



Universidad Autónoma de Baja California

Facultad de Ciencias Marinas



Oceanología.

“La disminución del pH en el océano como resultado del cambio climático; Efecto en los corales pétreos”.

Guión de la unidad audiovisual que presenta:

Caleb Abraham Rodríguez Muñoz

Como requisito para obtener el título de Oceanólogo.

Ensenada, Baja California, México. Agosto de 2009.

Agradecimientos.

A todo el personal administrativo de la H.H.H. Facultad de Ciencias Marinas, cuya amabilidad y disposición ante mis requerimientos siempre ayudaron a sentirme apoyado ante los distintos trámites burocráticos.

En especial a la srita. Secretaria Lorena, Manuel Ornelas en el almacén, a la M.C. Milagros Ceniceros por su sabia asesoría como tutora, además de su amistad y apoyo durante este importante periodo etc..

A todos y cada uno de mis profesores de la H.H.H. Facultad de Ciencias Marinas, ya que cada uno de ellos aportó consciente ó inconscientemente algo importante en mi formación como Oceanólogo, prometo no defraudarlos.

A mis compas durante esta importante etapa de mi vida, en especial a Tihui Fernández, Jaime González, Ulises Pacheco Bardullas, todas las personas de la favela, a la bella (por contrastante) generación de los nenes. A Lorena Poncela, por los tés, las pláticas filosóficas, las pelis y la lección de vida que espero algún día poder descifrar y asimilar.

A Alejandra Lara Espinoza, por su tremenda amistad, en la cual ha habido desayunos "tomidas" y cenas. Por el karma que nos une y nos distingue. En fin, te agradezco tantos momentos excepcionales que he pensado seriamente hacer un libro al respecto.

Este sencillo trabajo está dedicado a muchas personas, ya que es el resultado de distintas circunstancias durante mi vida. Al dedicar este trabajo a todas estas personas lo hago de manera muy especial. Agradezco sus enseñanzas y todas las vivencias que han compartido, ó que compartieron en su momento conmigo.

-Los que están-

A mis abuelos, Juana María y Jaime, por su apoyo en los momentos difíciles de mi corta vida, sabios consejos y excelentes momentos, deseo de corazón haya muchos más.

A mi madre y padre: Erika y Arturo, cuyo apoyo incondicional, comprensión desmedida y abruptas enseñanzas me han dado fuerza para no flaquear en mis metas.

A mi hermana y hermanos: Caren, Arturo y Alfonso, por su agradable convivencia, enseñanzas, excepcionales aventuras, complicidad y muchas otras cosas para las cuales no existen palabras. Deseo de corazón sigamos creciendo.

A Paola Bonilla Yee, por ser la luz que guía mi barco al puerto de la felicidad.

-Los que ya no están, y algún día volveré a ver-.

Al M.C. Armando Rodríguez Pinal, por su confianza en mi capacidad como estudiante, por cada una de las agradables y educativas pláticas que algún día tuvimos.

A mi tío Álvaro, por su mensaje para afianzarme a esta breve vida y todas sus invaluable enseñanzas para las cuales no existen palabras, y muchas de ellas seguramente no he descifrado en su totalidad.

Y muy especialmente a mis abuelos: Concepción y Álvaro, para los cuales no existen palabras de agradecimiento, sólo puedo alcanzar a dar gracias por el ejemplo de su moral intachable y trabajadora. Por haberme cuidado cuando más lo necesitaba, y agregar los ingredientes más exquisitos de mi vida: amor, educación, sarcasmo, coraje y repudio ante las injusticias. Este trabajo está dedicado a mi abuela Conchita más que a las demás personas, lo siento, pero sin duda alguna amerita esto y todas las cosas positivas que haga.

***La disminución del pH en el océano como resultado del cambio climático:
Efecto en los corales pétreos.***

1. Interacción Océano-Atmósfera; El termostato de la Tierra.

1.1 Origen de la atmósfera.

La atmósfera es la masa gaseosa que envuelve a la Tierra y se mantiene unida a ella por la fuerza de atracción gravitacional. Tiene un espesor cercano a los 480 km, y aunque ha sufrido cambios significativos, surgió hace unos 4600 millones de años al formarse la Tierra.

La mayor parte de la atmósfera primitiva se perdería en el espacio, sin embargo, nuevos gases y vapor de agua se fueron liberando de las rocas que forman nuestro planeta.

En las primeras épocas de la Tierra, la atmósfera estuvo formada por vapor de agua, dióxido de carbono, hidrógeno y nitrógeno, junto a muy pequeñas cantidades de monóxido de carbono, metano, amoníaco y la ausencia de oxígeno en forma libre.

La composición y comportamiento de la atmósfera permitió que se desarrollen procesos biológicos, ya que a pesar de ser una atmósfera ligeramente reductora, la aparición de los primeros organismos fotosintéticos, hace unos 2 500 millones de años, introdujo oxígeno y ozono. Tan sólo hace 1000 millones de años aproximadamente, la atmósfera llegó a tener una composición similar a la actual.

1.2 Efecto Invernadero

Desde entonces, la energía del Sol transmitida por radiación hacia la Tierra ha sido la responsable de poner en movimiento al aire y al océano, al mismo tiempo que regula la temperatura de la Tierra a manera de termostato.

La Tierra se calienta cuando la energía electromagnética en forma de radiación solar (100%) entra en la atmósfera. De esta energía, un 25% es directamente reflejada hacia el espacio exterior por moléculas de aire, nubes, la superficie terrestre y el océano. Otro 25% es absorbida por las nubes, vapor de agua, polvo y ozono. El 50% de energía restante es absorbida por la superficie terrestre, la cual es liberada posteriormente como radiación de onda larga, calor latente y sensible.

