



Proyecto

“Evaluación de los impactos potenciales del cambio climático sobre la biodiversidad y desarrollo de estrategias de adaptación en dos regiones de ecosistemas frágiles de Cuba”

Informe de Resultado

“Modelación de futuros escenarios sobre la acidificación de la zona marino costera”

Programa Nacional Cambio Climático en Cuba: Impactos, mitigación y adaptación

Jefe de Proyecto: Dra. Sandra L. Loza Álvarez

INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR

Agencia de Medio Ambiente

Ministerio de Ciencia Tecnología y Medio Ambiente

La Habana, 2017

Modelación de futuros escenarios sobre la acidificación de la zona marino costera.

AUTOR:

INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR

MSc. José Francisco Montalvo Estévez

INTRODUCCIÓN

Reyes-Bonilla *et al.* (2014), plantearon que los arrecifes coralinos son ecosistemas tropicales bien conocidos por la alta diversidad y especies que alberga, ofreciendo una gran variedad de servicios ambientales que representan importantes ingresos para las comunidades humanas que viven en sus alrededores.

Los arrecifes coralinos fueron unos de los primeros ecosistemas en que se reconoció su vulnerabilidad ante la acidificación del océano. La mayor información sobre el efecto de la acidificación sobre los arrecifes coralinos se refiere a la capacidad de producir grandes volúmenes de carbonato de calcio (Kleypas y Kimberly, 2009).

Los cambios en el ciclo del carbono inducidos por el CO₂ antropogénico tienen importantes consecuencias para los ecosistemas marinos (Smith, 2013). Los arrecifes coralinos muestran una severa declinación a escala global asociada al cambio climático, la acidificación del océano, la sobrepesca y la contaminación (Hughes *et al.*, 2003; Mora *et al.*, 2013; Wijgerde *et al.*, 2014).

En nuestro país los estudios sobre la dinámica del carbono en la zona marino costera comenzaron a realizarse de forma sistemática a partir del años 2005 y estuvieron limitados a las plataformas marinas noroccidental y suroccidental de Cuba y al litoral costero de la ciudad de la Habana (Montalvo *et al.*, 2009 y 2009a). El primer estudio del ciclo del CO₂ en arrecifes coralinos se realizó en el año 2011, donde se evaluó su comportamiento en algunos arrecifes del archipiélago Sabana-Camagüey (Montalvo *et al.*, 2014).

Los objetivos de este informe fueron:

- Establecer el estado actual de las principales variables relacionadas con la dinámica del carbonato en arrecifes coralinos de las zonas ecológicamente sensibles del archipiélago Jardines de la Reina y del golfo de Cazones.
- Modelar los futuros escenarios de la tendencia a la acidificación en arrecifes coralinos de las zonas ecológicamente sensibles del archipiélago Jardines de la Reina y del golfo de Cazones, entre los años 2020 y 2010.

MATERIALES Y MÉTODOS

a. Área de estudio.

La caracterización de la dinámica del carbono respecto al cambio climático y la evaluación de la vulnerabilidad se realizó en los ecosistema arrecifales del golfo de Cazones y Jardines de la Reina (Fig. 1).

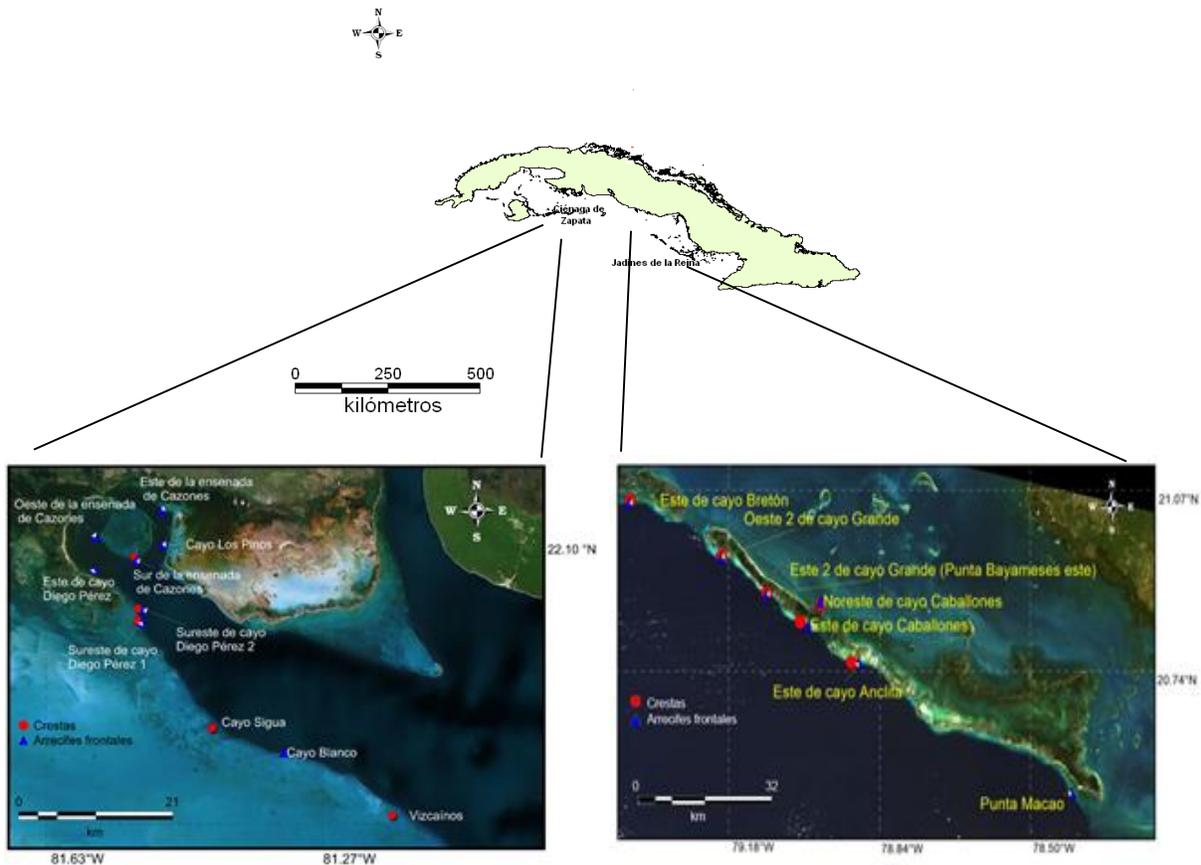


Figura 1. Zonas objeto de estudio.

