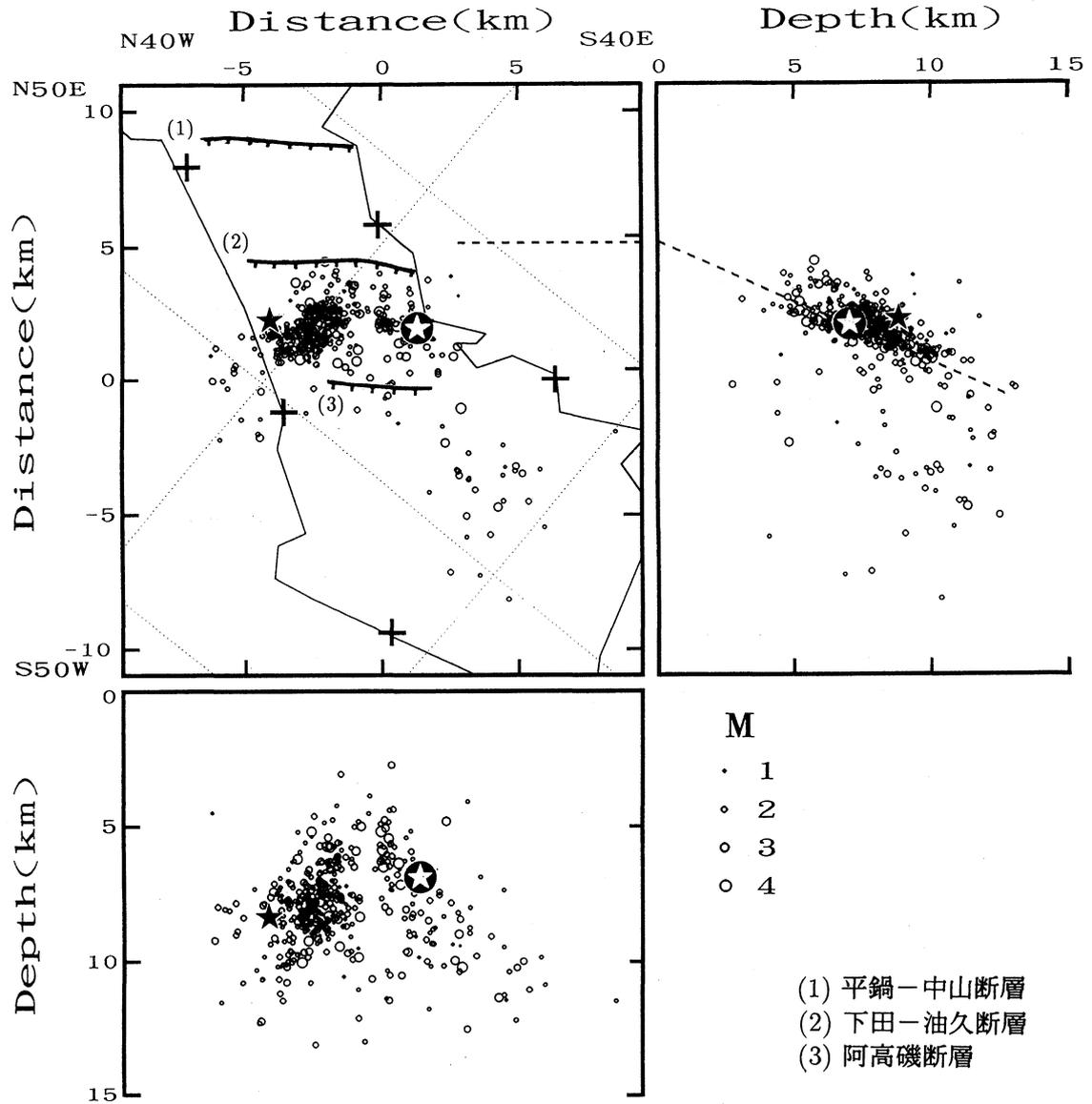


Fig. 10. 余震分布 (1996年9月12日より11月4日), NOEV が決めた本震, 最大余震の位置から推定した本震 (⊗) と最大余震 (★) および活断層の位置。震央分布図中の番号は右下の断層名に対応する。+印は臨時観測点の位置。

