

山陰地方西部沖の神田岬沖断層周辺の海底段丘と発達過程

後藤 秀 昭

【キーワード】 海底段丘, 海底活断層, 数値標高モデル, アナグリフ, 菊川断層

I. はじめに

1. 研究の背景

海岸にひな壇状に発達する海成段丘は、沿岸の地殻変動を地形学的時間スケールで検討する重要な指標であり（吉川ほか，1964など）、海成段丘の分布とともにその高度分布を明らかにすることを通して、日本列島スケールでの地域的な隆起様式の違いやその要因が検討されてきた（Ota and Omura, 1991, 小池・町田編, 2001など）。その一方で、明瞭な海成段丘の分布しない地域では数十万年オーダーでの地殻変動について議論がわかれている場所もある。例えば、三陸海岸の北部では海成段丘をもとに隆起の特徴が検討されてきた（宮内, 1988）が、典型的なりアス式海岸をなす南部では、海岸の断片的な平坦面を海成段丘とする（小池・町田編, 2001）一方で、沖積層の解析からは沈降運動が推定されている（丹羽ほか, 2015）。

一方で、海底地形については、マルチビーム測深機の普及により高解像度な数値データが取得されるようになり、深海～沿岸の地形研究が進みつつある。変動地形学の分野では2011年東北太平洋沖地震の震源域や南海トラフ、相模トラフなどでプレート収束域周辺の活断層の地形が検討されている（Nakata et al., 2012; 中田・後藤, 2010; 泉ほか, 2013など）。また、沿岸海域では、陸上活断層の海底延長の検討（伊藤・泉, 2009）のほか、沿岸陸上域の短波長な変形を海底活断層と結び付けて議論する（Goto et al., 2018など）など、これまで情報が不足していた海域の地形研究が、数値地形データの出現によって大きく進展していると言えるだろう。

さらに、沿岸陸域に分布する海成段丘が小規模で地殻変動がよくわかっていなかった場所では、海底段丘を検討することで、地殻変動が明らかにできることが示された（Goto, 2021）。現在の沿岸部に分布する海底段丘の多くは、氷期の低海面期に形成された海成段丘がその後の海面変動によって沈水した地形であり、陸上の海成段丘と同様にその分布と深度を明らかにすることで地殻変動を読み取ることができると考えられる。詳細な海底地形データが取得され、広域的に検討されれば、日本列島の地殻変動像を大きく書き換えることにつながるものと期待される。

2. 研究の目的と意義

上記のような問題意識のもと、本研究では山陰地方西部にある神田岬沖の海底地形を分析した結果を示す。この付近には北西 - 南東走向の活断層である神田岬沖断層が延びており（伊藤・泉，2009；杉山ほか，2010），分布や活動時期などのほか，ほぼ同じ走向で左横ずれ断層である陸上の菊川断層との連続も検討されている（楳原・堤，2016など）。その一方で，主にリニアメントからなる変動地形以外の地形については検討に乏しい。本研究では，海底の数値地形データをもとにステレオ画像を作成し，海底地形を詳しく判読して地形面の区分と断層地形の記載を行った。また，地形面の特徴と分布深度などから海水準変動に伴う地形発達について考察した。対象地域では海底段丘の分布は連続性に乏しいものの，傾斜変換線が広い範囲で追跡でき，その深度は氷期の汎世界的な海水準変動の停滞期に対応している可能性があることが明らかとなった。また，活断層を挟んで傾斜変換線の深度に明確な違いはないものの，海底に認められる断層地形と海底地形の特徴はよい対応関係を示した。対象地域は，水平距離30km程度のなかで100m程度の起伏しかなく，非常に穏やかな地形の場所である。大陸棚の発達する沿岸域であっても，垂直倍率を大きくしたステレオ画像を用いることで地形を詳細に検討することができた。今後の沿岸海底地形研究のひとつの方向性を示すことができたと考えている。

3. 対象地域周辺の概要

研究対象地域周辺は日本列島周辺のなかでは特異的に広い大陸棚の一部で，汎世界的な海水準変動に伴う地形がよく残っている場所である。日本列島の太平洋側は海溝やトラフが隣接し，また，東北日本の日本海側はプレート境界とも認識される活発な変動帯が分布する。これらの地域では大陸棚の分布は限られるが，能登半島以西の日本海側，特に山陰地方西部から九州北部沖にかけては - 200m 以浅の平坦な大陸棚が広域的に確認されている（図 1 A）。そのうち，対馬海峡付近では多様な形態の砂堆列が広範囲に確認されており（茂木，1981），氷期の低海面期には今よりさらに狭い海峡をなし，複雑な海況のもとで堆積地形が形成されたとされている。一方，山陰地方西部沖付近はそこから離れ，開けた海域に位置し，対象地域付近は，大きな河川が少ないことから完新世になっても氷期に形成された地形がよく残された大陸棚である。

対象地域は神田岬沖断層の調査に関連して海上保安庁によって行われた測深調査の範囲であり（杉山ほか，2010），山口県の北西部沖の東西約65km，海岸線から約100km 沖までの範囲である（第 1 図）。調査区域の中央付近には，北西—南東方向のリニアメントが多数報告されており（杉山ほか，2010），その一部は神田岬沖断層として詳しく調査されている（阿部ほか，2010）。その一方で，神田岬沖断層以外の断層や周辺の地形については，検討されていない。

対象地域周辺の沿岸陸上には海成段丘の分布は知られていない（小池・町田編，2001）。一方，海底には，海岸線から最大で約 8 km 以内に沈水した山地状の地形が認められるが，それより沖

では起伏の乏しい緩やかな斜面が広がり、-140m 程度の海盆に達する。海盆の一部には -150m 以下の凹地が部分的に認められる一方、卯持ノ瀬や八里ヶ瀬などの -120m 程度の台地状の地形も認められる。対象地域西部の海盆は南北方向の遠賀沖沈降帯、東部は北北東—南南東方向に軸のある油谷沖沈降帯に対応し、それらの間に位置する卯持ノ瀬は油谷沖沈降帯とほぼ平行する卯持ノ瀬隆起帯に対応しており（岡村ほか，2016；岡村，2017），これらの中地形は造構造運動と関係していると考えられる。

福岡沖から対象地域周辺の海底地質は角島沖層、大島沖層、響灘層に大きく3つに区分されており、それぞれ、角島沖層は始新世～中新世、大島沖層は鮮新世～前期更新世、響灘層は中期更新世～完新世に堆積したと考えられている（岡村ほか，2013）。上述の造構造運動は角島沖層以前の堆積物で確認されており、主に後期中新世に日本海側に広範囲に起こった南北圧縮運動に伴って形成されてものと考えられている（岡村ほか，2013）。最近の地質時代には、上述の通り、北西—南東方向の神田岬沖断層など、横ずれ変位が卓越した断層が認められており（伊藤・泉，2009）、東西方向の圧縮応力下にあると考えられている。

