

石垣島における台座岩の形成条件と形成速度

The Formative Conditions and Formative Rates of Pedestal Rocks in Ishigaki Island,
Okinawa, Japan

青木 久^{*}・春田 知実^{**}・松四 雄騎^{***}・前門 晃^{****}・松倉 公憲^{*****}

Hisashi AOKI^{*}, Tomomi HARUTA^{**}, Yuki MATSUSHI^{***},
Akira MAEKADO^{****} and Yukinori MATSUKURA^{*****}

1 はじめに

台座岩 (pedestal または pedestal rock) とは、巨礫の存在により、その下の基盤岩が凸型の地形を形成しているものをいう。これは、巨礫周辺部の地表面が雨水による溶解によって低下する一方で、巨礫が傘の役目を果たすことにより、巨礫の下部分が溶解を免れて台座状に残存したものである。

台座岩の形成に関する従来の研究は、台座岩が溶解を受けやすい石灰岩からなる事例のみである (松倉ほか, 2005 を参照)。そのため、石灰岩の溶食速度を見積もる一つの手法として利用され、それらのほとんどは、氷河の解氷以降の時間と台座岩の高さから台座岩の形成速度を求めたものであった (例えば, Sweeting, 1966; Williams, 1966; Peterson, 1982)。最近、松倉ほか (2005) と Matsukura et al. (2007) は、南西諸島にある鹿児島県喜界島の完新世の離水サンゴ礁面 (段丘

面) 上には、いくつかの巨礫の載った台座岩があることを報告した。彼らは巨礫の多くが段丘の離水を引き起こした地震時に発生した津波によって運搬・定置した津波石であると仮定し、台座岩の高さと段丘面の離水年代を用いて、台座岩の形成速度を明らかにした。

沖縄県石垣島の東海岸や陸上には、津波によりサンゴ礁の礁縁 (リーフエッジ) が破壊されて打ち上げられたと考えられる津波石群が存在する (河名ほか, 1987; 河名・中田, 1994)。河名・中田 (1994) によれば、これらの津波石は 1771 年の明和津波、およびそれ以前の大洋津波によって運ばれたものと考えられている。特に南部の大浜には津波大石と呼ばれる、きわめて大きな津波石 (1131 m³) が存在し、この津波石の下部の基盤岩は砂岩からなり、高さ 40 ~ 85 cm の台座になっているという。上述したように、従来報告されている台座岩は、石灰岩で構成されているものだけであり、砂岩で構成される台座岩の存在は興味深

^{*} 筑波大学陸域環境研究センター (現: 大東文化大学経営学部)

^{**} 筑波大学第一学群自然学類

^{***} 筑波大学研究基盤総合センター (現: 東京大学工学系研究科)

^{****} 琉球大学法文学部人間科学科

^{*****} 筑波大学大学院生命環境科学研究科

い。また津波大石の下部が台座状の地形になるということは、島内に分布する、他の津波石も台座岩になっている可能性が高い。

そこで、本研究では、石垣島を研究対象地域として、定置年代が既知の津波石について、その下部が台座状になっているかどうかを観察し、台座岩の形成条件を吟味する。さらに台座岩については、その高さを計測し、台座岩の形成速度についての考察を行う。

II 石垣島の地質・地形と八重山地震津波

石垣島は八重山諸島の東端に位置し、沖縄県那覇市の西南西約 400 km、台湾の北東端から東へ約 200 km の所にある。島の中南部は約 13 km 四方のほぼ正方形をしており、そこには島の最高点である標高 526 m の於茂登岳がある。その北東端から北東に平久保半島、北西端から北に川平、西に屋良部半島が延びる（第 1 図）。石垣島の地質としては、南部では礁性のサンゴ石灰岩・礫質あるいは砂質石灰岩からなる大浜層が広く分布しており、北東部では塩基性片岩・砂質片岩・泥質片岩からなる変成岩類であるトムル層が分布している。

