宮古島近海における固有地震活動

沖縄気象台* 溜 渕 功 史
気象庁地震火山部** 山田 安之・石垣 祐三†・高木 康伸‡
気象大学校*** 中村 雅基#
気象研究所**** 前田 憲二・岡田 正実

Characteristic Earthquake Sequences near Miyakojima Island, Ryukyu Arc, Japan

Koji TAMARIBUCHI

Okinawa Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency, Higawa 1-15-15,
Naha 900-8517, Japan

Yasuyuki YAMADA, Yuzo ISHIGAKI†, and Yasunobu TAKAGI‡

Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency,
Ohte-machi 1-3-4, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8122, Japan

Masaki NAKAMURA#

Meteorological College, Japan Meteorological Agency,
Asahi-cho 7-4-81, Kashiwa 277-0852, Japan

Kenji MAEDA and Masami OKADA

Meteorological Research Institute, Nagamine 1-1, Tsukuba 305-0052, Japan

(Received August 27, 2009; Accepted December 24, 2009)

We found eight $M5.1$ characteristic earthquakes regularly occurring since 1966 on the plate boundary between the Eurasian plate and the Philippine Sea plate near Miyakojima Island, the Ryukyu Arc, Japan. The quake recurrence interval was 5.89 years in average, and the standard deviation was only 0.73 years. The accumulating stress presumably ruptured the same asperity enclosed by the creeping zone repeatedly. Also, we found three other groups of small repeating earthquakes of $M4$, which occurred close to the hypocenters of the $M5$ events. Those groups also occurred regularly and we can consider them to be 'characteristic' earthquake sequences. Now, we called those groups A, B, and C. It is not clear whether groups A and B had an intrinsic recurrence interval or if they influenced each other. However, two events of group C occurred within one week after the $M5$ quakes, indicating that the $M5$ events triggered the group C events whose asperity had sufficient strain energy. No earthquake exceeding $M7$, which could change the recurrence intervals, has been observed on the subduction zone around the Ryukyu Islands. Therefore, there should be

* 〒900-8517 那覇市樋川 1-15-15
** 〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4
*** 〒277-0852 柏市旭町 7-4-81
**** 〒305-0052 つくば市長峰 1-1

† 現所属: 横浜地方気象台 〒231-0862 横浜市中区山手町 99

‡ 現所属: 内閣府(防災担当) 〒100-8969 東京都千代田区霞が関 1-2-2

現所属: 気象庁地震火山部 〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4

numerous characteristic earthquake sequences in other areas of the Ryukyu district. We expect that the next $M5$ earthquake at 50 km depth on the plate boundary near Miyakojima Island will occur between September 2012 and July 2014 with 70% probability, using the small-sample theory with a log-normal distribution model. Moreover, the $M5$ event may be accompanied by an $M4$ quake that could rupture the asperity of group C within one week.

Key words: Characteristic earthquake, Repeating earthquake, Asperity, Waveform similarity, Ryukyu Arc

§1. はじめに

固有地震 (characteristic earthquake) モデルは、「特定の断層で発生する最大規模の地震は、ほぼ同じ大きさの地震が繰り返し発生する。」として、Schwartz and Coppersmith (1984) によって提案された。彼らのモデルには、繰り返し間隔に関する規則性は取り入れられていない。しかし、一般に固有地震モデルとは、「特定の断層で発生する最大規模の地震は、ほぼ同じ大きさ、ほぼ同じ繰り返し間隔で発生する。」[例えば、五十嵐 (2002)] ものとして広く受け入れられている。さらに、固有地震の概念を説明する際には、Gutenberg-Richter の式に従わない性質があることや、複数のアスペリティを同時に破壊するか否かなど破壊過程の類似性に言及する場合もある。本稿では、「ほぼ同じ大きさ、ほぼ同じ繰り返し間隔で、ほぼ同じ領域を破壊する地震」を固有地震と呼ぶことにする。

固有地震と類似した言葉として、繰り返し地震 (recurring earthquake) や相似地震 (repeating earthquake) が用いられている。繰り返し地震は、特定のアスペリティが繰り返し破壊することにより発生する地震を示し、繰り返し間隔には言及しない。また、相似地震は、同一観測点において波形が相似である地震を指し、一般に、波形の相関係数がある閾値を超える観測点の数が基準数以上となる地震として定義される [例えば、Igarashi *et al.* (2003)]。このように、相似地震を検出することは固有地震や繰り返し地震を検出するための手段にもなっている。これらの関係をベン図で示すと Fig. 1 のようになる。ここで、相似地震と繰り返し地震が一致しないのは、上記相似地震を検出するための閾値が不適切なため、繰り返し地震でないものを相似地震とみなしたり、特定のアスペリティを破壊している繰り返し地震であるにもかかわらず、破壊過程が異なるために相似地震と検出されなかったりする場合があるためである。

地震調査研究推進本部地震調査委員会は、全国を対象とした活断層調査等に基づいて、将来発生する大規模な地震の長期評価を行っている。その際、固有地震モデルに準拠した更新過程モデルまたは時間予測モデル [Shimazaki and Nakata (1980)] を用いている。しかし、大

規模地震の発生間隔は長く、知られている過去の事例が少ない場合も多いため、平均発生間隔やばらつきの程度について必ずしも十分な精度で求められているとはいえない。一方、中小規模の固有地震は発生間隔が比較的短く、多くのサンプルを得ることができるため、固有地震モデルを評価するうえで重要な役割を果たすと考えられる。

これまで、小規模な固有地震の活動についていくつか議論されてきた。Nadeau and Johnson (1998) はアメリカ合衆国カリフォルニア州のサンアンドレアス断層で見つかっている微小固有地震活動から、地震モーメントとすべり量などの断層パラメータの関係式を提案した。Matsuzawa *et al.* (2002) は、岩手県釜石沖で $M4.8$ 程度の固有地震活動を見だし、プレート境界の安定すべり域に囲まれたアスペリティの存在を示すとともに次の固有地震の発生確率を示した。Uchida *et al.* (2005) は、上記釜石沖における固有地震活動の発生間隔のゆらぎについて、より小さなイベントの後では発生間隔が長くなることや、周囲でスロースリップが発生することによって発生間隔が短くなることを指摘した。また、Uchida *et al.* (2007) は、上記釜石沖における固有地震の空間的な大きさや応力降下量を解析するとともに、周辺で発生する微小地震を精査することによりアスペリティの階層構造について言及した。長谷川・他 (2005) は、東北地方を

Fig. 1. Venn diagram for concept of characteristic earthquake, recurrent earthquake, and repeating earthquake.

