

原著論文

鳴門海峡、淡路島西岸における和泉層群を構成岩石とする波食棚の差別侵食

加藤 茂弘^{1,2)*}・生野 賢司^{1,3)}・廣瀬 孝太郎^{1,3)}

Differential erosion of the shore platform formed on the Upper Cretaceous Izumi Group along the western coast of Awaji Island in the Naruto Strait, western Japan

Shigehiro KATO^{1,2)*}, Kenji IKUNO^{1,3)} and Kotaro HIROSE^{1,3)}

要 旨

鳴門海峡の淡路島沿岸には和泉層群の砂岩泥岩互層からなる波食棚が分布し、地層の走向と直交する波状起伏が発達する。本研究では、この波状起伏と各岩石の未風化で新鮮な岩石強度との関係を検討した。はじめに海岸線に沿う地形断面図を作成して波状起伏の形状を明らかにし、岩石種や断層破碎帯の分布を記載した。次に砂岩と砂質泥岩のそれぞれでシュミットハンマーによる反発係数(R 値)を求め、既存の関係式を用いて一軸圧縮強度(Sc)に換算した。波食棚の波状起伏は岩石種との対応が明瞭であり、尾根部が砂岩および砂岩優勢部に、谷部が砂質泥岩および砂質泥岩優勢部に対応する。Sc 値による岩石強度と波状地形の標高間には弱い相関が認められ、Sc 値の比較から、砂岩の岩石強度は砂質泥岩の岩石強度よりも大きいと判断された。以上から、波食棚の波状起伏の形成に砂岩と砂質泥岩の岩石強度の違いによる制約があったことが推定された。

キーワード: 和泉層群, 岩石強度, 差別侵食, シュミットハンマー, 鳴門海峡, 波食棚

(2025 年 7 月 25 日受付, 2025 年 10 月 29 日受理, 2026 年 1 月 31 日発行)

はじめに

岩石海岸において、海食崖や波食棚、海食台などの地形は、おもに波食を受けて形成される。波の強さや波に対する海岸線の方向だけでなく、岩石の抵抗性もそれらの形成速度に影響を与える。具体的には、岩石種による力学的強度、節理の発達度や方向、層理面の傾斜などの違いが、海食崖の形態や波食棚の起伏、海食台の傾斜などに影響していると考えられてきた(吉川ほか, 1970)。波食に対する岩石の抵抗性の違いは、一般に岩石の外力に対する力学的強度の違いとして理解されている。しかし、作用する営力の種類によっては、これとは異なる岩石の性質が地形形成に重要な役割を果たしている例が報

告されている。潮間帯において砂岩泥岩互層のように岩質が異なる岩石の互層からなる波食棚では、岩質に対応した凹凸のある洗濯板状の地形(波状起伏)が形成される。三浦半島荒崎海岸の波食棚や、宮崎県日南海岸青島のいわゆる“鬼の洗濯板”が代表的な例であり、古くから組織地形あるいは差別侵食の研究対象とされてきた(鈴木ほか, 1970; 高橋, 1975)。

荒崎海岸における泥岩と凝灰岩からなる波食棚にみられる波状起伏の形成に対して、鈴木ほか(1970)は乾湿風化に対する両者の抵抗性の違いが重要であることを示した。そして、泥岩では乾湿風化による小規模な節理の発達が著しく、それらの節理で区切られた小岩片が波浪時に除去されて露出面が低下し、そこに波浪などが集中して侵食作用が増加することで、さ

¹⁾ 兵庫県立人と自然の博物館 〒669-1546 兵庫県三田市弥生が丘 6 丁目

²⁾ 蒜山地質年代学研究所地質技術センター 〒703-8252 岡山市中区中島 2 番地 5

³⁾ 兵庫県立大学自然・環境科学研究所 〒669-1546 三田市弥生が丘 6 丁目

* Corresponding author. E-mail: katochan@hitohaku.jp

© 2026 兵庫県立人と自然の博物館.

オープン・アクセス. 注があるものを除いて、この記事の内容物はクリエイティブ・コモンズ表示 4.0 国際ライセンスの下に提供されています (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/deed.ja>).

らなる低下が生じて凹部が形成されると説明した。向野・青木 (2024) は、波食棚を構成する泥岩と凝灰岩について、新鮮な岩石の強度と節理の発達に影響される割れ目岩盤強度をそれぞれ測定し、前者は泥岩の方が高く、後者は凝灰岩の方が高いことから、乾湿風化や塩類風化に対する抵抗性の違いが凝灰岩の部分が突出する波状起伏を生じさせた原因であると結論した。さらに凝灰岩の割合が大きい区間ほど、波食棚の平均比高が高くなることを指摘した。青島の砂岩泥岩互層からなる“鬼の洗濯板”を調査した高橋 (1975) は、砂岩では日射に関連する熱風化による表層部の強度低下と波浪や風による摩耗侵食が、泥岩では露出部の乾湿破壊で分離した岩片の波浪による除去が、それぞれ主要な侵食過程であるとした。さらに、砂岩の侵食基準面が平均高潮位付近にあり、泥岩のそれは平均海面の少し下位にあることから、潮間帯の上半部に波状起伏が形成されたと論じた。

このように、泥岩と砂岩あるいは凝灰岩の互層を基盤岩とする波食棚で形成された波状起伏は、新鮮な岩石の力学的強度の違いでは説明できず、乾湿風化に対する抵抗性の差異が主要因であるとされてきた。泥岩は乾湿風化を受けやすく、表層部が小岩片化して除去されるため砂岩などに比べて侵食速度が大きく、その結果として凹地地形が形成されていると理解されている。

一方、地質構造が海底地形や海岸線の形状に反映されているとする報告もある。茂木 (1973) は、福岡県玄界灘の海岸と沖合の筑前大島に挟まれた倉良瀬戸においては、白亜系の関門層群が島に連続する海底のリッジを、新第三系の砂岩・頁岩

の互層が海釜や低平な海底を形成していることから、潮流侵食に対する岩石の抵抗性の違いが海底地形に反映されている可能性を指摘した。西山ほか (2017) は、鳴門海峡のとくに淡路島側の海岸線について、海岸線の突出部が和泉層群の砂岩優勢部に、湾入部が泥岩優勢部に、それぞれ対応することから (図 1)、鳴門海峡沿岸部の海岸地形は砂岩と泥岩の侵食抵抗性の違いに起因する組織地形であると考えた。しかし、海底や海岸の侵食に対して岩石の力学的・化学的な物性がどのように影響しているのか、波食棚の例のように岩石種ごとにどのような風化・侵食メカニズムが有効に作用して差別侵食が生じているのかなど、定性的・定量的な研究は行われていない。

鳴門海峡に面した淡路島西岸では、和泉層群の砂岩泥岩互層の走向が海岸線と高角度で交わる。この海岸には、海食崖直下から沖合にゆるく傾斜する波食棚に波状起伏が認められる。そこでは、潮間帯やそれより高位の波浪時の飛沫が及ぶ範囲において、砂岩・礫岩の優勢部が尾根状に高く、泥岩・砂質泥岩の優勢部が谷状に低いという傾向が見られ、その傾向は平均海面下の沖合まで起伏の規模を減じながら連続している。したがって、この波状起伏は、波の営力に対する新鮮な岩石強度の違いが主要因となった差別侵食により形成されている可能性がある。そこで本研究では、鳴門海峡の淡路島沿岸における海岸地形の形成に果たす岩石強度の影響を明らかにすることを念頭に置き、砂岩泥岩互層の各岩石の新鮮な岩石強度と波食棚の波状起伏との関係を定量的に検討し、その形成メカニズムを考察する。

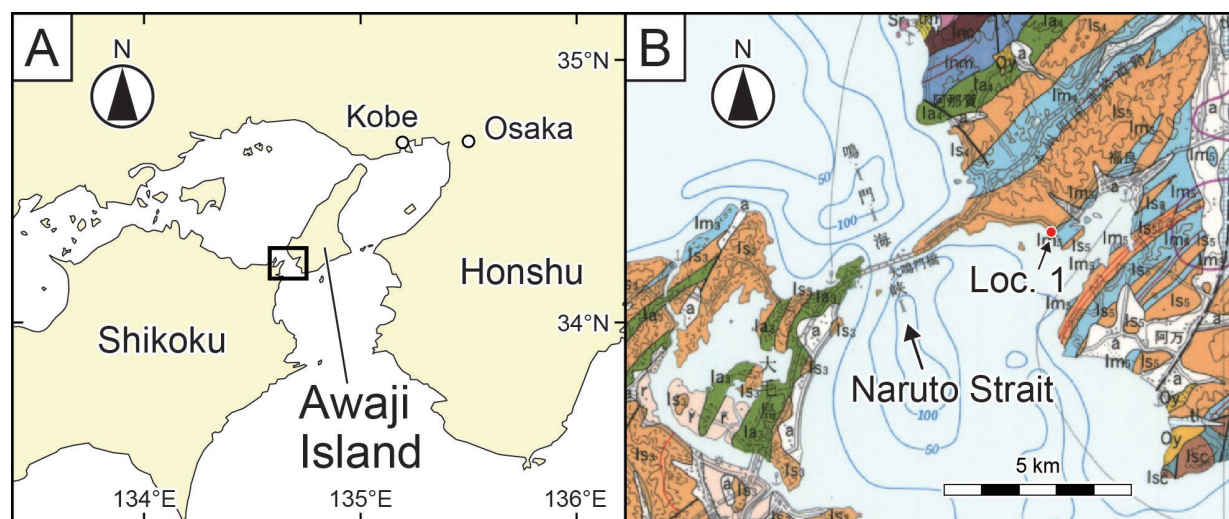


図 1 淡路島の位置と鳴門海峡付近の地質。A: 淡路島の位置。長方形は図 1B および図 2A の範囲。B: 鳴門海峡付近の地質。赤色の点は本研究の調査地域 (Loc. 1)。主な岩相の凡例: オレンジ色部 (Is3-5), 砂岩・砂岩優勢の砂岩泥岩互層。緑色部 (Ia3, 4), 砂岩泥岩互層。水色部 (Im3-5), 泥岩・泥岩優勢の砂岩泥岩互層。20 万分の 1 地質図幅「徳島 (第 2 版)」(牧本ほか, 1995) を改変。

Fig. 1 Location of Awaji Island and geology around the Naruto Strait. A: Location of Awaji Island. Boxed area represents the areas shown in Figs. 1B and 2A. B: Geological map of the Naruto Strait. The study area is shown in red. The major lithologies are as follows: sandstone and sandstone-predominant alternation of sandstone and mudstone for orange areas (Is3-5), alternation of sandstone and mudstone for green areas (Ia3, 4), and mudstone and mudstone-predominant alternation of sandstone and mudstone for light-blue areas (Im3-5). Modified from a 1:200000 geological map of Tokushima (2nd edition) (Makimoto et al., 1995).