石垣島周辺には過去数千年間において、数回の大津波が襲来した（河名・中田，1994）。有史以来で最も大きな津波の 1 つは 1771 年の明和津波で、約 12,000 人の犠牲者を出し未曾有の災害をもたらした。津波によりサンゴ礁の礁縁（リーフエッジ）が破壊され、それが打ち上げられて定置した津波石の場合は、それに含まれるサンゴ化石の中で最も新しい年代を津波の発生した時期と考えることができる。河名・中田（1994）は、宮古諸島から石垣島など八重山諸島全域における総計 65 個の津波石の ^{14}C 年代値（未較正值）に基づき、1771 年明和津波以前の大津波の時期を、約 500 年前、約 600 年前、約 1100 年前、約 2000 年前、約 2400 年前、約 3750 年前、約 4350 年前および



第 1 図 石垣島の位置と津波石の分布
(○印は台座をもつ津波石、●印は台座をもたない津波石を示す)

約 4450 年前と推測した。

III 調査対象地域・調査方法

河名・中田（1994）の調査結果に基づき、石垣島の大浜、登野城、真栄里、および白保地域の計 4 地点の津波石について現地調査を行った。津波石の分布を第 1 図に示す。津波石について、台座岩の有無、津波石下部の土壌の有無、巨礫を構成する岩石および基盤岩石の種類について調べた。特に津波石の下部が台座岩になっている場合には、台座の高さを折れ尺やレーザー距離計を用いて測定した。大浜の砂岩は砂質石灰岩である可能性があると考え、希塩酸を岩石表面に滴下し、発泡の有無を確認した。

IV 野外調査結果

各地点の津波石に関する調査結果，すなわち，台座岩の有無，台座岩の高さ，土壌の有無，基盤岩石の種類，海拔高度について，河名・中田（1994）の結果（ ^{14}C 年代，岩塊の大きさ）とともに第1表にまとめた．次に各地点における津波石および周辺の地形や土層などについて述べる．

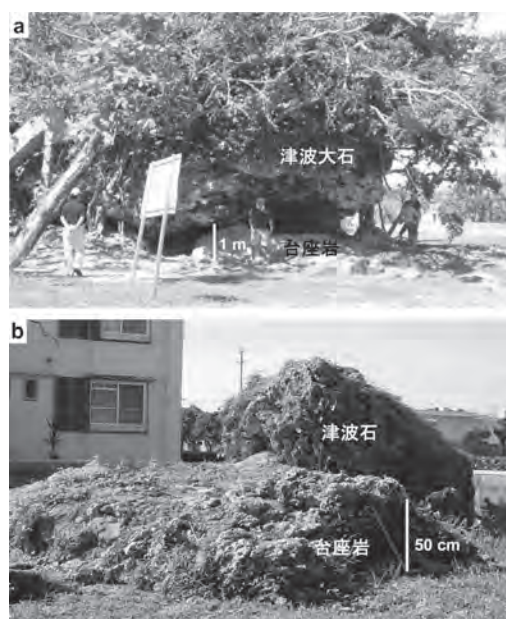
1) 大浜

大浜には津波大石と呼ばれるサンゴ石灰岩からなる巨礫が存在する（第2図a）．サンゴ化石の成長方向は上向きで，その最新部（巨礫の上部）の ^{14}C 年代値は， 1980 ± 80 yrBPを示し，約2000年前の津波によって打ち上げられたものと考えられている（河名・中田，1994）．その大きさは，長径12.8 m，短径10.4 m，高さ5.9 mであり，下部の基盤には台座岩が形成されている．台座岩の高さは東西南北の4方向において測定した．東側では33～80 cmと場所的差異がみられ，どの部位までを台座とみなすかの判断が難しかった．他の方位については，南側では34 cm，西側では25 cm，北側では30 cmと台座の高さはほぼ一定であり，東側の高さを33 cmで代表させて，四方位の平均値を求めた（30.5 cm）．津波石の周辺は，薄い土層が基盤の上に存在しているものの，津波石と台座の間には土層は見られなかった．河名・中田（1994）によると，津波石の下の基盤は砂岩で構成されていると報告している．しかし，

岩石表面にスポイトで塩酸を滴下したところ，気泡が発生した．そのことから，この岩石は，炭酸カルシウムを含んだ石灰質砂岩であると示唆される．

2) 登野城（公務員宿舎内）

登野城の公務員宿舎内にも津波石が存在する（第2図b）．この津波石に含まれるサンゴ化石の ^{14}C 年代値は， 1000 ± 80 yrBPを示し，約1100年前の津波によって打ち上げられたものと考えられている（河名・中田，1994）．この津波石の下部



第2図 津波石と台座岩の様子
(a) 大浜，(b) 登野城（公務員宿舎内）

第1表 野外調査結果

調査地点	台座岩の有無	津波石と基盤岩間の土層の有無	基盤岩石	台座岩の高さ (cm)	津波石の ^{14}C 年代* (yrBP)	津波石の大きさ* (m^3)	海拔高度 (m)
大浜	有	無	石灰質砂岩	30.5	1980 ± 80	1131	10
登野城（公務員宿舎内）	有	無	サンゴ石灰岩	55	1000 ± 80	12	6
登野城（公園内）	無	有	サンゴ石灰岩	—	2300 ± 90	13.5	6.5
真栄里（ふたご石，東側）	無	有	サンゴ石灰岩	—	2420 ± 90	351	12
真栄里（ふたご石，西側）	無	有	サンゴ石灰岩	—	2230 ± 100	369	12
白保	無	有	サンゴ石灰岩	—	不明	不明	10～20

* 河名・中田（1994）による

は、ほぼ平坦な頂部をもつ台座岩となっており、台座岩の高さは 55 cm であった。津波石は台座から転落した形となっており、完全に台座岩を覆ってはいない。台座上の露出部には、植生の付きが少ないことから上部に載っていた津波石が転落してからそれほど時間は経過していないと思われる。台座岩を構成する基盤岩石は比較的新鮮なサンゴ化石を含む完新世サンゴ石灰岩である。また津波石の周辺には薄い土層が発達しているが、津波石と台座の間に土層は観察されなかった。

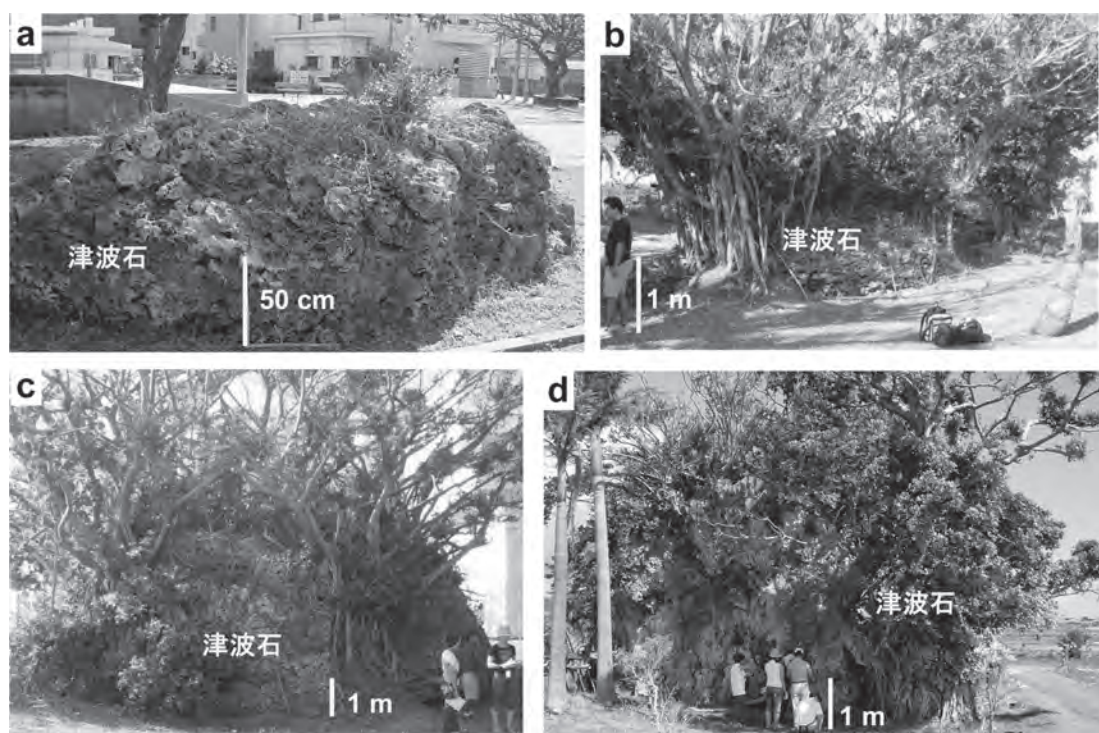
3) 登野城（公園内）

登野城の公園内にも津波石が存在する（第3図 a）。この津波石中のサンゴ化石の ^{14}C 年代値は、 2300 ± 90 yrBP を示し、約 2400 年前の津波によって打ち上げられたものである（河名・中田, 1994）。津波石の周辺および下部には基盤岩石は露出しておらず、台座岩の形成はみられない。津

波石は土壤上に載っており、若干土壌の中に埋もれているようにもみえる。公園内ということもあり、人為的影響を受けている可能性もある。

4) 真栄里（ふたご石）

真栄里に二つの津波石が隣り合って存在しており、ふたご石と呼ばれている（第3図 b, c）。この津波石の ^{14}C 年代値は東側のもの（第3図 b）が 2420 ± 90 yrBP、西側のもの（第3図 c）が 2230 ± 100 yrBP を示し、両者ともに 2400 年前の津波によって打ち上げられたと考えられている。津波石の下部および周辺では、厚く土層が発達している。津波石のサイズは 351 m^3 および 369 m^3 と大きい。その下部には台座岩は見られなかった。地質図によると、この地点の土層の下に基盤岩石は、礁性のサンゴ石灰岩・礫質あるいは砂質の石灰岩からなる大浜層である。



第3図 津波石の様子 (a) 登野城（公園内）、(b) 真栄里（ふたご石、東側）、(c) 真栄里（ふたご石、西側）、(d) 白保（轟川付近）

5) 白保（轟川沿い）

白保の轟川の近くで津波石の存在が確認された（第3図d）。この津波石は、河名・中田（1994）に記載されているもののうち、どの津波石に相当するのかが断定できないため、これを打ち上げた津波の時期は特定できない。津波石の下には台座岩の形成はみられなかった。この津波石は耕作地の中にあり、その下には土壌がかなり厚く発達している。付近の住民の話によると、このあたりの他の津波石は、農地改良の際に壊されたようである。

V 室内試験

台座岩の形成がみられた登野城（公務員宿舎内、IV-2）地域の基盤岩であるサンゴ石灰岩と大浜地域の石灰質砂岩のサンプリングを行い、これらの岩石中に含まれる石灰成分の量比を計測した。方法は次のように行った：(1) それぞれの岩石を砕いて約 10 g ずつを採取し、十分乾燥させて重量 (W_0) を計測した。(2) それらの岩石試料を塩酸に浸し、石灰分をすべて溶解させた。(3) 残留物を乾燥させて、それらの重量 (W_1) を計測した。

$W_0 - W_1$ は溶解量であり、石灰分の含有率 (X , %) を次式により算出した：

$$X = (W_0 - W_1) \times 100 / W_0 \quad (1)$$

試験の結果として、大浜の石灰質砂岩には 8.6% の石灰質成分が含まれており、登野城のサンゴ石灰岩は 99% が石灰質成分であることがわかった。

VI 考察

1. 台座岩の形成条件

台座岩の形成の有無、土壌の有無、基盤岩石の

種類などの調査結果から、どのような条件において台座岩が形成されるのかを考察する。台座岩が見られた地点は大浜と登野城（公務員宿舎内）である。第1表から、この2地点の台座岩の共通点は、台座岩（基盤岩）と津波石の間に土層がみられなかったことである。これに対し、登野城（公園内）、真栄里や白保では、基盤岩が石灰岩であるにもかかわらず、津波石と基盤岩との間に土層がある場合には台座岩は形成されていなかった。これは、津波石と基盤岩の間に土層が存在すると、雨水が土層中を通して津波石の下部までまわりこみ、それによって土層の下石灰岩を溶解させるためではないかと考えられる。すなわち、台座岩が形成されるためには、津波石が打ち上げられた地表面が土壌に覆われず、岩盤が露出しているという条件が重要であるといえる。

2. 台座岩の形成速度の差異

台座岩の平均高さは、1100 年前に打ち上げられた登野城（公務員宿舎内）の津波石の下で 55 cm、2000 年前の大浜のものでは、30.5 cm であり、溶解時間の短い登野城の台座の方が高くなっている。台座岩の形成速度は等速であるという Matsukura et al. (2007) の主張を援用すると、上記2地点での台座岩の形成速度は、台座の高さを溶解時間で除すことによって、登野城で 500 mm/kyr、大浜で 152.5 mm/kyr と計算される。したがって、登野城の台座岩の方が、大浜よりも3倍強も大きい形成速度をもつことになる。

この速度の違いは何によってもたらされるのであろうか。一般に、石灰岩の溶解速度に影響を与える要因としては、雨量、気温、土壌の CO_2 濃度、石灰岩の岩質などが考えられる。大浜と登野城の両地域は、同じ石垣島の中にあり、数 km しか離れておらず、気候条件に大きな差があるとは考えにくい。本研究では、大浜と登野城の基盤岩石について、石灰質成分の量比を調べたが、大浜の石灰質砂岩には石灰質成分が 8.6 % 含まれ、登野城

文献

のサンゴ石灰岩には、石灰質成分が99%含まれるという結果が得られた。この結果から、石灰質成分が99%含まれるサンゴ石灰岩からなる登野城地域での台座岩の形成速度はきわめて大きく、石灰質成分が8.6%である砂質石灰岩からなる大浜地域では小さいということになる。これは、石灰質成分の含有率が多いほど、溶解されやすく、溶解速度が大きくなり、結果として台座岩の形成速度が大きくなることを示唆する。すなわち、2地域における台座岩の形成速度の差異は、基盤岩石の石灰質成分の含有率によって説明される。

VII 結論

本研究では、石垣島において、年代が既知の津波石を利用することにより、その下部に発達する台座岩の形成条件を吟味した。また台座岩に含まれる石灰質成分の含有率を調べることにより、台座岩の形成速度への岩質の影響を調べた。得られた結果は以下のとおりである。

1) 台座岩が形成される条件として、津波石の打ち上げ時に地表面が土壌に覆われていないことが重要である。

2) 台座岩の形成速度は、基盤が石灰質砂岩であるときよりも純粋な石灰岩である場合のほうが大きい。これは、岩石中に含まれる石灰質成分の含有率が多い岩石ほど、溶解しやすいということから説明される。

謝辞

本研究を行うに際し、科学研究費（基盤研究A、課題番号16201009、研究代表者・土屋 誠（分担研究者・前門 晃）；基盤研究B、課題番号16300292、研究代表者・松倉公憲）を使用した。

河名俊男・中田 高・大村明雄（1987）：石垣島大浜の“津波大石”のサンゴ化石年代。第四紀研究, **26**, 155-158.

河名俊男・中田 高（1994）：サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期。地学雑誌, **103**, 352-376.

松倉公憲・前門 晃・廣瀬 孝・青木 久・小暮哲也（2005）：台座岩から推定される石灰岩地表面の溶解による低下速度：喜界島における一例。筑波大学陸域環境研究センター報告, **6**, 17-21.

Matsukura, Y., Maekado, A., Aoki, H., Kogure, T. and Kitano, Y. (2007): Surface lowering rates of uplifted limestone-terraces estimated from the height of pedestals on a subtropical island of Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32**, 1110-1115.

Peterson, J. A. (1982): Limestone pedestals and denudation estimates from Mt Jaya, Irian Jaya. *Aust. Geogr.*, **15**, 170-173.

Sweeting, M. M. (1966): The weathering of limestones, with particular reference to the Carboniferous Limestones of northern England. In *Essays in Geomorphology*, G. H. Dury (ed.), 177-210. London, Heinemann.

Williams, P. W. (1966): Limestone pavements: with special reference to western Ireland. *Trans. Inst. Br. Geog.*, **40**, 155-172.

（2007年6月27日受付，2007年8月3日受理）