Metodologías de muestreo

Se usó la información generada en los muestreos realizados a los arrecifes coralinos del archipiélago Jardines de la Reina (septiembre/2015) y del golfo de Cazones (octubre/2015). Las mediciones de la temperatura (resolución 0,01 °C), salinidad (resolución 0,01 ups) y pH (resolución 0,01) se realizaron por medio de un sensor multiparamétrico HANNA. Las muestras de agua se tomaron en las crestas arrecifales por debajo de la interfase aire-agua y en los arrecifes frontales, en los niveles de superficie, medio y fondo, para determinar la Alcalinidad Total **AT**, las que se almacenaron en frascos plásticos de 0,5 L, permaneciendo en refrigeración hasta ser procesadas en el laboratorio de Química del Instituto de Oceanología.

La alcalinidad total se analizó mediante la valoración de la muestra con HCl 0,02 M (ISO 9963-1:1994). A partir de las mediciones de pH y AT, se estimó el Carbono Inorgánico

Disuelto **CID**, la presión parcial de dióxido de carbono en agua pCO_2 y las concentraciones de dióxido de carbono libre CO_2^* , bicarbonato HCO_3^- y carbonato CO_3^{2-} .

A partir de la concentración del ión CO_3^{2-} se calculó el grado de saturación de calcita Ω_{cal} y aragonito Ω_{arag} , estimando el producto de la solubilidad de las especies calcita K_{cal} y aragonita K_{arg} y el producto de las concentraciones de calcio y carbonato. La concentración de calcio se estimó a partir de la salinidad ($[Ca^{2+}] = 2,989 \cdot 10^{-4} \cdot S$) de acuerdo a Mintrop *et al.* (1999) y el producto de solubilidad para la aragonita K_{arag} y calcita K_{cal} según Mucci (1983).

Para la estimación del flujo de dióxido de carbono atmósfera-superficie del mar se usará la ecuación que relaciona la velocidad del viento y el intercambio de gas en la superficie del mar (Wanninkhof, 1992).

$$F = k \alpha (pCO_{2,agua} - pCO_{2,atm}) = k \alpha (\Delta pCO_2)$$

$$k = 0,31 u^2 \left(\frac{Sc}{660} \right)^{1/2}$$

Donde α es la solubilidad del CO_2 , expresada en unidades de concentración/presión (Weiss & Price, 1980). La velocidad del viento y presión atmosférica en los muestreos se midió desde la embarcación con la estación meteorológica portátil.

b. Tecnología usada para la modelación.

A partir del incremento paulatino de la temperatura superficial del mar TSM hasta 2 °C en el 2100 y la salinidad reportada en la línea base, se calculó la alcalinidad total (AT), de acuerdo al algoritmo de Lee *et al.* (2006).

$$AT_{\mu mol/kg} = 2294 + 64,88 (SSM - 35) + 0,30 (SSM - 35)^2 - 4,52 (TSM - 29) - 0,232 (TSM - 29)^2$$

Donde: SSM: salinidad superficial del mar

TSM: temperatura superficial del mar.

A partir de las predicciones del pH reportadas por Fermand & Brewer (2007) (Tabla 1) y las estimaciones de AT, se calculó el CID, pCO_2 y las concentraciones de dióxido de carbono libre CO_2^* , HCO_3^- y CO_3^{2-} . Se estimó el grado de saturación de calcita Ω_{cal} y aragonito Ω_{arag} , a partir del producto de la solubilidad de las especies calcita y calcita K_{cal} y aragonita K_{arg} y el producto de las concentraciones de calcio y carbonato.

Mediante la hoja de cálculo EXCEL 2003, se realizó la estadística descriptiva y se construyeron gráficos de la distribución temporal de los parámetros CID, pCO_2 , HCO_3^- y CO_3^{2-} y Ω_{ara} , y su relación con el pH.

Tabla 1. Concentración de CO_2 en la atmósfera y pH en el agua superficial del mar si continúan las emisiones del gas al ritmo actual (Fermand & Brewer, 2007), citado por Harrould-Kolieb. & Savitz (2009).

AÑO	Concentración de CO_2 en atmósfera (ppm)	pH
1750	280	8,19

2008	385	8,09
2020	440	8,03
2040	510	7,97
2060	600	7,91
2080	700	7,85
2100	840	7,78

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

1. Dinámica del carbono

- **Arrecifes del archipiélago Jardines de la Reina**

En las crestas arrecifales los valores puntuales de pH oscilaron entre 8,10 y 8,20; y en los arrecifes frontales fueron desde 8,17 hasta 8,21. Estos valores indican la existencia de características básicas en el agua, asociada a las altas saturaciones de oxígeno **SO** (Tabla 2) favorecida por los procesos de producción primaria, que desplaza el equilibrio químico ácido carbónico-bicarbonato-carbonato hacia el carbonato. Los cambios ambientales externos iluminación y oscuridad, hacen posible una marcada habilidad de los corales para producir oxígeno y regular internamente el pH por la vía fotosintética, dando como resultado diferentes respuestas al proceso de calcificación (Wijgerde *et al.*, 2014).

Los valores de alcalinidad total **AT** en las crestas arrecifales y en los arrecifes frontales fueron similares, y fluctuaron entre 2228 y 2579 $\mu\text{mol/kg}$ (Tabla 2). En estos arrecifes la AT fue mayor a la encontrada en las crestas y pendientes arrecifales del archipiélago Sabana-Camagüey ASC en la etapa de lluvias del 2011. Los altos valores de AT se justifican por la posible presencia en el agua de una gran concentración de compuestos orgánicos aceptores de protones, teniendo en cuenta que la alcalinidad es la capacidad cuantitativa de los medios acuosos para reaccionar con los iones de hidrógeno. Hernández-Ayón *et al.* (2007), plantean que las bases orgánicas generadas por las microalgas incrementan considerablemente las medidas de AT.

