

ISSN 0389-1755

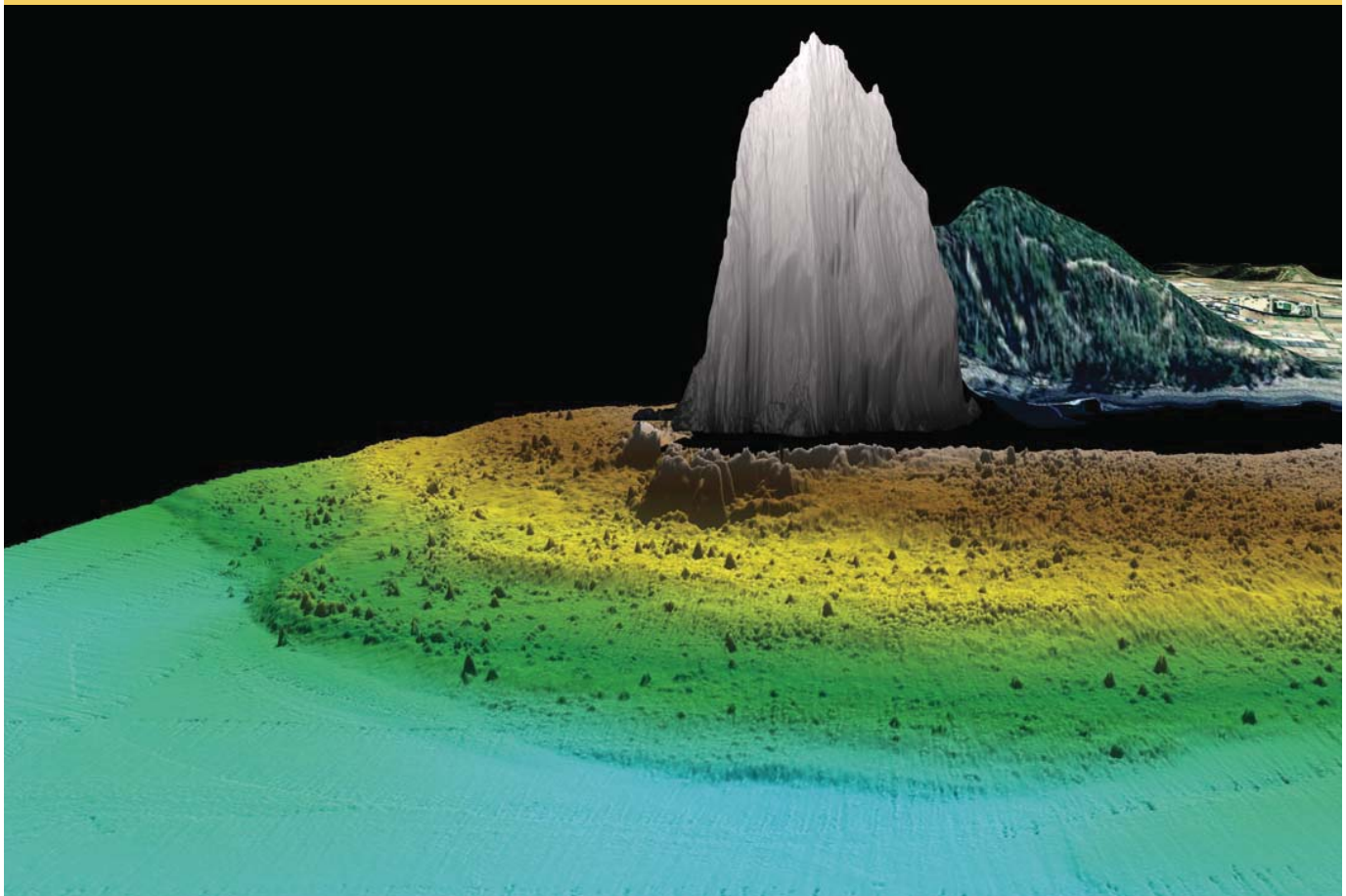
地形

第 42 卷 第 3 号 2022年1月

TRANSACTIONS, JAPANESE GEOMORPHOLOGICAL UNION

VOLUME 42 NUMBER 3 January 2022

A journal recognized by the International Association of Geomorphologists (IAG)



日本地形学連合

表紙写真

福岡県芥屋大門沖の海底地形

玄界灘に面した福岡県糸島市芥屋の半島北端には玄武岩よりなる海食崖が発達する。海底には2段の海食台が、水深12m（黄色）と17m（緑）付近に認められる。特に岬の北側（図の左前方）で海食台地形の発達が顕著である。上位の海食台は現成地形、下位の海食台は最終間氷期に形成されたレリック地形と考えられる（本文の「玄武岩海食崖沖の海食台」参照）。海底地形は、筆者らがマルチビーム測深を実施して0.5 mグリッドの海底地形データを作成したもの。陸上部の海食崖の地形はSfMフォトグラメトリーを用いて作成した数値標高モデル（DEM）であり、背後の陸上地形は国土地理院が1981年に撮影した1/10,000空中写真を国土地理院の10 m DEM上に貼り合わせたものである。3次元可視化ソフトウェアFledermausを用いて上記3種類のデータを同時に描画した。垂直方向は3倍に誇張した。

（図・文：菅 浩伸，木村 颯，佐野 亘，三納正美）

Seafloor Geomorphology off Keya-no-Ohto, Fukuoka Prefecture

Sea cliff consisting of basalt is developed at the northern end of Keya Peninsula, Itoshima City, Fukuoka Prefecture. On the seafloor, two levels of abrasion platforms are observed at depths of 12 m (yellow) and 17 m (green). The development of abrasion platforms is distinct on the northern end of the cape (left front of the figure). The upper abrasion platform is considered to be modern and the lower platform is considered to be relic landform of the Last Interglacial Period (see "Abrasion platforms off basalt sea cliff" in this journal). The seafloor geomorphology was produced by the authors using multibeam bathymetric survey with a horizontal grid size of 0.5 m. The topography of the sea cliffs on land is based on Digital Elevation Model (DEM) generated by SfM photogrammetry, and the topography of the land behind the cliffs is based on a 1/10,000 aerial photograph taken by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI) in 1981 and pasted onto the GSI 10 m DEM. Three types of data mentioned above were drawn simultaneously using 3D visualisation software Fledermaus. Vertical exaggeration is times 3. (Figure and text by H. Kan, H. Kimura, W. Sano, M. Sannoh)