対象に、地震カタログを精査して、中小規模の固有地震の候補を多数抽出した。しかし、日本国内の他地方と比較して観測網、データが極端に限定されている琉球弧では、これまでほとんど調査されておらず、とりわけ宮古島近海では全く調査されていない。

一方、繰り返し地震や相似地震についてもさまざまな研究がなされている。Igarashi *et al.* (2003) は、同一観測点における波形の相似性を用いて小繰り返し地震を抽出した。Uchida *et al.* (2003) や Uchida *et al.* (2004)、Matsubara *et al.* (2005) は大地震の余震域において小繰り返し地震を解析し、プレート境界のスロースリップを見いだした。Chen *et al.* (2007) は、カリフォルニア州パークフィールド、台湾東部、東北日本で発生する繰り返し地震を用いて、プレートの沈み込み速度を考慮し、地震モーメントと繰り返し間隔の関係式を提案した。Yamawaki *et al.* (2004) は東北地方の太平洋プレートの沈み込み帯で発生した相似地震群を用いて、岩手山において顕著な火山活動や $M6$ クラスの地震が発生した時期に、地殻構造に変化があったことを示した。Schaff and Beroza (2004) は、相似地震を用いて、1989 年に発生したロマ・プリエータ地震と 1984 年に発生したモルガンヒル地震の発生による実体波速度の微小な変化を検出した。このように、繰り返し地震や相似地震は地震学や火山学のさまざまな分野で多く利用されている。

琉球弧は、九州南部から台湾にかけて約 1300 km にわたり弓なりに連なる島弧である (Fig. 2)。この島弧の南東沖では、ユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートが琉球海溝から約 6~7 cm/yr の速さで沈み込んでおり [Seno *et al.* (1993)], それに伴う地震活動が見られる。他方、島弧の北西沖では、沖縄トラフが約 5 cm/yr の速さで拡大しているため、琉球弧の南西部におけるフィリピン海プレートとユーラシアプレート間の相対速度は約 12.5 cm/yr に達すると考えられている [Heki and Kataoka (2008)]。

琉球弧と同様にフィリピン海プレートが沈み込んでいる駿河トラフ、南海トラフでは、東海、東南海、南海地震といった $M8$ クラスのプレート境界地震が知られている。また、宮崎県東方沖の日向灘でも $M7$ クラスのプレート境界地震が知られている。台湾東部を除く琉球弧では、1900 年以降の気象庁カタログ (Fig. 2(a)) によると、 $M7.5$ 以上の地震は 1901 年の奄美大島近海の地震 ($M7.5$) や 1911 年の奄美大島近海の地震 ($M8.0$) などが発生している。しかし、いずれも観測網が十分に整備される以前の地震であったために、プレート境界で発生した地震か否かは判断できない。少なくとも最近 30 年間では、 $M7$ を超えるプレート境界地震は発生しておら

ず、琉球弧におけるプレート境界の固着状況はほとんどわかっていない。一方、 $M4$ ~ $M5$ クラスのプレート境界地震は石垣島近海から宮古島近海などで多く発生しており、固有地震活動が含まれている可能性がある。特に、宮古島近海では、1997 年 6 月 19 日に宮古島近海で発生した $M5.1$ の地震で、宮古島で震度 4 を観測するなど、 $M5$ クラスの地震活動も時折発生している活発な活動領域であるため、固有地震活動が発生している可能性がある。また、地震計が島嶼部の中では比較的密に配置されているため、調査を行いやすい。

そこで本稿では、国内外の地震カタログを用いて、宮古島近海における地震活動を精査し、波形の相似性を確認することによって、固有地震活動を検出し、その特徴を調査した。琉球弧で固有地震活動を調査することは、琉球弧におけるプレート境界の固着状況やプレート運動を解明する手がかりとなるほか、将来的に固有地震モデルの検証に資するものである。

§2. データおよび解析手法

本稿では宮古島近海 (24.5°N ~ 25.0°N , 125.0°E ~ 125.5°E) におけるプレート境界 (大まかな深さとしては 40~60 km) の地震を対象とする (Fig. 2(c))。波形の相似性をできるだけ長い期間で確認するために、3 通りの方法で調査、解析を行った。

第一に、1964 年から 2008 年までの気象庁カタログ、および 1964 年から 2006 年までの ISC カタログから、 $M5$ 以上の地震について試行錯誤的に M-T 図の調査を行った。ほぼ同じ時間間隔で発生しているほぼ同規模の地震群について宮古島 (MIYAKJ)、石垣島 (ISHIGA)、および那覇 (NAHA) 観測点の、59 型地震波形 (ドラム式 100 倍変位型地震計) の記象紙および 95 型震度計 (加速度型強震計) のデジタル波形を収集して、目視によって変位波形の相似性を確認した。その際、95 型震度計のデータは 59 型の特性に変換した。なお、1997 年以前の気象庁カタログは島嶼部の震源精度が悪いため、主に ISC カタログを用いた。また、MIYAKJ では 1971 年に 59 型地震計を設置したため、1971 年以前については ISHIGA と NAHA のみで調査を行った。

第二に、 $M4$ 程度の相似地震を確認するために、1997 年から 2008 年までの $M4$ 以上の地震について、宮古島 2 (MIYKJ2)、沖縄城辺 (OKIGUS)、池間臨時 (IKEMA)、および多良間島 (TARAMA) の 4 観測点 (Fig. 2(c)) の高感度地震計による速度波形 (UD 成分) を用いて、1~3 Hz の帯域で P 相の 0.5 秒前から 40 秒間程度の波形のコヒーレンスを計算し相似性を評価した。相似地震のグループに分類する際、波形が存在するすべての観測点で

Fig. 2. (a) Seismic activity over $M \geq 7.0$ in and around Japan from 1900 to 2008 (by JMA) (b) Tectonic setting around the Ryukyu Arc and site indexes. Moment tensor solutions of the thrust earthquakes (P axis: $65^\circ \leq \text{azimuth} \leq 200^\circ$, plunge $\leq 45^\circ$, T axis: plunge $\geq 45^\circ$, N axis: plunge $\leq 30^\circ$), determined by the F-net project, are also plotted. (c, d) Locations of the seismometers on and near Miyakojima Island.

Fig. 3. Seismic activity near Miyakojima Island (by ISC). (a) Epicenter map from 1964 to 2006. (b) Cross section of the region 1. (c) M-T diagram of the region 2. Centroid moment tensor solutions are determined by the Global CMT Project. *: M 5-8 event is outside of the period.

コヒーレンス値が0.95以上であることをグループ化の条件とした。なお、相似性が確認された地震の周囲で発生した地震については、マグニチュードや深さの決定精度の悪さによって調査漏れとならないように、震度分布や複数のマグニチュード（速度マグニチュードと変位マグニチュード）を考慮して対象地震を抽出した。また、OKIGUSは2000年7月、IKEMAは2002年6月に運用を開始しているため、それ以降の期間についてのみ調査対象とした。

第三に、上記手法によって抽出された相似地震のグループをさらにさかのぼって確認するために、1990年から2008年までのM4以上の地震について、MIYAKJの87型強震計（サンプリング周波数50 Hz、測定範囲0.1~10 Hz）および95型震度計（サンプリング周波数100 Hz、測定範囲DC~41 Hz）のNS成分の加速度波形を変位波形に変換し、0.5~3 Hzの帯域でP相の5秒前から40秒間の相関係数を計算することにより相似性を評価した。相似地震のグループに分類する際、相関係数が0.95以上であることをグループ化の条件とした。

なお、MIYAKJは87型強震計や95型震度計が設置されているが、高感度地震計が設置されているMIYKJ2とは位置が異なる。ここで、コヒーレンスではなく相関係数を用いているのは、コヒーレンスでは87型強震計と95型震度計のセンサーの違いによる影響が大きく、相似地震として検出できない場合があるためである。また、UD成分ではなくNS成分を用いているのは、UD成分は変位が小さく、ノイズによる影響が大きくなるためである。

本稿ではコヒーレンスおよび相関係数の定義をそれぞれ(1)、(2)式のように定義した。

$$Coh = \sqrt{CPS/P_1P_2}, \quad (1)$$

$$CC = \sqrt{\mathbf{X}_1 \cdot \mathbf{X}_2 / |\mathbf{X}_1||\mathbf{X}_2|}, \quad (2)$$

ただし、 Coh はコヒーレンス、 CPS はクロスパワースペクトル、 P_1 、 P_2 はそれぞれの波形のパワースペクトル、 CC は相関係数、 $\mathbf{X}_1$ 、 $\mathbf{X}_2$ はそれぞれ波形のデータベクトルである。本稿では、検出したい地震のマグニチュードに応じて試行錯誤的に帯域を選択したので、相関係数とコヒーレンスで計算する帯域が若干異なっている。コヒーレンスおよび相関係数を計算する帯域や相似地震とみなす閾値の選択については、今後検討の余地がある。

§3. 結 果

1964~2006年までのISCカタログの震源分布およびM-T図等をFig. 3に示す。図中のregion 2では、Fig. 3(c)に示すように、 $M5.1 \pm 0.1$ の地震が平均5.89年、標準偏差0.73年のほぼ一定な間隔で8回発生して

いることがわかる。なお、気象庁カタログでは、region 2で2007年9月22日にM5.1の地震が発生しているため、それも含めている。それらの波形(Fig. 4)は非常によく似ている。1991年以降の4地震については、87型強震計および95型震度計のデジタル波形データが現存していたので、2007年の地震を対象として波形相関を求めると、0.5~3 Hzの帯域で0.91~0.96という高い相関を示した。広帯域波形を用いて計算したCMT解(Global CMT解)が求められている1997年、2002年、2007年の地震は、北西-南東方向に圧力軸をもつ低角逆断層型であり(Fig. 3(a))、発生位置からプレート境界の地震であると考えられる。したがって、この地震活動は岩手県釜石沖の場合[Matsuzawa *et al.* (2002)]と同様に、プレート境界の固有地震とみなすことができる。M5クラスの固有地震が波形の相似性から見いだされたのは、世界的に見ても非常に珍しい。また、琉球弧で固有地震が見いだされたのは今回が初めてである。これらのM5.0以上の固有地震をグループM5とした。

次に、1990年以降のM4クラスの地震のなかにも、相関係数が0.95以上、コヒーレンスが0.97以上と相似性が極めて高い地震群が3グループあることがわかった。これらのグループを本稿ではそれぞれグループA、B、Cと分類する。Table 1(a, b)に抽出した相似地震群と各グループ内および各グループ間の、波形の相関係数およびコヒーレンスを示す。ここで、地震B-1(1990/09/18)については、地震B-8(2007/05/19)との相関係数が0.94と基準(0.95以上)に満たないが、グループBの他の地震との相関係数が0.96~0.99と高いので、本稿ではグループBに含めた。各グループの防災科学技術研究所F-net Projectによって求められたMT解はいずれも低角逆断層であり、これらの地震群もプレート境界で発生したと考えられる。各グループの位置関係については、気象庁カタログの精度ではグループ間の分離ができないので、次章で議論する。異なるグループ間の波形のコヒーレンスは0.60~0.91程度であり、3系統の地震群はコヒーレンス値(閾値0.95)によってある程度客観的に分類できる。また、Fig. 5に示すように各グループの地震群はそれぞれほぼ同じ時間間隔で繰り返し発生しており、これらの地震群もまた固有地震とみなすことができる。各グループの平均発生間隔と標準偏差をTable 2に示す。

M4クラスのグループ内のマグニチュードは、同じグループ内でもばらつきが大きい。これは、主に変位マグニチュードと速度マグニチュードが混在しているためである。島嶼部では、マグニチュード計算に使用する観測点が内陸に比べて極端に少ないためにマグニチュードの

Fig. 4. Records of characteristic earthquakes. (a) Original seismograms (the UD component) by the type 59 seismograph at ISHIGA station. (b) Converted records (the EW component) in the same response from data of type 87 and type 95 seismographs at MIYAKJ station.

精度が劣る。したがって本稿の議論では、 $M5$ クラスのイベントは変位マグニチュード、 $M4$ クラスのイベントは速度マグニチュードに統一することで、マグニチュードのばらつきを小さくすることとする。

S4. 議 論

本解析領域の地震活動は、大まかに分類すると、30 km 以浅では地殻内地震、深さ 40~60 km 程度ではプレート境界地震、および沈み込むフィリピン海プレート内の地震と分類される。グループ $M5$ と $M4$ クラスの固有地震群は、それぞれプレート境界上に存在するアスペリティに、プレートの沈み込みに伴って歪が蓄積し、繰り返し破壊されることによるものであると解釈できる。また、これらの地震群はいずれも深さ 50 km 程度であり、防災科学技術研究所 F-net Project によって求められた MT 解の分布 (Fig. 2(b)) から、琉球弧におけるプレート境界型地震が発生する深さとしては下端に位置していると考えられる。なお、琉球弧の他の地域では、プレート境界の下端ではない場所でも固有地震活動が見つかっていることを付記しておく [溜淵・他 (2009)]。

波形の特徴に着目すると、Fig. 4(b) に示す波形の中には、例えば 1997 年のように短周期成分に富むものと、2007 年のように短周期成分に富まないものがある。観測点配置の制約から、震源過程解析を行うことはできないが、例えば Uchida *et al.* (2007) のようにアスペリティが階層構造をしているなど、少なくとも全く同一の破壊過程を繰り返しているものではないと推察される。

$M4$ クラスの固有地震群の発生時期に着目すると、グループ B と C は比較的安定した時間間隔で発生しており、標準偏差を平均発生間隔で除した変動係数は 0.12~0.15 とグループ $M5$ と同程度である。一方、グループ A の発生間隔は 1.20 年から 3.57 年とばらついており、変動係数は 0.30 と他のグループに比べて大きい。ただし、このグループ A のばらつきは、1990~1997 年の地震の発生間隔がばらついていることによるもので、2000 年以降の活動だけを見ると安定した時間間隔で発生している。1990 年代にグループ A の発生間隔が乱れたにもかかわらず、近接するグループ B や C の発生間隔が乱れなかった原因はわからない。

なお、固有地震の定義が「ほぼ同じ繰り返し間隔」で

Table 1. (a) Characteristic earthquake sequences. M_j : magnitude by JMA, mb: body wave magnitude by ISC, M_d : displacement magnitude by JMA, M_v : velocity magnitude by JMA, $I_{\max}$: maximum intensity by JMA (*: observed by human sense). Interval time: recurrence interval of the quakes (year). CC: Cross correlation. (b) Coherence among the latest events of other groups. Coherences were calculated for the UD component in a band of 1 to 3 Hz. Cross correlations were calculated for the NS component in a band of 0.5 to 3 Hz.

	ID	Date	Origin time	M_j (mb)	M_d	M_v	$I_{\max}$	Interval time	Coherence				CC	
									MIYKJ2	OKIGUS	IKEMA	TARAMA	MIYAKJ	
Group M 5	M 5-1	1966/07/11	07:04:25	— (5.2)	—	—	3*	—	—	—	—	—	—	—
	M 5-2	1971//10/21	17:22:45	— (5.3)	—	—	3*	5.28	—	—	—	—	—	—
	M 5-3	1978/08/29	16:35:03	5.0 (5.3)	5.0	—	3*	6.86	—	—	—	—	—	—
	M 5-4	1985/04/30	17:45:28	5.1 (5.4)	5.1	—	2*	6.67	—	—	—	—	—	—
	M 5-5	1991/07/17	00:30:07	5.0 (5.3)	5.0	4.8	3*	6.21	—	—	—	—	—	0.96
	M 5-6	1997/06/19	19:05:20	5.1 (5.2)	5.1	4.9	4	5.92	0.93	—	—	0.87	0.91	0.91
	M 5-7	2002/06/05	02:20:57	5.2 (5.3)	5.2	4.9	3	4.96	0.97	0.93	0.94	0.93	0.92	0.92
Group A	M 5-8	2007/09/22	17:00:17	5.1	5.1	5.1	3	5.30	Reference wave					
	A-1	1990/09/10	19:08:33	4.0	—	4.0	2*	—	—	—	—	—	—	0.97
	A-2	1991/11/24	05:00:52	3.6	—	3.6	3*	1.20	—	—	—	—	—	0.96
	A-3	1993/12/29	04:37:30	3.9	—	3.9	1*	2.10	—	—	—	—	—	0.98
	A-4	1997/07/24	04:06:11	4.8	4.8	4.3	3	3.57	0.97	—	—	0.98	no data	
	A-5	2000/05/09	22:50:58	4.7	4.7	4.4	3	2.79	0.99	—	—	0.99	0.97	0.97
	A-6	2002/07/05	18:23:51	4.6	4.6	4.3	3	2.15	0.99	0.99	0.97	0.99	no data	
	A-7	2004/10/06	07:10:00	4.5	4.5	4.4	3	2.26	0.99	0.99	0.98	1.00	0.98	0.98
	A-8	2006/10/26	22:59:34	4.5	4.5	4.3	3	2.05	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Group B	A-9	2008/09/10	13:37:19	4.5	4.5	4.3	3	1.88	Reference wave					
	B-1	1990/09/18	06:26:13	3.6	—	3.6	2*	—	—	—	—	—	—	0.94
	B-2	1992/12/07	22:35:31	3.5	—	3.5	3*	2.22	—	—	—	—	—	0.96
	B-3	1994/12/15	13:50:09	4.2	—	4.2	2*	2.02	0.98	—	—	0.98	0.95	0.95
	B-4	1997/09/07	20:17:01	4.5	4.5	4.0	3	2.73	1.00	—	—	0.99	no data	
	B-5	2000/07/16	09:13:53	4.4	4.4	4.2	3	2.86	1.00	0.99	—	0.99	0.95	0.95
	B-6	2002/12/20	01:23:31	4.4	4.4	4.1	2	2.43	0.99	0.98	0.99	0.98	no data	
	B-7	2005/03/01	12:20:57	4.5	4.5	4.2	3	2.20	1.00	1.00	0.99	1.00	0.96	0.96
Group C	B-8	2007/05/19	12:20:05	4.4	4.4	4.1	3	2.21	Reference wave					
	B-9	2009/06/15	15:40:09	4.2	4.2	4.0	2	2.08	0.99	0.98	0.98	1.00	—	—
	C-1	1997/06/03	10:18:17	3.6	4.3	3.6	2	—	0.99	—	—	0.99	—	—
	C-2	1998/09/04	10:29:44	3.6	4.2	3.6	2	1.25	0.99	—	—	0.99	—	—
	C-3	2000/08/07	18:12:49	4.1	4.1	3.9	2	1.92	0.99	0.99	—	0.99	—	—
	C-4	2002/06/07	00:40:06	4.2	4.2	4.0	2	1.83	0.99	0.98	0.99	0.98	—	—
	C-5	2004/04/13	17:50:00	3.7	—	3.7	2	1.85	1.00	0.99	0.99	0.98	—	—
	C-6	2006/03/02	20:37:36	4.0	4.0	3.7	2	1.88	0.99	0.98	0.99	0.99	—	—
(a)	C-7	2007/09/29	17:51:12	4.2	4.2	4.0	2	1.58	Reference wave					
	C-8	2009/09/06	20:52:51	4.0	4.0	3.8	2	1.94	0.99	0.99	0.99	1.00	—	—

Table 1. Continued

ID	Coherence				CC	
	MIYKJ2	OKIGUS	IKEMA	TARAMA	MIYAKJ	
M5-8			Reference wave			
A-9	0.71	0.64	0.66	0.60	0.60	
B-8	0.78	0.66	0.69	0.66	0.59	
C-7	0.84	0.78	0.77	0.69	—	
A-9			Reference wave			
B-8	0.90	0.85	0.85	0.91	0.91	
C-7	0.70	0.68	0.71	0.71	—	
B-8			Reference wave			
C-7	0.81	0.70	0.76	0.82	—	

(b)

Table 2. Parameters of each group and period of 70% and 95% probability for forthcoming events. N: number of events. *M*: average magnitude. Tr: average interval time (year). Ts: standard deviation of interval time (year). α : coefficient of variation ratio of Ts and Tr. Latest: latest event. t: elapsed time since the latest event (year). E: ratio of t and Tr. 70% and 95%: period in which the forthcoming event will occur with probability of 70% (95%) using the BPT distribution model (small-sample theory with a log-normal distribution model).

	M5*	Group A*	Group B*	Group C*	Group B**	Group C**
N	8	9	8	7	9	8
<i>M</i>	5.1	4.2	4.0	3.8	4.0	3.8
Tr	5.89	2.25	2.38	1.72	2.34	1.75
Ts	0.73	0.69	0.31	0.26	0.30	0.25
α	0.12	0.30	0.12	0.15	0.13	0.15
Latest	2007/09/22	2008/09/10	2007/05/19	2007/09/29	2009/06/15	2009/09/06
t	1.61	0.64	1.95	1.59	0.30	0.07
E	0.27	0.28	0.82	0.92	0.13	0.04
BPT	70% 95%	2012/11–2014/04 2012/05–2015/01	2010/04–2011/07 2009/11–2012/06	2009/05–2009/11 2009/05–2010/03	2011/07–2012/01 2011/04–2012/05	2011/03–2011/09 2010/12–2011/12
log-normal	70% 95%	2012/09–2014/07 2011/12–2015/10	2010/03–2011/10 2009/09–2013/05	2009/05–2009/12 2009/05–2010/06	2011/06–2012/02 2011/02–2012/08	2011/02–2011/10 2010/10–2012/04

* As of May 01, 2009

** As of Oct. 01, 2009

Fig. 5. M-T diagrams of events for four groups since 1990.

あることを第一義に考慮すれば、発生間隔がばらついているグループ A は固有地震ではなく、繰り返し地震とするほうが適当かもしれない。一方で、地震調査研究推進本部は、固有地震モデルを用いて千島海溝沿いの長期的な地震活動を評価する際、地震発生間隔の変動係数を 0.24~0.32 としており [地震調査推進研究本部地震調査委員会 (2004)], 固有地震を発生間隔のばらつきだけから定量的に定義することは難しい。また、グループ C はグループ M5 の前震あるいは余震のように発生している場合があるが、変動係数は 0.15 と小さく、安定した時間間隔で発生している。このため、便宜上本稿ではまとめて固有地震群と総称する。

グループ A と B はそれぞれ独立なアスペリティが固有の周期で発生しているようにも、相互に影響を及ぼし合いながら発生しているようにも見える。例えば、1990 年以降、グループ B は A が発生した 1 年以内に発生している。これはグループ A のアスペリティの破壊が B のアスペリティの破壊を誘発した可能性を示している。一方で、グループ A と B の地震群はほぼ同じ発生間隔であるために、全く影響を及ぼし合っていないにもかかわらずそのように見えるだけかもしれない。現時点ではサンプル数が少ないので、アスペリティが独立に破壊さ

