

喜界島段丘地形を考慮した奄美群島近海における過去の地震・津波規模の検討

東北大学大学 学生会員 ○須田 陽介
東北大学大学院 後藤 和久
東北大学大学院 正会員 今村 文彦

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震による津波は、東日本の太平洋側沿岸部に甚大な被害をもたらした。この地震を受け、東海・東南海・南海地震に対する沿岸防災の見直しが行われ、想定津波の規模が引き上げられた。その一方で、先島諸島を除いて、琉球海溝沿いにおける巨大地震・津波の実態はほとんどわかっていない。奄美諸島と沖繩諸島において過去に巨大地震・津波が発生したことを示す文献や伝承等が残っていないことから、歴史・先史時代に発生した地震・津波の規模を推測することができないためである。

一方、琉球列島北部に位置する鹿児島県の喜界島は完新世の離水サンゴ礁で構成された段丘地形により、島が縁取られている。この段丘地形は、完新世において過去4度にわたり発生した地震性隆起により形成されたと考えられており、最新のものが約1550年前に島全体が2.0~2.5 m隆起している (Webster et al., 1998)。この地質学的情報は、琉球列島北部における有史以前の貴重な地震情報であり、過去に発生した地震・津波の規模を推定する手がかりといえる。また、4度にわたる地震性隆起は一定の時間間隔で発生していると考えられることから、今後発生する地震・津波の規模の推定にもつながると考えられる。

本研究では、約1550年前に喜界島を2.0~2.5 m隆起させた地震イベントに着目し、地震断層のパラメータスタディを行い、その規模を推定した。

2. 地震断層パラメータスタディ

(1) 地震性隆起による喜界島の段丘地形

喜界島は、世界的にも例を見ないほど地盤隆起が活発な地域であり、過去13万年にわたって平均約1.7 m/kyの速度で隆起している (Konishi et al., 1974)。しかし実際は、隆起は地質学的に瞬間的に発生しており、その結果島を取り囲むように離水サンゴ礁の段丘地形が発達している。Webster et al. (1998)では、段丘を形成しているサンゴの

表-1 断層パラメータスタディに用いた各数値、走向、断層長さ、滑り角は固定している

走向 (°)	220
断層長さ (km)	100
断層幅 (km)	10, 20, 30, 40, 50
断層深さ (km)	5,10,15,20,25
傾斜角 (°)	5,10
滑り量 (m)	2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 6, 7, 8, 9, 10
滑り角 (°)	90
緯度経度	41パターン

種類とそれらのサンゴが生息可能な水深との比較や、サンゴの年代測定により、段丘が形成された時期とその隆起高を測定しており、最新の段丘形成時期は約1550年前で、約2.5 mの隆起により形成されたとしている。同様の既往研究 (太田ら, 2000; 本郷, 2010 など)でも喜界島の隆起年代や隆起量を推定しており、それらを考慮すると、喜界島で約1550年前に約2.0~2.5 m隆起したと考えることができる。

しかし、この隆起は喜界島でしか記録されておらず、わずか30 kmしか離れていない奄美大島では顕著な隆起の痕跡は見つかっていない。つまり、喜界島で観察される段丘地形は喜界島特有のものであり、その原因となる隆起イベントもまた喜界島でしか発生していないと考えられる。

(2) 断層パラメータ条件

喜界島の特異な隆起を発生させる地震断層に関して、本研究では海溝型1枚断層を仮定した。断層の評価方法については、喜界島全体の隆起量が2.0~2.5 mとなり、かつ奄美大島笠利半島の隆起量が-0.1~+0.1mの条件を満たす断層パラメータを採用することとした。変動させるパラメータは断層幅(10-50 km)、深さ(5-25 km)、傾斜角(5-10°)、滑り量(2.5-10 m)、緯度・経度(41パターン)であり(表-1)、計算ケースは20500ケースである。海溝型地震における断層深さと傾斜角は、中村・兼城 (2000)の琉球列島における過去の地震深度分布図を参考にした。

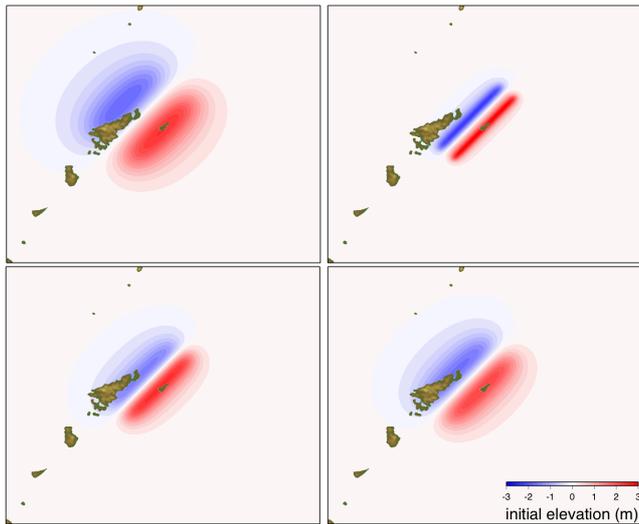


図-1 喜界島での隆起のみを説明できるよう調整した場合の地盤変動量。パラメータはそれぞれ、左上図:深さ5km/滑り量9m/傾斜角5°/断層幅20km, 右上図:深さ25km/滑り量9m/傾斜角5°/断層幅50km, 左下図:深さ15km/滑り量10m/傾斜角10°/断層幅20km, 右下図:深さ20km/滑り量9m/傾斜角5°/断層幅30km