Tabla 2. Valores de pH, alcalinidad total (AT $\mu\text{mol/kg}$), carbono inorgánico disuelto o total (CID $\mu\text{mol/kg}$), presión parcial de dióxido de carbono en el mar ($p\text{CO}_2$ μatm), dióxido de carbono libre o disuelto (CO_2^* $\mu\text{mol/kg}$), bicarbonato (HCO_3^{1-} $\mu\text{mol/kg}$), carbonato (CO_3^{2-} $\mu\text{mol/kg}$), grado de saturación de calcita (Ω_{cal}), grado de saturación de aragonita (Ω_{ara}), gradiente de presión de dióxido de carbono aire-mar ($\Delta p\text{CO}_2$ μatm) y flujo de CO_2 aire-mar (F $\text{mmol/m}^2/\text{h}$), en los arrecifes coralinos del archipiélago Jardines de la Reina. (N.D., no se determinó).

Estación	Nivel	pH	AT	CIT	$p\text{CO}_2$	CO_2^*	HCO_3^{1-}	CO_3^{2-}	Ω_{cal}	Ω_{ara}	$\Delta p\text{CO}_2$	F
Crestas Arrecifales												
O2-Cy.Gr	S	8,39	2307	1954	137	3,31	1705	246	5,95	3,96	-248	N.D.

SE-Cy.Br	S	8,29	2541	2175	170	4,11	1910	261	6,28	4,17	-216	N.D.
E2-Cy.Gr	S	8,36	2521	2146	155	3,70	1874	269	6,47	4,31	-230	N.D.
C-Cy.Ca	S	8,38	2346	1989	142	3,38	1736	249	6,02	4,01	-243	N.D.
NE-Cy.Ca	S	8,33	2542	2162	155	3,66	1886	272	6,56	4,38	-229	N.D.
Cy.An	S	8,33	2424	2064	150	3,61	1807	253	6,10	4,06	-235	N.D.
Arrecifes frontales												
O2-Cy.Gr	S	8,36	2228	1890	137	3,29	1654	232	5,60	3,72	-248	N.D.
	M	8,39	2502	2133	154	3,71	1867	263	6,33	4,21		
	F	8,36	2346	1989	140	3,37	1736	250	6,04	4,02		
E-Cy.Br	S	8,32	2579	2215	175	4,28	1950	261	6,26	4,16	-211	N.D.
	M	8,32	2463	2104	161	3,95	1846	254	6,12	4,06		
	F	8,30	2560	2192	170	4,13	1924	264	6,35	4,22		
E2-Cy.Gr	S	8,37	2386	2020	139	3,36	1759	258	6,25	4,16	-246	N.D.
	M	8,37	2542	2162	151	3,64	1885	273	6,61	4,40		
	F	8,35	2463	2095	149	3,59	1831	261	6,30	4,20		
E-Cy.Ca	S	8,30	2463	2095	149	3,58	1829	262	6,32	4,21	-236	N.D.
	M	8,39	2502	2131	153	3,67	1863	265	6,38	4,25		
	F	8,32	2483	2113	152	3,63	1847	263	6,34	4,22		
E-Cy.An	S	8,38	2425	2052	142	3,38	1785	264	6,40	4,26	-242	N.D.
	M	8,30	2502	2129	151	3,62	1858	267	6,44	4,29		
	F	8,38	2424	2060	148	3,52	1799	257	6,20	4,14		

En los arrecifes frontales las concentraciones de Carbono Inorgánico Disuelto **CID** fueron algo superiores a las crestas arrecifales (Tabla 2), aunque el máximo puntual (2175 $\mu\text{mol/kg}$), se encontró en la cresta situada al sureste de Cayo Bretón **SE-Cy. B** (Tabla 2). Estos valores fueron algo mayores a los encontrados en arrecifes coralinos del ASC.

El carbonato constituyó el 12% del CID en las crestas y representó el 13% en los arrecifes frontales. El patrón de distribución de bicarbonato y carbonato fue similar al del CID (Tabla 2). Al comparar estos resultados con las concentraciones de ambos compuestos en los arrecifes del ASC, se confirma que en los arrecifes del golfo de Cazonos y del archipiélago Jardines de la Reina existe un incremento de las características básicas del agua relacionada con posibles procesos de eutrofización que estimulan la producción fitoplanctónica.

La presión parcial del dióxido de carbono en el agua $p\text{CO}_2$, fue menor a 175 μatm (Tabla 2), valor inferior al reportado por la División de Monitoreo Global de la NOAA <http://www.esrl.noaa.gov/gdm/ccgg/index.html> para los días en que se realizó el muestreo (397 μatm).

El gradiente de presión aire-mar de dióxido de carbono $\Delta p\text{CO}_2$, tuvo signo negativo en todos los casos (Tabla 2). De este valor negativo se infiere que en los sitios de estudio se encuentra favorecido el proceso de captura del gas atmosférico por el agua de mar, favorecido por el consumo de carbono inorgánico por los productores primarios. No se cuantificaron los flujos debido a que no se realizaron mediciones de velocidad del viento durante el muestreo.

Las aguas de las crestas y los arrecifes frontales estuvieron saturadas en carbonato de calcio CaCO_3 (Tabla 2). Los niveles alcanzados en cuanto al grado de saturación de la

aragonita Ω_{ara} y la calcita Ω_{cal} , resultaron superiores a 4 o cercanos a este valor, lo que se corresponde con el valor óptimo para el crecimiento de los corales de acuerdo a la escala establecida por Kleypas *et al.*, (1999, 1999a y 2001).

• **Arrecifes del Golfo de Cazones**

El pH en las crestas tuvo un valor medio de $8,30 \pm 0,05$; el máximo puntal fue en la de Cayo Vizcaino (Vi) (Tabla 3) y en los arrecifes frontales osciló entre 8,23 y 8,39; en ambos casos los valores presentaron características básicas del agua marina propiciada por los procesos de producción primaria (PP), de acuerdo al predominio de condiciones hiperoxigénicas. El incremento del pH se favorece por el consumo de carbono inorgánico durante la fotosíntesis induciendo a las condiciones básicas del agua (Flynn *et al.*, 2015).

Tabla 3. Valores de pH, alcalinidad total (AT $\mu\text{mol/kg}$), carbono inorgánico disuelto o total (CID $\mu\text{mol/kg}$), presión parcial de dióxido de carbono en el mar ($p\text{CO}_2$ μatm), dióxido de carbono libre o disuelto (CO_2^* $\mu\text{mol/kg}$), bicarbonato (HCO_3^- $\mu\text{mol/kg}$), carbonato (CO_3^{2-} $\mu\text{mol/kg}$), grado de saturación de calcita (Ω_{cal}), grado de saturación de aragonita (Ω_{ara}), gradiente de presión de dióxido de carbono aire-mar ($\Delta p\text{CO}_2$ μatm) y flujo de CO_2 aire-mar (F $\text{mmol/m}^2/\text{h}$), en los arrecifes coralinos del del Golfo de Cazones.