角島沖層、大島沖層、灘層は、角島周辺では海岸線から帯状に分布するが、神田岬沖断層を境に帯状分布の位置が異なる（岡村ほか，2013）。断層より南西では角島沖層がわずかに分布するに過ぎない一方で、大島沖層が北東より広く、断層を挟んで角島沖層と接する（岡村ほか，2013）。また、神田岬沖断層より南西は響灘層が最も広く、断層を挟んで角島沖層、大島沖層が分布する（岡村ほか，2013）。これらの地質構造の違いは、地形の特徴の違いとも対応がよく、海面変動に伴う外的作用を読み解くのに適当な場所と考えられる。

4. 研究の方法

本研究では、海底の数値標高モデル（DEM）から等深線を付与した地形アナグリフを作成し、海底地形の特徴やその違い、海底に分布する急崖地形から地形面区分を行った。また、変動地形学的な地形判読を行い、活断層の認定を行った。

1) 等深線を付与した地形アナグリフの作成の概要と利点

本研究では、陸上地形との関係が理解しやすいように、後藤（2018）などと同様に、地形データを統合して海陸のシームレス地形データを用いた。海底地形の情報は、伊藤・泉（2009）および杉山ほか（2010）で測深調査されたデータから0.3秒（約9メートル）間隔のDEMとしたものを用い、陸上地形は国土地理院基盤地図情報の数値標高モデル10mメッシュを用いた。

DEMから作成する地形アナグリフは現実の地形よりも垂直倍率を大きくして、細かな地形の違いを判読できる（後藤・杉戸，2012など）。また、等深線を付与した地形アナグリフは、海底段丘の深度など、海水準変動に対応して形成されてきたと考えられる海底地形の判読には有効である（Goto, 2021）。

DEM から作成したアナグリフの画像に地理情報（ワールドファイル）があれば，等深線や等高線を地理情報システム（GIS）で重ねることができる。ただし，単に重ねるだけでは，赤青メガネをかけて判読する際に，アナグリフ画像とこれらの線が離れてしまい，三次元で観察するのは困難である。三次元の情報を持つアナグリフに対し，二次元の情報しかない線情報が分離してしまうからである。この問題は，アナグリフに貼り付ける画像に線情報をテクスチャーマッピングすることで解決できる。DEM から作成する地形アナグリフには通常，陰影図や傾斜量図などの地形画像をテクスチャーマッピングする。それらの画像に等高線や等深線を予め付与することで，陰影図のみならず，線情報も実体視することができるようになる。

本研究で用いた MacOS で作動する Simple DEM Viewer（SDV と表記する）は地形判読のために細やかな画像調整が可能であり，地形に合わせて高精細な地形アナグリフが作成でき（後藤，2012；2013；2014 など），多くの地形学的研究に用いられている（Nakata et al., 2012；Goto et al., 2017；Goto, 2018 など）。5 m メッシュサイズで関東平野をすべて含む程度の広域的な画像を作成することができる（Goto, 2016）ほか，ワールドファイルを作成させて GIS や Google Earth などに取り込み，他の地理情報と重ねることもできるなど利点が多い（後藤，2015）。本研究では地形データを SDV に読み込み，等深線を付与した陰影図および傾斜量図を作成し，これらをテクスチャーマッピングしてアナグリフの作成を行った（図 1）。

2) 地形判読と地形面区分

本研究では，上述の作業で得た地形アナグリフを判読材料として，赤青メガネをかけて PC のディスプレイ上で地形を読み取り，画像に書き込みを行うことで判読結果を図化した。活断層については，活断層研究会編（1991）など陸上の活断層で用いている基準をもとに認定した。すなわち，一連の地形面が断層変位によって切断や変形を受けていると見なされるものを活断層とした。ただし，断層変位かどうか，地形判読だけでは判断できない場合は推定活断層とした。

一方，地形面の区分は，陸上の海成段丘の地形面区分の方法を適用した Goto（2021）と同様に，平坦面と傾斜変換線に注目して区分した。岬の延長など地形的特徴から岩石によって構成されるとみられる場所は，明瞭な傾斜遷緩線を伴い，海側に緩く傾く地形面が認められる場合が多い。これを沈水した海成段丘，すなわち海底段丘と認定し，遷緩線を図化した。堆積面からなる場合は明瞭な傾斜変換線が認められない場合もあるが，小崖地形や，筋状に分布する砂堆の不連続，旧河道と思われる細い凹地の断絶などの地表形態の特徴を手がかりに，地形面の連続性を読み取り，それらの境界を海底段丘同様に，最も内陸側に地形面区分の線を描画した。これらの作業で描画された線分の水深を 1 m 間隔の等深線から読み取り，図中に添えた。また，地形断面図を描画して形態と深度を確認した。