Gases como $\text{H}_2\text{O}_{(g)}$, CO_2 , O_3 , CH_4 y NO_x tienen la capacidad de absorber esta energía en forma de onda larga e infrarroja, e irradiarla de nuevo hacia la superficie terrestre, lo cual produce un incremento de la temperatura superficial de la Tierra. A este proceso se le conoce como efecto invernadero.

Se ha establecido que sin el efecto invernadero producido por estos gases, en especial el bióxido de carbono natural, la temperatura de la Tierra sería alrededor de 20 °C bajo cero (- 20 °C).

En base a su concentración en la atmósfera y su capacidad calorífica, la radiación infrarroja es absorbida en mayor cantidad por el vapor de agua, le sigue el bióxido de carbono y luego el ozono. Sin embargo de estos 3 compuestos químicos es el bióxido de carbono el que ha roto el equilibrio del efecto invernadero aumentando la temperatura global promedio un grado centígrado. Esto debido a que las actividades realizadas por el hombre han incrementado la concentración de CO_2 en la atmósfera.

1.3 El Bióxido de Carbono (CO_2).

En 1756, Joseph Black identificó y describió un compuesto químico producido por combustión, respiración y fermentación y que bajo ciertas circunstancias se comporta como un ácido.

Posteriormente, en 1859, el físico irlandés John Tyndall descubrió que ni el oxígeno ni el nitrógeno en su estado puro producen efecto invernadero, lo cual

indica que el 99 % de los componentes de la atmósfera no producen efecto invernadero y que el vapor de agua, el bióxido de carbono, el ozono, el metano y los óxidos de nitrógeno sí lo producen. Tyndall se dio cuenta que el bióxido de carbono absorbe una gran cantidad de energía calorífica y que su concentración varía de manera natural debido a diferentes fenómenos, entre los que se encuentra la fijación orgánica que llevan a cabo los organismos fotosintéticos. Propuso que la disminución de la concentración del bióxido de carbono en la atmósfera podría ser la explicación de las glaciaciones en la Tierra.

Sorprendentemente, desde 1896, el químico sueco Svante A. Arrhenius, planteó que la concentración de bióxido de carbono se estaba incrementando continuamente debido a la quema de carbón, petróleo y leña, lo cual hace que la temperatura promedio de la Tierra sea cada vez mayor. Señaló que en caso de duplicarse la concentración de bióxido de carbono de la atmósfera, la temperatura promedio de la Tierra aumentaría entre 5 y 6°C.

El químico Jean Robert Petit en 1999, obtuvo mediante los registros glaciares del Antártico un comportamiento detallado de las fluctuaciones que ha presentado el CO₂ atmosférico desde hace casi 420, 000 años en la Tierra, complementando así las mediciones que realizó el geoquímico Charles David Keeling desde 1958 hasta 2005 en su estación oceanográfica de Mauna Loa, Hawaii. Con esto se demostró el aumento exponencial de las concentraciones de CO₂ en la atmósfera a partir de la quema de combustibles fósiles en la revolución industrial hasta la actualidad.

El CO₂ fue el primer gas atmosférico que se demostró aumentaba sus concentraciones debido a las actividades humanas, y se encuentra implícito directamente en el calentamiento global. Las actividades humanas están liberando CO₂ que de otro modo sería secuestrado de la atmósfera en depósitos geológicos. Debido a estos cambios, las concentraciones atmosféricas de CO₂ son las más altas en por lo menos los últimos 42,000 años.

Aunque se conocían las alteraciones que estaba presentando el efecto invernadero durante la primera mitad del siglo XX, los investigadores de los ciclos biogeoquímicos en la Tierra no lo consideraron como un problema en la estabilidad del clima en el planeta, ya que antes consideraban que los océanos podían absorber al bióxido de carbono formando carbonato de calcio (CaCO_3) que caería al fondo del mar sin causar ningún daño (IPCC 2001 y Royal Society, 2005).

2. El océano, el ciclo del carbono y el sistema de los carbonatos.

El océano cubre alrededor del 70% del planeta y juega un rol central en la mayoría de los procesos terrestres.

Los organismos que alberga contienen en total alrededor de 38,000 Gt C. Esto representa aproximadamente el 95% del total que se encuentra en los océanos, atmósfera y sistema terrestre, constituyendo un reservorio substancial (Kleypas *et al.*, 1999^a). Lo que demuestra el importante papel que desempeñan los océanos en los procesos naturales del ciclo del carbón a escala mundial.

El océano y la atmósfera se encuentran en todo momento absorbiendo y liberando carbón en forma de moléculas de CO_2 , por lo que se considera un proceso bidireccional. El bióxido de carbón desempeña un importante papel natural en la regulación del pH del agua de mar (Millero, 1996; Caldeira y Wickett, 2003).

El término potencial Hidrógeno describe la acidez de una solución acuosa. La fórmula para su obtención es: $\text{pH} = -\log_{10} [\text{H}^+]$. Este logaritmo negativo depende de la concentración del ión hidrógeno, significa que si $[\text{H}^+]$ aumenta 10 veces, el pH disminuye entonces por 1 unidad.

Las aguas superficiales de los océanos son ligeramente alcalinas, su valor oscila entre 7.9 y 8.3 unidades de pH, con un valor promedio alrededor de 8.2 unidades (Caldeira *et al.*, 1999)., aunque esto varía en los océanos alrededor de ± 0.3 unidades, debido a las variaciones estacionales, locales y regionales.