Estación	Nivel	pH	AT	CIT	$p\text{CO}_2$	CO_2^*	HCO_3^{1-}	CO_3^{2-}	Ω_{cal}	Ω_{ara}	$\Delta p\text{CO}_2$	F
Crestas arrecifales												
S-EC	s	8,22	2149	1797	125	3,03	1556	238	5,70	3,79	-259	-15
SE-Cy.DP2	s	8,33	2168	1777	89	2,20	1523	252	6,03	4,00	-298	-73
SE-Cy.DP1	s	8,32	2051	1681	88	2,14	1445	234	5,60	3,72	-297	-8
Cy.Si	s	8,30	2286	1901	107	2,55	1645	254	6,11	4,07	-277	-36
Vi	s	8,34	1876	1518	76	1,83	1296	220	5,29	3,53	-308	-19
Arrecifes frontales												
E-EC	s	8,29	2461	2028	115	2,84	1722	304	7,25	4,81	-270	-8
	m	8,33	2657	2168	111	2,73	1815	351	8,39	5,56		
	f	8,34	2129	1707	85	2,09	1423	281	6,73	4,46		
Cy.LP	s	8,32	2403	1953	105	2,53	1635	315	7,55	5,02	-280	-9
	m	8,31	2286	1859	102	2,47	1563	294	7,05	4,69		
	f	8,30	2599	2144	121	2,92	1817	325	7,80	5,19		
O-EC	s	8,36	2421	1948	89	2,26	1617	328	7,83	5,17	-300	-45
	m	8,35	1933	1536	72	1,83	1280	254	6,07	4,01		
	f	8,36	2186	1746	80	2,02	1450	294	7,01	4,63		
S-EC	s	8,28	2051	1705	98	2,41	1484	219	5,25	3,48	-287	-25
	m	8,30	2109	1716	95	2,34	1452	262	6,26	4,15		
	f	8,32	2148	1736	91	2,24	1458	275	6,57	4,35		
E-Cy.DP	s	8,33	2051	1647	84	2,07	1378	266	6,38	4,23	-302	-138
	m	8,33	2148	1731	88	2,18	1448	280	6,70	4,44		
	f	8,33	2412	1957	99	2,46	1638	317	7,56	5,01		
SE-Cy.DP2	s	8,23	1914	1586	104	2,60	1373	211	5,04	3,34	-282	-23
	m	8,39	2187	1723	74	1,84	1409	313	7,47	4,95		
	f	8,36	2050	1625	76	1,89	1345	278	6,63	4,39		
SE-Cy.DP1	s	8,36	2186	1746	80	2,02	1450	294	7,01	4,64	-307	-85
	m	8,38	2226	1767	77	1,94	1456	310	7,40	4,89		

	f	8,38	2030	1601	69	1,76	1319	280	6,69	4,42		
Cy.BI	s	8,31	2110	1706	94	2,37	1434	270	6,47	4,30	-291	-23
	m	8,32	2442	1987	106	2,57	1664	320	7,68	5,10		
	f	8,28	2696	2237	133	3,22	1900	334	8,00	5,32		

La AT fue mayor a 1800 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ en todos los arrecifes (Tabla 3), debido a la presencia potencial en agua de compuestos orgánicos aceptores de protones. Las resultaron superiores a las medidas en el ASC en la etapa de lluvias del 2011.

Las concentraciones de **CID** en las crestas arrecifales oscilaron entre 1518 y 1901 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$, el máximo se encontró en cayo Vizcaíno y en los frontales estas fueron superiores aunque la variabilidad fue mayor (Tabla 3). El carbonato CO_3^{2-} conformó el 14% del CID en las crestas y en las pendientes representó el 16% del carbono inorgánico, valores inferiores a los reportados en el informe dedicado a los arrecifes del archipiélago Jardines de la Reina. En las crestas el máximo de CO_3^{2-} se encontró en la estación Cy.Si (Tabla 3) y en los arrecifes frontales hubo un predominio de las concentraciones $> 250 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Tabla 3), estos valores superaron a los hallados en el ASC. El patrón de distribución del bicarbonato fue similar al del CID (Fig. 3B y Tabla 3). La prueba F dio como resultado que no hubo diferencias significativas entre las concentraciones de bicarbonato en la crestas y los arrecifes frontales ($F_{(1,93)} < F_{(\text{tab}5,88)}$, $n = 23:4$, $\alpha = 0,05$), pero si las hubo para el ión carbonato ($F_{(7,28)} > F_{(\text{tab}5,98)}$, $n = 23:4$, $\alpha = 0,05$).

Los valores de la $p\text{CO}_2$ en las crestas arrecifales fueron algo mayores a los encontrados en los arrecifes frontales (Tabla 3). No obstante, no hubo diferencias significativas entre ambos biotopos de los arrecifes ($F_{(1,32)} < F_{(\text{tab}2,80)}$, $n = 4:23$, $\alpha = 0,05$). Estos valores fueron inferiores a los consignados para las crestas y las pendientes arrecifales del ASC donde predominaron los valores $> 391 \mu\text{atm}$ (Anexo II), cifra consignada por la División de Monitoreo Global de la NOAA <http://www.esrl.noaa.gov/gdm/ccgg/idex.html> (julio-agosto del 2011), la concentración global reportada por la NOAA para la etapa de estudio fue de 398 ppm (398 μatm). Las concentraciones de dióxido de carbono disuelto (CO_2^*) fueron inferiores al umbral establecido para agua marina con tendencia a la acidificación (10 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$) y no hubo diferencias significativas en las concentraciones de esta especie en las crestas y los arrecifes frontales ($F_{(1,18)} < F_{(\text{tab}2,80)}$, $n = 4:23$, $\alpha = 0,05$).

De acuerdo al valor de signo de $\Delta p\text{CO}_2$, tanto en las crestas como en los arrecifes frontales predominan los procesos de captura del gas atmosférico por el agua de mar (Tabla 3), con valores que oscilaron entre -308 μatm y -252 μatm en las crestas arrecifales y en los frontales fluctuaron desde -307 μatm hasta -270 μatm . La absorción de CO_2 por el agua se justifica por la utilización del carbono inorgánico por los productores primarios del ecosistema, haciendo posible que decrezca la presión parcial del gas en el agua, aspecto que hace posible la transferencia del gas desde la atmósfera hacia el agua.

