

1992年西表島群発地震

清水 公一・伊藤 潔・大倉 敬宏
片尾 浩・安藤 雅孝

1992 IRIOMOTE ISLAND EARTHQUAKE SWARM

By *Koichi SHIMIZU, Kiyoshi ITO, Takahiro OHKURA,*
Hiroshi KATAO and Masataka ANDO

Synopsis

An earthquake swarm which started on January 1991 in Iriomote Island, Southwest Ryukyu Arc, Japan, was reactivated in August, 1992. Five temporary seismic stations were set on the island to determine the precise hypocenters and focal mechanism of the swarm activity. Hypocenters were located in the region adjacent to the region of the 1991 earthquake swarm, and were distributed on larger area than the 1991 swarm. In southeastern part of the swarm area, the plane distribution trending N50°W with a dip of 50° is also defined for the 1992 swarm as well as for the 1991 swarm, but different area of hypocenter concentration is seen in northwestern part of the 1992 swarm area. Focal depths are less than 9 km. Mechanism solutions determined from composite plotting of P-wave first motions were roughly strike-slip type. However, the solutions are not reliable enough to deduce precise tectonic stress direction, because of the ambiguity of the velocity structure and shallow focal depth of the events. Many events showed clear later arrivals, which are reflected waves from the middle crust. The waves are useful to determine the crustal structure and also to reveal the nature of the lower crust.

1. は じ め に

1992年9月17日に再び活性化した西表島群発地震は、同年10月20日に最大地震(M 5.2)が発生した。我々はこの群発地震の精密な震源分布を調べ、その成因を調べるために、10月23日から臨時地震観測を継続している。本論文では臨時観測の概要、データの処理法について述べ、求められた震源分布とその特徴を示す。また、発震機構についても考察を行う。

2. 地震活動の概要

1991年1月23日に発生した西表島群発地震は、同年4月17日頃を境に活動が鎮静化した。この活動調査のため、京都大学防災研究所をはじめとする地震観測班は、3月5日から6月18日までの約3ヶ月間にわたって西表島内で臨時観測を行った^{1),2)}。その後同年9月18日にマグニチュード(M) 3.0の地震が発生、また1992年1月下旬に有感地震がやや頻発するなど、依然活動は続いていた。

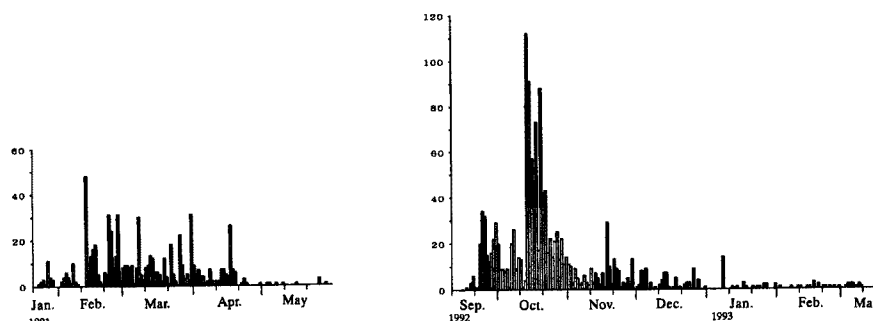


Fig. 1. Daily frequency of felt earthquakes observed at the Iriomote Meteorological Station of JMA³⁾, during January 21 to May 31, 1991 (left figure), during September 11, 1992 to March 16, 1993 (right figure).

1992年8月20日に西表島南西岸付近を震源とする地震が頻発、同24日には M. 5.2 の地震が発生した。この活動はほぼ10日間で終息したが、9月17日からは西表島北岸付近で群発地震活動が活発化した。以下、この活動の概要を述べる。

Fig. 1 は気象庁の西表島測候所における日別有感地震回数のグラフである。比較のために1991年の活動についても上段に示している。西表島測候所は西表島北岸の震源域のほぼ直上にあるため、有感地震の回数がこの震源域での地震活動の消長をそのまま表していると考えられる。西表島北岸の活動は1992年9月17日に活発化し、たびたび震度Ⅳを観測した。10月14日には M 4.5 の地震が発生し、この群発地震で始めて震度Ⅴを観測した。この日は有感地震が112回発生し、地震活動が極めて活発であった。10月20日には最大地震 (M. 5.2) が発生し、震度Ⅴが観測された。その後活動はやや鎮静化し、11月18日に再び震度Ⅴが観測されたものの、それ以来、地震活動は低調になっている。

今回の群発地震活動を前回の活動 (1991年1月～4月) と比較すると、有感地震の個数が1300回を越えるなど活動度が高いこと、前回の活動ではやや大きな地震の発生を機にバースト状に地震が頻発したが、今回は10月14日～21日の約1週間に主要な活動が集中したことが特徴として挙げられる。

3. 地震観測

1991年1～5月の活動域に比べて、1992年9月からの活動域はそれからやや北方の隣接した領域に広がっているという気象庁の結果³⁾ が得られていた。今回の観測は、この震源域に発生する地震の震源を精確に決定することを目的にして、前回 (1991年3～6月) の観測点のうち島の北部に位置する4点と、さらに北方の鳩間島に観測点を配置した。1992年10月23～25日に島内5ヶ所に臨時観測点を設置し、1993年4月末現在、継続中である。Table 1 に観測点の座標を、Fig. 2 にそれらの観測点を示す。このうち、白浜 (SH)、住吉 (SY) の2点は上下動1成分、水平動1成分設置し、その他の点は上下動1成分のみ設置した。震央に近い