日本では、マグニチュードが7前後以上で地殻の上部 (深さ20km以浅) で発生した地震の場合、地震断層が現われると考えられている [島崎・松田 (1995)]。例えば、1995年1月17日に発生した1995年兵庫県南部地震 (MJMA7.2, 深さ17.9km) では、震源近傍の淡路島で活断層上に約9kmの地震断層が現われている [太田・他 (1995)]。一方、マグニチュード7以下の1984年長野県西部地震 (MJMA6.8, 深さ2km) [山科・他 (1985)] や1997年3月26日に鹿児島県北西部で発生した地震 (MJMA6.5, 深さ11.8km) では地震断層は確認されていない。本震のマグニチュードが5.7であった今回の地震でも地震断層は認められておらず、活断層との関係を論

ずることは難しいが、今回の地震で明らかになった主余震域の余震分布の位置および形状 (Fig.6), 発震機構 (Fig.8) は、この地域で認められている活断層の下田-油久断層の特徴とよい一致を示している。このことから、今回の地震は下田-油久断層の地下部分が活動したと考えることもできる。

歴史地震の地震断層の長さL (km)とマグニチュードMの関係については、

$$\log L = 0.6 M - 2.9$$

の式がある [松田 (1975)]。現在確認されている下田-油久断層の長さ、約5.5km [九州活構造研究会 (1995)], から推測される地震の規模の最大値はM6.1となる。す

なわち、今回の地震と同規模のM6クラスの地震が繰り返し発生していると考えられる。しかし、一方では地震断層が確認されていることから、過去にM7クラスの地震が発生したことが考えられる。M7クラスの地震の発生を考えるならば、地震断層の長さは20km程度必要である。この場合、下田-油久断層が種子島周辺海域に延びていることを考えなければならないが、現在のところ確認されていない。

大規模な地震の再来周期について考えると、再来周期R(年)は活断層の平均変位速度S(mm/年)が大きいほど短くなり、1回の地震時のずれ量D(m)が大きいほど長くなる、すなわち、 $R=D/S$ の関係がある[松田(1975)]。また、マグニチュードMが大きいほどDが大きくなり、日本の地震断層の場合、およそ、

$$\log D = 0.6 M - 4.0$$

の関係が知られている[松田(1975)]。今回の地震では地震断層は現われておらず、上式を用いることは問題があるかもしれないが、仮に、今回の地震、M5.7、を上式に適用するとDは0.26mとなる。また、今回の地震が関係すると考えられる下田-油久断層のSは0.1(mm/年)[九州活構造研究会(1995)]である。すなわち、M=5.7の地震の再来周期は約2600年となる。一方、地震断層に対応するM7の地震の再来周期を見積ると約15800年となる。有史以後、下田-油久断層に対応する地震の記録はなく、地震の再来周期からは種子島内陸部に発生する最大級の地震の規模をM6クラスと考えてもM7クラスと考えても矛盾しない。活断層トレンチ調査等で明らかにしていく必要がある。

日本の内陸の地震は、九州の別府-島原地溝帯での正断層型の地震[清水・他(1993)]を除けば、主に横ずれ型および逆断層型の発震機構解をもつ地震が発生することが知られている[Ichikawa(1971)、地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997)]。しかし、今回の地震の発震機構解(Fig.8)は、日本の内陸で主に発生する地震とは異なる正断層型を示した。海溝に近い種子島では海洋プレートによる圧縮の影響を大きく受けているものと考えられる。しかし、Seno *et al.* (1993)による種子島付近でのフィリピン海プレートのユーラシアプレートに対して沈み込む方向(N61W)と今回得られた発震機構解のP軸の方向とは一致していない。種子島内陸部で確認されている活断層の特性も、少なくとも過去に北西-南東走向の正断層型の地震が発生したことを示している。これらのことから、種子島内陸部で発生する比較的規模の大きな地震は、日本の内陸で発生する地震の中では特異な正断層型の特徴をもつものと考えられ