山陰地方西部沖の神田岬沖断層周辺の海底段丘と発達過程（後藤）

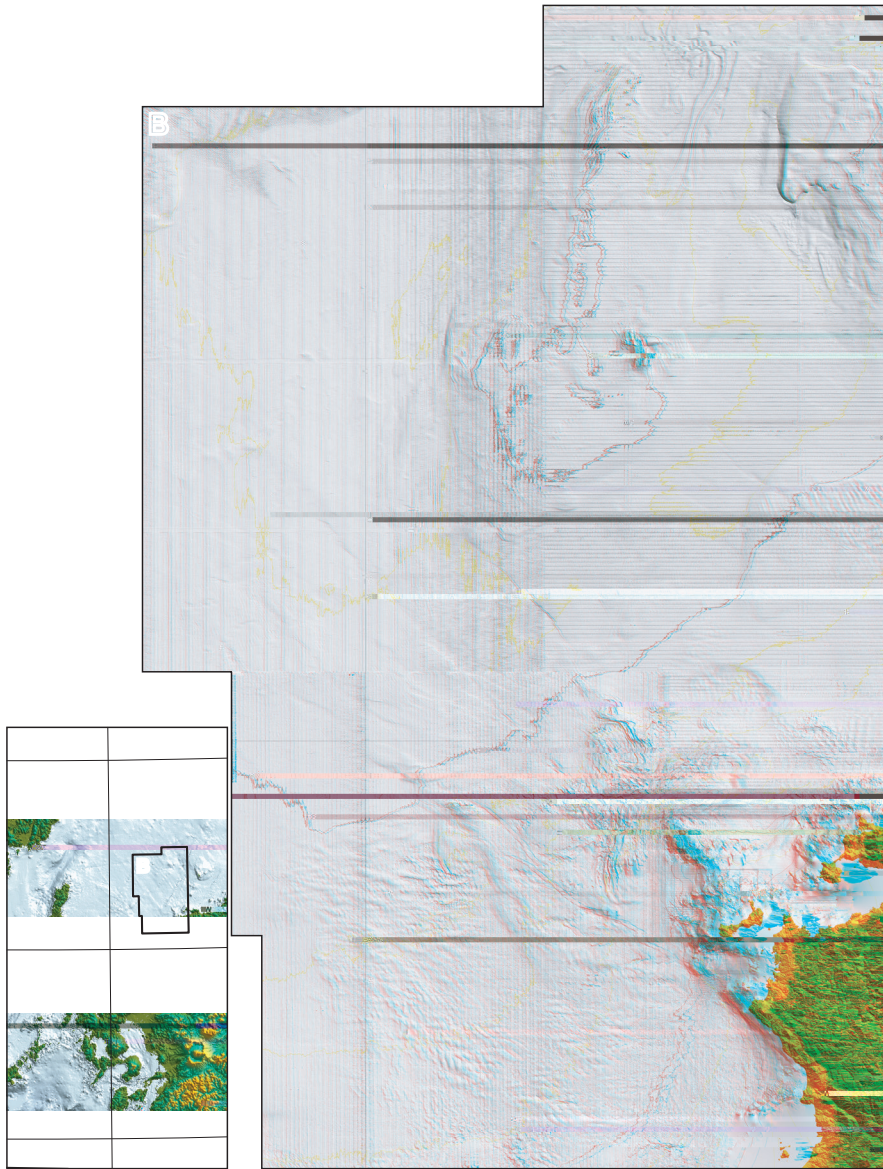
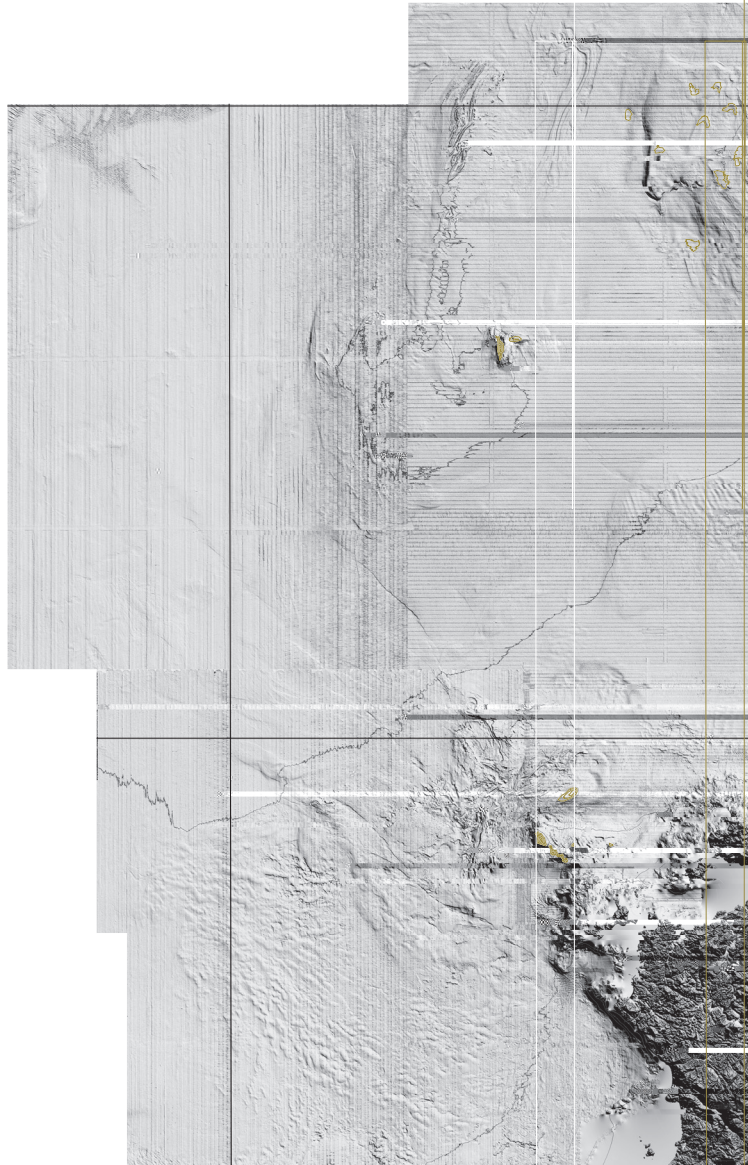


図1 対象地域概観図（ ）と神田岬沖断層周辺の地形アナグリフ（ ）。 は海上保安庁の メッシュ に基づき、 は海上保安庁取得のマルチビーム測深データに基づく 秒（約 ）間隔の（伊藤・泉、 ）に基づく。黒色の等深線は－ ，－ および－ で、それ以外は間隔。



II. 結果

1. 海底に認められる地形面

対象地域は大きく3つの地形に区分できる。すなわち、1) 海岸から海盆に至る緩く傾いた沿岸斜面、2) -120~-110mを頂部とする卯持ノ瀬や八里ヶ瀬の海台、3) -140~-130mの低平な海盆からなる(図2)。これらの地形を跨いで、ほぼ同じ深度付近に海底段丘の旧汀線と思われる地形や、堆積地形の傾斜変換線など、地形面を区分できる特徴的な地形を認めることができた。本研究では、上位より6面に大別し、S1面、S2面、S3面、S4面、S5面、S6面と命名した。S6面は局地的に細分され、S6a面、S6b面とした(図2)。

以下、それぞれの面の地形の特徴と区分の根拠、旧汀線と思われる水深を記載する。記載の便宜上、上記1)の地域は神田岬沖断層を境に沿岸斜面東部と沿岸斜面西部と呼称し、遠賀沖沈降帯のある海盆は遠賀沖沈降海盆、卯持ノ瀬と沿岸斜面の間は卯持ノ瀬海峡と呼ぶ。また、海台については、S5面、S6面群が分布する卯持ノ瀬とその周辺を詳しく記載し、八里ヶ瀬は全体像が不明のため、記載の対象としない。

1) S1面

S1面は、角島の北沖と、川尻岬の北沖に小規模に認められるだけである。角島西部の北端にある夢ヶ崎の海底延長には、岩石からなると思われる山塊が分布する。この山塊の高度をみると、海岸付近は急傾斜をなすが、-30m付近で遷緩線が見られ、それより北では北に緩く傾いた小起伏面が認められる(図3 B-B')。陸上で見られる岩石海成段丘とよく似た地形を示し、現海水準での形成は難しいと考えられることから、海底段丘と考えられ、S1面とした。この2.5km北には北西-南東方向の細長い岩石から定高性を有する丘が延びている。一部で-10m超の尖形の地形をなすが、それ以外は-30m前後の小起伏な尾根をなす(図3 C-C')。