Table 1. List of temporary observation stations

code	name	latitude (N)	longitude (E)	height (m)
SH	Shirahama	24° 21' 22.6"	123° 45' 13.2"	5
AK	Akabanare	24° 23' 43.7"	123° 52' 29.4"	30
SY	Sumiyoshi	24° 25' 20.7"	123° 46' 06.2"	10
HT	Hatoma	24° 27' 54.6"	123° 49' 31.8"	5
FU	Funaura	24° 23' 51.2"	123° 48' 20.9"	50

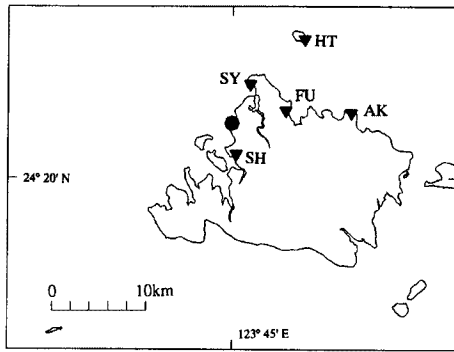


Fig. 2. Location of temporary seismic observation stations. A solid circle shows the location of Iriomote Meteorological Station of JMA.

観測点では地震波がほぼ垂直下方から到来するので上下動地震計では S 波の振幅が小さく、その到着時刻が正確に読み取れないためである。なお、地震が海域に広がっていたので、海底地震計による観測も試みたが成功しなかった。

地震計は固有周期 0.5 s の速度型 (L-22D) を用い、石膏で岩盤に固定した。記録器はイベントレコーダー (EDR-1000) を用いた。地震計の出力信号は 60 dB (赤離 (AK) 観測点は 70 dB) 増幅された後、12ビット 100 Hz で AD 変換され、3.5" フロッピーディスクに記録される。フロッピーディスクは MS-DOS フォーマットされており、そのままパーソナルコンピュータを使ってデータ処理することが可能である。時計は記録器に内蔵されているので、地震波形と同時に JJY を記録し内部時計を補正した。フロッピーディスクの交換は、著者らの現地滞在中 (10月23日～11月

7日) は各観測点を巡回、回収し、現地で震源決定を行った。それ以降、現地の方々にフロッピーディスクの交換を委託して郵送で回収している。

4. データの読み取り半自動処理・震源決定

多数の単独観測点のデータから震源要素を決めるための読み取り処理は、テレメータで集めた場合と違い、観測点毎に時計が違っているため時刻の補正が面倒である。今回の記録は各イベント毎に 1 ファイルになり、波形と同時に JJY が記録されている。ただし、受信状態が悪い場合もあり、補間して時刻補正値を求めなければならない場合も多い。一般に時刻補正値の読み取りは P, S 時刻そのものの読み取りよりも時間がかかる。このように時計が多数ある観測の処理は臨時観測の場合に今後も多く行われると思われるので、その効率化を図ることが必要である。今回そのための方法を開発したので、その処理方法を以下に述べる。この方法で処理すれば、テレメータ観測点とデータを統合することも容易である。

今回の処理は次のようにして行った。

- 1) 各観測点の全イベントについて時刻補正値を求め、この値を含めたイベントのリストを作成する。このリストには記録ファイルの先頭時刻、ファイルの大きさ、観測倍率、波形ファイルのファイル名、観測点名等が含まれている。
- 2) 全観測点の同じ期間のリストを集め 1 つのファイルにする。このファイルを時刻順に並べ替え、3 点以上対応した地震のみを採りだしたイベントのリストファイルをつくる。
- 3) このリストにしたがって、地震の波形ファイルを 1 つのディレクトリーに集める。大容量記憶装置がつかえる場合は波形ファイルを全部集めておいてもよい。
- 4) 3 点以上対応した地震について自動読み取りをし、その結果をディスプレイに標示してマニュアルで修正する。さらに、地震ごとに和達ダイアグラムを表示し、大きくはずれる地震は再度ディスプレイ上で読み直す。
- 5) 読み取り結果のファイルをつくり、これが地震の検震リストとなる。

1) の時刻の補正には JJY と内蔵時計の差を読み取らねばならない。これはディスプレイ上で可能であるが、受信状態が悪い場合は読み取れない場合も多いし、この処理は地震の着信時等の読み取り以上に時間がかかる。したがって、次のような方法を取った。記録は内蔵時計の正秒から始まっているので、サンプリング周波数ごとに秒マークがくる。この時計の秒と JJY 秒マークとのずれを読み取ることによって、1 秒以下の時計の狂いが分かる。これはサンプリング周波数ごとに JJY 記録をスタッキングして、その値が最大