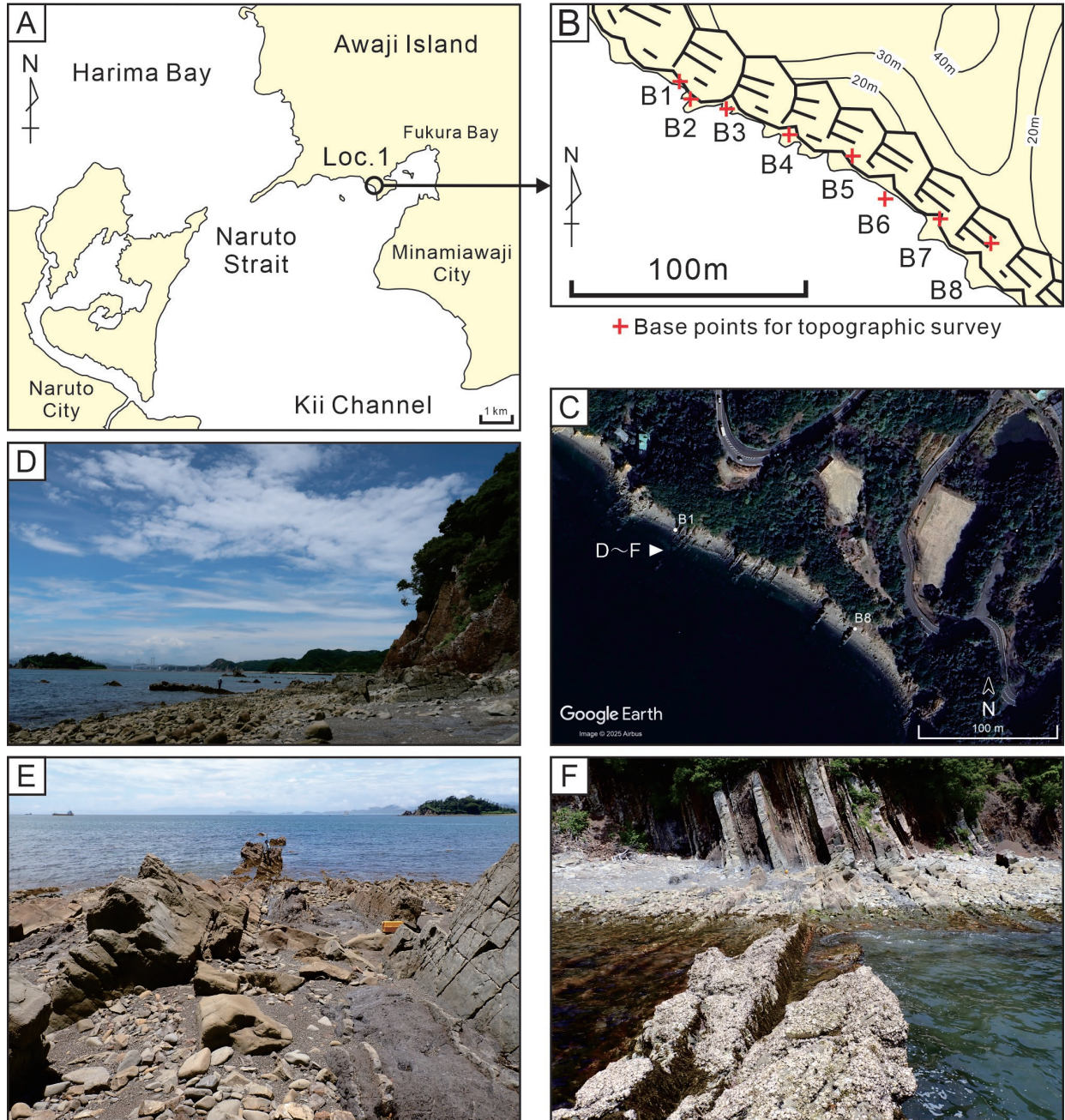


図2 調査地域の位置とその周辺の岩石海岸の地形。A：鳴門海峡に面する淡路島南西岸の調査地域 (Loc.1)。B：地形断面測線上の基準点 B1～B8。C：上空からみた調査地域の岩石海岸。B1 と B8 は図 2B の基準点に対応。砂岩の尾根列が沖合へ伸びる。白矢印 (D～F) は基準点 B1 付近の砂岩の尾根列。D：干潮位頃 (T.P. + 0.10 m) に海面上に現れた砂岩の尾根列 (2025 年 6 月 25 日 12 時 30 分頃)。砂質泥岩の谷部は海面下にある。人物の立つ尾根列を図 2E, 2F に示す。E：陸側から見た砂岩の尾根列。F：海側から見た砂岩の尾根列。海面下にも尾根列が続く。

Fig.2 Location map of the study area showing the topography of its coast. A: Location of the study area (Loc. 1) along the southwestern coast of Awaji Island facing the Naruto Strait. B: Base points (B1–B8) of the topographic section along the coastline. C: Aerial view of the rocky coast of the study area showing sandstone ridges extending offshore. B1 and B8 are the base points in Fig. 2B. The white arrow indicates the location of the sandstone ridge lines around the base point B1 (D–F). D: Emerged sandstone ridge lines extending to a small offshore island, with mudstone channels below sea level during the lowest tide level (nearly T. P. + 0.10 m) around 12:30 on June 25, 2025. The close views in Figs. 2E and 2F show the ridge lines where a person stands. E: View of the ridge from the shoreline. F: View of the ridge from the sea. The other sandstone ridges continue below sea level.

調査地域

鳴門海峡は最狭部の幅が約 1.3 km であり、その南北両側で海峡幅が急に広がる (図 1, 2)。海峡両岸の海岸線は出入

りに富み、その形態は沿岸部を構成する白亜系和泉層群の岩相区分との対応が認められる (西山ほか, 2017)。とくに淡路島沿岸では、最狭部に位置する門崎 (とごぎ) を代表として鎧崎 (よろいざき)、押登岬 (おしのぼりみさき)、潮崎などの突出部が

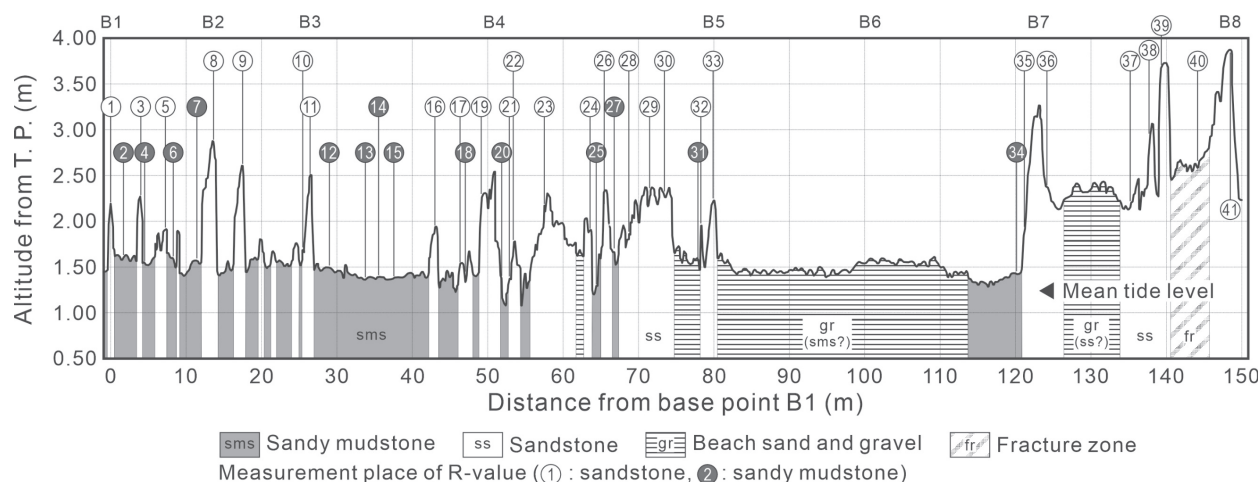


図3 海岸線に沿う岩石海岸の地形断面と岩石種や破碎帯の分布, および岩石強度の測定地点. B1~B8は測線上の基準点の位置. 2024年の年間平均潮位の標高 (T.P. +1.24 m) を示した.

Fig. 3 Topographic cross section along the coastline showing the distribution of rock types and fault fracture zones, and measurement points of rock hardness (R-value) for sandstones and sandy mudstones. B1–B8: base points on measurement line. The mean tide level for 2024 year (T.P. + 1.24 m).

砂岩や凝灰岩の優勢層に, それらの間の湾入部が泥岩や砂質泥岩の優勢層に, それぞれ対応しており(図 1), 岩質の違いによる差別侵食が海岸線の地形に反映されている可能性が示唆される.

本研究では, 淡路島の鳴門海峡沿岸域の中で, 波食棚の波状起伏が明瞭に認められることや岩石海岸へのアクセスの便利さから, 南あわじ市福良丙地区の岩石海岸 (N34°14'42.4", E134°41'57.1" 付近) を調査地域に選んだ(図 1, 2; Loc. 1). 調査地域は, 福良湾の最奥に位置する門崎と押登岬に挟まれた湾入部の中央付近にあり, 鳴門海峡の一般方向と平行に湾曲した海岸線を示す. 湾曲部の南北側では砂岩や礫岩が優勢な層準が続く. それらに挟まれた 200~250 m の短い区間には, 海岸線と交差して和泉層群の泥岩・砂質泥岩と砂岩・礫岩の互層が繰り返し分布する. そして, 各岩相に対応するように波食棚の尾根部と谷部が沖合に向けて伸びている(図 2). 尾根部は低潮位時には沖合の海面上に現れ, 海岸線から 20 m 以上先へ続く地点も認められる(図 2). 谷部は低平であり, 高潮位時には海食崖付近まで海面下となる地点も多い. したがって, 本地点は波食棚の波状起伏と岩質の違いとの関係を, 比較的狭い区間で調査できる適地といえる.

調査地域周辺には海成段丘は発達せず, 河川の河口部は砂嘴で閉塞され, 小規模な潟湖が分布するところも認められる. 河口部を除いた沿岸域は, 波食棚や浅海底へと連続する海食台が形成されているところが多く, 海食崖が海域に直面する海岸も見られる. 海食崖の多くは海面から 5~10 m の標高まで植生に覆われておらず, 和泉層群の砂岩泥岩互層が露出している. 調査地域は, 中央構造線活断層帯より北の相対的な隆起側に位置する. しかし, このような沿岸域の地形の特徴からみると, 安定もしくは緩やかな沈降域になっていると考えられる.