表紙写真を提供できる方は、写真の画像と簡単な説明文（日本語および英語）を添えて、編集主幹までお送りください。E-mail: hattan@geoenv.tsukuba.ac.jp

玄武岩海食崖沖の海食台

菅 浩 伸^{1,2,*}・木 村 颯^{2,3}・
佐 野 亘^{2,3}・三 納 正 美^{1,4}

Abrasion platforms off basalt sea cliff

Hironobu KAN^{1,2}, Hayate KIMURA^{2,3}, Wataru SANO^{2,3} and Masami SANNOH^{1,4}

Abstract

A multibeam bathymetric survey and SCUBA diving observations were conducted off a basalt sea cliff with vertical columnar joints at Keya, Itoshima City, Fukuoka Prefecture, Japan, to observe the geomorphology and environment of the abrasion platform in high resolution. The formation of abrasion platforms significant at the northern end of the cape, where the waves were concentrated. Two platforms were observed at depths of 12 m (13 m below mean sea level) and 17 m (18 m below mean sea level). The -12 m platform is covered by boulders of tens of centimeters to more than 1 m in diameter, and is formed by the erosion of the basalt sea cliff. These boulders may have been moved by storm waves and formed the -12 m platform by active abrasive erosion. On the landward area of the -17 m platform, sand and gravel are deposited between rounded boulders larger than 1 m in diameter. Scarce vegetation on the rounded boulders and sediments indicates that sediments may have been moved and displaced during storm surges. The seaward area of the -17 m platform also consists of large boulders with a diameter of 1 m or more, however, the numerous organisms attached to the surface of the boulders (e.g. Aglaopheniidae and Gorgonacea) and rich biota around them implies that these boulders have remained stable for a long period of time. At depths greater than 20 m, the slope becomes smooth and gentle, with sand and

2021年11月11日受付, 2022年1月14日受理

¹ 九州大学大学院比較社会文化研究院 浅海底フロンティア研究センター (〒819-0395 福岡市西区元岡744)

¹ Research Center for Coastal Seafloor, Kyushu University, 744 Motooka, Nishi-ku, Fukuoka 819-0395, Japan

² 九州大学大学院地球社会統合科学府 (〒819-0395 福岡市西区元岡744)

² Graduate School of Integrated Sciences for Global Society Kyushu University, 744 Motooka, Nishi-ku, Fukuoka 819-0395, Japan

³ 日本学術振興会特別研究員 DC1

³ JSPS Research Fellowship for Young Scientists, DC1

⁴ 九州大学大学院比較社会文化研究院 ワールドスキュン地理情報解析講座 (〒819-0395 福岡市西区元岡744)

⁴ WORLDSCAN Geographical Information and Analysis Laboratory, Hibun, Kyushu University, 744 Motooka, Nishi-ku, Fukuoka 819-0395, Japan

* Corresponding author

E-mail address: kan@scs.kyushu-u.ac.jp

silt. The absence of vegetation on the slope surface indicates that the sediments may move during storms. Considering the formation periods of the two abrasion platforms, the -12 m platform is considered to be a recent abrasion platform. In contrast, the -17 m platform is considered to be a relict landform of the abrasion platform that formed during the last interglacial period, owing to the gradual subduction trend of the study area. Assuming that the 104-107 m wide present abrasion platform (-12 m platform) eroded after about 8,300 years BP, when the postglacial sea level reached the present depth of approximately 10 m, the average retreat rate of the basalt sea cliff was estimated to be 1.25-1.3 cm/year.

Key words: *rocky coast, surf zone, multibeam echo-sounder, DEMs, coastal erosion*

1. はじめに

波浪による侵食で海食崖が後退することによって、海食崖の沖に残される緩やかに傾斜する地形を海食台とよぶ。海食台は波底における流水と砕屑物による基盤の摩耗によって形成される侵食面である。海食台の形成水深は1950~70年代に活発に議論が繰り返された(貝塚, 1955; Dietz, 1963; 佐藤, 1969; 茂木, 1973a; 砂村, 1975など)。波浪による侵食または堆積物運搬の下限を波浪作用限界深度(wave base, 佐藤, 1969)とする概念も議論されたが、波浪による平坦化作用と潮流による侵食作用の効果とをいかに分離するか、また純粹に波浪のみの侵食限界深度をいかにして求めるかなどの課題が残された(茂木, 1973a)。

海食台をつくる波食基準面(surf base, 貝塚, 1998)を示す証拠としては、台湾の砂嘴に形成された侵食平坦面の外縁水深が15 mであること(茂木, 1973b)や、西之島新島において急速な海岸線後退の結果形成された海底侵食面端部の水深が12~15 mであること(茂木ほか, 1980)が報告された。最近では、Sunamura (2021)が、北大西洋アイスランドの火山灰よりなる円錐丘を削る侵食平坦面(水深34~51 m)について、波浪侵食モデルを構築することによってその形成水深を説明した。

一方、岩石海岸の海底地形に関する記載は、山陰・浦富海岸にて花崗岩を刻む海食洞や海食甌穴の地形を観察した豊島(1964, 1965)以降、ほとんどなされていない。波食基準面の水深は、その場所の波浪条件や岩石の強度などによって異なるため、岩石海岸において海食台が形成される水深は、砂浜海岸や火山噴出物よりなる海岸とは異なる。層理面が発達する堆積岩のような水平方向の岩石構造をもたず、しかも硬い火山岩を削る海食台が水面下に存在するならば、その地域において海食台が形成される水深を求めることが可能であろう。本研究では、鉛直方向の柱状節理をもつ玄武岩よりなる海食崖沖側にて、マルチビーム測深による海底地形測量および潜水調査による観察を行い、現成海食台が形成される水深を明らかにすることを試みた。