になるところ（正確にはこの値より前）を取ることによって可能である。この方法で受信状態がかなり悪い場合も時刻補正值の読み取りが可能になる。ただし、ノイズが混入することがあるので、完全に自動化するにはかなりの計算がかかりパーソナルコンピュータで処理するのは困難である。したがって、スタッキング波形をディスプレイに表示して確認することにした。この際、読み取り不能な場合はその印を付けておく。1 秒以上の時計の狂いおよび遅れ進みはディスプレイ上で受信状態の良い記録を用いて調べておく。この値は時計をリセットしない限り、1 回決めておけば良い。この値を用いて、半自動処理によって得られた補正值を実際の時刻補正值に変換するが、その際、読み取り不能なものは前後の値から補間して求める。実際にはこの時刻補正值を時間の関数としてディスプレイに表示し、最終的な確認をした。

3 点以上の観測点で観測された地震の読み取りは、2) でつくった表に基づいて自動的に行う。その項目は P 時刻、S 時刻、それぞれの精度、初動方向および最大振幅である。これらはすべてディスプレイ上でチェックできる。P および S 時刻の読み取りには、計算時間を考慮して、正規分布の 2 分割方法⁴⁾を用いた。これは時系列 (1~n) を (1~k) と (k+1~n) の 2 つの区間に分け、それぞれが正規分布をすると仮定し、その区間の振幅の分散、 σ_1, σ_2 を求め、その AIC、 $A(k)$ が最小になる k を求める方法である。この AIC は次の式で求められる。

$$A(k) = k \log \sigma_1^2 + (n-k) \log \sigma_2^2 + n \log(2\pi) + n + 2 \times 4 \dots \dots \dots (1)$$

この他、AR モデル等も試したが、ディスプレイで確認することを考えると、計算時間の点で得策ではない。地震が近いせいもあるが、P 時刻は 9 割程度がディスプレイで読んだ場合と同じように読み取ることができた。S 時刻については、S 波の振幅が顕著に変化する場合は、かなりの精度で読み取りが可能である。したがって、水平動の記録があればよいが、上下動のみの場合は困難な場合が多い。また、いくつかの大振幅の相がある場合は S 波の時刻を読み取る区間をどのくらいまで限定できるかが問題である。このためには、予めその時刻を知るための別の情報が必要である。たとえば、P 時を使って震源を決め、それから S 時刻を計算しておき、それをもとに再読み取りをするなどが考えられるが、計算機的能力を考慮して今回は採用せず、そのかわり、和達ダイアグラムによって大きくはずれず S 時刻を読み直すだけにした。この場合正しい時刻が多数有ることが必要だが、実際には観測点が少ないのでそうでない場合も多い。

読み取り精度については、AIC 最低値の付近の 2 階微分値、つまり AIC の曲がり具合でランクをつけた⁴⁾。2 階微分値は最小の AIC を与える点から δk 離れた点の AIC から次の式で計算した。

$$\delta A(k) = \{A(k+\delta k) + A(k-\delta k) - 2A(k)\} / (\delta k)^2 \dots \dots \dots (2)$$

$\delta k, \delta A(k)$ の区分等は試行錯誤の後、適当な値を決めた。

初動方向は読み取った初動の δt 秒後の波形の向きで決めた。これは立ち上がりが明瞭な場合はほとんどまちがいがなく自動的に処理できる。S/N 比が良くない場合はフィルターが必要であるが、これは計算時間がかかるので採用しなかった。1 つのファイルの中に複数の地震が記録されている場合があるが、これらについては、2) のファイルに追加するかたちでディスプレイ上で読み取って追加した。

地震の半自動読み取り処理は単独点の読み取りにも有効である。上記の和達ダイアグラムの部分を除けば、単独点の読み取りに利用することができる。今回は 1 チャンネルずつ処理したが、この方法を多チャンネル同時処理に拡張することでさらに効率化できる。また、同じ観測点の 3 成分を同時に処理すれば、S 波の読み取り精度を向上させることができる。震源決定を加え、その結果をフィードバックすることでさらに精度を向上させ、自動化の率を向上させることができる。

こうして得られた P 波、S 波の着信時データから、P 波および S 波の走時を計算してその残差の標準偏差が小さくなるように震源を決定した。震源の決定には速度構造が重要であるが、この付近の陸地の速度構造は未調査である。そこで、海域の調査結果⁵⁾を参考にして地表から順に P 波速度 3.5 km/s, 5.0 km/s, 6.0 km/s, 6.8 km/s の層をそれぞれ 2 km, 3 km, 5 km, 10 km, その下は 7.8 km/s の半無限弾性体、という水平成層構造を仮定した。また S 波速度については、 $V_p/V_s = 1.73$ を仮定した。

5. 震源分布

1992年10月25日～1993年1月11日の期間で1100個あまりの震源を決定することができた。それらについて広域の震央分布を **Fig. 3(a)**, 西表島北岸付近を拡大した震央分布を **Fig. 3(b)**, 深さ分布を **Figs. 3(c), 3(d)** に示す。また, 比較のために1991年3月7日～5月4日に発生した地震について, 同様の分布を **Fig. 4(a)～(d)** に示す。前回の活動域は $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ 程度であったが, 今回は $15\text{ km} \times 5\text{ km}$ 程度の, 北西―南東に長い領域に広がっている。震源の深さは $3\text{ km} \sim 9\text{ km}$ で, 前回と同じである。特に震源が浅くなる傾向は見られない。