調査地域の潮位変化について, 近傍の福良港における 2024 年の 1 年間の潮汐記録(兵庫県土木部港湾課, 2025)から計算すると, 年平均潮位は T.P. (東京湾中等潮位) + 1.24 m, 最高満潮位は T.P. + 2.21 m, 最低干潮位は T.P. - 0.10 m であり, 干満差は最大で 2.31 m に達する. 波浪の状況は, 調査地に最も近い小松島における 2001 年観測記録(永井・小川, 2003)によると, 月別最大有義波は 8 月で 2.67 m (周期 7.3 s), 月別最高波の最大値は 8 月で 4.28 m (同 13.3 s) である. 気象状況について近傍の南淡気象観測地点(アメダス)の月別平年値(2004~2020 年)(気象庁, 2025)によると, 平均気温は最寒月の 1 月で 5.8℃, 最暖月の 8 月で 27.4℃であり, 年平均気温は 16.1℃である. 日最低気温は最低が 1.9℃(1 月), 最高が 31.8℃(8 月)であり, 冬季の凍結はほとんど生じない. 平均風速は 12~1 月に大きく, 2.0~3.4 m/s (年平均は 2.6 m/s) である. 卓越風向は春季~夏季(4~8 月)が南南東, 秋季~冬季(9~3 月)が北北東ないし西北西となっている. 年平均降水量は 1417.4 mm であり, 6~7 月(梅雨)と 9~10 月(秋雨・台風)に多く, 1~2 月は 60 mm 未満で少ない.

調査方法

地形断面測量と岩石種の記載

Loc.1において, 北西端に位置する砂岩の尾根部(図 2 の B1 地点)から南東方向に長さ約 150 m の測線を地表面から浮かせてできるだけ水平に設定し, 地形断面図を作成した. 測線は 2024 年 11 月 5 日に設定し, 2025 年 1 月 27, 28 日に地形測量を実施した. 測線上には海岸線にほぼ平行に位置するように北西側から 8 か所の基準点(図 2 の B1~B8 地点)を設置し,

各地点の簡易 GPS データを取得した。B6 地点までは平均潮位時 (2024 年 11 月 5 日 14 時で T.P. + 1.25 m) の海岸線に平行に測線を設定した。B6 地点の南東から B8 地点にかけては海岸線近くに高さ 3 m を超える岩峰が露出し、地形測量が困難であった。このため岩峰の鞍部を通過するように陸側に測線を迂回させた結果、測線は平均潮位から約 1 m 高い位置を通過した。

測量は B1 地点を基準点 (基準点 B1) とし、50 m 巻尺を用いて基準点間に測線を設置してから、B2～B8 の基準点について基準点 B1 からの測線距離を記録した。次に基準点 B3～B4 間と基準点 B6～B7 間の陸側に 2 点の仮基準点 (基準点 A1 および基準点 A2) を設置した。そして、TOPCON 社製デジタルセオドライト DT-20S を使用して基準点 B1 の 1 m 北東地点から順に、基準点 A1 からの比高を測量した。基準点 A1 からの測量が不可能であった基準点 B7 付近から南東は、基準点 A2 から測量した。2 つの仮基準点の標高差は、基準点 A1 および基準点 A2 から基準点 B5 の比高をそれぞれ測量して補正した。比高は 0.10 m 間隔で測量したが、礫浜区間では砂礫地が 5 m 以上続くため測定点間隔を 0.20 m とした。礫浜区間で礫の厚み程度の凹凸が生じることを考慮し、比高の読み取り間隔は 5 mm (0.005 m) とした。なお、礫浜区間では砂質泥岩が厚さ 10 cm 以上の海浜砂礫に被覆されているため、この区間で測定された比高は、岩石表面の比高より 0.1～0.2 m ほど高く測定されている。最後に、2025 年 6 月 25 日 13 時 21 分に海水面 (T.P. + 0.309 m) と基準点 B1 間の比高を測量し、各地点の比高を T.P. からの標高に換算した。

地形断面の測量に際して、測線に沿う区間の岩石種を記載した。岩石種は、泥岩と砂質泥岩が優勢な区間を泥岩優勢区間 (sms)、砂岩と礫岩が優勢な区間を砂岩優勢区間 (ss)、海浜砂礫で被覆されて下位の基盤岩が露出していない区間を礫浜区間 (gr) とした。また、基準点 B7～B8 間を断層が通過しており、断層破碎帯が測線と斜交するように伸びていたため、この断層破碎帯が通過する区間を断層破碎区間 (fr: fracture zone) として記載した。

岩石強度と走向・傾斜の測定

岩石強度の指標として、N 型シュミットハンマー (スイス・プロセク社製 NR-1) による反発係数 (R 値) を用いた。現地での測定前にテスト・アンビル (RA-2, 60R) にてシュミットハンマーの検定を行った。検定は 2 回行い、それぞれ 10 回打撃して平均と標準偏差 (1 σ) を算出し、 59.0 ± 0.5 および 60.3 ± 0.3 の結果を得た。両者とも RA-2 検定値の 60 ± 2 の範囲に収まったことから、測定結果の機器補正は不要と判断した。

現地における R 値の測定は、2025 年 3 月 10 日～12 日に行った。地形測量の際に露岩が確認された地点を選び、砂岩で 20 点以上、露出の少なかった泥岩や砂質泥岩で 10 点以上を目標に R 値を測定した。地形測量区間の露岩は、泥質であっても砂が混在しており、測定した岩種は砂岩と砂質泥岩のい

ずれかであった。最終的な岩石毎の測定地点数は、砂岩が 27 地点、砂質泥岩が 14 地点の合計 41 地点である。R 値の測定と合わせて、クリノメーターで各岩石の走向・傾斜を測定した。

R 値は、平均潮位以下の、できるだけ新鮮な岩石の平坦な露出面を対象として、20 cm×20 cm 範囲で複数点を測定した。測定方法は松倉・青木 (2004) で解説された連打法を参照した。連打法による R 値は単打法による R 値とは異なり、新鮮な岩石内部の強度を反映するとみなされている (松倉・青木, 2004; 青木ほか, 2004)。本研究では、この範囲内で原則として 4 点を選定し、各測定点において 5 回の連続打撃を行い、合計 20 点の打撃結果から平均と標準偏差 (1 σ) を算出した。連続打撃中に R 値が大きく減少した場合には、その値を除外し、測定点を移動して残りの打撃を行った。一部の砂岩では、地形による制約や測定時の潮位に応じて新鮮な岩石の露出面を選択できず、表面風化の進んだ露出面を測定した地点もあった。この場合は、初めに数回の打撃を加えて表層の風化部を取り除いた後に測定した値を採用した。1 地点において測定面とシュミットハンマーがなす打撃角度は一定に調整し、水平方向への角度は 0°、下方への角度は -45°もしくは -90°、上方への角度は +45°もしくは +90°で実施した。得られた R 値は、プロセク社発行「Operating Instruction Concrete Test Hammer N, NR」に従って角度補正を行った。

測定地点はできるだけ地形断面測線の直下もしくは近傍に設定するようにした。やむを得ず測線から離れた地点で測定した場合は、地層の陸側もしくは海側への延長関係を確認し、地形断面測線上の対応点を決定した。そして、最終的にこれらの測定地点について基準点 B1 からの距離を記録し、そこでの標高を R 値測定地点における標高とした。

砂岩の層厚・岩相・節理間隔などの特徴の記載

調査では、厚い砂岩ほど尾根部を形成している傾向が観察された。このため層厚と突出量との関係や、突出部を形成しうる砂岩の層厚の下限を把握することを目的として、R 値測定後に突出部を形成する主な砂岩の層厚と岩相などの特徴を記載した。また、地形断面図から砂岩部における最大標高 (m) を読み取って記録した。さらに節理発達の侵食に及ぼす影響 (鈴木ほか, 1970; 高橋, 1975 など) を予察するため、B6 を除く 7 つの砂岩基準点と、それらの間で節理やクラックが明瞭に観察された砂質泥岩について、節理の特徴や節理間隔を記載した。

結 果

地形断面と岩石種の分布

Loc.1 における海岸線に沿った方向の地形断面図と、岩石種 (sms, ss, gr) および断層破碎区間 (fr) の分布を図 3 に示す。図 3 には 2024 年の年間平均潮位 (T.P. + 1.24 m) を示した。基準点 B1 から約 120 m 地点までは、海岸線に平行に測線を設

表1 兵庫県南あわじ市, 福良丙地区の海岸における砂岩・砂質泥岩の標高と反発係数(R 値).

Table 1 Altitudes and rock hardness values (R-values) along the coast of the Fukura-Hei district, Minamiawaji City, Hyogo Prefecture.

Sandstone					Sandy mudstone				
Location No.	Distance ¹ (m)	Altitude ² (m)	R-value ³		Location No.	Distance ¹ (m)	Altitude ² (m)	R-value ³	
			Mean	Std (1σ)				Mean	Std (1σ)
1(B1)	0.00	2.200	67.5	2.3	2	1.70	1.630	34.9	5.2
3	4.00	2.180	66.0	3.1	4	4.50	1.555	36.6	3.5
5	7.20	1.115	63.6	2.8	6	8.20	1.855	31.6	3.4
8	13.70	2.470	60.4	3.7	7	11.30	1.570	33.7	5.2
9	17.50	2.535	66.5	2.1	12	29.00	1.515	38.0	4.3
10	25.40	1.735	41.7	3.4	13	33.80	1.380	48.5	3.1
11(B3)	26.50	2.520	66.8	3.3	14	35.60	1.395	49.9	3.6
16	43.00	1.955	60.2	2.6	15	37.60	1.395	45.1	3.6
17	46.20	1.500	62.1	1.5	18	47.00	1.355	40.9	6.0
19	49.10	1.930	52.6	2.9	20	51.90	1.170	35.8	4.1
21	52.90	1.375	53.7	5.1	25	64.30	1.290	42.5	3.3
22	53.40	1.680	52.7	4.5	27	66.80	1.615	48.6	7.5
23	57.50	2.100	61.3	3.2	31	77.90	1.590	39.8	4.1
24	63.60	1.920	62.6	2.9	34	120.10	1.455	46.3	4.4
26	65.40	2.315	51.2	7.6					
28	68.70	1.950	54.0	2.6					
29	71.40	2.295	57.9	3.3					
30	73.40	2.275	49.6	5.1					
32	78.30	1.970	50.9	2.8					
33(B5)	79.90	2.235	57.4	3.4					
35	121.10	1.845	46.7	3.6					
36	124.10	2.370	50.7	3.4					
37	135.20	2.180	53.4	2.5					
38	137.70	2.825	62.6	2.6					
39	139.30	3.640	48.3	4.0					
40	144.10	2.595	62.3	2.8					
41(B8)	148.49	3.890	60.5	1.7					
Mean	-	2.208	57.1	3.3	Mean	-	1.484	40.7	4.4
Std (1σ)	-	0.592	6.9	1.2	Std (1σ)	-	0.171	6.2	1.2
CV ⁴		0.268	0.12	0.37	CV ⁴		0.115	0.15	0.28

1) Distance (m) from the basepoint of B1 shown in Fig.3. 2) Altitude from T. P. 3) Mean and standard deviation (Std) of twenty times of hitting by a schmidt hammer. 4) CV: coefficient of variation (= standard deviation / mean).