2. 調査地域

調査地域は玄界灘に面した福岡県糸島市芥屋（けや）である。この地域は主に糸島花崗閃緑岩（後期白亜紀前半）よりなるが、半島北端は柱状節理が発達した玄武岩よりなり、海岸には海食崖が発達する（Fig. 1）。玄武岩よりなる岬突端部の最高地点は標高 62 m であり、海食崖は岬北西端から西側に発達する。海食崖を構成する岩体は鮮新世に九州北西部で噴出したアルカリ玄武岩溶岩類の一部であり、芥屋の玄武岩からは 3.19 ± 0.16 Ma の K-Ar 年代が得られている（松本ほか, 1992；宇都ほか, 1993）。海食崖でみられる柱状節理は鉛直方向に延びており、節理の間隔は 0.5 m 程度が多い。国の天然記念物に指定されている芥屋の大門（けやのおおと）は、玄武岩を穿って北から南へ延びる海食洞である。岬南側の斜面は中生代白亜紀の糸島花崗閃緑岩よりなり、集落は完新世の砂丘堆積物上に成立している（久保ほか, 1993）。

調査地域の潮差は 2.0 m である。また、玄界灘で 2001 年～2017 年に観測された最大波高は 10.4 m（2013 年台風 26 号）である（川口ほか, 2015）。港湾空港技術研究所の全国港湾海洋波浪観測網（ナウファス）によると、玄界灘における年最大波高は主に台風、冬型気圧配置、日本海低気圧、南岸低気圧によって出現することが多く、波向は北北西～北北東がほとんどである。

3. 調査方法

測深調査にはワイドバンドマルチビーム測深機 R2Sonic 2022 を用いて、2021 年 8 月 6 日に実施した。R2Sonic 2022 は、周波数（180～450 kHz）とスワッス幅 10～160° を任意に設定可能なマルチビーム測深機であり、256 本のビームを同時に海底に向けて発振する。測深時の発振周波数は 400 kHz を用いた。周波数 400 kHz を使用した場合、R2Sonic 2022



Fig. 1. Sea cliff at Keya-Oto consisting of basalt columnar joints

単体でのレンジ分解能（鉛直方向の分解能）は 1.25 cm, 水平方向分解能は $1 \times 1^\circ$ である。船位の測定（測位）および船の動揺（ロール, ピッチなど）を補正するモーションセンサには, 慣性 GPS ジャイロ (Applanix POS/MV Surf Master) を用いた。後処理キネマティック後の精度は水平 ± 8 mm, ロール・ピッチ 0.025° , ヒープ 2 cm (もしくは 2%) である。慣性 GPS ジャイロ (POS MV) により計測した船体の動揺データ (ロール・ピッチ・ヒープ) は, 測深時にリアルタイムで計測データに反映される。測深データの収録には統合型水路測量ソフトウェア HYPACK を用いた。測深結果の音速度補正に用いるため, 測深時にはリアルタイムで海水面付近の音速度を計測するとともに, 投下式音速度計 (AML BaseX2) にて深度方向の音速度プロファイルを作成した。潮位は唐津港の検潮記録を用いて補正し, 水深は海図の表記と同様に観測基準面 (Tidal Datum) からの深度で表した。平均海面および TP は観測基準面上それぞれ 118 cm, 106 cm である。

測深データの後処理も統合型水路測量ソフトウェア HYPACK を用い, 音速度補正やパッチテスト結果の反映, ノイズ処理等を実施した。測深結果は 0.5 m グリッドの数値標高モデル (DEM) として書き出し, 3次元可視化ソフトウェア Fledermaus にて可視化した (Fig. 2c)。その後, 作成した海底地形図を携行した SCUBA 潜水調査を 2021 年 9 月 10 日に行い, 海底地形と底質について観察を行った。

4. 海食崖沖の海底地形

マルチビーム測深を実施した海域 (Fig. 2c) は, 水深 0.2 m ~ 26.2 m の範囲である。測深機の側方に広がるビームを使って, 部分的ではあるが海食崖の基部より上まで測深を行うことができた (Fig. 3)。測深域の地形を理解するため, 岸-沖方向に 4 本の基線 (Fig. 2, A ~ D) を設定し, 断面図を作成した (Fig. 4)。断面 A と B では海食崖沖に水深が異なる 2 段の棚状地形がみられる。断面 C では下位の棚状地形が不明瞭となり, 断面 D では棚状地形は認められない。いずれの断面でも水深 19~22 m 以深は平滑な緩斜面となる。以下に各断面の特徴を記す。

A: 芥屋大門西側の岬突端部から北北西方向, 等深線に直交する断面 A (Fig. 4A) では, 海食崖直下の水深 7 m から水深 10 m まで凹凸の多い斜面, 水深 11~13 m の平坦面 (水平幅 71 m) と続く。海食崖直下から上位面端部までの幅は 107 m である。その沖側には水深 15~17 m の平坦面 (幅 60 m) が広がり, その沖側端部は堤状 (rampart 状) の高まり (比高 1 m) をなす。その沖側, 水深 19.5 m 以深は平滑な緩斜面がつづく。ちなみに, A 断面最陸方の海食崖下, 芥屋大門 (南北方向の海食洞) 入り口は, 底が水深 7.5 m で平坦であり, 洞口北側に水深 10 m の窪地 (幅 20 m \times 奥行き 10 m) がみられる (Fig. 3)。

B: 海食崖の沖側 40 m の範囲には, 頂部の水深が 2 m 以浅で北東-南西方向に長軸をもつ岩礁が 2 列存在する (Fig. 3)。海食崖の後退過程で残されたものと考えられる。この岩礁の沖側基部の水深は 11 m であり, 水深 13 m にかけて幅 63 m の平坦面がみられる。