まず **Fig. 3(a)** から, 島の北西部における活動域以外にも広範囲な地震活動が活発化していることが分かる。臨時観測点を島の北西部に配置したため, この領域外の地震にたいしては震源決定精度はあまり高くないと考えられるが, 1991年1月～4月の地震活動に比べて活動域が広がっていることは確実である。**Fig. 3(b)** には島の北西部を拡大した震央分布を示すが, 1991年の活動域の北西および南東方向に延長した領域に地震が拡大している。また, 1991年の活動域そのものでは地震が少なく, いわば空白域になっていることが注目される。

Fig. 3(c) から, 傾斜方向 $S50^\circ W$, 傾斜角 65° の面 (以下, 面 S) に多くの震源が集中しているようすが現れている。1991年の活動でも同じ面に地震が集中したが, その延長上に震源が集中している。このほかに, 深さ 8 km 付近に震源の集中する領域が存在することも読み取ることができる。

Fig. 5(b) から, 震源域の南東部では, 面 S に震源が集中しているようすが明瞭である。この領域は1991

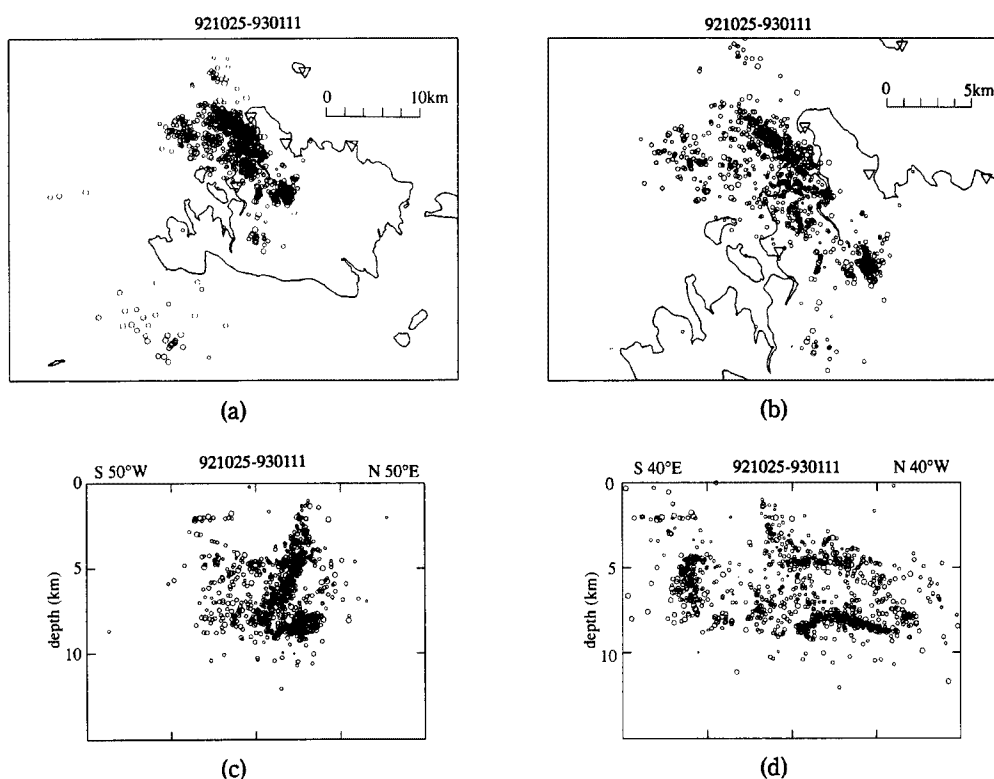


Fig. 3. Hypocenter distribution of earthquakes from October 25, 1992 to January 12, 1993; (a) distribution of epicenters, (b) same as Fig. 3 (a) (enlarged), (c) distribution of hypocenters projected on the vertical section in $S50^\circ W$ – $N50^\circ E$ direction, (d) distribution of hypocenters projected on the vertical section in $S40^\circ E$ – $N40^\circ W$ direction.

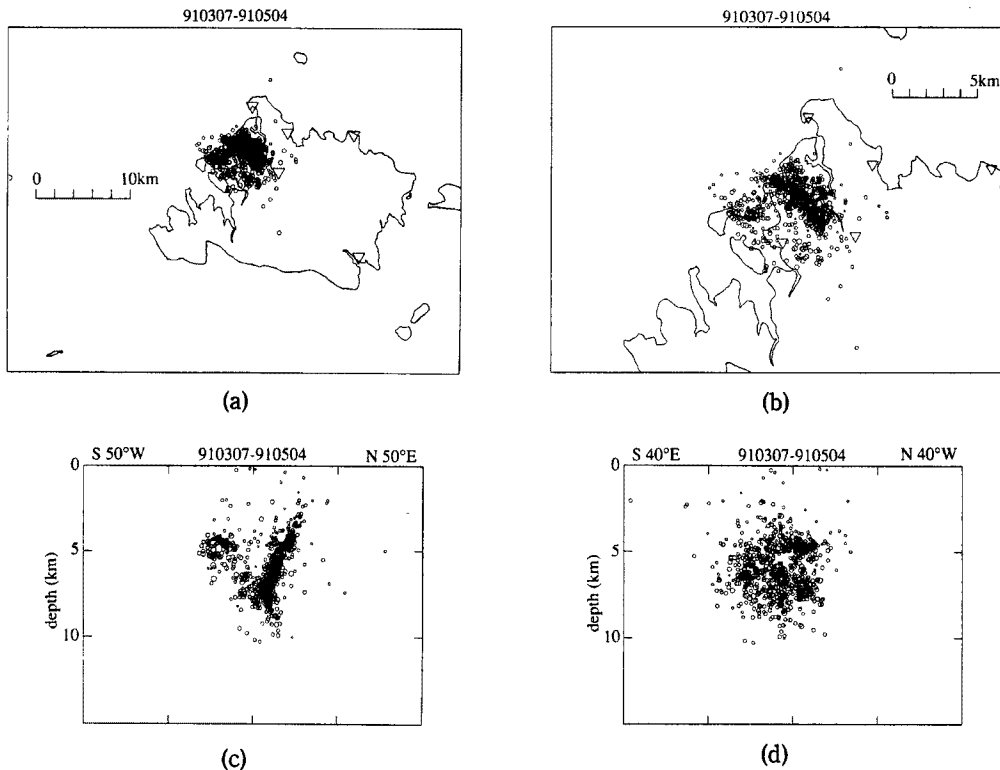


Fig. 4. Same as Fig. 3 from March 7 to May 4, 1991.

年の活動域を含む。ところが北西部 (Fig. 5(c)) では面 S には震源は集中せず、深さ 8 km 付近の震源集中域が明瞭である。気象庁の観測では最大地震 (M 5.2) の震央は西表島北西沖³⁾ であることから、最大地震はこの領域で発生したと考えられる。このことから、最大地震を含む主な活動は面 S で発生したものではなく、1991年の活動とは別の発生メカニズムを持っていると考えられる。また面 S 上の活動は、1991年の活動によって応力が解放されなかった領域の破壊が、北西部の地震活動が引き金になって活発化したものである可能性もある。

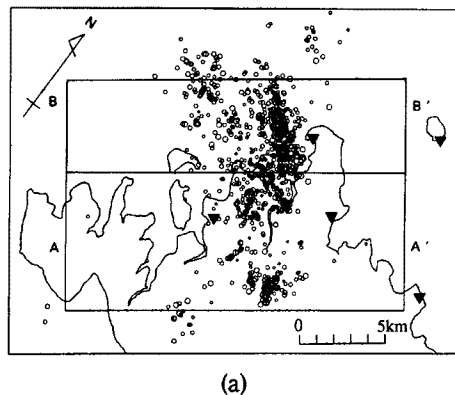


Fig. 5 (a). Two strips show the regions of depth section, in Figs. 5 (b) and 5 (c), respectively.

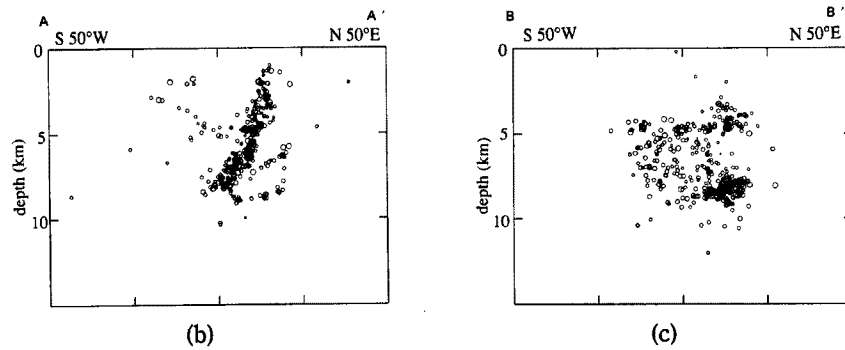


Fig. 5 (b), 5 (c). Distribution of hypocenters in Fig. 5 (a) projected on the vertical section in S50°W-N50°E direction.

6. 発 震 機 構

1991, 92年の活動を通じて、面 S に震源が集中するということは前述した。1991年の群発地震活動について著者ら²⁾は、この面が西表島のリニアメントの走向に調和的であることを指摘した。そしてこの面が断層面にあたると解釈し、それを考慮して P 波初動の押し引き分布を重ね合わせ、メカニズム解を逆断層型と推定した。今回の地震活動はこの面の北西方向の延長上で発生している。

今回の地震活動についてもメカニズム解を決定した。方法は以下の通りである。まず、地震を震央によって6つのグループに区分し、それぞれの地震の P 波初動を重ね合わせて押し引き分布を得る。

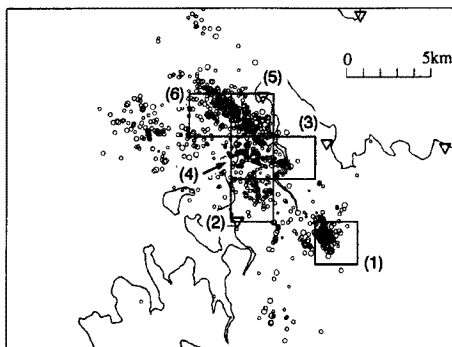


Fig. 6 (a). Epicentral regions of earthquakes used for the determination of mechanisms. Number attached to each region corresponds to that in Fig. 6 (b).