川尻岬の北沖-西沖には-30m程度の深度に遷緩線があり、その沖には小起伏面が認められる。そのうち、岬の北沖は岩石段丘の様相を呈するが、西沖は堆積物で被覆される様子が見取れる。岩石部は-32m、堆積物で覆われる付近は-30mである(図3 A-A')。

2) S2面

S2面は対象地域の一部に限られ、角島の北沖に分布するS1面の北と、角島の南西沖のみである。角島の北沖では、上位のS1面と同様に遷緩線とその沖の緩斜面が明瞭である(図3 B-B')。ただし、緩斜面の幅は0.8km程度と小規模で、それより沖では堆積面が発達する。緩斜面の一部は谷を埋めるように堆積面が入り込んでいるように見える。これらの特徴は現在の海岸付近で見られる海底地形の特徴と似ており、海成段丘が沈水した海底段丘と考えられる。遷緩線は-50m付近にあり、約5kmに渡って追跡できる。

一方、角島の南西端にある通瀬岬の0.9km南西沖に、海岸線付近から続く急斜面が急激に緩く

-40

-20

なる遷緩線が東西方向に約1.7kmに渡って連続して確認でき、それより南では南に傾く緩斜面が認められる（図3 D-D'）。この遷緩線の東延長は本州から続く西に傾斜した堆積面に埋没するように見え、かつではさらに東にも連続していた可能性がある。遷緩線はほぼ一定の水深で、-50m程度である。これらの地形的特徴から海成段丘が沈水した海底段丘と考えられる。

沿岸斜面西部では堆積面が広がっており、明瞭な傾斜変換線は認めがたい。その中でも、-56m付近と-78m付近に傾斜および地形的特徴の変化が認められる（図3 F-F'）。-56m付近までは本州の海岸線から平滑な斜面が連続している。この斜面は菊川断層沿いを流下し、この地域では相対的に土砂供給の大きいと考えられる本郷川方向から傾斜する。これらの特徴から、-56m付近は最近の地質時代に堆積し、現在も堆積が進みつつある最前線の可能性がある。一方、-78m付近から-56m付近までは、1m程度の凹凸があり、沖の方向に連続する浅い谷地形として追跡できることから、陸上で形成された地形と考えられる。

3) S3面

S3面はS2面を取り囲むように沿岸斜面に広く発達する。沿岸斜面東部は傾斜角が小さく侵食により形成された地形面が多いが、堆積物に覆われるように見えるところもあり、さらに細分できるかもしれない。角島の西では、角島から連続する急斜面が-80数m付近に発達する低平な地形面（S3面）と-約80mのほぼ水平な遷緩線で接する（図3 D-D'）。角島の北約8kmでは、侵食によって形成されたとみられるS2面が東西方向に延びる急斜面で断たれている。この下位には-82mのほぼ水平な遷緩線があり、その沖には侵食によって作られたとみられる緩い斜面をなすS3面が分布する（図3 C-C'）。これらの緩斜面は、沈水した海成段丘、すなわち海底段丘と考えられる。ここで確認される-82mの遷緩線は、東延長では堆積物に覆われて解らなくなる。この堆積物の表面には、北西—南東方向の幅50～100m、深さ0.5m程度の細やかなサンドウェーブが発達している。一方、-82mの遷緩線の沖合2～3kmには、角島の北および西ともに、幅1.5kmほどの堆積物の高まりが北では東西方向に、西では南北方向に細長く延びている。これらのうち、北の堆は岩礁の東に延び、西の堆は岩礁の南に延びているように見え、頂部は-82～83mであり、S3面形成時に沿岸潮流に影響を受けて形成された沿岸州の可能性もある。

川尻岬の北では、S1面の北沖に延びる急斜面に小さな段状の地形が断片的に認められ、そのうち-80m付近のものが最も顕著である。この斜面は、約-90m付近に発達する平滑な地形面（S3面）と遷緩線をなす（図3 A-A'）が、遷緩線の平面形は出入りがあり、海成段丘の旧汀線付近の地形とはやや特徴が異なる。

一方、沿岸斜面西部のS3面は上位のS2面同様に堆積面からなるが、S2面に比べて傾斜角が小さい（図3 F-F'）。S3面上でも谷の連続を確認でき、堆積面とそれを刻む1m程度の開析谷の様相を示すところと、谷と谷との間に砂の高まりのように見えるところがある。これらの谷地形は沖に流下する河川跡のように延びるが、-110m付近では、これらの谷を塞ぐように等深線

に平行するような高まりで断たれる。本研究では、これを基準に下位をS4面とした。なお、-90~-95m付近にも傾斜の変化が見られるが、開析谷の連続が明瞭なことからここでは細分しなかった。一定の傾斜をなす堆積面上に、浅い開析谷が発達していることを考えると、低海面期の扇状地性の三角州の可能性がある。

沿岸斜面西部の西半部は滑らかな斜面をなしており、上述のような特徴的な凹凸地形は認められず、東半部よりも急傾斜で海盆に連続しているように見える。測深調査の範囲が狭く、地形から形成作用を詳しく把握できないが、開析谷や傾斜変換線が認められないことから、現在も発達途上にある地形面の可能性がある。この下位のS4面も同様の理由でこの付近では確認できない。

4) S4面

S4面は沿岸斜面に分布するS3面のさらに沖に分布する地形面である。神田岬沖断層付近では、侵食段丘の様相を呈するが、角島や川尻岬沖のS3面の北末端付近からは、沿岸斜面西部同様に堆積地形からなる。

侵食段丘の様相を呈する断層付近では、S3面の沖には急崖が認められる(図3 C-C', E-E')。この急斜面は、-110m程度に分布するほぼ水平な遷緩線で断たれ、その沖にはS3面の内側遷緩線の沖側と同程度に傾斜する緩やかな平坦面が発達する。これらの地形的特徴からS4面は水没した海成段丘すなわち、海底段丘と考えられる。

一方、堆積地形からなる川尻岬の北沖では-107m付近を境に傾斜が大きく異なることからS3面と区分した。この傾斜変換線の西にあたる角島の北沖は、幅約5kmの大規模な地滑り地形が認められ、S4面の内側遷緩線を認識できない。地滑り地形は、馬蹄形の滑落崖とその下部に凹地状の地形からなり、凹地内には不規則な凹凸地形が見られる(図3 G-G')。凹地の外縁にはS4面上に土手状の高まりが認められ、S4面形成以降に形成された地滑りと考えられる。