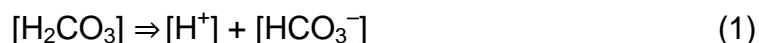
Por muchos años la medición del pH ha sido realizada de modo rutinario como parámetro químico en la mayoría de las expediciones oceanográficas. El pH además de ser indicativo de procesos biológicos como fotosíntesis y respiración refleja el estado termodinámico actual de todo el sistema ácido-base presente en el agua de mar, en particular respecto al sistema geoquímico del CO₂.

El flujo de CO₂ en la interface océano-atmósfera está controlado por la diferencia en la presión parcial de CO₂ en la atmósfera y en las aguas superficiales, donde al disolverse sólo permanece alrededor de 6 años (Caldeira, 2005).

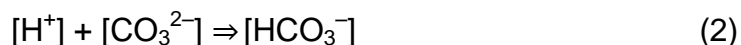
Una vez disuelto en el océano, gran parte del dióxido de carbono primero reacciona con la molécula de agua para formar ácido carbónico [H₂CO₃] y se equilibra con los iones bicarbonato y carbonato. La concentración del ion carbonato controla la velocidad de precipitación y disolución de CaCO₃ en los océanos (Millero, 1996; Bustos-Serrano, en prensa).

3. Acidificación: el panorama del pH en el océano.

Se considera al ácido carbónico un ácido débil por que se puede separar parcialmente en sus componentes, iones bicarbonato e hidrógeno, arrojando un exceso de [H⁺] a la solución, lo que lleva al pH a valores bajos. (Feely *et al.*, 2004).



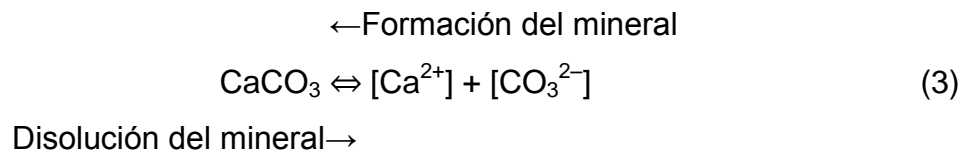
Este aumento en [H⁺] da como resultado que algunos iones carbonato [CO₃²⁻] reaccionen con el ión hidrógeno [H⁺] y formen bicarbonato [HCO₃⁻]:



Por lo tanto, el efecto neto de la disolución de CO₂ en el agua de mar es aumentar las concentraciones de ión hidrógeno [H⁺], ácido carbónico [H₂CO₃] y bicarbonato [HCO₃⁻], mientras disminuyen las concentraciones de ión carbonato [CO₃²⁻]. La disminución de la concentración de iones de carbonato [CO₃²⁻] tiene consecuencias importantes en la química marina, ya que estos minerales son utilizados por la biota marina para formar esqueletos ó conchas.

El grado en que los organismos se verán afectados dependerá en gran medida del estado saturación del CaCO₃ (Ω), que es el producto de las concentraciones del ión calcio Ca²⁺ y el ión carbonato [CO₃²⁻] dividido por el producto de solubilidad estequiométrica aparente de calcita ó aragonita.

En las regiones donde el estado de saturación de la aragonita ó de la calcita sea mayor a uno (Ω_{arag} ó $\Omega_{\text{cal}} > 1.0$) la formación de esqueletos y conchas se ve favorecida. Valores por debajo de 1.0 significan que el agua es corrosiva y comenzará a producirse la disolución de depósitos de aragonita pura, siendo esta aún menos soluble que la forma calcita.



En las largas escalas de tiempo en que se da la mezcla del océano por la circulación termohalina y las corrientes marinas, la interacción con sedimentos ricos en CaCO₃ tiende a ayudar a amortiguar la química del agua de mar, así los cambios en el pH son reducidos. Por lo tanto, si el océano profundo comienza a volverse más ácido a través de la incorporación de CO₂, los sedimentos de carbonato se disolverán (Barker y Elderfiel, 2002; Feely *et al.*, 2004).

El sistema amortiguador de los carbonatos actúa para estabilizar el pH del agua de mar a aproximadamente un valor de pH=8. Debido a que el CaCO₃ es

abundante en los sedimentos, el pH de las aguas profundas en el océano no cambia en escalas de tiempo largas, de alrededor de 10,000 años. Sin embargo, evidencia inicial muestra que las aguas superficiales de los océanos, que son ligeramente alcalinas, han disminuido su pH 0.10 unidades, es decir, están comenzando a ser más ácidas.

El estudio publicado por Christopher Sabine y colaboradores en 2004, “El océano, sumidero del CO₂ antropogénico” está basado en datos obtenidos de 9618 estaciones hidrográficas, realizadas mediante el apoyo de dos programas internacionales: Estudio Mundial de los Flujos Oceánicos JGOFS, y Experimento Mundial de Circulación Oceánica WOCE por sus siglas en inglés. Uno de los principales objetivos de dicho estudio fue tener una visión del carbón inorgánico disuelto disponible a nivel global.

El estudio mostró que el CO₂ antropogénico no está distribuido uniformemente en los océanos. El mayor secuestro por parte del océano se lleva a cabo en el Atlántico Norte, distribuyéndose de manera vertical hasta una profundidad de 1500 metros. Como resultado esta cuenca almacena el 23% del CO₂ antropogénico, a pesar de que cubre solamente el 15% de área del océano.

En su estudio Sabine afirma que el impacto de la acidificación del océano puede observarse hoy en día y podría tener consecuencias importantes en las redes biológicas en un futuro.

Uno de los trabajos más recientes y significativos para este estudio por su ubicación geográfica, además de sus aportaciones al conocimiento de cómo se está llevando a cabo el transporte de agua acidificada, es sin duda alguna, la publicación de Richard Feely y colaboradores en 2008, “Evidencia de surgencia de agua acidificada sobre la plataforma continental”.