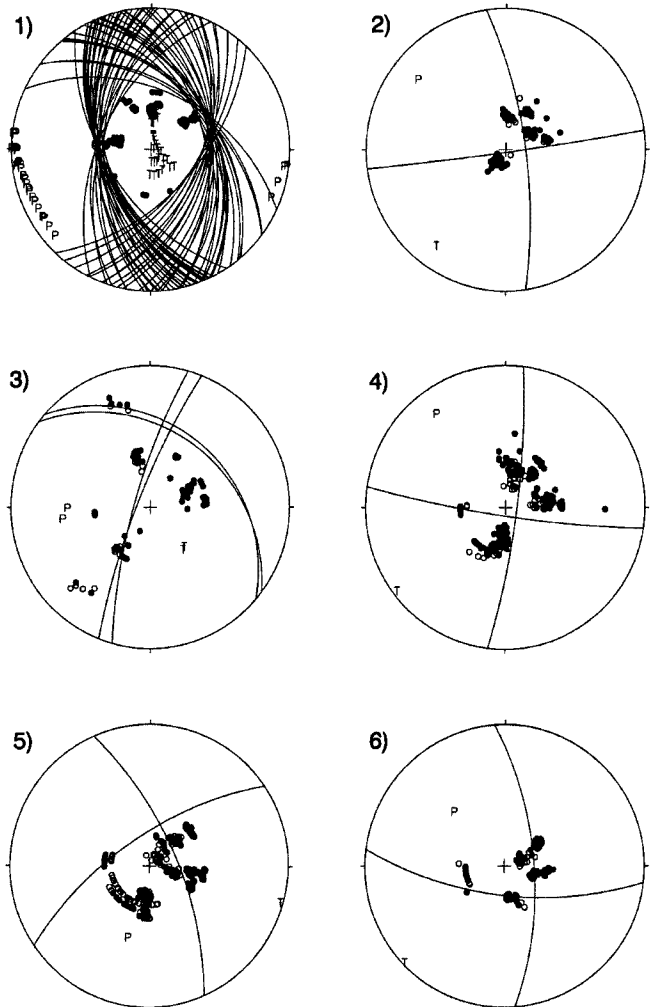


Fig. 6 (b). Composite plots of first motions projected on upper hemisphere of stereographic net. Number refers to Fig. 6 (a) for epicentral region.

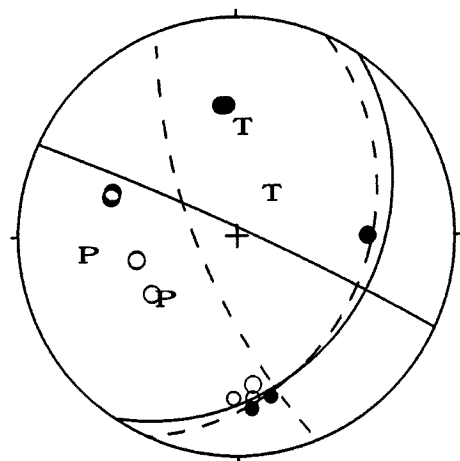


Fig. 7. Composite plots of the first motions of the largest earthquake and major events⁶⁾; the emergent angles are recalculated for the velocity structure used in this paper.

速度構造を使って射出角を再計算すると、横ずれないし逆断層型になる。(Fig. 7)。速度構造がメカニズム解の決定に大きく影響を与えるので、今後速度構造を調査する必要がある。

一方、多田⁹⁾は西表島北岸で水準測量を行い、1991年5月～1992年11月に震源域の西側が約4cm沈降する変動が生じたことを明らかにし、震源が集中する面(本論文の面S)が正断面として運動したと考えるとこの地殻変動をうまく説明できることを示した。この結果は橋田・他⁷⁾の結果と調和的である。ただ前述したように、最大地震が面S上で発生したのではないことが考えられるため、この地殻変動を地震のメカニズムと直接結び付けて論ずることは困難であろう。

今回の群発地震のメカニズム解は、この付近の応力場を推定し南琉球弧のテクトニクスを論ずるうえでも重要なデータである。これから発震度機構については、速度構造の調査によって射出角をより正確に求めることや、振幅を用いた解析などによってさらに詳細に調べる必要があろう。

7. 火山活動との関連

西表島の北東には南琉球弧で唯一の活火山である海底火山があり、1924年に噴火し、大量の軽石を海底から噴出した¹⁰⁾。しかし火山の位置ははっきりせず、噴火の詳細も不明である。また、海底火山があるとされる地点の深発地震の深さは90km前後で、北琉球弧の火山フロント付近の深発地震面が150km程度であるのに比べてかなり浅い。これには沖縄トラフが拡大を始めているというテクトニクスが何らかの影響を与えているのかも知れない。また他の熱的活動としては竹富島東方の海底温泉があり、50°C以上の湯が海底から吹き出している。この温泉活動は火山活動に伴う熱水活動と類似の現象であることが指摘されている¹¹⁾。

群発地震は火山活動に関連して発生する場合も多い。今回の西表島群発地震については、西表海底火山との関連が懸念された。しかし、低周波地震が存在することや震源が浅くなるなどの、火山活動との関連を示す兆候は特に観測されていない。

