

国指定の名勝及び天然記念物を考える（地質）

—八重干瀬卓礁・フディ岩と下地島西部・通り池の地質学的イベント—

宮古島市総合博物館協議会

委員 安谷屋 昭

本稿は、八重干瀬卓礁群・フディ岩と下地島西部地域（通り池）が「国指定の名勝及び天然記念物」に指定された地質学的内容などを市民に広く知ってもらうため新聞投稿したものです。

再記述に当たっては、投稿内容を検討し地質学の実態などを加筆したものです。

1. 八重干瀬卓礁群は「宮古島古陸・八重干瀬低島」だった

八重干瀬卓礁群は、地形の輪郭などの実態から見て、何らかの「地殻変動」や「海面変動」が反映した海底地形である。

八重干瀬・フディ岩は、宮古島と一連の堆積環境・地殻変動、海水面変動の過程を経て、現在の海面下の卓礁群を形成してきた。その地質年代は約 600 万年前から約 1 万年前にまたがるスケールとなる。地球上の全ての事物・事象は、自然界が働く物理的、化学的な営力によって形を変え、様々な地形となり、また一連の地下構造をつくっていくもので、それらは地域固有の営力によって、将来も周期的、断続的に続いていくといわれている。

本稿では、紙面の都合上、詳細は本市発行（平成 28 年 3 月）の国指定・名勝及び天然記念物の八重干瀬保存活用計画策定報告書に委ねることとし、その指定内容の一つである地形・地質分野を、まだ議論の最中ではあるが、これまでの踏査と関連文献をもとに、その見解を以下に記述する。

八重干瀬卓礁群は、普段は水深 2～3 メートルの海面下に広がり、表層部が浸食平坦化された海底段丘になっている。そこは 100 余のリーフ名と場所名があり、春の大潮時に各リーフが約 0.5～2.0 メートル干出する。その中で最も干出する 10 ヲ所の主ビシのうちドウ、フガウサ、キジャカなどに大小の移動岩塊が点在し（写真 1）、その中でもドウは特異性がある、根つき岩塊、節理から分離した岩塊、礁嶺状残丘地、沈水ドリーネ（窪）があり、その広大な干出（1.5～2.0 メートル）した岩礁帯には礁池が発達し石灰岩礫が点在するなど元陸地であったことを示す貴重な場所である（写真 2）。また、海域にはサンゴ石灰岩を起源とする白砂が堆積し、沿岸漂流などによって運ばれ堆積した砂州島がある。そして真っ白な海底砂が

堆積したエメラルドの美しい内海と浮上する際の潮の満ち干の変化は神秘的で躍動感がある。それら海の風致景観（海景ともいう）は、もとをたどれば、八重干瀬卓礁群が元陸地であったことによる副産物となろう。

宮古島周辺の海底地形は、海上保安庁水路部作製の「海底地図」や地質調査（1986年）によると、一時的な海面停滞期による顕著な平坦面地形と、その沖側寄り斜面に第四紀の海面変動の証拠となる傾斜変換帯（点）が海岸線を平行状に取り巻き、その変換帯の境界部には、連続しない新旧サンゴ礁が点在すると報告がある（海底地形地質調査報告書、海上保安庁水産部、1986）。その一帯の海底水深は約40～55メートルである。この海底停滞期の平坦面地形は研究者によるとグリーンランドの氷床コアや地殻の安定した南太平洋上のタヒチ島における最終氷期2.5万年前以降の気候変化や海面変動（海洋酸素同位体比から描かれた海面変化）による調査結果などから、北半球を中心に世界的に広がったといわれる、約1万2700～1万1700年前の新ドリラス寒冷期が琉球列島に影響した海底地形であると考えられる（第四紀学、町田洋ほか、2007）。

このような寒冷期における影響があったとすると、宮古島周辺の水深約40～55メートル前後の海底地形は新ドリラス寒冷期には陸化したことになり、その陸地は現在より標高約40メートル以上高い陸地となる。その時の陸地を「宮古島古陸」と呼称した。

その寒冷時の後、「宮古島古陸」は、完新世後期（1万1700年前以降）における急激な温暖化によって海面上昇し、この古陸の低所は水没し、高所は陸地となって残存し宮古諸島の原形をつくった。八重干瀬卓礁群は、現在比高約1.5～2.0メートルの根付き岩塊、沈水状ドリリーネなど元陸地の形状を有していることから、完全水没せずに、少なくとも標高約3メートル以上の「八重干瀬低島」（仮称）を形成していたと考えられる。その低島形成後は、フディ岩の二重ノッチの存在などから八重干瀬やフディ岩は完新世前期の縄文海進（約5000年前）前後から強い沿岸流や津波、台風、波などの営力を受けて侵食、決壊分断されて縮小し、河名俊男氏ら（2001年）によると宮古島においても約2100年前頃から現海水準が始まったと考えられる（写真3）。

その後、八重干瀬内海に堆積する海砂は沿岸漂流などの波によって押し上げられ砂州島を形成した。また、フディ岩は陥没ドリリーネ、二重ノッチ、周辺の広い岩礁帯には移動岩塊、礁嶺状残地（地名イーズディ）の存在から、現在の約20倍以上の広さを持ち、標高3（北側）～7（南側）メートル以上の「フディ岩低島」を形成していたものと考えられる。その後、約2100年前頃（河名2001）から、フディ岩低島は岩礁帯を遡上する強い沿岸流などによって侵食、決壊して現在の潮間帯ノッチを形成したフディ岩となる。

2. 下地島の通り池などカルスト台地の実態（上）

下地島を形成する表層部の琉球石灰岩は、下位（古い）の友利石灰岩が広く分布する東部地域と上位（新しい）の下地島石灰岩が多く分布する西部地域に分かれている。下地島の地形は、友利石灰岩を切る佐和田断層と下地島断層による落差の小さい段丘状の地形以外は下地島石灰岩形成以降の海成段丘に形成された石灰岩特有の地形である。また、伊良部島、下地島の隆起などの地殻変動は、更新世の「うるま変動」以降、地殻変動は比較的安定していたようで、むしろ、更新世後期の氷河性気候変動による地球的規模の相対的な海面変化が陸地に強く影響してきたものと考えられる。

その海面変動を起こしたイベントを下地島石灰岩堆積後の研究者らによる調査研究の成果から、推察可能なものを以下記述する。まず、有孔虫酸素同位体比から描かれた海面変化（Shackleton 1987 など）をもとに、まず、高海面期となった最終間氷期（Mis. 5e, 約 13～12 万年前）があり、そして、それ以降の更新世後期末（約 10 万年前～4 万年前）におきた寒暖の変動による海面変化がある（図 1. 海洋酸素同位体から描かれた海面変化）。

さらにウルム最終氷期最盛期（Mis. 2, 約 3～1.5 万年前）におきた海面低下による大陸との陸続き、そして、その後の急激な温暖化（ベーリング・オレレード温暖期、約 1 万 3800 年前前後）と、北半球を中心に広がった「寒の戻り」といわれる新ドリラス寒冷期（約 1 万 2700～1 万 1700 年前）の海面低下による陸地が拡大、その頃、「宮古島古陸」の形成などが考えられている。宮古島などの最終的な島の原形は、この「宮古島古陸」形成後の完新世（約 1 万年前～）に入る直前と考えられる。

「宮古島古陸」の名称や地形的根拠は、本市教育委員会の報告の「国指定の名勝および天然記念物一八重干瀬」保存活用計画策報告書に詳細が記述されている。「宮古島古陸」とは、海上保安庁水路部による「海底地形図」などによる宮古島等周辺海底に発達する、一時的な海面停滞期を示唆する水深マイナス 40～マイナス 55 メートルの海底段丘を含む高まりが一つの陸地を形成していたものと考え、その陸地を「宮古島古陸」と呼称したものである。

以上、記述してきた地球的規模の気候変化（海面変動）をもとに、主題である下地島の表層部地形の実態についてどう考えられるか。その概要を以下記述する。下地島断層線を基準に比較的標高の高い西部地域では、一般によく知られている通り池（二つの池がつながる複合陥没ドリーネ）をはじめ、ナガビダイキ、ガーナイキ、鍋、鍋底、^{ナド}パサマイキ（写真 4）、アカムタイキ、シラダー（写真 5）など複数の陥没ドリーネは海底洞窟とつながっている。その他、陸域部には高い海面時代に侵食形成された^{ミソゾウリュウロ}溝状流路や^{リスイ}離水ノッチ（写真 6）などの陸・海時代のあった地形がある。また、海岸沿いの海域には元低地部にあったと考えられるドリーネ（くぼ地）が海面上昇によって沈水ドリーネとなっている。

これらのことから、下地島などは、寒冷期の海面低下時には、現在より相対的に標高が高くなり、その頃、ドリーネなど石灰岩特有のカルスト台地が発達した。そして、低地のドリーネなどから浸透した地下水は、海岸へ向かって流下し、やがて空洞（地下水脈）を形成し、流出口（湧水口）から湧き出た。その流出口は、陸、海両面の物理的営力によって大きく開口していった。その後、温暖期による海面上昇に伴い、通り池や鍋（写真7）などの流出口が海底に没し、現在の海底洞窟の洞口となった。