Los flujos en las crestas arrecifales fueron superiores a la zona frontal de los arrecifes con valores medios de -30 μatm en las crestas y -44 μatm en los arrecifes frontales. El máximo flujo en las crestas se halló al Sureste del Cayo Diego Pérez (SE-Cy.DP1) (Tabla 3) y en los

frontales en el Este de la Ensenada de Cazonos (E-EC), también en Cayo los Pinos (Cy.LP) (Tabla 3), el valor fue muy similar.

El agua en que se encuentran estos arrecifes estuvo sobresaturada en calcita y aragonita, con niveles de saturación de aragonita (Ω_{ara}) y calcita (Ω_{cal}), en general, superiores a 4 y/o muy cercanos a esta cifra (Fig. 3D y Tabla 3). De acuerdo a estos valores se puede inferir que la tasa de precipitación de carbonato de calcio favorece el crecimiento de las estructuras carbonatadas de los corales. Las saturaciones en calcita y aragonita en los arrecifes frontales fueron significativamente superiores a las encontradas en las crestas arrecifales (Ω_{cal} ($F(7,65) > F(tab5,78)$, $n = 23:4$, $\alpha = 0,05$) y Ω_{ara} ($F(7,65) > F(tab7,86)$, $n = 23:4$, $\alpha = 0,05$).

Los arrecifes coralinos están contruidos por carbonato de calcio ($CaCO_3$). El grado de saturación de carbonato de $CaCO_3$ (Ω) en el agua de mar y la TSM controlan los procesos de calcificación de los corales y otros organismos coralinos (McNeil *et al.*, 2004).

2. Modelación de futuros escenarios

La modelación de los escenarios de la dinámica del carbonato para los arrecifes del archipiélago Jardines de la Reina y del golfo de Cazonos se muestra en las figuras 2 y 3 para las crestas arrecifales y para los arrecifes frontales, en las figuras 4 y 5. En ambos casos se tomó como base los resultados de los muestreos realizados en el año 2015 y las predicciones del pH reportadas por Femand & Brewer (2007) para el agua de mar, de continuar el actual ritmo de las emisiones de CO_2 hacia la atmósfera.

De acuerdo a los resultados obtenidos en la modelación para el año 2100, la concentración de CID aumentará gradualmente en el tiempo hasta llegar a valores medios mayores a los 2270 $\mu\text{mol/kg}$ en los arrecifes del archipiélago Jardines de la Reina y en los arrecifes del golfo de Cazonos alcanzará valores $> 2300 \mu\text{mol/kg}$ (Figuras 2A, 3A, 4A y 5A).

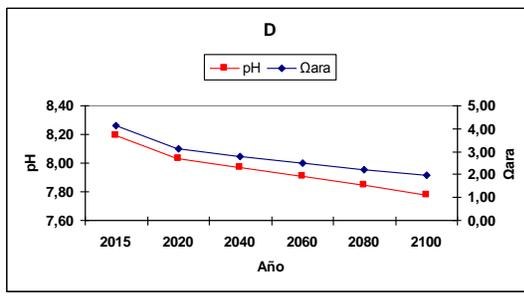
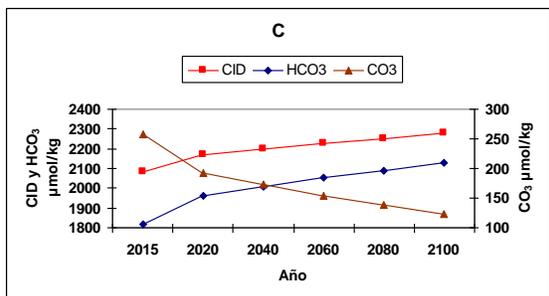
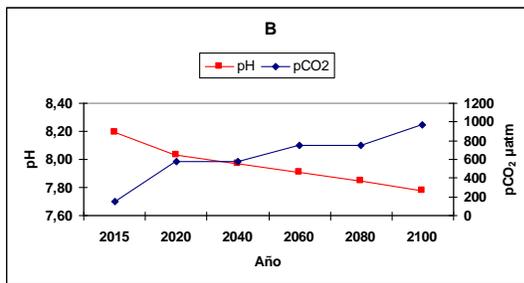
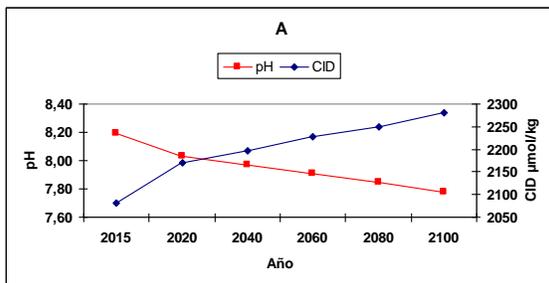


Figura 2. Valores medios de pH y Carbono Inorgánico Disuelto CID (A), pH y presión parcial de dióxido de carbono en agua pCO_2 (B), CID, bicarbonato HCO_3^- y carbonato CO_3^{2-} (C), y pH y grado de saturación de aragonita Ω_{ara} (D), en las crestas arrecifales del archipiélago Jardines de la Reina, para los años 2015, 2020, 2040, 2060, 2080 y 2100.