群発地震は水の作用によって発生するという考え方があ。例えば、松代群発地震では活動の末期に推定1000万トンの地下水が噴出した。このことから中村¹²⁾は高圧地下水の浸透がマグマと同様な役割を担ったという「水噴火説」を提唱している。また、Wakita et al.¹³⁾は松代群発地震時に放出された地下水について、

その分布からスコアが最大になるようなメカニズム解を計算し、節面を描く⁶⁾。その結果がFig. 6である。同じ最大のスコアの解がある場合は解すべてを表示した。スコアは70%程度である。南東の震央域(1, 3)では逆断層的な発震機構を持ち、その他の震央域では横ずれ成分が卓越した発震機構を持つことが分かる。

一方、橋田・他⁷⁾は、1992年10月20日に発生した最大地震(M5.2)とその余震についてそれらの押し引き分布を重ね合わせ、メカニズム解を推定した。それによると、この地震の発震機構は右ずれ成分を含んだ正断層型である。

しかし、メカニズム解を決定する際に使われる射出角・方位角は、震源決定の精度と関係して、震源が浅い場合、計算に用いた速度構造モデルに大きく依存する。橋田・他⁷⁾がメカニズム解の決定に用いる速度構造モデル⁸⁾は、 V_P 、 V_S のそれぞれについて深さ0.5km刻みで決められている球殻構造だが、表層の V_P が5.6km/sであり、付近海域の速度構造⁵⁾と比較して特に地殻浅部で高速度である。試みに橋田・他⁷⁾の押し引きデータについて、本論文で用いた

群発地震の発生が上部マントルの部分溶解層から上昇した小規模のマグマから放出された流体によるという解釈を提唱している。西表島群発地震は静穏期も含めると約2年間に至る活動 (Fig. 8) で、最大地震の規模 (M 5.2) も松代群発地震 (M 5.4) と似通っている。上に挙げたモデルが西表島群発地震にも適用できる可能性がある。

田中¹⁴⁾ は、松代群発地震や青森県西海岸 (岩崎村付近) の群発地震などの震源域の拡大を多孔質媒質中の流体の拡散方程式を用いて近似できることを示し、これらの群発地震に水などの流体が関係している可能性を示唆した。しかし今回の西表島群発地震は、1992年の8月に前年の震源域とは約 20 km 離れた西表島南西岸で地震が発生し、9月には前年の震源域に隣接した西表島北岸で地震が発生していることから、震源域の広がりを単純な地下水の浸透モデルで説明するのは困難である。

西表島群発地震の観測波形には地殻内不連続面からの反射波と考えられる顕著な後続波が認められている¹⁵⁾。このような不連続面は日光・足尾地域^{16),17)}、長野県西部地震震源域¹⁸⁾ など、あるいは、活発な火山活動が見られない大阪府北部～京都府中部¹⁹⁾ にも見られる。一般に地殻内不連続面生成の原因としてマグマの貫入や水の関与が考えられる。

以上に述べたように、西表島群発地震の発生の原因として火山活動あるいは高温流体との関係が考えられるが、反射波を用いた解析はこの関係について情報を得るために重要であろう。また、震源の精密な分布を求めること、またその時間変化を調べることも必要であろう。

8. お わ り に

1991年1月から約3ヶ月間にわたって活動した西表島群発地震は1992年9月17日、再び活性化した。我々は臨時地震観測を行い、半自動処理によって P, S 時刻を読み取り、震源決定を行った。その結果、震央域は1991年の活動域に隣接した約 15×5 km の領域にあること、昨年発見された傾斜方向 S50°W、傾斜角 65°の震源の集中する面は、今回の震源域の北西側ではみられないことが明らかになった。

また、押し引き分布の重ね合わせによってメカニズム解を求め、各震央域によって逆断層型～ strike-slip 型の発震度機構が求められた。この結果は橋田・他⁷⁾ による最大地震とその余震の重ね合わせで求められたメカニズム解とは矛盾する。

群発地震の原因として火山活動や地下の高温流体との関係が考えられるが、その解明には反射波等を使った解析が必要であろう。

謝 辞

この研究は平成4年度文部省科学研究補助金 (総合研究 A) 「続発する西表島群発地震の調査研究」 (研究代表者、安藤雅孝; 課題番号, 04306014) で実施した。

観測点の設置は著者ら (清水・大倉・片尾・安藤) 以外に大志万直人 (京都大学防災研究所), 尾鼻浩一

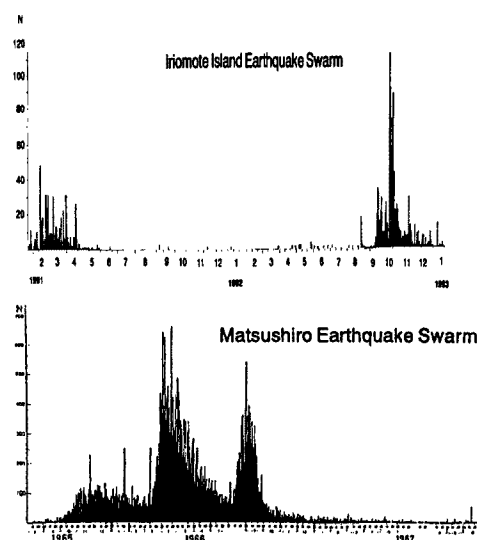


Fig. 8. Daily frequency of felt earthquakes, for Iriomote Island Earthquake Swarm observed at the Iriomote Meteorological Station of JMA³⁾ (upper figure), and the Matsushiro Earthquake Swarms observed at Matsushiro Meteorological Station of JMA (lower figure).