川尻岬沖の-107m付近の傾斜変換線の沖には、幅約2km、長さ約10kmの細長い堆が-107m付近の傾斜変換線と平行するように延びており、この頂部の水深は111mで周囲との比高は1m程度である。この堆の東には比高1m程度、波長500m程度のサンドウェーブ状の地形が見られ、上述の西の大きな堆とともに、沿岸浅海に形成された沿岸州などの砂堆の可能性もある。

沿岸斜面西部では、上述の通り、S3面の末端付近で等深線に平行するような高まりで深をS4面とした。傾斜角はS3面とS4面で大きな違いはなく(図3 F-F')、なだらかに連続するように見える。地形面上の形態はやや異なり、S4面上には、やや不規則な高まりの列が見られる。大局的には、西北西—東南東方向の幅数百m程度、比高1mほどの砂堆列のような丸みを帯びた高まり地形で特徴づけられる。これらの列の方向はS3面の末端付近で等深線に平行するような高まりで断たれるように見えるものの、大局的にはS3面の開析谷の方向と連続しているように見える。また、S3面の末端付近の高まりを跨いで、S3面の開析谷がS4面に連続するものも認められる。これらの砂堆列と考えられる高まり地形のうち、断層の断層近傍のみで、南西

側だけに平面形態が円弧状をなす滑落崖状の急斜面が認められる。

沿岸斜面西部のS3面およびS4面ともに、S5面との境界付近に海岸線があった低海面期に扇状地性の三角州と形成された後、S4面はその後の海進で海面近くに位置することで、波蝕の影響を受けて装飾を受けたとすると説明しやすい。また、断層近くは、断層沿いの微高地の影響を受けてより特徴的な地形が形成された可能性がある。

5) S5面

S5面は沿岸斜面のS4面の沖側と、卯持ノ瀬の頂部に広がる地形面である。沿岸斜面西部ではS4面の北西端は東北東—西南西方向の小崖で断たれており、小崖より沖をS5面とした（図3 F-F'）。この小崖は断層近くでは - 120m 付近で等深線に平行しているが、西への延長は南西からの新期の堆積面の張り出しで解らなくなる。一方、神田岬沖断層の東付近では明瞭に区分できないが、S4面に見られた大規模地滑りの沖で - 119m 付近に傾斜変換線が認識でき（図3 G-G'）、それを境にS5面とした。この傾斜変換線の東にはS4面にサンドウェーブ状の地形が認められ、S4面の西端および北西端は比高5m程度の急崖で限られる。この崖はS5面の内陸側基部から下位のS6面へ等深線を横切るように連続しており、海食以外の侵食地形が、S4面を構成する堆積物の沖への押し出しのように見える。S5面の内陸側基部から沖に3km付近には、S4面上の堆より小規模であるが、幅2km程度、比高0.5mの堆が基部に平行に5kmほど追跡できる。

一方、卯持ノ瀬は東西幅で最大約25km、南北長40km程度の規模の大きな海台である。この頂部は凹凸の乏しい平坦な地形面をなしており、南東部の一部に40mほど突出した - 80m程度の岩礁があるが、それ以外は - 117 ~ - 119m程度でよく揃っている（図3 G-G'）。幅の広い南半部は円形の概形をなし、頂部の水深に地域差はない。一方、北半部は南北に細長く、西部の頂部は - 118m付近で揃っているが、東部は緩やかに東に傾斜しており、面の東端は - 125m程度にまで達するとみられる。このような頂部の様子に対応するように、南半部は薄い堆積物に覆われる一方、北半部のうち、東部は侵食面をなし、西部は堆積面をなすように見える。北半部の東部の侵食面には、見た目では南北方向に延びる地層が観察されるが、西部および南半部の堆積面には北西—南東方向の筋状の凹凸が見られ、特に北半部の西部で顕著である。これら筋状の凹凸が内的作用によるのか、砂堆列のようなものなのか、地形からは区別がつかない。

6) S6面

S6面はS5面の下位に位置し、海盆に連続する地形面である。卯持ノ瀬海峡と、卯持ノ瀬の周り、遠賀沖沈降海盆の北西縁で傾斜変換線が認められるだけで、沿岸斜面には傾斜変換線は確認できない。

卯持ノ瀬海峡は - 125 ~ - 128mで幅7kmほどの低平な海盆である（図3 G-G'）。この細長い海盆は、南西方向の遠賀沖沈降海盆および北東方向の油谷沖沈降海盆の両側に向かって深くなっており、 - 130m以深の海盆最深部に連続する。

卯持ノ瀬周辺のうち、東縁では南部で - 125m 付近に明瞭な急崖下の遷緩線が認められ、卯持ノ瀬海峡の南北両縁の深さと同じ程度であるが、この北延長は油谷沖沈降海盆の最深部に繋がる谷地形の谷壁に連続しており、次第に深くなる。これより北の卯持ノ瀬の東縁には、急崖が断片的に認められるが、東傾斜する卯持ノ瀬の頂部との区別が難しく、水深も一定しない。

卯持ノ瀬の西縁は複数段の段丘状の地形が認められ、それらを S6a面、S6b面と細分した。S6a面の内側の遷緩線は連続性がよく、- 124 ~ 128m である。一方、S6b面は断片的で内側の遷緩線の水深も一定しない。