En su estudio Feely y colaboradores, por parte del Programa Norteamericano del Carbono, realizaron durante los meses de Mayo y Junio de 2007 un muestreo de 13 transectos perpendiculares a lo largo de la costa del Pacífico Nororiental, desde Queen Charlotte Sound, en Canadá hasta San

Gregorio, Baja California Sur, en México. En dicho estudio detectaron valores menores a 1.0 en el estado de saturación de la aragonita y con valores de pH menores a 7.75, esto a una profundidad promedio entre 40 y 120 metros a lo largo de las costas.

Aunque los afloramientos estacionales de aguas insaturadas de aragonita sobre la plataforma continental, es un fenómeno natural en esta región, los resultados indican que los procesos de surgencia presentaron un contorno insaturado de aragonita en toda la columna de agua a lo largo de casi todos los transectos y toda la parte superficial al norte de California. Una condición que se tenía prevista que ocurriera en aguas superficiales en mar abierto hasta el año 2050.

Esto despeja cualquier duda acerca de que la química de los carbonatos está cambiando, y una de las implicaciones más importantes de la acidificación de los océanos se refiere al hecho de que muchos organismos marinos fotosintéticos y animales, tales como foraminíferos, cocolitofóridos, corales de agua cálida y fría, moluscos terópodos, equinodermos, algunos crustáceos y macro algas forman sus conchas y placas de carbonato de calcio (CaCO_3).

4. Implicaciones biológicas de la acidificación: la afectación a los corales pétreos (Anthozoa: Escleractinea).

El proceso de calcificación, el cual para algunos organismos marinos es importante para su biología y supervivencia, se ve obstaculizado progresivamente a medida que el agua se acidifica. Este efecto negativo sobre la calcificación es uno de los más evidentes y, posiblemente, el más grave de los impactos ambientales del cambio climático (Barker y Elderfiel, 2002).

Como indicadores confiables de estas variaciones climáticas, se están estudiando los arrecifes coralinos con el objetivo primordial de poder definir que parte de este cambio corresponde a un proceso cíclico en la Tierra y al mismo tiempo saber cuál es la magnitud del efecto antropogénico en este ciclo.

Los arrecifes coralinos comprenden solo el 0.17% del área de los océanos, sin embargo en ellos encontramos una gran abundancia y variedad de organismos que da lugar a una compleja y extensa red de interacciones, siendo así uno de los ecosistemas más diversos del planeta.

Los responsables de la formación de estos complejos hábitat son los corales hermatípicos ó corales pétreos. Un coral pétreo, hermatípico ó conocido comúnmente como coral duro es una construcción biológica conformada por los esqueletos calcáreos de madréporas, agrupadas en colonias de pólipos y algas.

4.1 Biología de los corales hermatípicos (Anthozoa: Scleractinia).

El origen de estos organismos comienza cuando la larva ciliada llamada plánula, abandona el medio planctónico y se fija en una superficie resistente para transformarse en pólipo. Cambia entonces el cilio o flagelo, que le servía para nadar, por una boca central rodeada por una corona de tentáculos (Glynn, 1976).

El pólipo absorbe los iones de calcio y carbonato disueltos en el agua, con los que construye su propio esqueleto, un resistente abrigo de piedra caliza. Este esqueleto de carbonato de calcio conforma generalmente una estructura hexameralmente simétrica (Ginsburn, 1994).

Las algas tienen especial importancia durante todo este proceso, puesto que dan cohesión al armazón de las madréporas. En si el coral y su estructura calcárea no presentan coloración, son blancos. Los diferentes colores que presentan los corales se deben a las microalgas que viven en simbiosis con los pólipos y reciben el nombre de zooxantelas.

Con el objetivo de que las zooxantelas realicen la fotosíntesis de manera más eficiente, el coral se desarrolla en aguas transparentes y poco profundas. Por ello los corales pétreos se desarrollan a lo largo de las costas tropicales de aguas cálidas y hasta cierta profundidad, 75 metros aproximadamente.

Una variedad de factores fisicoquímicos y biológicos determinan el desarrollo y la distribución de los arrecifes coralinos, el más importante de estos es la temperatura. Los límites para el crecimiento normal de corales pétreos está entre 17 y 34 °C, pero los arrecifes bien desarrollados se establecen entre 23 y 25 °C. (Glynn, 1988).

El coral puede tener larga vida, a excepción de la mortalidad por catástrofes físicas como tormentas y huracanes ó depredación, en la que sobresalen tres especies principalmente, el erizo *Eucidaris thouarsii*, el asteroideo *Acanthaster planci* y el pez *Arothron meleagris* (entre otros depredadores). La mayoría de las colonias persisten sin evidencia de envejecimiento, así por ejemplo existen colonias grandes y masivas que alcanzan de 3 a 4 metros y dentro de estas se han determinado edades de hasta 300 y 400 años (Reyes-Bonilla, 1993).

El ecosistema de arrecifes de coral se refiere a todas las interacciones y relaciones existentes entre las muchas plantas y animales en el arrecife como tal, y otros dos hábitats relacionados: los prados de hierba marina y los manglares rojos.

Durante miles de años, estas plantas y animales se han desarrollado en un complejo y dinámico balance unos con otros y con su medio ambiente (Glynn, 1993), dando como resultado una elevada productividad, debida al flujo constante de las corrientes de agua, el eficiente reciclamiento biológico y una alta retención de los nutrientes en las diferentes partes del arrecife (Salm y Clark, 1984).