次に、ピサラポーラ海岸（写真8）のインコロシャ（海底洞窟）の北西側に、まだ陥没していないすり鉢状の広い凹地がある。凹地全体は、大・小の礫、岩が散在し、草木に覆われている。凹地の底は湿地があるが平坦ではなさそうで吸い込み口（ポノール）がどこにあるか特定できない。この鍋底全体の地形も海面変動時の陸地・海時代の降雨や海水の営力を受けていたことが分かる。この鍋底にも地下空洞が存在するならばインコロシャ洞窟との関連が予想され、今後、表層部が陥没する時期が考えられる。安全対策のため、専門家によるその海底洞窟調査が望まれる。

3. 下地島の通り池などカルスト台地の形成時期（下）

下地島の通り池などカルスト台地の形成時期（上）は、下地島表層部を形成する通り池や侵食溝状流路などのカルスト台地の実態を下地島石灰岩形成以降における氷河性海面変化の影響を想定して海面の上昇や下降（海退）時に働いた侵食など物理的な営力が主要因となってできたことを記述した。下地島の通り池などカルスト台地の形成時期（下）は、下地島石灰岩やカルスト台地がいつごろから形成されて来たのか。その形成時期の概要を以下のように推察した。

下地島西部地域のドリーネなどのカルスト地形は、下地島石灰岩表層部からその下位の友利石灰岩に地下深く発達形成されている（伊良部島地域の地質、地質調査所、1978）。従って、ドリーネなどのカルスト台地の形成は、下地島石灰岩層の形成後から始まったものとする。

そこで、下地島石灰岩の形成がどんな環境のもとで、いつ頃堆積したのか研究者による見解などをもとに推察してみた。研究者の一人である矢崎清貫氏（1978年）によると、氏は、下地島石灰岩の形成は、友利石灰岩が形成された長期の陸地化と“うるま変動”の後におきたリス／ウルムの最終間氷期（エーム間氷期）から最終氷期のウルム亜氷期あたりを想定した。氏は、下地島石灰岩が海岸部を中心に上下の二層になって堆積分布し、その岩質は主として“サンゴ礫を含む塊状のもの”と“粒状の石灰砂岩を中心としたもの”があり、また、下地島石灰岩の下位層基底を成す友利石灰岩の侵食面にアパット状（斜交した不整合）に堆積し、その石灰岩の分布が下地島西岸部などを中心に裾礫状に海岸部を取り巻くように分布

堆積していることなどを指摘している（伊良部島地域の地質、地質調査所、1978）。これらのことを踏まえ、「有孔虫殻酸素同位体比による海面変化」（Shackleton, 1987 町田洋の一部補訂）に基づき（図1）、下地島石灰岩の形成を推定すると、海面高度が現在より約10～20メートル高かったとされる、最終間氷期（酸素同位体ステージ5e）頃に、下地島は裾礁状サンゴ海域となって、その頃から、下地島石灰岩の堆積が始まったと考えられる。

その後、約11～7万年前の亜氷期や亜間氷期の気候変動期（酸素同位体ステージ5a～5d）には、下地島においても平均海面が約-15メートル前後低下し、陸地が広がり、標高も約30メートル（現在より約10～15メートル高まる）となってカルスト地形が発達した。その標高が高くなっていく時期に地下に浸透した雨水などが海側へ流下し水脈を形成し、そして、当時の崖下に地下湧水が開口した。このことなどから、カルスト湖沼となった通り池や鍋^{ナベ}などの形成は、最終間氷期末（約7万年前）から、陸地が高まっていく亜間氷期（約6～4万年前）と考えられる。そして、通り池やバサマイキなどのカルスト台地にある斜面状の凹地（侵食溝状流路）や離水ノッチなどの形成もほぼ同時期頃に侵食が始まり、その後のウルム最終氷期最盛期（約2万年前・前後）における陸地化した時のカルスト台地の発達後に再び急激な温暖化をもたらしたとされるベーリング・アレード温暖期（約1万3800年前・前後）の高海面時に溝状流路地形が発達・形成されてきたと考えられる。そして、通り池などと連結した現在の海底洞窟（水深10～30メートルに開口）は、海面が約マイナス40～マイナス50メートルまで低下したとされる新ドリラス寒冷期までは海岸洞窟であった。また、海辺にある現在の沈水ドリーネもその寒冷期には、標高約20～30メートルの場所にあったと考えられる（図1）。