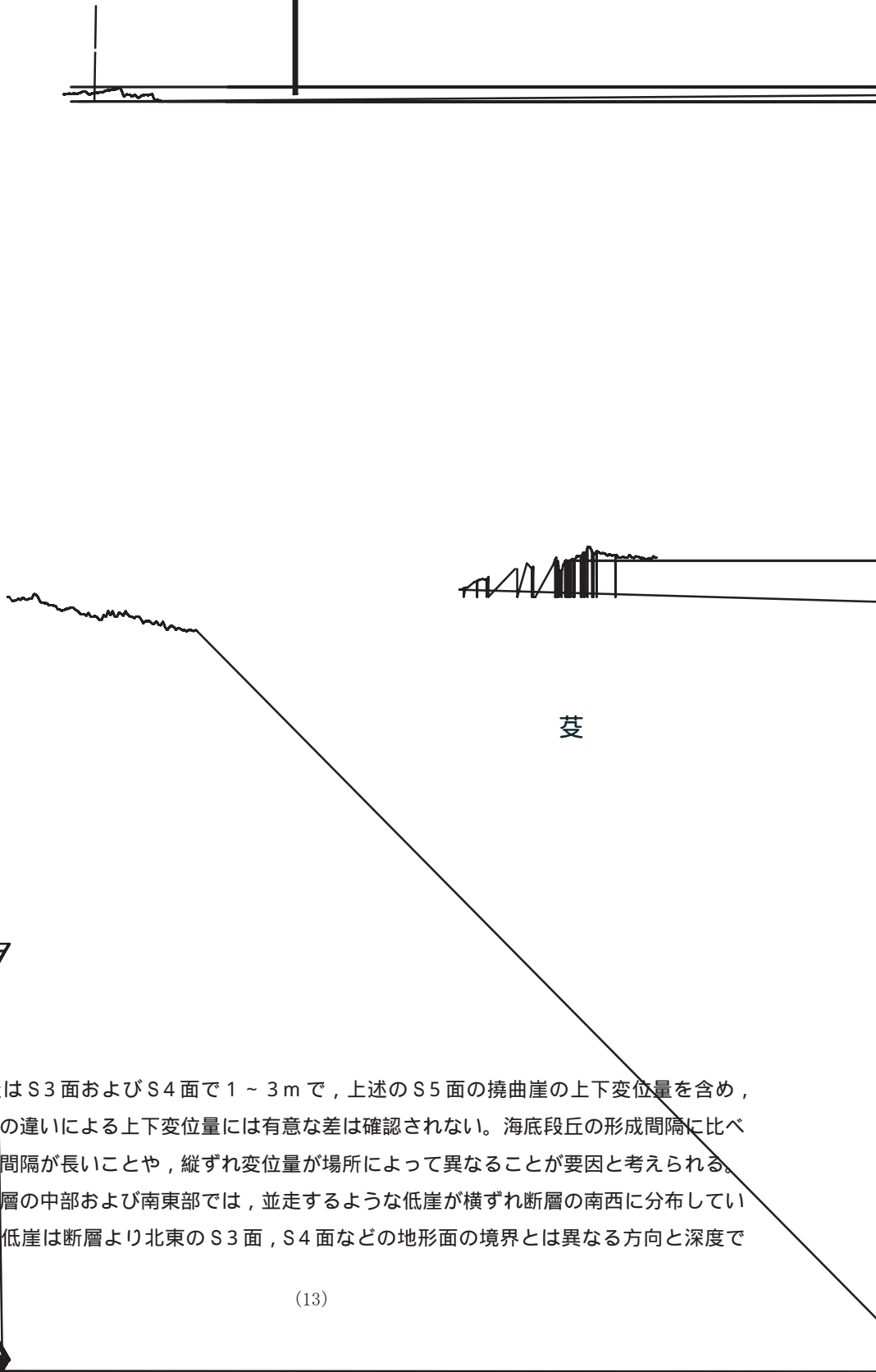
遠賀沖沈降海盆の北西縁は、地図化の範囲は限られているが、上述の通り、傾斜変換線が認められ、- 130m 程度の連続したほぼ水平の遷緩線である。遠賀沖沈降海盆の最深部は141m で、海盆の東に偏っており、海盆底の東縁は S6b面の西に連続する小崖からなる。海盆の形態と小崖の分布から考えて、活断層に伴う変動地形の可能性はある。

2. 活断層の分布と断層地形

対象地域の海底地形には、北西—南東方向に延びる無数のリニアメントが認められる。そのうち、陸上の菊川断層の海底延長は神田岬沖断層とされ、位置や分布形態、活動時期など、断層の特性が詳しく調査されている（伊藤・泉，2009；杉山ほか，2010；阿部ほか，2010など）。本研究で作成した地形図でも、この断層に沿った変位地形は明瞭に観察でき、断層の分布形態はほとんど同じである。神田岬沖断層の北西部の断層地形は、緩やかな逆傾斜の斜面地形として認められ、断層の上下変位量は、0.5 ~ 1.5m である（図4）。そのうち、南から北または北東方向に傾斜する滑らかな扇状地状の地形面上（図4のP1，P2）では、0.5m 程度の上下変位が認められるにすぎず、断層変位が小さいか、断層崖が埋積していることが示唆される。一方、この扇状地の堆積の陰となる S5 面上での断層崖では1.5m の上下変位が確認され、上に凸の斜面からなる撓曲崖が明瞭に確認される（図4のP3）。

一方、神田岬沖断層の中部から南東部は、侵食地形である沿岸斜面の海底段丘を切断しており、極めてシャープな断層崖が確認される（図4のP4 ~ P8）。北西部で認められた撓曲崖や逆傾斜の斜面とは断層崖の形態が大きく異なり、堆積面での変形と侵食段丘面での変位の違いを明確に示していると考えられる。海底は一般に侵食に乏しく、地層の変位や変形から活断層を特定しやすいと言われる（活断層研究会編，1991）が、伊藤・泉（2009）の指摘のとおり、海底段丘の発達するような侵食が卓越した場所では、岩石の変位の様子を面的に確認する地形調査が有効なことを示している。伊藤・泉（2009）などで記載されている通り、断層に沿ってプルアパー盆地や地壘が認められ、上下変位の向きは小刻みに変化しており、横ずれ変位が卓越しているものと考えられる。

山陰地方西部沖の神田岬沖断層周辺の海底段丘と発達過程（後藤）



上下変位量はS3面およびS4面で1～3mで、上述のS5面の撓曲崖の上下変位量を含め、海底の地形面の違いによる上下変位量には有意な差は確認されない。海底段丘の形成間隔に比べ、断層の活動間隔が長いことや、縦ずれ変位量が場所によって異なることが要因と考えられる。神田岬沖断層の中部および南東部では、並走するような低崖が横ずれ断層の南西に分布している。これらの低崖は断層より北東のS3面、S4面などの地形面の境界とは異なる方向と深度で

あること、上に凸の断面形態をなすことから、撓曲崖の可能性が考えられ、推定断層として描画した。

神田岬沖断層の北東には、ほぼ平行して数条の断層群が認められ、その分布は杉山ほか(2010)とほぼ同じである。大局的には10kmほど離れて、神田岬沖断層の北東に2つの断層帯が分布しており、これらは神田岬沖断層から北西方向に分岐するようにみえる。遠賀沖沈降海盆や沿岸斜面の海底段丘面上で見られるこれらの断層の上下変位量は神田岬沖断層と同程度であるが、断層崖の延長は短く、陸域近くではよくわからなくなる。ただし、これらは侵食された岩石中のリニアメントに連続するようになっており、杉山ほか(2010)の記載よりは陸域に近いところまで連続している可能性があると考え、推定断層を描画した。