La complejidad de los arrecifes de coral se manifiesta en muchas dimensiones conceptuales: biogeografía, crecimiento, evolución, diversidad de especies, estructura de la comunidad, metabolismo de los organismos y del ecosistema, régimen físico e historia geológica. Sin embargo, en virtud de su propia complejidad también es sumamente frágil y sensible ante la variación ambiental (Pandolfi *et al.*, 2003).

4.2 Importancia socioeconómica de los arrecifes coralinos en México.

Por lo que hemos visto, seguro estamos de acuerdo que los arrecifes coralinos son de las áreas naturales más bellas y biológicamente diversas de nuestro planeta (Spalding *et al* 2001). Sin embargo, para nuestro país, económicamente son aún más importantes, ya que proveen recursos cruciales para mucha gente y diversas industrias.

México, por su ubicación geográfica es un país privilegiado con estos recursos naturales. Cuenta con 1220 km² de arrecifes coralinos distribuidos en cuatro regiones importantes; El Golfo de California y la costa del Pacífico. La plataforma continental cerca de los arrecifes entre Tampico y Veracruz, y la franja de arrecifes y atolones del Mar Caribe (Reef Base, 2009).

El sector turístico representa un porcentaje significativo de la economía nacional, por lo que la derrama económica generada por este sector entorno a las zonas arrecifales es uno de los principales y más tangibles beneficios, ya que arrecifes saludables contribuyen a la formación de hermosas playas de arena blanca y son frecuentados por buzos a nivel internacional, lo que se ve reflejado en ganancias de aproximadamente \$4,500 mdd al año (INEGI-SEGOB, 2007).

La pesca en el arrecife, cuidadosamente manejada, produce pescado y marisco comercialmente valioso para consumo de restaurantes locales.

En las regiones tropicales y sub-tropicales se presentan de manera periódica huracanes cada vez de mayor intensidad y las estructuras arrecifales son cruciales para la protección de las costas en estas zonas.

Agentes activos de diversas medicinas usadas hoy en día en tratamientos de padecimientos cardíacos y algunas formas de cáncer han sido descubiertos en los arrecifes coralinos, y nuevos compuestos obtenidos del coral actualmente muestran potencial como efectivos agentes antimicrobiales y antivirales para combatir diversas enfermedades.

Estos son solo algunos de los beneficios más tangibles que nos brindan los arrecifes coralinos, sin embargo, los servicios ambientales que llevan a cabo son difícilmente imaginables y mucho menos cuantificables económicamente.

5.-Disminución del pH; La acidificación en los corales hermatípicos.

Los registros geoquímicos contenidos en el esqueleto calcáreo de corales masivos se han convertido en la fuente principal de información paleoclimática de regiones tropicales (D'Elia, 1990), ya que mediante la acreción diaria de carbonato de calcio durante su crecimiento, los corales incorporan en su esqueleto componentes químicos en una proporción que depende de condiciones ambientales como la temperatura, la salinidad y la composición química misma del agua de mar.

En la actualidad, los registros coralinos son la única fuente de información de alta resolución de la variabilidad del sistema océano-atmósfera de regiones tropicales, con la capacidad de brindar una perspectiva del cambio climático.

Mientras que el sistema océano-atmósfera tropical contribuye de manera fundamental a la variabilidad climática global, los corales ofrecen nuevo conocimiento sobre su intervalo natural de variabilidad, por lo que entender su comportamiento en el pasado nos ayudará a entender los procesos que están teniendo lugar hoy en día (D'Elia, 1990).

Se ha estudiado enfáticamente como el efecto de temperaturas en el océano por encima de lo normal durante largos periodos de tiempo genera cambios importantes en los corales.

El principal, es que las zooxantelas se desprenden de los pólipos, dando como resultado la pérdida de la pigmentación al morir los dinoflagelados simbiotes, por lo que el pólipo tiene un tiempo de vida determinado. A este proceso nos referimos como blanqueamiento de coral.

Sin embargo día con día se establece más acerca de cómo este fenómeno en combinación con el incremento del CO₂ atmosférico está bajando el estado de saturación del carbonato de calcio en el agua de mar, dando como resultado haya menos iones carbonato disponibles para la calcificación.

Como indicadores de esta acidificación se están estudiando los cambios de los corales escleractíneos, ya que además de la pérdida de las zooxantelas, se da la disolución del esqueleto calcáreo, es decir no solo se presenta el blanqueamiento parcial ó total del coral, sino que también una posterior desaparición del mismo.

Jean Pierre Gattuso *et al.*, (1999) y Kleypas *et al* (1999^b) han propuesto que los intervalos de calcificación de los corales han disminuido entre 10 y 30% bajo la duplicación de las concentraciones de CO₂ atmosférico. Actualmente, amplia evidencia indica que la calcificación de los corales es directamente proporcional a la saturación de la aragonita (Gattuso *et al.*, 1999; Marubini & Atkinson 1999; Langdon *et al.*, 2000, 2003; Leclercq *et al.*, 2000, 2002; Marubini *et al.*, 2001, 2002). Estos estudios, hechos en laboratorio, bajo condiciones controladas, revelan que el duplicar las concentraciones de CO₂ atmosférico causará una disminución del 3 al 54% en la producción de carbonato.

Estas relaciones estequiométricas han permitido evaluar los intervalos de fotosíntesis, respiración y calcificación en los corales, demostrando que los arrecifes de coral son una fuente primaria de CO₂ atmosférico. Sin embargo Gattuso *et al.*, (1996) plantea que la excesiva incorporación de dióxido de carbono de la atmósfera hacia el océano debido a su gran diferencia de concentraciones ha afectado la cantidad de carbón orgánico disuelto y demás formas de carbón en el agua de mar, dando como resultado elevadas concentraciones de ácido carbónico.

