

国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

Vol.57 No.2 June 2018

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

NATIONAL INSTITUTE OF MARITIME,
PORT AND AVIATION TECHNOLOGY

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 57 卷 第 2 号 (Vol. 57, No. 2) , 2018 年6月 (June 2018)

目 次 (CONTENTS)

1. サンゴ礁生態系による炭酸塩地盤形成に関する現地調査と解析：離島における低潮線保全

.....棚谷灯子, 所立樹, 渡部要一, 桑江朝比呂 3

(Field measurements and analyses of carbonate production by a coral reef ecosystem: towards the low-water line protection of remote islands

.....Toko TANAYA , Tatsuki TOKORO, Yoichi WATABE, Tomohiro KUWAE)

サンゴ礁生態系による炭酸塩地盤形成に関する現地調査と解析： 離島における低潮線保全

棚谷 灯子*・所 立樹**・渡部 要一***・桑江 朝比呂****

要 旨

熱帯亜熱帯域沿岸ではサンゴや有孔虫等の石灰化生物やその死骸が積み重なり炭酸塩地盤が作られる。とりわけ沖ノ鳥島や南鳥島においては排他的経済水域の基点となる低潮線がサンゴ礁であり、石灰化生物による炭酸塩地盤形成速度やその規定要因を把握することが国土保全上重要である。健全なサンゴ礁は海面上昇に追いついて成長するポテンシャルを有するが、気候変動等によるストレスはサンゴ等の石灰化生物にとって脅威となっている。本研究では遠隔離島のモデルサイトにおいて2つの手法（生物による石灰化・侵食に基づく推定方法と水質変化に基づく推定方法）で炭酸塩地盤形成速度（ G ）を推定し、その規定要因を考察することを目的とした。 G の推定にあたっては、調査地点の地形を正確に把握することが重要であるため、新たな手法として、ドローンによる空撮画像を用いて、調査地点のサンゴ礁特有の複雑な地形を簡便に精度良く求めることを試みた。

ドローンによる空撮画像を用いて、調査地点の地形を簡便かつ精度よく推定でき、 G を正確に推定することに役立った。 G はサンゴの種類、光量および水温に強く規定されており、石灰化速度の大きいサンゴの種が多く、サンゴ被度が大きく、強い光量、最適水温付近で最大化した。炭酸系の時間変化が大きい場所において、異なる季節にまたがって連続的にサンプリングを行うことで、現場において G の最適水温を推定することに成功し、モデルサイトは周囲のサンゴ礁よりも G の最適水温が高いことを示した。生物による石灰化・侵食に基づく G は水質変化に基づく G より大きくなった。正確な G の推定に向けては、炭酸塩地盤の溶解を考慮すること、現場において主要なサンゴの石灰化速度を測定すること、 G に影響を与える環境要因の時空間変動を考慮することが重要であることを示した。2つの手法で推定した G は調査地域の相対的海面上昇速度を上回っており、モデルサイトにおいて、サンゴ礁生態系による炭酸塩地盤形成が海面上昇に追いついて国土保全機能を維持するポテンシャルを持つことを示唆した。

キーワード：炭酸塩地盤形成，遠隔離島，サンゴ礁生態系，炭酸系

* 沿岸環境研究領域 沿岸環境研究グループ 研究官

** 港湾空港技術研究所 客員研究員

*** 北海道大学大学院 工学研究院 防災地盤工学分野 教授

**** 沿岸環境研究領域 沿岸環境研究グループ グループ長

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所

電話：046-844-5046 Fax：046-844-1274 E-mail：tanaya-t@pari.go.jp

Field measurements and analyses of carbonate production by a coral reef ecosystem: towards the low-water line protection of remote islands

Toko TANAYA*

Tatsuki TOKORO**

Yoichi WATABE***

Tomohiro KUWAE****

Synopsis

Coral reefs are formed by calcareous organisms, mainly scleractinian corals in tropical and subtropical coasts. Coral reefs play important roles in exclusive economic zone (EEZ) protection by forming reef structures reaching the low tide level and reducing wave energy. Healthy coral reefs have a potential to keep up with sea level rise and maintain reef structures. However, multiple local and global stressors degrade coral reef ecosystems and threaten their ecosystem functions. To predict whether coral reefs can keep up with contemporary sea level rise, it is important to estimate reef carbonate production rate and its controlling factors. However, the method for carbonate production rate has not yet been well-established. In this study, we estimated reef carbonate production rate (G) based on both the biological calcification and the carbonate chemistry change in seawater and we then analyzed their controlling factors.

We successfully estimated the topography of our sites by the digital elevation model (DEM) using combined aerial photographs and used the model for the accurate estimation of G . Based on two methods, G was strongly controlled by coral cover, coral taxa, light intensity and water temperature. The thermal optima of G at the reef flat site was higher than the average highest water temperature around Okinawa island, indicating that hard corals at the reef flat site were acclimated to high water temperature. The G based on census-based method were always higher than the G based on the hydrochemical method at the same hard coral coverage, suggesting that the former may be overestimation. These results suggest that the observation of spatial-temporal variation of G is important for the accurate estimation of reef carbonate production rate, in addition to *in situ* measurement of coral calcification rate and measurement of carbonate dissolution rate. Reef accretion rates at the reef flat site based on two methods were higher than the rate of relative sea level rise around the site in the latest 5 years, indicating that coral reef at our sites has a potential to keep up with sea level rise.

Key Words: carbonate production, isolated island, coral reef ecosystem, carbonate chemistry

* Researcher, Coastal and Estuarine Environment Research Group
** Visiting Researcher, Port and Airport Research Institute
*** Professor, Faculty of Engineering, Hokkaido University
**** Head, Coastal and Estuarine Environment Research Group
3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone : +81-46-844-5059 Fax : +81-46-844-1274 E-mail : tanaya-t@pari.go.jp

目 次

要 旨	3
1. まえがき	7
2. 手法	9
2.1 調査地域.....	9
2.2 空撮画像合成による地形の推定.....	10
2.3 生物による石灰化・侵食に基づく炭酸塩地盤形成速度の推定.....	10
2.4 水質変化に基づく炭酸塩地盤形成速度の推定.....	11
3. 結果	13
3.1 空撮画像合成による地形の推定.....	13
3.2 生物による石灰化・侵食に基づく炭酸塩地盤形成速度の推定.....	13
3.3 水質変化に基づく炭酸塩地盤形成速度の推定.....	13
4. 考察	25
4.1 サンゴ礁生態系の地盤形成ポテンシャルの規定要因.....	25
4.2 評価手法の比較.....	26
4.3 地盤形成ポテンシャルの推定.....	28
5. あとがき.....	28
謝辞	28
参考文献	29
記号表	32
付録	33

1. まえがき

サンゴ礁とは造礁サンゴ（以下サンゴとする）を主とする石灰化生物やその死骸が積み重なって作られる炭酸塩地盤である。熱帯・亜熱帯域に分布する多くの島々がこうした炭酸塩地盤で形成されており、サンゴ礁生態系は国土地盤を形成する機能を有している。

また、サンゴ礁生態系は、波による侵食を防ぎ、国土地盤を保全する機能を有する。サンゴ礁の中でも島を縁取るように発達する裾礁では、海岸から沖に向かって幅数百 m～数 km の礁原とよばれる水深数 m 以下の浅瀬が発達する。礁原は岸側の凹地である礁池と、沖側の礁嶺とよばれる地形的な高まりにわけられる（茅根ら, 2004, 図-1.1）。外洋からの入射波はまず礁嶺によってほとんどのエネルギーが失われ、その後礁池によりさらに減衰されるため、サンゴ礁は天然の防波堤として機能していると言える。サンゴ礁は外から来る波のエネルギーを礁嶺だけで 86%、礁原全体で 97%減衰させ、それによって台風等による高波や、津波などによる浸水、侵食被害が抑制される（Ferrario et al., 2014）。このようなサンゴ礁による浸水・侵食抑制の経済的価値は 153,214 US\$ ha⁻¹ year⁻¹ に及ぶと推定されている（de Groot et al., 2012）。

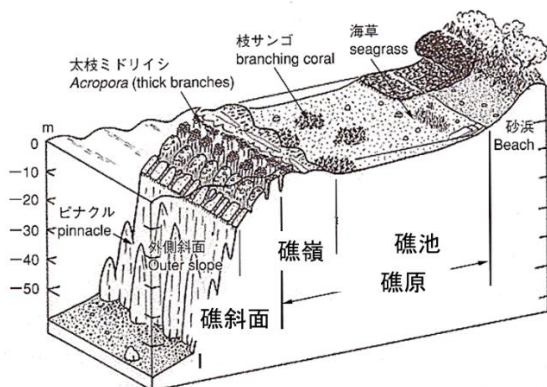


図-1.1 サンゴ礁（裾礁）の地形と生物の分布
（茅根ら, 2004 を改変）

我が国の領海および排他的経済水域の基点を有する、南鳥島や沖ノ鳥島もサンゴ礁の島である。我が国の領海および排他的経済水域の面積は約 447 万 km² で、世界第 6 位の大きさを有している。そのうち、南鳥島と沖ノ鳥島を基点とした約 85 万 km² は約 2 割を占めている。これらの島々では排他的経済水域の基線となる低潮線がサンゴ礁であり、低潮線保全区域がサンゴ礁上に設定されている（図-1.2）。したがって、サンゴ礁の保全は領海および排他的経済水域の保全上も極めて重要である。我が国では、「排他的経済水域及び大陸棚の保全及び利用の促進のた



図-1.2 南鳥島（上段）および沖ノ鳥島（下段）の低潮線保全区域（赤枠で囲った範囲）
（国土地理院地図および Google Earth を元に作成）

めの低潮線の保全及び拠点施設の整備等に関する法律」（低潮線保全法）にしたがって、低潮線の保全・管理が実施されている。

サンゴは海水面直下まで炭酸塩の骨格を成長させる特徴があり、健全なサンゴ礁は将来の海面上昇に追いついて自律的に低潮線を維持するポテンシャルを有している。実際に、現在のサンゴ礁は約 1 万年前から現在にかけて、海面上昇に追いついて成長し、形成されたものである（Hongo and Kayanne, 2011; Yamano et al., 2001）。インド太平洋地域のサンゴ礁の地盤ボーリングコアから復元されたサンゴ礁の成長速度（0.1–3 m / 100 年、平均 0.6–0.7 m / 100 年）（Montaggioni, 2005）は今世紀に予測されている海面上昇速度（2081–2100 年に、1986–2005 年の平均海面水位に対して、RCP2.6 シナリオで 0.26–0.55 m、RCP8.5 シナリオで 0.45–0.82 m 上昇、IPCC, 2013）に匹敵している。

このようにサンゴ礁生態系は優れた国土形成・保全機能を有するが、気候変動に伴う高水温や酸性化といったグローバルなストレスと陸域からの淡水、土壌、栄養塩、化学物質、病原体の流入、漁獲圧などのローカルなストレ

スに対して非常に脆弱である (Wilkinson, 2008). 特に高水温によるサンゴの白化 (サンゴの体内に共生する藻類 (褐虫藻) の色素が失われたり, 体外に放出されたりすることで, サンゴが栄養を得られなくなる) は, 近年のサンゴ礁生態系の衰退の大きな要因となっている (Hoegh-Guldberg, 1999; Hughes et al., 2017). 2016 年にも, 高水温によるサンゴの白化が世界各地で見られ, 日本最大のサンゴ礁である沖縄県の石西礁湖も調査地点に分布するサンゴのうち 91.4%が白化し, 2016 年 12 月現在で調査地点に分布するサンゴ全体の 70.1%が死滅するという深刻な被害を受けた (環境省, 2017). サンゴ礁の炭酸カルシウム地盤の主たる生産者であるサンゴが減少すると, 炭酸塩地盤形成速度が低下し, サンゴ礁の国土形成・保全機能が損なわれる恐れがある (Perry et al., 2013). 今後サンゴ礁が海面上昇に追いついて成長し, 国土形成・保全機能を維持できるかどうかを推定するためには, サンゴ礁の炭酸塩地盤形成速度 (G) ($\text{g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) の規定要因を把握し, G を正確に推定することが重要である.

G の規定要因を考える上で重要な点の一つは, サンゴが褐虫藻と共生することでエネルギーを得て石灰化を行っているということである. このため, サンゴの石灰化速度は褐虫藻による光合成速度に強く規定されており (Gattuso et al., 1999), 光合成および石灰化に影響を与える光量・濁度, 水温, 塩分, pH, 栄養塩, 流れ場といった物理的・化学的要因に支配される. また, サンゴの餌の量・被食・病気といったサンゴそのものの生存に関わる要因も影響する. 生態系スケールでは, 地盤をサンゴが被う割合 (サンゴ被度) やサンゴの種 (成長が速い種なのか遅い種なのか) や, サンゴや炭酸塩地盤をかじり取るブダイや

ウニといった侵食生物の存在, 地盤の溶解に関わる炭酸塩飽和度も影響する. さらには, 地盤の堆積・侵食が起こる場として海面変動や地殻変動 (地盤の沈降・隆起) や初期地形といった要因も影響する (Montaggioni, 2005).

G の主な推定方法としては, (1) 地盤コアに基づく推定方法, (2) 生物による石灰化・侵食に基づく推定方法, (3) 水質変化に基づく推定方法が主に挙げられる (表-1.1).

地盤コアに基づく推定方法は, サンゴ礁を掘削して得られた地盤コアの年代測定と堆積した層の厚さから G を求める方法である. 1970 年代から 1990 年代にかけて世界各地のサンゴ礁で地盤コアの掘削が盛んに行われ, G が明らかにされてきた (本郷, 2011). 地盤コアに基づき, 数千年前から現在にかけての物理的な堆積・侵食量も加味した長期の G を推定できる. 一方で, 地盤が形成された当時のサンゴ被度や環境要因の推定が困難であるため, G とそれらの環境要因との間の解析は難しく, また, 気候変動の影響を考える上でターゲットとなる数十年～数百年スケールの解析は困難である.

生物による石灰化・侵食に基づく推定方法では, サンゴなどの石灰化生物の成長速度と骨格密度, 石灰化生物の被度をかけ合わせて石灰化速度を求め, ここからウニや微生物などの侵食生物による侵食速度を差し引くことで G を求める. この方法は比較的簡便であり, 各石灰化・侵食生物の G への寄与率を推定できる. 一方で, 化学的な炭酸塩の沈殿・溶解, 物理的な堆積・侵食は加味できない. また, 生物の石灰化速度, 侵食速度が文献値や経験式に基づくため, 不確実性がある.

水質変化に基づく推定方法は, 対象海域において一定

表-1.1 炭酸塩地盤形成速度 (G) の推定方法

推定方法	時間スケール	長所	短所
(1) 地盤コアに基づく推定方法	数千年	物理的な堆積・侵食を加味した長期の地盤形成速度が推定できる.	サンゴ被度, 環境要因との関係が不明瞭. 数十年～数百年スケールの解析は困難.
(2) 生物による石灰化・侵食に基づく推定方法	数ヶ月～数十年	比較的簡便. 各石灰化・侵食生物の地盤形成速度への寄与率を推定できる.	化学的な沈殿・溶解, 物理的な堆積・侵食は考慮できない. 生物の石灰化速度, 侵食速度 (文献値や経験式) の不確実性.
(3) 水質変化に基づく推定方法	数時間～数年	生態系全体の地盤形成速度を推定できる. 高時間解像度の計測が可能. 環境要因との解析が可能.	物理的な堆積・侵食は加味できない.