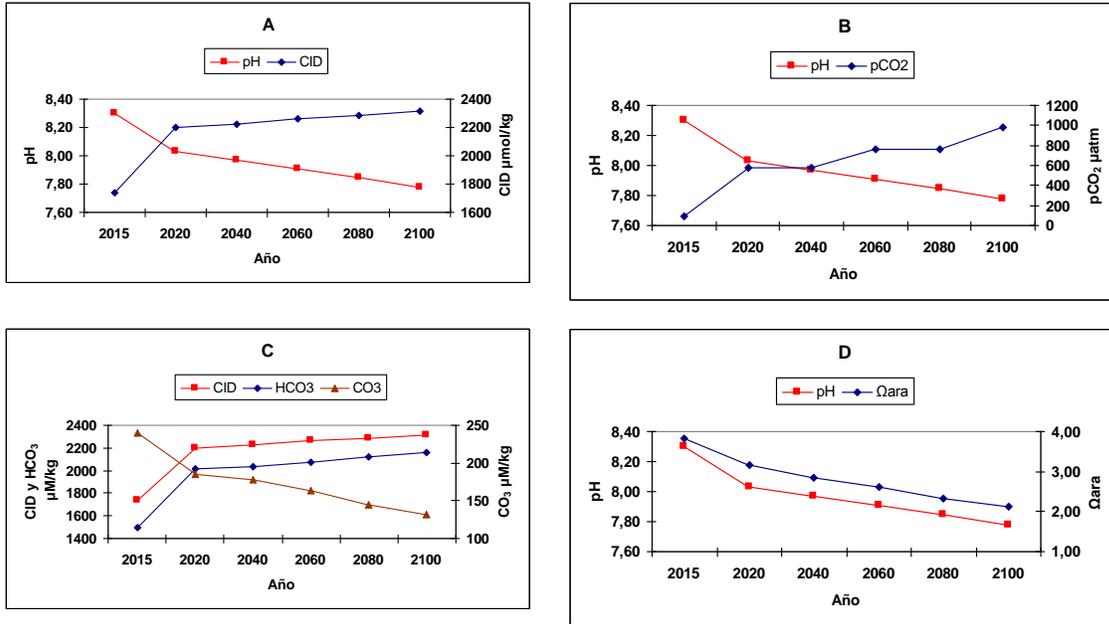


Figura 3. Valores medios de pH y Carbono Inorgánico Disuelto CID (A), pH y presión parcial de dióxido de carbono en agua pCO_2 (B), CID, bicarbonato HCO_3^- y carbonato CO_3^{2-} (C), y pH y grado de saturación de aragonita Ω_{ara} (D), en las crestas arrecifales en el Golfo de Cazones, para los años 2015, 2020, 2040, 2060, 2080 y 2100.

La presión parcial del gas (pCO_2) en el agua para el año 2100 sería casi 7 veces superior a la encontrada en el año 2015 en los arrecifes del archipiélago Jardines de la Reina y aproximadamente 10 veces mayor a la hallada para los arrecifes del golfo de Cazones (Figuras 2B, 3B, 4B y 5B). Este incremento de la presión tiene que ver con la conjugación de procesos como la transferencia del gas desde la atmósfera hacia la superficie del mar ayudada por el aumento de la concentración de CO_2 en el aire y el incremento de la velocidad del viento, así como la posibilidad de que se favorezcan los procesos heterotróficos al aumentar la TSM.

Los productores primarios juegan un papel primordial en estos procesos de la dinámica del CO_2 al remover las concentraciones del gas, contribuyendo al incremento del pH. La disponibilidad de nutrientes favorece la tendencia hacia este evento, ya que las aguas costeras sujetas a la eutrofización por la adición de nutrientes inorgánicos propician el incremento en la concentración de los productores primarios, lo que puede aumentar los valores de pH y revertir cualquier señal de acidificación del océano (Borges & Gypens, 2010 y Flynn et al., 2015). A través de los años se ha demostrado que el pH del agua de mar ha decrecido a medida que se incrementa la presión de CO_2 en la atmósfera. Sin embargo, a escalas de tiempo diurnas el pH muestra una gran variación sistemática como

resultado del consumo de CO_2 por la vía de la fotosíntesis y la liberación del mismo por medio de la respiración (Wootton et al., 2008).

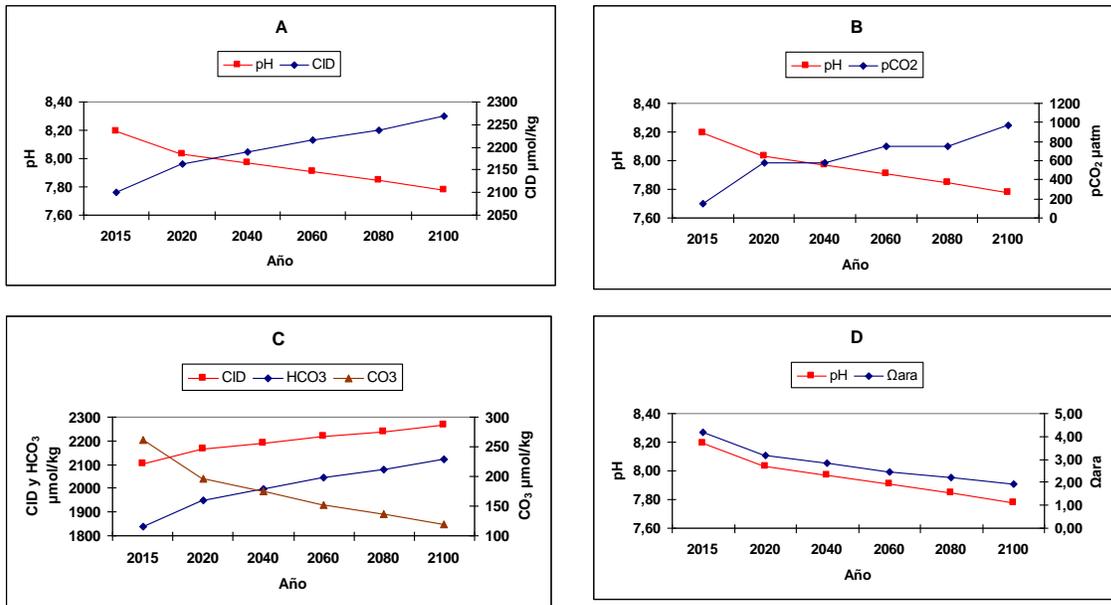


Figura 4. Valores medios de pH y Carbono Inorgánico Disuelto CID (A), pH y presión parcial de dióxido de carbono en agua pCO_2 (B), CID, bicarbonato HCO_3^- y carbonato CO_3^{2-} (C), y pH y grado de saturación de aragonita Ω_{Ara} (D), en los arrecifes frontales del archipiélago Jardines de la Reina, para los años 2015, 2020, 2040, 2060, 2080 y 2100.