その他、卯持ノ瀬海峡を横断する北西—南東方向の活断層が認められ、海峡の南東のS4面上まで延びている(杉山ほか, 2010)。S4面上ではサンドウェーブ状の地形を変位させる右ステップの断層崖が連続して認められるが、明確な横ずれ変位地形は確認できなかった。卯持ノ瀬海峡の北西の卯持ノ瀬のS5面上には断層崖の延長上に、ほぼ同じ走向の筋状の地形が認められ、断層変位による地形の可能性が考えられることから、推定断層として描画した。また、八里ヶ瀬の頂面やその周辺にも北西—南東方向の筋状の地形が認められ、一部は地形面を横切っていることから、推定断層として地図化した。

Ⅲ. 考察

1. 他の地域の海底段丘面との対比

対象地域の西に位置する対馬下島の西岸および東岸では、海底段丘などの海底地形について詳しく検討され、8つの地形面が区分された(茂木, 1981; 茂木・長井, 1981)。このうち、茂木・長井(1981)は5面の侵食面があるとしており、-35~-45mのIII面は本研究のS1面に、-55~-75mのIV面はS2面に、-80~-90mのV面はS3面にそれぞれ対比される。さらに下位のVI面は-95~-105mとされ、本研究では対比できる地形面はないが、S3面の細分の可能性も考えられたことから、対象地域では分布が不明瞭であった可能性がある。

茂木・長井(1981)で最も大規模な分布を示すVII面は-115~-120mであり、卯持ノ瀬の頂面をなす本研究のS5面に対比できよう。S6面に該当する地形面は、さらに下位の埋没侵食面と堆積面からなるとされる-120~-150mのVIII面(茂木, 1981)と対比できる。S4面に対比できる地形面はないが、1970~80年代の測深調査結果では区別ができなかった可能性があると考えられる。

一方、海底段丘の傾動が認められた伊平屋伊是名諸島では、隆起していないとみられる西岸沖の段丘の内側遷緩線は、T2面で-50m、T3面で-80mであった(Goto, 2021)。これらは本研究のS2面、S3面の水深と対応する。また、T4面は-100m以深で、本研究のS4面または

S5面に対応できるだろう。T2面は南西諸島の多くの島周辺の海底地形でみとめられ、Inner break と呼ばれ、氷期の海面上昇が停滞した10,000～11,000年前頃に形成されたと考えられている（堀・茅根，2000）。

以上のように、本研究の地形面は、対馬周辺および南西諸島の海底段丘面とも、ほぼ同様の深度で対比可能である。すなわち、対象地域の段丘地形は断層活動のような局地的な現象の痕跡ではなく、広い範囲で確認できる汎世界的な海水準変動に伴い形成された地形といえることができる。

2. 地形面の発達順序と地形発達史

それぞれの地形に認められる特徴からは、各地形面の形成の前後関係を推定できるところがある。以下では、それらを取り上げて記述し、発達史の組み立てを試みる。

沿岸斜面西部のS3面、S4面には、ほぼ連続するような細長い谷地形が発達しており、起源は陸上で形成された地形面と考えられる。沿岸斜面西部のこれらの地形の西には、平滑な扇状地状の地形が広がっており、現在も堆積の続く環境と考えられる。この地形の傾斜方向を考えるとその先には関門海峡があり、激しい潮流に伴う堆積物の流動がその要因の可能性がある。S2面も同様に平滑な地形面をなしており、現在も堆積が進んでいると考えられる。

一方、沿岸斜面西部のS3面、S4面はいずれも凹凸があり、S3面とS4面の間に等深線に平行するような高まりがあるものの、凹地部は大局的には連続する水系網とみられる。S3面とS4面の境界付近の等深線に平行するような高まりが海岸付近に形成された砂堆であったと考えれば、S3面とS4面を跨ぐ水系網が発達した後、S3面とS4面の境界付近に海水準が戻り、水系を閉ざしたと説明できる。

一方、卯持ノ瀬海峡の南に分布するS5面の内陸側基部は、上述のとおり、その北東延長ではS6面とS4面の境界に連続しており、緩やかな斜面でS5面とS6面は繋がる。また、神田岬沖断層付近の沿岸斜面にはS5面とS6面の境界となるような傾斜変換は見いだされず、なだらかな斜面で海盆のS6面に連続する。一方で、遠賀沖沈降海盆の北東縁や卯持ノ瀬の周りでは傾斜変換線が明瞭である。これらを踏まえると、S5面形成後に穏やかに海面が低下してS6面形成に移行した可能性がある。

神田岬沖断層付近の海底下の地質について探査、解析した阿部ほか（2010）の地質構造図と対比すると、対象地域の地形面にはある程度に対応が見え、S6面とS5面はB1層に対応し、S4面はB3層に対応する可能性がある。しかし、表層付近の採泥コアでは1m未満の薄い堆積物が観察され、その下位からは主に3万年以前の試料が採取されている。これらは対象地域の海底段丘の多くが最終氷期以降の侵食地形であることを示していると考えられる。

以上の地形学的、地質学的証拠に基づく推定から、以下の発達史を編むことができる。まず、

- 120m 程度まで海退が起こり、卯持ノ瀬の頂面に大規模な S5 面が形成される程度の長期間の停滞があったから後に、穏やかな海退で S6 面の形成に移行した。S6 面形成期間はそれほど長期でなく、その後、反転して海進が起こり、- 110m 付近で S4 面の形成へと移行する。S4 面形成時には、沿岸斜面では海岸付近に浜堤状の地形が形成されたり、海岸沖に沿岸州が形成される。これもそれほど長期間の停滞ではなかったと思われる。その後、- 80m 付近まで海進が進み、短期間の海面の停滞によって S3 面の海底段丘が形成され、沿岸西部では S2 面の扇状地性の平野が形成された。さらに、その後、- 50m 付近まで海進して、短期間の海面の停滞によって S2 面の海底段丘が形成されたと考えられる。また、その後、現海水準に到達する前に - 30m 付近で停滞があったのかもしれない。

茂木 (1981) では VIII 面 (本研究の S6 面に対比される) 形成後に、海進があって VII 面 (同 S5 面) が形成され、その後、段階的に海進が進み、停滞期に VI 面, V 面 (同 S3 面), IV 面 (同 S2 面), III 面 (同 S1 面) が形成されたとした。本研究とは S5 面および S6 面の形成順序が逆であるが、それ以外は同様に低海面期以降の上昇に伴って段階的に形成されたものとしている。

一方、氷期の沈水サンゴ礁や海洋底コアを検討した結果からは、最終氷期極相期頃の詳細な海水準変動が復元されている (Webster et al., 2018; Yokoyama et al., 2018)。それらによれば、2 度の段階的な海面低下があったとされ、約 31,000 年前に 40m の海面低下があり、また、約 21,900 ~ 20,500 年前に 20m 低下して - 125 ± 4 m に達したとされ、その間、約 1 万年間は大きな変化はなかったようである。本研究で広大な海台の頂面をなす S5 面とその下の S6 面は、それぞれ海面低下期の間の安定期と、その後の 20m の低下期に対応している可能性がある。