の時間間隔で採水し、水質（水中のアルカリ度）の変化量を測定することで、 G を推定する。この方法では、生態系全体の G を推定でき、時間解像度が高く、また採水と同時に物理項目を測定することで、環境要因と G との関係の解析が可能である。一方でこの手法においても物理的な堆積・侵食は加味できない。このように各手法には長所と短所があり、 G の推定手法は十分に確立されているとは言い難い。

そこで、複数の手法を用いて G の制約や、 G の規定要因を考察することが、いくつかの先行研究において試みられている（Courteny et al., 2016; Perry et al., 2013）。Courteny et al. (2016) は、大西洋上の孤立したリーフ（Hog reef）において、砂地における溶解を加味した生物による石灰化に基づく G の推定値と、数日スケールの水質変化に基づく G の推定値を求め、両者が良く一致することを示した。彼らは物理項目の観測結果と合わせてHog reefにおいては塊状の成長速度が遅いサンゴによる石灰化が主体的であり、水温が主要な G の規定要因であると考察している（Courteny et al., 2016; Courteny et al., 2017）。Perry et al. (2013) はカリブ海の複数のサンゴ礁において、生物による石灰化量に基づく現在の G の推定値が、いずれも地盤コアに基づく過去数千年間における G の推定値の1/10から1/2程度と小さいことを示し、この理由として、近年のサンゴ礁生態系の劣化によるサンゴ被度の低下を挙げている。これらの研究が行われたサンゴ礁は、いずれも我が国の遠隔離島とはサンゴの種類や環境条件が異なるため、先行研究で提示された結果をそのまま適用すると、誤った推定を行う恐れがある。したがって遠隔離島やそのモデルサイトの現地観測により、正確な G を推定するための手法と G の規定要因を考察することは極めて重要である。

そこで本研究では、遠隔離島のモデルサイトにおいて、2つの手法（生物による石灰化・侵食に基づく推定方法と水質変化に基づく推定方法）で炭酸塩地盤形成速度（ G ）を推定し、 G と、その規定要因を考察することを目的とした。 G の推定にあたっては、調査地点の地形を正確に把握することが重要であるため、新たな手法として、ドローンによる空撮画像を用いて、調査地点の地形を簡便に精度良く求めることを試みた。

2. 手法

2.1 調査地域

沖縄県糸満市西方沖約15 kmの場所に位置するルカン礁をモデルサイトとした（図-2.1）。ルカン礁は浅いラグーン（礁池）を持つ外洋上の孤立したサンゴ礁であり、南鳥島や沖ノ鳥島に似た地形的な特徴を有する。また、常時水面上にある場所はリーフ北部に位置する灯台の周辺のみであるため、陸域からのローカルな人為的ストレスが無いという点においても両島と類似している。ルカン礁では先行研究において1993年から1995年にかけて石灰化生物の被度や水質が測定されており（Ohde and van Woessik, 1999）、過去の測定結果との比較が可能である。ルカン礁内において2つの調査地点（Site 1とSite 2）を設定した（図-2.2）。Site 1（26° 6' 14.74" N, 127° 32' 18.30" E）は礁嶺に位置し、潮位が高い時は波当たりが強い場所であるが、干潮時には外洋から隔離され、水深0.2 m程度のタイドプールとなる。Site 2（26° 6' 16.47" N, 127° 31' 56.52" E）は礁池の中央部に位置し、干潮時には礁嶺により外洋から隔離され、水深は2 m程度になる。

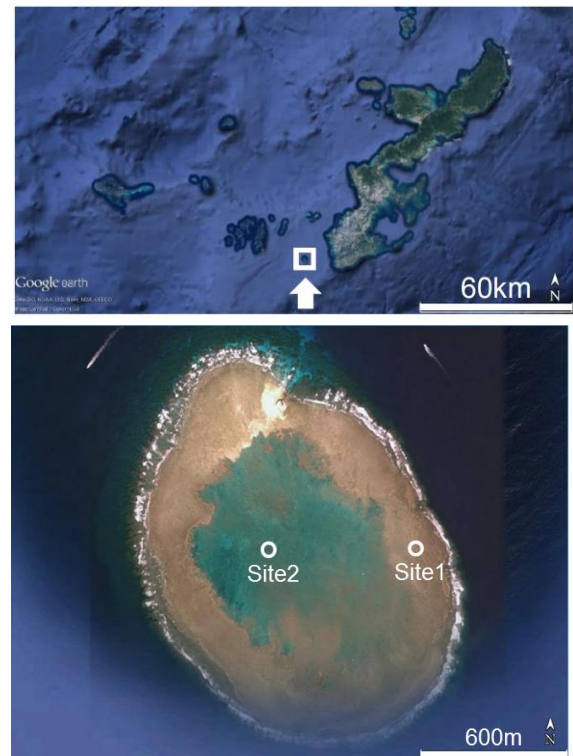


図-2.1 調査地域（ルカン礁）



図-2.2 調査地点周辺の風景
(Site 1 (上) と Site 2 (下))

2.2 空撮画像合成による地形の推定

各調査地点の地形の把握を目的として、2016年11月14日に Site 2, 2017年11月3日に Site 1において、ドローン (Phantom3 Professional, Da-Jiang Innovations Science and Technology Co., Ltd., Guangdong, China) による空撮を実施した。飛行高度 50–150 m 未満で、付属カメラ (画角 94 度, 画素数 4000×3000 pixel) により、オーバーラップ率が 70% 以上となるように静止画を撮影した。空撮画像の合成により得られる DEM (Digital Elevation Model, 数値標高モデル) 値との比較のため、各調査地点において水深を測定した。Site 2 においてはおもりをつけたメジャーを船上から下ろし、Site 1 においては折尺を使用して水深を測定し、測定時の潮位を補正して T.P. (東京湾平均海面) 基準の標高を求めた。

撮影した画像を 3 次元オブジェクト生成ソフトウェア (PhotoScan Professional, Agisoft Co., Ltd., Leningrad, Russia) に読み込み、画像を 3 次元合成し、DEM を作成した。DEM の精度を高めるため、水深を実測した地点を GCP (Ground Control Point, 基準点) として設定した。

2.3 生物による石灰化・侵食に基づく炭酸塩地盤形成

速度の推定

2016年11月17日に Site 1 と Site 2 において底生生物調査を実施し、石灰化生物を含む底生生物の被度 (生物が底面を被覆する割合) と侵食生物 (ウニ) の個体数 (Site 1 のみ) を記録した。底生生物の被度を調べる手法としては、先行研究 (Ohde and van Woessik, 1999) と同じライン・インターセプト・トランセクト法を用いた。Site 1 および Site 2 を基点とし、各地点で 10 m のライン・トランセクトを約 5 m 間隔で南北方向に 4 本設定した。10 m のライン・トランセクトを 4 本設定し、長さ 1 cm 以上の底生生物の群体の長さや群体数 (離れていれば別群体と認識) を記録した。底生生物のうち、造礁サンゴは種ごとに、その他の生物 (ソフトコーラル類, 石灰藻類, 大型藻類, カイメン等) は種または属ごとに同定し、被度を記録した。Site 1 においては、10 m の各ライン・トランセクトの両側幅 1 m, 20 m² でウニの個体数とサイズを記録した。

Perry *et al.* (2012) で提案されている手法 (ReefBudget) に従って、生物による石灰化・侵食に基づく炭酸塩地盤形成速度 (G_{bio}) (g CaCO₃ m⁻² d⁻¹) を推定した。 G_{bio} は石灰化生物 (サンゴと石灰藻) による石灰化速度 (CP) (g CaCO₃ m⁻² d⁻¹) から侵食生物 (ウニ等) による侵食速度 (E) (g CaCO₃ m⁻² d⁻¹) を差し引いた値として定義される。

$$G_{bio} = CP - E \quad (1)$$

CP は下式のとおりに定義される。

$$CP = \left(\sum_i (R \times \left(\frac{X_i}{100} \right) \times (D_i \times g_i \times 10000)) \right) + R \times \frac{X_{CCA}}{100} \times C_{CCA} \times 10000 \times \frac{1}{365} \quad (2)$$

ここで R は地盤の凹凸度, X_i はサンゴ i 種の被度 (%), D_i はサンゴ i 種の骨格密度の既往文献値 (g CaCO₃ cm⁻³), g_i はサンゴ i 種の成長速度の既往文献値 (cm year⁻¹), X_{CCA} は殻状石灰藻の被度 (%), C_{CCA} は ReefBudget のインド太平洋地域における殻状石灰藻の成長速度の既往文献値の平均値 (0.057 g CaCO₃ cm⁻² year⁻¹) である。サンゴの成長速度については、ReefBudget のインド太平洋地域のデータベースの値を中心に活用した。種のデータが無いものについては、ReefBudget のカリブ海のデータベースも含めて属および/または群体形が同じであるデータを採用した。ReefBudget のデータベースに含まれないもので、既往文献値が利用できる種については、それらの値を採用した。

(永田ら, 2013; Anderson et al., 2017; Al-Sofyani and Niaz, 2007; Mwachireya et al., 2015).

Site 1 の R は、ドローン空撮画像から作成した DEM を用いて下式のとおり求めた。

$$R = \frac{d_1}{d_2} \quad (3)$$

ここで d_1 は 2 点間の地盤に沿った長さ、 d_2 は 2 点間の直線距離である。 d_1 はスケールの入った DEM の画像ファイルを画像処理ソフトウェア (ImageJ, Schneider et al., 2012) に取り込み、計測した。 d_2 はライン・トランセクトの長さ (10 m) である。Site 2 においては、現地調査より地盤の凹凸が少なく、DEM の解像度も数 m と低く、正確な R を推定できなかったことから、 $R=1$ とし計算した。

X_i (%) および X_{CCA} (%) は、下式のとおり求めた。

$$X_i = \frac{L_i}{L} \times 100 \quad (4)$$

$$X_{CCA} = \frac{L_{CCA}}{L} \times 100 \quad (5)$$

ここで L_i はライン・トランセクト上のサンゴの長さ (m)、 L_{CCA} はライン・トランセクト上の殻状石灰藻の長さ (m)、 L はライン・トランセクトの長さ (10 m) である。

E ($\text{g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) は以下の経験式を用いた。

$$E = \sum_s (0.00008x^{2.4537} \times n_s) + R \times e_{mcr} \times 1000 \times \frac{1}{365} \quad (6)$$

ここで x はあるサイズ階級 (20 mm 間隔) の殻長の中央値 (mm)、 n_s はあるサイズ階級 (20 mm 間隔) のウニの個体数である。 e_{mcr} はシアノバクテリアや緑藻等の微生物による侵食速度で、インド太平洋地域におけるデータが無かったため、ここではカリブ海の水深 0–10m における文献値 ($0.27 \text{ kg CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ year}^{-1}$, Vogel et al., 2000) を用いた。Perry et al. (2012) においては、ウニの種別の侵食速度を求める式が提示されているが、調査地域における出現種の経験式が無かったため、ウニの種に関わらず殻長から侵食速度を求める経験式を用いた。本研究では上記の微生物による侵食速度の文献値と 2016 年の Site 1 におけるウニの個体数とサイズに基づく侵食速度を 1995 年の Site 1, 1995 年と 2016 年の Site 2 においても適用した。

1995 年と 2016 年の生物の被度と G_{bio} の比較にあたっては、1995 年の先行研究における生データの記載が無く、平均値、標準偏差、サンプル数のみの記載であったため、正規分布を仮定して統計解析を行った。

2.4 水質変化に基づく炭酸塩地盤形成速度の推定

2016 年 7 月 2–3 日、2016 年 11 月 13–14 日、2017 年 6 月 8–9 日、2017 年 6 月 25–26 日に採水および物理項目の測定を実施した。調査地点の水塊が外洋から隔離される干潮時は 30 分間隔で、干潮時刻の前後 5 時間 (合計 10 時間) 以上は 1 時間間隔で採水した。礁内の水塊の比較基準とするため、ルカン礁から 1–3 km 離れた外洋の表層水も 1 試料以上採取した。Site 1 および外洋では表層水をバケツで採取し、Site 2 では北原式採水器を使用して表層水と底層水を採取した。海水試料は 250 mL の Schott Duran 瓶に採取し、200 μL の飽和塩化第二水銀溶液を添加して溶存無機炭素を固定した。海水試料は Gran plot 法 (Dickson et al., 2007) および 1 点法 (JISK0101-1998) により、溶存無機炭素濃度 (DIC) と全アルカリ度 (TA) を測定した。Gran plot 法による測定には全アルカリ度滴定装置 (ATT05 および ATT15, Kimoto Electric Co., Ltd., Osaka, Japan) を使用し、全炭酸標準物質 (KANSO Co., Ltd., Osaka, Japan) を用いて精度の確認を行った。TA の繰り返し精度は $3 \mu\text{mol L}^{-1}$ 以下、DIC の繰り返し精度は $4 \mu\text{mol L}^{-1}$ 以下であった。1 点法の測定には連続炭酸計 (Kimoto et al., 2001) を使用し、Scripps 研究所から提供された炭酸系の標準溶液を用いた。

採水と同期間に水温・塩分 (Compact-CT, JFE Advantech Co., Ltd., Hyogo, Japan) ・水深 (Infinity-WH, JFE Advantech Co., Ltd., Hyogo, Japan) ・流速 (Compact-EM, JFE Advantech Co., Ltd., Hyogo, Japan) ・光量子 (MDS-MkV/L または DEF12-L, JFE Advantech Co., Ltd., Hyogo, Japan) ・pH (SP-11, Kimoto Electric Co., Ltd., Osaka, Japan) を、各測器により測定した。

サンゴや石灰藻等の石灰化生物が炭酸塩の骨格を形成すると、水中の重炭酸イオンが消費される。一方、炭酸塩地盤が溶解すると、水中の重炭酸イオンは増加する。したがって、重炭酸イオンおよびそれと平衡状態にある水中の無機炭素系 (以下炭酸系とする) の濃度の時間変化を調べることで、石灰化生物による石灰化速度や炭酸塩地盤の溶解速度を求めることができる。

DIC (mmol kg^{-1}) は水に溶けている溶存無機炭素 (溶存二酸化炭素、重炭酸イオン、炭酸イオン) の濃度であり、下式で表される。

$$DIC = [CO_2^*] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] \quad (7)$$

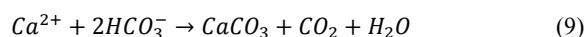
ここで $[CO_2^*]$ は溶存二酸化炭素の濃度 ($mmol\ kg^{-1}$), $[HCO_3^-]$ は重炭酸イオンの濃度 ($mmol\ kg^{-1}$), $[CO_3^{2-}]$ は炭酸イオンの濃度 ($mmol\ kg^{-1}$) である.

TA ($mmol\ kg^{-1}$) は水に溶けている弱酸 (主に炭酸) とバランスする陽イオンの電荷量の濃度であり, 下式で表される.

$$TA = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [OH^-] - [H^+] + [B(OH)_4^-] \pm \text{minor compounds} \quad (8)$$

ここで $[OH^-]$ は水酸化物イオンの濃度 ($mmol\ kg^{-1}$), $[H^+]$ は水素イオンの濃度 ($mmol\ kg^{-1}$), $[B(OH)_4^-]$ はテトラヒドロキシホウ酸イオンの濃度 ($mmol\ kg^{-1}$) である. テトラヒドロキシホウ酸イオン等の寄与分は塩分などで近似して求める (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001).

石灰化は下記の化学反応式で表される.



ここで, Ca^{2+} はカルシウムイオン, $CaCO_3$ は炭酸カルシウム, CO_2 は二酸化炭素, H_2O は水である. 上式より, 石灰化により 1 mol の炭酸カルシウムが形成される際に, DIC は 1 mol, TA は 2 mol 減少することが分かる. 逆に炭酸カルシウムの溶解が起きると, DIC は 1 mol, TA は 2 mol 増加する. 光合成や呼吸などの反応は基本的に TA に影響を与えないため, TA の時間変化から生態系の正味の石灰化速度 (NEC) ($mmol\ m^{-2}\ h^{-1}$) を下式で求めることができる.

$$NEC = -\frac{1}{2} \times \Delta TA / \Delta t \times \bar{Z}_t \times \rho_{water} \quad (10)$$

ここで, ΔTA は TA の変化量 ($mmol\ kg^{-1}$), Δt は観測時間 (h), \bar{Z}_t は調査地点の観測時間 t における平均水深 (m), ρ_{water} は海水の密度 ($kg\ m^{-3}$) である. この式は海水の流動に伴う移流や拡散の効果を考慮していないが, 本研究では外洋の潮位よりも礁内の水位が高くなり, 外洋水との交換が無視できる干潮時に適用した. なお, TA の変化は炭酸塩の沈殿だけでなく, アンモニウムイオンや硝酸イオン, 硫酸イオン濃度の変化によっても引き起こされるが, サンゴ礁域においてはそうした変化による誤差は一般的に 5%未満であり (Kinsey, 1978), TA の変化から石灰

化速度を推定する手法はサンゴ礁域において広く適応されている (例えば McMahon et al., 2013; Watanabe et al., 2006).

調査地点の平均水深 (\bar{Z}_t) は, ドローンの空撮画像を 3次元合成して得られた DEM を用いて, 下式より求めた.

$$\bar{Z}_t = k \frac{S_t}{V_t} \quad (11)$$

ここで, S_t は時刻 t におけるタイドプールの表面積, V_t は時刻 t におけるタイドプールの容積, k は DEM と実測標高の回帰式の傾きである. S_t と V_t は PhotoScan Professional 上で DEM から求めた.

なお, 光合成により 1 mol の有機炭素が形成される際に, DIC は 1 mol 減少する (TA は変化しない). 逆に呼吸が起きると, DIC は 1 mol 増加する. したがって生態系の純一次生産速度 (NEP) ($mmol\ m^{-2}\ h^{-1}$) は下式で求められる.

$$NEP = \left(\frac{1}{2} \Delta TA / \Delta t - \Delta DIC / \Delta t \right) \times \bar{Z}_t \times \rho_{water} \quad (12)$$

ここで, ΔDIC は DIC の変化量 ($mmol\ kg^{-1}$) である. TA および DIC の時間変化の回帰直線の傾きから, 日中および夜間の平均的な NEC と NEP を求めた. Site 2 においては, 2016 年 7 月は水温のデータがある底層のみを使用し, 2017 年 6 月は表層・底層で TA と DIC に大きな差が無かったため, 表層と底層のデータを合わせて回帰した. これに加えて, 光量と水温と NEC との関係を見るために, 30 分間隔の TA の時間変化から単位時間あたりの NEC を求めた. Site 2 においては, 表層の 30 分間隔の TA の変化量から求めた NEC と, 底層の 30 分間隔の TA の変化量から求めた NEC をともに使用した.