その沖側には水深 16~19 m の緩傾斜面（幅 68 m）が存在する。水深 20 m 以深は表面の凹凸がない平滑な緩斜面となる。

C：柱状節理が発達する海食崖前面の海底は、水深 2 m から水深 5 m までは起伏に富む斜面（水平幅 20 m）である。その沖には水深 5~7 m の緩斜面が 60 m の幅で認められる。B 断面海食崖下にみられる岩礁帯に相当する場所であり（Fig. 3）、海食崖の侵食段階によってはこのような地形が残されるのかもしれない。水深 11~12 m の面が幅 71 m でみられ、それより沖側は水深 16~19 m の緩斜面（傾斜 4°）がつづく。この緩斜面は AB 断面の水深 17 m 付近の面に相当するのかもしれないが、不明瞭である。水深 22 m 以深は平滑な緩斜面となる。

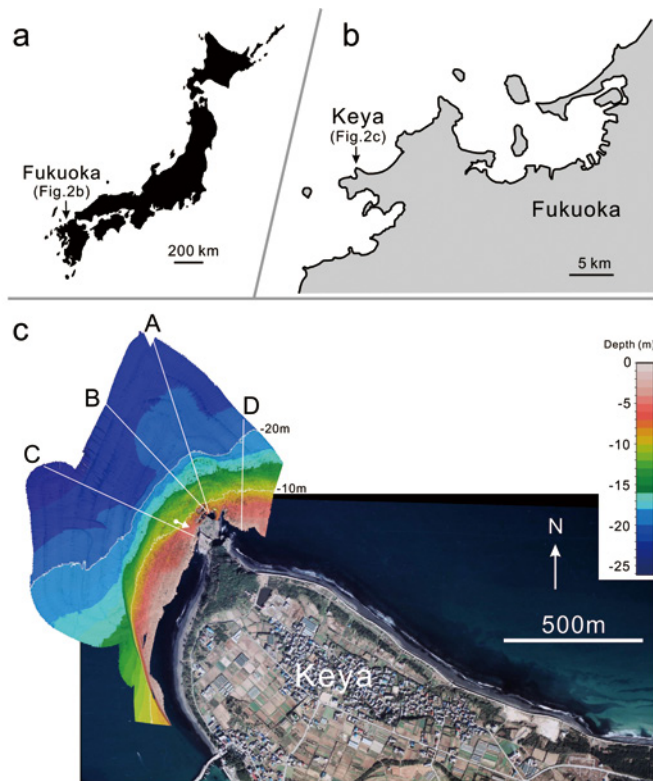


Fig. 2. Area of multibeam sounding survey and bathymetric results

a, b: Survey site. **c:** Area of multibeam sounding survey and bathymetric results. The depth range of the survey was 0.2–26.2 m. White arrow in Fig. 2c indicates the position and direction of the photograph in Fig. 1. Topographic sections (Fig. 4) were produced along the four baselines (A–D) from the shore to the offshore direction. The aerial photograph is a 1/10,000 scale photograph taken in 1981 (CKU811, C14-4) from the website of the Geospatial Information Authority of Japan (<https://mapps.gsi.go.jp>).

D: 水深 3~19 m は小さな起伏に富む傾斜 2.2~4.2° の緩斜面である。斜面の形状と表面のこまかな起伏から、測深域以東の芥屋集落北側の礫浜沖と同様の巨礫が堆積した斜面とみられる。水深 19 m 以深は平滑な緩斜面となる。

以上のように、水深 12 m (11~13 m, 12 ± 1 m) には平坦な地形面 (以後, -12 m 面と呼ぶ) が広く認められる。その沖側の水深 17 m (15~17 m あるいは 16~19 m) の平坦面 (以後, -17 m 面と呼ぶ) がみられる。いずれの面も岬先端 (北側) で最も幅が広く明瞭である (Fig. 3)。海食崖直下に水深 5~7 m の緩斜面がみられる場所 (断面 C) もあるが、分布は局所的である。

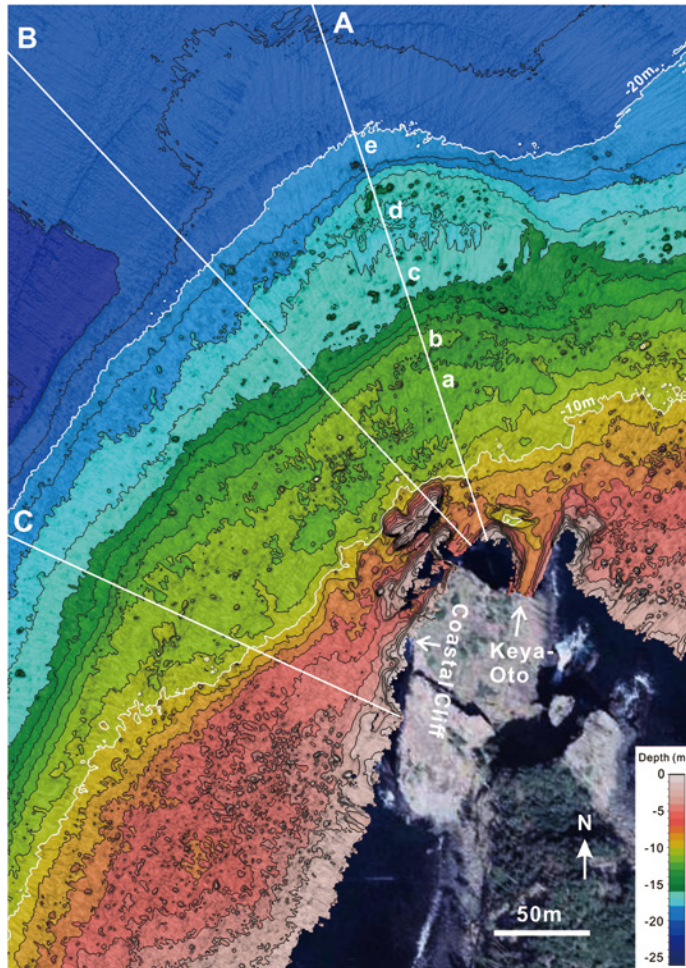


Fig. 3. High-resolution bathymetric map off the sea cliff
Bathymetric results are visualized with a horizontal grid size of 0.5 m. Contours indicate 10 m (white) and 1 m (black) isobaths. The width of the abrasion platforms was large at the northern end of the cape, where two levels of abrasion platforms (-12 m and -17 m) are distinct. Points a-e correspond to points a-e in Fig. 4A.