La interacción sinérgica de la elevada temperatura del mar y el CO₂ atmosférico es probable que produzca los mayores cambios a arrecifes coralinos

por algunas décadas e incluso siglos. Bajo casi todos los escenarios de emisiones del Panel Intergubernamental de Cambio Climático, es poco creíble que los corales permanezcan de manera abundante en los arrecifes tropicales y subtropicales.

Los diversos modelos y proyecciones apuntan que para la mitad de este siglo, las zonas arrecifales podrían comenzar a desaparecer al mismo tiempo que la razón de erosión ó disolución comience a exceder las tasas de calcificación, esto si los niveles de CO₂ se duplican ó triplican por encima de los niveles actuales.

A nivel global, la calidad de vida en nuestro planeta depende de océanos saludables, y la salud de los océanos en gran parte depende de la salud, productividad, y diversidad de los arrecifes coralinos. Por lo tanto, predecir los impactos de la acidificación en el océano es un reto complejo y significativo.

Bibliografía

- Atwood, D.K., Sylvester, J.C., Corredor, J.E., Morell, J.M., Méndez, A., Nodal, W.J., Huss, B.E., Foltz, C. (1988). "Sea surface temperature anomalies for the Caribbean, Gulf of Mexico, Florida reef tract and the Bahamas considered in light of the 1987 regional coral bleaching event." *Proc. Assoc. Mar. Lab. Caribbean* 27:47.
- Barker, S. y Elderfield, H. (2002). "Foraminiferal calcification response to glacial-interglacial changes in atmospheric CO₂." *Science* 297, 833–836.
- Barnes, D.J. y Chalker, B.E. (1990). "Calcification and photosynthesis in reef-building corals and algae." In *Coral Reefs* (ed Dubinsky Z), pp. 109-131. *Ecosystems of the World* 25, Elsevier, Amsterdam.
- Bates, R. G. (1973). "Determination of pH". New York, Wiley Interscience.
- Bates, R. G. y Culberson, C. H. (1977). "Hydrogen ions and the thermodynamic state of marine systems: The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans." Editores N.R Andersen//A. Malahoff. Plenum Press(Nueva York): EEUU.
- Bluemenstock, David. (1959). "The ocean of the air." Rutgers University Press, New Jersey. 457 pp.
- Brown, B.E. (1987). "Worldwide death of corals-natural cyclical events or man-made pollution?" *Marine Pollution Bulletin*. 18:12-13.
- Brown, B.E., y Ogden, J.C. (1993). "Coral bleaching." *Scientific American* 268:64-70.
- Brown, B.E., y Howard, L.S. (1985). "Assessing the effects of 'stress' on reef corals." *Advances in Marine Biology*, 22:1-63.

Buddemier, R.W., y Fuatin, D.G. (1993) "Coral bleaching relative to elevated seawater temperature in the Andaman Sea (Indian Ocean) over the last 50 years." *Coral Reefs* 15: 151-152.

Bustos-Serrano, H. (en prensa). The formation of whittings on the Little Bahama Bank. *Marine Chemistry*. Accepted.

Bustos-Serrano, H. (2009) Comunicación personal. Conferencia magistral del Sistema del CO₂ (2007). Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California.

Byrne, R.H. y Breland, J.A. (1989). *Deep Sea Research*. 36, 803-810 pp.

Caldeira, K. y Wickett, M. E. (in press). "Ocean model predictions of chemistry changes from carbon dioxide emissions to the atmosphere and ocean." *Journal of Geophysical Research (Oceans)*. Article Number 2004JC002671RR.

Caldeira, K., Elderfield, H., Hoegh, O., Liss, P., Riebesell, U., Shepherd, J., Turley, C., Watson, A. (2005). "Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide." The Royal Society. London, UK. 68 pp. Policy document 12/05 www.royalsoc.ac.uk

Caldeira, K. y Wickett, M. E. (2003). "Anthropogenic carbon and ocean pH." *Nature* 425, 365

Castro-Valdéz, R. (2009). Comunicación personal. Global atmosphere; Surface circulation. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California.

Coffroth, M.A., Lasker, H.R., Oliver, J.K. (1990) "Coral mortality outside of the eastern Pacific during 1982-1983; relationship to El Niño." In: Glynn P.W. 9ed. "Global ecological consequences of the 1982-83 El Niño-Southern Oscillation." Elsevier, Amsterdam, pp. 141-182.

- Coles, S.L. y Fadlallah, Y.H. (1991) "Reef coral survival and mortality at low temperatures in the Arabian Gulf: new species-specific lower temperature limits." *Coral Reefs* 9:231-237.
- Coles, S.L., Jokeil, P.L., Lewis, C.R. (1976). "Thermal tolerance in tropical versus subtropical Pacific reef corals." *Pac. Sci.* 30:159-166.
- Crossland, C.J., Hatcher, B.G., Smith, S.V. (1991). "Role of coral reefs in global ocean production." *Coral reefs*. 10: 55-64 pp.
- Culberson, C. H. (1981). "Direct potentiometry. *Marine Electrochemistry: a practical introduction.*" M. W. D. J. Editors., Wiley: 187-261.
- D'Elia, C.F., Buddemeier, R.W., Smith, S.V. (1991). "Workshop on coral bleaching, coral reef ecosystems and global change; report of proceedings. Maryland Sea" Grant Coll. Publ. No. UM-SG-TS-91-03, College Park, University of Maryland, Md.
- D'Elia, C.F. y Wiebe, W.J. (1990). "Biogeochemical nutrient cycles in coral-reef ecosystems." In: *Coral Reefs* (ed Dubinsky Z), pp. 49-74. *Ecosystems of the World* 25, Elsevier, Amsterdam.
- Dickson, A. G. y Riley, J. P. (1979). "The estimation of acid dissociation constants in seawater from potentiometric titrations with strong base. II. The dissociation of phosphoric acid." *Mar. Chem.* 7: 101-109.
- Dickson, A. G. (1984). "pH scales and proton-transfer reactions in saline media such as sea water." *Geochim. Cosmochim. Acta* 48: 2299-2308.
- Dickson, A. G. y Millero, F. J. (1987). "A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media." *Deep-Sea Research* 34: 1733-1743.