郎(京都大学理学部)の両氏によってなされた。また、点検は小泉 誠・大志万直人(京都大学防災研究所)の両氏によってなされた。フロッピーディスクの交換・発送は現地の方々に依頼している。座間味 靖(SH), 柴 龍彦(SY), 竹下千花男(AK), 友利映子(HT)の各氏, ならびに琉球大学農学部附属熱帯農学研究施設の方々(FU)には, 観測についてご理解, ご協力頂き厚く御礼申し上げます。また, 著者らの現地滞在中は琉球大学熱帯農学研究施設を拠点として活動した。同施設の方々には大変お世話になった。気象庁ならびに馬場久紀氏(東海大学沖縄地域研究センター)からは, 群発地震活動についての情報を頂いた。関係各位に感謝します。また, 自動読み取りおよびメカニズム決定のためのプログラムは関東学院大学の前田直樹氏のものを改編して用いた。原プログラムを提供していただいた前田氏に感謝します。

参 考 文 献

- 1) 伊藤 潔・松村一男・清水公一: 1991年西表島群発地震, 月刊地球, Vol. 13, No. 10, 1991, pp. 639-643.
- 2) 清水公一・伊藤 潔・松村一男・安藤雅孝: 1991年西表島群発地震と南琉球弧のテクトニクス, 京都大学防災研究所年報, No. 35, B-1, 1992, pp. 323-332.
- 3) 永岡 修・草野富士雄・前泊正純: 1992年西表島群発地震活動の推移, 月刊地球, Vol. 15, No. 4, 1993, pp. 197-201.
- 4) 前田直樹: 地震波自動処理システムにおける読み取りおよび評価, 地震, 第2輯, 第38巻, 1985, pp. 365-379.
- 5) Hirata, N., H. Kinoshita, H. Katao, H. Baba, Y. Kaiho, S. Koresawa, Y. Ono and K. Hayashi: Report on DELP 1988 Cruises in Okinawa Trough, Part 3, Crustal structure of the southern Okinawa Trough, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 66, part 1, 1991, pp. 37-70.
- 6) 前田直樹: 地震群の発震機構の決定法—1987年5月28日京都大阪府境に発生した地震(M 4.9)の余震について—, 地震, 第2輯, 第41巻, 1988, pp. 323-333.
- 7) 橋田俊彦・勝間田明男・中村雅基・館畑秀衛・濱田信生: 1992年西表島群発地震の発震機構, 地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集, 1993, p. 227.
- 8) 浜田信生: 近地地震用走時表の再検討, 気象研究所技術報告, Vol. 35, No. 3, 1984, pp. 109-167.
- 9) 多田 堯: 地殻変動からみた西表島群発地震, 月刊地球, Vol. 15, No. 4, 1993, pp. 207-211.
- 10) 加藤祐三: 1924年西表海底火山噴火, 月刊地球, Vol. 13, No. 10, 1991, pp. 644-649.
- 11) Oomori, T.: Chemical composition of submarine hot spring water and associated bottom sediments near Taketomi-jima at southern part of the Ryukyu Island Arc, Northwest Pacific, J. Earth Sci., Nagoya Univ., Vol. 35, No. 2, 1987, pp. 325-340.
- 12) 中村一明: 火山とプレートテクトニクス, 東京大学出版会, 1989, pp. 222-236.
- 13) Wakita, H., N. Fujii, S. Matsuo, K. Notsu, K. Nagao and T. Nakaoka: "Helium spots": Caused by a diapiric magma from the upper mantle, Science, Vol. 200, 1978, pp. 430-432.
- 14) 田中和夫: 群発地震の震源域の拡大・成長, 月刊地球, Vol. 12, No. 6, 1990, pp. 331-335.
- 15) 瀬戸憲彦・橋本信一・飯高 隆: 西表島群発地震観測, 地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集, 1993, p. 228.
- 16) Mizoue, M., I. Nakamura and T. Yokota: Mapping of an unusual crustal discontinuity by microearthquake reflections in the earthquake swarm area near Ashio, northwestern part of Tochigi Prefecture, central Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 57, 1982, pp. 653-686.
- 17) 松本 聡・長谷川 昭: 自然地震の反射S波による地殻不均質構造の推定, シンポジウム内陸地震—発生のもとと物理—, 1992, pp. 63-66.
- 18) Inamori, T., S. Horiuchi and A. Hasegawa: Location of mid-crustal reflectors by a reflection method using aftershock waveform data in the focal area of the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake, J. Phys. Earth. Vol. 40, No. 2, 1992, pp. 379-393.
- 19) 片尾 浩: 微小地震活動域で見られる顕著な後続波について, 地震学会講演予稿集, 1992, No. 2, p. 8.