5. 潜水調査による観察結果

岬北側の断面 A に沿って、-12 m 面中央部から-17 m 面を経て水深 20 m 以深の緩斜面に至る距離約 150 m の範囲について、SCUBA 潜水による地形と底質の観察を行った (Fig. 3 a-e, Fig. 4 a-e). c~e 地点では堆積物の採取もおこなった。

-12 m 面の表面は径 2 m 以上あるいは数十 cm~1 m 前後の様々なサイズの巨礫によっ

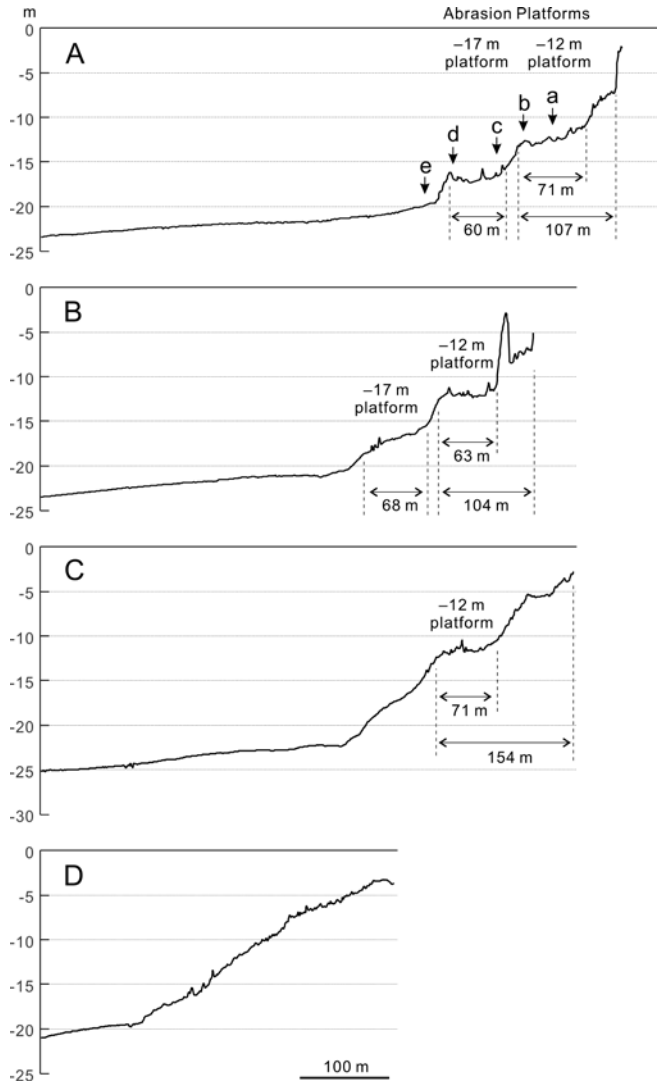


Fig. 4 Topographic sections
 The locations of cross sections A-D shown in Fig. 2. In sections A and B, two levels of abrasion platforms were clearly visible off the sea cliff. The lower platform was obscured in Section C, and disappeared in Section D. The slope was smooth and gentle at depths greater than 19-22 m in each section.

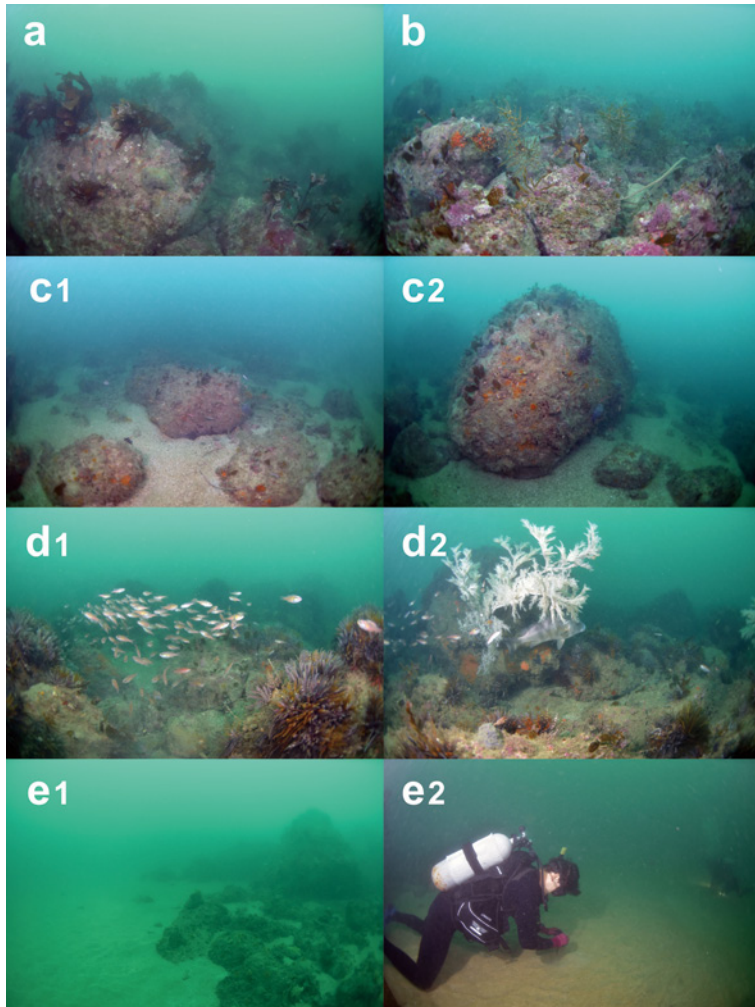


Fig. 5 Observations by diving survey

Figures a-e indicate that the photographs were taken at points a-e in Fig. 3 and Fig. 4.

a: The -12 m platform consisted of boulders of various sizes with diameters of ~1 m and more than 2 m. The boulders were covered with coralline algae and interspersed with macroalgae (kelp). Depth 11 m. **b:** The outer edge of -12 m platform consisting of massive boulders with a diameter of over 1 m. Depth 13 m. **c1:** Sediments deposited between large rounded boulders (over 1 m in diameter) on the landward part of the -17 m platform. Depth 17 m. **c2:** Large scattered boulders 2-3 m in diameter on the -17 m platform. Depth 17 m. **d1:** An abundant settlement of Aglaopheniidae on the boulders on the outer part of the -17 m platform. Depth 16 m. **d2:** *Antipathes* sp. (white colony about 1 m height) and fish around boulders on the outer part of the -17 m platform. Depth 16 m. **e1:** The end of the boulders. Depth 19 m. **e2:** Smooth slope with sand and silt. Depth 20 m. Sediment sampling was performed by the co-author W. Sano. All photographs were taken by the first author H. Kan.