置しており, 最低部の標高は約 1.3~1.5 m でよく一致している. 約 120 m 地点からは, 測線を陸側に移動したため, 最低部の標高はこれより約 1 m 高くなっている.

これらの点に留意して地形断面の特徴と岩石種の分布との対応を見ると, 以下の点が明らかである. 1) 平坦な谷部は砂質泥岩が卓越する泥岩優勢区間(sms)に対応し, その一部に海浜砂礫が堆積して平坦化している礫浜区間(gr)が認められる. 2) 平坦な谷部が卓越する区間(例えば, 0~50 m 区間)では幅 4 m 未満の突出部が分布し, それらは砂岩(礫岩を含む)が優勢な砂岩優勢区間(ss)に対応している. 3) 尾根部が卓越して全体に比高が高くなる区間(例えば, 50~82 m 区間や 122~150 m 区間)は, 砂岩優勢区間(ss)に一致している. 4) 砂岩優

勢区間中で楔状に比高が大きく低下する溝状部は, 砂岩や礫岩に挟まれて分布する砂質泥岩の薄層部に対応しており, 53~56 m 区間や 65 m 地点付近に典型例が認められる.

このような地形断面と岩石種の分布との比較から, 本地点の波食棚の波状起伏の形成に対して砂岩と砂質泥岩の波食に対する抵抗性の差異が影響している可能性が, 改めて確認された.

比高と岩石の反発係数

調査区間における平均標高は 1.887 m であった. R 値を測定した砂岩 27 地点, 砂質泥岩 14 地点の合計 41 地点における基準点 B1 からの距離(m)と標高(m), およびシュミットハン

マーによる 20 回の打撃を平均して得られた R 値とその標準偏差 (1 σ) を表 1 に示す。表 1 には、砂岩と砂質泥岩に分けて算出した標高および R 値の平均と標準偏差 (1 σ) も示した。

標高は、砂岩で平均 2.208 m、標準偏差は 0.592 (平均の 0.268 倍) であり、砂岩部の地形が全体に突出し、地形の起伏が大きいことを示す。これらの結果は、地形断面図 (図 3) に表現された砂岩部の地形の特徴と整合的である。これに対して砂質泥岩の標高は平均 1.484 m と小さく、標準偏差は 0.171 (平均の 0.115 倍) で、砂岩部に比べて全体に低く、かつ起伏が小さい (平坦である) ことを意味し、地形断面図 (図 3) に見られる砂質泥岩部の地形的特徴と一致する。さらに、砂質泥岩の一部では海浜砂礫に覆われて標高が少なくとも 0.1~0.2 m 高く測定されている区間が含まれること (図 3) を考慮すると、砂質泥岩部の窪みの程度はより大きいと推定される。

新鮮な岩石強度の指標とした R 値とその標準偏差 (1 σ) は、砂岩では R 値が 57.1、標準偏差が 6.9 であり (表 1)、変動係数 (=標準偏差/平均値) は 0.12 と小さい。砂質泥岩は、R 値が 40.7、標準偏差が 6.2 であり (表 1)、変動係数は 0.15 である。変動係数から示唆される R 値の地点ごとの変動は砂岩よりもやや大きい程度であり、標高ほどの違いはなかった。各地点の R 値の標準偏差は、砂岩で平均が 3.3、標準偏差が 1.2、変動係数が 0.37 であり、砂質泥岩ではそれぞれ、4.4、1.2、0.28 であった (表 1)。地点間における R 値の標準偏差の変動は両者で大差はないが、砂質泥岩では地点内の R 値のばらつきが砂岩に比べて大きい傾向が認められた。

岩石の走向・傾斜、砂岩の層厚・岩相・節理間隔などの特徴

R 値測定地点における砂岩・砂質泥岩の走向・傾斜を表 2 に示し、地形断面図に図示した (図 4)。測定区間では、砂岩および砂質泥岩ともに走向が N40°E~N60°E、傾斜が 60~80°SE の範囲にあつて急傾斜である。走向や傾斜に岩石種による系統的な違いは認められなかった。

測定区間で突出する主な砂岩の層厚と岩相、および最大標高 (m) を表 3 に示す。記載した砂岩の位置および層厚と地形断面との対応は図 5 に示した。層厚 15 cm 未満の砂岩には明瞭な突出はなく、突出部を形成した砂岩の層厚は 0.15~7.7 m の範囲であった。特に層厚 1.0~1.5 m の砂岩が最多であり、層厚が大きな砂岩ほど最大標高が大きくなる傾向が認められた。層厚 1 m を超える砂岩の多くは、最大標高 2.5 m を超える突出部を形成していた (図 5; 表 3)。一方、層厚 1 m を超える砂岩でも、泥岩の偽礫を含む砂岩や、泥岩あるいは砂質泥岩の薄層を数層挟む砂岩では、層厚に比して突出の程度は小さく、最大標高が 2.5 m を超えることはなかった (図 5; 表 3)。

砂岩に認められた節理は、層理面に平行に発達する節理 (タイプ①)、層理面に垂直で層理面上で低角~高角に交差する節理 (タイプ②)、層理面に垂直で地表面に平行な節理 (タイプ③) の 3 タイプに大別された (図 6)。タイプ①は、節理が単層内に発達する砂岩は少数であり、大多数は層理面と一致して

表 2 R 値測定地点における砂岩および砂質泥岩の走向・傾斜。

Table 2 Dips and strikes of the sandstone and sandy mudstone at the measurement locations of rock hardness (R-values).

Distance ¹ (m)	Location No.	Rock type ²	Strike	Dip
0.00	1(B1)	ss	N56E	70SE
1.70	2	sms	N52E	68SE
4.00	3	ss	N52E	71SE
4.50	4	sms	N50E	70SE
7.20	5	ss	N50E	70SE
8.20	6	sms	N52E	72SE
11.30	7	sms	N52E	72SE
13.70	8	ss	N58E	71SE
17.50	9	ss	N55E	76SE
25.40	10	ss	N50E	76SE
26.50	11(B3)	ss	N56E	72SE
29.00	12	sms	N52E	72SE
33.80	13	sms	N60E	62SE
35.60	14	sms	N52E	65SE
37.60	15	sms	N45E	65SE
43.00	16	ss	N53E	68SE
46.20	17	ss	N55E	75SE
47.00	18	sms	N46E	66SE
49.10	19	ss	N56E	75SE
51.90	20	sms	N62E	72SE
52.90	21	ss	N50E	75SE
57.50	23	ss	N62E	70SE
63.60	24	ss	N55E	68SE
64.30	25	sms	N44E	75SE
65.40	26	ss	N50E	69SE
66.80	27	sms	N55E	65SE
68.70	28	ss	N50E	70SE
71.40	29	ss	N46E	70SE
73.40	30	ss	N46E	73SE
77.90	31	sms	N48E	85SE
78.30	32	ss	N55E	74SE
79.90	33(B5)	ss	N50E	64SE
120.10	34	sms	N50E	60SE
121.10	35	ss	N45E	62SE
124.10	36	ss	N34E	65SE
135.20	37	ss	N37E	80SE
137.70	38	ss	N40E	62SE
139.30	39	ss	N42E	60SE
144.10	40	ss	N45E	70SE
148.49	41(B8)	ss	N50E	60SE

1) Distance (m) from the basepoint of B1 shown in Fig. 3.

2) ss, sandstone; sms, sandy mudstone.

発達する。節理間隔には階層性が認められ、大きなもので 40~60 cm、中間で 10~25 cm、最小で 3~10 cm であった。層厚 1 m 未満の砂岩ではタイプ①がほとんどみられず、タイプ②とタイ

表 3 突出部を形成する砂岩部分の厚さと岩相やその他の特徴.

Table 3 Thicknesses, lithology, and other characteristics of the dominant sandstone units forming typical ridges.