サンゴの石灰化速度は光量に強く規定されることが知られている (Chalker and Taylor, 1975). そこで, 一日あたりの NEC を, 水質変化の基づく炭酸塩地盤形成速度 (G_{chem}) ($g\ CaCO_3\ m^{-2}\ d^{-1}$) として, 光量の日変化に対応する NEC の直線回帰式 (後述の図-3.13 参照) の積分および炭酸カルシウムの物質質量から質量への換算によって求めた. ただし, Site 1 の 2017 年 6 月 8 日の 5 時 59 分から 6 時 45 分および Site 2 の 2017 年 6 月 8 日の 5 時 59 分から 7 時 18 分の水中光量のデータが欠損していたため, それぞれ各調査地点の 6 月 26 日の同時刻のデータで補完した. 直線回帰式の傾きと切片の標準偏差の積分値への誤差伝播

(Hata et al., 2002) により, G_{chem} の標準偏差を求めた. Site 1 における 1994 年および 1995 年の G_{chem} については, Ohde and van Woerik (1999) で採水期間における光量の日変動が測定されていなかったため, 日中の NEC に観測日の日照時間をかけて求めた.

3. 結果

3.1 空撮画像合成による地形の推定

各調査地点のドローンの空撮画像を 3 次元合成して得られたオルソ画像と DEM を図-3.1 に示す. DEM の解像度は Site 1 では 2 cm (撮影高度 50 m), Site 2 では 2.5 m (撮影高度 150 m) であった. 各調査地点の DEM 値と実測標高の残差の平均二乗誤差 (Root Mean Square Error, RMSE) は Site 1 で 2 cm, Site 2 で 42 cm であった. (図-3.2) なお, Site 2 では, 太陽光の反射の影響により, 礁池中央部の DEM が良好でなく, 実際には存在しない凸地形が合成されたため, この凸地形上にある地点を除いて DEM と実測標高を回帰した. DEM から推定した Site 1 の地盤の凹凸度 (R) は 1.19 となった.

3.2 生物による石灰化・侵食に基づく炭酸塩地盤形成速度の推定

2016 年 11 月の各調査地点における分類群ごとの底生生物に被度を図-3.3 に示す. Site 1 では枝状コモンサンゴを主とするサンゴや殻状石灰藻 (サビ亜科) が優占していた. Site 2 では褐藻綱の石灰藻であるオキナウチワを主とする大型海藻や, 塊状ハマサンゴを主とするサンゴが優占していた. サンゴの総被度 (平均 ± 標準偏差 (SD)) は, Site 1 で $20.4 \pm 8.7\%$, Site 2 で $10.0 \pm 8.2\%$ となり, 2 地点間で有意差が無かった ($p > 0.05$). その他の分類群 (大型海藻, 殻状石灰藻, ソフトコーラル) の総被度についても, 2 地点間で有意差が無かった ($p > 0.05$). また, 各地点の分類群ごとの底生生物の被度を, 1995 年 10 月と 2016 年 11 月で比較すると, Site 2 において 1995 年より 2016 年で大型海藻が有意に増加した以外は, 各分類群間の被度に有意差が無かった (図-3.4).

Site 1 および Site 2 におけるサンゴの種ごとの石灰化速度 (文献値) と被度を図-3.5 に示す. Site 1 においては 1995 年 10 月には, 枝状コモンサンゴ属 (*Montipora spp.*), 葉状シコロサンゴ属 (*Pavona spp.*), シコロキクメイシ (*Pavona venosa*), トゲサンゴ (*Seriatopora histrix*) といった石灰化速度の比較的大きい種が優占していた. 2016 年 11 月においても, 枝状コモンサンゴ属 (*Montipora spp.*) やシコロキクメイシ (*Pavona venosa*)

が優占していたが, 石灰化速度が大きい葉状シコロサンゴ属 (*Pavona spp.*) の被度は高くなく, トゲサンゴ (*Seriatopora histrix*) は見られなかった. Site 2 においては, 1995 年 10 月では, 全体的に被度は 2%未満と低いものの, 石灰化速度の大きい種から小さい種まで幅広く分布していた. 一方 2016 年 11 月では, 石灰化速度が比較的小さい塊状ハマサンゴ属 (*Porites spp.*) やパリカメノコキクメイシ (*Coelastrea aspera*) が優占していた. 各調査地点において, 1995 年 10 月と 2016 年 11 月の種ごとのサンゴ被度を比較すると, Site 2 でマルキクメイシ (*Astrea curta*) が 1995 年 10 月の被度 0%から 2016 年 11 月の被度 $0.4 \pm 0.1\%$ に増加したことを除いて, 有意差が無かった ($p > 0.05$). 2016 年 11 月の調査において, Site 1 と Site 2 のサンゴの種ごとの被度を比較すると, Site 1 では葉状シコロサンゴ属 (*Pavona spp.*), 枝状コモンサンゴ属 (*Montipora spp.*), シコロキクメイシ (*Pavona venosa*) が Site 2 よりも有意に被度が高く, Site 2 ではパリカメノコキクメイシ (*Coelastrea aspera*), マルキクメイシ (*Astrea Curta*), 被覆状ルリサンゴ属 (*Leptastrea spp.*) が Site 1 よりも有意に被度が高かった ($p < 0.05$).

2016 年 11 月の各調査地点における G_{bio} (平均 ± SD) は Site 1 で $14.06 \pm 5.53 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, Site 2 で $2.63 \pm 2.34 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ となり, Site 1 の方が有意に大きかった ($p < 0.05$). サンゴの種ごとの CP を見ると, 6 種のサンゴについて調査地点間の被度の違いによって CP に有意差があった (図-3.6) ($p < 0.05$). 調査地点間で被度に差があったサンゴの種の例を図-3.7 に, 西平・Veron (1995) に基づくサンゴの種の特徴を付録 A 示す. Site 1 では葉状シコロサンゴ属 (*Pavona spp.*), 枝状コモンサンゴ属 (*Montipora spp.*), シコロキクメイシ (*Pavona venosa*) といった石灰化速度が比較的大きい種による CP が Site 2 を大きく上回っていた. 一方, Site 2 では石灰化速度の小さいパリカメノコキクメイシ (*Coelastrea aspera*), マルキクメイシ (*Astrea Curta*), 被覆状ルリサンゴ属 (*Leptastrea spp.*) による CP が Site 1 より有意に大きかったが, その差はわずかであった.

1995 年 10 月の調査結果に基づく G_{bio} は Site 1 では $36.51 \pm 17.56 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, Site 2 では $3.52 \pm 4.69 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ となったが, Site 1 および Site 2 ともに 1995 年と 2016 年で G_{bio} に有意差が無かった ($p > 0.05$).

3.3 水質変化に基づく炭酸塩地盤形成速度の推定

水温, 塩分, 水深, 光量子, 流速および水質 (TA, DIC, Ω_{ar} (アラゴナイト飽和度), pH) の時間変化を図-3.8 示す. Ω_{ar} はサンゴにより生成される結晶構造を持った炭酸

塩（アラゴナイト）の溶解しやすさの指標であり、炭酸イオンの濃度から経験的に算出される（Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001）. 調査地点においては、昼間および夜間の干潮時に礁内の水位が外洋の潮位よりも高くなり、水塊の移動が小さくなり流速が低下する時間帯があった。水塊の移動が小さくなる干潮時では、昼間は水温が上昇し、夜間は水温が低下する傾向があった。昼間の水温上昇は夏に顕著であり（図-3.8(a), (b), (c)）、夜間の水温低下は秋に顕著であった（図-3.8(d)）。こうした水温の日変化は特に水深の浅い Site 1 で顕著であった。このような環境下において、昼間の干潮時は TA と DIC の低下と pH と Ω_{ar} の上昇、夜間の干潮時は逆の傾向が見られた。

日中および夜間の干潮時の炭酸系（TA および DIC）の濃度変化を図-3.9 に示す。Site 1 では昼間に石灰化と光合成、夜間は石灰化または溶解と呼吸が起こっていた。Site 2 では昼間に石灰化と光合成、夜間は溶解と呼吸が起こっていた。

干潮時の TA の時間変化の傾きから求めた干潮時の平均的な NEC を図-3.10 に示す。1993–1995 年の NEC は Ohde and van Woesik (1999) の TA と DIC の生データから計算した。Site 1 においては、夏に NEC が大きくなり、秋に小さくなる季節変化が見られた。昼間の NEC は、夜間の NEC を上回っていた。Site 2 においては 6 月の NEC を 7 月の NEC が大きく上回っていた。さらに夜間の NEC は負の値（溶解）となり、昼間の NEC（石灰化）を大きく下回っていた。

NEP と NEC との関係を図-3.11 に示す。Site 1, Site 2 ともに NEP と NEC には有意な正の相関があった ($p < 0.05$)。Site 1 と Site 2 の回帰直線の傾きは有意差が無かったが、切片は Site 2 が有意に小さかった ($p < 0.05$)。

Site 1 における NEC と水温の関係を図-3.12 に示す。昼間の NEC は 30.8 ± 0.5 °C で極大値となった。

昼間の NEC と、pH および Ω_{ar} の間には相関が無かった ($p > 0.05$)。

光量と NEC の関係を図-3.13 に示す。Site 2 においては、第一四分位数から四分位範囲の 1.5 倍を引いた値以下のデータを外れ値として除外した。Site 1 の 2017 年 6 月 8–9 日および 2017 年 6 月 25–26 日、Site 2 の 2017 年 6 月 8–9 日において、回帰が有意となり、光量が増加するほど NEC が増加する傾向が見られた。 ($p < 0.05$) Site 1 では NEC と水中光量の線形回帰について切片が 6 月 8–9 日より 6 月 25–26 日の方が有意に低く、光量が同じでも 6 月 25–26 日の方が、NEC が小さい傾向が見られた。

水中光量の日変化と、光量と NEC の回帰式から求めた G_{chem} を図-3.14 に示す。一日あたりの水中光量は Site 1 の

2017 年 6 月 8–9 日で $48.8 \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 、Site 1 の 2017 年 6 月 25–26 日で $51.2 \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 、Site 2 の 2017 年 6 月 8–9 日で $48.7 \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ となり大きく変わらなかった。 G_{chem} は Site 1 の 2017 年 6 月 8–9 日で $11.77 \pm 2.51 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 、Site 1 の 2017 年 6 月 25–26 日で $4.53 \pm 1.47 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 、Site 2 の 2017 年 6 月 8–9 日で $-2.37 \pm 1.91 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ となった。Site 1 の、日中の干潮時の平均的な NEC (1994 年 6 月 11 日: $0.89 \pm 0.08 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$; 1994 年 7 月 9 日: $1.03 \pm 0.04 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) に観測日の日照時間 (1994 年 6 月 11 日: 13.8 時間; 1994 年 7 月 9 日: 13.7 時間) をかけた G_{chem} は 1994 年 6 月 11 日で $12.26 \pm 1.10 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 、1994 年 7 月 9 日で $14.05 \pm 0.51 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ となった。

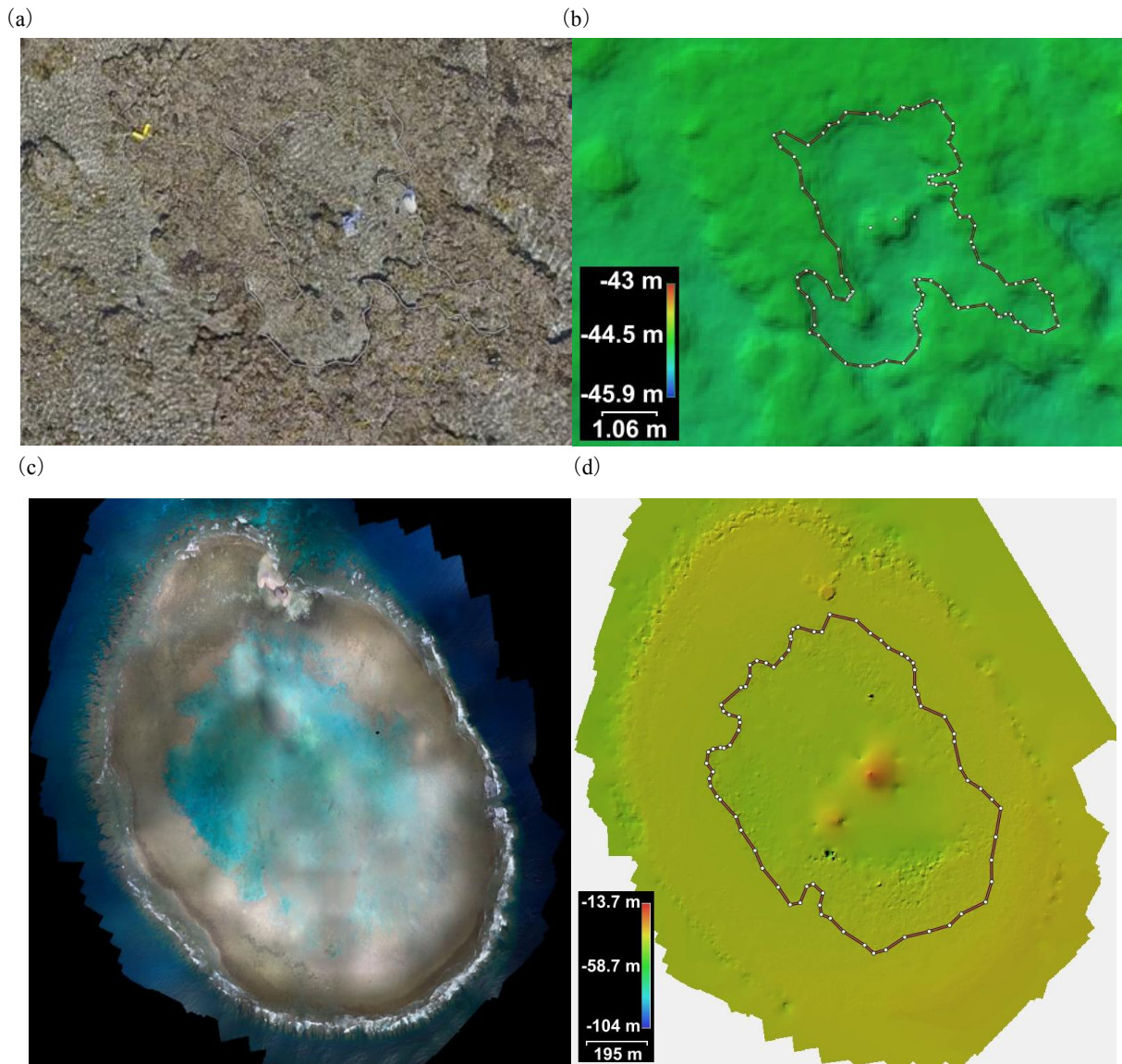


図-3.1 調査地点の空撮画像の合成によるオルソ画像と DEM
 ((a) Site 1 オルソ画像, (b) Site 1 DEM, (c) Site 2 オルソ画像, (d) Site 2 DEM)
 水塊の境界を DEM 上に赤線で示した.

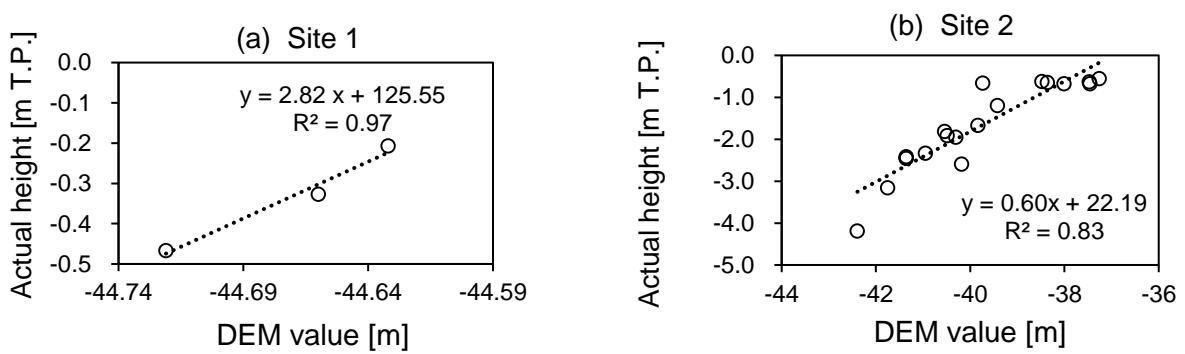


図-3.2 各調査地点の DEM 値と実測標高との関係
 ((a) Site 1 ・ (b) Site 2) 点線は回帰直線を表す.

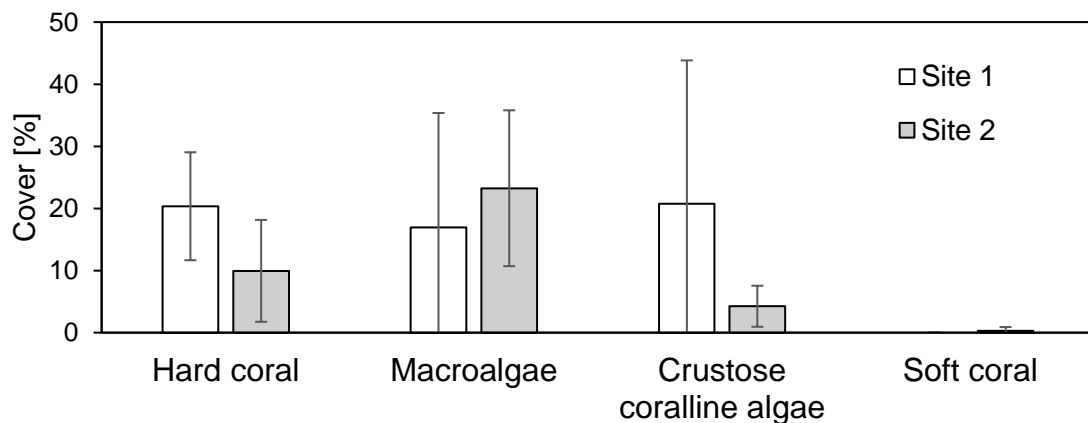


図-3.3 サンゴ、大型海藻、殻状石灰藻、ソフトコーラルの被度(2016年11月)
(白: Site 1, 灰色: Site 2)

エラーバーは4本の測線の各分類群の総被度の標準偏差(SD)を表す。

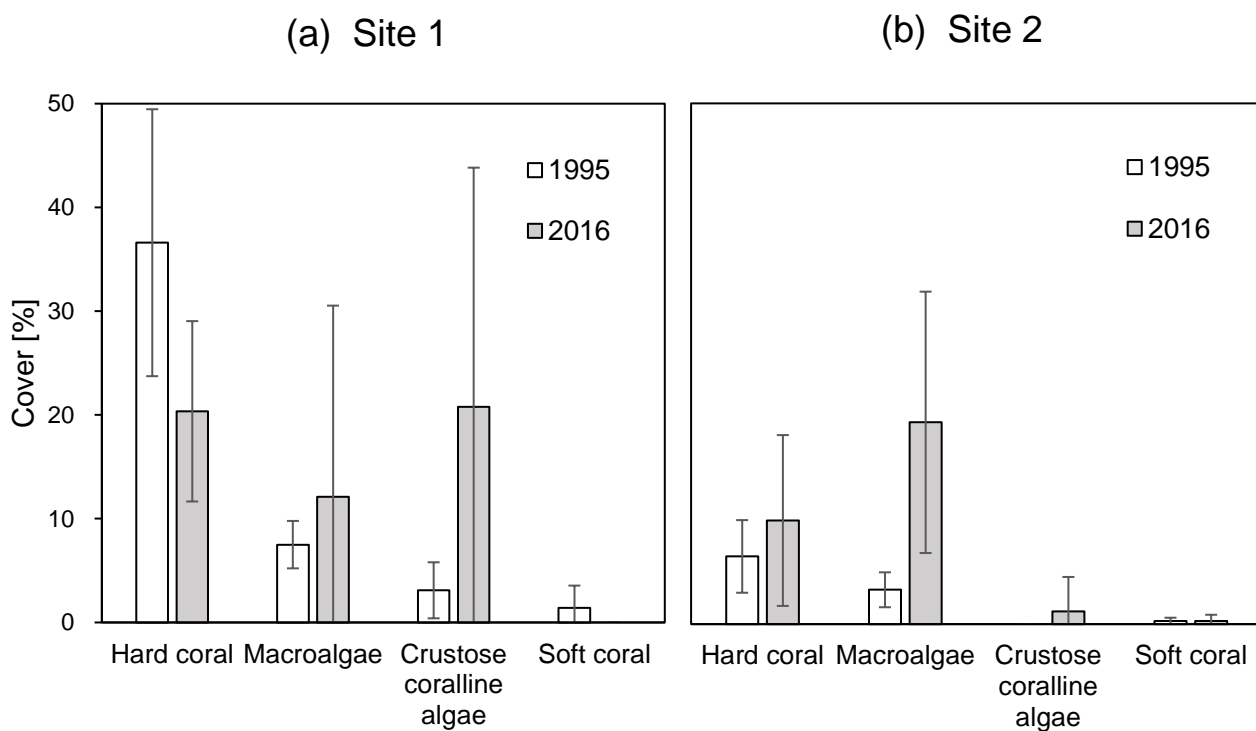


図-3.4 (a) Site 1 および (b) Site 2 におけるサンゴ、大型海藻、殻状石灰藻、ソフトコーラルの被度
(白: 1995年10月、灰色: 2016年11月)

1995年10月のエラーバーは、各分類群を構成する、
各種の被度の標準偏差の誤差伝播から求めた標準偏差(SD)を表す。
2016年11月のエラーバーは各分類群の総被度の標準偏差(SD)を表す。

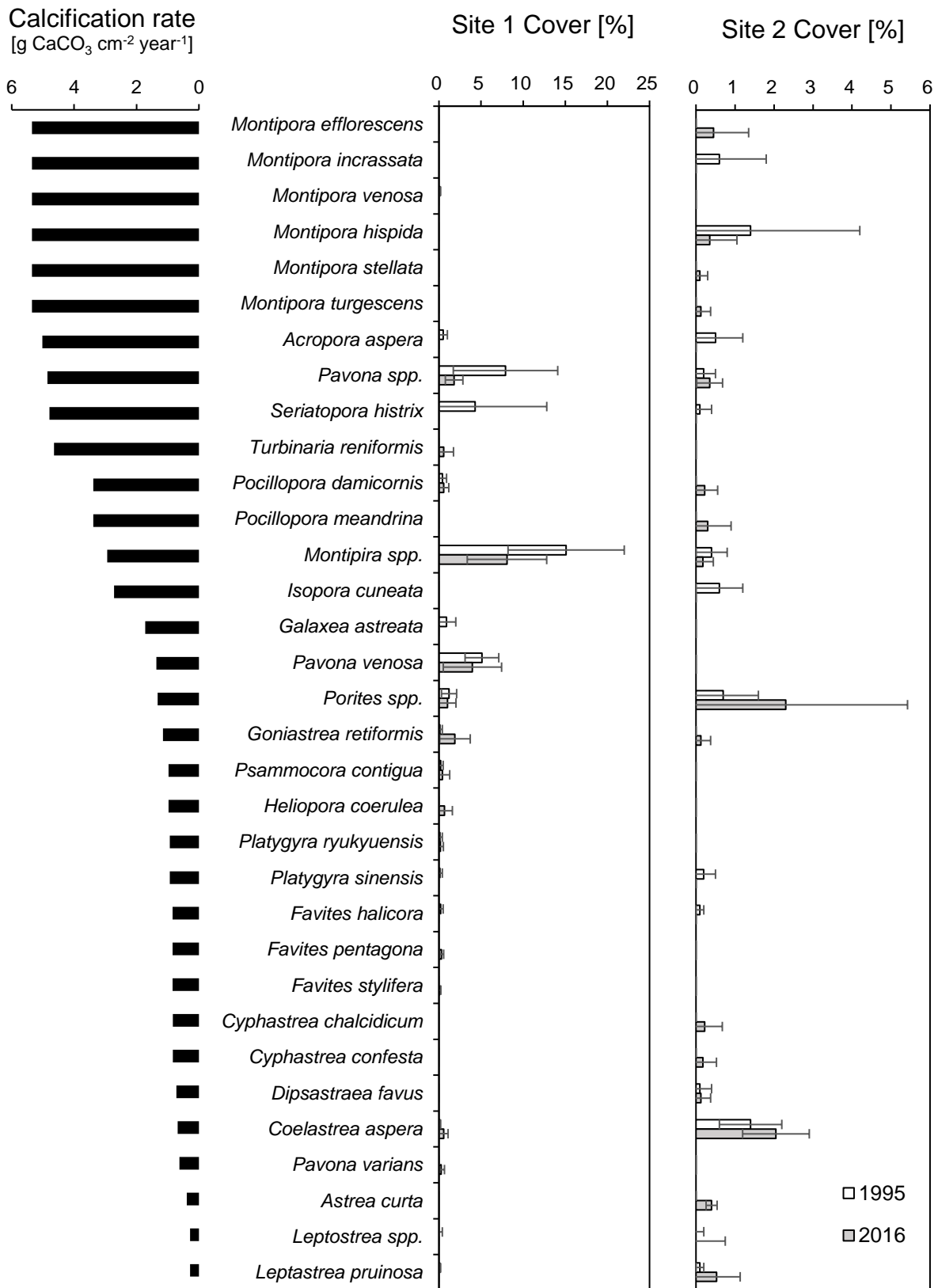


図-3.5 Site 1 および Site 2 におけるサンゴの種ごとの石灰化速度（文献値，本文参照）と被度

（黒：種ごとの石灰化速度，白：1995年10月の被度，灰色：2016年11月の被度）

エラーバーは各種の被度の標準偏差（SD）を表す。

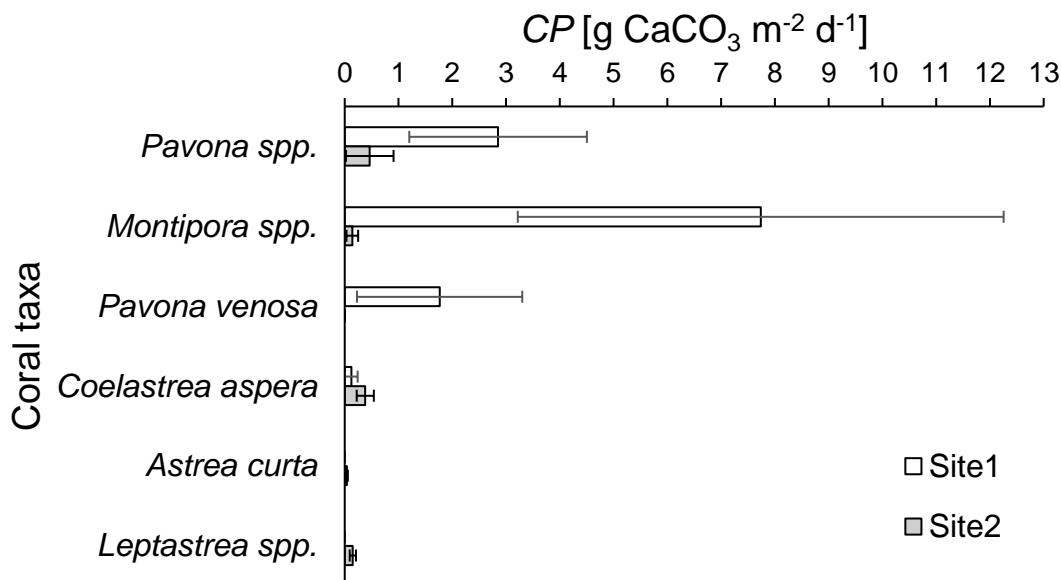


図-3.6 サンゴの種ごとの CP の調査地点間の違い(2016年11月)
(白: Site1, 灰色: Site2)

エラーバーはサンゴの種ごとの被度の標準偏差に起因する CP の標準偏差 (SD) を表す。
サンゴの種は石灰化速度が大きいものから順に, 上から葉状シコロサンゴ属 (*Pavona spp.*), 枝状コモンサンゴ属 (*Montipora spp.*), シコロキクメイシ (*Pavona venosa*), パリカメノコキクメイシ (*Coelastrea aspera*), マルキクメイシ (*Astrea curta*), 被覆状ルリサンゴ属 (*Leptastrea spp.*) を表す。

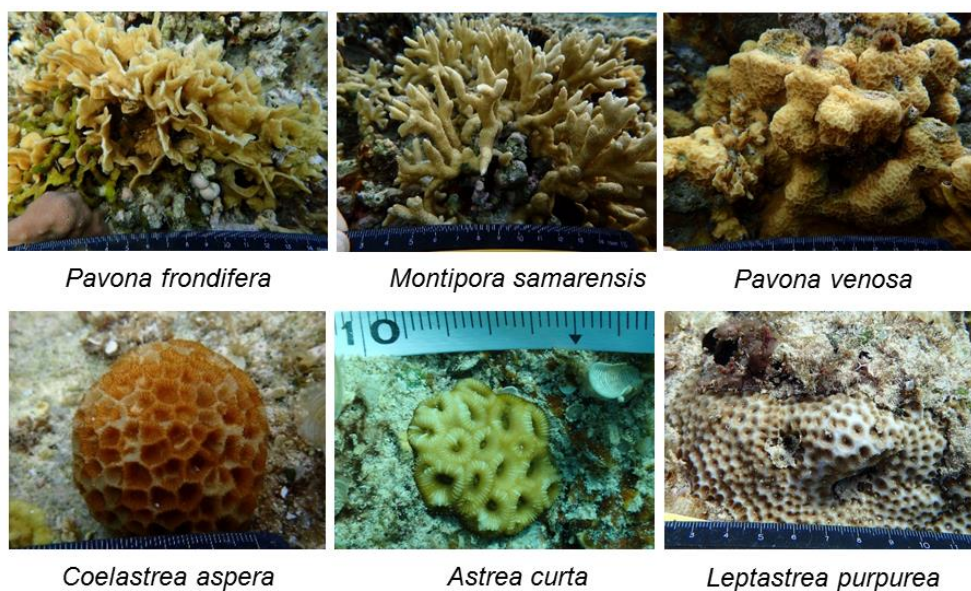


図-3.7 調査地点間で被度に差があったサンゴの種の例

(上段: Site 1 で Site 2 より被度が高かった種, 下段: Site 2 で Site 1 より被度が高かった種)
上段は左から順に, コノハシコロサンゴ (*Pavona frondifera*, 葉状シコロサンゴ属の一種), *Montipora samarensis* (枝状コモンサンゴ属の一種), シコロキクメイシ (*Pavona venosa*), 下段は左から順に, パリカメノコキクメイシ (*Coelastrea aspera*), マルキクメイシ (*Astrea curta*), ルリサンゴ (*Leptastrea purpurea*, 被覆状ルリサンゴ属の一種) を表す。

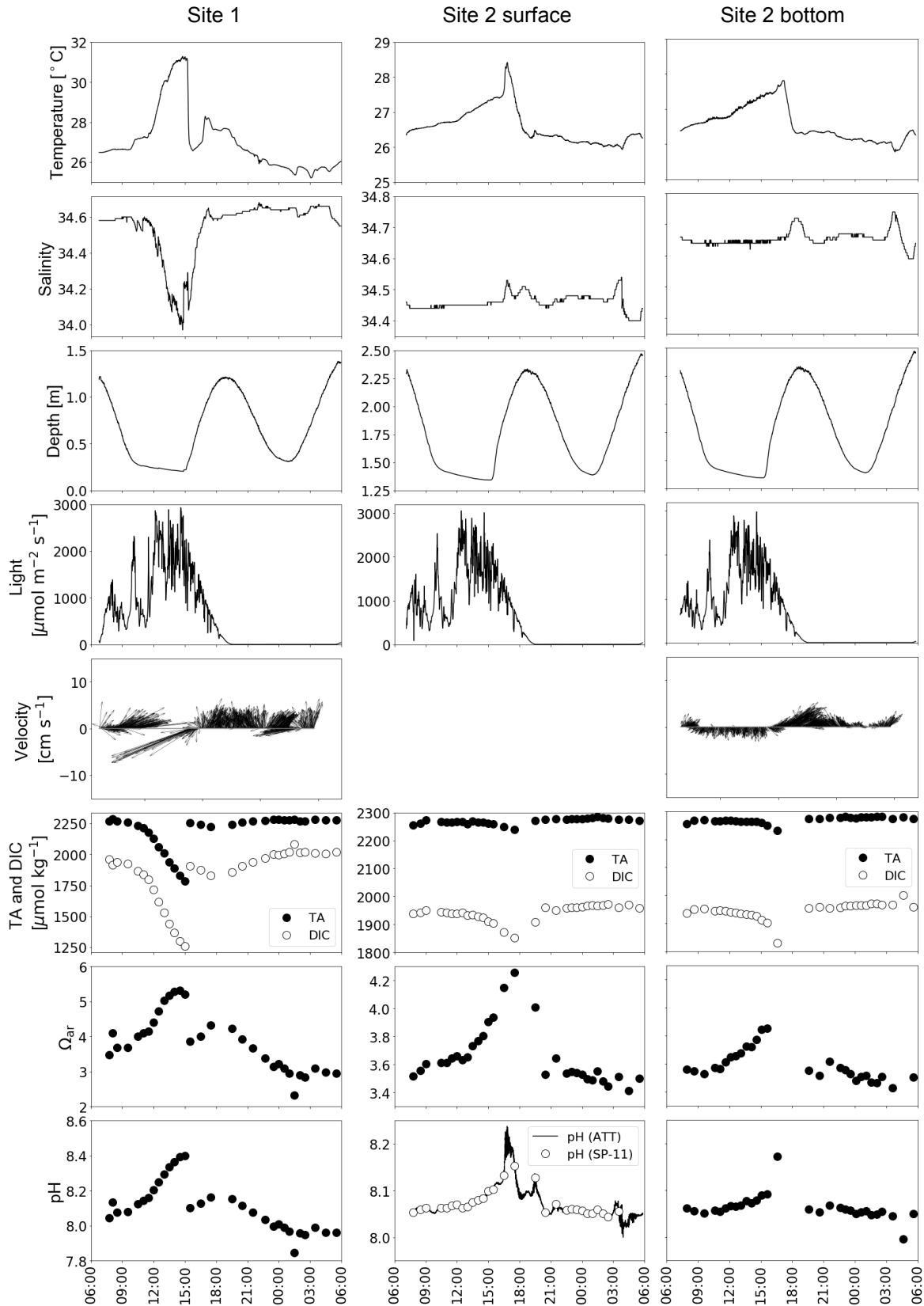


図-3.8(a) 水温、塩分、水深、光量子、流速および水質 (TA, DIC, Ω_{ar} , pH) の時間変化 (2017年6月8-9日)
 時系列グラフは上から順に水温 ($^{\circ}\text{C}$), 塩分, 水深 (m), 水中光量 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), 流速 (cm s^{-1}), 炭酸系の濃度 (TA と DIC) ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), アラゴナイト飽和度 (Ω_{ar}), pH (ATT または SP-11 で測定) を表す。

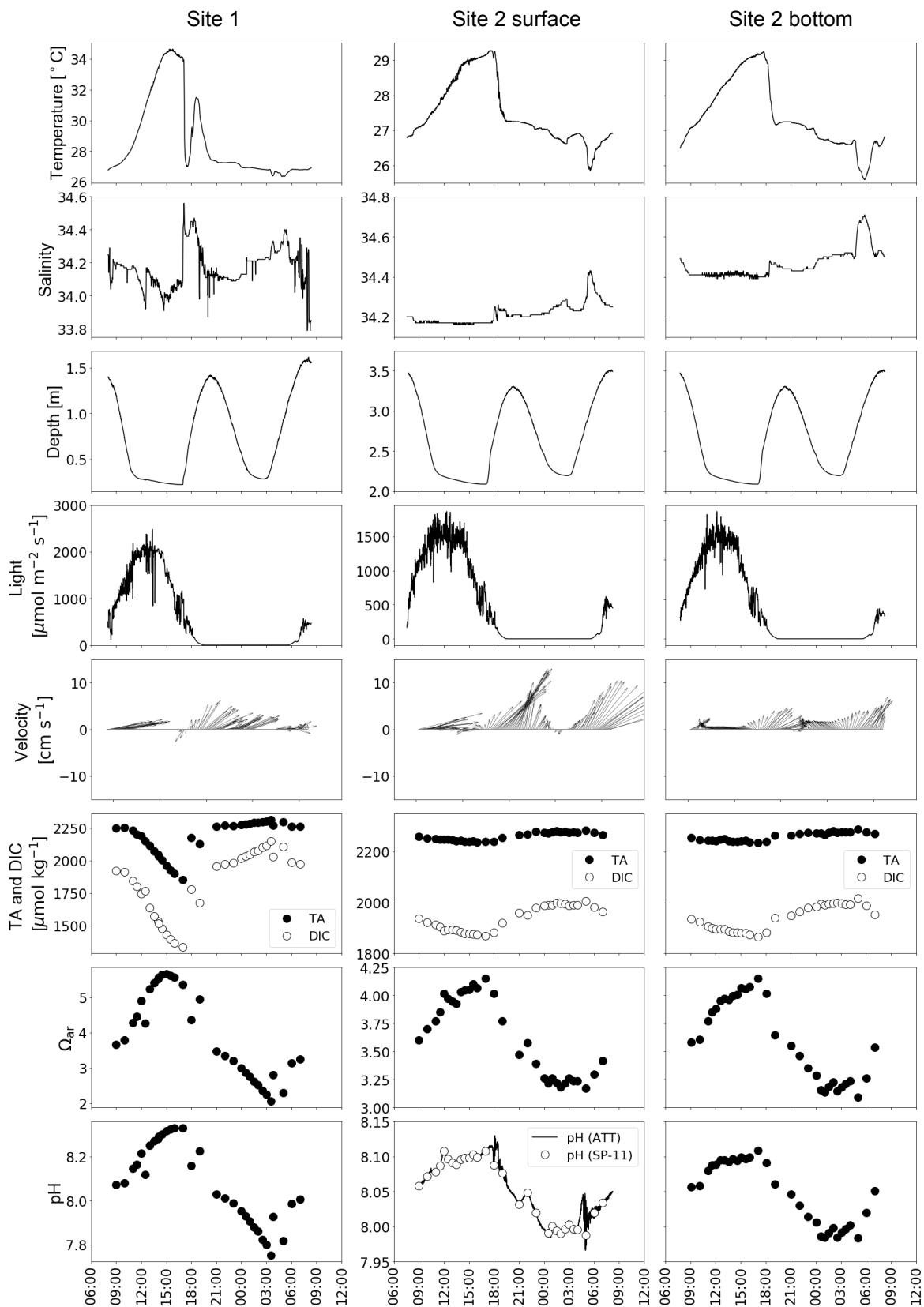


図-3.8(b) 水温，塩分，水深，光量子，流速および水質 (TA, DIC, Ω_{ara} , pH) の時間変化 (2017年6月25-26日) 時系列グラフは上から順に水温 (°C), 塩分, 水深 (m), 水中光量 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), 流速の移動平均 (cm s^{-1}), 炭酸系の濃度 (TA と DIC) ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), アラゴナイト飽和度 (Ω_{ara}), pH (ATT または SP-11 で測定) を表す。

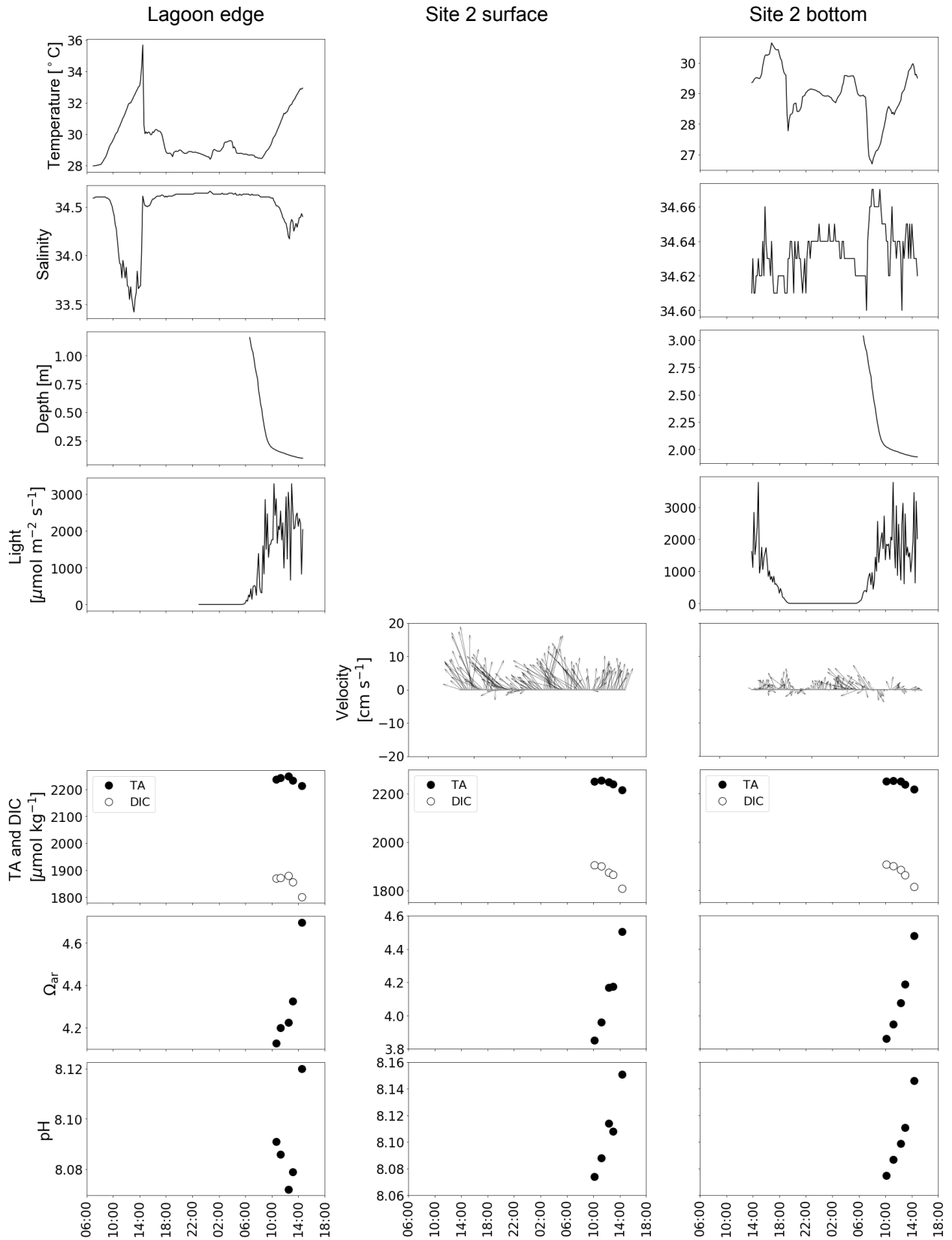


図-3.8(c) 水温，塩分，水深，光量子，流速および水質（TA, DIC, Ω_{ara} , pH）の時間変化（2016年7月2-3日）
 時系列グラフは上から順に水温（ $^{\circ}\text{C}$ ），塩分，水深（m），水中光量（ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ），流速（ cm s^{-1} ），炭酸系の濃度（TA と DIC）（ $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ），アラゴナイト飽和度（ Ω_{ara} ），pH（ATT で測定）を表す．Lagoon edge は礁池の東側縁辺部である．

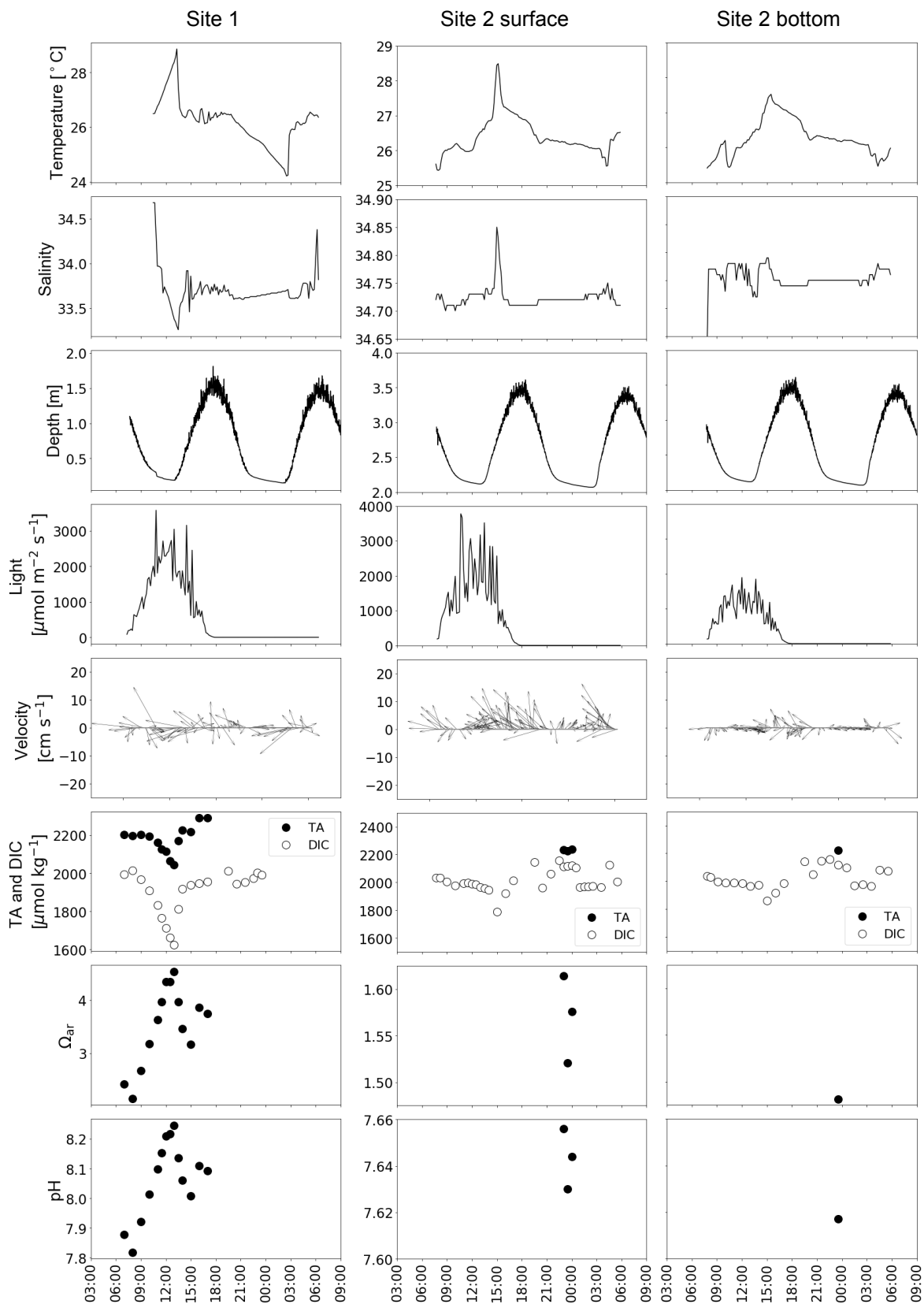


図-3.8(d) 水温, 塩分, 水深, 光量子, 流速および水質 (TA, DIC, Ω_{ar} , pH) の時間変化 (2016年11月13-14日)
 時系列グラフは上から順に水温 ($^{\circ}\text{C}$), 塩分, 水深 (m), 水中光量 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), 流速 (cm s^{-1}), 炭酸系の濃度 (TA と DIC) ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), アラゴナイト飽和度 (Ω_{ar}), pH (ATTで測定) を表す。

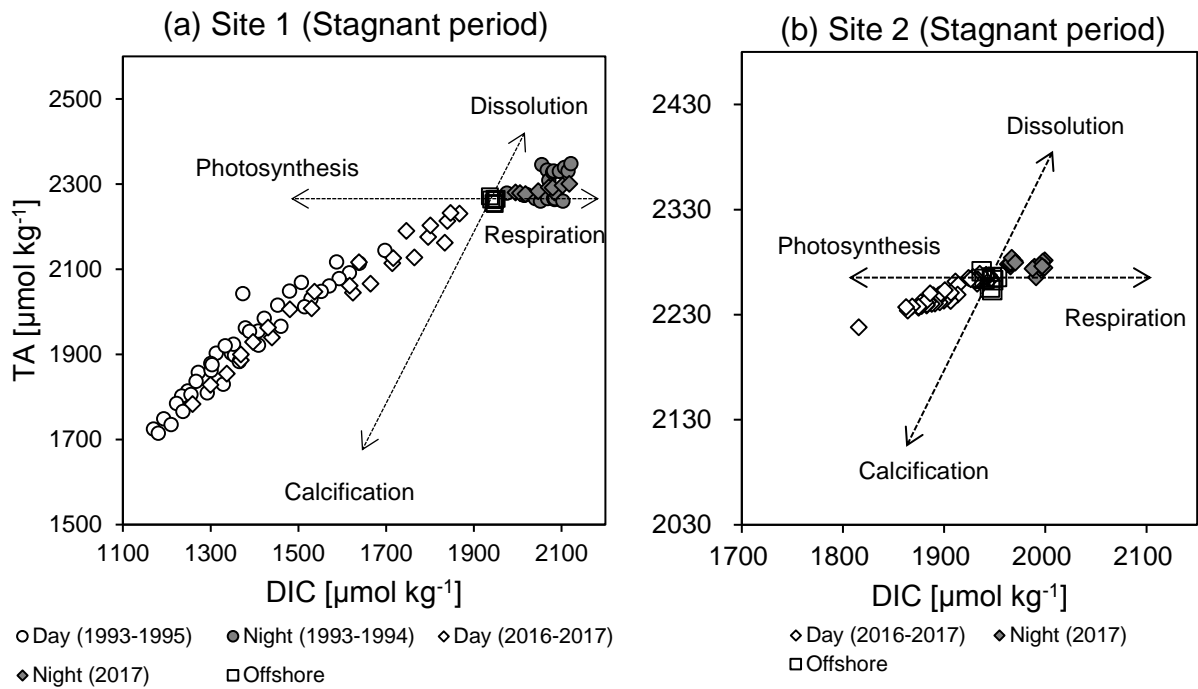


図-3.9 日中および夜間の干潮時の炭酸系 (TA と DIC) の濃度変化

((a) Site 1, (b) Site 2)