れているか否かを客観的に議論することはできない。

グループ C は 2002 年 6 月 7 日と 2007 年 9 月 29 日の 2 回、グループ M5 の発生から 1 週間以内に発生している。一方、1997 年 6 月 3 日のイベントではグループ C が発生した 16 日後に M 5.1 の地震が発生している。このように、グループ M5 とグループ C の地震はかなり連動性がある。したがって、グループ C の地震をモニタすることで、グループ M5 の経過率が 1 に近いとき (いわゆる「満期」に近いとき)、グループ M5 の発生を直前に予測できる場合があることを示唆している。なお、波形記録が残っていないため相似性の確認はできないが、1991 年 7 月 17 日に発生した M 5.0 の地震の 20 時間前の 7 月 16 日に、近傍で M 3.4 (最大震度 2) の地震が発生しており、これがグループ C に属する地震だったのかもしれない。

4 系統の固有地震群の近傍の地震について b 値の計算を行った。OKIGUS 観測点の運用開始により観測網が充実し、この付近の震源決定精度が安定した 2000 年 7 月から 2008 年までの深さ 40 km から 60 km の震源を気象庁カタログから抽出した。本稿では Fig. 6(a) に示すように、グループ M5 および A~C の固有地震が発生しているアスペリティ周辺と、比較のために定常的に

Fig. 6. Comparison of magnitude-frequency relation between the region including asperities and the neighbor region.

$M2\sim3$ クラスの地震が発生している近接した領域に分けて b 値を計算した。該当する領域の範囲内にあるすべての地震を使用しているので、プレート境界型ではないものも含まれている。 b 値の計算結果を Fig. 6(b) に示すが、大局的に見てアスぺリティ周辺の b 値が低いことがわかる。これは、これまで報告されてきたアスぺリティの特徴 [例えば, Wiemer and Wyss (2002)] と矛盾しない。一方, Gutenberg–Richter の式に従わないという固有地震の性質ははっきりとしない。

それぞれの固有地震群の積算すべり量 (d) を推定した。手法は Uchida *et al.* (2003) と同様に、モーメントマグニチュード (M_w) と地震モーメント (M_0) の Hanks and Kanamori (1979) による関係式

$$\log(M_0) = 1.5 M_w + 16.1 \quad (3)$$

および、地震モーメントとすべり量の関係式 [Nadeau and Johnson (1998)]

$$\log(d) = -2.36 + 0.17 \log(M_0) \quad (4)$$

を用いた。ここで、 M_w はモーメントマグニチュードで

Fig. 7. Cumulative slips of each group since 1997.

Fig. 8. Relocation of hypocenters using Double-Difference method. Asterisk: JMA catalog hypocenters. Circle: relocated hypocenters.

あるが、気象庁マグニチュード (M) を代用した。グループ C の地震群が検知されている 1997 年以降の結果を Fig. 7 に示す。グループ M5 は変位マグニチュード、グループ A～C は速度マグニチュードを使用しているので、マグニチュードにギャップが生じている可能性はあるものの、積算すべり量はすべてのグループでおおむね一致している。積算すべり量から得られる年間平均すべり量は 9～13 cm/year であり、琉球弧でのプレート間の相対速度 (約 12.5 cm/year [Heki and Kataoka (2008)]) ともおおむね一致する。したがって、これらの地震群は異なるアスぺリティの破壊によって発生しているという解釈と矛盾は生じない。また、これらのアスぺリティのひずみは、おおむねプレートの沈み込みによってのみ蓄積されていると考えられる。さらに、1997 年以降これまで一度も別々のグループに属する地震が同時には発生していないことも確認できる。

手動で検出している気象庁カタログでは精度に限界が

あるので、これらのアスペリティの位置をより正確に把握するために、IKEMA が運用開始となった 2002 年 6 月から 2008 年 12 月までの深さ 40~60 km の地震 (M すべて) について、Double-Difference 法 [Waldhauser and Ellsworth (2000)] を用いて震源の再決定を行った。なお、ここでいうアスペリティとは、地震波エネルギーを最も放出した点であることを付記しておく。走時差を計算する際には、MIYKJ 2, OKIGUS, IKEMA, TARAMA の 4 観測点の高感度地震波形 (UD 成分) を用いて、手動検出した P 相, S 相それぞれの 0.5 秒前から 5 秒間のコヒーレンスを 1~3 Hz の帯域で計算し、最もコヒーレンスが大きくなった時刻を Double-Difference のデータとした。この際、コヒーレンスの閾値は 0.8 とし、震源計算にはコヒーレンスの 2 乗で重みづけした最小 2 乗法を用いた。Fig. 8 に $M3.5$ 以上の再計算結果を示す。これらの四つのアスペリティは 5 km 程度の範囲内に存在しており、同じグループの地震はほぼ同じ場所に求められている。グループ C が最もグループ M5 に近く、前述のとおりグループ M5 に連動しやすいとした推定を支持する。また、グループ A と B の距離も 1 km 程度で、お互いに影響を及ぼし合っている可能性があることも矛盾しない。

(3) 式と、地震モーメントとアスペリティの大きさ (A) の関係式 [Nadeau and Johnson (1998)]

$$\log(A) = -9.12 + 0.83 \log(M_0) \quad (5)$$

を用いると、アスペリティの大きさは、 $M5.1$ で 4 km^2 程度、 $M4$ クラスで $0.1 \sim 1 \text{ km}^2$ 程度である。したがって、これらのアスペリティが円であると仮定したときの半径 (等価半径) は、 $M5.1$ で 1 km 程度、 $M4$ クラスで $0.2 \sim 0.5 \text{ km}$ 程度であり、DD 法を用いて再計算した震源間距離と比較しても、異なるグループの地震が異なるアスペリティであり、かつ同じグループの地震が同じアスペリティ内で発生していることが確認できる。

ただし、波形の相互相関から走時差を求める手法は、本来、P 波、S 波の初動を正確に合わせるための手法であり、短いサンプルで 10 Hz 程度の高周波域を対象にするのが一般的である。本稿のように 1~3 Hz の帯域を適用するのは、同じ場所、同じ破壊過程の地震同士のアスペリティを比較する場合には適切であると言えるが、少しでも場所が違い、破壊過程も違うと思われる地震間のアスペリティを比較する場合には不適切である可能性も否定できない。Double-Difference 法の計算で必要とされる走時差は“震源 (破壊開始点) 間の距離を反映した走時差”であり、本稿の計算で使われた走時差は“アスペリティ間の距離+破壊過程の位相の違いを反映した走時差”であることに留意しなければならない。したがっ

(a)

(b)

Fig. 9. (a) Cumulative probability and (b) probability density for occurrence of the next earthquakes using the small-sample theory with a log-normal distribution model.

て、同じグループ内の相対的な位置関係は再現できるものの、他のグループ間の相対的な位置関係は十分再現できていない可能性が考えられる。卓越周期も異なるグループ間の相対的なアスペリティの位置を高精度に求めることは今後の課題である。

$M5$ クラスの固有地震の近傍で、一回り小さい $M4$ クラスの相似地震を複数のグループに分類することができた。同様の事例は、岩手県釜石沖でも知られている [Uchida *et al.* (2007)]. しかし、本稿の事例では、これらの一回り小さい地震も、連動性がある場合があるものの発生間隔やマグニチュードがほぼ一定な固有地震活動をしており、この点が岩手県釜石沖の事例と異なる。また、これらの地震活動の特徴の一つに余震の少なさがある。過去に観測されたグループ $M5$ の余震はグループ C の地震以外はほとんどない。したがって、周囲に連動して破壊されるような小アスペリティはほとんどなく、これらのアスペリティは安定したすべり域の中に存在していると考えられる。

琉球弧では $M7$ を超えるようなプレート境界の地震は知られておらず、応力場を乱したり、プレートの定常的な沈み込み以外にアスペリティにひずみを蓄積したり

するイベントが少ない。したがって、この付近全体のプレート間のカップリングは弱い、何らかの理由による部分的な固着がいくつかあり、それらのうちの大きなものが四つの固有地震群が発生するアスペリティに対応していると解釈できる。このことは、琉球弧のほかの領域でも、固有地震活動が存在することを示唆している。実際、沖永良部島近海や沖縄本島近海などで $M5$ から $M4$ クラスの固有地震活動がいくつか報告されている [溜渕・他 (2009)]。また、他のイベントの影響が少ないということは、数値シミュレーションや物理過程を検証するうえで単純化しやすいので、研究の対象としやすい利点になる。

過去の発生間隔から、それぞれの固有地震群について、次の地震の発生確率を計算した。その際、地震調査研究推進本部で地震発生の長期評価を行う際に用いている更新過程 BPT 分布モデル [地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001)] と、更新過程小標本論対数正規分布モデル [例えば、岡田 (2009)] を用いた。各グループの発生確率を Table 2 に、更新過程小標本論対数正規分布モデルの累積確率および確率密度関数を Fig. 9 に示す。7 個から 9 個の少ない地震数から適切に発生確率を計算する必要があるため、パラメータの推定誤差を考慮している更新過程小標本論対数正規分布モデルを用いるほうが適切であると考えられる。そこで、更新過程小標本論対数正規分布モデルの解析結果で議論を進める。次のグループ $M5$ の固有地震は、基準日を 2009 年 5 月 1 日として、2012 年 9 月から 2014 年 7 月までの間に 70% の確率で発生すると考えられる。同様にグループ A は、2010 年 3 月から 2011 年 10 月までの間に 70% の確率で発生すると考えられる。また、2009 年 12 月までにグループ B と C の固有地震が発生するのは、それぞれ 70%, 85% 程度となっている。なお、ここで示した確率は、個々のグループの発生間隔のみから統計的に求めたものであることに留意しなければならない。

過去の地震発生状況を踏まえると、グループ $M5$ の固有地震発生から数日以内にグループ C のアスペリティを破壊する可能性がある。また、まだ 1 例しかないためよくわかっていないが、グループ $M5$ の経過率が 1 に近いときにグループ C が発生した場合、グループ $M5$ が誘発されるかもしれない。さらに、グループ B の地震が A の地震発生の 1 年以内に発生していることを考慮すれば、グループ B が 2009 年 9 月までに発生する可能性は、個々のグループの発生間隔のみから求めた確率よりは高くなるだろう。実際、本稿執筆中の 2009 年 6 月 15 日 15 時 40 分に宮古島近海で $M4.2$ の地震が発生し、宮古島で最大震度 2 を観測した。この地震は、グループ

B に属する地震とのコヒーレンス値が 0.98~1.00 と極めて高く、グループ B に分類できる (Table 1)。前回の地震からの経過時間は 2.08 年で、いずれの分布モデルの場合でも Table 2 に予測した 70% 信頼区間の範囲内で発生している。また、今回の地震もグループ A の地震発生から 1 年以内に発生したことは興味深い。さらに、本稿査読中の 2009 年 9 月 6 日 20 時 52 分にも宮古島で $M4.0$ の地震が発生し、宮古島で最大震度 2 を観測した。この地震は、グループ C に属する地震とのコヒーレンス値が 0.99~1.00 と極めて高く、グループ C に分類できる (Table 1)。前回の地震からの経過時間は 1.94 年で、小標本論対数正規分布モデルの場合で Table 2 に予測した 70% の信頼区間内で発生した。グループ B, C の地震が次に発生すると予測される期間を Table 2 にグループ B', C' として示す (基準日: 2009 年 10 月 1 日)。

この領域で $M5.1$ 程度の地震が発生した場合、過去には宮古島で最大震度 4~3 を、 $M4$ クラスのうちグループ A は最大震度 3、グループ B は最大震度 3~2、グループ C は最大震度 2 をそれぞれ観測している。特に 1997 年 6 月 19 日に発生した $M5.1$ の地震では、宮古島で最大震度 4 を観測し、およそ 1 万世帯で一時停電が発生した。これらの地震の発生を事前に予測しておくことは、学問的にだけでなく防災上も有意義なことである。

§5. ま と め

1966 年以降、宮古島近海の深さ 50 km 付近で $M5.1$ 程度の地震が平均 5.89 年、標準偏差 0.73 年の間隔で周期的に 8 回発生している固有地震が見つかった。