No.	Thickness (m)	Maximum Altitude (m from T. P.)	Lithology and other characteristics
1	1.10	2.200	Yellowish gray sandstone with parallel lamination at the base point B1. Fine sandstone with distinct parallel lamination for 45 cm from the bottom and 20 cm from the top. Massive fine to medium sandstone for 45 cm in the middle part.
2	0.25	1.650	Fine gray to bluish gray sandstone forms a lower ridge.
3	0.75	2.280	Medium to fine yellowish gray sandstone with fluid escape structure and frequent parallel/cross-lamination.
4	2.50	1.925	Coarse to medium yellowish gray sandstone with parallel/cross- lamination shows a coarsening-upwards trend from fine sandstone for 30 cm from the bottom, through medium sandstone, to coarse to medium sandstone.
5	2.00	2.870	Medium to fine yellowish gray sandstone at the base point B2, with parallel lamination and a line of small cavities of tafoni formed by wind abrasion.
6	1.40	2.620	Medium to fine yellowish gray sandstone with parallel/cross- lamination, containing a small amount of pseudoconglomerate of mudstone or sandy mudstone for the lower part.
7	1.00	1.810	Massive medium to fine gray to bluish gray sandstone, forming a lower ridge than the sandstone of No. 8.
8	1.10	2.520	Massive fine to medium yellowish gray sandstone at the base point B3.
9	1.10	1.960	Conglomerate overlain by fine to medium sandstone with a small amount of pseudoconglomerate of mudstone for the lower part, then a coarsening-upwards unit from conglomerate through sandstone to mudstone.
10	3.10	1.680	Mainly composed of medium to fine sandstone with 4 to 5 intercalations of 2 to 10 cm-thick mudstone or sandy mudstone. The overall relative height is small.
11	2.60	2.550	Massive medium to fine yellowish gray sandstone at the base point B4.
12	0.50	1.790	Medium to fine whitish gray to yellowish gray sandstone with pseudoconglomerate of mudstone or sandy mudstone.
13	7.10	2.320	Yellowish brown very fine sandstone to sandy mudstone for 0.3 m from the bottom. Roughly recognized two units of medium to coarse bluish gray sandstone and medium to fine bluish gray sandstone for 6.8 m from the top.
14	1.70	2.045	Medium to coarse yellow sandstone with five very fine sandstone to sandy mudstone, each less than 5-cm thick, showing parallel/cross- lamination for the lower part.
15	0.15	1.660	Medium to fine sandstone with parallel lamination intercalated with mudstone to sandy mudstone, each thickness of 3 to 5 cm, showing parallel/cross- lamination.
16	0.35	2.350	Coarsening-upward unit from conglomerate to fine sandstone with pseudo-conglomerate of mudstone.
17	0.15	1.700	Sandstone with conglomerate for the bottom, and lenticular blocks of sandy mudstone or very fine sandstone with parallel lamination for the upper part.
18	1.20	1.965	Ten to 20 cm-thick conglomerate for the bottom.
19	7.70	2.390	Thick beds of medium to fine sandstone with a concave part composed of alternation of fine sandstone, sandy mudstone, and mudstone at 70 cm below the top.
20	1.30	1.970	Pseudoconglomerate of mudstone in the middle part.
21	1.20	2.235	Medium to coarse yellow sandstone at the base point B5.
22	5.80	3.280	Thick-bedded sandstone at the base point B7. Coarsening-upward alternation of conglomerate and coarse to medium sandstone for 2.3 m from the bottom. Slump-bedded mudstone, sandy mudstone, and fine to very fine sandstone with sandstone blocks and angular to rounded granules to pebbles for next 2.5 m, with frequent tafoni in southeast-facing bedding plane, then followed by alternation of parallel laminated siltstone and sandstone, very fine sandstone, and sandy mudstone.
23	1.00	2.470	Coarse to medium sandstone with parallel lamination.
24	1.10	3.080	Five to 10-cm-thick sandy mudstone in the middle part.
25	1.70	3.745	Sandstone with conglomerate in the lowest part.
26	5.70	3.890	Thick-bedded coarse to fine sandstone at the base point B8.

1) Locations of numbered sandstones in this table are shown in Fig. 5. 2) Bold numbers indicate outstanding thicker sandstones at the studied coast.

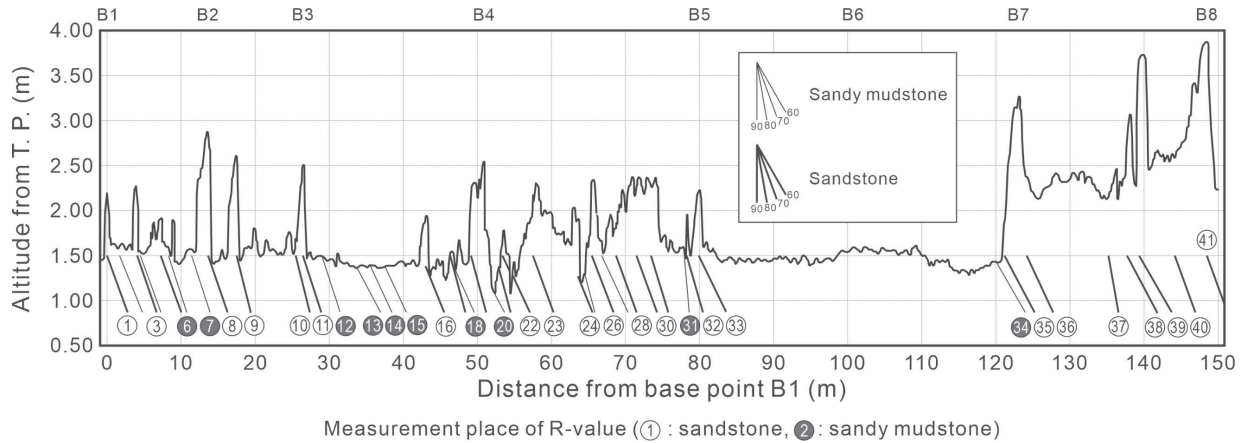


図4 岩石強度を測定した砂岩および砂質砂岩の地形断面に沿った傾斜角の分布. 各岩石種の位置, 走向および傾斜は表2を参照.

Fig. 4 Distribution of dips of the sandstones and sandy mudstones for measured rock hardness (R-value) along the topographic cross section parallel to the coastline. The locations, dips, and strikes of each rock type are listed in Table 2.

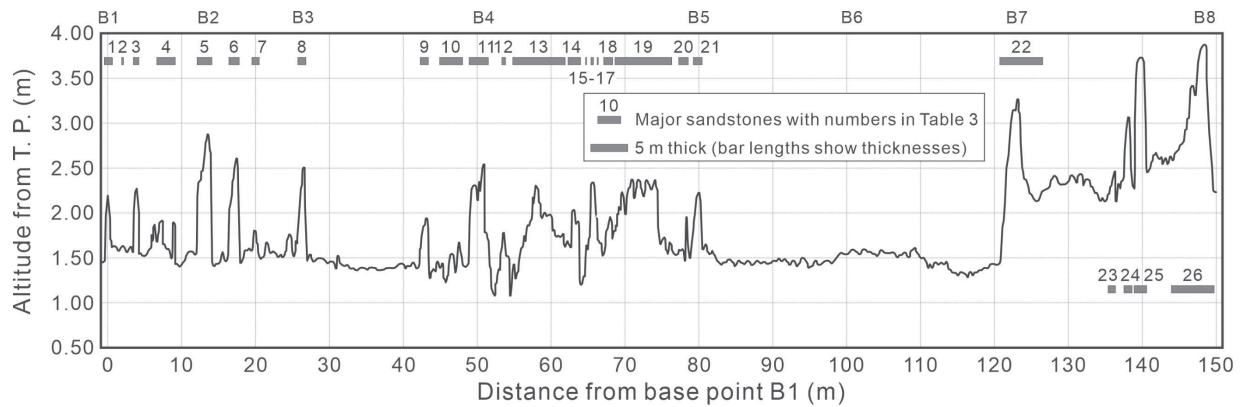


図5 主な砂岩の位置と層厚. 地形断面図上に位置と層厚を示す. 各砂岩の層厚と岩相等の特徴は表3を参照.

Fig. 5 Locations and thicknesses of major sandstones shown along the topographic cross section parallel to the coastline. The thickness, lithology, and other characteristics of the sandstones are listed in Table 3.

プ③の節理と層理面で囲まれた砂岩ブロックが形成されている場合が多かった(図6). 基準点B7やB8の層厚5mを超える砂岩では, 1~1.5mの間隔の節理に囲まれた巨大な砂岩ブロックが認められ(図7A), これらが重力や波浪圧によって崩落し, 砂岩リッジの標高が低下している地点も多数認められた(図7C・7D). 基準点B2, B7, B8の砂岩では, 海岸線に近い南東側の層理面上に, 塩類風化によるタフォニが発達する部分が認められた(図7B). 一方, 砂質泥岩では地表面(波食面)上で低角~高角で交差する節理が発達し, 節理間隔は40cm前後, 20cm前後, 10cm前後, 3~5cmで階層性が認められた(図7E). 砂礫に被覆されず乾燥した波食面の表面に, 乾湿風化や塩類風化によって生じた一辺1~3cm未満の割れ目が密に発達する地点も確認された(図7F). 以上のような特徴は, 差別侵食のメカニズムを考察する上で重要な手がかりを与えるものである.

考 察

波状起伏と岩石種および新鮮な岩石強度との対応関係

地形断面における波状起伏と岩石種との対応関係をみると, 尾根部や突出部が砂岩や砂岩優勢部に一致し, 谷部や溝が砂質泥岩や砂質泥岩優勢部, さらに断層破碎帯に対応している(図3). したがって, 本地域における波食棚の起伏は岩石種ごとの侵食抵抗性の差異に影響されていると判断される. 砂質泥岩においては, 平均潮位より高い一部の地点で乾湿風化に起因するクラックと小破片の生成が認められた(図7E・7F). このため調査地域においても, 砂質泥岩が砂岩より乾湿風化に対する抵抗性が低く, 侵食量が大きくなって谷部を形成しているという可能性(鈴木ほか, 1970 など)がある. 和泉層群の泥岩や砂質泥岩が砂岩よりも乾湿風化により破碎しやすいことは, これらの岩石を用いた室内実験でも明らかにされている(兵庫・徳島「鳴門の渦潮」世界遺産登録推進協議会, 2020). しかし, 低潮位面より低い場所においても砂岩が尾根部を, 砂質泥岩

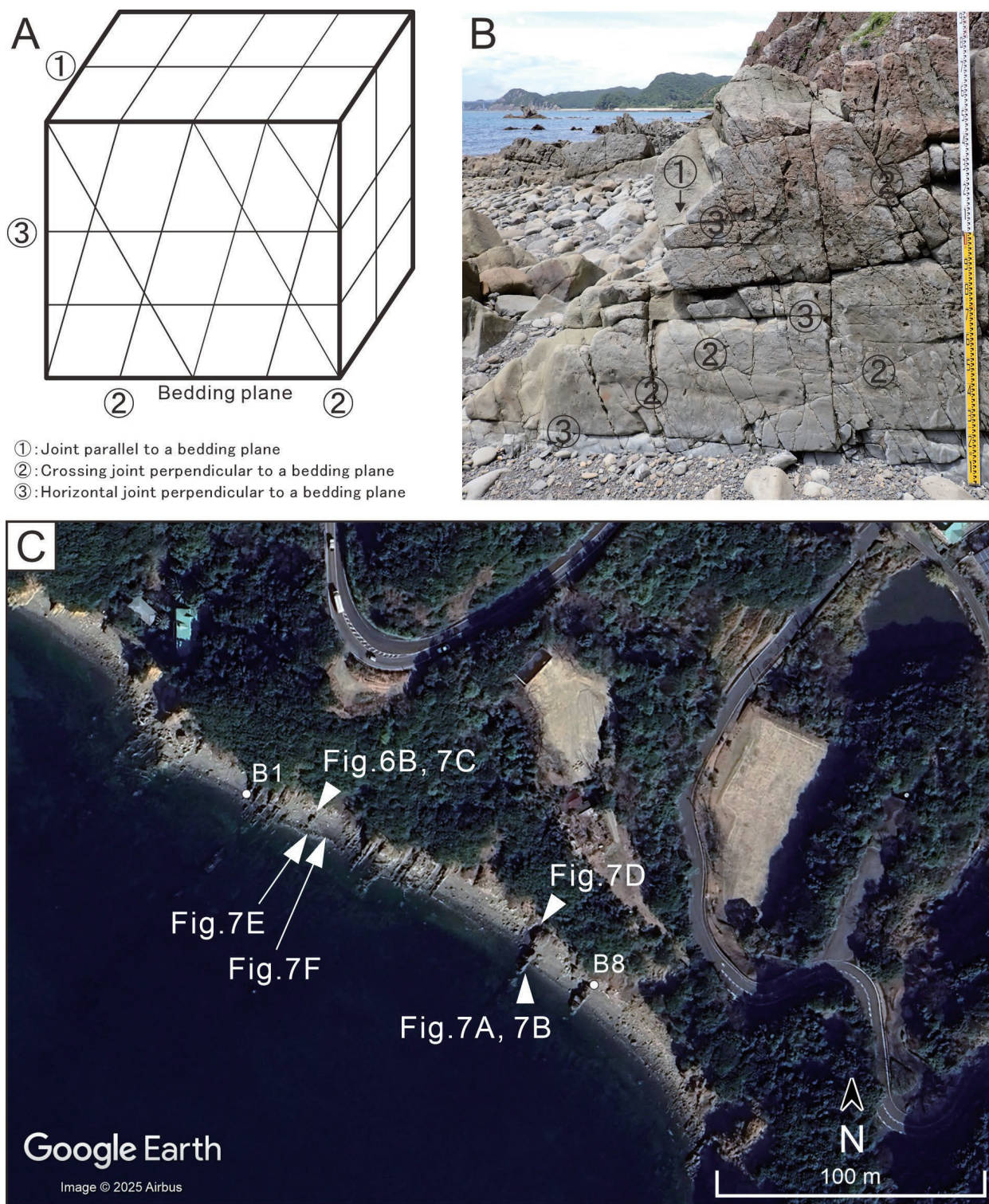


図 6 砂岩に発達する節理の模式図とその例。節理の模式図を図 6A, その例と位置を図 6B, 6C に示す。図 6C には、さまざまな風化・侵食作用を受けた砂岩・砂質泥岩(図 7)の位置も示した。

Fig. 6 Schematic of joint structure developed on sandstone (A) and example (B). The locations of the sandstone example (Fig. 6B) and the sandstones and sandy mudstones showing various types of weathering and erosional features (Fig. 7) are shown in Fig. 6C.

が谷部を形成していること(図2)は、波食に対する抵抗性の違いが少なからず地形形成に影響していることを示すと考えられる。

新鮮で割れ目のない岩石の場合には、岩石強度が大きいほど波食に対する抵抗性は大きいと考えられている(鈴木ほか、

1970; 高橋, 1975; Sunamura, 1994 など)。そこで、岩石強度の指標として使用されること多い一軸圧縮強度(Sc)を、 R 値と Sc の関係式($\log Sc = 0.0307R + 1.4016$; 菊池ほか, 1982)より算出し、砂岩と砂質泥岩について平均と標準偏差, 変動係数

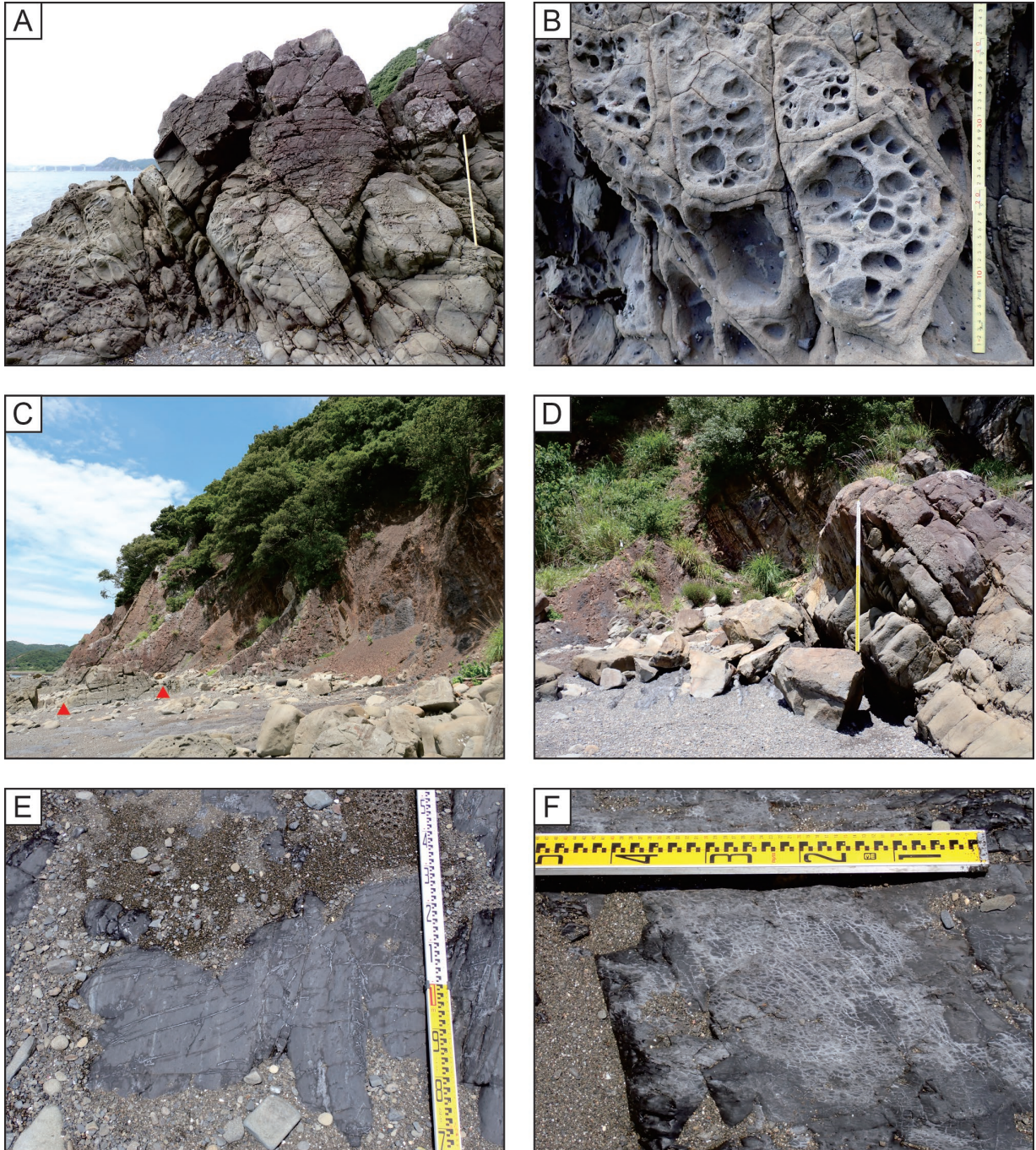


図 7 砂岩と砂質泥岩に作用するさまざまな風化・侵食作用。A: 含礫砂岩の節理とタフォニ。B: 図 7A のタフォニの近撮。C: 砂岩リッジのブロック崩壊による低下部 (赤色三角印地点)。D: 層理面と節理に囲まれた砂岩ブロックの最近の崩落。E: 砂質泥岩の節理。F: 砂質泥岩表面の乾湿風化と塩類風化割れ目。各地点の位置は図 6C を参照。

Fig. 7 Various types of weathering and erosional features. A: Joint structure and tafoni on gravel sandstone surface. B: Close view of tafoni in Fig. 7A. C: Example of lowering a sandstone ridge by the collapse of the jointed blocks indicated by red triangles. D: Modern collapse of sandstone blocks bound by joints and bedding planes. E: Joint structure of the sandy mudstone. F: Dry-wet and salt-weathering cracks on the mudstone surface. For each location, see Fig. 6C.

を求めた (表 4)。地点ごとの標準偏差や標高についても、岩石別の平均と標準偏差、変動係数を求めた (表 4)。砂岩と砂質泥岩の Sc 値の平均を比較すると、 2σ 誤差範囲の Sc 値は砂岩で 150.9~3040.9、砂質泥岩で 64.4~915.6 であり、この信頼区間 (95.4% 信頼度) では両者の Sc 値が異なるとはいえない。し

かし、 1σ 誤差範囲の Sc 値は砂岩で 873.6~2318.4、砂質泥岩で 277.2~702.8 であり、この信頼区間では Sc 値は砂岩が砂質泥岩よりも大きいといえる。したがって、相対的には Sc 値は砂岩の方が砂質泥岩よりも大きいと判断できる。また、両者には Sc 値に対応する R 値が重なる測定地点がいくつか認められる (表

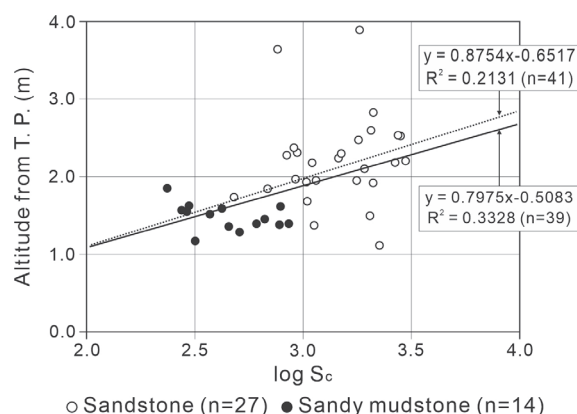


図 8 砂岩および砂質泥岩の圧縮強度 (Sc) と標高との関係。横軸が圧縮強度 Sc (kgf/cm^2) の常用対数 ($\log Sc$)、縦軸が T.P. からの標高 (m)。破線は 41 点全ての岩石に対する $\log Sc$ (x) と標高 (y) との相関関係。実線は標高 >3.0 m の砂岩 2 点を除く 39 点の岩石に対する $\log Sc$ (x) と標高 (y) との相関関係。

Fig. 8 Relationship between rock resistance (Sc -value) and altitude for sandstone and sandy mudstone. Horizontal axis: logarithmic value of Sc (rock resistance calculated from rock hardness value; R), vertical axis: altitude relative to T. P. Dashed and solid lines indicate results of the linear regression analyses between $\log Sc$ (x) and altitude (y) using all 41 rock data and 39 data points except two sandstone rock data with altitudes >3.0 m, respectively.