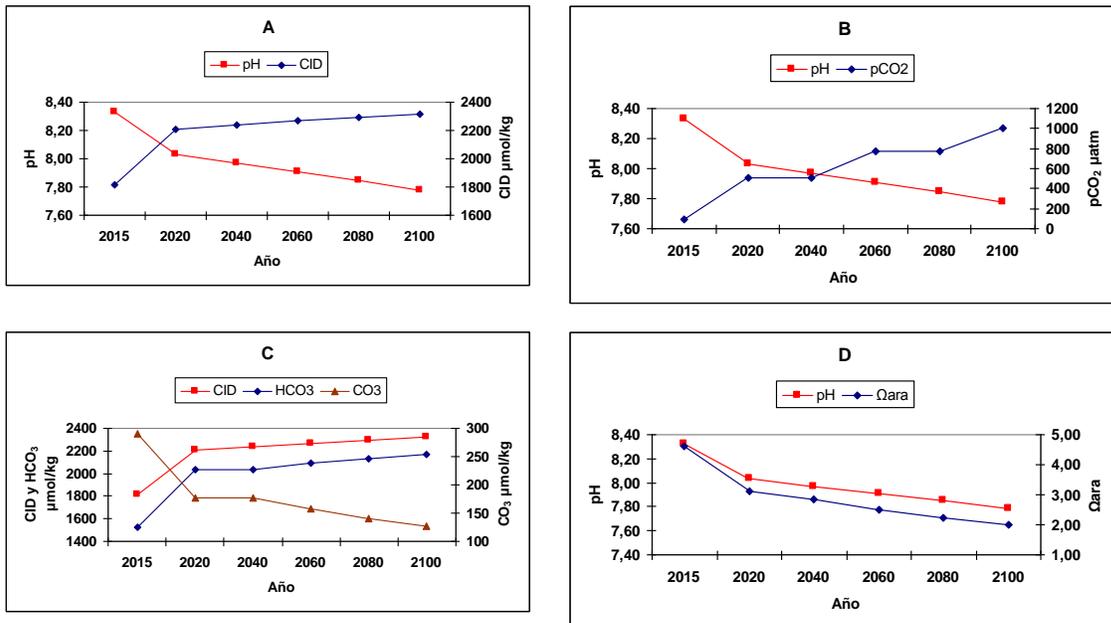


Figura 5. Valores medios de pH y Carbono Inorgánico Disuelto CID (A), pH y presión parcial de dióxido de carbono en agua pCO_2 (B), CID, bicarbonato HCO_3^- y carbonato CO_3^{2-} (C) y

pH y grado de saturación de aragonita Ω_{ara} (D), en los arrecifes frontales en el golfo de Cazones, para los años 2015, 2020, 2040, 2060, 2080 y 2100.

Para fin de siglo el carbonato constituirá el 5% del CID en los arrecifes del archipiélago Jardines de la Reina y el 5,5% en los arrecifes coralinos del golfo de Cazones, con concentraciones medias inferiores a 150 $\mu\text{mol/kg}$ (Figuras 2C, 3C, 4C y 5C). El grado de saturación de aragonita cada 20 años decrecerá a un ritmo de $0,30 \pm 0,04$ unidades en los arrecifes del archipiélago Jardines de la Reina y $0,28 \pm 0,05$ unidades para igual intervalo de tiempo en los del golfo de Cazones.

Tanto en las crestas arrecifales como en los arrecifes frontales de ambos ecosistemas en el 2020 el grado de saturación de aragonita Ω_{ara} fluctuará entre 3 y 3,5 (Figuras 2D, 3D, 4D y 5D), valores que corresponden a la categoría de marginal según (Kleypas *et al.*, 1999, 1999a y 2001), para comenzar a caer paulatinamente a valores < 3 hacia el 2100. Estos valores resultan extremadamente bajos, de acuerdo a la escala establecida por Kleypas *et al.* (1999; 1999a y 2001), por lo que se puede predecir una afectación de la tasa de calcificación de los arrecifes.

La química del carbonato en el agua de mar usualmente no es considerada un factor importante en la precipitación del CaCO_3 en los corales, debido a que la superficie del mar está sobresaturada en aragonita (Gattuso *et al.*, 1998). Sin embargo, el decrecimiento del grado de saturación del CO_3 a medida que se incrementa la $p\text{CO}_2$ favorece la reducción de la tasa de calcificación de los corales (Ohde & Mozaffar Hossain, 2004). El decrecimiento de la disponibilidad de iones carbonato como consecuencia de la acidificación de los mares, traerá serias implicaciones sobre la tasa de calcificación y de la formación de los esqueletos de los arrecifes coralinos, ya que esta decrecerá entre un 20% y un 50% (Guinotte & Fabry, 2008). Hay evidencias que elevados niveles de nutrientes pueden reducir el impacto de la acidificación del océano sobre la calcificación de los corales (Drenkard *et al.*, 2013).

En la región del Gran Caribe los resultados de estudios entre 1996 y el 2006 revelaron un fuerte decrecimiento del grado de saturación de aragonita del orden de $0,012 \pm 0,001 \Omega_{\text{arg}}$ año⁻¹, aunque con una gran variación espacio-temporal (Gledhill *et al.*, 2008).

CONCLUSIONES

1. En la actualidad los dos biotopos (crestas arrecifales y arrecifes frontales) de los arrecifes del golfo de Cazones y del archipiélago Jardines de la Reina no manifiestan síntomas de procesos de acidificación del agua de acuerdo al valor negativo del gradiente de presión de dióxido de carbono aire-mar ($\Delta p\text{CO}_2$) y a la saturación en carbonato de calcio (CaCO_3) del agua que presentó niveles entre adecuados y óptimos de aragonita (Ω_{ara}), lo que favorece la tasa de precipitación de carbonato de calcio en estos ecosistemas.
2. La modelación de los escenarios para las variables relacionadas con la dinámica del carbono y el pH evidenció una tendencia a la acidificación en ambos ecosistemas a partir de los años 2020 hasta el 2100, por lo que se puede predecir una afectación de la tasa de calcificación de los arrecifes.

BILBIOGRAFÍA

Bessat, F. & Buigues, D. 2001. Two centuries of variation in coral growth in a massive *Porites* colony from Moorea (French Polynesia): a response of ocean- atmosphere variability from south central Pacific. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. (1-4), 381-392

Borges, A. V. & Gypens, N. 2010. Carbonate chemistry in the coastal zone responds more strongly to eutrophication than to ocean acidification. *Limnology and Oceanography*. 55, 346–353

Drenkard, E. J., Cohen, A. L., McCorkle, D. C., Putron, S. J., Starczak, V. R. & Zicht, A. E. 2013. "Calcification by Juvenile Corals Under Heterotrophy and Elevated CO₂." *Coral Reefs* 32, 727–735.