昼間のデータは白抜き、夜のデータは塗りつぶしの凡例である。

○は先行研究 (1993-1995 年採水, Ohde and van Woessik, 1999), ◇は本研究 (2016-2017 年採水) のデータを表す。
外洋水 (□) を基点とし、各反応による DIC と TA の変化をベクトル (DIC, TA) で示した。
(石灰化: (-1, -2), 溶解: (1, 2), 石灰化: (-1, -2), 光合成: (-1, 0), 呼吸: (1, 0))

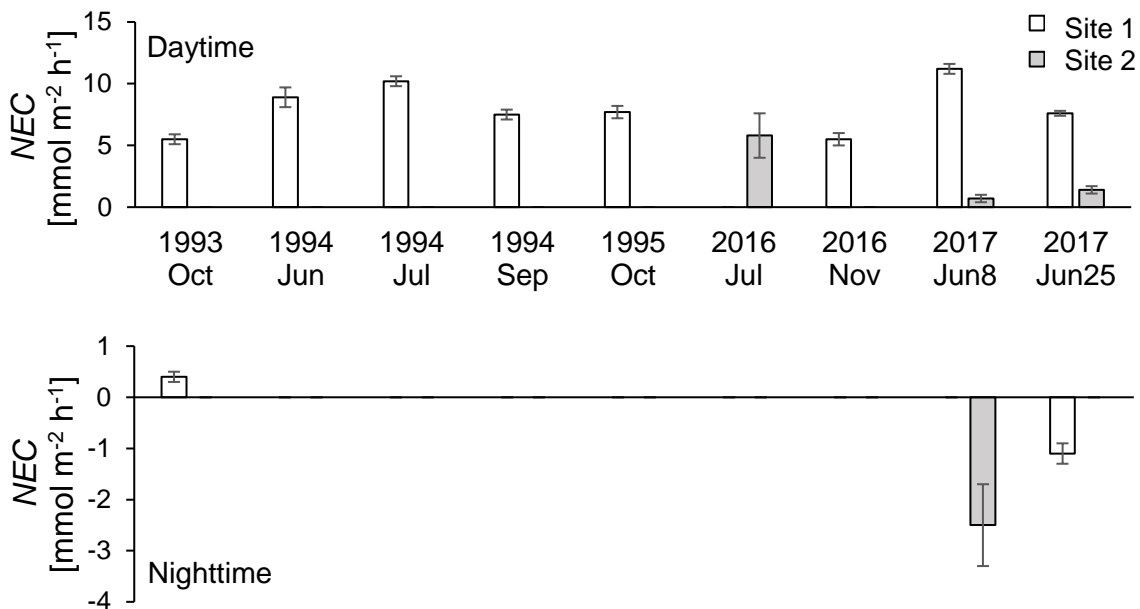


図-3.10 日中(上段)および夜間(下段)の生態系の正味の石灰化速度 (NEC)

(白: Site 1, 灰色: Site 2)

エラーバーは TA の時間変化の傾きの標準偏差に起因する NEC の標準偏差 (SD) を表す。

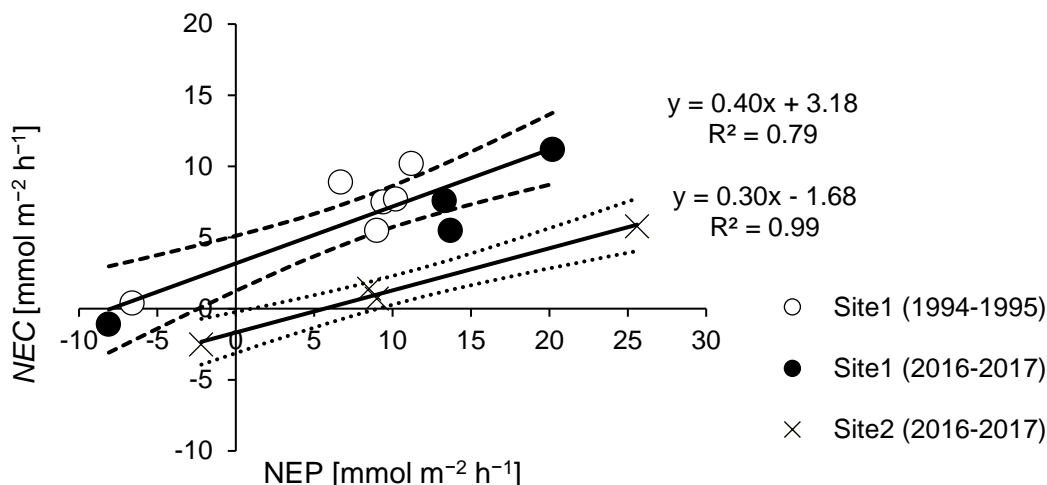


図-3.11 NEP と NEC の関係

(白丸 : Site 1 (1994-1995 年), 黒丸 : Site 1 (2016-2017 年), x : Site 2 (2016-2017 年))

太線は直線回帰式を表す. 回帰直線の 95%信頼区間を点線で示した.

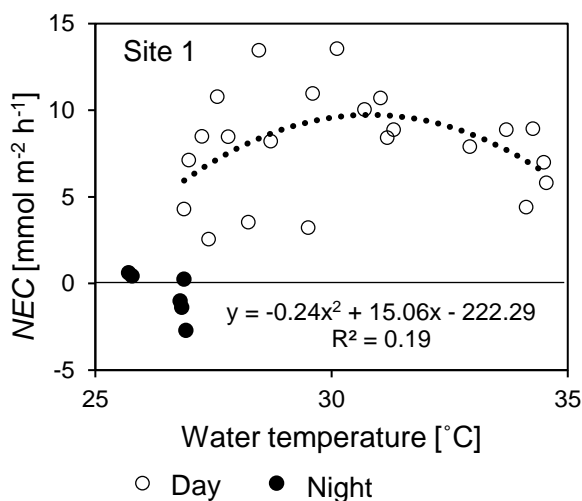


図-3.12 水温と NEC の関係

(白丸 : 昼間, 黒丸 : 夜間)

昼間のデータの二次関数の回帰曲線を点線で示した.

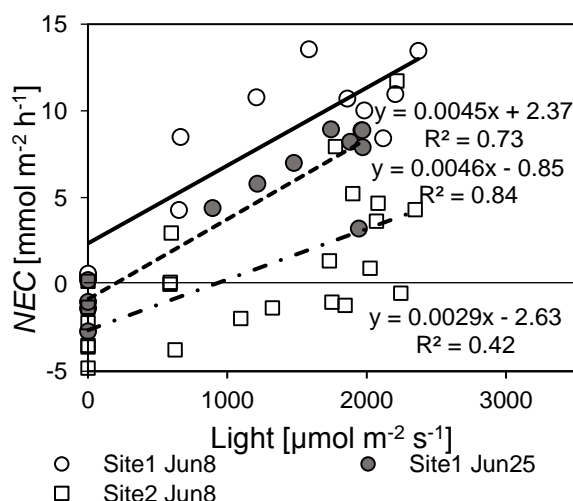


図-3.13 水中光量と NEC の関係

(白丸 : Site 1 (2017 年 6 月 8-9 日), 灰丸 : Site 1

(2017 年 6 月 25-26 日), 四角 : Site 2 (2017 年 6 月 8-9 日)

回帰直線を実線または点線で示した.

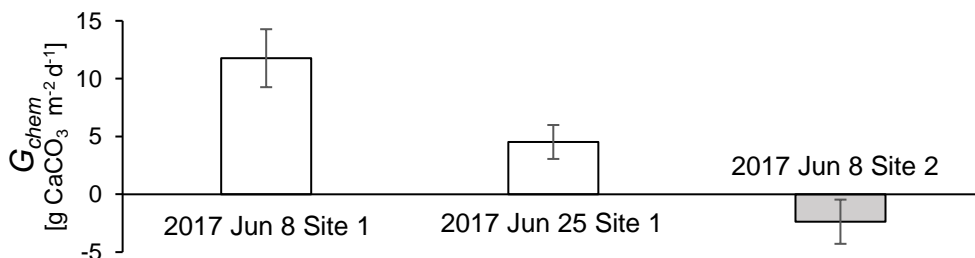


図-3.14 水中光量の日変化と, 水中光量と NEC の回帰式から求めた一日あたりの炭酸塩地盤形成速度 (G_{chem})

(白 : Site 1, 灰 : Site 2) エラーバーは回帰式の係数の標準偏差の誤差伝播による G_{chem} の標準偏差 (SD) を表す.

4. 考察

4.1 サンゴ礁生態系の地盤形成ポテンシャルの規定要因

Site 1 と Site 2 の間ではサンゴの総被度に差は無かった (図-3.3)。しかしながら、石灰化速度が異なる種ごとのサンゴ被度の違い (図-3.5) により CP に差が見られた (図-3.6)。Site 1 では主に葉状シコロサンゴ属 (*Pavona spp.*) や枝状コモンサンゴ属 (*Montipora spp.*) による石灰化によって Site 2 よりも CP が大きくなっていったが、こうした枝状、葉状のサンゴは一般に、塊状のサンゴよりも単位面積あたりの石灰化速度が大きいことが知られている (Pratchett et al., 2015)。このことから、地盤形成ポテンシャルを高めるためには、サンゴの存在量 (被度) だけでなく、サンゴの種に配慮することが重要であり、単位面積あたりの石灰化速度が大きいサンゴを保全することが重要であることが示唆された。また、Site 1, Site 2 ともにサンゴの総被度と種別被度ともに、Site 2 のマルククメイシ (*Astrea curta*) を除いて 1995 年と 2016 年で有意差がなかった (図-3.5)。沖縄本島周辺は、1998 年および 2001 年に高水温による白化現象に伴う、サンゴの種組成の変化が見られているが (van Woesik et al., 2011)、ルカン礁においては、そのような現象は顕著には見られなかった。これは Site 1 において優占する葉状のシコロサンゴ属や枝状のコモンサンゴ属は、白化しやすいけれどもその後の回復が速い種であり、Site 2 において優占する塊状ハマサンゴ属は白化しにくい種であるためと考えられる (Harii et al., 2014)。

水質変化に基づく推定結果により、NEC は NEP と正の相関があった (図-3.11)。このような NEC と NEP の正の相関は、他のサンゴ礁生態系でも良く知られている (Shaw et al., 2015; McMahon et al., 2013)。これはサンゴ等の造礁生物による石灰化が光合成によって促進されるためと考えられている (Gattuso et al., 1999)。Site 2 の回帰直線の切片は Site 1 よりも有意に小さかった。サンゴの総被度は Site 1 と Site 2 で差がないことから、この切片の差はサンゴによる石灰化が Site 2 においてより小さいことを反映していると考えられる。NEP はサンゴのみならず藻類の純一次生産によっても増加し、NEP の増加によって炭酸塩飽和度や餌が増加し、サンゴの石灰化を促進する効果が期待できる (Unsworth et al., 2012)。しかしながら、同じ NEP でも Site 2 の NEC は Site 1 よりも低いことから、こうした効果は顕著に見られなかった。さらに Site 2 の回帰直線の切片は 95%信頼区間も含めて負の値であった。このことから、Site 2 では NEP が 0 以下となる夜間には常

に溶解が起こっていることが示唆された。これらの結果から、サンゴによる石灰化速度が低下すると、サンゴ礁生態系の NEC が低下し、地盤形成ポテンシャルが低下することが示唆された。

NEC は水温に強く規定されていた (図-3.12)。NEC と水温の関係は二次関数的となった。サンゴの石灰化速度は、水温に強く規定され、最適水温を持つことが、室内実験で報告されている (Al-Horani, 2005; Comeau et al., 2016; Marshall and Clode, 2004)。これまでの現場でのサンゴの石灰化速度と水温との関係に関する報告は、サンゴ骨格の年輪を用いた例が多いが (例えば Lough, 2000; Tanzil et al., 2013)、この手法はサンゴの骨格に明瞭な年輪が形成される塊状に限られた種のサンゴにしか適用できない。染色や水質変化法を用いるなど、他の手法でサンゴ群体やサンゴ礁生態系の石灰化速度を推定した例では、水温と石灰化速度の関係が線形関係 (Anderson et al., 2017; Venti et al., 2014)、もしくは水温との関係が見出されていない例が多かった (Anderson et al., 2017; Shaw et al., 2015)。この理由としては、石灰化速度を測定した水温の範囲が狭いこと、もしくは最適水温以下であったこと、測定数が少ないこと、水質変化を用いた方法では、水深が深いと、単位底面積あたりの水塊の体積が大きくなり、底生生物の代謝による水質の変化が薄められて小さくなり、さらに水塊内の移流や拡散に伴う炭酸系の変化もあって、水質の時間変化量のばらつきが大きくなり、正確な石灰化速度の推定が難しくなることなどが考えられる。本研究では、水深が浅く、水質の時間変化量が大きい場所において、水温が大きく異なる夏と秋にそれぞれにおいて、連続的にサンプリングを行うことで、幅広い水温の範囲で NEC を精度良く測定することに成功した。この結果は、将来の水温上昇に対するサンゴ礁の G の応答を予測する上で有益であると考えられる。

Site 1 における NEC の最適水温は 30.8 ± 0.5 °C となった (図-3.12)。これは沖縄本島周辺のサンゴが、高水温によるストレスを受け始めるとされる水温の白化の閾値 (30.1 °C) 付近となっており、一般的なサンゴの石灰化速度の最適水温 (25–28 °C, Pratchett et al., 2015) よりも高かった。したがって Site 1 のサンゴ群集が高水温に順応している可能性が示唆される。サンゴは生息域の水温に適応的であることが知られている (Coles et al., 1976; Weber and White 1974)。礁嶺上のごく浅いタイドプールである Site 1 は、外洋よりも平均水温が高くなり、かつ干潮時に周囲の水塊から隔離されることにより水温の日変化が大きくなるため (図-3.8)、このような環境に適応または順応している結果と考えられる。サンゴの石灰化速度はサンゴの

生息場所の夏の月間平均水温付近になることが多いが (Courtney et al., 2017; Tanzil et al., 2013), 水温変動の大きい場所のサンゴが, 平均水温が同じでも, 水温変動の小さい場所に生息するサンゴよりも高水温に順応している例も報告されている (Oliver and Palumbi, 2011). しかし, こうした順応はあくまで現場の平均水温への順応であって, 現場の水温が例年よりも高くなる高水温異常への耐性は限定的であるとの報告もある (Schoepf et al., 2015). しかしながら, 人工的に周囲よりも水温変化が大きくなりやすいタイドプールのような場所を造成し, 高水温に適応したサンゴを, 他の場所に移植することで, 長期的に水温上昇への対策として有効活用することも考えられるだろう.

NECは水中光量に強く規定されていた (図-3.13). しかしながら, Site1における一日あたりの G_{chem} は, 一日あたりの水中光量がほぼ同じであるにも関わらず, 6月25-26日の G_{chem} は6月8-9日の半分程度となった (図-3.14). この理由としては, 昼間の干潮時の平均水温が6月8-9日は $29.5 \pm 1.5^\circ\text{C}$ と最適水温付近であったのに対し (図-3.8 (a)), 6月25-26日は $32.9 \pm 1.7^\circ\text{C}$ と最適水温を越えてしまっていることが考えられる (図-3.8 (b)).

Site1における一日あたりの G_{chem} は 4.53 ± 1.47 – $11.77 \pm 2.51 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ となり, 全球のサンゴ礁の礁原の (2.00 – $25.02 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 平均 $13.01 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, Atkinson, 2011) の平均値よりやや低い値となった. 一方, Site2における一日あたりの G_{chem} は $-2.37 \pm 1.91 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ となり, 正味で溶解が起こっていた (図-3.14). この値は, Atkinson (2011) の下限値を下回り, 堡礁や環礁など様々な地形のサンゴ礁における天然のサンゴ礁の G_{chem} をまとめた既往文献の下限値 ($-2.20 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, DeCarlo et al., 2017) に近い値となった. このように一日あたりの正味の石灰化速度が負となる例は他のサンゴ礁の砂地や芝状の底生藻類が優占する岩盤などにおいても報告されているが (Cynorak et al., 2013; Nakamura and Nakamori, 2009), Site2における溶解速度は既往文献における日変動を考慮した炭酸塩地盤の一日あたりの溶解速度 (0.24 – $1.38 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, Eyre et al., 2014) と比較しても大きな負の値となった. この理由の一つとしては, Site2におけるサンゴ等の石灰化速度が小さいこと (図-3.5) に加えて, Site2における地盤の溶解速度が大きいことが考えられる. 後者については, 炭酸塩堆積物の溶解を規定する要因として, 堆積物中の呼吸 (Yamamoto et al., 2015) や, 生物による物理的・化学的侵食作用 (Stern et al., 1977), 波や流れ等の物理的作用 (Cynorak et al., 2013), 炭酸塩飽和度 (Eyre et al., 2018) を, 今後他のサンゴ礁と比較する

必要がある.

