

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA



FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



**CAMBIOS EN LAS TASAS DE CALCIFICACIÓN
DE CORALES ESCLERACINIOS DE LOS MARES
TROPICALES MEXICANOS EN EL CONTEXTO DE
CAMBIO GLOBAL RECIENTE.**

TESIS

Que para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

Presenta:

Luis Roberto Robles Jiménez.

Ensenada, B.C., México

Agosto del 2013

**CAMBIOS EN LAS TASAS DE CALCIFICACIÓN
DE CORALES ESCLERACINIOS DE LOS MARES
TROPICALES MEXICANOS EN EL CONTEXTO DE
CAMBIO GLOBAL RECIENTE.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA:

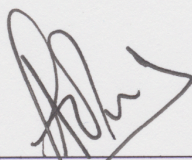
Luis Roberto Robles Jiménez.

Aprobada por:



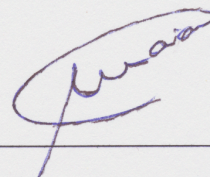
Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán

Director de Tesis



Dr. Julio Alberto Villaescusa Celeya

Sinodal



Dra. Amaia Ruiz de Alegría Arzaburu

Sinodal

AGRADECIMIENTOS

A Pepe y a Julio. Este trabajo es el producto de varios años trabajando con la confianza de mis profesores a quienes no solo agradezco por la formación profesional si no por los consejos que han marcado mi camino en momentos determinantes de mi vida. Mi agradecimiento es infinito.

A Amaia, por entusiasmarse con este proyecto.

A Martín Hernández Ayón, por su apoyo inicial.

A mis buenos y cansados padres por su amor y su respaldo; todo el sacrificio valió la pena. A ellos dedico este trabajo.

A Connie... vos me enseñaste llorando que de nada sirve en adiós, seguro de nada sirve.

A Angélica por tolerarme, y por ayudarme a llegar al final de este camino

A mis amigos Pablo y Clara y Linda por su amistad, sus consejos, su ayuda y el tiempo que me cedieron.

A Pablo Trucco y Esthersinha por su cariño, su amistad y toda su confianza.

A Brisa... A veces las más fuertes enseñanzas vienen de las fuentes menos sospechadas.

A mi Manya querido, por ir más lejos de la gloria y la derrota.

ÍNDICE

Resumen	10
Capitulo 1. Introducción; conceptos generales y descripción del área de estudio.	13
1.1.- Ecosistemas arrecifales.	13
1.2.- Corales escleractinios	14
1.3.- Sensibilidad térmica y de otros parámetros ambientales.	15
1.4 Registros paleoclimáticos y paleoambientales contenidos en los esqueletos de coral.	16
1.5.- Efectos potenciales del calentamiento de la superficie oceánica y la acidificación oceánica.	17
1.6.- Situación de los arrecifes en los mares tropicales mexicanos.	23
1.6.1.- Caribe mexicano	23
1.6.2 Sistema Arrecifal Veracruzano.	24
1.6.3 Comunidades arrecifales del Pacífico	25
1.7.- Arrecifes del Pacífico tropical suroccidental	26
Capitulo 2 Objetivos del estudio	28
2.1.- Planteamiento del estudio y objetivos.	28
2.2.-Hipótesis.	29
2.3.-Objetivo general	29
2.3.1.- Objetivos particulares	31
Capitulo 3 Metodología.	32
3.1. –Núcleos coralinos	32
3.2.- Densitometría óptica	32
3.3.- Reconstrucción de la variabilidad anual de la Temperatura Oceánica Superficial (TSO).	34
3.4.- Reconstrucción de la variabilidad anual de salinidad y estimación del estado de saturación de la aragonita (Ω_{arag})	34
3.4.1.-Salinidad	34
3.4.2.- Estado de saturación de la aragonita (Ω_{arag})	35
3.5.- Manejo de las series temporales.	36
Capitulo 4. Historia de la calcificación en los últimos siete siglos de un coral de Fiyi, en el Pacífico tropical suroccidental.	37
4.1.- Introducción.	37
4.2.- Modelo de Edad.	39
4.3.-Variación de la calcificación en escenarios climáticos antiguos.	40

Capitulo 5 Caribe mexicano.	50
5.1.- Introducción.	50
5.2.- Modelos de Edad.	52
5.3.- Calcificación de los últimos 2 siglos en el Caribe mexicano.	54
Capitulo 6 Sistema Arrecifal Veracruzano.	64
6.1.-Introducción.	64
6.2.- Modelo de Edad.	65
6.3.- Calcificación de los últimos 2 siglos en el Golfo de México.	66
Capitulo 7 Comunidades coralinas del Pacífico tropical mexicano.	74
7.1. Introducción.	74
7.2.- El Cardonal, Golfo de California.	75
7.3.- Isla San Benedicto, Archipiélago Revillagigedo.	77
7.4.- Modelos de Edad.	79
7.5.- Historia de la variabilidad ambiental y de la calcificación de los últimos siglos en el Pacífico tropical mexicano.	83
Capítulo 8 Análisis general del crecimiento de los corales en los arrecifes mexicanos y del Pacífico Suroccidental en el contexto del cambio global reciente (el antes y el después del antropoceno).	94
8.1.- Introducción.	94
8.2.- Distribución del CO ₂ en el océano.	95
8.3.- Variaciones del pH en ecosistemas arrecifales.	97
8.4.- Tasas de crecimiento y calentamiento de la superficie oceánica.	101
8.5.- Cambios positivos en las tasas de calcificación.	107
Capitulo 9 Conclusiones.	114
Referencias.	116

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1.- Ejemplo de la composición de una radiografía digitalizada mostrando los elementos más importantes.	32
Figura 4.1. La Isla de Kanathea forma parte del conjunto de Lau, en el límite de la trinchera de Lau.	38
Figura 4.2.- Regresión lineal simple entre la TCA y la tasa de extensión lineal anual.	40
Figura 4.3.- Variación de la TCA y media móvil modelada a distintas frecuencias.	41
Figura 4.4.- Variación de la TOS y media móvil modelada a distintas frecuencias.	42
Figura 4.5.- Variación de la concentración atmosférica de CO ₂ en el tiempo identificando los periodos climáticos de los últimos siete siglos.	42
Figura 4.6.- Diagrama de cajas y bigotes que muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de calcificación.	45
Figura 4.7.- Diagrama de cajas y bigotes que muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de temperatura.	45
Figura 4.8. Anomalias estandarizadas del Ω_{arag} a escala anual y decadal de 13 años.	47
Figura 4.9 Índice PDO (Mann <i>et al.</i> , 2009). vs Anomalias estandarizadas del Ω_{arag} a escala decadal de 13 años.	48
Figura 4.10 Anomalías estandarizadas de W_{arag} . decadal (13 años) en función del Índice decadal (13 años) de la PDO (Mann <i>et al.</i> , 2009).	48
Figura 5.1.- Caribe Mexicano. Las localidades de colecta se ubican en la región norte del estado de Quintana Roo.	52
Figura 5.2.- Series temporales de TOS para Puerto Morelos, QRoo. variación anual; variación interanual (7 años) y variación interdecadal (23 años).	55
Figura 5.3.- Diagrama de cajas y bigotes, en los que se muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de temperatura.	57
Figura 5.4.- Diagrama de cajas y bigotes, en los que se muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de temperatura.	58

- Figura 5.5.- Tendencia lineal de disminución del Warag., para el periodo de 1871-2007. La serie del CO₂ fue obtenida del proyecto Climate Explorer de (KNMI, <http://climexp.knmi.nl>) 59
- Figura 5.6.- Periodos de oscilación de AMO, la TOS y la TCA (variación anual, interanual y decadal). 61
- Figura 5.7.- Diagrama de cajas y bigotes, que muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de temperatura y calcificación. 63
- Figura 6.1.- Arrecife Anegada de Adentro, ubicado al norte del Puerto de Veracruz. 64
- Figura 6.2.- Serie temporal de la TOS (variación anual, variación interdecadal de 23 años). Serie temporal de la TCA. Serie temporal del Ω_{arag} . 68
- Figura 6.3.- Contraste entre los ciclos anuales y de variación decadal (13 años) de las anomalías estandarizadas de AMO, TOS y TCA. 70
- 6.4.-Diagrama de cajas y bigotes, en los que se muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple t entre los periodos de calcificación. 72
- Figura 6.5.- Tendencias lineales de cambio encontradas en MFAD1-B, la Tasa de calcificación, Ω_{arag} y TOS en contraste con los resultados del modelo de McNeil y colaboradores (2004), 73
- Figura 7.1. El Cardonal, Baja California Sur, ubicado ~40 km al norte del Trópico de Cáncer. 76
- Figura 7.2.- Isla San Benedicto en el Archipiélago Revillagigedo, Pacífico tropical mexicano. 78
- Figura 7.3 Extensión en función de la calcificación SBII10. 82
- Figura 7.4 Densidad en función de la calcificación SBII10. 82
- Figura 7.5 Extensión en función de la calcificación C96. 83
- Figura 7.6 Densidad en función de la calcificación C96. 83
- Figura 7.7.-Series temporales de variación anual y decadal, SOI, PDO, valores estandarizados de TOS y valores estandarizados de TCA. 85
- Figura 7.8.- Diagrama de cajas que muestra los cambios en la temperatura entre los periodos asociados a las fases positivas y negativas de PDO. 87
- Figura 7.9.- Diagrama de cajas que muestra los cambios en la calcificación entre los periodos asociados a las fases positivas y negativas de PDO. 87

- Figura 7.10.- Anomalías estandarizadas de la calcificación de los registros SBII-10 y C96 contrastadas contra los índices de PDO y SO. 89
- Figura 7.11.-Análisis de tendencia de cambio de los parámetros ambientales y del crecimiento para el periodo de 1943-1996 del coral C96. 90
- Figura 7.12.- Diagrama de cajas que muestra los cambios en la calcificación entre los periodos asociados a las fase positiva y negativas de PDO. 92
- Figura 7.13.- Diagrama de cajas que muestra los cambios en la calcificación entre los periodos asociados a las fases positivas y negativas de PDO. 92
- Figura 8.1.- reconstrucción del pH a partir del paleopotenciometro de $d^{11}B$, (tomado de Pelejero et al., 2005 y Wei et al., 2009). 99
- Figura 8.2.- pH a partir del modelo de Lewis et al. (1998), para los registros del Caribe mexicano, Golfo de México y Fiyi, reportados en este estudio. 100
- Figura 8.3.- pH a partir del modelo de Lewis et al. (1998), para los registros del Caribe mexicano, Golfo de México y Fiyi, reportados en este estudio y el pH medido en las estaciones HOT y BATS. 100
- Figura 8.4.- Anomalías estandarizadas de la tasa de extensión lineal anual (TEL) de los núcleos DPM07 y MFAD1-B y corales de Bermuda (Goodkin et al. 2005) y los cayos de Florida (Helmle et al. 2011) coincidiendo en el periodo de 1936-1996. 104
- Figura 8.5.- Anomalías estandarizadas de las TCA de las últimas dos décadas de los registros C96 y SBII10 y los registros de los arrecifes Hanna y Hayde la Gran Barrera Australiana reportados por Cooper et al. (2008). 106
- Figura 8.6.- Diagrama de cajas y bigotes que muestra un cambio positivo de la calcificación entre el periodo post Rev. Industrial con respecto a el siglo que la antecedió. 109
- Figura 8.7.- Diagrama de cajas y bigotes que muestra un cambio positivo de la calcificación entre el periodo post Rev. Industrial con respecto a el siglo que la antecedió. 110
- Figura 8.8.- Análisis de tendencia porcentual de cambio de los parámetros ambientales y la calcificación en el último siglo. a) FIJI98, b)DPM07, c)MFAD1-B, d)SBII-10. 111

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Principales características de los núcleos colectados y analizados.	31
Tabla 3.2- Ecuaciones para la estimación de la A_T , modificada de Lee <i>et al.</i> , (2006)	35
Tabla 4.1.- Resumen de las principales características de la historia del crecimiento de FIJI98.	39
Tabla 4.2 Resultados del contraste múltiple. Valores t calculados para el contraste entre los periodos para los diferentes periodos analizados, promedios y desviaciones estándar (los valores a la izquierda de la diagonal son los valores calculados para la TCA y los valores a la derecha de la diagonal son los calculados para la TOS).	44
Tabla 5.1. Resumen de las principales características de la historia del crecimiento de los corales del Caribe mexicano.	54
Tabla 5.2.- Resultados de la prueba de contraste múltiple t para los diferentes periodos analizados.	56
Tabla 5.3.- Resultados del contraste de hipótesis múltiple para las diferentes fases negativas y positiva de la AMO analizadas.	62
Tabla 6.1. Resumen de las principales características de la historia del crecimiento del núcleo MFAD1-B colectado en el Sistema Arrecifal Veracruzano.	66
Tabla 6.2.- Resultados del contraste de hipótesis múltiple para los diferentes periodos analizados.	71
Tabla 7.1.- Resumen de las principales características de la historia del crecimiento de los núcleos SBII-10 y C96 correspondientes al Pacífico tropical mexicano.	80

Resumen

En las últimas décadas, la preocupación por el futuro de los ecosistemas arrecifales ha crecido en torno a dos principales efectos del Cambio Global reciente: el calentamiento de la superficie oceánica y la acidificación oceánica, que se manifiesta por una disminución en el pH debido a una alteración del sistema de los carbonatos marinos producto del aumento en la concentración de CO₂ atmosférico. La magnitud de impacto que estos factores combinados puedan generar en los organismos calcificadores ha sido ampliamente discutida por la comunidad científica internacional. Los corales del orden Scleractina, principales formadores de la estructura arrecifal, ofrecen la posibilidad de reconstruir las condiciones ambientales y térmicas que existieron en el pasado con gran precisión cronológica así como la reconstrucción de la historia de su propio crecimiento. Con el objetivo de comprender mejor los cambios ambientales experimentado en los mares tropicales mexicanos en al menos los últimos dos siglos, y al mismo tiempo observar los potenciales efectos sobre el crecimiento y la calcificación de los corales scleractinios que construyen los arrecifes tropicales mexicanos, fueron analizados seis núcleos coralinos previamente colectados en diferentes localidades representativas de México (el Caribe mexicano, Golfo de México, Golfo de California y el archipiélago Revillagigedo) y de las Islas Fiji (Fiji). De estos núcleos fueron recuperadas los registros geoquímicos de Sr/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ mediante los cuales es posible reconstruir las variaciones de temperatura y salinidad. Posteriormente mediante el método de densitometría óptica, fueron reconstruidas las variables del crecimiento anual. Finalmente mediante modelos empíricos fueron reconstruidas las variables químicas como el pH y el Ω_{arag} . El estudio del núcleo colectado en el Pacífico suroccidental (Fiji) enriqueció los resultados obtenidos al ofrecer una importante comparación de las condiciones térmicas y ambientales que dominaron en esa región durante los últimos siete siglos. Los resultados obtenidos en este trabajo, indican que los patrones de variación climática natural de escala multidecadal influyen de manera importante sobre los ambientes arrecifales y sobre las tasas de calcificación y crecimiento. Así mismo, el crecimiento de los corales en etapas climáticas en el pasado (e.g. la Pequeña Edad de Hielo; 1500-1800) presenta importantes diferencias significativas de la tasa de calcificación con respecto a la época actual. Finalmente, no se observaron tendencias negativas en la calcificación correspondientes al antropoceno (época que inicia con la revolución industrial en 1850 hasta la actualidad). Aunque no se descarta que eventualmente el calentamiento de la superficie oceánica comprometa el crecimiento de los corales escleractinios de los arrecifes mexicanos, en la actualidad no hay signos de disminución en las tasas de crecimiento.

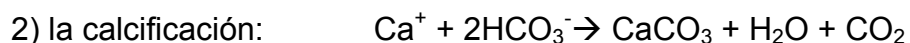
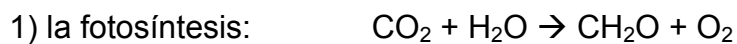
**CAMBIOS EN LAS TASAS DE CALCIFICACIÓN
DE CORALES ESCLERACINIOS DE LOS MARES
TROPICALES MEXICANOS EN EL CONTEXTO DE
CAMBIO GLOBAL RECIENTE.**

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN; CONCEPTOS GENERALES Y DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.

1.1.- Ecosistemas arrecifales.

Los arrecifes coralinos son considerados los ecosistemas marinos más diversos y complejos. Debido a su productividad, que suele ser hasta 3 órdenes de magnitud mayor a las aguas oceánicas circundantes (Kleypas *et al.*, 1999), han sido descritos como “oasis en los desiertos de nutrientes marinos”. Son ecosistemas tan complejos que pueden ser definidos en términos de sus características tanto biológicas como geológicas, incluso resulta difícil separar sus características biológicas de su naturaleza geológica, esto es debido a que en los sistemas arrecifales ocurren dos importantes procesos biogeoquímicos;



Estos procesos están concatenados de tal forma que la velocidad de la calcificación y el crecimiento del arrecife, y la subsecuente formación de sedimentos calcáreos, se atribuye a la fuerte asociación con la fotosíntesis. (Kleypas *et al.*, 2001; Suzuki y Kawahata, 2004). De acuerdo a las

estimaciones más recientes del presupuesto global de CaCO_3 , los arrecifes contribuyen con hasta el 15% de la producción mundial; siendo incluso mayor si se considera que, debido a la estabilidad y estructura de estos ecosistemas, el CaCO_3 tiende a acumularse (Kleypas *et al.*, 2001; Iglesias-Rodríguez *et al.*, 2002; Suzuki y Kawahata, 2004).

Además de ser reconocidos por su belleza, diversidad biológica, alta productividad biológica y mineralógica, los arrecifes y sus principales organismos, los corales han jugado un papel crucial en la formación y desarrollo de ecosistemas que han dominado los mares tropicales (entre los 25°S y 25°N) durante los últimos 200 millones de años, ocupando en la actualidad aproximadamente el 0.2% del área oceánica global (Hatcher, 1988; Hoegh-Guldberg, 1999; Suzuki y Kawahata, 2004).

1.2.- Corales escleractinios

Los corales, del orden Scleractinia, son los organismos que definen las características del sistema arrecifal (Hoegh-Guldberg, 1999). Estos organismos son fundamentalmente distintos de la mayoría de los animales por dos cosas; por un lado, la mayoría de los corales conforman una colonia de diminutos pólipos conectados entre sí por tejido vivo, y por otro tienen una relación simbiótica con un grupo de micro algas autótrofas facultativas, conocidas como zooxantelas, con quienes forman una sola entidad. Esta dualidad alimenticia es una ventaja en los ambientes oceánicos tropicales pobres en nutrientes (Buddemeier *et al.*, 2004).

Los corales incluyen a especies solitarias y coloniales de las cuales los pólipos que los componen secretan un exoesqueleto de carbonato de calcio en forma del mineral aragonito (Druffel, 1997). La densidad de la estructura esquelética aragonítica secretada no es la misma a lo largo del año debido a las variaciones estacionales principalmente de temperatura, dando lugar a que los esqueletos coralinos muestren bandas de crecimiento estacional, análogas a los anillos de los árboles, visibles a través de rayos X (Knuston *et al.*, 1972; Ruppert, *et al.*, 1994). Estas bandas de densidad proveen de una valiosa, rápida y precisa cronología del crecimiento esquelético (Dunbar y Cole, 1993).

1.3.- Sensibilidad térmica y de otros parámetros ambientales.

La formación de bandas anuales de crecimiento asociadas a la variación estacional de la temperatura es un síntoma de la sensibilidad térmica de los escleractinios. Esta sensibilidad ha sido señalada como un aspecto crítico del desarrollo de estos organismos. Más aún, la temperatura tiene un fuerte control sobre el mecanismo de calcificación de los corales. En principio existe una relación directa entre estos dos parámetros, de manera que un incremento en la temperatura favorece una mayor tasa de calcificación anual (TCA) hasta lograr un punto óptimo después del cual la TCA se reduce de forma importante (Marshall y Clode, 2004; Worum *et al.*, 2007). Por la misma razón, la temperatura es un factor determinante en la distribución de los arrecifes. Por ejemplo, se ha observado que a temperaturas menores de 18°C el número de especies coralinas formadoras de arrecifes decrece rápidamente (~30° de latitud). Al mismo tiempo, al disminuir el número de especies hermatípicas los

arrecifes coralinos no pueden formarse (Hoegh-Guldberg, 1999; Worum *et al.*, 2007). Es importante destacar que también existen otros factores como la calidad de la luz, la alcalinidad del agua de mar, la competencia con otros organismos etc., que también son limitantes en el desarrollo de los arrecifes. Si las condiciones ambientales son adversas, estos organismos sufren un estado de estrés y el impacto se puede ver reflejado en diversas formas, principalmente la reducción de las tasas de crecimiento y de calcificación, un efecto precedido por la formación de bandas de estrés (Carricart-Ganivet, 2007; Worum *et al.*, 2007).

Diversos estudios han demostrado que disturbios de mediana escala temporal son capaces de causar un impacto importante en los organismos arrecifales y en particular en los corales hermatípicos. Un ejemplo son los eventos de blanqueamiento coralino que ocurren como una de las respuestas más comunes ante condiciones de estrés térmico y se caracterizan por la descoloración del organismo debido a la expulsión y/o pérdida de pigmento del alga simbiote, y si el coral no se recupera de esta condición, muere (Hoegh-Guldberg, 1999; Carriquiry *et al.*, 2001).

1.4 Registros paleoclimáticos y paleoambientales contenidos en los esqueletos de coral.

Desde el punto de vista paleoclimático, los corales escleractinios son capaces de generar un registro sofisticado de información sobre su propio crecimiento y de las condiciones ambientales en las que este crecimiento tuvo lugar

(Carricart-Ganivet y Merino 2001). Particularmente ofrecen un rico archivo paleoclimático de alta resolución debido a su distribución y por su capacidad de grabar en su esqueleto una amplia gama de trazadores geoquímicos (Gagan *et al.*, 2000), o bien por su propia naturaleza, ya que al habitar ambientes de un alto grado de estabilidad tienen la facultad de registrar, como una anomalía en su crecimiento y/o estructura, cambios importantes en su ambiente.

Los trazadores químicos contenidos en el esqueleto de aragonita del coral son registros altamente precisos de los cambios estacionales, interanuales, e incluso de larga escala de tiempo, de parámetros ambientales como la temperatura superficial del mar, salinidad, dinámica de nutrientes, etc. (Dunbar y Cole, 1993).

1.5.- Efectos potenciales del calentamiento de la superficie oceánica y la acidificación oceánica.

En el océano, el actual Cambio Climático Global (CCG) tiene dos principales elementos. Por un lado, el calentamiento de la superficie oceánica que en el último siglo ha sido del orden de 0.6°C y esta situación ha confinado a la mayoría de los sistemas arrecifales al límite máximo de su tolerancia térmica; aunque es importante destacar que este límite varía de una región a otra (Hoegh-Guldberg, 1999). Por otro lado, desde el inicio de la era industrial, los procesos de producción masivos han conducido a aumento en la

concentración de CO₂ atmosférico en los últimos dos siglos (~100ppm). Sobre todo en las últimas décadas se ha observado un aumento progresivamente más rápido (Houghton *et al.*, 2001). Diariamente ingresan a los océanos 22 millones de toneladas métricas de CO₂ que desencadenan una serie de reacciones que en las que se involucra el sistema de los carbonatos marinos, el exceso de este gas en el océano genera una disminución del pH y por lo tanto, en el estado de saturación de los minerales de carbonato ($\Omega(x)$). A este fenómeno se le conoce como 'Acidificación Oceánica' (AO) (Sabine *et al.*, 2004; Kleypas *et al.*, 1999; Doney, 2006; Feely *et al.*, 2008; Pelejero *et al.*, 2010).

Actualmente, no se tiene certeza en cuanto a la sensibilidad ni la respuesta de los diversos ecosistemas marinos ante la eventual disminución del pH oceánico. Más aún, en la visión más general del problema, existe una importante subestimación del aporte de CO₂ de las masas de agua oceánicas subsuperficiales que en algunas regiones podrían ser una fuente de variación estacional de aguas corrosivas (Feely *et al.*, 2008). De cualquier manera, el efecto directo sobre el equilibrio del sistema de los carbonatos marinos por la AO, ha puesto como principal foco de preocupación a los organismos calcificadores (Kleypas *et al.*, 2006; Ilyna *et al.*, 2009; Harrould-Kolieb *et al.*, 2010)

Puesto que el equilibrio del sistema de los carbonatos marinos incide directamente sobre el proceso de la calcificación, la principal pista que ayude a entender el futuro de los calcificadores es la variación del Ω_x . Para ilustrarlo

mejor se debe comprender el principio de la ecuación de *estado de saturación de los minerales de carbonato*:

$$\Omega_x = [\text{Ca}^{+2}][\text{CO}_3^{-2}]/\lambda$$

donde λ es el coeficiente de solubilidad para las distintas formas de los minerales de CaCO_3 y teniendo en cuenta que la concentración de Ca^{2+} es cuasi-conservativa en el océano, la calcificación depende de la concentración del ion CO_3^{-2} disuelto disponible en el medio (Kleypas *et al.*, 1999; McNeil *et al.* 2004; Kleypas *et al.*, 2006; Gledhill *et al.*, 2008). En el caso de los corales que precipitan aragonita un ambiente en equilibrio debe tener un alto grado de supersaturación [$\Omega_{\text{arag}} > 3$] (Kleypas *et al.*, 1999).

Importantes estudios en la última década confirman que la calcificación de los corales está fuertemente asociada al Ω_{arag} (Langdon, 2002; Guinotte *et al.*, 2003). Asimismo, se ha encontrado que la tasa de crecimiento lineal anual de diversas especies de corales tiene una relación directa con la tasa de calcificación anual (TCA) (Lough y Barnes, 2000; Carricart-Ganivet *et al.*, 2001; Carricart-Ganivet, 2004).

Actualmente existen estudios sobre los efectos que se han registrado en los ambientes arrecifales debidos al incremento de la temperatura superficial oceánica (TOS), así cómo de recientes observaciones que atribuyen a la AO un importante impacto a los ecosistemas (Hoegh-Guldberg, 1999; Kleypas *et*

al., 1999; Kleypas *et al.*, 2006; Harrould-Kolieb *et al.*, 2010;). Sin embargo, son diversas las discrepancias que existen en torno a este tema. Esta situación sigue generando incertidumbre entre la comunidad científica (McNeil y Matear, 2007; Hoegh-Guldberg *et al.* 2007; Lough 2008; Ilyna *et al.* 2009; Helmle *et al.*, 2011).

La mayoría de los grupos de investigación se concentran en validar dos distintos escenarios; 1) Debido a la velocidad con la que incrementa la TOS y la concentración de CO₂ atmosférico, las comunidades arrecifales no serán capaces de soportar adecuadamente las condiciones del CCG, y en el peor de los casos los principales organismos del ecosistema, los corales, podrían estar destinados a desaparecer. 2) La variabilidad de climática y ambiental que gobiernan los procesos que ocurren en el océano, oscilan en diferentes escalas temporales y esto hace que existan importantes ciclos de retroalimentación que atenúan o intensifican la variabilidad. También es por este motivo que el CCG no ocurre en forma lineal, por lo tanto se deben encontrar escenarios de cambio más realistas. Sumado a lo anterior, se ha discutido la subestimación de la capacidad amortiguadora del sistema de los carbonatos.

Visto de otra forma, por un lado la preocupación está enfocada en el supuesto de que con incremento gradual de la TSO los corales estarán expuestos a sobrepasar, eventualmente y con mayor frecuencia, la temperatura de calcificación óptima reduciendo así el rendimiento del sistema de calcificación. Si a este problema se le adiciona el de la AO, el efecto neto sobre los

mecanismos de calcificación coralina será negativo. A esto se le deberá sumar los efectos del aumento en la frecuencia de los eventos de blanqueamiento, que también está ligado al incremento de la TOS (Hoegh-Guldberg, 1999; Kleypas *et al.*, 1999; Marshall *et al.*, 2001). Si la calcificación disminuye, además de afectar las tasas de crecimiento de los corales, afectará también la producción neta de CaCO_3 del ecosistemas, y esto puede dar como resultado cambios en la estructura arrecifal debidos a tasas de disolución mayores a las de acreción, así comocambios en el balance del presupuesto anual de CaCO_3 del mismo sistema (Kleypas *et al.*, 2001; Guinotte, *et al.*, 2003; Susuki *et al.*, 2004; Pelejero *et al.*, 2005; Silverman *et al.*, 2009).

Sin embargo, esta postura ha sido objeto de críticas, principalmente por omitir las características térmicas y químicas de los mares tropicales dónde se ha observado que el incremento de la temperatura favorece la fugacidad del CO_2 . Además, considerando que una de las características principales de los ecosistemas arrecifales es la alta producción de CaCO_3 (se espera que estos ecosistemas tengan un alto impacto como neutralizadores primarios del CO_2 antropogénico), las proyecciones de AO en estas regiones también han sido seriamente discutidas (Kleypas *et al.*, 1999; McNeil *et al.*, 2004; Susuki *et al.*, 2004; Kleypas *et al.*, 2005; McNeil *et al.*, 2005; Doney, 2006; Pelejero *et al.*, 2010; Cantin *et al.*, 2010).

Cantin *et al.* (2010) reportan los resultados de un experimento basado en la alimentación de modelos climáticos con registros paleoambientales donde descartan que la AO tenga un efecto significativo. Al mismo tiempo, discuten

la evidencia de que el incremento de la TSO ha reducido el crecimiento lineal en la región del mar Rojo. Incluso, su modelo pronostica que para el final de este siglo los corales experimentarían tasas de cero crecimiento.

Por otro lado, estudios basados en modelos de cambio climático se han centrado en examinar la sensibilidad del sistema de los carbonatos y del Ω_{arag} en los diferentes escenarios de cambio propuestos por el IPCC (McNeil *et al.*, 2004; McNeil *et al.*, 2006; Matear *et al.*, 2006; McNeil y Matear, 2007). De manera contrastante a de los estudios de Kleypas *et al.* (1999), se ha concluido que el calentamiento de la superficie oceánica conduce a una serie de cambios de carácter oceanográfico que retroalimentan el sistema de cambio climático (p.ej. cambios en la circulación oceánica, estratificación de las masas de agua superficiales, cambios en las tasas de producción primaria), al mismo tiempo, el calentamiento de la superficie oceánica no solo promueve la regasificación de CO_2 en regiones tropicales, también refuerza la estabilidad de los ambientes oligotróficos (McNeil y Matear, 2007). Más aún, la predicción del incremento de la TSO está proyectado a mantenerse en las temperaturas de óptima calcificación, con lo anterior se puede incluso considerar un efecto positivo para el desarrollo de ecosistemas arrecifales (McNeil *et al.*, 2004; McNeil *et al.*, 2006; McNeil y Matear, 2007).

Finalmente, estudios de carácter paleoambiental han descrito, con base en el registro geoquímico y la historia de crecimiento esquelético de los corales, la variabilidad de las condiciones térmicas y químicas forzadas por patrones climáticos de baja frecuencia como la Oscilación Decadal del Pacífico, (PDO),

patrón del Pacífico/Norte América (PNA), El Niño/ Oscilación Austral (ENSO). En estos estudios se ha podido comprobar que los cambios que ocurren en las variables ambientales involucradas en la calcificación, están fuertemente moduladas por estos patrones. Más aún, se ha encontrado un acoplamiento entre la variación de las condiciones ambientales, los patrones climáticos y las tasas de crecimiento de los corales (Slowey *et al.*, 1995; Linsley *et al.*, 2004; Pelejero *et al.*, 2005; Ilyna *et al.*, 2009; Wei *et al.*, 2009).

1.6.- Situación de los arrecifes en los mares tropicales mexicanos.

Los sistemas arrecifales mexicanos se presentan en las zonas tropicales de los Golfos de México y de California, y del Océano Pacífico y del mar Caribe, siendo estos últimos los más reconocidos por su importancia económica (Carricart-Ganivet, 2008).

1.6.1.- Caribe mexicano

Los arrecifes del Caribe Mexicano (CM) forman parte del Sistema Arrecifal Mesoamericano, el segundo sistema arrecifal más grande del mundo, que se caracteriza por conformar una barrera arrecifal continua que se extiende desde Honduras en Centroamérica hasta el norte de la Península de Yucatán, se caracteriza por ser una zona de importancia turística, cuenta con destinos como Cancún, Isla Mujeres, Isla Cozumel, etc., y por lo mismo, el crecimiento

urbano ha reclamado espacios naturales importantes, lo que representa una seria amenaza para el equilibrio de los ecosistemas locales.

Son escasos los trabajos publicados sobre estado de salud y las condiciones de los arrecifes de coral del CM (Carriquiry et al., 2013), no obstante, en la actualidad se están realizando estudios al respecto en los que se ha encontrado signos alarmantes de deterioro en los arrecifes de coral de la región, que se ha reflejado en una reducción significativa en la cobertura de corales y un incremento importante en la cobertura de macro algas (Carriquiry et al., 2013; Carriquiry y Villaescusa, 2010).

El CM baña más de 860 km. de costa en el sureño estado de Quintana Roo. La línea de costa comienza en Cabo Catoche en el norte y termina en la península de Xcalak, en el sur. El clima de la zona es cálido subhúmedo con lluvias todo el año con mayor precipitación durante el verano y una media anual de precipitación de 1490 mm. La temperatura media anual es de 26°C, con una máxima promedio de 28.3°C y una mínima de 24.2°C (Camarena-Lhurs, 2003).

1.6.2 Sistema Arrecifal Veracruzano.

El Sistema Arrecifal Veracruzano (SAV) se desarrolla en un ambiente de intensa sedimentación terrígena. Recibe la descarga de numerosos efluentes que drenan una superficie continental mayor a 49,450 km², con un volumen

de descarga promedio anual de 44,700 hm³. Además es considerado uno de los ecosistemas con mayor grado de impacto ambiental como consecuencia tanto de perturbaciones de orden natural tales como descargas fluviales, tormentas tropicales, frentes fríos, afloramientos microbióticos, etc., como también alteraciones antropogénicas que han generado una presión importante desde la época prehispánica. Sumado a lo anterior, este ecosistema cuenta con una esclerofauna relativamente poco diversa (35 especies de escleratinios hermatípicos). Sin embargo, a pesar de desarrollarse en condiciones poco favorables, el SAV es un complejo arrecifal que ha prosperado exitosamente (Horta-Puga *et al.*, 2007; Horta-Puga *et al.*, 2009).

1.6.3 Comunidades arrecifales del Pacífico

Por las condiciones de su desarrollo y su baja diversidad, en el pasado, las comunidades coralinas del Pacífico Mexicano fueron consideradas de menor importancia en relación a otras comunidades del Pacífico central. Esta situación dio un giro importante posterior al evento El Niño de 1982-83, cuando los efectos fueron catastróficos para las comunidades del Pacífico ecuatorial, mientras que en las comunidades mexicanas los daños fueron menos severos (Reyes Bonilla *et al.*, 2002; Carriquiry *et al.*, 2001). Actualmente las formaciones coralinas del Pacífico mexicano son consideradas dentro de las más importantes del Pacífico oriental (Carriquiry y Reyes-Bonilla, 1997; Reyes-Bonilla, 2003). Por otro lado, estudios en las últimas décadas han demostrado las diversas estrategias e importante capacidad de recuperación que las comunidades coralinas del Pacífico

Mexicano tienen para prosperar incluso en circunstancias como el evento El Niño de 1997-98, cuando se registró una mortalidad del 97% de cobertura en algunos arrecifes de las costas de Nayarit y Jalisco (Carriquiry et al., 2001; Medina-Rosas *et al.*, 2005).

De las zonas arrecifales del Pacífico Mexicano, las Islas Revillagigedo y el Golfo de California son dos sitios con un importante atractivo científico, principalmente por su localización alejada de los centros de máxima actividad humana. Las características oceanográficas de estas regiones dificulta la formación de arrecifes, no obstante se pueden encontrar numerosas agrupaciones o parches arrecifales en los que se han cuantificado comunidades con más de 30% de cobertura coralinas (Reyes-Bonilla y López-Pérez, 1998).

1.7.- Arrecifes del Pacífico tropical suroccidental

El Nudo arrecifal del Pacífico tropical suroccidental está conformado por 6 países insulares (Fiji, Nueva Caledonia, Samoa, Islas Salomón, Vanuatu y Nauru) y 9 atolones que le pertenecen a Tuvalu. La región se caracteriza por tener una marcada variación estacional, la TOS media anual varía entre 24°C y 31°C, y la salinidad se mantiene en valores cercanos a 35 0/00 excepto en los periodos de lluvia. Es frecuente encontrar fuertes corrientes de marea que renuevan constantemente el agua dentro de las lagunas arrecifales (Vuki *et al.*, 2000).

En contraste con los arrecifes Mexicanos, los del Pacífico tropical suroccidental se han desarrollado en condiciones relativamente prístinas. Sin embargo, a pesar de que los arrecifes en esta región gozan de un buen estado, la urbanización y la sobre explotación de recursos en el último siglo se han reflejado en la salud sobre todo de los arrecifes adyacentes a la costa (Lovell y Sykes, 2004).

Ciertamente la actividad humana sumada a los eventos meteorológicos son el factor amenazante de los ecosistemas arrecifales de la zona, no obstante en los últimos años, los eventos de blanqueamiento, la infestación de asteroideos y las enfermedades han tenido un peso importante en la salud de los arrecifes. Un ejemplo de esto ocurrió a principios de la década pasada (2000 – 2002) cuando se presentó un evento de blanqueamiento importante. La mayoría de los arrecifes lograron recuperarse rápidamente, sin embargo hubo algunos arrecifes que fueron severamente impactados (Lovell y Sykes, 2004).

Capítulo 2

OBJETIVOS DEL ESTUDIO

2.1.- Planteamiento del estudio y objetivos.

La propuesta del presente trabajo es, fundamentalmente, dar una perspectiva paleoambiental que genere elementos que contribuyan a contestar las crecientes inquietudes surgidas de la comunidad científica, y la sociedad en general, con respecto al presente y futuro de los ecosistemas arrecifales en el contexto del cambio climático y sus efectos en el océano, tomando como principal objeto de estudio las variaciones en la calcificación de los organismos clave en el ecosistema, los corales escleractinios. Cabe mencionar que México, al poseer importantes y numerosas formaciones arrecifales en sus diversos y vastos mares tropicales, está en una posición privilegiada y esto le confiera la responsabilidad a la comunidad científica Mexicana de generar los conocimientos que le den al mundo respuestas fehacientes ante tal problemática.

2.2.-Hipótesis.

Las variaciones en las tasas de calcificación de los corales hermatípicos responden a los cambios en las condiciones termodinámicas y químicas que ocurren en las aguas donde estos habitan. La reconstrucción de la variación de las tasas de calcificación de los últimos siglos, de los corales colectados en

las comunidades arrecifales de los mares mexicanos, debe reflejar las condiciones oceanográficas que dominaron durante el crecimiento. Esto permitirá estimar el efecto del calentamiento de la superficie oceánica así como de la acidificación oceánica sobre la calcificación. Debido a que las variaciones de las condiciones oceanográficas son diferentes para cada región de estudio, el reflejo de esas condiciones en el crecimiento de los corales debe ser significativamente diferente entre las regiones.

2.3.-Objetivo general

El objetivo general de este trabajo, es estimar el efecto de la variación de las condiciones oceanográficas y ambientales sobre la variación de las tasas de calcificación de los corales de los principales arrecifes Mexicanos en el Caribe, en el Golfo de Mexico, en el Golfo de California y en la region insular del Pacifico Oriental Nortropical, mediante lo cual se podrá describir un panorama del futuro del crecimiento de estos organismos en el contexto de Cambio Global que estamos experimentando hoy dia.

2.3.1. Objetivos particulares

1. Reconstruir la historia del crecimiento esquelético de 6 núcleos coralinos, colectados en diferentes regiones tropicales de México y uno de Fiji (Pacífico tropical sudoccidental) a partir del método de densitometría óptica.

2. Reconstruir las series de TSO y la salinidad, mediante el registro geoquímico obtenido de los propios corales.
3. Reconstruir la variación anual del Ω_{arag} a partir de modelos empíricos.
4. Mediante las reconstrucciones de los parámetros de crecimiento y las variables ambientales, estimar los efectos, las variaciones en distintas escalas temporales y las tendencias sobre la calcificación y el crecimiento de los últimos siglos, contrastando las diferencias en la calcificación coralina antes y después de la revolución industrial.
5. Contrastar los resultados que se obtengan de los núcleos colectados en los arrecifes mexicanos del Océano Pacífico Nororiental Tropical, a los obtenidos del núcleo de Fiji, del Océano Pacífico equatorial sudoccidental.
6. Determinar la modulación que las variables ambientales tienen sobre la calcificación a partir de lo cual se podrá dar una perspectiva del futuro de la calcificación tomando como referencia los escenarios de cambio climático propuestos por el IPCC.

CAPITULO 3

METODOLOGÍA.

3.1. –Núcleos coralinos

Siete núcleos coralinos de la colección del grupo de GCA_IIO fueron seleccionados para este estudio, las características principales de cada uno se resumen en la tabla 3.1. Se tomaron radiografías digitalizada de todas las secciones, o lajas, que representan la longitud total de cada núcleo seleccionado. Cada imagen está compuesta de los siguientes elementos: un estandar de aragonita construido a modo de una “escalera” de bloques de aragonita de distinto grosor, una barra rectangular de aluminio de grosor constante,. Las lajas están dispuestas de forma que la parte más reciente queda del lado izquierdo de imagen y en el caso de que exista más de una laja por imagen se coloca la laja más reciente en la parte superior (fig. 3.1).

Tabla 3.1. Principales características de los núcleos colectados y analizados.

Núcleo	Género	Especie	Localidad	Región oceánica	Latitud	Longitud	Prof.	Fecha de Colecta
PM03	<i>Montastrea</i>	<i>Montastrea faveolata</i>	Puerto Morelos	Caribe Mexicano	20.8°N	86.9°O	3m	jun-06
PN0898	<i>Montastrea</i>	<i>Montastrea sp.</i>	Punta Nizuc	Caribe Mexicano	21.0°N	86.8°O	6m	ago-98
DPM07	<i>Diploria</i>	<i>Diploria sp.</i>	Puerto Morelos	Caribe Mexicano	20.9°N	86.9°O	6m	nov-07
SBII-10	<i>Porites</i>	<i>Porites sp.</i>	Isla San Benedicto	Insular, Pacífico tropical Nororiental	19.3°N	110.8°O	--	jun-98
C96	<i>Pavona</i>	<i>Pavona gigantea</i>	El Cardonal	Golfo de California	23.8°N	109.7°O	--	jun-96
MFAD1-B	<i>Montastrea</i>	<i>Montastrea faveolata</i>	Anegada de Adentro	Golfo de México	19.2°N	96.0°O	7m	jul-03
Fiji98	<i>Diploastrea</i>	<i>Diploastrea heliopora</i>	Kanathea	Pacifico tropical sudoccidental	17.3°S	179.1°O	3m	jul-98

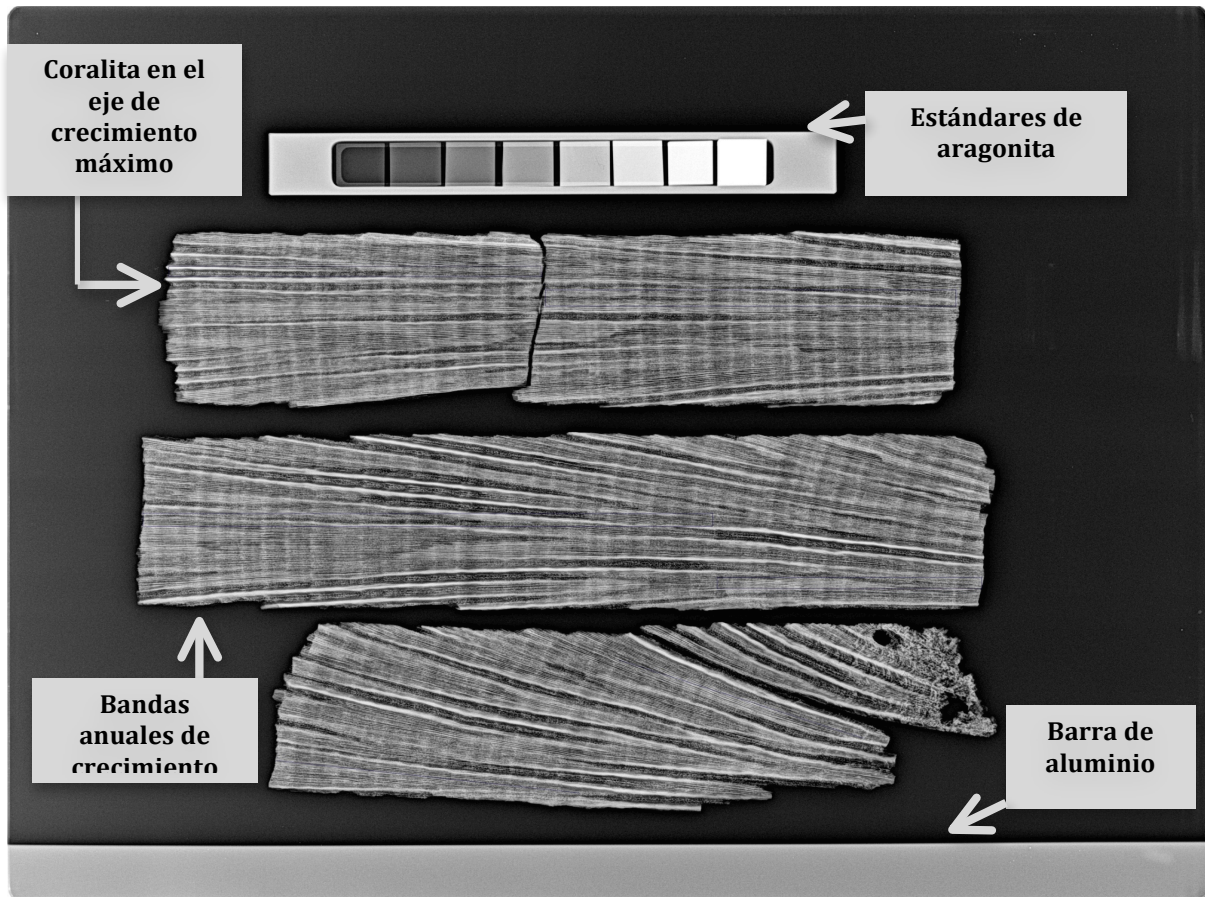


Figura 3.1.- Ejemplo de la composición de una radiografía digitalizada mostrando los elementos más importantes.

3.2.- Densitometría óptica

Mediante esta técnica fue posible obtener la señal de la variabilidad de la densidad esquelética ($\text{gr}\cdot\text{cm}^{-3}$) así como la tasa de crecimiento o extensión lineal ($\text{cm}\cdot\text{año}^{-1}$). El producto de ambas variables da como resultado la tasa de calcificación anual ($\text{gr}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{año}$) (Carricart-Ganivet y Barnes, 2007). Las imágenes digitalizadas en alto contraste de las radiografías fueron analizadas en Coral X-Radiograph Densitometry System (CoralXDS), un software especializado en densitometría óptica, desarrollado por “The National Coral

Reef Institute” y “Nova Southeastern University Oceanographic Center”, mediante el cual es posible trazar transectos sobre las imágenes digitalizadas para obtener de estos los valores de luminosidad o valor de pixel (Helmle *et al.*, 2002). Para transformar los valores de pixel (0 a 255) en valores de densidad absoluta ($\text{gr}\cdot\text{cm}^{-3}$) fue necesaria la escalera de estándares de aragonita a partir de la cual se construyeron las curvas de calibración para cada una de las imágenes. Es importante mencionar que, debido a que la distribución de rayos X emitida por los aparatos radiográficos no es homogénea, sino exponencial a lo largo del eje ánodo-cátodo, existe un efecto que altera la luminosidad de la imagen; a este efecto se le conoce como el efecto “tacón” (Helmle *et al.*, 2002; Carricart-Ganivet y Barnes, 2007). Para corregir este efecto se trazaron transectos en cada imagen sobre la barra de aluminio, que al ser de un grosor y densidad constante, sirve como un estándar que refleja la magnitud del efecto tacón. Con la serie de valores obtenidos de los transectos trazados sobre la barra se construyeron las ecuaciones de corrección. Finalmente se trazaron transectos sobre las lajas coralinas, específicamente sobre las coralitas del eje de máximo crecimiento, o en todo caso sobre aquellas que presentaron mayor continuidad a lo largo del eje de crecimiento. Las densitometrías también fueron consideradas un primer criterio para la construcción del modelo de edad que posteriormente fue ajustado mediante las señales geoquímicas (criterio de segundo orden).

3.3.- Reconstrucción de la variabilidad anual de la Temperatura Oceánica Superficial (TSO).

Para estimar la variación anual de la TSO se utilizó la temperatura derivada de la señal geoquímica de Sr/Ca que, previo a este estudio se habían obtenido de todos los núcleos, excepto para el núcleo DPM07, para el cual fue utilizada una serie compuesta por la temperatura derivada de la señal de Sr/Ca del núcleo PM03 y series de temperatura de COADS. Es importante señalar que el método utilizado para recuperar la TOS de la señal geoquímica es el propuesto por Mitsuguchi et al. (2003).

3.4.- Reconstrucción de la variabilidad anual de salinidad y estimación del estado de saturación de la aragonita (Ω_{arag})

3.4.1.-Salinidad

La variabilidad de la salinidad fue estimada previo a este estudio para los núcleos del Pacífico Mexicano (SBII-10 y C96) a partir de la señal $\delta^{18}\text{O}$ con el método de Fairbanks et al. (1997). Para el resto de los casos se utilizaron series de tiempo de la base de datos del proyecto Carton Global Ocean Analysis de la Universidad de Maryland (CARTON-GOE-UM, Carton *et al.*, 2000).

3.4.2.- Estado de saturación de la aragonita (Ω_{arag})

El modelo para la estimación del Ω (arag) propuesto por Lewis et al. (1998) requiere al menos dos de las cuatro variables del sistema de carbonatos del océano, además de las series de TSO y salinidad. Para este trabajo se utilizaron la Alcalinidad total (A_T) y la presión parcial de CO_2 en el agua ($p\text{CO}_{2w}$). Al mismo tiempo para la estimación de la A_T se utilizaron las ecuaciones de Lee et al. (2006) que se basan en la conjugación de dos variables maestras la TSO y la salinidad (Tabla 3.2).

Tabla 3.2- Ecuaciones para la estimación de la A_T , modificada de Lee *et al.*, (2006)

Núcleos	Localización	Ecuación
PM03,PN08 98,DPM07, MFAD1-B, FIJI98	Aguas subtropicales (excluyendo el Cardonal, potencialment e afectado por surgencias costeras)	$A_T=2305+58.66(\text{Sal}-35)+2.32(\text{Sal}-35)^2-1.41(\text{TOS}-20)+0.04(\text{TOS}-20)^2$
SBII-10, C96	Pacífico afectado por surgencias	$A_T=2294+58.66(\text{Sal}-35)+0.39(\text{Sal}-35)^2-4.52(\text{TOS}-29)+0.23(\text{TOS}-29)^2$

Partiendo del concepto de que la $p\text{CO}_{2w}$, tiene un fuerte control térmico (Chen *et al.*, 2007), y su valor depende principalmente de la $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, entonces;

$$\Delta p\text{CO}_2 = y_0 + A \cdot \text{EXP}^{(-K_0/B)}$$

dónde y_0 , A y B son constantes empíricas y K_0 es el coeficiente de solubilidad de los gases, mismo que depende de la temperatura y la salinidad. Por lo tanto;

$$pCO_{2w} = y_0 + A \cdot \text{EXP}^{(-K_0/B)} + pCO_{2atm}$$

la serie de variación anual de pCO_{2atm} se construyó con las bases de datos de Manua Loa para el periodo de 1959-2007, y para años anteriores a este periodo, se utilizaron las reconstrucciones paleoambientales de los núcleos de hielo de Vostok [Dome C y Taylor Dome](Gledhill *et al.*, 2008; Gledhill *et al.*, 2009; Mann *et al.*, 2009).

3.5.- Descomposición de las series temporales.

Se realizaron análisis de frecuencia utilizando el software Analyseries 2.0.4.2, mediante las cuales se obtuvieron los periodos de variabilidad más significativos de las variables de crecimiento y ambientales. Los periodos de oscilación encontrados (interanuales, decadales, e incluso seculares), fueron contrastados contra las series temporales de los modos de variabilidad climática cómo la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) y el Índice de Oscilación Austral (SOI) obtenidos de la base de datos de Joint Intitute for Study of the Atmosphere and Ocean (JSAO, Washington University; <http://jisao.washington.edu/data/pna/>) y del proyecto Climate Explorer de Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI, <http://climexp.knmi.nl>).

CAPITULO 4

HISTORIA DE LA CALCIFICACIÓN EN LOS ÚLTIMOS SIETE SIGLOS DE UN CORAL DE FIJI, EN EL PACIFICO TROPICAL SUROCCIDENTAL.

4.1.- Introducción.

La ecoregión marina de las Islas de Fiji (fig. 4.1) está compuesta por aproximadamente 844 Islas, cayos e islotes dispersados entre los 177-178° longitud oeste y los 15-23° de latitud sur, limitada por la cuenca de Fiji al oeste y la cuenca de Lau al este. Las islas de Fiji son predominantemente volcánicas y junto con los atolones de la región de Lau ocupan un área total de 18 270 km². El clima es tropical con vientos templados y lluvias abundantes entre diciembre y enero. La costa sudoriental recibe la mayor cantidad de lluvia (3330 mm/año); entre noviembre y abril son frecuentes las tormentas y ciclones (Vuki *et al.*, 2000). A nivel mundial, Fiji cuenta con uno de los ambientes arrecifales más grandes y mejor desarrollados del Pacífico suroccidental. Se estima que existen alrededor de 1000 arrecifes con gran diversidad geomorfológica. En particular, los atolones que se desarrollan en los límites de la trinchera de Lau son considerados como unidades de características únicas en el mundo. Los tipos morfológicos más comunes en esta región son arrecifes en franja sobre la plataforma y arrecifes en cinta en el océano. Se ha observado que los sistemas arrecifales son sensibles a la sedimentación y a los ciclones principalmente (Zann y Lovell, 1992; Nair, 2003; UNESCO 2011).

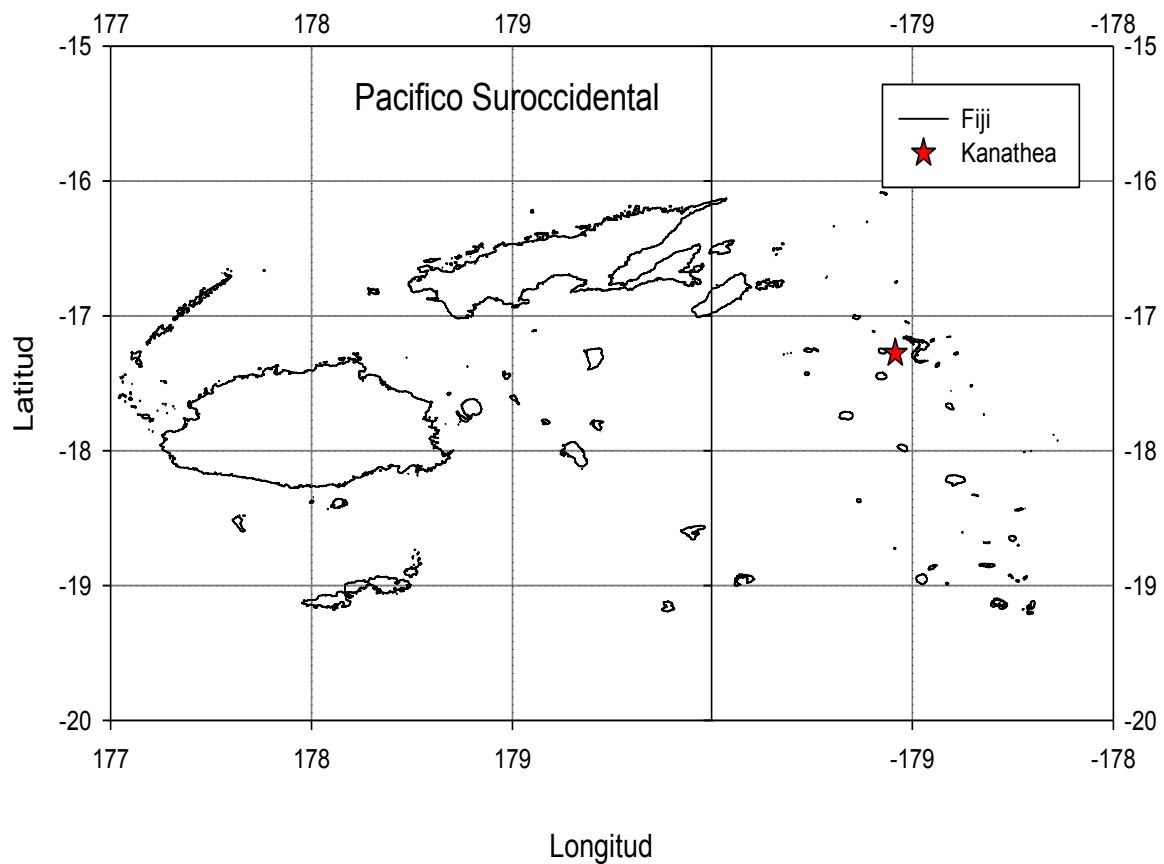


Figura 4.1. La Isla de Kanathea forma parte del conjunto de Lau, en el límite de la trinchera de Lau.

A pesar de contar con una importante riqueza de recursos marinos, al menos hasta la década pasada, no existían documentos que describieran los ecosistemas marinos de este complejo de Islas (Zann, 1994). En años anteriores recientes, la actividad turística descontrolada y la falta de programas de manejo ambiental generaron que la zona costera de Fiji experimentara serias modificaciones. Se reportó que diversos organismos arrecifales, y en particular muchos escleractinios, murieron por asfisia debido a la alta carga de sedimentos producto de las modificaciones de la línea litoral.

En julio de 1998, durante el crucero Paleofiji, coordinado por el Institut de recherche pour le développement (IRD) de Francia, se obtuvo un núcleo continuo de coral de 260 cm de longitud, mediante perforación hidráulica submarina de una colonia coralina cercana a la de la Isla Kanathea (Fig. 4.1). El núcleo pertenece a una colonia masiva de *Diploastrea heliopora* de 380 cm de altura y sumergida a tres metros de profundidad.

4.2.- Modelo de Edad.

El núcleo de *Diploastrea heliopora*, en adelante FIJI98, registró un total de 640 años continuos de crecimiento con los que se reconstruyó la historia de la calcificación para el periodo de 1358-1998. De las variables ambientales, fue posible reconstruir la temperatura de 628 años (1370 - 1998) mientras que la salinidad se obtuvo de la base de datos CARTON-GOE-UM (Carton *et al.*, 2000) que esta limitada a 128 años. Por esta razón la reconstrucción del Ω_{arag} también se limita a esta lapso que comprende el periodo de 1870-1998 (Tabla 4.1).

Tabla 4.1.- Resumen de las principales características de la historia del crecimiento de FIJI98. TEL= Tasa de Extesion Lineal (por año). TCA= Tasa de Calcificacion Anual. TOS= Temperatura Oceanica Superficial

FIJI98	Variables del crecimiento			Variables ambientales		
	Densidad. (gr·cm ⁻³)	TEL (cm·año)	TCA (gr·cm ⁻² ·año ⁻¹)	*Salinidad 1870-1998	*TOS °C 1370-1998	* Ω_{arag} 1870-1998
Media anual	1.07	0.36	0.39	34.28	27.18	3.86
S.D.	0.10	0.09	0.09	0.27	0.29	0.06
Máx.	1.29	0.84	0.67	35.34	28.06	4.06
Mín.	0.66	0.20	0.18	33.81	26.43	3.72
Edad	640 años			Periodo	1358-1998	

De acuerdo con el concepto de 'modulación por estramiento del crecimiento esqueletal' (Carricart-Ganivet y Merino 2001) los corales administran durante el año los recursos de calcificación conjugando dos estrategias de crecimiento (crecimiento lineal y densificación); a su vez estas estrategias están relacionadas con la temperatura (Carricart-Ganivet 2007). También se ha observado que existe una importante dependencia lineal de la extensión anual y la tasa de calcificación. Por ejemplo, en el caso de FIJI98, más del 90% de la variación del crecimiento lineal está relacionado a la variación de la TCA (figura 4.2). Pero cuando las condiciones térmicas no son adecuadas, los corales cambian a una estrategia menos efectiva de crecimiento.

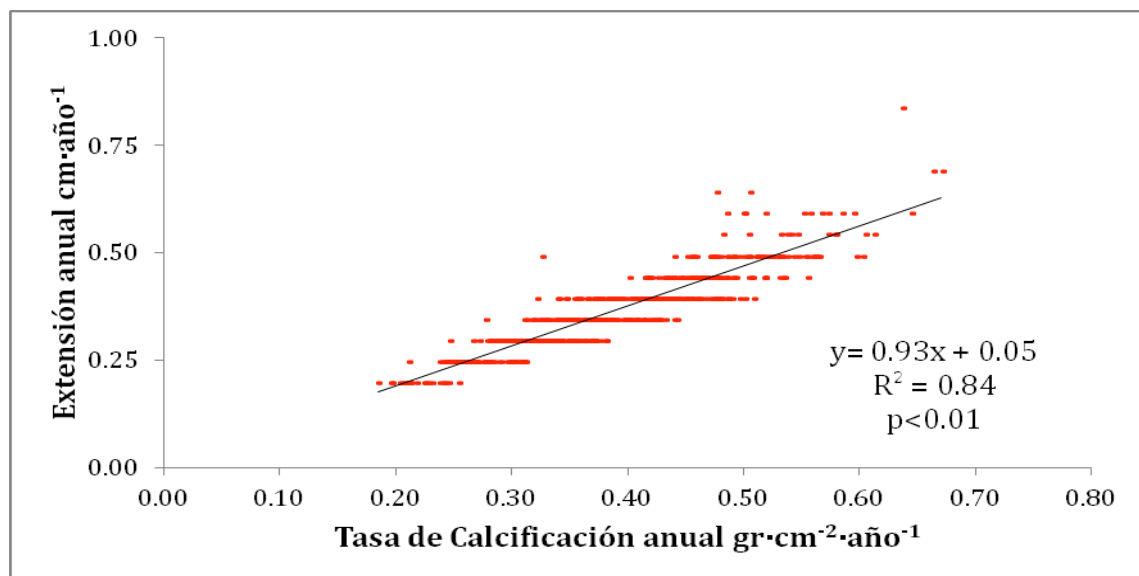


Figura 4.2.- Regresión lineal simple entre la TCA y la tasa de extensión lineal anual.

4.3.-Variación de la calcificación en escenarios climáticos antiguos.

La serie de 628 años de TOS anual reconstruidos con el paleotermómetro de Sr/Ca permitió hacer una identificación de diversas etapas de la historia

climática durante las que el coral FIJ198 se desarrolló. Con la descomposición de las series temporales de la TOS y la TCA distintos periodos de variación en las tasas de calcificación: de escala decadal (~13 años), interdecadal (32 años) y secular (151 años) (figs. 4.3 y 4.4). El análisis exploratorio de estas series permitió identificar las tres etapas climáticas más importantes de los últimos siete siglos (fig. 4.5): la parte final del Óptimo Medieval (OCM; 1358-1410), la Pequeña Edad de Hielo (PEH; 1410-1850) y el inicio del Antropoceno (desde 1850 hasta la actualidad) (Corrège *et al.*, 2001; Mann, 2002; Goodkin *et al.*, 2005)

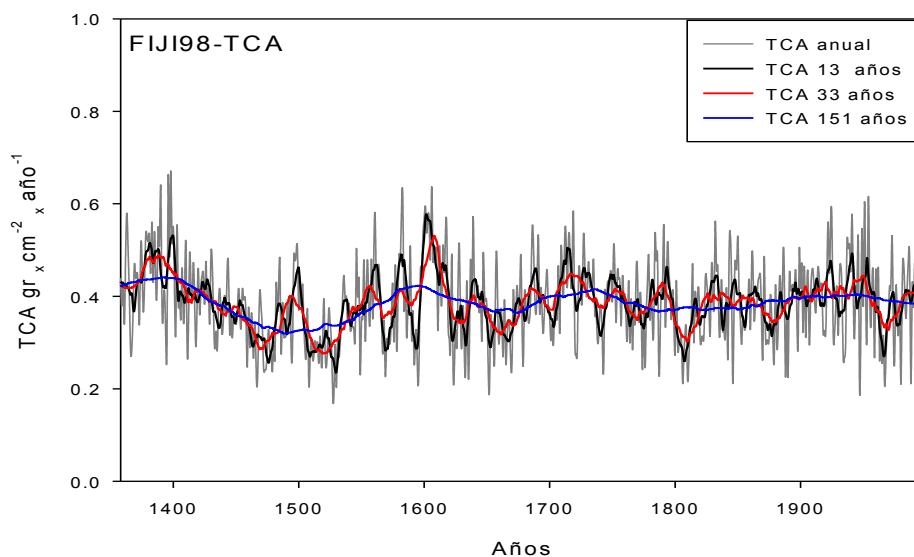


Figura 4.3.- Variación de la TCA y media móvil modelada a distintas frecuencias (línea gris = anual, línea negra= decadal (13 años), línea roja= interdecadal (33 años), línea azul= secular (151 años).

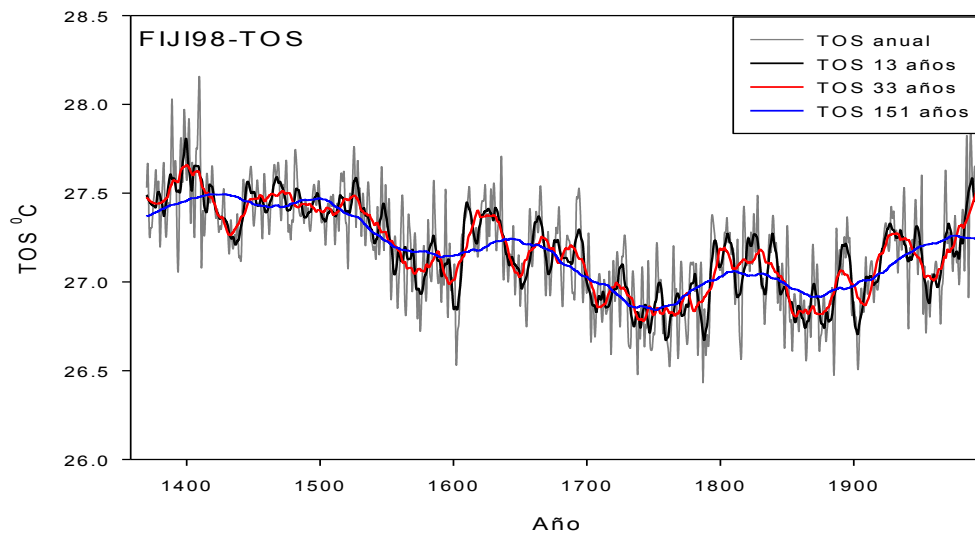


Figura 4.4.- Variación de la TOS y media móvil modelada a distintas frecuencias (línea gris= anual, línea negra= decadal (13 años), línea roja= interdecadal (33 años), línea azul= secular (151 años)).

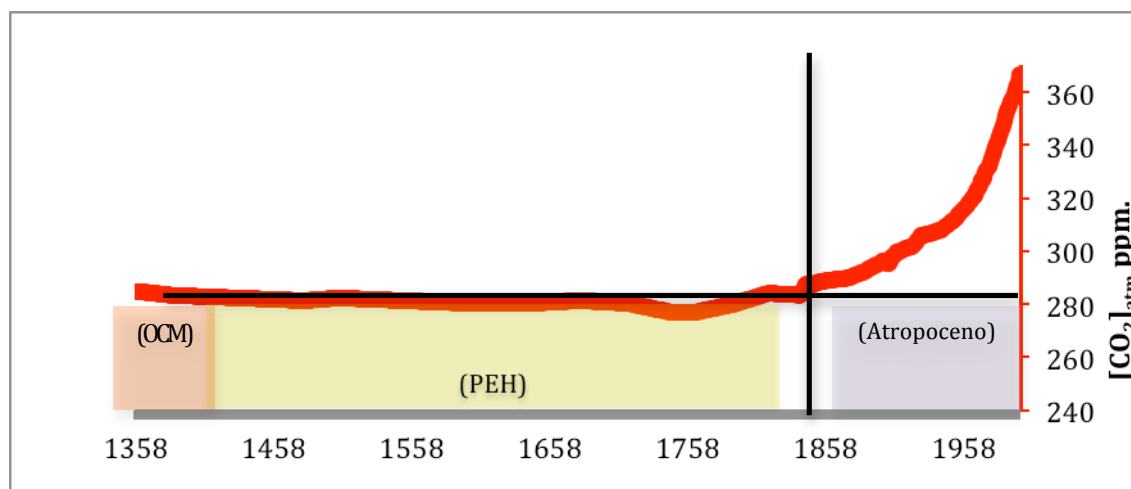


Figura 4.5.- Variación de la concentración atmosférica de dióxido de carbono sobre una línea del tiempo en la que se identifican los periodos climáticos más trascendentes de los últimos siete siglos (línea roja= $[CO_2]_{atm}$; las líneas cruzadas negras marcan la división entre la era industrial y la preindustrial).

La PEH es una serie de periodos fríos que precedió al periodo OCM, y que se desarrolló entre 1400 y 1850 D.C.; esta última etapa está bien documentada principalmente en el norte de Europa (Mann, 2002), caracterizada por

temperaturas anormalmente calidas. Estudios anteriores han documentado la variabilidad de la temperatura en el Pacífico tropical sudoccidental mediante la técnica de paleotermometría con Sr/Ca en núcleos coralinos de Nueva Caledonia (Corrège *et al.*, 2001). A diferencia del presente trabajo, Corrège y colaboradores reportaron una serie de 60 años entre el periodo de 1701 y 1761 en la que observaron temperaturas oceánicas superficiales 1.4°C menores a las actuales, este periodo se identificó claramente en este estudio, mas aún, la amplitud del registro FIJI98 permitió observar un periodo más amplio (1678-1798) de temperatura mínima (fig. 4.4). Por otra parte, Goodkin *et al.* (2005) realizaron un estudio similar para Bermudas en el que identificaron un periodo de temperaturas que eran 2°C menores que las registradas a finales del siglo XX. Este periodo también fue identificado en el registro FIJI98.

Uno de los problemas centrales de este trabajo es el análisis del estado de la calcificación en la época post Revolución Industrial, cuya mayor expresión esta marcada por el cambio en la pendiente de la serie de la concentración de CO₂, atmosférico (fig. 4.5). En este periodo se espera que ocurran disminuciones importantes en la tasa de calcificación, sin embargo, las menores tasas de calcificación ocurren entre 1458-1558, a inicios de la PEH (fig. 4.3).

Con el objetivo de entender mejor la respuesta de la calcificación a los cambios climáticos antiguos, se diseñó una prueba de contraste múltiple *t* para muestras independientes mediante la cuál se analizó la calcificación de

tres diferentes periodos de interés del registro FIJI98: el periodo OCM (1358-1410) y el periodo de la PEH (1400-1728), que corresponden a condiciones oceánicas de variación natural y el Antropoceno (1850-1998) (tabla 4.2). Los resultados de la prueba demostraron que existen diferencias significativas ($\alpha = 0.05$) entre algunos periodos climáticos con respecto a los valores medios de calcificación (fig. 4.6, 4.7, tabla 4.2).

Tabla 4.2 Resultados del contraste múltiple. Valores t calculados para el contraste entre los periodos para los diferentes periodos analizados, promedios y desviaciones estándar (los valores a la izquierda de la diagonal son los valores calculados para la TCA y los valores a la derecha de la diagonal son los calculados para la TOS). En negritas se denotan diferencias estadísticamente significantes

Periodo		t-calculados TCA/TOS			promedio/SD	promedio/SD
		OCM	PEH	Antrop.	TCA	TOS
1400-1728	OCM		1.05/ 6.9	5.9/6.19	0.39/0.08	27.40/0.02
1850-1998	PEH			10.7/11.2	0.38/0.07	27.27/0.24
1458-1558	Antrop.				0.31/0.05	27.08/0.27
t-critica α 0.05			1.97			

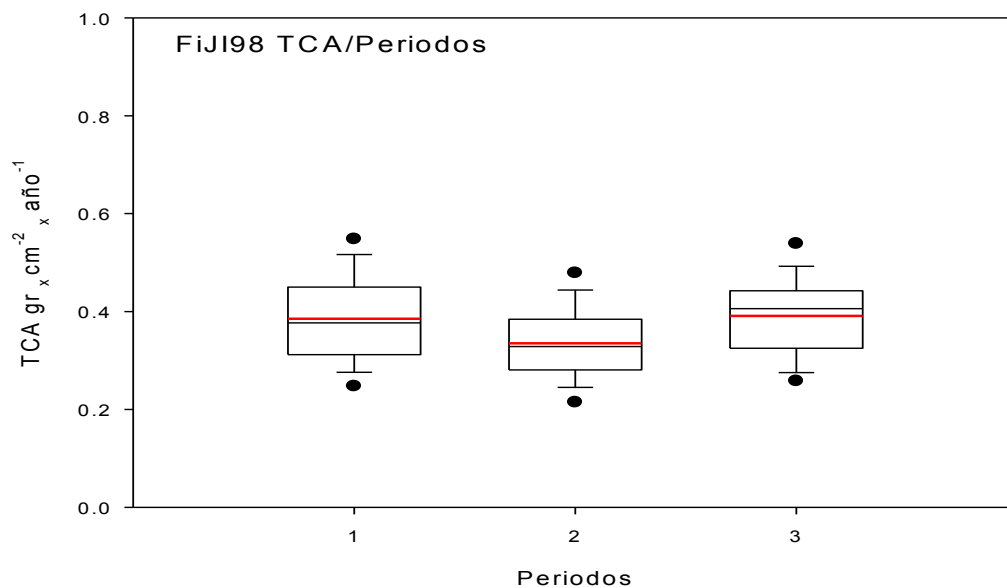


Figura 4.6.- Diagrama de cajas y bigotes que muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de calcificación (en el eje x, 1= OCM, 2=PEH, 3 = Antropoceno)

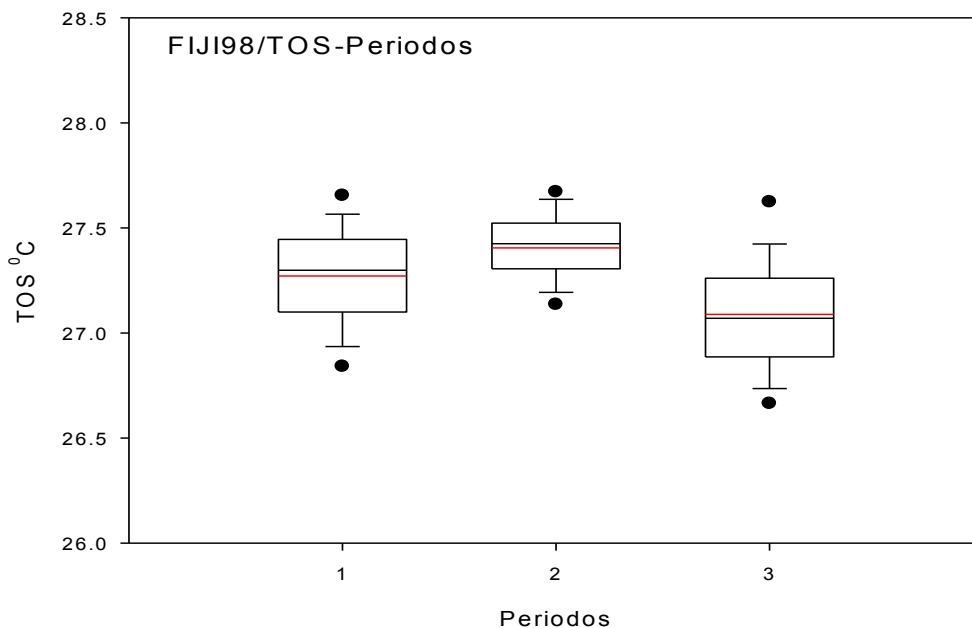


Figura 4.7.- Diagrama de cajas y bigotes que muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de temperatura (en el eje x, OCM, 2=PEH, 3 = Antropoceno).

Respecto a las tasas de calcificación, no se encontraron diferencias entre los periodos PEH y Antropoceno, sin embargo, en el OCM (1358-1410) las tasas

de calcificación fueron significativamente mayores a los otros dos periodos (fig 4.6). Al mismo tiempo, este periodo es el de mayor TOS promedio entre los tres periodos estudiados (fig. 4.7). La respuesta de la calcificación a las condiciones del OCM y la PEH presenta el clásico en el que la formación de aragonita se ve favorecida en las mayores temperaturas mientras estas no sobrepasen el umbral de optima calcificación (Marshall y Clode, 2004; Carricart-Ganivet 2007). Independientemente de lo anterior, este resultado tiene diversos matices, por un lado se puede considerar que a a partir de la PEH, la TCA que registró FIJI98 ha sido constante al menos en los últimos 450 años, y por lo tanto, no se han encontrado elementos para afirmar que a ocurrido un impacto negativo en la TCA a raíz de la intensificación de las actividades humanas que marcan el comienzo del Atropoceno. Por el contrario, destaca que durante el periodo en que la TOS alcanzó sus máximos valores (0.3°C más cálido que el periodo actual), la TCA fue mayor en ~20% en conformidad con el modelo planteado por McNeil y colaboradores (2004).

Debido a que el registro de salinidad es relativamente limitado para el modelo de edad, la reconstrucción de la variación del Ω_{arag} permitió explorar únicamente los últimos 128 años de la historia del ambiente de los carbonatos marinos. Cabe destacar que para el registro analizado, los valores de Ω_{arag} reconstruidos resultaron superiores al mínimo valor de supersaturación que se considera cómo el adecuado para los ambientes arrecifales (>3) (Kleypas *et al.*, 1999).

Algunos trabajos realizados en la región de la Gran Barrera de Coral han reportado variaciones del pH en el agua al interior de los sistemas arrecifales que responden a una combinación de factores como el tiempo de residencia del agua y la tasa de respiración dentro del sistema. No obstante, se han observado variaciones de orden decadal del pH y que responden a patrones de variación climática como la PDO y la IPO (Pelejero *et al.*, 2005; Wei *et al.*, 2009).

Tomando en cuenta la linealidad entre el pH y el Ω_{arag} , una hipótesis lógica es suponer que las variaciones de orden decadal del Ω_{arag} también están moduladas por la PDO. Con el objetivo de confirmar esta suposición, se contrastó la media móvil decadal modelada (13 años) de este parámetro químico con el índice anual y decadal de la PDO (fig. 4.8, 4.9 y 4.10).

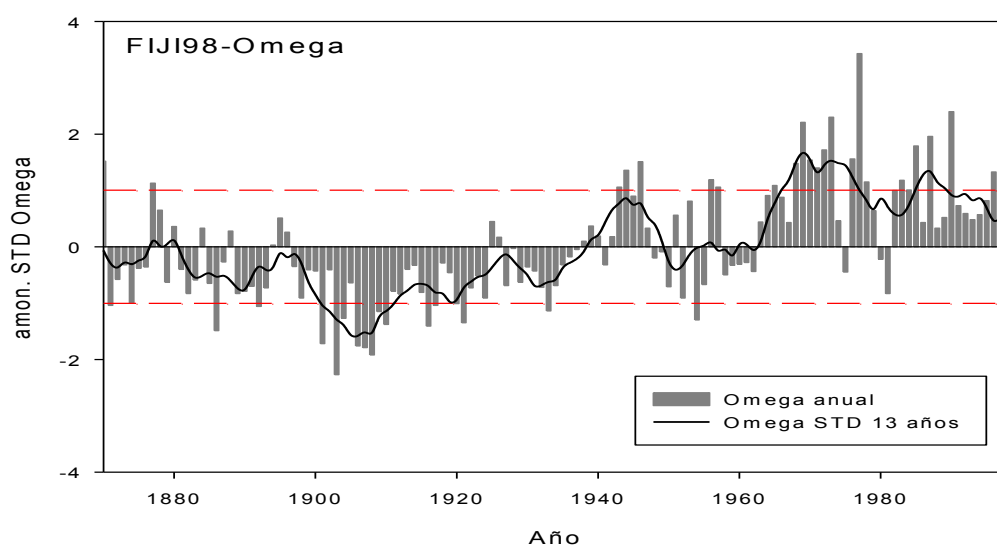


Figura 4.8. Anomalias estandarizadas del Ω_{arag} a escala anual (barras grises) y decadal de 13 años (línea negra). Línea roja segmentada es ± 1 D.S.

Algunos estudios sobre el comportamiento de la PDO encontraron que en el último siglo, ocurrieron dos periodos predominantemente fríos (1890 -1924 y 1947-1976) y un periodo predominantemente cálido (1977-actualidad) (Barnett *et al.*, 1999; Mantua, 1999).

La variación decadal del Ω_{arag} descrita en el presente estudio, presenta un comportamiento claramente similar al de la PDO. Wei *et al.* (2009) advierten la subestimación a la capacidad que los modos de variabilidad climática tienen para modular la variabilidad de parámetros químicos como el pH oceánico y/o Ω_{arag} . Incluso advierten que la alta concentración de CO₂ atmosférico podría no ser la principal causa de variaciones en el pH oceánico y en el Ω_{arag}

En este estudio se demuestra que existe un importante control asociado a los patrones de variabilidad natural de escala multidecadal, además, se observa una tendencia de incremento en los valores de Ω_{arag} que ocurren con el cambio de fase de la PDO.

CAPITULO 5

CARIBE MEXICANO.

5.1.- Introducción

De las tres principales regiones tropicales de los mares mexicanos dónde existen formaciones arrecifales, el Caribe es la región en la que mejor desarrollados se encuentran. Los arrecifes en franja dominan el paisaje geomorfológico de la mayoría de las costas del Caribe Mexicano. En los parque arrecifales del norte, los arrecifes se caracterizan por tener una alta cobertura en las crestas (Arrivillaga *et al.*, 2004). En esta sección se presentan los resultados obtenidos para dos localidades arrecifales del Norte de Quintana Roo: Punta Nizuc y Puerto Morelos.

El arrecife de Punta Nizuc (fig. 5.1) pertenece al complejo natural Parque Marino Costa Occidental de Isla Mujeres, Punta Cancún y Punta Nizuc, el cual está ubicado dentro de la provincia Península de Yucatán y subprovincia del Carso Yucateco. La batimetría está descrita por cuencas profundas y separadas por un sistema de crestas paralelas (Carabias-Lillo *et al.*, 1998).

En agosto de 1998, el grupo de Geociencias Ambientales del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (GCA_IIO) de la Universidad Autónoma de Baja California, colectó una colonia de *Montastrea sp.* de ~30 cm de largo

dentro de la laguna arrecifal, a una profundidad ~5m. Los resultados de Ba/Ca de esta colonia fueron reportados en Horta-Puga y Carriquiry (2012).

El Parque Nacional Arrecife Puerto Morelos (fig. 5.1) limita al norte con Punta Nizuc. Debe su nombre al poblado homónimo adyacente a la costa. Entre el litoral y la barrera arrecifal se forma una laguna que varía entre 550 y 1500 metros de ancho; la barrera se extiende paralela a la costa a lo largo de ~4000 metros (Coronado *et al.*, 2007).

De esta localidad fueron colectados dos núcleos analizados en el presente trabajo; en junio de 2006 el grupo de Conservación de la Biodiversidad de El Colegio de la Frontera Sur (ECOSUR), colectó un núcleo de *Montastrea sp.* de ~35 cm de largo dentro de la laguna arrecifal a una profundidad ~3m. Además, en noviembre de 2007 el grupo de GCA_IIO colectó un núcleo de *Diploria sp.* con una longitud 81.3 cm.

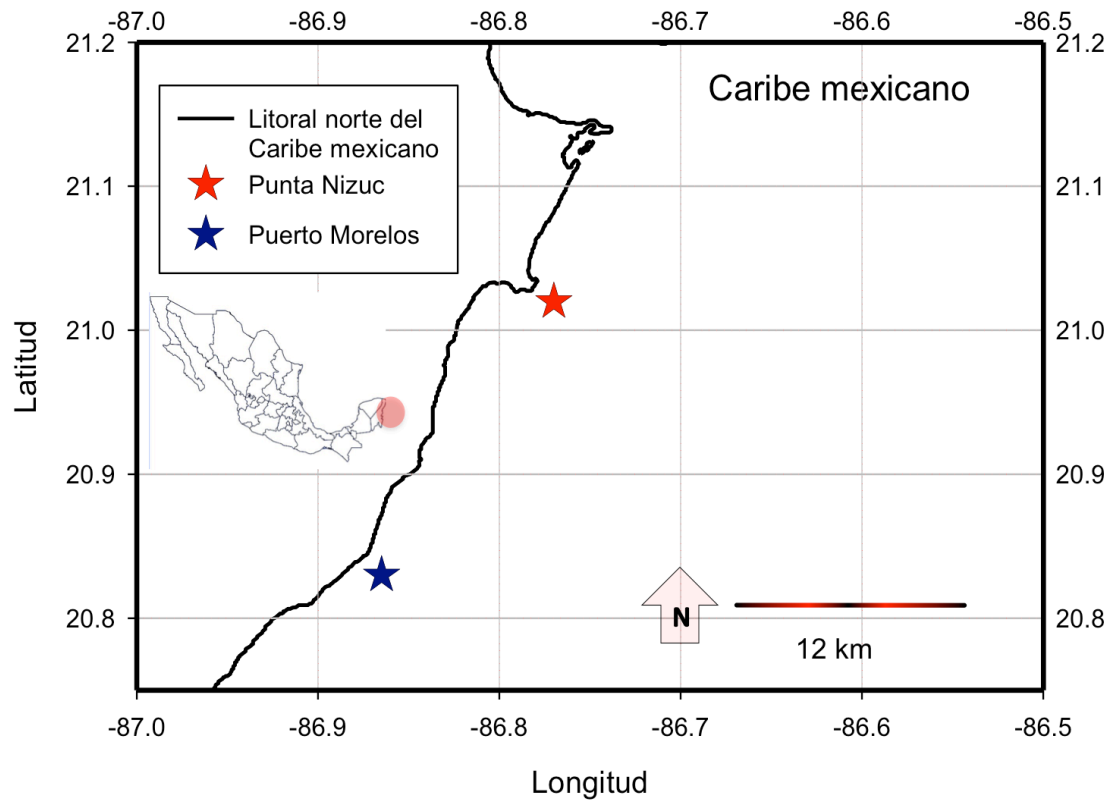


Figura 5.1.- Caribe Mexicano. Las localidades de colecta se ubican en la región norte del estado de Quintana Roo.

5.2.- Modelos de Edad.

De acuerdo con el procedimiento propuesto por Carricart y Barnes (2007), se realizó la reconstrucción de la historia del crecimiento para las muestras procedentes de Puerto Morelos (PM3 y DPM07) y Punta Nizuc (PN0898). Asimismo, se recuperó la señal geoquímica de Sr/Ca para PM03 y PN0898. Mediante estas señales se lograron dos objetivos: ajustar las esclerocronologías para depurar los modelos de edad, y obtener la series temporales de variabilidad de la TOS. En el caso de la localidad de donde se

colectó la muestra DPM07, la serie temporal de temperatura se obtuvo de la base de datos del proyecto CARTON-GOE-UM (Carton *et al.*, 2000).

El registro más largo corresponde a DPM07. Este núcleo permitió describir los últimos dos siglos de variación de la calcificación en los arrecifes del Caribe Mexicano, mientras que los núcleos PN0898 y PM03 fueron importantes para describir más ampliamente la variación actual de la calcificación. Los valores promedio de las variables de crecimiento (tabla 5.1) están dentro del rango de valores reportados en otros trabajos (Carricart-Ganivet *et al.*, 2000; Cohen *et al.*, 2004; 2007; Helmle *et al.*, 2000).

En los tres casos estudiados, se encontró correlación positiva entre el crecimiento lineal y la calcificación ($r > 0.9$ $p < 0.01$, en todos los casos). Por el contrario, no se encontró relación significativa entre los valores anuales de crecimiento y los valores ambientales. Cabe señalar que las series temporales de TOS y salinidad están limitadas a 137 años, por lo tanto los primeros 63 años de crecimiento DPM07, están sujetos a otro tipo de análisis.

Tabla 5.1. Resumen de las principales características de la historia del crecimiento de los corales del Caribe mexicano. TEL= Tasa de Extensión Lineal; TCA= Tasa de Calcificación Anual

	Variables del crecimiento			Variables ambientales			
	Densidad. (gr·cm ⁻³)	TEL (cm·año)	TCA (gr·cm ⁻² ·año ⁻¹)	Salinidad	TOS °C	Ω _{arag}	
Media	1.29	0.85	1.09	36.04	26.97	4.25	PN0898 1962- 1998 35 años
SD	0.06	0.28	0.35	0.03	1.05	0.12	
Min	1.17	0.32	0.47	35.97	24.51	3.95	
Max	1.46	1.66	2.07	36.11	28.50	4.54	
Media	1.01	1.20	1.18	36.06	27.67	4.22	PM03 1979-2006 27 años
SD	0.11	0.44	0.42	0.08	0.59	0.09	
Min	0.84	0.38	0.48	35.97	25.92	3.94	
Max	1.28	2.16	2.13	36.21	28.85	4.34	
Media	1.04	0.38	0.40	35.73	27.83	4.34	DPM07 1807- 2007 200 años
SD	0.15	0.13	0.15	0.17	0.41	0.15	
Min	0.67	0.14	0.10	35.35	26.66	4.04	
Max	1.38	0.86	0.96	36.21	28.67	4.64	

5.3.- Calcificación de los últimos 2 siglos en el Caribe mexicano.

Los arrecifes del Caribe Mexicano gozaron de condiciones prístinas hasta mediados del siglo XX, cuando comenzó el desarrollo de centros urbanos de manera importante (Arrivillaga *et al.*, 2004). A pesar de ser la región con las mejores condiciones para el desarrollo ecosistemas arrecifales, en los últimos años se han reportado importantes signos de deterioro ambiental (Coronado *et al.*, 2007; Horta-Puga y Carriquiry, 2012; Carriquiry *et al.*, 2013). Tomando en cuenta este antecedente y con el objetivo de entender mejor el impacto de la presión causada por la actividad antropogénica a los sistemas arrecifales de esta zona, se identificó el periodo de 1969-2007 como una etapa altamente antropizada (figura 5.2) en la que se analizaron las variables ambientales y de crecimiento.

En el mismo sentido, se realizó un análisis exploratorio de la serie de TOS así como de los periodos de variación interanual (7 años) e interdecadal (23 años) que se obtuvieron del análisis de frecuencia. La serie interdecadal de 23 años reveló cuatro periodos en la que aparece el periodo 1969-2007 (figura 5.2).

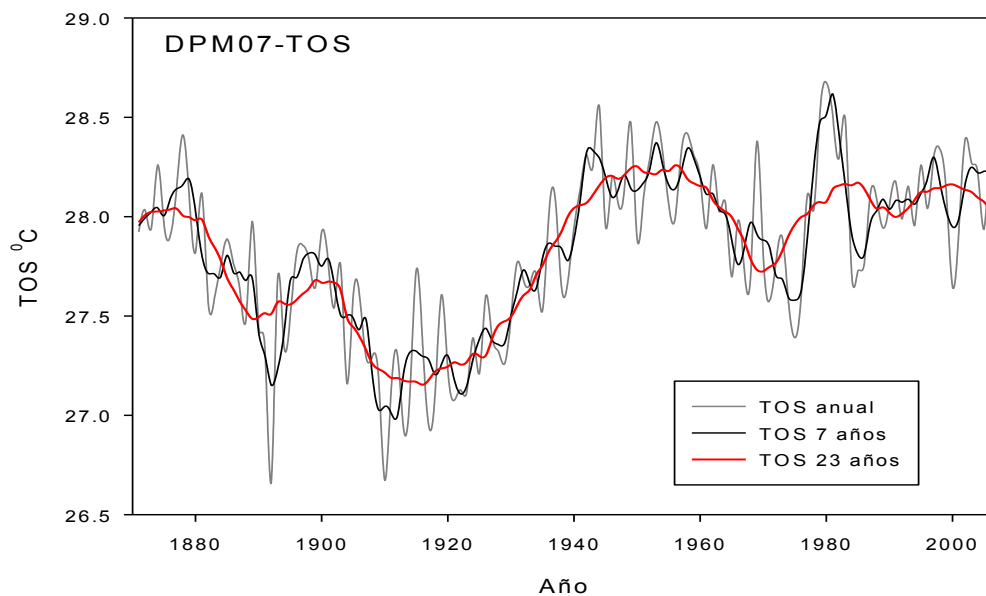


Figura 5.2.- Series temporales de TOS para Puerto Morelos, QRoo. Línea gris= variación anual; línea negra= variación interanual (7 años); línea roja= variación interdecadal (23 años).

El primer periodo (1871-1887) fue identificado como 'inicio-RI', la segunda parte del registro que consiste en un periodo de 20 años (1888-1908) fue identificada como de 'Transición', seguido por un periodo de 57 años (1909-1966) denominado 'Industrializado' y finalmente los últimos 40 años (1967-2007) que se definió como el periodo 'Actual', que coincide con época en la que comenzó el crecimiento urbano y la industria turística.

Con el objetivo de observar las diferencias térmicas y de calcificación entre los distintos periodos, se realizó una prueba de contraste múltiple t ($\alpha = 0.05$) para los datos de TOS y de calcificación (tabla 5.2, figs. 5.3 y 5.4).

Tabla 5.2.- Resultados de la prueba de contraste múltiple t para los diferentes periodos analizados. Tabla superior, valores t calculados para el contraste entre los periodos de TOS. Tabla inferior valores t calculados para el contraste entre los periodos de calcificación. El panel superior de datos de la tabla corresponde a la TOS y el panel inferior a la TCA

Periodo		t-calculados				TOS °C
		1	2	3	4	promedio/SD
1871-1887	Inicio-RI (1)		4.4			27.93/0.23
1888-1928	Transición (2)			2.17	2.17	27.55/0.30
1829-1966	Industrializado (3)				3.76	27.74/0.47
1967-2007	Actual (4)					28.05/0.3
t-crítica a 0.05						1.97
Periodo		t-calculados				TCA gr·cm ⁻² ·t ⁻¹
		1	2	3	4	promedio/SD
1871-1887	Inicio-RI (1)		0.9			0.36/0.11
1888-1828	Transición (2)			3.69	2.35	0.33/0.12
1929-1966	Industrializado (3)				2.13	0.46/0.20
1967-2007	Actual (4)					0.39/0.10
t-crítica a 0.05						1.97

Las mayor temperatura corresponde al periodo 'Actual', que es 0.5°C mayor al periodo 'Transición', dónde ocurren la menor temperatura; cabe destacar que el periodo 'Transición', corresponde a la parte final de la PEH, este mismo periodo ha sido analizado en otros estudios dónde se encontró una notable disminución de hasta 25% en las tasas de crecimiento lineal con respecto a lo actual (Goodkin *et al.*, 2005; Goodkin *et al.*, 2008). En este estudio se encontró una TCA promedio 15% menor en el periodo 'Transición' con respecto a la TCA actual.

En contraste con los resultados anteriores, el periodo 'Industrializado' es en el que ocurre la mayor TCA seguido del periodo 'Actual'. Es importante destacar que en la actualidad la TCA es entre 10 - 15% mayor a la que había dos siglos atrás cuando dominaba el periodo frío de la PEH, pero también es necesario decir que en el periodo más reciente la calcificación es 15% menor a

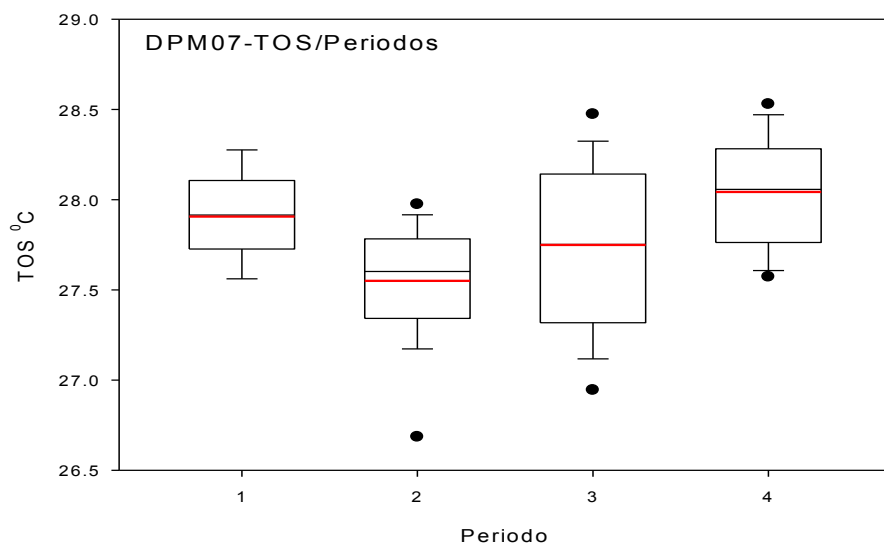


Figura 5.3.- Diagrama de cajas y bigotes, en los que se muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de temperatura (en el eje x, 1= preRI, 2=Transición, 3= RI, 4= Actual)

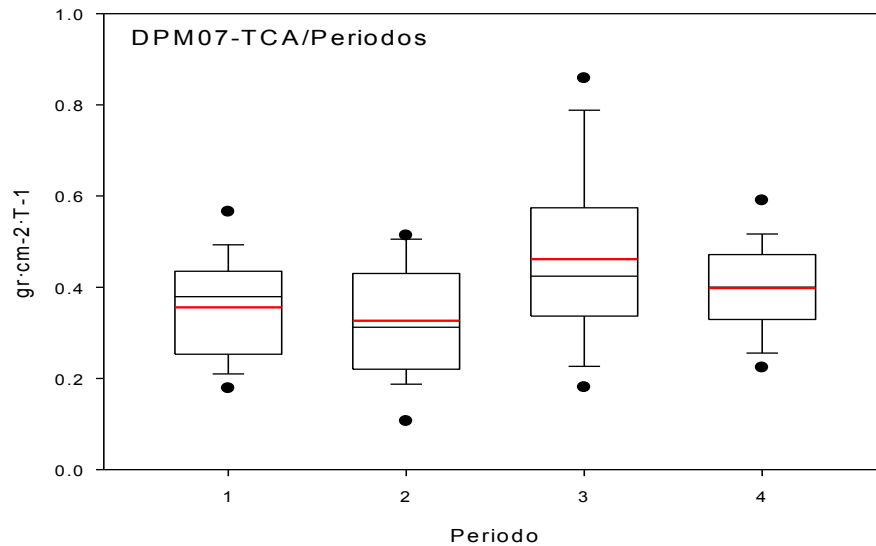


Figura 5.4.- Diagrama de cajas y bigotes, en los que se muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de temperatura (en el eje x, 1= preRI, 2=Transición, 3 = RI, 4= Actual)

la registrada durante la primera parte del siglo XX. Este resultado concuerda con otros trabajos que predicen una disminución de hasta el 20% en la calcificación para el final del presente siglo (Langdon, 2000; Gledhill *et al.*, 2009). Helmle *et al.* (2011) realizaron un estudio sobre cambios en la calcificación con corales de Florida para un periodo de 59 años comprendido entre 1937 y 1996 (situado entre los periodos 'Industrializado' y 'Actual' de este estudio), encontrando una TCA del 15% menor al final del periodo que analizaron y que podría estar asociada a la disminución en el Ω_{arag} . Sin embargo, no encontraron una tendencia lineal significativa o diferencias entre los promedios decadales que apoye su argumento.

A pesar de que en este estudio se encontró una tendencia lineal de disminución significativa de Ω_{arag} (fig. 5.5) que indica una tasa de disminución de 0.003 unidades por año, no se encontró relación significativa entre esta tendencia y variación de la calcificación. En concordancia con las predicciones de otros estudios, se encontró una disminución del 15% del valor de Ω_{arag} hacia al final del registro de Puerto Morelos (Hoegh-Guldberg *et al.*, 2007; Gledhill *et al.*, 2009). De cualquier manera, el valor mínimo de Ω_{arag} que se reconstruyó del registro coralino, es una orden de magnitud mayor al valor mínimo de súper saturación.

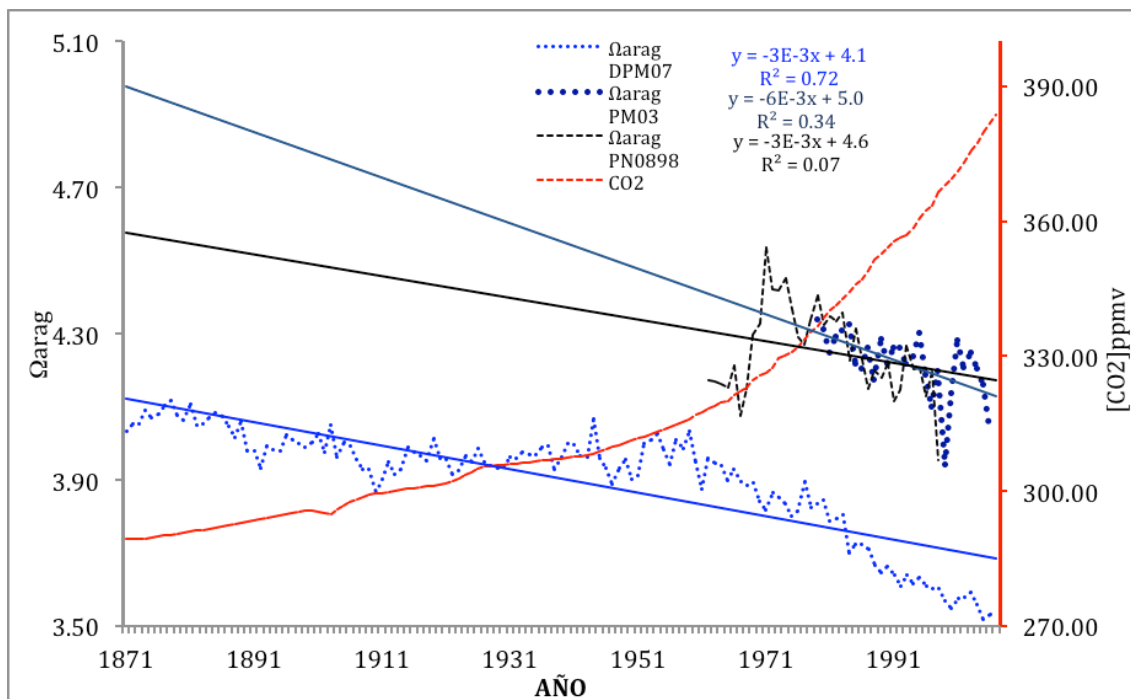


Figura 5.5.- Tendencia lineal de disminución del Ω_{arag} , para el periodo de 1871-2007. La serie del CO_2 fue obtenida del proyecto Climate Explorer de Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI, <http://climexp.knmi.nl>)

Diversos estudios paleoceanográficos en la región del Caribe y el Atlántico han destacado la necesidad de comprender la importancia que juega la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) en la variabilidad de los parámetros ambientales (Hetzinger *et al.*, 2008; Helmle *et al.*, 2011).

En términos generales, la señal de la AMO se reconoce por anomalías de temperatura en la superficie oceánica y sus fases tienen un periodo de 10 a 20 años; una fase positiva de AMO está caracterizada por un aumento de la TOS, incremento en las precipitaciones y mayor frecuencia de tormentas tropicales y huracanes (Helmle *et al.*, 2011). En este contexto, los resultados de este estudio mostraron que durante el periodo 'Industrializado' en que ocurren las mayores tasas de calcificación y temperatura, corresponde a dos fases positivas AMO (fig. 5.6). Asimismo, el periodo 'Transición' en el que ocurren las menores tasas de calcificación así como las menores temperaturas, coincide con una fase negativa del AMO.

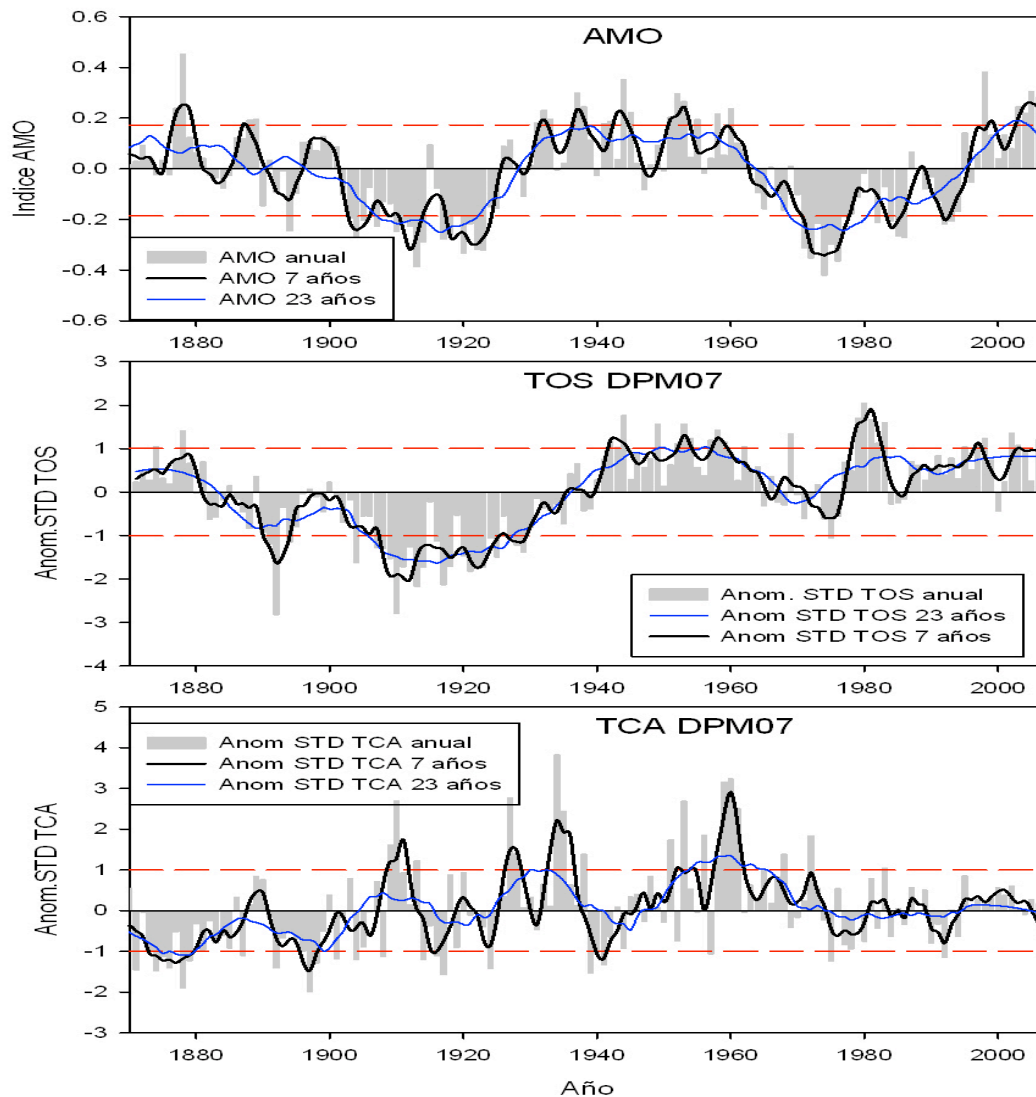


Figura 5.6.- Panel superior, periodos de oscilación de AMO. Barras grises= variación anual; línea negra= variación interanual (7 años); línea roja= variación interdecadal (23 años). Panel medio, variación de la TOS (SIC). Panel Inferior, variación de la TCA (SIC).

En un esfuerzo por entender mejor la importancia de AMO en la modulación de la variación de la TOS y la calcificación, se redefinieron los periodos a contrastar en función de las fases AMO: dos periodos que corresponden a las fases negativas de 1880-1940 y 1968-1978, y un periodo que corresponde a la fase positiva 1953-1967.

Los resultados de este ejercicio indican que durante la fase positiva (años 1953-1967), la TOS fue significativamente mayor ($\sim +0.4^{\circ}\text{C}$, mayor a las condiciones actuales), y la calcificación fue hasta +40% (mayor); mientras que en las fases negativas no se encontraron diferencias significativas entre las tasas de calcificación (tabla 5.3, fig. 5.7). En este trabajo, contrario a lo reportado por Helmle et al. (2011), se observa que la tendencia de variación de la calcificación tiene una respuesta proporcional a la tendencia de variación de la TOS. Por lo tanto, dado que la variación multidecadal de la TOS esta modulada por AMO, la variación en esta escala temporal de la TCA también responde al patrón de variación de AMO.

Tabla 5.3.- Resultados del contraste de hipótesis múltiple para las diferentes fases negativas y positiva de la AMO analizadas. En el panel superior se reportan los valores de t calculados así como los promedios y las desviaciones estandar del análisis para la TOS, En el panel inferior se reportan los mismos criterios para el análisis de la TCA.

		t-calculados			TOS °C
Periodo		Fase neg1	Fase pos	Fase neg2	promedio/SD
1880-1920	Fase neg.		7.3	3.3	27.50/0.33
1953-1967	Fase pos.			2.5	28.10/0.19
1968-1978	Fase neg2				27.8/0.29
t-critica a 0.05					1.97
		t-calculados			TCA gr·cm ⁻² ·t ⁻¹
Periodo		Fase neg1	Fase pos	Fase neg2	promedio/SD
1880-1920	Fase neg.		2.88	0.29	0.38/0.17
1953-1967	Fase pos.			2.27	0.56/0.19
1968-1978	Fase neg2				0.4/0.14
t-critica a 0.05					1.97

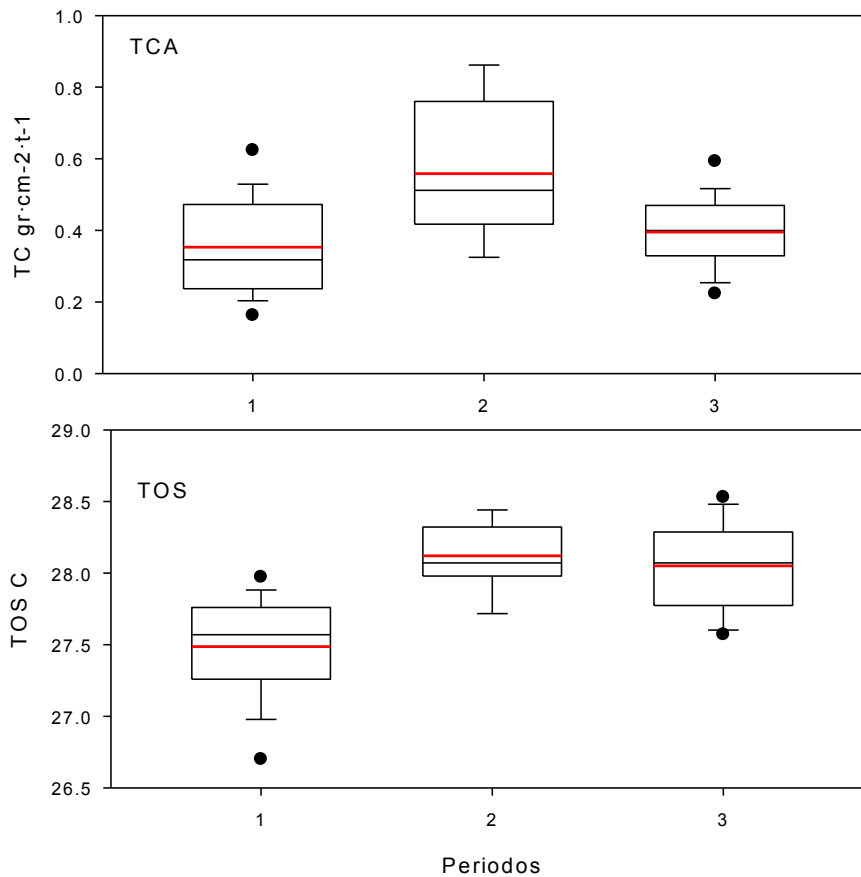


Figura 5.7.- Diagrama de cajas y bigotes, que muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple entre los periodos de temperatura y calcificación (en el eje x, 1= Fase Negativa 1, 2=Fase Positiva, 3 = Fase Negativa 2)

Los resultados de este estudio en concomitancia con otros estudios similares, (e.g. Pelejero et al. 2005, Helmle et al., 2011), demuestran que los cambios en las tasas de calcificación de los corales del Caribe responden de manera directa a los patrones de variación climática natural de escala multidecadal.

Aunque no se descarta que existan efectos importantes que impacten la salud de los arrecifes asociados al CCG, ninguno de los registros de este estudio muestran señales de reducción de la calcificación.

CAPITULO 6

SISTEMA ARRECIFAL VERACRUZANO

6.1.-Introducción

El Sistema Arrecifal Veracruzano (SAV) es un complejo constituido por más de 20 arrecifes de plataforma y costeros, que existen desde hace ~10,000 años y se distribuye a lo largo de la costa entre el puerto de Veracruz, ~20.7°N y el poblado de Antón Lizardo ~18.8°N (fig. 6.1). Este sistema representa el límite occidental de distribución de arrecifes coralinos en el Atlántico tropical (Horta-Puga *et al.*, 2009).

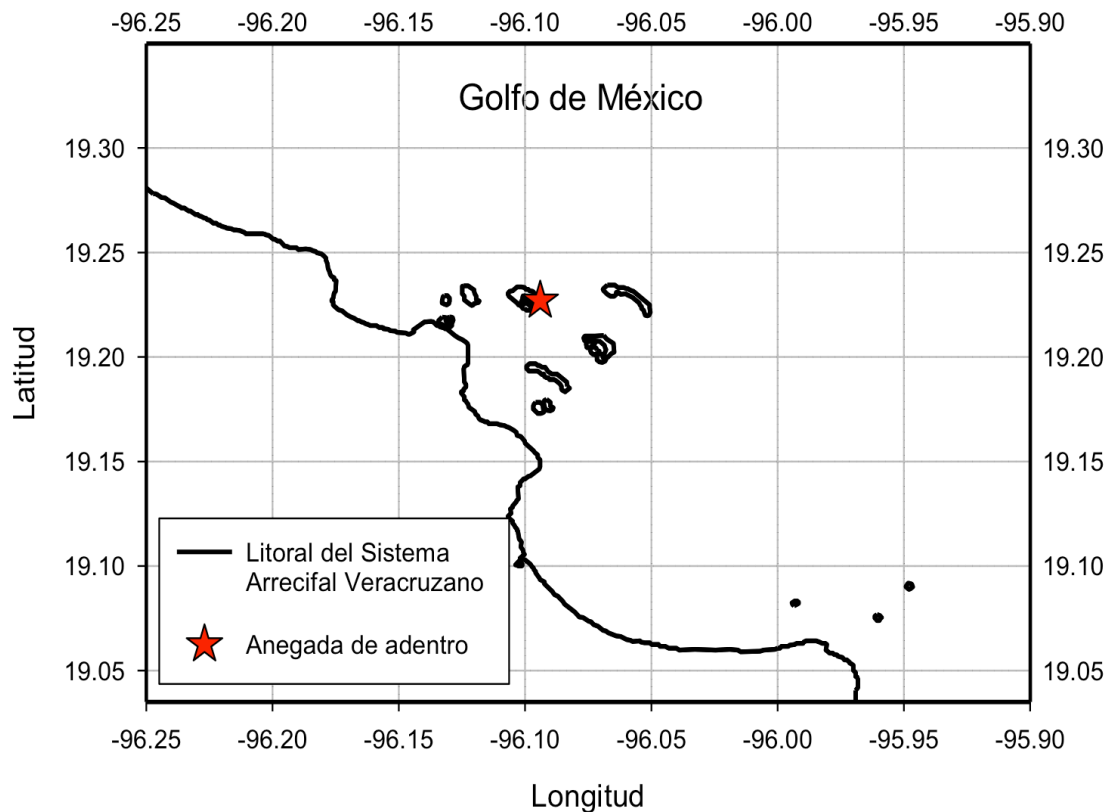


Figura 6.1.- Arrecife Anegada de Adentro, ubicado al norte del Puerto de Veracruz.

En julio del 2003, el grupo de GCA_IIO colectó varios núcleos en algunos arrecifes del SAV de los que destaca un núcleo de *Montastrea faveolata* (MFAD1-B) de ~190 cm de longitud colectado del arrecife Anegada de Adentro en la zona del talud posterior a ~7 m de profundidad, el cual fue procesado y analizado en este estudio.

6.2.- Modelo de Edad.

Los últimos dos siglos de la historia de la variabilidad climática y de la calcificación de los arrecifes del Golfo de México fueron obtenidos del núcleo MFAD1-B. Los corales en esta región están sujetos a numerosas condiciones de estrés ambiental y no parecería extraño encontrar tasas de crecimiento relativamente bajas. De hecho, la densidad y la tasa de calcificación promedio observadas en MFAD1-B (tabla 6.1), son hasta 20% menores a las reportadas en Carricart-Ganivet (2004). Por el contrario, la tasa de crecimiento lineal calculada fue hasta 18% mayor a las publicadas, en dónde incluso se ha reportado que no existen diferencias estadísticamente significativas entre las tasas de crecimiento esquelético de corales del Golfo de México y el Caribe (Carricart-Ganivet, 2004).

Una de las principales dificultades en el análisis densitométrico fue la presencia de numerosas bandas de estrés que aparecen a lo largo de todo el registro. En este caso, fue fundamental corregir la cronología los ciclos estacionales de la señal geoquímica de Sr/Ca.

Tabla 6.1. Resumen de las principales características de la historia del crecimiento del núcleo MFAD1-B colectado en el Sistema Arrecifal Veracruzano.

MFAD1-B	Variables del crecimiento			Variables ambientales		
	Densidad. (gr·cm ⁻³)	TEL (cm·año)	TCA (gr·cm ⁻² ·año ⁻¹)	*Salinidad 1871-2003	*TOS °C 1830-1998	*Ω _{arag.} 1871-2003
Media anual	1.12	1.03	1.01	26.28	4.27	1.12
S.D.	0.11	0.33	0.33	0.38	0.13	0.11
Máx.	1.49	1.72	1.99	27.02	4.58	1.49
Mín.	0.87	0.36	0.41	25.07	4.01	0.87
Edad	210 años			Periodo	1793-2003	

6.3.- Calcificación de los últimos 2 siglos en el Golfo de México.

Los escenarios poco optimistas de AO, indican que, de continuar con la tendencia al incremento en la concentración atmosférica de CO₂, para finales del presente siglo el pH oceánico habrá disminuido hasta en 0.4 unidades (Pelejero *et al.*, 2010). Esta hipótesis ha sido fuertemente cuestionada principalmente porque supone un aumento proporcional y generalizado del pCO₂ en el océano, subestimando las propiedades físicoquímicas y biológicas del agua de mar y la plasticidad del sistema climático terrestre (McNeil *et al.*, 2004; McNeil *et al.*, 2006; McNeil y Matear, 2007; Pelejero *et al.*, 2010). Por tal razón, entender los patrones de variación climática en distintas escalas temporales se convierte en un factor fundamental para poder hacer inferencias razonables sobre el futuro de los ecosistemas oceánicos.

Actualmente existen varios estudios que describen la sensibilidad de los corales escleractinios para registrar los patrones de variación climática (Pelejero *et al.*, 2005; Slowey *et al.*, 1995; Delworth *et al.*, 2000; Corrège *et al.*,

2001; Linsley *et al.*, 2004; Hetzinger *et al.*, 2008; Goodkin *et al.*, 2008; Wei *et al.*, 2009; Helmle *et al.*, 2011).

Los modos de variación climática que influyen sobre la cuenca del Golfo de México están bien documentados. En los últimos años han tenido especial relevancia los estudios enfocados en la reconstrucción de la señal de la AMO a partir de señales geoquímicas registradas en núcleos sedimentarios y de coral (Kilbourne *et al.*, 2008; Poore *et al.*, 2009). Además, se han utilizado registros de crecimiento coralino para reconstruir la señal decadal del patrón Pacífico-Norteamericano (PNA) (Slowey y Crowley, 1995). Es importante destacar que el patrón de variabilidad del PNA está fuertemente influenciado por ENSO, ya que las fases positivas del patrón PNA tiende a estar asociado con episodios cálidos en el Pacífico, mientras que las fases negativas tienden a estar asociados con los periodos fríos, lo que indica que el PNA responde como una teleconexión atmosférica entre los fenómenos del Pacífico y el Atlántico (NOAA, <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/pna.shtml>).

Considerando que uno de los objetivos de este estudio es describir la respuesta de la calcificación a los patrones de cambio climático, la variación a largo plazo de las variables reconstruidas se muestra en la Fig. 6.2. Estas señales muestran un claro patrón de variabilidad interdecadal, siendo particularmente evidente en la tasa calcificación. Esta variable muestra un total de 13 ciclos, de los cuales 8 corresponden a la primera mitad del registro (1793 – 1893), mientras que para la segunda parte del registro (de 1900-2003) se observaron 6 ciclos, con una mayor amplitud comparada con la primera mitad del registro (Fig. 6.2).

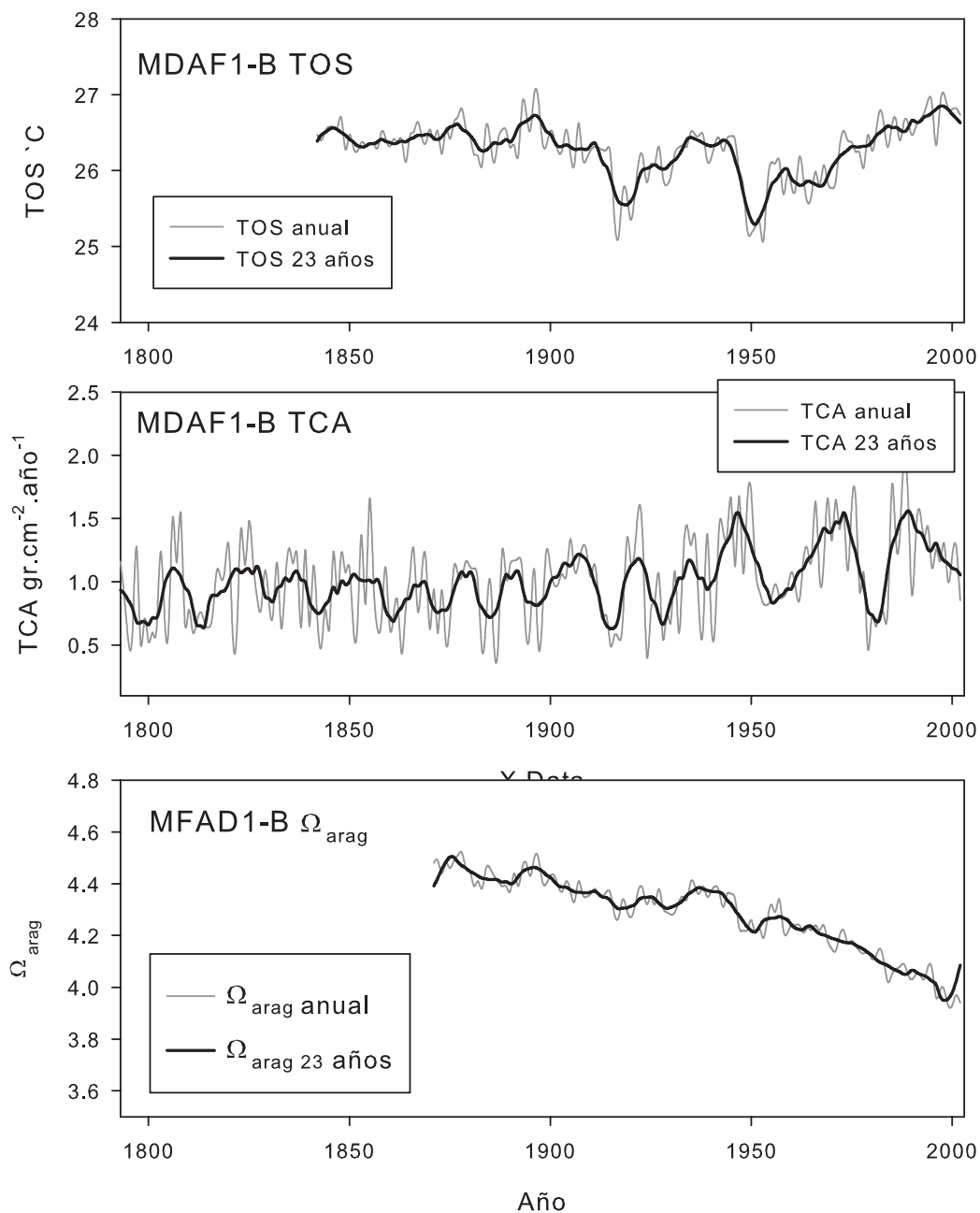


Figura 6.2.- Panel superior. Serie temporal de la TOS (línea gris = variación anual, línea negra variación interdecadal de 23 años). Panel medio. Serie temporal de la TCA, Panel Inferior. Serie temporal del Ω_{arag} .

A diferencia de la calcificación, la serie de la TOS mostró una ligera tendencia a incrementarse hacia el final del registro, con una interrupción caracterizada por dos valles de temperatura mínima entre 1920 y 1950 (~30 años) y

posteriormente se observó una tendencia al aumento de la TOS. El mismo periodo fue observado en la serie de Ω_{arag} , que a diferencia de la TOS, muestra una clara tendencia a decaer hacia el presente.

Los intervalos de tiempo que resaltan en este análisis, son precisamente los que señalan las temperaturas mínimas. Por un lado, el periodo entre 1918 y 1920 los parámetros ambientales y la calcificación se encuentran en fase. Por el contrario, entre 1948 y 1953, las variables ambientales presentan valores significativamente menores al promedio, mientras que en este periodo la tasa de calcificación muestra una clara oscilación decadal.

Estudios previos han mostrado que la tasa de calcificación en corales del Atlántico es afectada por los modos de variabilidad climática. Por ejemplo, Slowley y Crowley (1995), en un registro coralino de los cayos de Florida, encontraron una caída en la tasa de extensión lineal coincidente con un cambio negativo del índice PNA que ocurrió entre 1957 y 1988. Por el contrario, los resultados de un registro más largo de este estudio muestran claramente que los ciclos interdecadales (23 años) en la tasa de calcificación, son característicos de la variabilidad típica de la AMO (Fig. 6.3).

Se ha documentado que la TOS en esta región del Atlántico varía cercanamente con el índice de AMO (Hetzinger *et al.*, 2008; Kilbourne *et al.*, 2008). Por ejemplo, en un estudio previo se encontró que la tasa de calcificación en un coral de Bermuda se reduce con las fases fuertemente positivas de AMO (Helmle *et al.*, 2011).

En este estudio se contrastaron las series de TOS y la tasa de calcificación con el índice de AMO (fig. 6.3).

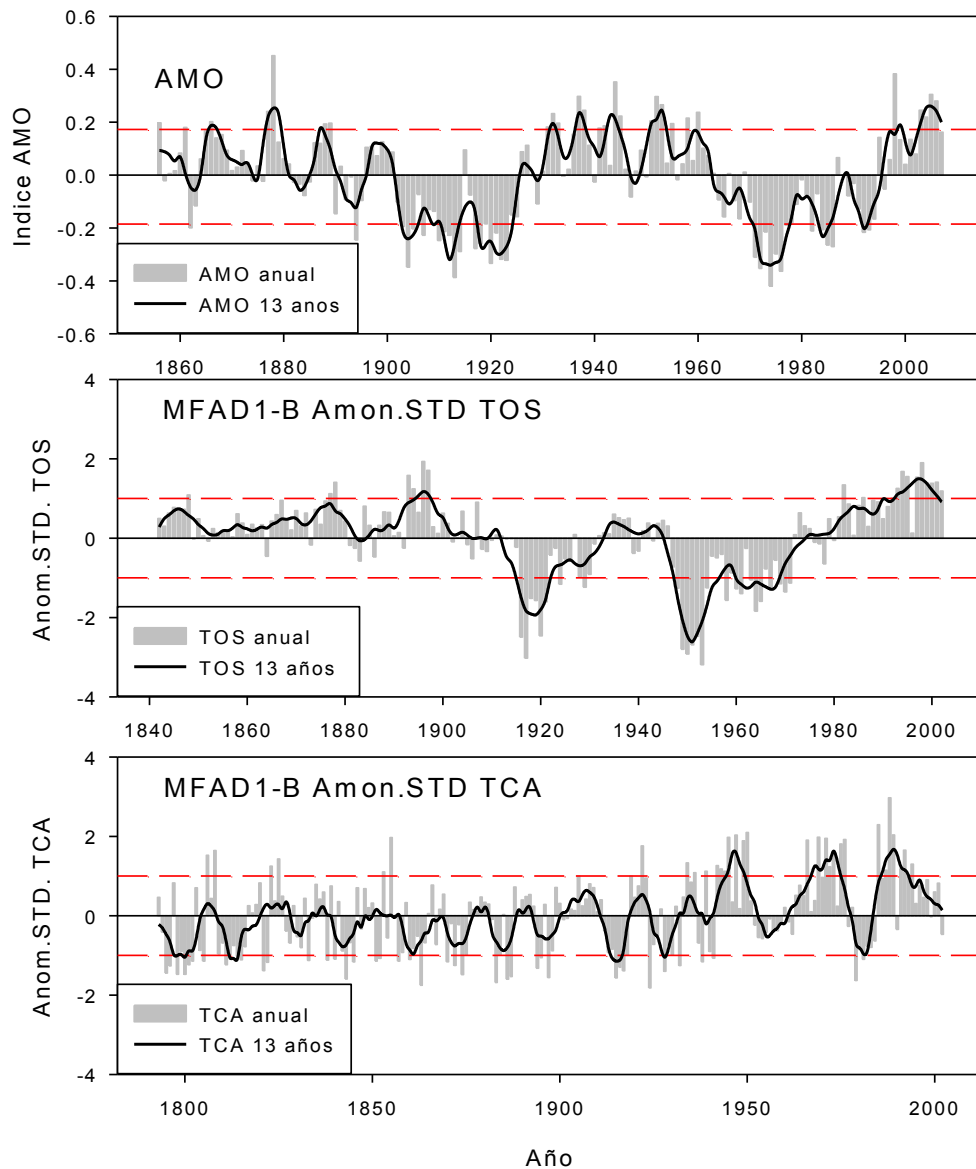


Figura 6.3.- Contraste entre los ciclos anuales y de variación decadal (13 años) de las anomalías estandarizadas de AMO (panel superior), TOS (panel medio) y Tasa de calcificación (panel inferior).

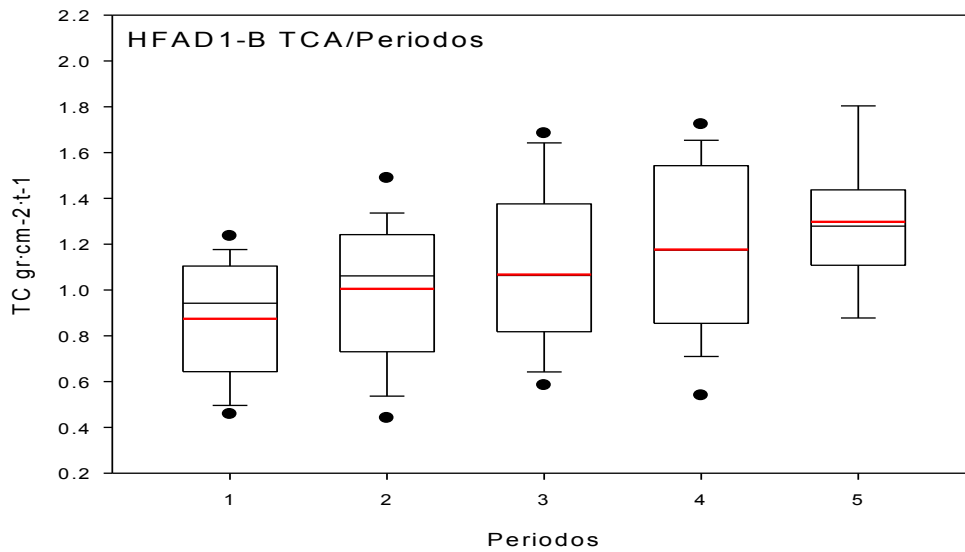
En un análisis más detallado de esta comparación se identificaron aquellos periodos donde el índice AMO fue mayor o menor a la límite del 95% de confianza. En este se destacan 5 periodos que corresponden a las fases

positivas y negativas de los últimos 150 años (desde la colecta del núcleo; ver tabla 6.1). Para identificar de forma rápida estos periodos se les asignó la siguiente nomenclatura. 1p (1856-1898), 2n (1900-1925), 3p (1928-1960) 4n (1962-1988) 5p (1990-2003). Con el objetivo de encontrar diferencias en la calcificación entre los distintos periodos, se realizaron pruebas de contraste múltiple t ($\alpha = 0.05$) para muestras independientes.

De acuerdo a los resultados obtenidos por el contraste estadístico no se encontró diferencia significativa en la calificación promedio entre los periodos 1p y 2n, como tampoco en los periodos 3p, 4n y 5p ($p > 0.05$; Tabla 6.2). Sin embargo, la tasa de calcificación mostró diferencias significativas ($p < 0.05$) entre los periodos 1p-2n y 3p-4n-5p (Tabla 6.2). Este patrón de agrupación marca una tendencia de cambio positivo en la calcificación (30% mayor) que ocurre en la transición de la fase negativa de AMO en la segunda mitad del siglo XX.

Tabla 6.2.- Resultados del contraste de hipótesis múltiple. En las columnas 1p, 2n... 5p se reportan los valores t calculados.

TC gr·cm ⁻² ·t ⁻¹							
	1p	2n	3p	4n	5p	prom.	SD
1p		1.72	2.28	4	4.8	0.87	0.21
2n			0.09	2.7	2.64	0.99	0.38
3p				1.45	1.69	1.074	0.42
4n					0.1	1.214	0.33
5p						1.215	0.18
	t-critica a 0.05					1.97	



6.4.-Diagrama de cajas y bigotes, en los que se muestran los resultados de la prueba de contraste múltiple t entre los periodos de calcificación (en el eje x, 1= 1p , 2=2n, 3 =3p, 4=4n, 5=5p).

De cualquier manera, la respuesta de la calcificación a la variación del índice AMO no es muy clara en los periodos 2n y 3p, (1900-1960), dónde la TOS alcanza sus mínimos valores.

Es importante destacar que, a pesar de la reducción del 15% del valor de Ω_{arag} hacia la parte más reciente del registro, las mayores tasas de calcificación se observaron precisamente en los últimos 60 años (~1945-2003). Helmle y colaboradores (2011), argumentan que existe un desacoplamiento de los valores de Ω_{arag} entre el océano y el sistema arrecifal debido intensa actividad biológica que ocurre dentro del último.

Por otra parte, usando un modelo empírico de calcificación se ha encontrado que un incremento de la TOS, además de favorecer la calcificación, promueve la gasificación del CO_2 del océano, lo que contrarresta el efecto de una eventual disminución del Ω_{arag} (McNeil *et al.*, 2004). En este estudio se encontró una importante disminución del Ω_{arag} a lo largo del tiempo, mientras

que la tasa de calcificación delinea un patrón de cambio positivo, y ambos patrones parecen no ser afectados por la temperatura (fig.6.5).

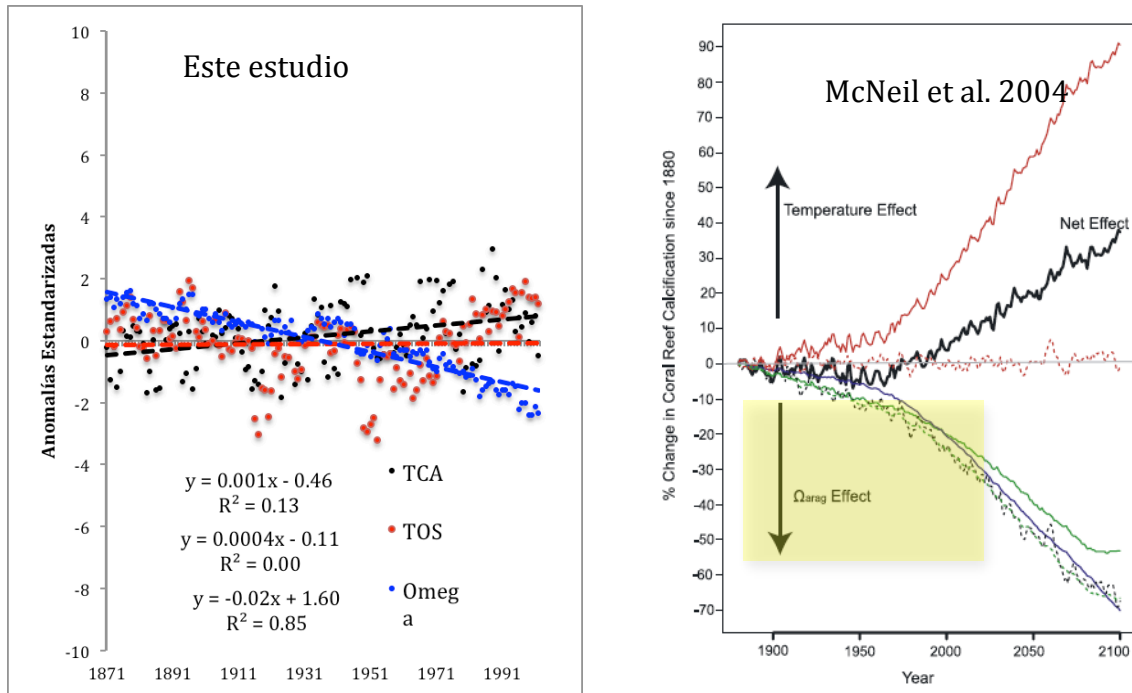


Figura 6.5.- Izquierda, tendencias lineales de cambio encontradas en MFAD1-B, la Tasa de calcificación (TCA, puntos negros) muestra una pendiente positiva, Ω_{arag} (puntos azules) muestra una pendiente negativa y la TOS (puntos rojos, no muestra una tendencia de cambio lineal). Derecha, Resultados del modelo de McNeil y colaboradores (2004), en el que describen el efecto neto sobre la TCA, conjugando los efectos opuestos del incremento de la temperatura y la disminución del Ω_{arag} .

Contrario a lo esperado, los resultados de esta comparación muestra que la tasa de calcificación del registro del coral MFAD1-B, no es afectado por la reducción del Ω_{arag} , así como tampoco por la temperatura.

CAPITULO 7

COMUNIDADES CORALINAS DEL PACÍFICO TROPICAL MEXICANO.

7.1. Introducción

En el pasado, por las condiciones de su desarrollo y baja diversidad, las comunidades coralinas del Pacífico mexicano fueron consideradas de menor importancia en relación a otras comunidades del Pacífico central. Esta situación dio un giro importante posterior al evento El Niño de 1982-83, cuándo los efectos fueron catastróficos para las comunidades del Pacífico ecuatorial mientras que en las comunidades mexicanas aparentemente no existieron daños (Carriquiry et al., 1994; Reyes Bonilla, 2003). Actualmente, las formaciones coralinas del Pacífico mexicano son consideradas dentro de las más importantes del Pacífico oriental (Reyes-Bonilla, 2003).

En las últimas décadas han demostrado las diversas estrategias y capacidad de recuperación de las comunidades coralinas del Pacífico mexicano ante eventos como El Niño de 1997-98, cuando se registró una mortalidad del 97% de cobertura en algunos arrecifes de las costas de Nayarit y Jalisco (Medina-Rosas *et al.*, 2005).

De las zonas arrecifales del Pacífico Mexicano, las Islas Revillagigedo y el Golfo de California son dos sitios de interés científico, principalmente por su localización alejada de los centros de máxima diversidad y por las características oceanográficas de estas regiones dificulta la formación de arrecifes (Villaescusa y Carriquiry, 2004). Sin embargo, en esta región se

pueden encontrar numerosas agrupaciones o parches arrecifales en los que se han cuantificado comunidades con coberturas coralinas incluso mayores a 30% (Reyes-Bonilla y López-Pérez, 1998).

7.2.- El Cardonal, Golfo de California.

El Cardonal, Baja California Sur, es una localidad ubicada en la región sur del Golfo de California (23.8°N, 109.5°O; Fig. 7.1). Este sitio se encuentra ~40 km al norte de Cabo Pulmo, un importante parque arrecifal situado en la boca del golfo. Esta región está en comunicación abierta con el Océano Pacífico con lo que se presenta confluencia de distintas masas de agua que le confiere una estructura hidrográfica es compleja; no obstante, su estructura termohalina corresponde a la del Pacífico tropical oriental, modificada en la superficie por evaporación (Soto-Mardones *et al.*, 1999).

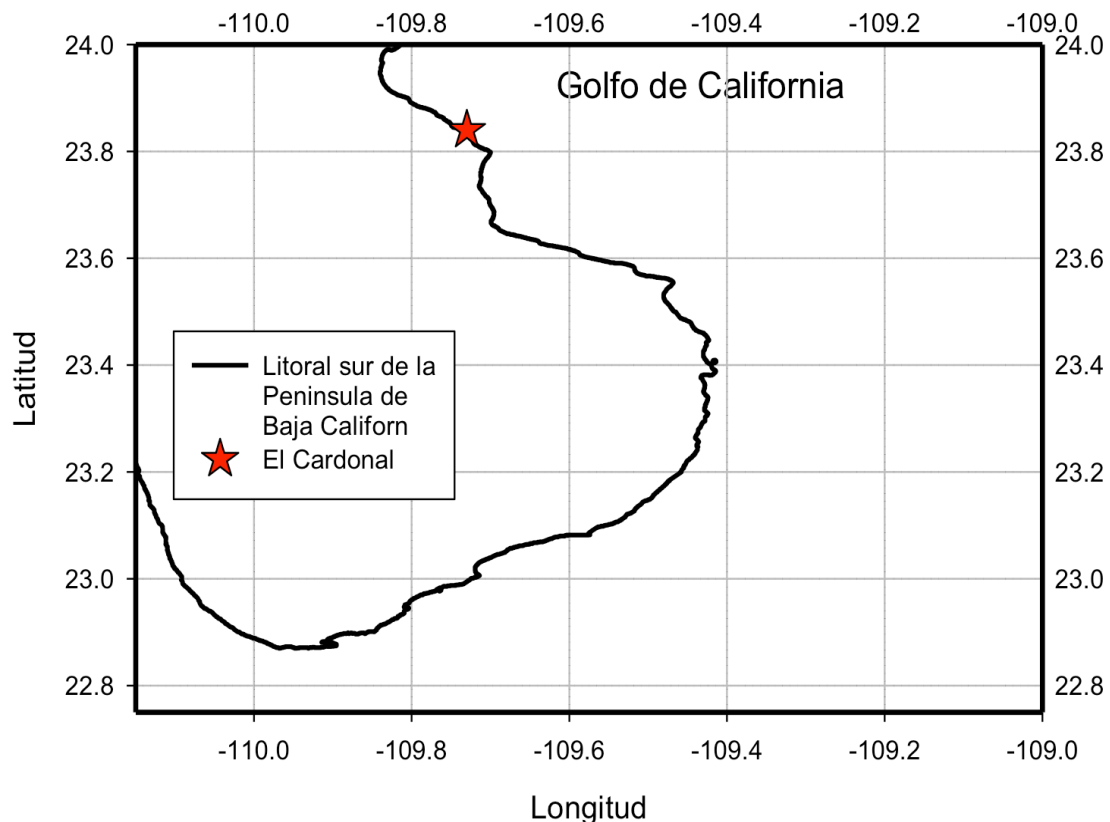


Figura 7.1. El Cardonal, Baja California Sur, ubicado ~40 km al norte del Trópico de Cáncer.

En términos generales, la temperatura oceánica superficial (TOS) en esta zona presenta una variación estacional marcada, mientras que a escala interanual, se ha encontrado una importante modulación de la TOS por El Niño Oscilación Austral (ENOA) (Baumgartner *et al.*, 1985; Soto-Mardones *et al.*, 1999).

Aun cuando la formación de verdaderos arrecifes en el Golfo de California es poco común, existen parches arrecifales dominados por corales del género *Pavona*, *Porites*, *Pocillopora* y *Psammocora* limitados hasta los 25°N. Al norte de esta latitud, el género *Porites* es dominante mientras que *Pavona* es poco frecuente (Reyes-Bonilla, 2003). Las estructuras coralinas de esta región muestran una baja zonación y es posible encontrar indistintamente cualquier especie. No obstante, en aguas someras dominan las especies del género

Porites, mientras que en la base arrecifal domina *Pavona gigantea* (Reyes-Bonilla y López-Pérez, 1998).

Para este trabajo se analizó un núcleo de *Pavona gigantea* de ~40cm de largo, colectado en 1996 por el grupo de GCA_IIO en la localidad de El Cardonal.

7.3.- Isla San Benedicto, Archipiélago Revillagigedo.

El Archipiélago Revillagigedo es un territorio insular del estado de Colima integrado por cuatro islas de origen volcánico: Socorro, Clarión, San Benedicto y Roca Partida. Este Archipiélago se ubica en el Océano Pacífico, a 720km al oeste del puerto de Manzanillo y a 386 km al sur de cabo San Lucas, Baja California Sur en la zona de transición que separa la provincia subtropical de la ecuatorial. Esta región se caracteriza por la confluencia el agua tipo subártico de la Corriente de California y el agua de alta salinidad del Golfo de California, con el flujo estacional de la Corriente Costera de Costa Rica formando la Corriente Norecuatorial. (Villaescusa *et al.*, 2004). La frontera de confluencia de estas masas de agua varía geográficamente durante el año por lo que presenta una fuerte estacionalidad, con un clima subhúmedo con lluvias en verano, siendo los eventos ENSO la principal fuente de variabilidad interanual (CONABIO-INE-SEMARNAP, 1995; Villaescusa *et al.*, 2004).

Se han documentado la existencia de numerosos parches arrecifales en las cuatro islas, también la formación de verdaderos arrecifes, principalmente en las Islas Socorro y Clarión, aunque menores de 1 ha. Estas estructuras muestran una zonación clara con dominio de especies del género *Porites* en la laguna arrecifal, especies del género *Pocillopora* formando el frente arrecifal

mientras que especies de los géneros *Pavona* y *Psammocora* dominan en el talud. (Reyes-Bonilla y López-Pérez, 1998; Reyes Bonilla, 2003).

La región presenta una diversidad elevada, donde se han logrado identificar 21 especies de corales hermatípicos, lo que representando la más alta riqueza de especies del occidente mexicano, razón por la que en 1994 el archipiélago fue declarado como Área Natural Protegida con Carácter de Reserva de la Biosfera (CONABIO-INE-SEMARNAP, 1995; Reyes-Bonilla, 2003).

La Isla San Benedicto (19.25°N, 110.75°O), es la isla más norteña del archipiélago, de 4.8 km de largo y 2.4 de ancho (Fig.7.2). En la cara occidental de la isla existe una comunidad arrecifal importante que llega a formar pequeños arrecifes en franja. Sin embargo, debido a la actividad volcánica que ocurrió hasta mediados del siglo pasado, es probable que las comunidades arrecifales sufrieran daños que se reflejen en su crecimiento (CONABIO-INE-SEMARNAP, 1995; Reyes-Bonilla, 2003).

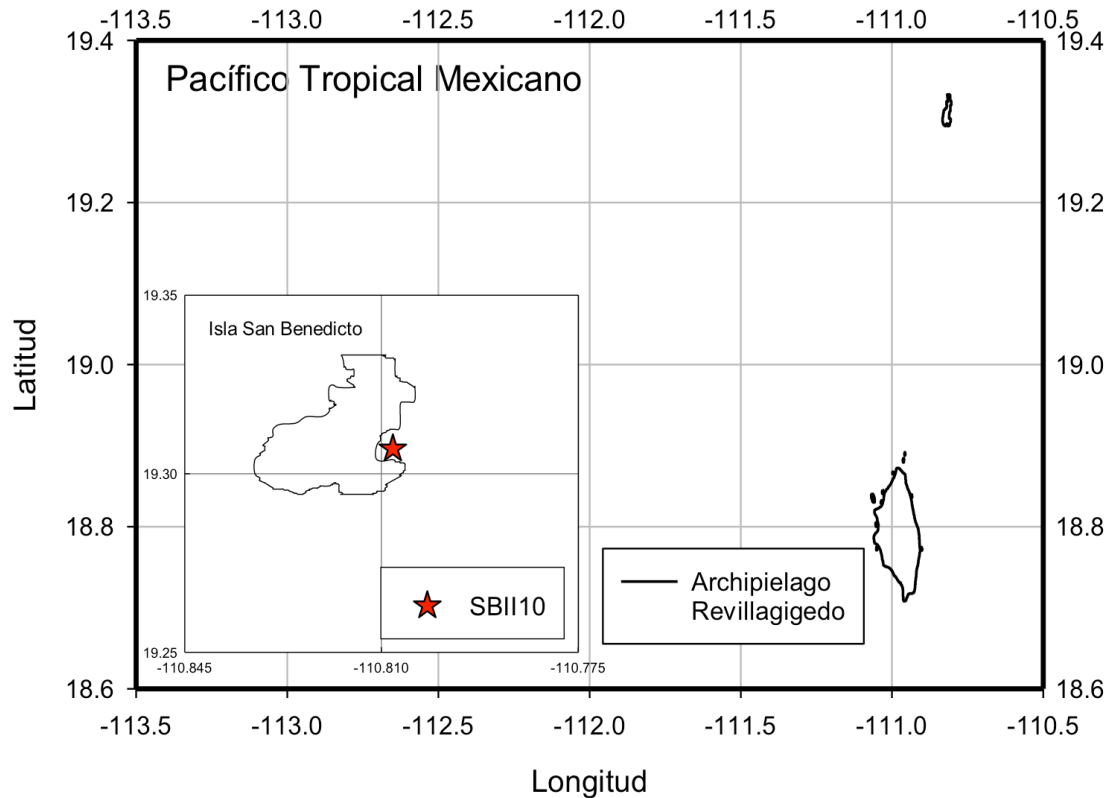


Figura 7.2.- Isla San Benedicto en el Archipiélago Revillagigedo, Pacífico tropical mexicano.

Para este estudio, se seleccionó un núcleo de coral del género *Porites* de ~125 cm de longitud, colectado por el GCA_IIO durante Junio de 1998 en la comunidad arrecifal de Isla San Benedicto.

7.4.- Modelos de Edad

Utilizando los núcleos del Isla San Benedicto (SBII-10) y El Cardonal (C96), se logró reconstruir la historia climática y ambiental de los últimos dos siglos de los sistemas arrecifales del Pacífico tropical mexicano. El núcleo SBII-10, representa 171 años de registro paleoclimático y corresponde al periodo de 1824-1998, mientras que el núcleo C96 representa el registro de más de medio siglo (1943-1996) de variabilidad ambiental en la boca del Golfo de

California. La tasa de calcificación anual calculada de ambos registros mostró una variación similar de ~23% (0.23 y 0.22 para SBII-10 y C96, respectivamente), mientras que las variables ambientales mostraron también una similitud de la variación anual (Tabla 7.1).

Tabla 7.1.- Resumen de las principales características de la historia del crecimiento de los núcleos SBII-10 y C96 correspondientes al Pacífico tropical mexicano.

	Variables del crecimiento			Variables ambientales			
	Densidad. (gr·cm ⁻³)	TEL (cm·año)	TCA (gr·cm ⁻² ·año ⁻¹)	Salinidad	TOS °C	Ω _{arag.}	
Media	1.17	0.71	0.83	34.50	25.82	3.88	SBII-10 1824-1998 174 años
SD	0.05	0.17	0.20	0.02	0.40	0.10	
Min	1.28	1.36	1.44	34.55	27.50	3.66	
Max	1.03	0.30	0.33	34.43	24.62	4.12	
Media	1.60	0.64	1.02	34.70	25.50	3.88	
SD	0.01	0.16	0.26	0.03	1.13	0.10	C96 1943-1996 53 años
Min	1.81	1.08	1.79	34.85	28.82	4.12	
Max	1.29	0.30	0.40	34.64	23.56	6.64	

Los corales del género *Porites* son los más utilizados para realizar reconstrucciones paleoambientales. Es importante señalar que la estrategia de crecimiento de este género difiere a la de la mayoría de los corales (Carricart-Ganivet, 2007). Por esta razón, la aplicación de métodos esclerocronológicos deben considerar que *Porites* administra sus recursos de calcificación a favor de crecimiento lineal, por lo que las colonias que crecen en el frente arrecifal, donde la TOS es menor, tienden a crecer más que las que viven dentro de la laguna arrecifal en una misma comunidad (Carricart-Ganivet 2007). En el presente estudio, esta característica se ilustra con un modelo de regresión lineal simple entre las variables de crecimiento (Fig. 7.3 y 7.4). La correlación

entre la calcificación y el crecimiento lineal de SBII-10, es positivo y altamente significativo ($p < 0.001$). En este registro, más del 96% de la variación en el crecimiento lineal es explicado por la variación en la calcificación, mientras que la calcificación y la densidad, no muestran ninguna relación.

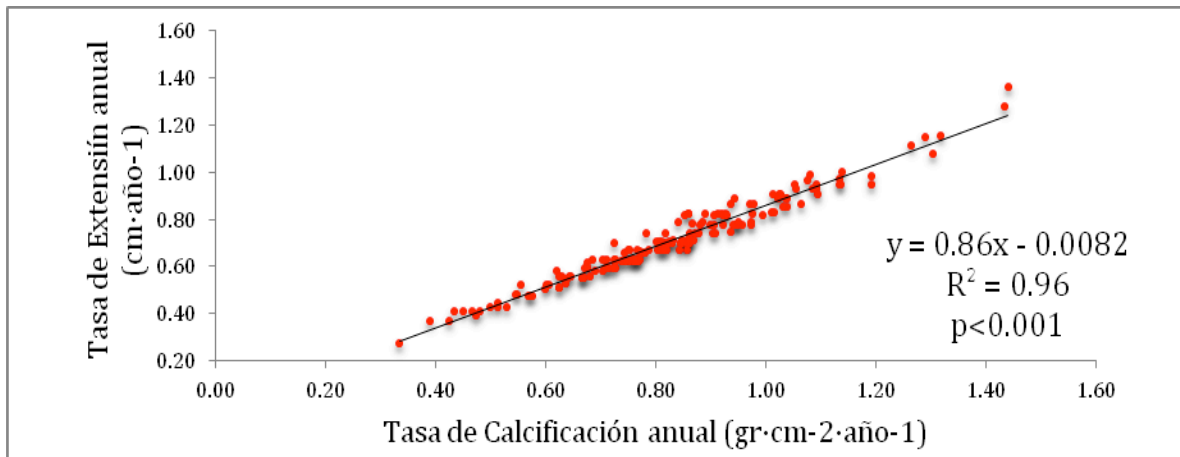


Figura 7.3 Regresión lineal, extensión en función de la calcificación.

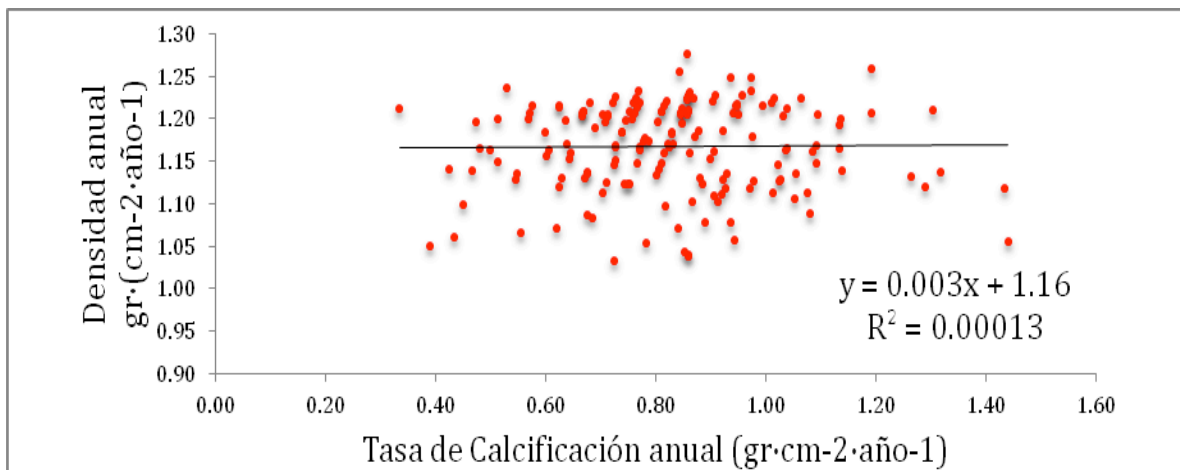


Figura 7.4 Regresión lineal, densidad en función de la calcificación.

En contraste con el coral *Porites* (SBII-10), la relación entre las variables del crecimiento del registro del coral *Pavona* (C96) (Fig. 7.5, 7.6), indican que este

coral utilizó sus recursos para la extensión lineal, pero sin sacrificar densidad (Lough *et al.*, 1992).

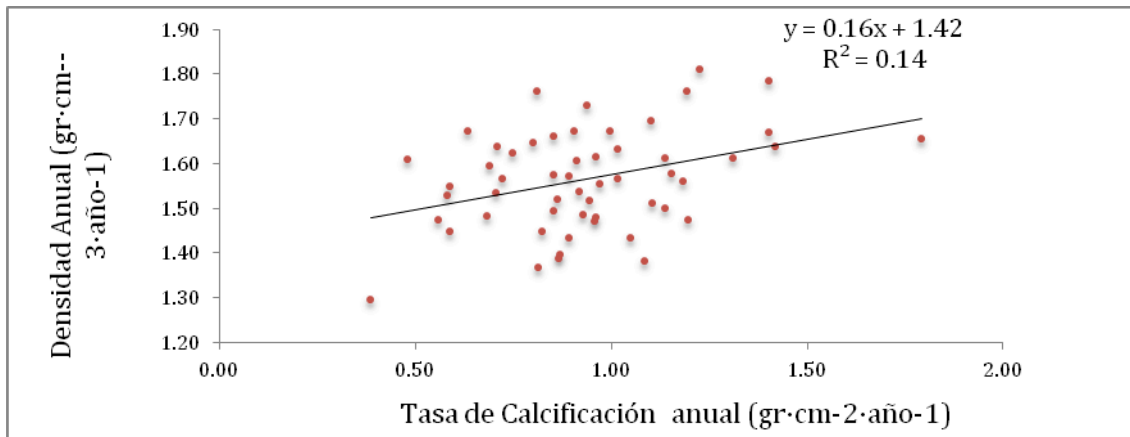


Figura 7.5 Regresión lineal, densidad en función de la calcificación.

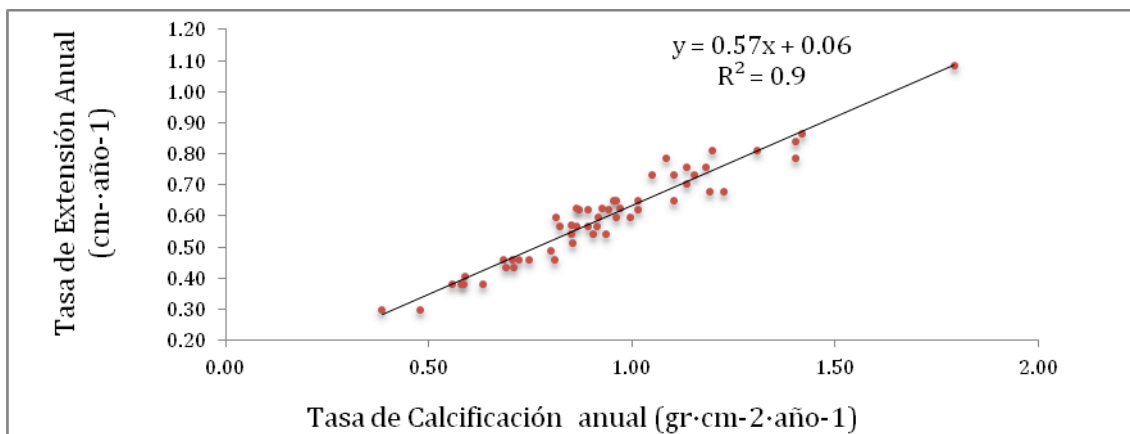


Figura 7.6 Regresión lineal, extensión en función de la calcificación.

Para la construcción de los modelos de edad, es fundamental conocer la estrategia de crecimiento de los especímenes colectados. Esto previene errores, particularmente por la formación de bandas formadas por estrés térmico, en cuyo caso el criterio de decisión debe estar sujeto a este conocimiento.

7.5.- Historia de la variabilidad ambiental y de la calcificación de los últimos siglos en el Pacífico tropical mexicano.

El Pacífico tropical mexicano es una región en la que impactan de manera directa fenómenos climáticos importantes de escala global. El más reconocido y estudiado, sobre todo en los registros paleoambientales que ofrecen los corales, es ENSO. Estudios recientes señalan que la boca del Golfo de California, es un sitio donde ocurren importantes cambios en la estructura térmica de la columna de agua, debida a estos eventos (Carriquiry y Villaescusa, 2010). En general, la prevalencia de los eventos El Niño es de alrededor de 18 meses (Carriquiry et al., 1994). En términos de la resolución de los registros SBII-10 y C96, las fases positivas y negativas de ENSO son eventos puntuales que pueden ser identificados como anomalías en el registro de TOS anual. No obstante lo relativamente corto de su duración, los eventos ENSO pueden llegar a afectar de forma importante el crecimiento de los corales y producir, incluso, una interrupción en la continuidad del registro (Carriquiry et al., 1994; Cohen y Hart, 1997; Lough y Barnes, 2000).

Además de los eventos ENSO, una de las fuentes de variabilidad climática más importantes de esta región es la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). Al igual que ENSO, se reconoce que la PDO presenta dos fases; una positiva y otra negativa, que se identifican como anomalías de la TOS en la cuenca del Pacífico (Mantua et al., 1997). Aunque la PDO y ENSO parecen estar fuertemente vinculados, la PDO alcanza una persistencia temporal hasta de 30 años (Mantua et al., 1997).

Para comprender el alcance que tienen tanto la PDO, así como ENSO, en el proceso de crecimiento de los corales estudiados, se compararon las series de la tasa de calcificación y de la TOS a largo plazo de SBII-10 (Fig. 7.7). En esta comparación se utilizaron también los registros del índice de Oscilación Austral (SOI) y el índice de la PDO para resaltar los periodos de cambio de fase, tanto de la PDO como de El Niño (Fig. 7.7). Desafortunadamente estos índices están limitados a los últimos cien años del registro coralino, aunque es posible identificar dos periodo *cálidos* y uno *frio* que abarcan ~50 años al inicio del registro.

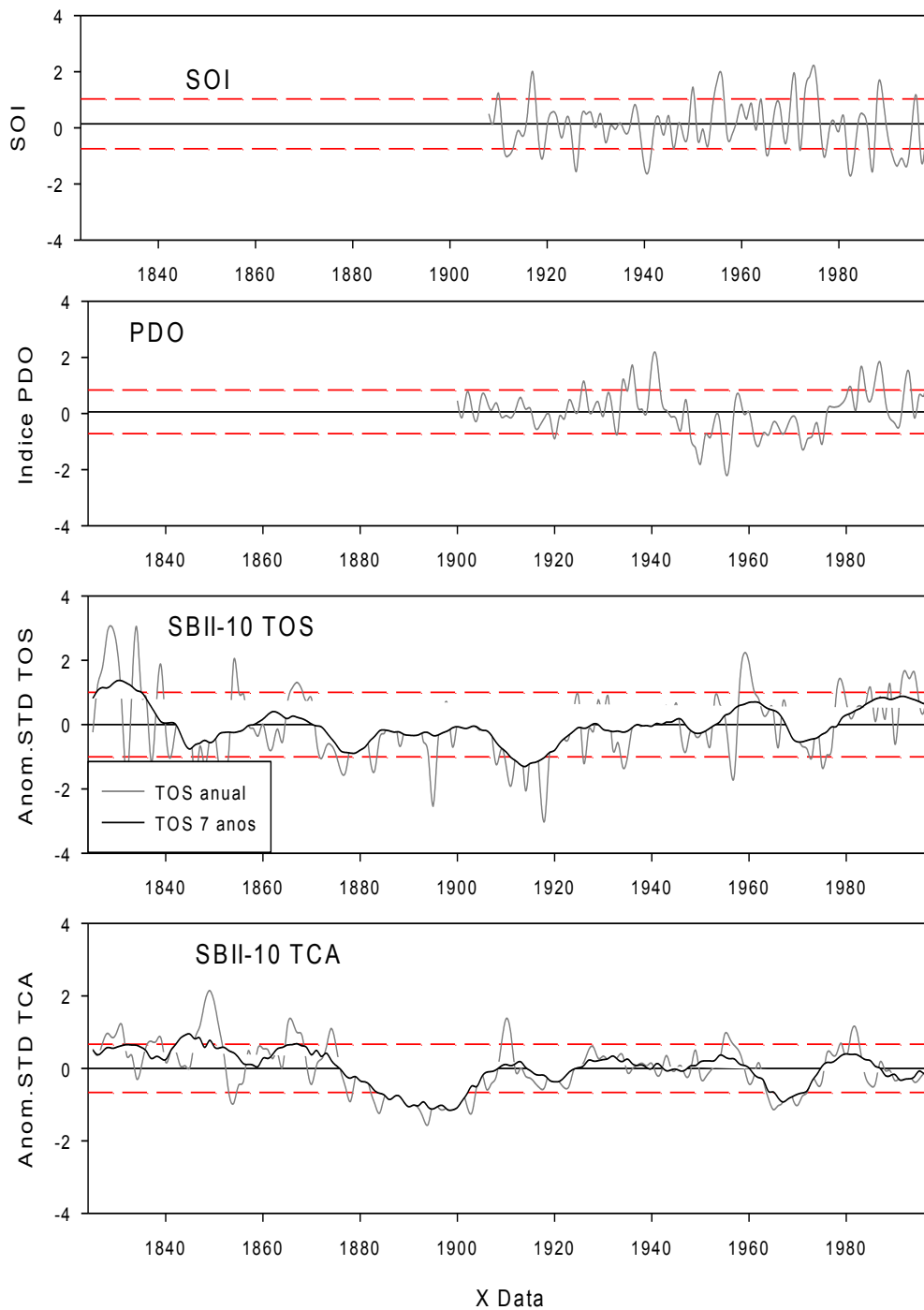


Figura 7.7.-Series temporales de variación anual y decadal, Panel superior= SOI, Panel medio superior Índice=PDO, Panel medio inferior=valores estandarizados de TOS, panel inferior= valores estandarizados de calcificación.

De acuerdo con Mantua y colaboradores (1997), durante el siglo XX ocurrieron 2 fases positivas y dos fases negativas de la PDO. Para una mejor identificación se les asignó la siguiente nomenclatura: fases negativas, 1890-1924 'nP1', 1947-1976 'nP2' y fases positivas, 1925-1946 'pP1', 1977-1998 'pP2'. Asimismo los periodos de 1824-1834 y 1861-1872 se les asignó el código 'w1' y 'w2' respectivamente y al periodo de 1842-1853 'c1'. Finalmente dos eventos El Niño y dos eventos La Niña fueron marcados como EN1 (1938-1940), EN2 (1982-1984) y LN1 (1956-1958) y LN2 (1972-1974).

Con el objetivo de observar diferencias entre los distintos periodos, se realizó una prueba de contraste múltiple t ($\alpha = 0.05$). Los periodos donde prevalecieron las temperaturas más elevadas son 'w1 y pP2', cabe señalar que estos periodos se ubican en los extremos del registro, (Fig. 7.8). Por otro lado, el periodo 'c1' y 'nP1' son los periodos de menores temperaturas, y entre ellos, no existen diferencias significativas en la temperatura (Fig. 7.8).

De esta prueba también se obtuvo que la tasa de calcificación no mostró diferencias significativas ($p > 0.05$) entre los periodos de fase positiva. Las mayores tasas de calcificación ocurren durante estos periodos, con la notable excepción del periodo 'c1' de fase negativa, donde ocurre la mayor tasa de calcificación (Fig. 7.9). Durante el periodo 'c1' (entre 1956 y 1958), la tasa de calcificación fue ~72% mayor al promedio. Al mismo tiempo, es el mismo periodo donde se registran las menores temperaturas, por lo que se deduce que las condiciones ambientales que persistieron durante del periodo 'c1' son las de óptima calcificación.

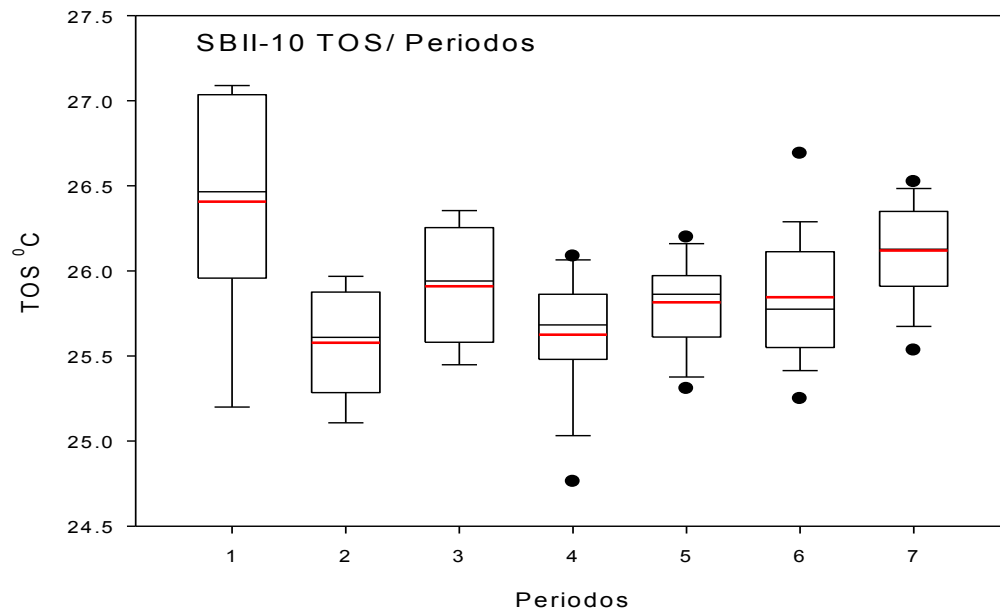


Figura 7.8.- Diagrama de cajas que muestra los cambios en la temperatura entre los periodos asociados a las fases positivas y negativas de PDO, 1= w1, 2=c1, 3= w2, 4=nP1, 5=pP1, 6=nP2, 7= pP2, t critica 1.96 $\alpha=0.05$)

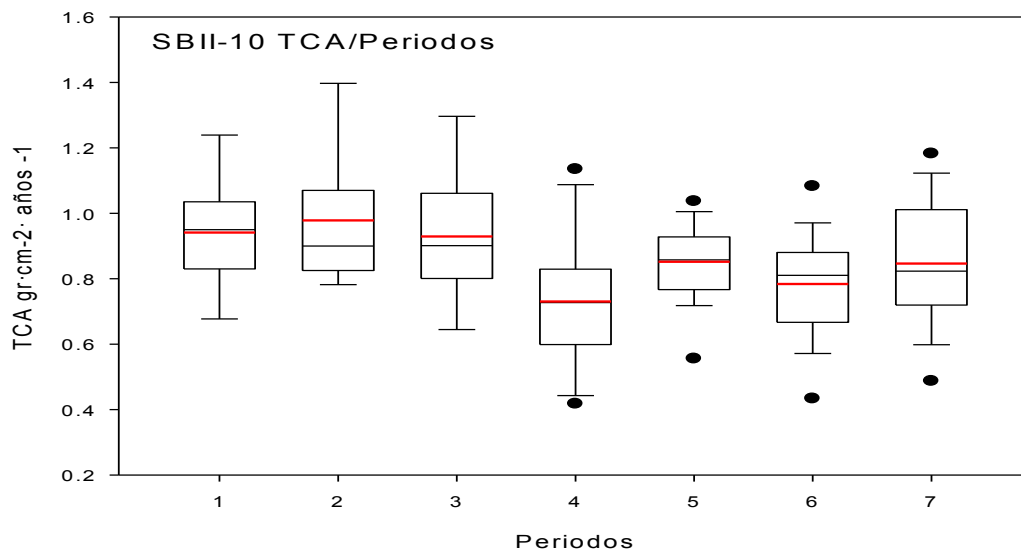


Figura 7.9.- Diagrama de cajas que muestra los cambios en la calcificación entre los periodos asociados a las fases positivas y negativas de PDO, 1= w1, 2=c1, 3= w2, 4=nP1, 5=pP1, 6=nP2, 7= pP2, t critica 1.96 $\alpha=0.05$)

Diferentes estudios enfocados a determinar la relación entre ENSO y la PDO, han sugerido que la PDO es capaz de modular los efectos climáticos de ENSO, de manera que cuando los modos se encuentran en fase, las señales de El Niño y/o La Niña parecen ser más fuertes. (Gershunov *et al.*, 1998). Bajo estas condiciones, se espera que una señal más intensa de estos eventos que afectan las condiciones ambientales, las tasas de calcificación tengan una respuesta proporcional al cambio.

La comparación entre la tasa de calcificación (de SBII-10 y C96) y los índices de la PDO y el SOI se muestran en la Figura 7.10. La respuesta más evidente es el periodo de sincronización de fases (negativas) entre 1956 y 1957 para ambos índices, que coinciden con un anomalía positiva en la tasa de calcificación de 2.9 desviaciones estándares o 76% de incremento, para el registro C96 (Fig. 7.10). A diferencia del coral C96, este efecto es menos evidente en el coral SBII-10, en parte debido a que la alta variabilidad que mostró la tasa de crecimiento en la primera parte del registro, que afectan la desviación estándar. Aun así, el coral SBII-10 mostró un incremento en la tasa de calcificación equivalente al 43% durante este mismo periodo (1956 - 1957). En contraste, durante el acoplamiento de fases positivas en ambas series (SOI y PDO), la tasa de calcificación mostró valores bajos, menores a 1 desviación estándar. Este efecto es más evidentes en C96, probablemente debido a que los eventos ENSO en El Cardonal se caracterizan por anomalías positivas de temperatura hasta de 4°C, el hundimiento de la termoclina y una disminución de la salinidad entre 0.1 y 0.2 psi (Carriquiry y Villaescusa, 2010).

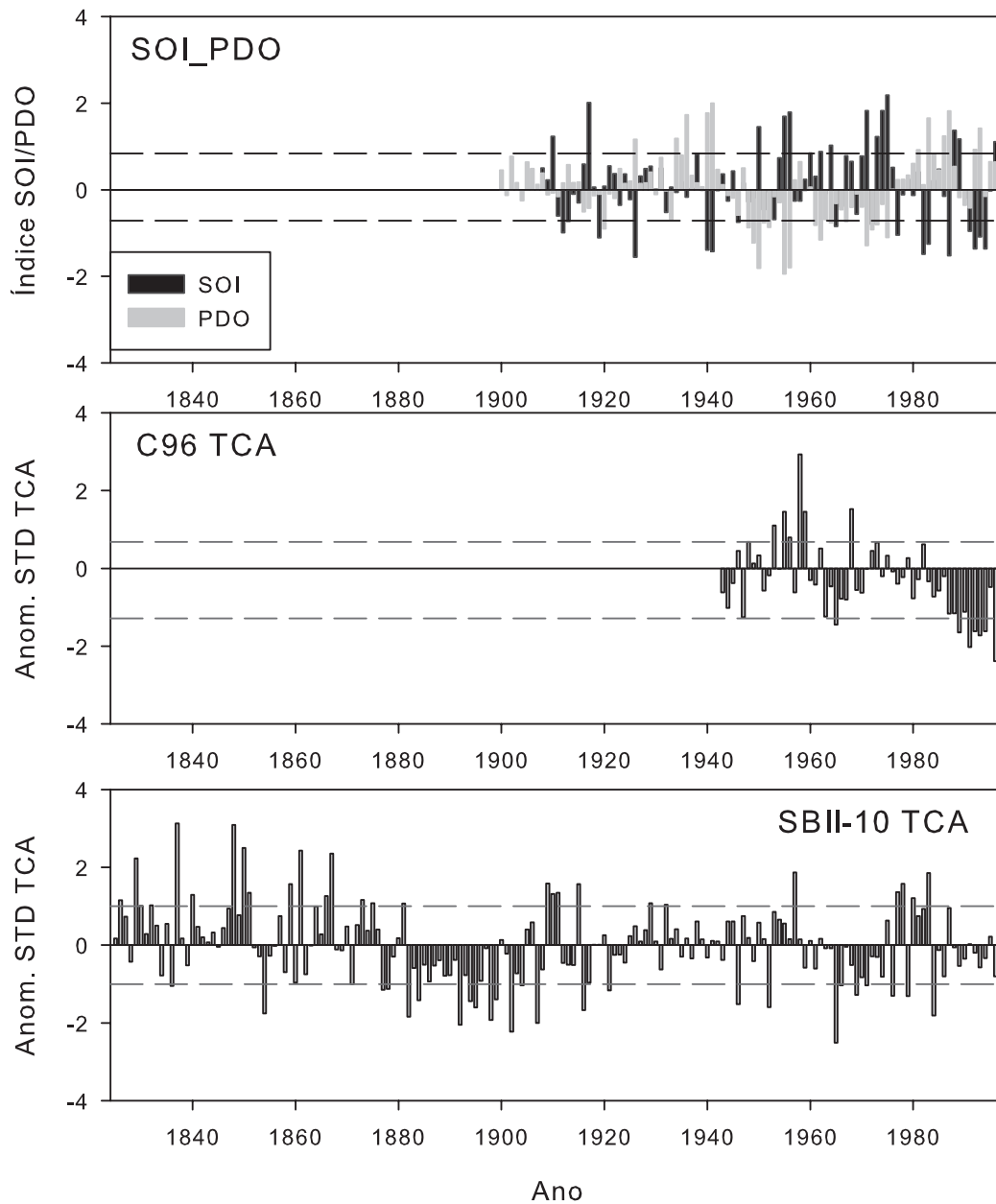


Figura 7.10.- Anomalías estandarizadas de la calcificación de los registros SBII-10 y C96 (panel inferior y medio respectivamente), en el panel superior los índices de PDO y SOI.

Este análisis permite plantear diferentes escenarios de variación ambientales natural, donde el mecanismo de calcificación de los corales responde de forma opuesta. La dramática disminución de la calcificación que muestra el coral C96 en los últimos 15 años de crecimiento, que no se observa tan

claramente en el coral SBII-10, son los cambios esperados bajo un escenario de incremento en la AO. Al contrastar la tendencia temporal de la TOS, la tasa de calcificación (TCA) y la Ω_{arag} para el registro C96 (Fig. 7.11), se encontró que mientras la temperatura prácticamente no varía, ocurre una evidente disminución de la Ω_{arag} (en -0.01 unidades año^{-1}), que es consistente con lo publicado (Kleypas *et al.*, 2006; Hoegh-Guldberg *et al.*, 2007; Feely *et al.*, 2008; Gledhill *et al.*, 2008). Como respuesta, el coral mostro una reducción en la tasa de calcificación, a una razón de 0.03 desviaciones estándar por año (ó de $\sim 3 \times 10^{-3} \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$), lo que sugiere que el crecimiento del coral podría estar más afectado por la disminución de la Ω_{arag} , que por la temperatura.

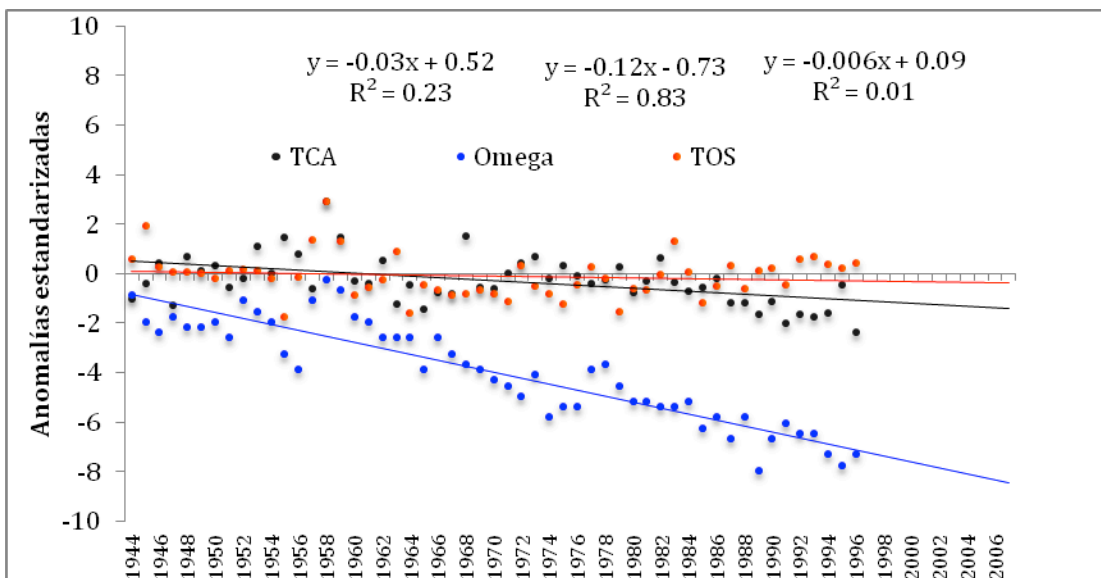


Figura 7.11.-Análisis de tendencia de cambio de los parámetros ambientales y del crecimiento para el periodo de 1943-1996 del coral C96.

En conjunto, estos resultados sugieren que para esta región del Pacífico, la AO probablemente sea un factor clave en el crecimiento de los corales, en lugar del incremento en la temperatura, como se ha discutido en otros

estudios (Kleypas *et al.*, 1999; McNeil *et al.*, 2004; Kleypas *et al.*, 2005; McNeil *et al.*, 2005).

Independientemente de estos resultados, además de los cambios en la Ω_{arag} , la temperatura es un factor importante que afecta la tasa de calcificación, aún en esta región. Si las características térmicas del periodo 'c1' (Fig. 7.8 y 7.9), se consideran como condiciones óptimas para la calcificación, las temperaturas por debajo de este punto afectan negativamente la calcificación, mientras que temperaturas por arriba favorecen las tasas de calcificación. Por ejemplo, valores extremos en la tasa de calcificación del coral SBII-10, ocurren los periodos más cálidos. Mientras el valor de Ω_{arag} se reduce en ~30% en el periodo más reciente, la tasa de calcificación a lo largo del registro solo cambia en menos del 10% (Fig. 7.12). Por el contrario, si consideramos como referencia el periodo más frío, cuando la tasa de calcificación disminuye y la Ω_{arag} es apenas 3% menor con respecto al punto óptimo, el balance final es un de incremento del 15% en la tasa de calcificación (Fig. 7.13).

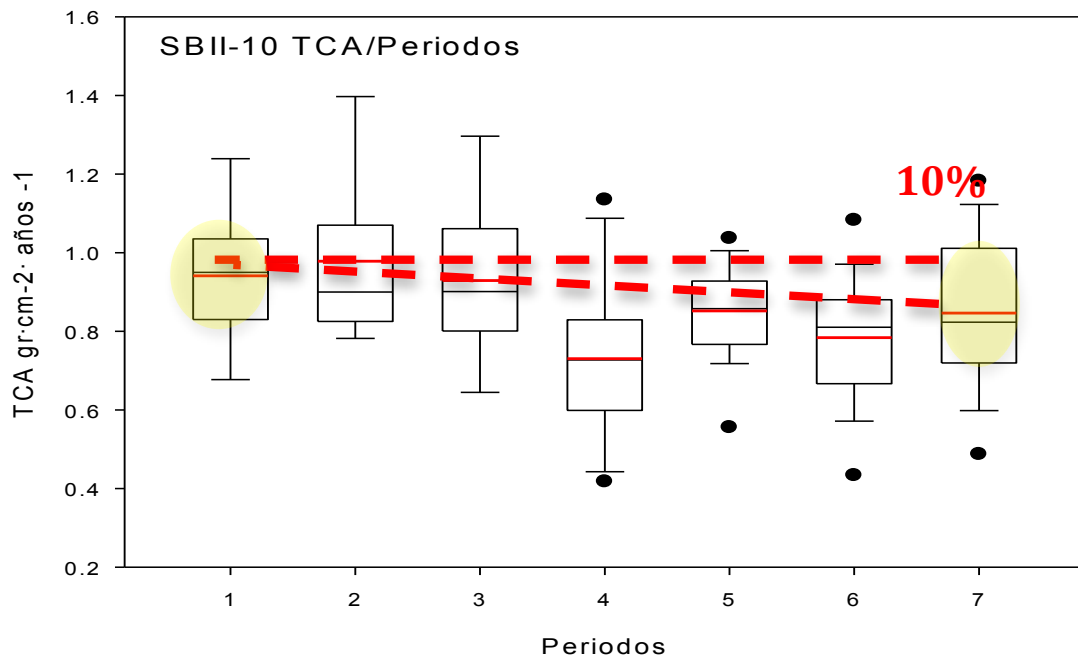


Figura 7.12.- Diagrama de cajas que muestra los cambios en la calcificación entre los periodos asociados a las fase positiva y negativas de PDO. (1= w1, 2=c1, 3= w2, 4=nP1, 5=pP1, 6=nP2, 7= pP2, t calculada w1 -/- pP2 2.74, $\alpha=0.05$)

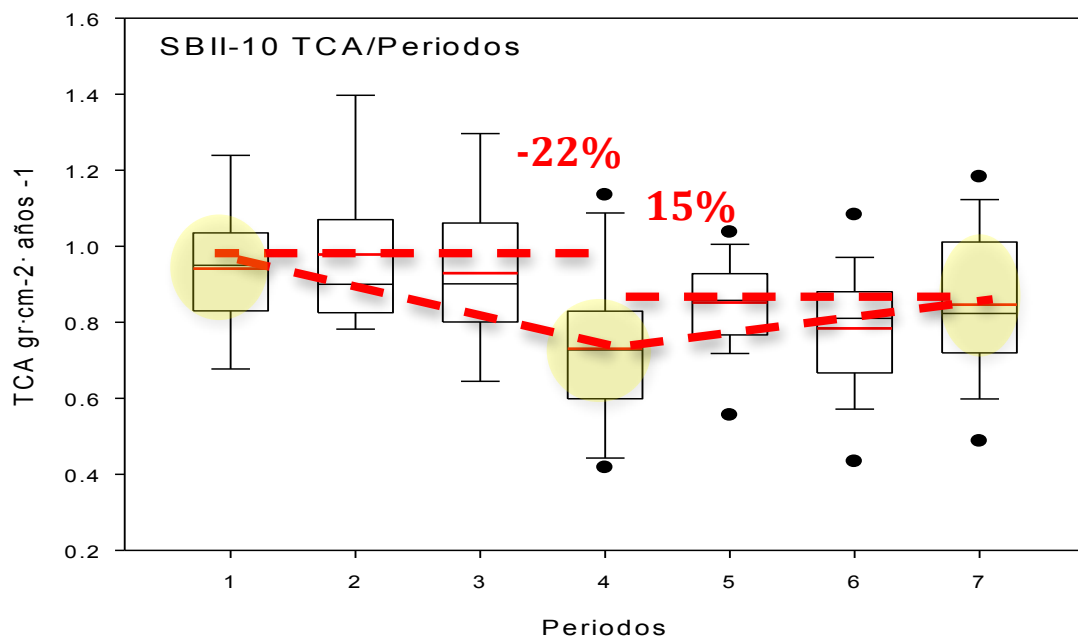


Figura 7.13.- Diagrama de cajas que muestra los cambios en la calcificación entre los periodos asociados a las fases positivas y negativas de PDO (1= w1, 2=c1, 3= w2, 4=nP1, 5=pP1, 6=nP2, 7= pP2, t calculada w1 -/- np1 3.57, w1 -/- pP2 2.74, np1 -/- pP2 5.08 $\alpha=0.05$)

El contraste observado entre los registros coralinos SBII-10 y C96, sugiere que ambos géneros de coral responden de manera diferente en función de sus propias estrategias de crecimiento y de administración de recursos de energía. Esta hipótesis es coherente con las diferencias observadas en el crecimiento de las diferentes especies de corales (Carricart-Ganivet, 2007), pero sólo es posible obtener más evidencias al estudiar diferentes géneros colectados en el mismo sitio.

Capítulo 8

ANALISIS GENERAL DEL CRECIMIENTO DE LOS CORALES EN LOS ARRECIFES MEXICANOS Y DEL PACÍFICO SUROCCIDENTAL EN EL CONTEXTO DEL CAMBIO GLOBAL RECIENTE (EL ANTES Y EL DESPUÉS DEL ANTROPOCENO).

8.1.- