

沖縄島荒崎海岸の迷子石「カサカンジャー」の 定置時期に関する一考察

The Time of Settling of a Limestone Erratic “KASAKANJA”
at the Arasaki Coast, Okinawa Island

青木 久*・小暮 哲也**・前門 晃***・松倉 公憲****

Hisashi AOKI*, Tetsuya KOGURE**, Akira MAEKADO*** and Yukinori MATSUKURA****

1 はじめに

沖縄島の最南端の荒崎海岸に、通称「カサカンジャー（沖縄のことばで「笠かぶり」の意）」と呼ばれる巨礫岩塊が存在している。琉球の歴史書「球陽」に、この地域には、今から170年ほど前、1832年の旧暦9月10日に猛烈な台風が沖縄島に襲来し、3個の岩塊が打ち上げられたことと、それらの岩塊の大きさと海岸からの距離が記載されている（河名ほか，2005）。河名ほか（2005）は、このカサカンジャーの起源について、球陽の中に記載されている3個のうちの1個の岩塊が、大きさと海岸からの距離という点で、カサカンジャーに相当するとした。さらにこの岩塊は約35m西方にある海食崖に発達したノッチの上半部が剥離し移動してきたものと推測している。以上のことが正しければカサカンジャーは170年前の大波でこの位置まで運搬され定置したことになるが、その確証はない。

ところで、著者らは最近、喜界島において巨礫

を載せる石灰岩からなる台座岩（ペDESTAL, pedestals あるいは pedestal rock）について報告した（松倉ほか，2005）。台座岩とは、石灰岩からなる地表面において迷子石（erratics）などの巨礫の存在により、その遮蔽効果によって巨礫の下部が溶解されずに残り、その部分が台座状になったもののことである。喜界島東海岸中央付近の末吉神社の境内には、巨礫の下に地表面からの高さ約20cm（土層を除去した基盤からの高さは約65cm）の台座岩がある。この台座岩は4300年前に離水した段丘面にあることから、松倉ほか（2005）はサンゴ礁が離水する以前に巨礫が置かれたと仮定し、ペDESTALの高さ（65cm）を離水後の経過時間（4300年）で除すことにより、溶解による台座岩の形成速度（すなわち、段丘面の低下速度）を0.015cm/yearと見積もっている。

我々は、沖縄島荒崎海岸において、カサカンジャーに覆われている基盤部の高度が周辺部よりもやや高くなっており、喜界島の巨礫の下部と同様に、台座岩となっているのを見出した。さら

* 琉球大学大学院理工学研究科（現：筑波大学陸域環境研究センター）

** 筑波大学生命環境科学研究科大学院生

*** 琉球大学法文学部人間科学科

**** 筑波大学生命環境科学研究科

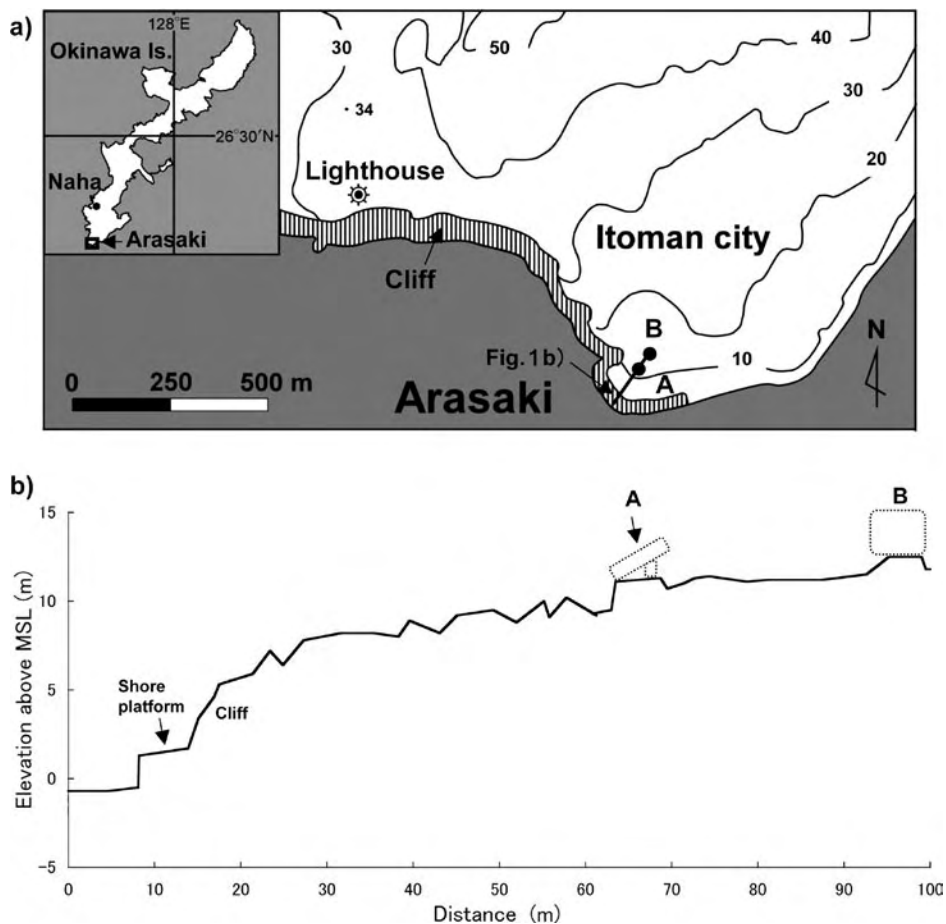
に、この海岸には、溶食凹地（solution basins あるいは solution pools）が発達する。そこで本研究では、この台座岩の性状と周辺にみられる溶食凹地の発達程度を考察することによって、カサカンジャーが、いつ、その位置に定置されたのかについて考えてみた。

II 調査地域の概要とカサカンジャー

荒崎海岸は沖縄島の最南端に位置する太平洋に面する岬で、この一帯は琉球石灰岩（第四系更新統琉球層群那覇累層）が広く分布する（第1図 a）。地形的には、ドリーネやカルスト湧泉、

過去に地殻変動を受けて生じた海成段丘や断層、断層に影響されたと考えられている石灰岩堤（limestone wall）で特徴づけられる。集落周辺の土地利用は、大部分が畑地で海岸付近は原野となっている。琉球列島の典型的な石灰岩地域の景観を呈しているが、しかし、海岸におけるサンゴ礁の発達はそれほど良くない。

荒崎海岸には、琉球石灰岩からなる海食崖が良好に発達している（第1図 a）。東西約 600 m にわたる海食崖は約 5 ~ 20 m ほどの比高があり、崖は西に行くほど高くなっている。灯台周辺の崖の基部にはノッチが形成されており、崖の崩落による巨大な岩塊が多数分布する（Maekado, 1991;

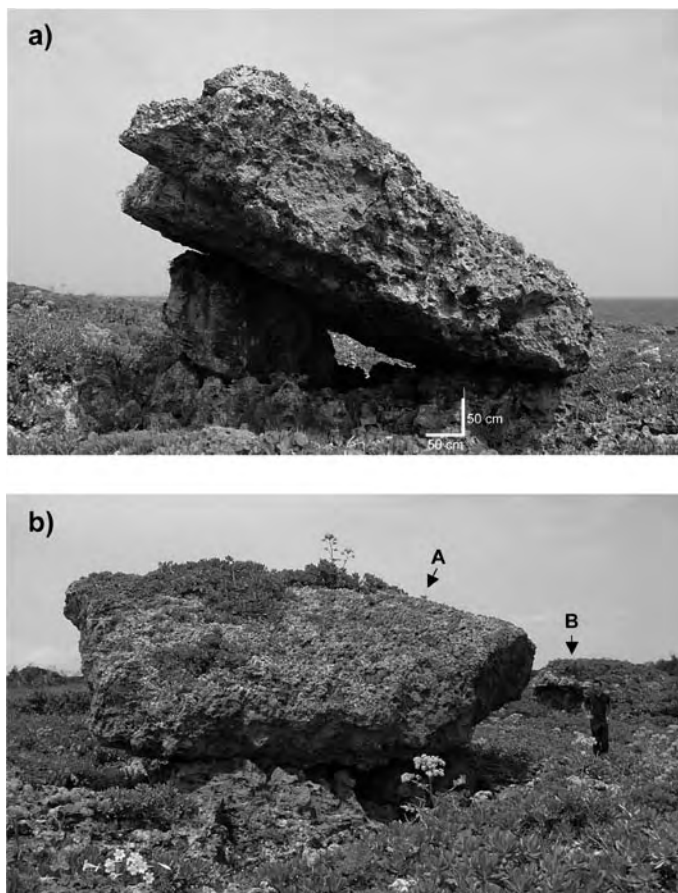


第1図 調査地域と巨礫周辺の地形断面 a) 調査地域, b) 縦断形

小暮ほか, 2003 : Kogure *et al.*, 2006). また, 岬の東側には, 波食棚 (サーフベンチ) が発達している (森山, 1997). 海食崖より陸側には, 緩傾斜地が続き, 段丘面を形成している. 段丘面上には, 顕著な溶食凹地が形成されていると同時に, 多くの節理と層理に沿ったブロック単位の削剥が生じている場所も存在する.

その段丘面上の標高約 10 m の場所には, カサカンジャーと呼ばれるものを含め, 2 個の巨礫が存在する (第 1 図 b, 第 2 図 a, b). カサカンジャーを巨礫 A, もう一つを巨礫 B と呼ぶことにする. これらはいずれも, 基盤と類似の岩相をもつ石灰岩である. これらの巨礫に共通する特徴は, 台座

状の基盤岩の上に載っていることである. 台座状の基盤岩は周辺の段丘面と連続する. 巨礫がこれらの地点に定置したのちに, 周辺の岩盤が溶解されて低下したのに対して, 巨礫下の基盤は, 溶解から保護されたことによって出現した地形 (すなわち台座岩) と判断される. そこで, これらの二つの巨礫と台座岩について, それぞれの巨礫の長径, 短径, 厚さ, および台座岩の高さを折尺やレーザー距離計を用いて計測した. また巨礫 A については, 台座表面に発達する溶食凹地 (雨水やしぶきなどの溶解・溶食によって形成された凹地) や巨礫周辺に発達する溶食凹地 (溶食溝) の台座上面からの鉛直深を計測した.



第 2 図 a) 荒崎海岸のカサカンジャー (巨礫 A) (西側から撮影),
b) カサカンジャー (巨礫 A) と巨礫 B (南側から撮影)

巨礫 A (カサカンジャー) は、海食崖から北東に 50 m の内陸に位置する (第 2 図 a)。この巨礫の大きさは長径 8.3 m、短径 6.4 m、厚さ 1.7 m であり、この巨礫と基盤の間には径 1 m ほどの岩塊が挟まっており、基盤と巨礫との境界には大きな隙間がある (第 2 図 a)。第 2 図に示したように、巨礫下部の基盤は周辺部よりもやや高くなっており、台座岩となっている。その高さはおおよそ 60 ~ 70 cm であった。台座岩の表面には、深さ 50 ~ 70 cm ほどの溶食凹地が発達しており、また台座岩 (巨礫) 周辺の地表にも、深さ 1.8 ~ 2.1 m ほどの溶食凹地がみられる。

巨礫 B は、巨礫 A の 30 m ほど北側に位置する。その大きさは、長径 7.5 m、短径 5.0 m、厚さ 3 m である。巨礫 A と同様に、台座岩を持ち、その高さはおおよそ 55 ~ 60 cm であった。また周辺の地表はアダン、ガジュマル、ユウナなどの植生や土壤に覆われているため、溶食凹地の発達を確認できなかった。

III カサカンジャーの定置時期の推定

1. 台座岩の高さからの推定

二つの巨礫のうち、巨礫 A の下にある台座岩の高さは、上述したように 60 ~ 70 cm と計測された。ところで、河名ほか (2005) が報告したように、ある時期の大波によって、巨礫 A が 1832 年に運搬されてきたものとし、その後台座岩の形成が始まったと仮定すると、170 年間で 60 ~ 70 cm の高さの台座岩が形成されたことになる。

したがって、台座岩の形成速度 (すなわち石灰岩の地表面低下速度) は、 $60 \sim 70 \text{ cm} \div 170 \text{ year} = 0.35 \sim 0.41 \text{ cm/year}$ と計算される。

これまでに報告されている、台座岩から推定された地表面低下速度 (溶解による台座岩の形成速度) を第 1 表にまとめた。データは 6 例ほどしかないが、溶解による台座岩の形成速度は 0.0013 ~ 0.015 cm/year という範囲をとる。前述の計算結果は、従来の研究結果より 2 桁以上も大きく、その値には疑問が残る。

そこで、気候条件や岩質が類似している喜界島における溶解速度を用いて再計算を試みた。本研究地域の台座岩 (高さ: h , cm) が、喜界島の例 (松倉ほか, 2005) と同じ 0.015 cm/year の速度で形成されたと仮定し、巨礫が現在の位置に置かれた時期から現在までの経過時間を T (year) とすると、

$$h = 0.015 T \quad (1)$$

という関係が成り立つ。この式は次のように変形される；

$$T = 66.7 h \quad (2)$$

この (2) 式を用いると、台座岩の高さから、巨礫が定置した時期 T を推定することが可能になる。この式に、巨礫 A の台座高 ($h = 60 \sim 70 \text{ cm}$) を代入すると $T = 4002 \sim 4669 \text{ year}$ という値が求まる。また巨礫 B についても同様の計算

第 1 表 台座岩の形成速度に関する従来の研究

Area	Formative rates (cm/year) (Surface lowering around pedestal)	References
Maren Mts, Switzerland	0.0015	Bögli (1961)
Clare-Galway, Ireland	0.0015	Williams (1966)
Leitrim, Ireland	0.0042	Williams (1966)
Craven, England	0.0042	Sweeting (1966)
Mt Java, West Irian Jaya	0.0032	Peterson (1982)
Kikai Island, Japan	0.015	Matsukura <i>et al.</i> (2005)

をすると、 $T = 3669 \sim 4002$ yearとなる。したがって、これら二つの巨礫は、約 4700 ～ 3700 年前の時期に、現在の場所に定置したことになる。

2. 溶食凹地の深さからの推定

次に、巨礫 A 周辺の岩盤表面および台座岩の表面に発達する溶食凹地の深さから、巨礫の定置時期を推定する。青木・前門 (2006) は、喜界島の東海岸および沖縄島南部の具志頭海岸を調査対象として、離水年代が異なる離水サンゴ礁 (サンゴ石灰岩) 上に発達する溶食凹地の発達速度について調べた。離水後から溶食凹地が形成されはじめたと仮定して、溶食凹地の深さを計測し、離水後の経過時間 T (year) との関係について検討した。その結果、溶食凹地の深さ (D , cm) は、以下のように表されることを明らかにした：

$$D = 0.025 T \quad (3)$$

この式は、次のように変形される：

$$T = 40 D \quad (4)$$

この式を用いることで、溶食凹地の D の値から石灰岩段丘の離水年代 (T) を推定できる。(4) 式に、巨礫 A 周辺の溶食凹地の深さ ($D = 180 \sim 210$ cm) を代入すると、巨礫 A の載っている段丘面の離水年代が $T = 7200 \sim 8400$ year と求まる。このことから、段丘面全体の (岩盤表面の) 溶食・削剥を考慮しても、巨礫 A の載る段丘面は、少なくとも 8400 ～ 7200 年前には、離水していたことが伺える。

さらに、台座上の基盤表面には、周辺よりも浅いが深さ 50 ～ 70 cm ほどの凹地が観察される。この凹地は段丘面が離水してから巨礫が定置するまでの間に発達し続け、礫の定置後は溶食が停止したと仮定すると、この深さから、段丘面が離水してから巨礫が定置されるまでの経過時間を推定

できる。(3) 式に溶食凹地の鉛直深 $D = 50 \sim 70$ cm を代入すると、 $T = 2000 \sim 2800$ year という値が求まる。このことは段丘面が離水してから約 2000 ～ 2800 年後に巨礫が現在の位置に置かれた可能性を示唆している。

以上のように、周辺岩盤の溶食凹地の深さから、段丘面の離水年代は 8400 ～ 7200 年前と見積もられた。また台座岩の溶食凹地の深さから、離水時から巨礫が載るまでの時間が 2000 ～ 2800 年と見積もられた。したがって、これらの年代から、巨礫が定置された時期は (8400 ～ 7200) - (2000 ～ 2800) = 6400 ～ 4400 年前と計算される。この値は台座岩から計算された 4700 ～ 3700 年前と調和的であり、興味深い。

3. カサカンジャーの定置時期および台座岩形成に関するシナリオ

台座岩の高さおよび溶食凹地の深さから得られた本研究の結果より、巨礫の定置時期について、次のようなシナリオを描くことができる。1) 少なくとも約 8400 ～ 7200 年前頃に、この段丘面が離水した。2) 離水後、約 2000 ～ 2800 年の間に、海食崖にはノッチが形成され、崖上には溶食凹地が形成された。3) 4700 ～ 3700 年前頃に、台風あるいは津波による大波が巨礫を運搬し、現在の位置に定置させた。4) その後、巨礫周囲の地表面は雨水や海水のしぶきによる溶解によって徐々に低下し、巨礫の下に台座岩が形成された。

IV おわりに

沖縄島南部の荒崎海岸のカサカンジャーと呼ばれる巨礫岩塊の定置時期について、溶解による台座岩の形成速度、および溶食凹地の発達速度に基づいて推察した。その結果、カサカンジャーが現在の位置に定置した時期は、約 4700 ～ 3700 年頃前と推定された。この 4700 ～ 3700 年前という値は、琉球の歴史書「球陽」に記載されている、今

から170年ほど前という時期と大きく異なる。定置時期を特定する問題の解決には、より多角的に様々な分野からのアプローチ・更なる詳しい検討が必要であり、今後に残された課題である。

謝辞

本研究を行うに際し、琉球大学理工学研究科21世紀COEプログラムの研究費及び2つの科学研究費（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。

文献

青木 久・前門 晃（2006）：離水サンゴ礁に形成される溶食プールの発達速度について，平成18年度日本地理教育学会・沖縄地理学会発表要旨集，**49**。

河名俊男・正木 讓・宮城邦昌・神山 英・荻野亮・森田秀樹・濱中 望・仲宗根直司・比嘉淳（2005）：沖縄島糸満市南部の台風石－歴史書の「球陽」に記載された1832年の台風の高波による岩塊の移動（荒崎の「カサカンジャー」）及び喜屋武における戦後の台風の高波による岩塊群の移動－：沖縄地理学会会報，**43**，7-8。

小暮哲也・青木 久・前門 晃・松倉公憲（2003）：琉球石灰岩からなる海食崖の崩落に関する斜面安定解析の再検討。筑波大学陸域環境研究センター報告，**4**，97-101。

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。

森山 靖（1997）：沖縄島荒崎におけるサーフベンの発達要因について。沖縄地理，**4**，39-52。

Bögli, A. (1961): Karrentische, ein Beitrag sur Karstmorphologie. *Z. Geomorph.*, **5**, 185-193.

Kogure, T., Aoki, H., Maekado, A., Hirose, T. and Matsukura, Y. (2006): Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the Ryukyus, Japan. *Geomorphology*, (in press).

Maekado, A. (1991): Recession of coastal cliff made of Ryukyu limestone: Arasaki coast, southern end of Okinawa Island, Japan. *Bull. Okinawa Geogr. Soc.*, **3**, 63-70.

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.

（2006年5月31日受付，2006年8月10日受理）