1). これは、砂分の多い砂質泥岩と極細粒～細粒砂岩では岩相が漸移的であるため、両者の岩石強度が類似してくることを意味すると考えられる。

図 8 には、砂岩 27 地点と砂質泥岩 14 地点に区分して Sc の常用対数値 ($\log Sc$) と標高との関係を示した。本図においては、 Sc 値の小さな砂質泥岩は標高が低く、 Sc 値の大きな砂岩は標高が高い。したがって、新鮮な岩石強度の違いが波状起伏の形成に関与しており、それが小さな砂質泥岩が谷部や窪みを、大きな砂岩が尾根部や突出部を形成していると考えられる。砂質泥岩は全て標高が 2.0 m よりも低く、1.3～1.6 m の標高を取る地点が多い (表 1; 図 8)。平均標高の 1.484 m は 2024 年の年間平均潮位 (1.24 m) に近く、砂礫に被覆されている地点も多い点を考慮すると、砂質泥岩は平均潮位付近まで侵食が進んだ状態にあると判断される。一方、砂岩では標高 1.7 m 以上の地点が大半を占め (表 1; 図 8)、平均潮位よりも高く突

出して尾根部を形成していることが明らかとなった。

以上より、本地域の波状起伏は、乾湿風化などにより局所的な影響を受けつつも、基本的には砂岩と砂質泥岩における未風化で新鮮な岩石強度の差異に起因して形成されていると考えられる。

波状起伏と一軸圧縮強度との定量的な関係

砂岩と砂質泥岩の合計 41 地点における標高と $\log Sc$ 値の分布 (図 8) から、波食棚の起伏と一軸圧縮強度 (Sc) との定量的な関係を検討する。 $\log Sc$ 値 (x) と標高 (y) の間には前者が増加するほど後者も増加する傾向がうかがわれ、正の相関関係があると推察される。しかし、線形回帰による決定係数 (R^2) は $R^2 = 0.2131$ ($y = 0.8754x - 0.6517$) と小さく、統計的には明瞭な正の相関があるとは判断しがたい。しかし、地形断面測線が 2 m 以上陸側に設置されたために標高が 3.0 m を超えた 2 地点 (基準点から 140～150 m 区間に位置する砂岩) では、外れ値となっている (図 8)。これらを除いた合計 39 地点を対象とすると、決定係数は $R^2 = 0.3328$ ($y = 0.7975x - 0.5083$) に上昇し、一軸圧縮強度 (Sc) と標高の間に弱い正の相関があると判断できる。

外れ値を除いても相関関係が弱くなっている原因の 1 つに、 R 値の測定誤差や測定地点間のばらつきが大きい点があげられる。岩石面上の 4 点において 5 回の連続打撃を行い、合計 20 回の打撃の平均から R 値を求める場合には、打撃角度のずれや打撃時の接点の移動などで R 値の低下が生じた際に、その影響が大きくなる。泥岩や砂質泥岩では、層理や葉理、あるいは肉眼では確認できない割れ目の発達によって打撃点間で微細な物性の違いがあり、その結果として R 値の標準偏差や地点間のばらつきが大きくなっていることも考えられる。今回は 20 回の打撃の平均を R 値として採用したが、全打撃の最大値や上位から 5 回の打撃の平均を R 値として用いること (松倉・青木, 2004) で、 R 値の測定誤差や地点間のばらつきをより小さくできる可能性がある。標高に関しては、上述のように地形断面測線を海岸線に平行に設定できない区間があった。砂質泥岩部では、岩石表面の標高ではなく、それを被覆する海浜砂礫の標高を測定した区間があり、実際よりも標高が高く測定されている。これらの点も、正相関を弱めている要因となっていると考えられる。

表 4 兵庫県南あわじ市、福良丙地区の海岸における砂岩・砂質泥岩の圧縮強度 (Sc) と標高。

Table 4 Rock resistances (Sc) and altitudes from T. P. of the sandstone and sandy mudstone along the coast of the Fukura-Hei district in Minamiawaji City, Hyogo Prefecture.

Rock type	No. of samples	Sc (kgf/cm^2)			Std of Sc (kgf/cm^2)			Altitude from T. P. (m)		
		Mean	Std (1 σ)	CV	Mean	Std (1 σ)	CV	Mean	Std (1 σ)	CV
Sandstone	27	1595.9	722.5	0.45	31.9	3.0	0.09	2.208	0.592	0.268
Sandy mudstone	14	490.0	212.8	0.43	34.5	3.2	0.09	1.484	0.171	0.115

1) Sc values are calculated from R -values using the equation of Kikuchi et al. (1982) expressed as $\log Sc = 0.0307R + 1.4016$, where Sc is rock resistance and R is rock hardness measured by a schmidt hammer. 2) Std: standard deviation, CV: coefficient of variation (= standard deviation / mean).

これらの方法上の問題に加えて、標高で表現された地形の起伏が一軸圧縮強度 (Sc) 以外の要因に制約されている可能性も、 Sc 値と標高の正相関を弱めている要因の一つであることが考えられる。地形断面図 (図 3) を見ると、砂岩と砂質泥岩の互層状態により地形の起伏の程度が異なることがわかる。例えば、基準点 B1 からの距離が 0~50 m の区間や 82~122 m の区間では砂質泥岩が優勢であり、砂岩も含めて全体に標高が低く、低平な地形が造られている。これに対して砂岩が優勢な基準点 B1 からの距離が 50~82 m の区間や 122~150 m の区間では、砂岩の間に挟まれる泥岩や砂質泥岩の薄層を含めて全体に標高が高く、盛り上った地形が造られている。したがって、 Sc 値で示された個々の岩石強度だけではなく、岩石種の厚さやその組み合わせも地形形成に関与しており、その結果として Sc 値と標高の正相関が弱まっていると考えられる。

さらに、砂岩と砂質泥岩の乾湿風化や塩類風化に対する抵抗性の違いも、両者の相関に影響しているかもしれない。乾湿風化は砂岩よりも泥岩で顕著になると考えられている (鈴木ほか, 1970; 高橋, 1975; 向野・青木, 2024 など)。また、一般に強度の小さな岩石ほど塩類風化を受けやすいとされている (Matsukura and Matsuoka, 1996)。したがって、砂分の少ない砂質泥岩ほど砂岩よりも乾湿風化や塩類風化の影響が大きく、侵食速度が大きいと考えられる。 Sc 値と標高の関係においては、これらの影響は両者の標高の分布域の特徴に表れるであろう。本研究においても、砂質泥岩は Sc 値が増加しても標高があまり変化していない (図 8)。しかも、多数の標高が平均潮位より 20 cm ほど高い 1.4 m 前後に集中することから、砂質泥岩は乾湿風化の影響も受けていると推定される。向野・青木 (2024) は、新鮮な岩石の強度ではなく、乾湿風化や塩類風化を受けた岩盤の強度を評価する指標として割れ目岩盤の強度 (池田, 1979) を採用した。そして、泥岩と凝灰岩について割れ目岩盤の強度を把握し、泥岩では乾湿風化により多数の細かな風化節理が発達するため割れ目岩盤の強度が凝灰岩よりも著しく低下したと述べている。本地域においても割れ目岩盤の強度を指標に採用することで、岩石強度と波食棚の起伏との関係をより正確に記述できると考えられる。

砂岩の走向・傾斜、層厚や節理間隔と突出部の標高の関係

調査地点では、突出した砂岩や一部の砂質泥岩において節理に沿って崩落した岩塊が見られること (図 7) から、突出部への重力性崩壊や波浪圧による侵食 (高橋, 1975) が関係していることが考えられる。砂岩・砂質泥岩ともに走向が $N40^{\circ}E \sim N60^{\circ}E$ で海岸線とほぼ直交しており、調査地域の狭い区間では波浪の進行方向に対する角度に両者間で大きな違いはない。傾斜は $60 \sim 80^{\circ}SE$ の範囲にあり、全体に急傾斜である (図 4; 表 2)。傾斜が小さいほど、砂質泥岩と砂岩の境界で突出する砂岩部を崩落させるように作用する重力性の転倒モーメントは大きくなる (高橋, 1975)。しかし、調査地域では両者とも高角度で同方向に傾斜するため、調査地点で確認された比高 2 m

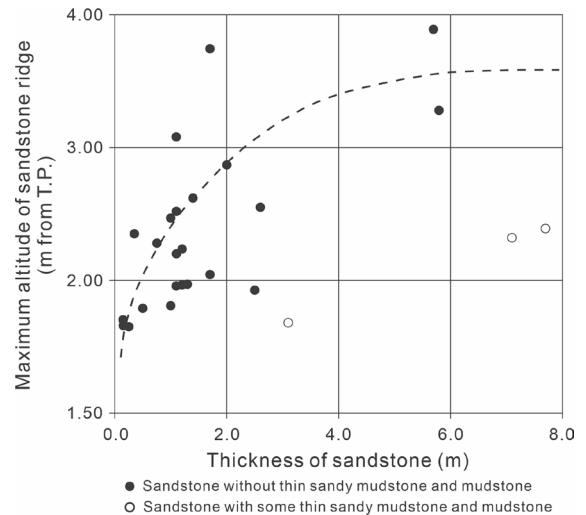


図 9 砂岩の層厚と標高との関係。破線は砂質泥岩と泥岩の薄層を含む砂岩を除いた 23 点に対して推定される砂岩の層厚 (x) と標高 (y) の関係。

Fig. 9 Relationship between sandstone thickness and maximum altitude. The dashed line indicates the trend line inferred from the 23 data points, excluding the data for the three sandstones intercalated with thin beds of mudstone and/or sandy mudstone.