3. 計算結果

上記のパラメータを変動させた限りでは、喜界島と奄美大島での隆起条件を共に満たす断層は存在しなかった。この理由として、喜界島と奄美大島が接近していることと、断層の傾斜角が小さいことが挙げられる。断層は海溝型を仮定しているため、設定する傾斜角は低角(5~10°)となり、奄美大島側での沈降量が大きくなる。この時、奄美大島笠利半島での沈降量が大きくなってしまい、条件を満たすことができない(図-1)。一方で、奄美大島笠利半島での隆起条件を満たすように断層位置を調整すると、逆に喜界島での隆起条件を満たすことができない(図-2)。そのため、約1550年前に喜界島を約2.5 m隆起させた地震イベントは海溝型1枚断層では説明できないと判断される。

4. 奄美大島笠利半島における隆起条件の変化

既往研究により制約した喜界島での隆起量に対し、奄美大島笠利半島における隆起量は、それほど変化していないということ以上には、具体的にはわかっていない。このため、奄美大島盛半島における隆起許容範囲を緩和することで、条件を満たす地震断層パラメータが存在するのかパラメータスタディを行った。具体的には、奄美大島笠利半島における隆起量が $-0.2\sim+0.2\text{m}$ 、 $-0.3\sim+0.3\text{m}$ の条件についてもパラメータスタディを行った。その結果、どちらの条件についても喜界島、奄美大島笠利半島の隆起条件を共に満たす断層パラメータは存在しなかった。奄美大島笠利半島における隆起条件を緩和しても、条件を

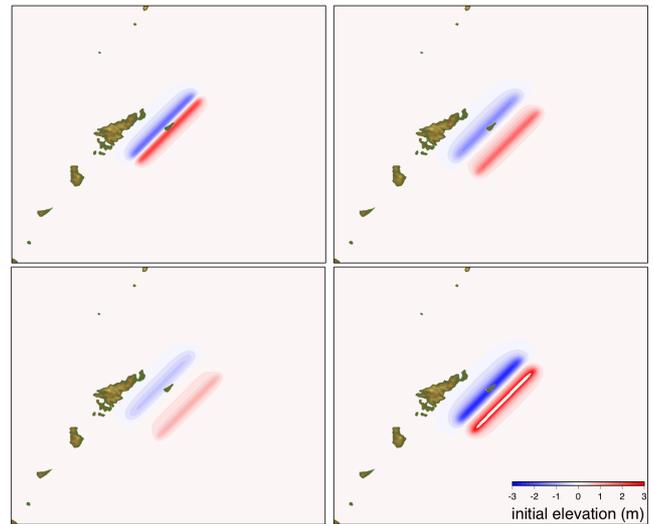


図-2 奄美大島笠利半島での隆起のみを説明できるよう調整した場合の地盤変動量。パラメータはそれぞれ、左図:深さ5km/滑り量8m/傾斜角5°/断層幅10km, 右図:深さ5km/滑り量5m/傾斜角5°/断層幅30km, 左下図:深さ5km/滑り量2.5m/傾斜角5°/断層幅50km, 右下図:深さ5km/滑り量10m/傾斜角5°/断層幅20km

満たす断層が存在しないことから、やはり約1550年前の喜界島における地震イベントは海溝型1枚断層では説明できないことがわかった。

5. 結論と課題

本研究により、約1550年前に喜界島を約2.0~2.5 m隆起させた地震イベントは海溝型1枚断層では説明できないことがわかった。ここで仮定した断層は、海溝型低角逆断層であるため、今後はプレート内における高角逆断層、(分岐断層など)を検討する必要がある。更に、奄美大島での隆起条件を笠利半島に限っているため、名瀬地域等においても隆起~沈降条件を推定する必要がある。

参考文献

- Konishi K., Omura A. and Nakamichi O. (1974): Radiometric coral age and sea level records from the late Quaternary reef complexes of the Ryukyu Islands, Proceedings of the Second International Coral Reef Symposium, Vol. 2, pp. 595-614
- J. M. Webster, P. J. Davies and K. Konishi. (1998): Model of fringing reef development in response to progressive sea level fall over the last 7000 years - (Kikai-jima, Ryukyu Islands, Japan), Coral Reefs, Vol. 17, pp. 289-308
- 太田陽子, 佐々木圭一, 大村明雄, 野沢香代 (2000): 喜界島東岸, 志度桶付近の完新世サンゴ礁段丘の形成と離水過程-ボーリング資料に基づく再検討, 第四紀研究, 39(1), pp. 81-95
- 中村衛, 兼城昇司 (2000): 地震分布から求めた南西諸島における沈み込んだフィリピン海プレートの形状, 琉球大学理学部紀要, No. 70, pp. 73-82
- 本郷宙軌 (2010): 琉球列島喜界島の完新世サンゴ礁段丘における海面安定期と優先造礁サンゴについて, 地学雑誌, 119(5), pp. 860-871