4.2 評価手法の比較

サンゴの総被度に対する, 生物による石灰化・侵食に基づく炭酸塩地盤形成速度の推定結果 (G_{bio}) と水質変化に基づく炭酸塩地盤形成速度の推定結果 (G_{chem}) の関係を図-4.1に, G_{bio} と G_{chem} の関係を図-4.2に示す. 本研究では, 光量の日変化を考慮した G_{chem} は6月上旬と下旬の結果であるため, 比較対象として, Ohde and van Woesik (1999) の Site1における1994年6月および7月の推定結果をプロットした.

G_{bio} と G_{chem} ともにサンゴの総被度と, 有意な正の相関があった (図-4.1). このことから, サンゴの被度が増加すると G が増加することが示唆された.

Site1 (1994–1995年および2016–2017年) と Site2 (2016–2017年) における2つの手法の推定結果を比較すると, G_{bio} は G_{chem} よりも常に大きくなっていった (図-4.2). この理由としては, (1) G_{bio} が炭酸塩地盤の溶解を考慮していないこと, (2) G_{bio} の算定に使用した石灰化速度の文献値が現場のサンゴの石灰化速度よりも過大であること, (3) 観測期間の環境条件の偏りによる G_{chem} の過小評価が考えられる. (1)については, 特に Site2のように, 溶解速度が速い場所においては, サンゴ等による石灰化だけでなく, 地盤の溶解速度を加味することが必須であると言える. (2)については, Site1 (2016–2017年) の G_{bio} から平均的な一日あたりの正味の石灰化速度を試算すると, $14.06 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ となり, G_{bio} と G_{chem} の差 ($G_{bio} - G_{chem}$) は 2.29 – $9.53 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ となる. この $G_{bio} - G_{chem}$ の値は, 先行研究における一日あたりの正味の溶解速度 0.24 – $1.38 \text{ g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Eyre et al., 2014) よりも大きくなった. したがって G_{bio} は溶解を加味していないことに加えて, 文献値に基づくサンゴ等の生物による石灰化速度を過大評価している可能性がある. 現場においてサンゴの成長速度および骨格密度を測定し, サンゴの石灰化速度を求めることで, より正確に G_{bio} を推定することが可能になると考えられる. (3)については, 1995年以前の水質変化に基づく G_{chem} は, 生物による石灰化・侵食に基づく G_{bio} との差が2016年以降よりも大きくなっている. 1995年以前の水質変化に基づく G_{chem} の測定は, 最適水温を超える 30°C 以上の水温下で行われている場合が多かった (Ohde and van Woesik, 1999). このため, 観測期間の偏りにより, G_{chem} が過小評価になっている可能性がある. また, G_{chem} は干潮時の採水結果に基づく水中光量と NEC の回帰式から推定しており, 干潮時の昼間は高潮位時よりも水温が高く, 夜間は水温が低い傾向にあるため, 高潮位時の石灰化速

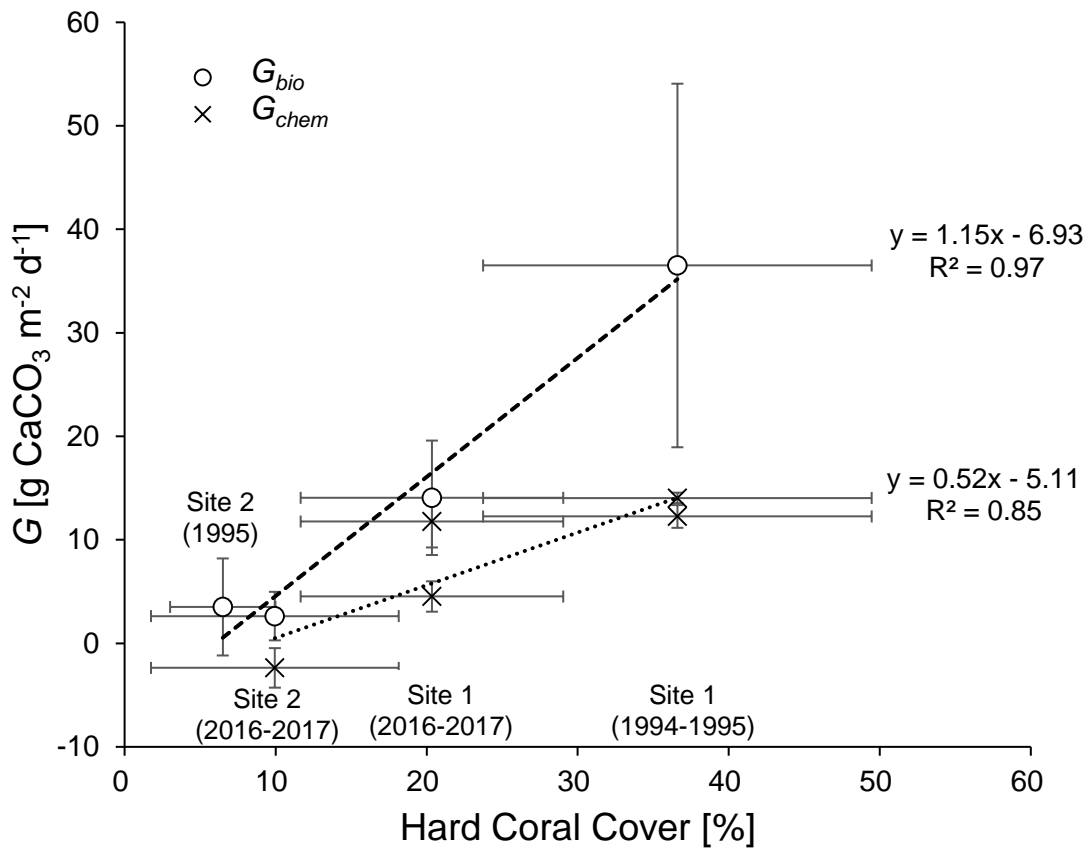


図-4.1 サンゴの総被度に対する、 G_{bio} と G_{chem} の比較
(白丸： G_{bio} ，x： G_{chem})
エラーバーは標準偏差を表す。回帰曲線を点線で示した。

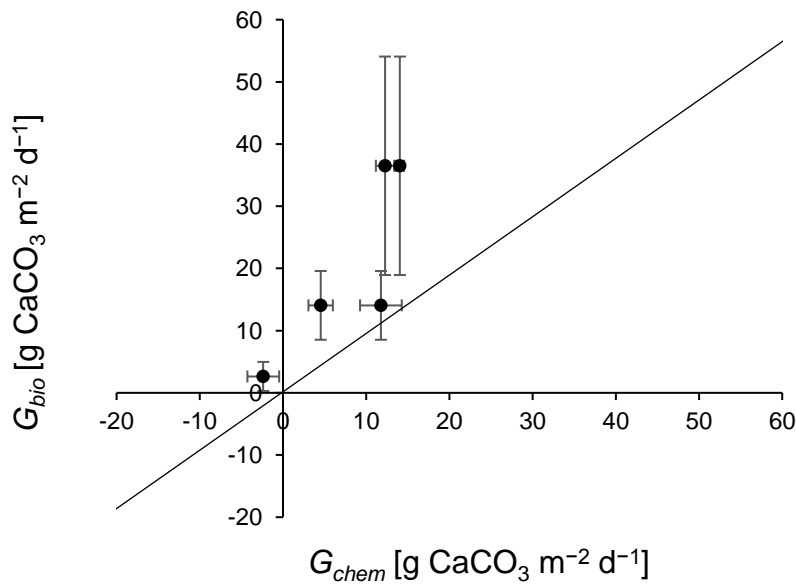


図-4.2 G_{bio} と G_{chem} の関係
エラーバーは標準偏差を表す。1:1となる線を実線で示した。

度を過小もしくは過大評価する可能性がある。このため正確な G_{chem} の推定に向けては、環境要因の時空間変動を考慮することが重要であると言える。

(1)–(3)をまとめると、正確な G の推定に向けては、炭酸塩地盤の溶解を考慮すること、現場において主要なサンゴの石灰化速度を測定すること、時空間変動を考慮することが重要であると言える。実際に先行研究においては、現場で測定した主要なサンゴ種の石灰化速度を用いて、かつ砂地における溶解を加味した G_{bio} は、年間を通じた、ほぼ毎月の測定に基づく季節変化を考慮した G_{chem} と良く一致している (Courteny et al., 2016)。しかしながら、遠隔離島のようにアクセスが困難な地域においては、連続的なサンプリングを行うことが困難な場合も想定されるため、現場における G_{chem} を自動で計測できるシステム (Takeshita et al., 2016) の導入等も視野に入れて、検討を進める必要がある。

本研究では G_{bio} と G_{chem} の比較を行ったが、いずれの手法においても物理的な侵食・堆積は考慮できていない (表-1.1)。地盤コアに基づく推定結果との比較や、地形測量に基づく物理的な侵食・堆積を測定する手法 (Yates et al., 2017) 等を用いて、そのようなプロセスを考慮することは、正確な G の推定に向けた今後の重要な課題の一つである。

4.3 地盤形成ポテンシャルの推定

2つの手法で求めた G を Site 1 に分布するサンゴの骨格密度の平均値 ($1.33 \text{ g CaCO}_3 \text{ cm}^{-3}$) で除して Site 1 (サンゴ礁の礁嶺) の成長速度 (mm year^{-1}) を求めた。 G_{bio} に基づく礁嶺の成長速度は $3.9 \pm 1.5 \text{ mm year}^{-1}$ 、 G_{chem} に基づく礁嶺の成長速度は 1.2 ± 0.4 – $3.2 \pm 0.7 \text{ mm year}^{-1}$ となった。ある地点における相対的の海面上昇速度は、海面上昇速度と沈降速度の和として求めることができ、モデルサイト (ルカン礁) における相対的の海面上昇速度は那覇港における海面上昇速度 (2.2 mm year^{-1} , 気象庁による 1967–2016 年の平均的な海面上昇速度) と糸満市における沈降速度 ($-2.6 \text{ mm year}^{-1}$, 国土地理院による最近5年の標高変化) より、 $-0.4 \text{ mm year}^{-1}$ となる。したがって、モデルサイトにおけるサンゴ礁の成長速度は相対的の海面上昇速度を上回っており、国土保全機能を維持するポテンシャルを持つことがわかった。より正確な地盤形成ポテンシャルの推定に向けて、今後の課題としては、地盤密度に基づくサンゴ礁の成長速度の推定や物理的な堆積・侵食速度の評価などが挙げられる。

5. あとがき

本研究では、2つの手法 (生物による石灰化・侵食に基づく推定方法と水質変化に基づく推定方法) を用いて炭酸塩地盤形成速度 (G) を推定し、 G の規定要因を考察した。 G の推定にあたっては、新たな手法として、ドローンによる空撮画像を用いて、調査地点の地形を簡便に精度良く求めることを試みた。

本研究の主要な結果は以下のとおりである。

1. ドローンによる空撮画像を用いて、調査地点の地形を簡便かつ精度よく推定できた。このことは G を正確に推定することに役立った。
2. G はサンゴの種、光量および水温に強く規定されていた。 G は石灰化速度の大きいサンゴの種が多く、サンゴ被度が大きく、強い光量、最適水温付近で最大化した。
3. 水質の時間変化が大きい場所において、異なる季節にまたがって連続的にサンプリングを行うことで、現場において NEC の最適水温を推定することに成功した。この結果は、将来の水温上昇に対するサンゴ礁の G の応答を予測する上で有益である。
4. 生物による石灰化・侵食に基づく炭酸塩地盤形成速度 (G_{bio}) は水質変化に基づく炭酸塩地盤形成速度 (G_{chem}) より高くなった。正確な G の推定に向けては、炭酸塩地盤の溶解を考慮すること、現場において主要なサンゴの石灰化速度を測定すること、 G に影響を与える環境要因の時空間変動を考慮することが重要であることを示した。
5. 2つの手法で推定した G に基づくサンゴ礁の成長速度は調査地域の相対的の海面上昇速度を上回っていた。モデルサイトにおいて、サンゴ礁生態系による炭酸塩地盤形成が海面上昇速度に匹敵しており、国土保全機能を維持するポテンシャルを持つことを示した。今後の課題としては、地盤密度に基づくサンゴ礁の成長速度の推定や物理的な堆積・侵食速度の評価などが挙げられる。

(2018年4月24日受付)

謝辞

本研究の実施にあたり、国立環境研究所の山野博哉博士に多大なるご協力とご助言をいただいた。また、先行研

究との比較にあたって、元琉球大学の出出茂博士、Florida Institute of TechnologyのRobert van Woessik博士に当時の調査方法をご教示いただいた。連続炭酸計を使用した炭酸系の分析にあたっては、東京大学大学院の山本将史博士にご助力いただいた。本論文の作成においては、港湾空港技術研究所の今井泰男氏、山崎浩之氏に貴重なコメントをいただいた。上記の方々に心からの謝意を表す。

参考文献

- 茅根創, 本郷宙軌, 山野博哉 (2004) : サンゴ礁の分布, 環境省・日本サンゴ礁学会 (編) 日本のサンゴ礁, 環境省, pp. 15-23.
- 環境省 (2017) : 西表石垣国立公園 石西礁湖のサンゴ白化現象の調査結果について, 平成 29 年 1 月 10 日報道発表資料, <http://www.env.go.jp/press/103439.html>.
- 西平守孝・Veron, J. E. (1995) : 日本の造礁サンゴ類, 海游舎, 439 pp.
- 本郷宙軌 (2011) : サンゴ礁掘削研究の課題と展望 : 完世のサンゴ礁生態系復元にむけて, 地質学雑誌, 5, 117, 265-276.
- 永田俊輔, 杉原薫, 入野智久, 渡邊剛, & 山野博哉. (2013): 日本の亜熱帯域と温帯域におけるキクメイシ *Dipsastraea speciosa* (Dana, 1846) の骨格成長. 日本サンゴ礁学会誌, 15(1), 37-56.
- Al-Horani, F. A. (2005): Effects of changing seawater temperature on photosynthesis and calcification in the scleractinian coral *Galaxea fascicularis*, measured with O₂, Ca²⁺ and pH microsensors. *Scientia Marina*, 69(3), 347-354.
- Al-Sofyani, A. A., & Niaz, G. R. (2007): A comparative study of the components of the hard coral *Seriatopora hystrix* and the soft coral *Xenia umbellata* along the Jeddah coast, Saudi Arabia. *Revista de Biologia Marina y Oceanografia*, 42(3).
- Anderson, K. D., Cantin, N. E., Heron, S. F., Pisapia, C., & Pratchett, M. S. (2017): Variation in growth rates of branching corals along Australia's Great Barrier Reef. *Scientific reports*, 7(1), 2920.
- Atkinson, M. J. (2011): Biogeochemistry of nutrients. In *Coral Reefs: An Ecosystem in Transition*. Springer, Dordrecht, pp. 199-206.
- Chalker, B. E., & Taylor, D. L. (1975): Light-enhanced calcification, and the role of oxidative phosphorylation in calcification of the coral *Acropora cervicornis*. *Proceedings of the Royal Society of London B*, 190(1100), 323-331.
- Coles, S. L., Jokiel, P. L., & Lewis, C. R. (1976): Thermal tolerance in tropical versus subtropical Pacific reef corals. *Pacific Science*, 30(2), 159-166.
- Comeau, S., Carpenter, R. C., Lantz, C. A., & Edmunds, P. J. (2016): Parameterization of the response of calcification to temperature and pCO₂ in the coral *Acropora pulchra* and the alga *Lithophyllum kotschyianum*. *Coral Reefs*, 35(3), 929-939.
- Courtney, T. A., Andersson, A. J., Bates, N. R., Collins, A., Cyronak, T., de Putron, S. J., Eyre, B. D., Garley, R., Hochberg, E. J., Johnson, R., Musielewicz, S., Noyes, T. J., Sabine, C. L., Sutton, A. J., Toncin, J. and Tribollet, A. (2016): Comparing chemistry and census-based estimates of net ecosystem calcification on a rim reef in Bermuda. *Frontiers in Marine Science*, 3, 181. doi: 10.3389/fmars.2016.00181.
- Courtney, T. A., Lebrato, M., Bates, N. R., Collins, A., de Putron, S. J., Garley, R., Johnson, R., Molinero, J.-C., Noyes, T. J., Sabine, C. L. & Andersson, A. J. (2017): Environmental controls on modern scleractinian coral and reef-scale calcification. *Science advances*, 3(11), e1701356.
- Cyronak, T., Santos, I. R., McMahan, A., & Eyre, B. D. (2013): Carbon cycling hysteresis in permeable carbonate sands over a diel cycle: Implications for ocean acidification. *Limnology and Oceanography*, 58(1), 131-143.
- DeCarlo, T. M., Cohen, A. L., Wong, G. T., Shiah, F. K., Lentz, S. J., Davis, K. A., Shamberger, K. E. F. & Lohmann, P. (2017): Community production modulates coral reef pH and the sensitivity of ecosystem calcification to ocean acidification. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(1), 745-761.
- De Groot, R., Brander, L., Van Der Ploeg, S., Costanza, R., Bernard, F., Braat, L., Christie, M., Crossman, N., Ghermandi, A., Hein, L., Hussain, S., Kumar, P., McVittie, A., Portela, R., Rodriguez, L. C., ten Brink, P. and van Beukering, P. (2012): Global estimates of the value of ecosystems and their services in monetary units. *Ecosystem services*, 1(1), 50-61.
- Dickson, A. G., Sabine, C. L., & Christian, J. R. (2007): Guide to best practices for ocean CO₂ measurements. North Pacific Marine Science Organization.
- Eyre, B. D., Andersson, A. J., & Cyronak, T. (2014): Benthic coral reef calcium carbonate dissolution in an acidifying ocean. *Nature climate change*, 4(11), 969.

- Eyre, B. D., Cyronak, T., Drupp, P., De Carlo, E. H., Sachs, J. P., & Andersson, A. J. (2018): Coral reefs will transition to net dissolving before end of century. *Science*, 359(6378), 908-911.
- Ferrario, F., Beck, M. W., Storlazzi, C. D., Micheli, F., Shepard, C. C., & Airoidi, L. (2014): The effectiveness of coral reefs for coastal hazard risk reduction and adaptation. *Nature communications*, 5, 3794.
- Gattuso, J. P., Allemand, D., & Frankignoulle, M. (1999): Photosynthesis and calcification at cellular, organismal and community levels in coral reefs: a review on interactions and control by carbonate chemistry. *American zoologist*, 39(1), 160-183.
- Harii, S., Hongo, C., Ishihara, M., Ide, Y., & Kayanne, H. (2014): Impacts of multiple disturbances on coral communities at Ishigaki Island, Okinawa, Japan, during a 15 year survey. *Marine Ecology Progress Series*, 509, 171-180.
- Hata, H., Kudo, S., Yamano, H., Kurano, N., & Kayanne, H. (2002): Organic carbon flux in Shiraho coral reef (Ishigaki Island, Japan). *Marine ecology progress series*, 232, 129-140.
- Hoegh-Guldberg, O. (1999): Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. *Marine and freshwater research*, 50(8), 839-866.
- Hongo, C., & Kayanne, H. (2011): Key species of hermatypic coral for reef formation in the northwest Pacific during Holocene sea-level change. *Marine Geology*, 279(1-4), 162-177.
- Hughes, T. P., Kerry, J. T., Álvarez-Noriega, M., Álvarez-Romero, J. G., Anderson, K. D., Baird, A. H., Babcock, R.C., Beger, M., Bellwood, D.R., Berkelmans, R., Bridge T. C., Butler, I. R., Byrne, M., Cantin, N. E., Comeau, S., Connolly, S. R., Cumming, G. S., Dalton, S. J., Diaz-Pulido, G., Eakin, C. M., Figueira, W. F., Gilmour, J. P., Harrison, H. B., Heron, S. F., Hoey, A. S., Hobbs, J. A., Hoogenboom, M. O., Kennedy, E. V., Kuo, C. Y., Lough, J. M., Lowe, R. J., Liu, G., McCulloch, M. T., Malcolm, H. A., McWilliam, M. J., Pandolfi, J. M., Pears, R. J., Pratchett, M. S., Schoepf, V., Simpson, T., Skirving, W. J., Sommer, B., Torda, G., Wachenfeld, D. R., Willis, B. L. & Wilson, S. K. (2017). Global warming and recurrent mass bleaching of corals. *Nature*, 543(7645), 373.
- IPCC (2013): Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Kimoto, H., Kayanne, H., Kudo, S., Nozaki, K., Negishi, A., and Kato, K. (2002): A high time-resolution analyzer for total alkalinity of seawater, based on continuous potentiometric measurement. In *Analytical Sciences/Supplements Proceedings of IUPAC International Congress on Analytical Sciences 2001 (ICAS 2001)*, The Japan Society for Analytical Chemistry, i415-i418.
- Kinsey, D. W. (1978): Alkalinity changes and coral reef calcification. *Limnology and Oceanography*, 23(5), 989-991.
- Lough, J. M., & Barnes, D. J. (2000): Environmental controls on growth of the massive coral *Porites*. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 245(2), 225-243.
- Marshall, A. T., & Clode, P. (2004): Calcification rate and the effect of temperature in a zooxanthellate and an azooxanthellate scleractinian reef coral. *Coral reefs*, 23(2), 218-224.
- McMahon, A., Santos, I. R., Cyronak, T., & Eyre, B. D. (2013): Hysteresis between coral reef calcification and the seawater aragonite saturation state. *Geophysical Research Letters*, 40(17), 4675-4679.
- Montaggioni, L. F. (2005): History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciations: development patterns and controlling factors. *Earth Science Review*, 71, 1-75.
- Mwachireya, S. A., McClanahan, T. R., Hartwick, B. E., Cote, I. M., & Lesack, L. (2015): Growth and corallite characteristics of Kenyan scleractinian corals under the influence of sediment discharge. *International Journal of Biodiversity and Conservation*, 7(8), 364-377.
- Nakamura, T., & Nakamori, T. (2009): Estimation of photosynthesis and calcification rates at a fringing reef by accounting for diurnal variations and the zonation of coral reef communities on reef flat and slope: a case study for the Shiraho reef, Ishigaki Island, southwest Japan. *Coral Reefs*, 28(1), 229-250.
- Ohde, S. and van Woessik, R. (1999): Carbon dioxide flux and metabolic processes of a coral reef, Okinawa., *Bulletin of Marine Science*, 2, 65, 559-576.
- Oliver, T. A., and Palumbi, S. R. (2011): Do fluctuating temperature environments elevate coral thermal tolerance? *Coral Reefs*, 30(2), 429-440.
- Perry, C. T., Edinger, E. N., Kench, P. S., Murphy, G. N.,

- Smithers, S. G., Steneck, R. S., & Mumby, P. J. (2012): Estimating rates of biologically driven coral reef framework production and erosion: a new census-based carbonate budget methodology and applications to the reefs of Bonaire. *Coral Reefs*, 31(3), 853-868.
- Perry, C. T., Murphy, G. N., Kench, P. S., Smithers, S. G., Edinger, E. N., Steneck, R. S., & Mumby, P. J. (2013): Caribbean-wide decline in carbonate production threatens coral reef growth. *Nature communications*, 4, 1402.
- Pratchett, M. S., Anderson, K. D., Hoogenboom, M. O., Widman, E., Baird, A. H., Pandolfi, J. M., ... & Lough, J. M. (2015): Spatial, temporal and taxonomic variation in coral growth—implications for the structure and function of coral reef ecosystems. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, 53, 215-295.
- Schneider, C.A., Rasband, W.S., Eliceiri, K.W. (2012): NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Methods* 9, 671-675.
- Schoepf, V., Stat, M., Falter, J. L., & McCulloch, M. T. (2015): Limits to the thermal tolerance of corals adapted to a highly fluctuating, naturally extreme temperature environment. *Scientific reports*, 5, 17639.
- Shaw, E. C., Phinn, S. R., Tilbrook, B., & Steven, A. (2015): Natural in situ relationships suggest coral reef calcium carbonate production will decline with ocean acidification. *Limnology and Oceanography*, 60(3), 777-788.
- Stearn, C. W., Scoffin, T. P., & Martindale, W. (1977): Calcium Carbonate Budget of a Fringing Reef on the West Coast of Barbados Part I—Zonation and Productivity. *Bulletin of Marine Science*, 27(3), 479-510.
- Takehita, Y., McGillis, W., Briggs, E. M., Carter, A. L., Donham, E. M., Martz, T. R., Price, N. N. & Smith, J. E. (2016): Assessment of net community production and calcification of a coral reef using a boundary layer approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(8), 5655-5671.
- Tanzil, J. T., Brown, B. E., Dunne, R. P., Lee, J. N., Kaandorp, J. A., & Todd, P. A. (2013): Regional decline in growth rates of massive Porites corals in Southeast Asia. *Global change biology*, 19(10), 3011-3023.
- Unsworth, R. K., Collier, C. J., Henderson, G. M., & McKenzie, L. J. (2012): Tropical seagrass meadows modify seawater carbon chemistry: implications for coral reefs impacted by ocean acidification. *Environmental Research Letters*, 7, 2, 024026.
- van Woesik, R., Sakai, K., Ganase, A., & Loya, Y. (2011): Revisiting the winners and the losers a decade after coral bleaching. *Marine Ecology Progress Series*, 434, 67-76.
- Venti, A., Andersson, A., & Langdon, C. (2014): Multiple driving factors explain spatial and temporal variability in coral calcification rates on the Bermuda platform. *Coral Reefs*, 33(4), 979-997.
- Vogel, K., Gektidis, M., Golubic, S., Kiene, W. E., & Radtke, G. (2000): Experimental studies on microbial bioerosion at Lee Stocking Island, Bahamas and One Tree Island, Great Barrier reef, Australia: implications for paleoecological reconstructions. *Lethaia*, 33(3), 190-204.
- Watanabe, A., Kayanne, H., Hata, H., Kudo, S., Nozaki, K., Kato, K., Negishi, A., Ikeda, Y. & Yamano, H. (2006): Analysis of the seawater CO₂ system in the barrier reef - lagoon system of Palau using total alkalinity - dissolved inorganic carbon diagrams. *Limnology and oceanography*, 51(4), 1614-1628.
- Weber, J. N., & White, E. W. (1974): Activation energy for skeletal aragonite deposited by the hermatypic coral *Platygyra spp.* *Marine Biology*, 26(4), 353-359.
- Wilkinson, C. (2008): Status of Coral Reefs of the World :2008. *Aust. Inst. Mar. Sci., Townsville*, 296.
- Yamamoto, S., Kayanne, H., Tokoro, T., Kuwae, T., & Watanabe, A. (2015): Total alkalinity flux in coral reefs estimated from eddy covariance and sediment pore-water profiles. *Limnology and Oceanography*, 60(1), 229-241.
- Yamano, H., Kayanne, H., & Yonekura, N. (2001): Anatomy of a modern coral reef flat: a recorder of storms and uplift in the late Holocene. *Journal of Sedimentary Research*, 71(2), 295-304.
- Yates, K. K., Zawada, D. G., Smiley, N. A., & Tiling-Range, G. (2017): Divergence of seafloor elevation and sea level rise in coral reef ecosystems. *Biogeosciences*, 14(6), 1739.
- Zeebe, R. E. and Wolf-Gladrow, D. (2001): CO₂ in seawater: Equilibrium, kinetics, isotopes. Elsevier, 346p.

記号表

[B(OH)₄]: テトラヒドロキシホウ酸イオンの濃度 (mmol kg⁻¹)

Ca²⁺: カルシウムイオン

CaCO₃: 炭酸カルシウム

CCCA: インド太平洋地域における殻状石灰藻の成長速度の既往文献値の平均値 (0.057 g CaCO₃ cm⁻² year⁻¹)

CO₂: 二酸化炭素

[CO₂*]: 溶存二酸化炭素の濃度 (mmol kg⁻¹)

[CO₃²⁻]: 炭酸イオンの濃度 (mmol kg⁻¹)

CP: 石灰化生物 (サンゴと石灰藻) による石灰化速度 (kg CaCO₃ m⁻² year⁻¹)

d₁: 2点間の地盤に沿った長さ (m)

d₂: 2点間の直線距離 (m)

DEM: Digital Elevation Model (数値標高モデル)

D_i: サンゴ種の骨格密度の既往文献値 (g CaCO₃ cm⁻³)

DIC: Dissolved Inorganic Carbon (溶存無機炭素濃度) (mmol kg⁻¹)

ΔDIC: DICの変化量 (mmol kg⁻¹)

E: 侵食生物 (ウニ等) による侵食速度 (kg CaCO₃ m⁻² year⁻¹)

e_{mc}: シアノバクテリアや緑藻等の微生物による侵食速度の文献値 (0.27 kg CaCO₃ m⁻² year⁻¹)

G: 炭酸塩地盤形成速度

GCP: Ground Control Point (基準点)

G_{bio}: 生物による石灰化・侵食に基づく炭酸塩地盤形成速度 (kg CaCO₃ m⁻² year⁻¹)

G_{chem}: 水質変化に基づく炭酸塩地盤形成速度 (mmol m⁻² d⁻¹)

g_i: サンゴ種の成長速度の既往文献値 (cm year⁻¹)

[H⁺]: 水素イオンの濃度 (mmol kg⁻¹)

[HCO₃⁻]: 重炭酸イオンの濃度 (mmol kg⁻¹)

H₂O: 水

L: ライン・トランセクトの長さ (10 m)

L_i: ライン・トランセクト上のサンゴの長さ (m)

L_{CCA}: ライン・トランセクト上の殻状石灰藻の長さ (m)

NEC: 生態系の正味の石灰化速度 (mmol m⁻² h⁻¹)

NEP: 生態系の純一次生産速度 (mmol m⁻² h⁻¹)

n_s: あるサイズ階級 (20 mm 間隔) のウニの個体数

[OH⁻]: 水酸化物イオンの濃度 (mmol kg⁻¹)

Ω_{ar}: アラゴナイト飽和度

p: p値

R: 地盤の凹凸度

RMSE: Root Mean Square Error (平均二乗誤差)

ρ_{water}: 海水の密度 (kg m⁻³)

SD: Standard Deviation (標準偏差)

Δt: 観測時間 (h)

TA: Total Alkalinity (全アルカリ度) (mmol kg⁻¹)

ΔTA: TAの変化量 (mmol kg⁻¹)

T.P.: Tokyo Peil (東京湾平均海面)

x: あるサイズ階級 (20 mm 間隔) の殻長の中央値 (mm)

X_i: サンゴ種の被度 (%)

X_{CCA}: 殻状石灰藻の被度 (%)

Z_t: 調査地点の観測時間tにおける平均水深 (m)

付録 A サンゴの種の特徴（西平・Veron, 1995 に基づく）

Pavona frondifera (Lamarck, 1816)

コノハシコロサンゴ

固着性の葉状群体で、両面にサンゴ個体のある葉状部が密につながりあって、準塊状の群体になる。色彩は淡いオレンジ褐色。サンゴ礁の浅瀬に多く見られる。潮だまりに生息する場合は、マイクロアトール（干出のために群体上部の中央部が死亡し、周辺部分が生きている形状）を形成することも多い。日本においては、八重山、宮古、沖縄、奄美、種子島に分布する。

Montipora samarensis (Nemenzo, 1967)

固着性の枝状群体で、サンゴ個体の間をつなぐ骨（共骨）は棘状突起で覆われている。色彩は淡褐色、黄褐色、褐色など様々で、棘の先端は白い。静かな礁池に生育する。日本においては、八重山、沖縄に分布する。

Pavona venosa (Ehrenberg, 1834)

シコロキクメイシ

固着性の被覆状や塊状の群体。サンゴ個体は谷に並んで配列する。色彩は黄色、淡褐色の明るい黄緑色。サンゴ礁のいろいろな環境に生育するがあまり多くはない。日本においては、八重山、宮古、沖縄、奄美、小笠原に分布する。

Coelastrea aspera (Verrill, 1865)

パリカメノコキクメイシ

固着性の半球形の群体でサンゴ礁の浅瀬に多い。潮間帯にも生息し、干出にも耐えられるが、大型群体は干上がった部分が死んでマイクロアトールになることが多い。サンゴ個体は多角形で直径1 cm程度になる。色彩は褐色あるいは、それに暗緑色もしくは白緑色のまだら模様が入る。日本においては、八重山、宮古、沖縄、奄美、種子島、土佐清水、串本、伊豆、小笠原に分布する。

Astrea curta (Dana, 1846)

マルキクメイシ

固着性の塊状群体。サンゴ個体は円形で各個体が離れて配列する。色彩は淡褐色やオレンジ褐色で、暗い場所では暗褐色になることが多い。サンゴ礁の礁原に普通に見られるが、あまり多くはない。琉球列島で普通で特に波あたりの強い礁斜面の浅所に生育することが多い。日

本においては、八重山、宮古、沖縄、奄美、種子島、土佐清水、天草、串本、白浜、三宅島、小笠原に分布する。

Leptastrea purpurea (Dana, 1846)

ルリサンゴ

固着性の盤状群体で、群体は岩盤を覆うように広がり、半球形になることは少ない。サンゴ個体は多角形で、ほとんど直径10 mm以下で、各個体の接する部分は細い溝で仕切られる。色彩は一樣にクリーム色もしくは淡黄褐色で、ときにまだらになることもある。壁の部分は色がやや薄く、個体の口の部分は色が濃いのが普通。群体はあまり大きくなり、目立たないが広く分布し、礁池の岩盤上などにごく普通である。日本においては、八重山、宮古、沖縄、奄美、種子島、土佐清水、天草、串本、白浜、伊豆、館山、三宅島、小笠原に分布する。

港湾空港技術研究所報告 第57巻第2号

2018.6

編集兼発行人 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

発行所 港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社シーケン

Copyright © (2018) by MPAT

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of MPAT

この資料は、海上・港湾・航空技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は海上・港湾・航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

CONTENTS

1. Field measurements and analyses of carbonate production by a coral reef ecosystem: towards the low-water line protection of remote islandsToko TANAYA , Tatsuki TOKORO, Yoichi WATABE, Tomohiro KUWAE	3
---	---