- Dickson, A. G. (1990). "Standard potential of the $(\text{AgCl(s)} + 1/2 \text{H}_2(\text{g}) = \text{Ag(s)} + \text{HCl(aq)})$ cell and the dissociation constant of bisulfate ion in synthetic sea water 273.15 to 318.15 °K." *Journal of Chemical Thermodynamics* Vol. 22: 113-127.
- Dickson, A. G. (1993). "The measurement of sea water pH." *Marine Chemistry* 44: 131-142.
- Donelan, M. A. y Wanninkhof, R. (2002). "Gas transfer at water surfaces: Concepts and issues, in *Gas Transfer at Water Surfaces.*" *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 127, edited by M. Donelan et al., pp. 1 – 10, AGU, Washington D. C.
- D.O.E. (1994). "Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in seawater." US Department of Energy.
- Dubinsky, Z. y Stambler, N. (1996). "Eutrophication, marine pollution and coral reefs." *Global Change Biology* 2:511-526.
- Dunlap, W.C. y Chalker, B.E. (1986). "Identification and quantification of near-UV absorbing compounds (S-320) in a hermatypic scleractinian." *Coral Reefs* 5:155-159.
- Dunlap, W.C., Chalker, B.E., Oliver, J.K. (1986). "Bathymetric adaptations of reef-building corals at Davies Reef, Great Barrier Reef, Australia. III. UV- B absorbing compounds." *J Exp Mar Biol Ecol*, 104:239-248.
- Egana, A.C. y DiSalvo, L.H. (1982). "Mass expulsion of zooxanthellae by Easter Island corals." *Pacific Science* 36:61-63.
- Feely, R. A., Sabine, C. L., Lee, K., Berelson, W., Kleypas, J., Fabry, V. J., Millero, F.J. (2004). "Impact of anthropogenic CO₂ on the CaCO₂ system in the ocean." *Science* 305, 362–366

- Fleischmann, E.M. (1989). "The measurement and penetration of ultraviolet radiation into tropical marine water." *Limnol. Oceanogr.* 34:1623-1629.
- Fuentes-Yague, J. L. (2000). "Iniciación a la meteorología y la climatología." Ediciones Mundi-Prensa. México. 222 pp.
- Fuhrmann, R. y Zirino A. (1988). "High-Resolution Determination of the pH of Seawater with a Flow-through System." *Deep-Sea Research Part A-Oceanographic Research Papers* 35(2): 197-208.
- Gattuso, J.P., M. Pichon, B. Delesalle, C. Canon, and M. Frankignoulle, (1996). "Carbon fluxes in coral reefs. I. Lagrangian measurement of community metabolism and resulting air-sea CO₂ disequilibrium." *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 145:109-121.
- Ginsburn, R.H. (compiler) (1994). "Proceedings of the Colloquium on Global Aspects of Coral Reefs: Health, Hazards and History, 1993". Rosentiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, 420 pp.
- Glynn, P.W. (1996). "Coral reef bleaching: facts, hypotheses and implications." *Global Change Biology* 2:495-509.
- Glynn, P.W. (1993). "Coral reef bleaching: ecological perspectives." *Coral Reefs* 12:1-17.
- Glynn, P.W. (1991). "Coral reef bleaching in the 1980s and possible connections with global warming." *Trends in Ecology and Evolution* 6:175-179.
- Glynn, P.W. y D'Crox, L. (1990). "Experimental evidence for high temperature stress as the cause of El Niño-coincident coral mortality." *Coral Reefs* 8:181-191.
- Glynn, P.W. (1988). "Coral bleaching and mortality in the tropical eastern Pacific during the 1982-83 El Niño warming event." In: Ogden J, Wicklund R (eds)

Mass bleaching of coral reefs in the Caribbean: a research strategy. NOAA's Undersea Res Prog, St Croix, US Virgin Islands, Res Rpt 88-2:42-45.

Glynn, P.W. (1984). "Widespread coral mortality and the 1982/83 El Niño warming event." *Environmental Conservation* 11:133-146.

Glynn, P.W. (1976). "Some physical and biological determinants of coral community structure in the Eastern Pacific." *Ecological Society of America. Ecological Monographs* 46:44. 431-456 pp.

Grasshoff, K., Kremling, K., Ehrhardt, M. (1999). "Determination of pH." Weinheim, Wiley-VCH. 109-125 pp.

Grasshoff, K., Kremling, K., Ehrhardt, M. (1999). "Methods of Seawater Analysis." Weinheim, Wiley-VCH. 600 pp.

Gruber, N., Sarmiento, J. L., Stocker, T. F. (1996). "An improved method for detecting anthropogenic CO₂ in the oceans." *Global Biogeochemical Cycles* 10 (4), 809–837 pp.

Hansson, I. (1973). "A new set of pH-scales and standard buffers for seawater." *Deep-Sea Res.* 20: 479-491.

IPCC (2001). "The Third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)." Cambridge University Press: Cambridge, UK, and New York, USA. 339 pp.