その後は、完新世後氷期の急激な温暖化に向かい、おそらく完新世の始まる（約1万年前）直前からの温暖化（海面上昇）や想定される島独自の沈降運動が加わり、海岸洞窟やドリーネなどが海底に没し、現在の海底洞窟や沈水ドリーネになったものと考えられる。

このように、下地島カルスト台地は、下地島石灰岩を形成した新世代第四紀完新世直前（約1万年前以前）にかけてカルスト台地の島の骨幹を形成したのと考えられる。その下地島カルスト台地のカルスト輪廻（発達史）は台地の原表層がほとんど侵食されて残っていないようであることから、壮年期相当のカルスト台地になろう。また、通り池は最も特異なもので洞底がつぼ型のカルスト湖を成し、二つの池が複合陥没ドリーネとなっている。

この下地島カルスト台地は第四紀の氷河性海面変化が残した“地形の化石、となろう。

昔の人々の暮らしは、立ち足はだかる厳しいカルスト台地との共存と交流の中で育まれた畏怖の念を抱きつつ、いつしか、秘め事の如く、タブー視されながら通り池の継子伝説、津波屋敷跡伝説、浮田（オコキダ）沈下伝説を生み出したのではないか。

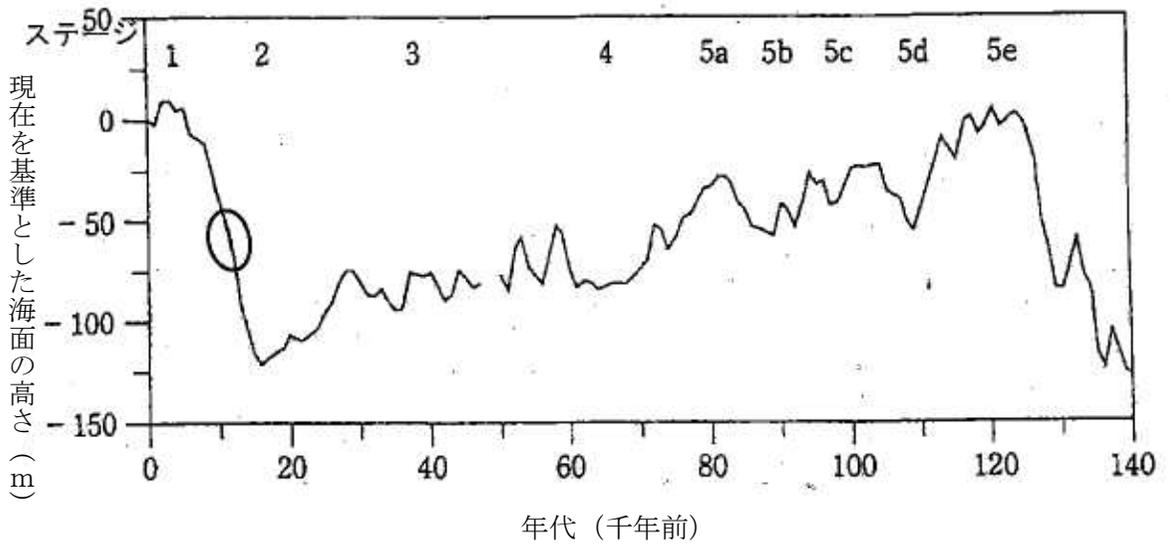


図 1. 海洋酸素同位体から描かれた海面変化

底生および浮遊性有孔虫殻酸素同位体から描かれた海面変化 (Shackleton, 1987 を町田による一部補訂)。奇数番号は間氷期、偶数番号は氷河期の同位体ステージ (MIS) である。○の位置は、B/A 温暖時、Y・D の寒の戻りのおきた時期を示す



写真 1. フガウサの移動岩塊群 (2001. 5 撮影)



写真 2. ドウの根つき岩塊と石灰岩礫の散乱 (1975. 5 撮影)



写真 3. フディ岩全景 (2014. 3 撮影)
左端に巨大二重ノッチ岩と沿岸
流などで浸食された岩礁帯



写真 4. パサマイキと溝状流路地形 (2014.
3 撮影)
手前の窪地と海岸の窪地



写真 5. シラダー (2014. 1 撮影)
ハシバゴルフ場内。海底に通じてい
る。



写真 6. 棚状になった離水ノッチ (2014. 2
撮影)



写真 7. 鍋は水深 7~8m あり海底に洞口
ある。(2014. 2 撮影)



写真 8. ピサラポーラ海岸のインコロシャ
(海底洞窟) がある。(2014. 2 撮影)