る。

7 まとめ

1996年9月9日に種子島で発生したMJMA5.7の地震の余震活動を解析した結果、次のことが明らかになった。

1. 1996年9月9日に発生したMJMA5.7の地震は前震を伴わない「本震-余震」型の活動様式を示した。
2. 今回の地震は上部地殻内で発生したものであり、余震の多くは種子島の中南部で長さ約10km、幅約6km、深さ約4kmから12kmの領域に発生し、北西-南東走向の南西落ちの傾斜角約65度の面上に分布している。
3. 得られた余震分布の位置や形状、発震機構解は種子島中南部に存在することが知られている下田-油久断層とよい対応を示しており、今回の地震は下田-油久断層に関係した活動と考えることもできる。
4. 正断層型の発震機構解をもつ今回の地震は、日本の内陸の地震としては特異なものであり、種子島内陸部での比較的規模の大きな地震の特徴である。

謝 辞

中種子町立岩岡小学校、南種子町立大川小学校の方々には地震計の設置、観測点の維持にご協力頂きました。九州大学理学部附属島原地震火山観測所より観測機器の一部を借用させて頂きました。また、鹿児島大学・気象庁間のデータ交換による気象庁の種子島観測点のデータを使用させて頂きました。深く感謝いたします。

参考文献

- 福岡管区气象台, 1991. 九州地方の地震活動(1984年~1990年) -テレメータシステム整備後の地震資料-. 福岡管区气象台要報, 46.
- Ichikawa, M. 1971. Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968. *Geophys. Mag.*, 35, 207-274.
- Iwasaki, T., N. Hirata, T. Kanazawa, J. Melles, K. Suyehiro, T.

- Urabe, L. Möller, J. Makris and H. Shimamura, 1990. Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island Arc deduced from deep seismic sounding. *Geophys. J. Int.*, **102**, 631-651.
- 九州活構造研究会, 1995. 九州の活構造, 553pp. 東京大学出版会.
- 松田時彦, 1975. 活断層から発生する地震の規模と周期について. *地震*, **28**, 269-283.
- 溝上恵・中村正夫・瀬戸憲彦・酒井要・小林勝・羽田敏夫・橋本信一, 1985. 1984年長野県西部地震 (M=6.8) の余震活動から推定される潜在断層系について. *東京大学地震研究所彙報*, **60**, 199-220.
- 溝上恵・中村正夫・瀬戸憲彦, 1995. 1995年兵庫県南部地震の震源域周辺における連動性地震活動を伴う断層系. *月刊地球*, 号外 **13**, 38-46.
- 長宗留男, 1988. 日向灘から奄美大島近海にかけての海域における地震活動. *鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学)*, **21**, 23-33.
- 太田陽子・堀野正勝・国土地理院災害地理調査班, 1995. 1995年兵庫県南部地震の際に出現した野島地震断層と被害状況. *地学雑誌*, **104**, 143-155.
- Seno, T., S. Stein and A. E. Gripp, 1993. A model for the motion of the philippine sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948.
- 島崎邦彦・松田時彦, 1995. 地震と断層, 239pp. 東京大学出版会.
- 清水洋・馬越孝道・松尾紉道, 1993. 九州中・西部の地震活動. *地質学論集*, **41**, 13-18.
- 宇佐美龍夫, 1996. 新編 日本被害地震総覧 [増補改訂版], 495pp. 東京大学出版会.
- 山科健一郎・松田時彦・有山智雄, 1985. 1984年長野県西部地震による地変. *東京大学地震研究所彙報*, **60**, 249-279.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1997. 日本の地震活動 - 被害地震から見た地域別の特徴 -, 391pp.