て構成されるため起伏がある (Fig. 5 a). 砂の堆積は巨礫の隙間に僅かに見られるのみである. 巨礫上は広くサンゴ藻類が被覆するとともに, 大型藻類 (コンブ目) が点在する. -12 m 面沖側端部は径 1 m 以上の巨大な角礫よりなる斜面である (Fig. 5 b).

-17 m 面の陸側端部 (水深 15 m 地点) から中央部 (水深 17 m 地点) では, 径 1 m を超える巨礫の間に砂礫が堆積する (Fig. 5 c1). 巨礫上には大型藻類 (コンブ目とヒバマタ目) が疎らに棲息する. 巨礫形は角が取れた垂円礫または円礫が多く, 砂礫の移動による研磨作用が働いているとみられる. 径 2~3 m 以上の巨礫も散在する (Fig. 5 c2). 堆積物は径 5 mm 前後の礫が表層およそ 5 cm の厚さで覆う. 礫は二枚貝, 巻貝, ウニ, 石灰藻類などの生物遺骸で構成され, 表層堆積物から炭酸塩以外の岩石片は確認されなかった. 表層より厚さ 5 cm 以下の堆積物は岩石起源の細砂からシルトより成る. 波浪による堆積物の攪拌とその後の沈降過程で, 比重の軽い生碎屑物が上に載る成層構造が発達したものとみられる.

-17 m 面中央部から沖側では, 巨礫上にハネガヤ類 (刺胞動物門ヒドロ虫綱) やヤギ目 (刺胞動物門花虫綱), ウミカラマツ (刺胞動物門花虫綱六放サンゴ亜綱ツノサンゴ目) などが広く着床しており, 魚類も多く棲息する生態系が成立している (Fig. 5 d1, d2). 巨礫が頻繁に移動せず, 底棲生物に安定した定着基盤を提供しているとみられる. 大型藻類は丈の短いコンブ目とヒバマタ目がわずかに棲息する. 巨礫の間には径 10 mm 前後の礫が, 表面から約 20 cm の厚さで堆積する. 礫は二枚貝, 巻貝, ウニ, ヘビガイ, コケムシ, その他の石灰藻類などの生物遺骸で構成され, 炭酸塩以外の岩石片は確認されなかった. この地点の表層堆積物に含まれる礫は水深 15 m 付近 (下位面の陸側端部) と比べて大きい, これは礫を構成する貝類やウニの個体サイズが大きいためである.

巨礫が露出する海底は水深 20 m で末端となり, それ以深は粗粒砂からシルトからなる平滑な斜面となる (Fig. 5 e1, e2). 堆積物には礫は含まれない. また, 堆積物中には生物遺骸はほとんど含まれない. 表層堆積物は褐色の粗粒砂が主であり, その下に黒色の細砂が堆積する. 黒色の細砂は砂鉄であった. 芥屋の玄武岩には 9.83% の FeO が含まれる (永尾ほか, 1992). 砂底上では藻類やバイオフィームなどの生物被覆はみられない. また, 表層堆積物直下に還元層もみられない. これらのことから, この場所の堆積物は暴浪時に移動していると考えられる.

6. 考 察

海食台は海食崖が後退したあとに残される平滑な斜面と考えられてきた (例えば, 貝塚, 1998). しかし, 芥屋大門の海食崖沖を対象として, マルチビーム測深によって水深 26 m 以浅の高解像度海底地形図を作成したところ, 水深 12 m 付近と 17 m 付近に発達する 2 段の棚状地形が認められた. 特に岬の北側に棚状地形の発達が顕著であり, 波が回折し集中する岬突端部での侵食作用によって形成された面と考えられる. これらの地形上では,

海食崖が侵食され崩落したとみられる巨礫が表面を覆うため、岩盤の侵食面を直接観察することはできなかった。芥屋大門の海食洞底の水深（7.5 m）は、山陰・浦富海岸で報告され海食洞の底の水深（豊島, 1965）と同等である。

棚状地形のうち-12 m 面は径数十 cm ~1 m 以上の巨礫で構成されており、巨礫表面の生物被覆は乏しく、暴浪時に巨礫が移動している可能性が高い。-17 m 面の陸側部は径 1 m 以上の巨礫と巨礫間に砂礫が堆積する。巨礫の円磨度が高く、巨礫上の植生が乏しいことから、巨礫表面では削剥が進んでいると考えられる。砂礫上には植生がみられないことから、巨礫間の堆積物（砂~礫サイズ）が攪拌され、それが巨礫の円磨に関わる研磨侵食を進めている可能性がある。一方、同様に径 1 m 以上の巨礫で構成される-17 m 面沖側部では、巨礫表面に付着する生物（ハネガヤ類、ヤギ目、ウミカラマツなど）のサイズが大きく量も豊富である。Fig. 5 d2 中央に白く写るウミカラマツ (*Antipathes* sp.) は高さ約 1 m の群体である。ウミカラマツの成長（伸長）速度については、カリフォルニア沖の水深 106 m で採取された群体の年代測定結果より、15 mm/年の値が得られている (Love et al., 2007)。また、本研究の調査海域と同じ西太平洋の温帯浅海域では、ニュージーランドにて水深 22 m 以浅に生息するウミカラマツに標識をつけて 7 年間の成長速度を実測した例があり、24.4 mm/年の成長速度が報告されている (Parker et al., 1997)。環境が類似した後者の値を基に計算すると、1 m の群体の成長に 40 年程度かかることになり、-17 m 面沖側部の巨礫が長期にわたって安定していること、暴浪時でも巨礫表面の削剥は進んでいないことがわかる。