未満の地形においては、崩落しやすさに岩石の走向や傾斜の違いはほとんど影響していないと考えられる。

層厚 15 cm 未満の砂岩は明瞭な突出部を形成していなかったが、それ以上の層厚では、層厚が大きな砂岩ほど標高が高い傾向が認められた (図 5; 表 3)。層厚 15 cm 以上の 26 枚の砂岩について、砂岩の層厚と最大標高との関係を図 9 に示す。泥岩や砂質泥岩の薄層を挟む 3 つの砂岩 (表 3 の Nos. 10, 13, 19) を除くと、砂岩の層厚 (x) と標高 (y) の間には、ばらつきがあるものの右上がりの傾向が認められる。層厚 2 m を超える砂岩が少ないため断定できないものの、最大標高は、層厚 2 m 以下では厚さの増加につれて急激に増加するが、層厚が 2 m より大きくなると増加率は小さくなり、標高はおおむね 3.0~4.0 m で頭打ちになるように見える (図 9)。この標高は平均潮位 (+1.24 m) より約 1.8~2.8 m 上位にあたり、調査地点付近の最高満潮位 (+2.21 m) よりも高い。新鮮な岩石強度の大きな砂岩では乾湿風化や塩類風化の影響が小さいと考えられることから、砂岩の突出部の標高の上限は、高波浪による侵食が顕著に作用する上限高度 (Sunamura, 1992) や、重力性の転倒モーメントが崩落に効果的に作用する下限高度 (地層の傾斜により変化; 高橋, 1975) を反映している可能性が高い。上限高度が近傍の小松島における月別最大有義波の波高 (2.67 m) から月別最高波の最大値 (4.28 m) の間にあることは、高波浪による侵食の寄与が大きいことを示唆すると思われる。

層厚 2 m 以下の砂岩で層厚の増加とともに最大標高が増加する要因には、突出部の砂岩ブロックの崩落 (高橋, 1975) が関係していると考えられる。高橋 (1975) は、砂岩突出部の形成には節理間隔が制約条件となると述べた。彼が調査した青島

海岸の砂岩泥岩互層は傾斜が $14\sim 20^\circ$ と低角であるため、転倒モーメントが有効に働いて力学的弱線である節理に沿って崩落が進むと考えられる。しかし、本研究の調査地域では砂岩の傾斜が高角度であるため、層厚の増加は節理で囲まれた崩落可能なブロック(図 6)を支持する効果が働く助けとなる。実際に、節理間隔よりも厚い砂岩では、谷部を形成する砂質泥岩との境界の逆傾斜する層理面から主に砂岩ブロックの崩落が生じ(図 7D)、それが傾斜側の中心部へと及ぶまでに時間を要するため、厚い砂岩ほど標高の高い部分が残されるのであろう。表層が風化して黄色に変色した砂岩や、タフォニの発達が見られ、風食を受けている砂岩も確認された(図 7; 表 3)。しかし、砂岩ブロックの崩落と比較すると、表層風化や風食作用は、突出部の標高低下には効果的に働いていないとみられる。砂岩峰部の起伏の形成メカニズムを明らかにするためには、砂岩の節理間隔と岩盤崩落との定量的な関係(高橋, 1975)を検討し、波食や乾湿風化・塩類風化に加えて重力や波浪圧による岩盤崩落を考慮する必要があるだろう。

ま と め

本研究では、南あわじ市福良丙の波食棚を対象として、はじめに海岸線に平行に測線を設定した後、デジタルセオドライトと巻尺を用いた地形測量を行って地形断面図を作成し、波食棚の波状起伏を明らかにした。地形測量と並行して、岩石種や断層破碎帯の分布を記載した。次にシュミットハンマーの反発係数(R 値)を指標として、地形断面測線近傍の新鮮な岩石表面において連打法により岩石強度を求めた。砂岩 27 地点、砂質泥岩 14 地点の合計 41 地点で得られた R 値を、既存の関係式を用いて一軸圧縮強度(Sc)に換算した。R 値の測定とともに各岩石の走向・傾斜と砂岩の層厚や岩相、節理間隔などの特徴を記載した。

これらの結果に基づいて、波食棚の波状起伏と岩石種の分布や、砂岩および砂質泥岩の新鮮な岩石強度との関係を考察した。結果は以下のとおりである。

1. 地形断面図では波食棚の波状起伏と岩石種との対応が明瞭であり、尾根部は砂岩および砂岩優勢部に一致し、谷部は砂質泥岩および砂質泥岩優勢部に対応している。
2. Sc 値で示される岩石強度と、波食棚の標高の間に弱いながら正の相関が認められ、岩石強度の影響が示唆される。
3. Sc 値の平均の比較から、68.2%信頼区間において、砂岩の岩石強度は砂質泥岩の岩石強度よりも大きいと判断される。
4. 岩石強度の小さい砂質泥岩が谷部を占め、それが大きな砂岩が尾根部を占めることから、新鮮な岩石強度の違いに影響されて波食棚の波状起伏が形成されていると推定される。
5. 砂岩部の標高には、力学的な岩石強度だけでなく、層厚や泥岩あるいは砂質泥岩との互層状態が影響しており、さら

に砂岩ブロックの重力や波浪圧による崩落が重要な役割を果たしている可能性が考えられる。

福良丙地区の例では、和泉層群の砂岩や砂質泥岩の分布と波食棚の波状起伏との対応関係が明瞭に示され、両者の新鮮な岩石強度の相違がそれらの地形形成に影響していると考えられた。しかし、砂質泥岩が形成する谷部の標高は平均潮位前後に集中し、砂岩が形成する尾根部の標高はそれより高位に分布するなど、潮位変化と波食棚の波状起伏との関係性も推察される。したがって、波状起伏の形成に乾湿風化や塩類風化の影響が加わっている可能性が考えられ、今後はそれらの影響を加味した割れ目岩盤強度(向野・青木, 2024)のような指標を用いて、岩石物性の影響を再検討したい。

一方、岩石の層厚や互層の状態が、よりスケールの大きな地形形成に関与している可能性が示唆された。これは、スケールの大きな鳴門海峡沿岸の海岸線の出入りや、鳴門海峡部の海閘(かいいぎ)・海釜地形の形成を考える上で重要な視点である。これらの地形形成に対する岩石学的制約の影響を明らかにするには、より広い範囲において岩石種ごとの新鮮な岩石強度や割れ目岩盤強度と、岩石種の分布・互層状態を調べていく必要があると考えられる。

謝 辞

2 名の匿名査読者からは適切なご教示と建設的なご意見を頂き、本稿は大きく改善された。本研究は、兵庫・徳島「鳴門の渦潮」世界遺産登録推進のための学術調査の一環として実施し、兵庫・徳島「鳴門の渦潮」世界遺産登録推進協議会による援助を受けた。兵庫県淡路県民局県民躍動室交流渦潮課には調査等に際して便宜を図っていただいた。以上の方々と機関に厚く感謝する。

著者の役割

加藤茂弘は研究の立案、野外調査、取得データの整理と解析、原稿執筆を行った。生野賢司は野外調査、取得データの整理、一部の図の作成を行った。廣瀬孝太郎は野外調査を行った。全著者が原稿執筆に関わり、最終稿を読んで内容を確認した。

利益相反

本研究の実施にあたり、特定企業等との利害関係はありません。

引用文献

- 青木 久・大島智洋・若狭 幸・八反地 剛・松倉公憲. 2004. 日南海岸
いるか岬の波食棚地形に関する予察的研究: 波食棚構成岩石の強
度と含水比の測定. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 5, 63–71.
- 兵庫県土木部港湾課. 2025. 兵庫県海の防災情報. 潮位月表「福良
港」, <https://micos-sc.jwa.or.jp/hyogo-kouwan/> (参照 2025-05-17)
- 兵庫・徳島「鳴門の渦潮」世界遺産登録推進協議会. 2020. 「鳴門海
峡の渦潮」の自然的価値とりまとめ文書《本編》, 「鳴門海峡の渦潮」
自然編 ～潮汐作用と特殊な地形が織りなす類まれな自然現象
～. 兵庫・徳島「鳴門の渦潮」世界遺産登録推進協議会, 洲本・徳
島.
- 池田和彦. 1979. 割れ目岩盤の性状および強度. 応用地質, 20, 20–32.
- 菊池宏吉・斉藤和雄・楠 建一郎. 1982. ダム基礎岩盤の安定性に関
する地質工学的総合評価について. 大ダム, 102-103 合併号, 17–24.
- 気象庁. 2025. 過去の気象データ. 南淡(兵庫県) 平年値(年・月ごと
の値) 主な要素,
https://www.data.jma.go.jp/stats/etrn/view/nml_and_ym.php?prec_no=63&block_no=1337&year=&month=&day=&view=
(参照 2025-06-09)
- 牧本 博・利光誠一・高橋 浩・水野清秀・駒澤正夫・志知龍一. 1995.
20 万分の 1 地質図幅「徳島(第 2 版)」, 地質調査所, つくば.
- 松倉公憲・青木 久. 2004. シュミットハンマー: 地形学における使用例
と使用法にまつわる諸問題. 地形, 25, 175–196.
- Matsukura, Y. and Matsuoka, N. 1996. The effect of rock properties on rates
of tafoni growth in coastal environments. Zeitschrift für Geomorphologie,
N. F., Supplement Bd., 106, 57–72.
- 茂木昭夫. 1973. 地質構造を反映した海底地形の例—倉良瀬戸—.
地理学評論, 46, 755–759.
- 向野千世・青木 久. 2024. 三浦半島荒崎海岸における泥岩・凝灰岩
互層からなる波食棚の高度. 学芸地理, 80, 1–11.
- 永井紀彦・小川英明. 2003. 全国港湾海洋波浪観測年報
(NOWPHAS 2001). 港湾空港技術研究所資料, No.1041, 3–12.
- 西山賢一・瀬部直之・石田啓祐・中尾賢一・辻野泰之・橋本寿夫.
2017. 地形・地質から見た鳴門海峡の成立. 阿波学会紀要, 61, 1–10.
- Sunamura, T. 1992. *Geomorphology of Rocky Coasts*. John Wiley & Sons,
Chichester.
- Sunamura, T. 1994. Rock control in coastal geomorphic processes. *Transactions,
Japanese Geomorphological Union*, 15, 253–272.
- 鈴木隆介・高橋健一・砂村継夫・寺田 稔. 1970. 三浦半島荒崎海岸
の波蝕棚にみられる洗濯板状起伏の形成について. 地理学評論,
43, 211–222.
- 高橋健一. 1975. 日南海岸青島の「波状岩」の形成機構. 地理学評論,
48, 43–62.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊. 1970. 新編日本
地形論. 東京大学出版会, 東京.

Abstract

Shore platforms develop on alternating beds of sandstone and mudstone of the Cretaceous Izumi Group along the western coast of Awaji Island in the Naruto Strait, western Japan, and show corrugated relief extending orthogonally to the strike of the beds. We investigated one such shore platform to elucidate the relationship between relief and rock hardness of unweathered fresh sandstone and sandy mudstone. A topographic section was created along the coastline describing the distribution areas of rocks and fault fracture zones. The rebound values of the Schmidt hammer (R-values) were determined for 41 sandstone and sandy mudstone points and then converted to unconfined compressive strength (Sc) values. The corrugated relief corresponded well with the areas of both rock types; high ridges were on sandstone and its dominant parts, whereas low grooves were on sandy mudstone and its dominant parts. The heights of the wavy relief showed a weak positive correlation with the Sc values, which were larger in sandstone than in sandy mudstone. Thus, it is suggested that the corrugated relief of shore platforms is controlled by the difference in rock hardness between sandstone and sandy mudstone.

Key words: corrugated relief, Izumi Group, Naruto Strait, rock hardness, Schmidt hammer, shore platform