Fernand, L & Brewer, P. 2007. Report of the Workshop on the Significance of Changing Ocean CO₂ and pH in Shelf Sea Ecosystems defra and ICES CIEM

Flynn, K. J., Clark, D. R., Mitra, A., Fabian, H., Hansen, P. J., Glibert, P. M., Wheeler, G. L., Stoecker, D. K., Blackford, J. C. & Brownlee, C. 2015. Ocean acidification with (de)eutrophication will alter future phytoplankton growth and succession. *Proc. R. Soc. B* 282: 20142604. <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2014.2604>

Gattuso, P-J., Frankignoulle, M., Bourge, I., Romaine, S. & Buddemeier, R.W. 1998. Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral Calcification. *Global and Planetary Change* 18,37–46

Gledhill, D. K., Wanninkhof, R., Millero, F. J. & Eakin, M. 2008. Ocean acidification of the Greater Caribbean Region 1996–2006, *J. Geophys. Res.*, 113, C10031, doi:10.1029/2007JC004629.

Guinotte, J. M. & Fabry, V. J. 2008. *Ocean Acidification and Its Potential Effects on Marine Ecosystems*. Annals of the New York Academy of Sciences. 1134: 320–342. <http://doi:10.1196/annals.1439.013>

Harrould-Kolieb, E & Savitz, J. 2009. *Acidificación: ¿Cómo afecta el CO₂ a los océanos?* Segunda edición Junio 2009. OCEANA. Protegiendo a los océanos del mundo. <http://www.oceana.org/climate>

Hernández-Ayon, J. M., Zirino, A., Dickson, A. G., Camiro-Vargas, T. & Valenzuela-Espinoza, E. 2007. Estimating the contribution of organic bases from microalgae to the titration alkalinity in coastal seawaters. *Limnol. Oceanogr.: Methods* 5, 225–232

Hall-Spencer, J. y Rauer, E. 2009. Champagne Seas—Foretelling the Ocean's Future? *The Journal of Marine Education*. 25, 11-21

Hughes, T. P., Baird, A. H., Bellwood, D. R., Card, M., Connolly, S. R., Folke, C., Grosberg, R., Hoegh-Guldberg, O., Jackson, J. B. C., Kleypas, J. et al. 2003. Climate change, human impacts, and the resilience of coral reefs. *Science*. 301, 929-933.

ISO 9963-1 (1994) Calidad del agua. Determinación de la alcalinidad. Parte 1: Determinación de la alcalinidad total y compuesta.

- Kleypas, J. A. & Kimberly K. 2009. Coral Reefs and Ocean Acidification. *Oceanography*.4,108-117
- Kleypas, J.A., Buddemeier, R. W., Archer, D., Gattuso J. P., Langdon, C. & Opdyke, B. N. 1999. Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs. *Science*. 284,118–120
- Kleypas, J. A., McManus J. W. & Meñez, L. A. B. 1999a. Environmental limits to coral reef development: where do we draw the line? *American Zoology*. 39,146–159
- Kleypas, J. A., Buddemeier, R. W. & Gattuso, J. P. 2001. Defining coral reef for the age of global change. *Int. J. Earth Sci.* 90,426–437
- Lee, K., Tong, L. T., Sillero, F. J., Sabine, C. L., Dickson, A. G. Goyet, C., Park, G-H., Wanninkhof, R., Feely, R. A. & Key, R. M. 2006. Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of world's oceans. *Geophysical research letters*. Vol. 33, L19605,doi:10.1029/2006GL02707,2006
- 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.
- McNeil, B. I., Matear, R. J. & Barnes, D. J. 2004. Coral reef calcification and climate change: The effect of ocean warming. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L22309, doi:10.1029/2004GL021541,
- Mintrop, L., Körtzinger, A. & Duinker, J. C. 1999. The carbon dioxide system in the northwestern Indian Ocean during south–west monsoon. *Marine Chemistry*. 64,315–336
- Montalvo, J. F., García, I., Esponda, S.C., Cesar, M.E. & Albuquerque, O. C. 2009. Compuestos del ciclo del carbono en la zona litoral del municipio Playa, Ciudad de la Habana, Cuba. *Serie Oceanológica*. 5,88-98
- Montalvo, J. F., García, I., Esponda, S. C., López, D., Martínez, M., Albuquerque, O. C., García, R., Blanco, M. & García, N. 2009a. Estudios preeliminares de compuestos del ciclo del CO₂ en algunas áreas costeras de la plataforma cubana. *Serie oceanológica* 6,65-78.
- Mora, C., Wei, C.-L., Rollo, A., Amaro, T., Baco, A. R., Billett, D., Bopp, L., Chen, Q., Collier, M., Danovaro, R. et al. 2013. Biotic and human vulnerability to projected changes in ocean biogeochemistry over the 21st century. *PLoS Biol.* 11, e1001682.
- Mucci, A. 1983 The solubility of calcite and aragonite in seawater of various salinities, temperature and one atmosphere total pressure. *American Journal of Science*. 283,780-799
- Ohde, S. & Mozaffar Hossain, M. M. 2004. Effect of CaCO₃ (aragonite) saturation state of seawater on calcification of *Porites coral*. *Geochemical Journal*, Vol. 38, 613 - 621 p.
- Reyes-Bonilla, H., Calderón-Aguilera, L. E., Mozqueda-Torres, M. C. & Carriquiry, J. D. 2014. Presupuesto de carbono en arrecifes coralinos de México. *Interciencia*. 9,645-650.
- Smith, S.V. 2013. *Parsing the oceanic calcium carbonate cycle: a net atmospheric carbon dioxide source, or a sink?* L&O e-Books. Association for the Sciences of Limnology and Oceanography (ASLO) Waco, TX. 10.4319/svsmith.2013.978-0-9845591

Wanninkhof, R., Wong, C. S., Wallace, D. R. W, Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T. H., Kozyr, A., Ono, T. y Rios A. F. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science* 305,367–371.

Weiss, R. F. & Price, B. A. 1980. "Nitrous oxide solubility in water and seawater" *Marine Chemistry.*, 8,347-359

Wijgerde, T., Silva, C. I. F., Scherders, V., van Bleijswijk, J. & Osinga, R. 2014. Coral calcification under daily oxygen saturation and pH dynamics reveals the important role of oxygen. *Biology Open.* 3,489–493 doi:10.1242/bio.20147922

Wootton, J. T., Pfister, C. A. & Forester, J. D. 2008. Dynamic patterns and ecological impacts of declining ocean pH in a high-resolution multi-year dataset. PNAS. Vol. 105, No. 48, 6 p. <http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0810079105>