以上のことから、芥屋大門沖に存在する 2 段の棚状地形のうち、上位の-12 m 面は現成の海食台であると考えられる。一方、下位の-17 m 面は現成の海食台であるかどうか疑問が残る。福岡は最終間氷期以降、約 0.06 m/千年の緩やかな沈降傾向にある（下山ほか, 1999）。この沈降傾向が最終間氷期以降同様に続いていたと仮定すると、最終間氷期に形成された海食台は 12 万 5 千年間で 7.5 m 沈降する。また、日本のような氷床から遠い地域では、最終間氷期最盛期の海水準が現海面よりも 3 m 高かったことが明らかになっている (Stirling et al., 1998)。以上の地殻変動量と海水準から、本調査地域における最終間氷期最盛期の海水準は現在の水深 4.5 m 付近に位置していたことになる。このため、この地域の地質と波浪条件において現成海食台が形成される水深が、現在と同じ 12 m であったと考えると、最終間氷期の海食台は水深 16.5 m 付近に位置することになる。これは芥屋大門の-17 m 面の水深にはほぼ一致する。以上より、2 つの平坦面は形成時期が異なり、-12 m 面は現成の海食台、-17 m 面は最終間氷期に形成され、現在レリック地形として残る海食台と考えるのが妥当であろう。

2 段の海食台の沖側端部にみられる急崖は、かつての海食崖が侵食されずに残存した地形と考え、これを基準として海食台の形成速度（海食崖の後退速度）を考察する。芥屋大門沖の現成海食台（-12 m 面）沖側端部から海食崖基部までの距離は A 断面で 107 m、B 断面で 104 m である (Fig. 4)。後氷期の海水準が水深 10 m 付近に達したのは完新世中期

がはじまる約 8,300 年前以降である (Lambeck et al., 2014). 過去 8,300 年間で芥屋大門の海食崖が後退し、海食台が形成されたとすると、平均後退速度として 1.25~1.3 cm/年 が算出される。この値は、Prémaillon et al. (2018) がまとめた抵抗力が高い硬岩よりなる海岸侵食速度の中央値 2.9 cm/年 より小さいものの、標準偏差 1σ の範囲内にある。

海食崖の後退速度は、静穏時と暴浪時など海況の違いによっても大きく異なる (Sunamura, 1992). Katz and Mushkin (2013) は、イスラエルの石灰質風成堆積物 (eolianite) からなる海食崖において、調査期間 4 か月間の全侵食量のうち 70% が嵐の時に侵食されたと報告した。また、イギリスのデボン紀の砂岩・泥岩よりなる海食崖では、年侵食量の 90 % が嵐の発生する冬季に起こる (Earlie et al., 2018). 砂礫による研磨作用は海食台の形成に重要であるが、海底における礫の移動についてはデータを得ることが難しく、実証的な研究が乏しい。サンゴ礁海域での観察であるが、1993 年の台風 7 号通過前後のサンゴ礫移動距離・表面摩耗等を久米島の礁縁部にて観察した研究では、径 20 cm 重量 2 kg 程度のサンゴ礫が水深 12 m 以浅で攪拌されるように活発に移動したことが分かった (Kan, 1995). 久米島ではその後、さらに深い水深での活発な巨礫の移動痕も観察している (筆頭著者による). 芥屋大門の海食台を対象とした今後の研究では、まず、礫径や形状などを正確に観察する方法を考案する必要がある。特に径 1 m を超える巨礫の分布を記載するには、通常の堆積物や生物観察で用いられる方形枠 (コドラート) を用いる方法は使用できない。流れが速く、見通しがきかない水中で、広範囲の礫径や形状を定量的に求め、分布を正確に観察する方法の開発が必要である。さらに、その記載を基に継続的に観察を続けることができれば、巨礫の移動やそのタイミングなど、海食台上の波食プロセス評価につながる知見が得られるであろう。衛星測位が利用できない海底では、陸上のように同じ場所を観察することが容易ではない。この点は本研究で作成した高解像度海底地形図を用いることによって、継続的な観察が可能になると期待する。海食台を作る侵食作用は、地域の地質と波浪条件によって異なる。今後、異なった条件を持つ岩石海岸で、その沖に広がる海底地形の記載を重ねていくことが必要であろう。

7. ま と め

本研究では福岡県芥屋大門の玄武岩柱状節理よりなる海食崖沖側にて、マルチビーム測深によって高解像度海底地形図を作成し、潜水による観察とあわせて、現成海食台が形成される水深を明らかにした。ここでは 2 段に段化した海食台が水深 12 m 付近 (平均海面下 13 m) と水深 17 m 付近 (平均海面下 18 m) に認められた。とくに岬突端部で海食台の発達が顕著である。これらの地形上では、海食崖の侵食に伴って崩落した径数十 cm ~ 1 m 以上の巨礫が表面を覆う。-12 m 面では巨礫表面の生物被覆は乏しく、波浪によって巨礫が活発に移動し、研磨侵食によって海食台の形成が活発に進んでいる場所であることが推定できる。-17 m 面の陸側部では巨礫間に砂礫が堆積する。巨礫の円磨度が高く、

巨礫や砂礫上の植生が乏しいことから、暴浪時に堆積物が動かされていることが推定できる。-17 m 面海側部も径 1 m 以上の巨礫で構成されているが、巨礫表面に付着する生物（ハネガヤ類、ヤギ目など）が豊富である。巨礫上には高さ約 1 m のウミカラムツ群体も存在することから、巨礫は長期にわたって安定しているとみられる。2 段の海食台の形成時期については、観察結果により、-12 m 面は現成海食台と考えられる。一方、調査地域が緩やかな沈降傾向にあることから、相対的海水準変動をふまえて分析した結果、-17 m 面は最終間氷期に形成された海食台の残存地形である可能性が高い。現成海食台が形成される水深は、海岸の地質と波浪条件において異なるであろうが、九州北部の波浪条件の下で玄武岩を削剥して形成される現成海食台の水深は 12 m 以浅（海食崖直下の基部水深から水深 12 m まで）であると考えられる。後氷期の海水準が -10 m 付近に達した約 8,300 年前以降に、現成海食台（-12 m 面）の幅 104~107 m が侵食されたとすると、玄武岩海食崖の平均後退速度として 1.25~1.3 cm/年 が算出できる。