IV. おわりに

本研究では、神田岬沖断層周辺を対象に行われたマルチビーム測深機によって得られた海底地形データを用いて海底地形を読み解き、地形面の区分とその特徴を記述した。0.3 秒間隔の DEM から等深線を含めて陰影図で実体像が得られる地形アナグリフを作成した。30km で 100m 程度の起伏しかない場所であり、等深線だけでは読み取りが困難である。垂直倍率の大きいアナグリ

い 瀧

面が形成された後、段階的に海退して S5 面，S6 面が形成され，このうち，S5 面形成期にはかなり長期間安定した海面であったと考えられた。その後，反転して海進が進み，S3 面，S2 面，S1 面が形成されたと考えられた。これらは最終氷期極相期から後氷期の汎世界的な海水準変動と対応すると考えられる。

本研究では，海底地形を三次元で詳細に判読し，地形の特徴や深度を検討することで最終氷期以降の地形発達史を読み解くことができた。陸上に海成段丘の分布しない地域でも長期的な地殻変動を読み解くことが可能となると考えられ，沿岸海域の変動地形研究の新たな方向性を提示できたものと考えている。今後，地形学的な時間スケールで地殻変動を読み解く沿岸変動地形学を推進する時を迎えたと考えている。

謝辞

本研究では，海上保安庁の測深調査で取得したデータをもとに伊藤弘志氏によってメッシュデータに加工されたものを使用した。科学研究費補助金（課題番号：19H01374）の一部を使用した。記して，御礼申し上げます。

文献

- 阿部信太郎・荒井良祐・岡村行信（2010）：菊川断層帯海域延長部における断層分布と活断層性について．活断層・古地震研究報告，10，81-118．
- 泉紀明・西澤あずさ・堀内大嗣・木戸ゆかり・中田高・後藤秀昭・渡辺満久・鈴木康弘（2013）150m グリッド DEM から作成した相模トラフから三重会合点周辺の 3D 海底地形．海洋情報部研究報告，49，126-138．
- 伊藤弘志・泉紀明（2009）：菊川断層帯の延長海域で発見された変動地形．活断層研究，31，27-31．
- 岡村行信（2017）：1:200,000「響灘海底地質図」海洋地質図，89，地質調査総合センター．
- 岡村行信・小田啓邦・上嶋正人・岸本清行・石原丈実（2016）：1:200,000「見島沖海底地質図」海洋地質図，88，地質調査総合センター．
- 岡村行信・尾崎正紀・松本弾・西田尚央・松島紘子・木村克己・中村洋介・加野直巳・駒澤正夫・大熊茂雄・花島裕樹・水野清秀・康義英・池原研・石原与四郎・山口和雄・上嶋正人・中塚正・金谷弘（2013）：海陸シームレス地質情報集「福岡沿岸域」，数値地質図 S-3，地質調査総合センター．
- 楮原京子・堤浩之（2016）：1:25,000都市圏活断層図菊川断層帯とその周辺「下関北部」「宇部」解説書．国土地理院技術資料 D1-No.755，1-16p．
- 活断層研究会編（1991）：『新編日本の活断層 分布図と資料』東京大学出版会，440p．

- 小池一之・町田洋編(2001):『日本の海成段丘アトラス』東京大学出版会, 122p.
- 後藤秀昭(2013): 等深線データから作成した日本列島周辺の海底地形アナグリフ 解説と地図 . 広島大学大学院文学研究科論集特輯号, 73, 72p.
- 後藤秀昭(2014): 日本列島と周辺海域を統合した詳細地形アナグリフ: 解説と地図. 広島大学大学院文学研究科論集特輯号 特輯号, 74, 103p., 別冊69p.
- 後藤秀昭(2015): 海陸を統合した広域ステレオ地形画像を用いた変動地形学的研究: 関東平野南部と南西諸島中部周辺を事例に. 広島大学大学院文学研究科論集 特輯号, 75, 87p.
- 後藤秀昭(2018): 石垣島とその周辺海域を統合した変動地形の研究 沿岸域の変動地形研究の発展に向けた海底地形情報整備の必要性 . 広島大学大学院文学研究科論集, 78, 107-122
- 後藤秀昭・杉戸信彦(2012): 数値標高モデルのステレオ画像を用いた活断層地形判読 . E-journal GEO, 7, 197-213 .
- 杉山伸二・堀迫順一・福山一郎・田中喜年・西下厚志・成田学・加藤正治・氏原直人・笹原昇・森弘和・井上渉・本間章禎・久間裕一(2010): 山口県沖(日本海側)における海底地形調査速報, 海洋情報部研究報告, 46, 92-95.
- 中田高・後藤秀昭(2010): 南海トラフの海底活断層を詳細地形データから探る. 科学, 80, 852-857 .
- 丹羽雄一・須貝俊彦・松島義章(2015): 三陸海岸南部・気仙沼大川平野の完新世における地殻変動. 地学雑誌, 124, 545-560 .
- 堀和明・茅根創(2000): 琉球列島中・南部の島棚地形の特徴とその形成過程について. 地理学評論, 73, 161-181.
- 宮内崇裕(1988): 東北日本北部における後期中新世海成面の対比と編年. 地理学評論, 61A, 404-422 .
- 茂木昭夫(1981): 対馬海峡大陸棚の地形発達 対馬陸橋に関連して . 第四紀研究, 20, 243-256 .
- 茂木昭夫・長井俊夫(1981): 対馬東水道における海底砂州. 東北地理, 33, 71-80 .
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子(1964): 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動. 地理学評論, 37, 627-648 .
- , .(2016):
 , , , ,
Earthquakes, Tsunamis and Nuclear Risks: Prediction and Assessment Beyond the Fukushima Accident,
 , 65-74, :// . /10.1007/978-4-431-55822-4_5
 , .(2018):
 , . *Quaternary International*, 471: 267-277, :// . /10.1016/

山陰地方西部沖の神田岬沖断層周辺の海底段丘と発達過程（後藤）

2017.12.013

(2021):

Earth, Planets, and Space, 73: 75, :// . /10.1186/ 40623-021-01395-3

(2018):

Geosciences, 8: 363, :// . /10.3390/ 8100363

(2017):

2016

Earth, Planets, and Space, 69: 26, :// .

/10.1186/ 40623-017-0603-9

(1991):

Quaternary Research, 30, 175–186.

(2012):

Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, 254–262.

(2018):

30,000, *Nature Geosci*, 11, 426-432. :// .

/10.1038/ 41561-018-0127-3

(2018):

Nature, 559, 603–607. :// . /10.1038/ 41586-018-0335-4