Kawahata, H., Suzuki, A., Goto, K. (1997). "Coral reef ecosystems as a source of atmospheric CO₂: Evidence from pCO₂ measurements of surface waters." *Coral reefs* 16: 261-266.

Kleypas, J. A., Buddemeier, R. W., Archer, D., Gattuso, J.P., Langdon, C., Opdyke, B. N. (1999a). "Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs." *Science* 284, 118–120.

- Kleypas, J. A., McManus, J., Menez, L. (1999b). "Using environmental data to define reef habitat: where do we draw the line?" *American Zoologist* 39, 146–159
- Kleypas, J. A., Buddemeier, R. W., Gattuso, J. P. (2001). "The future of coral reefs in an age of global change." *International Journal of Earth Sciences* 90, 426–437
- Kleypas, J. A., Buddemeier, R. W., Eakin, M., Gattuso, J.P., Guinotte, J., Hoegh-Guldberg, O., Iglesias-Prieto, R., Jokiel, P., Langdon, C., Skirving, W., Strong, A. E. (2005). "Comment on coral reef calcification and climate change: the effect of ocean warming. Response to McNeil et al 2004." *Geophysical Research Letters* 32, article number L08601
- Khoo, K. H. y Culberson, C. H. *et al.* (1977). "Thermodynamics of ammonium ion in seawater from 5 to 40°C." *J. Solution Chem.* 6: 281-290.
- Langdon, C., Broecker, W. S., Hammond, D. E., Glenn, E., Fitzsimmons, K., Nelson, S. G., Peng, T. H., Hajdas, I. Bonani, G. (2003). "Effect of elevated CO₂ on the community metabolism of an experimental coral reef." *Global Biogeochemical Cycles* 17, article number 1011.
- Li, Y. H. y. Tsui, T. F. (1971). "The solubility of CO₂ in water and seawater." *J. Geophys. Res.* 76: 4203-4207.
- Millero, F. J. (1986). "The pH of estuarine waters." *Limnol. Oceanogr.* 31: 839-847.
- Millero, F. J. (1996). *Chemical Oceanography*. Boca Raton, FL, CRC Press.
- Millero, F. J. (2006). *Chemical Oceanography*. Boca Raton, FL, CRC Press Taylor & Francis Group, LLC
- Murray, C. N. y Riley, J. P (1971). "The solubility of gases in distilled water and seawater. IV. Carbon Dioxide." *Deep-Sea Res.* 18: 533-541.

- Pandolfi, J. M. *et al.* (2003). "Global trajectories of the long-term decline of Coral Reef Ecosystems." *Science*. 301:5635 955-958 pp.
- Ramette, R. W., Culberson, C. H. *et al.* (1977). "Acid-base properties of tris(hydroxymethyl)amino-methane (tris buffers) in seawater from 5 to 40°C." *Anal. Chem.* 49: 867-870.
- Reyes-Bonilla, Héctor. (1993). "Distribución y Biogeografía de Corales Hermatípicos." Tesis de Maestría, CICESE.
- Reyes-Coca, Sergio. (2002). "Introducción a la meteorología." Universidad Autónoma de Baja California. Baja California, Mexicali, México. 464 pp.
- Roy, R. N., L. N. Roy, *et al.* (1993). "Thermodynamics of the Dissociation of Boric Acid in Seawater at S = 35 from 0 to 55°C." *Mar. Chem.* 44: 243-248.
- Roy, R. N., Roy, L. N. *et al.* (1993). "The dissociation constants of carbonic acid in seawater at salinities 5 to 45 and temperatures 0 to 45°C." *Mar. Chem* 44: 249-259.
- Roy, R. N., Roy, L. N. *et al.* (1993). "Determination of the ionization constants of carbonic acid in seawater." *Mar. Chem* 44: 249-268.
- Sarmiento, J.L., Monfray, P., Maier-Reimer, E., Aumont, O., Murnane, R.J., Orr, J.C. (2000). "Sea-air CO₂ fluxes and carbon transport: A comparison of three ocean general circulation models." *Global Biogeochemistry Cycles* 14, 1267-1281
- Smith, S.V. (1978). "Coral reef area and the contributions of reefs to processes and resources of the world's oceans." *Nature* 273:225-226
- Watanabe, Atsushi., Kayanne, Hajime., Hata, Hiroshi., Kudo Setsuko., Nozaki Ken., Kato, Ken and Negishi, Akira. (2006). "Analysis of the seawater CO₂ system in the barrier reef-lagoon system of Palau using total alkalinity-

dissolved inorganic carbon diagrams." Amerin Society of Limnology and Oceanograohy. 51(4): 1614-1628.

Weiss, R. (1974). "Carbon dioxide in water and seawater. the solubility of a non-ideal gas." Mar. Chem. 2: 203-215.

Wetzel, R. G., Patrick, G., Hatcher, T., Bianchi, S. (1995). "Natural Photolysis by Ultraviolet Irradiance of Recalcitrant Dissolved Organic Matter to Simple Substrates for Rapid Bacterial Metabolism". Limnology and Oceanography, Vol. 40, No. 8 (Dec., 1995), pp. 1369-1380

<http://www.roelandmerks.nl/> animaciones

<http://club.telepolis.com/geografo/geomorfologia/arrecifes.htm>

<http://aupec.univalle.edu.co/informes/abril98/corales.html>

http://www.coralations.org/sobre_arrecifes/index.htm

<http://www.coralreef.noaa.gov/about/accomplishments/welcome.html>

<http://coralreefwatch.noaa.gov/satellite/index.html>

<http://www.marinebiology.org/coralbleaching.htm>

www.noaa.gov