謝 辞

マルチビーム測深や潜水調査の成功には丸田藤人氏の操船によるところが大きい。松田浩平氏、鐘ヶ江潤也氏、ふくおか FUN の平山彪悟氏、智原絵里氏には現地調査時にご協力をいただいた。九州大学の清野聡子氏、糸島市の深海博晶氏には調査を進めるにあたってのご尽力をいただいた。東京学芸大学の青木久氏および、もう 1 名の匿名査読者には原稿最終段階で有益なご助言をいただいた。ここに記して感謝申し上げます。本研究には JSPS 科研費 JP21H04379 および令和 3 年度糸島市協定大学等課題解決型研究事業の一部を使用した。

引用文献

- Dietz, R.S. (1963) Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: a critical appraisal: *Geological Society of America Bulletin*, **74**, 971-990.
- Earlie, C., Masselink, G. and Russell, P. (2018) The role of beach morphology on coastal cliff erosion under extreme waves: *Earth Surface Processes and Landforms*, **43**(6), 1213-1228.
- 貝塚爽平 (1955) 関東南岸の陸棚形成時代に関する一考察：地理学評論, **28**, 15-26.
- 貝塚爽平 (1998) 「発達史地形学」：東京大学出版会, 286p.
- Kan, H. (1995) Typhoon effects on sediment movement on reef edges and reef slopes: *In*: Bellwood, O., Choat, H. and Saxena, N. (eds.) *Recent Advances in Marine Science and Technology* '94. Pacon International and James Cook Univ., Townsville, 191-201.
- Katz, O. and Mushkin, A. (2013) Characteristics of sea-cliff erosion induced by a strong winter storm in the eastern Mediterranean: *Quaternary Research*, **80**(1), 20-32.
- 川口浩二・猪股 勉・関 克己・藤木 峻 (2015) 全国港湾海洋波浪観測年報 (NOWPHAS 2013) : 港湾空港技術研究所資料 No.1305, <https://www.pari.go.jp/unit/kaisy/nwphas/annuareport/nwph2013.html> (2021 年 10 月閲覧)
- 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本 博・星住英夫・鎌田耕太郎・広島俊男・中島和敏 (1993) 20 万分の 1 地質図「福岡」：地質調査所.
- Lambeck, K., Roubya, H., Purcella, A., Sunc, Y. and Sambridge, M. (2014) Sea level and global ice

- volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene: PNAS, **111**(43), 15296–15303.
- Love, M.S., Yoklavich, M.M., Black, B.A. and Andrews, A.H. (2007) Age of black coral (*Antipathes dendrochristos*) colonies, with notes on associated invertebrate species: Bulletin of Marine Science, **80**(2), 391–400.
- 松本徂夫・山懸茂樹・板谷徹丸 (1992) 北部九州および下関産玄武岩の K-Ar 年代と主成分化学組成：松本徂夫教授記念事業会編，火山と岩石の探求—日本から中国・南極へ— 松本徂夫教授記念論文集，247–264.
- 茂木昭夫 (1973a) 海底地形発達に関する最近の問題：海洋科学，**5**，805–810.
- 茂木昭夫 (1973b) 台湾西岸における砂州の大規模変化：地理学評論，**46**(3)，171–184.
- 茂木昭夫・土出昌一・福島資介 (1980) 西之島新島の海岸侵食：地理学評論，**53**(7)，449–462.
- 永尾隆志・角緑 進・松本徂夫 (1992) 九州北部の新生代玄武岩の微量元素組成：松本徂夫教授記念事業会編，火山と岩石の探求—日本から中国・南極へ— 松本徂夫教授記念論文集，265–271.
- Parker, N.R., Mladenov, P.V. and Grange, K.R. (1997) Reproductive biology of the antipatharian black coral *Antipathes fiordensis* in Doubtful Sound, Fiordland, New Zealand: Marine Biology, **130**, 11–22.
- Prémaillon, M., Regard, V., Dewez, T.J.B. and Auda, Y. (2018) GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs): a global relational database to investigate coastal rocky cliff erosion rate variations: Earth Surfaced Dynamics, **6**, 651–668.
- 佐藤任弘 (1969) 「海底地形学」：ラテイス，191p.
- 下山正一・木下裕子・宮原百々・田中ゆかり・市原季彦・竹村恵二 (1999) 旧汀線高度からみた九州の後期更新世地殻変動様式：地質学雑誌，**105**，311–331.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K. and McCulloch, M.T. (1998) Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth: Earth and Planetary Science Letters, **160**, 745–762.
- 砂村継夫 (1975) 波による岩石海岸の地形変化—最近の研究とその問題点—：地理学評論，**48**(6)，395–411.
- Sunamura, T. (1992) *Geomorphology of rocky coasts*: Wiley, 302p.
- Sunamura, T. (2021) A model for wave abrasion on underwater bedrock, with an application to rapidly downwearing tephra cones adjacent to Surtsey Island in Iceland: Earth Surface Process and Landforms, **46**, 1600–1609.
- 豊島吉則 (1964) 兵庫県諸寄湾付近の海岸および海底地形：鳥取大学学芸学部研究報告，**15**，1–11.
- 豊島吉則 (1965) 花崗岩地域の海蝕地形—山陰，浦富海岸の事例—：鳥取大学学芸学部研究報告，**16**，1–14.
- 宇都浩三・平井寿敏・荒井章司 (1993) 福岡県玄界灘黒瀬及び山口県下関市貴船の第四紀アルカリ玄武岩の K-Ar 年代：地質調査書月報，**44**(11)，693–698.