この周辺における 1990 年以降の $M4$ 程度以上の地震について波形の相似性が極めて高いグループが三つに分類でき、それぞれの地震群もまた固有地震であるとみなせる。 $M5$ を超える固有地震が波形の相似性から見いだされたのは、世界的に見ても珍しく、琉球弧における固有地震調査のきっかけとなった。また、 $M5$ クラスの固有地震の近傍にありながらも同時に破壊されることなく $M4$ クラスの固有地震が発生していることは、宮古島近海における固有地震活動の大きな特徴である。

宮古島近海の狭い領域で、 $M5$ クラスの地震を含めて 4 グループの固有地震活動が見られるのは、琉球弧では発生周期を乱すようなイベントが少ないことが要因であると考えられる。したがって、琉球弧のほかの領域でも、固有地震活動が見られると考えられる。また、他のイベントの影響が少ないので、地震の発生過程を理解するうえで最も単純化して考えることができ、学問的に興味深い領域の一つである。

宮古島近海の深さ約 50 km のプレート境界で発生する次の $M5$ クラスの地震は、基準日を 2009 年 5 月 1 日として、更新過程小標本論対数正規分布モデルを仮定すると、2012 年 9 月から 2014 年 7 月までの間に 70% の確率で発生すると考えられる。また、過去の地震発生状況を踏まえると、本震発生から数日以内に、 $M4$ 程度のグループ C のアスペリティの破壊を誘発する可能性がある。

謝 辞

本稿を執筆するに当たって、東京大学地震研究所の酒井慎一准教授と 1 名の匿名査読者、および編集委員の産業技術総合研究所の今西和俊博士から種々のご指摘をいただき、改稿にたいへん役立ちました。琉球大学の中村衛博士には有益な助言を多くいただきました。記録の収集では、沖縄気象台、宮古島地方気象台および石垣島地方気象台の協力をいただきました。また、ハーバード大学などの Global CMT Project によって求められたメカニズム解析結果 (Global CMT 解)、防災科学技術研究所 F-net Project による広帯域地震波形を用いたメカニズム解析結果 (MT 解)、および ISC (国際地震センター) によって決定された震源カタログを使用しました。図の作成および b 値の計算には、横山 (1997) による震源表示プログラム、および REASA [明田川・他 (2007)] を利用しました。これらの方々および関係機関に感謝いたします。

文 献

- 明田川 保・伊藤秀美・弘瀬冬樹, 2007, X Windows System を用いた地震検索・地震活動解析プログラム (REASA) の開発, 駿震時報, **70**, 51–66.
- Chen, K. H., R. M. Nadeau, and R.-J. Rau, 2007, Toward a universal rule on the recurrence interval scaling of repeating earthquakes?, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi: 10.1029/2007GL030554.
- Hanks, T. C. and H. Kanamori, 1979, A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348–2350.
- 長谷川安秀・橋本徹夫・草野富二雄・吉川一光・大西星司, 2005, 東北地方における中規模地震の固有地震的地震活動の検出, 地震 **2**, **58**, 67–70.
- Heki, K. and T. Kataoka, 2008, On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, Southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, **113**, doi: 10.1029/2008JB005739.
- 五十嵐敏博, 2002, 三陸沖の固有地震的地震活動, *なるふる*, **31**, 2–3.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, 2003, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **108**(B5), 2249, doi: 10.1029/2002JB001920.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001, 長期的な地震発生確率の評価手法について, 99 pp.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004, 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について, 地震調査委員会報告集—2004 年 1 月～12 月—, II-919–II-1025.
- Matsubara, M., Y. Yagi, and K. Obara, 2005, Plate boundary slip associated with the 2003 Off-Tokachi earthquake based on small repeating earthquake data, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi: 10.1029/2004GL022310.
- Matsuzawa, T., T. Igarashi, and A. Hasegawa, 2002, Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(11), 1543, doi: 10.1029/2001GL014632.
- Nadeau, R. M. and L. R. Johnson, 1998, Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 790–814.
- 岡田正実, 2009, 繰り返し地震および余震の確率予測, 地震 **2**, **61**, 特集号, S143–S153.
- Schaff, D. P. and G. C. Beroza, 2004, Coseismic and postseismic velocity changes measured by repeating earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2004JB003011.
- Schwartz, D. P. and K. J. Coppersmith, 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5681–5698.
- 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.
- Shimazaki, K. and T. Nakata, 1980, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279–282.
- 溜瀧功史, 山田安之, 石垣祐三, 高木康伸, 中村雅基, 前田憲二, 岡田正実, 2009, 琉球弧で見つかったいくつかの固有地震的地震活動, 日本地球惑星科学連合大会予稿集, S149–P005.
- Uchida, N., T. Matsuzawa, T. Igarashi, and A. Hasegawa, 2003, Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2003GL017452.
- Uchida, N., A. Hasegawa, T. Matsuzawa, and T. Igarashi, 2004, Pre- and post-seismic slow slip on the plate boundary off Sanriku, NE Japan associated with three interpolate earthquakes as estimated from small repeating earthquake data, *Tectonophysics*, **385**, 1–15.
- Uchida, N., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and T. Igarashi, 2005, Recurrence intervals of characteristic $M 4.8 \pm 0.1$ earthquakes off-Kamaishi, NE Japan—Comparison with creep rate estimated from small repeating earthquake data, *Earth Planet. Sci. Lett.*,

- 233, 155–165.
- Uchida, N., T. Matsuzawa, W. L. Ellsworth, K. Imanishi, T. Okada, and A. Hasegawa, 2007, Source parameters of a M 4.8 and its accompanying repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan: Implications for the hierarchical structure of asperities and earthquake cycle, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi: 10.1029/2007GL031263.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353–1368.
- Wiemer, S. and M. Wyss, 2002, Mapping spatial variability of the frequency magnitude distribution of earthquakes, *Adv. Geophys.*, **45**, 259–302.
- Yamawaki, T., T. Nishimura, and H. Hamaguchi, 2004, Temporal change of seismic structure around Iwate volcano inferred from waveform correlation analysis of similar earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi: 10.1029/2004GL021103.
- 横山博文, 1997, X ウィンドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37–51.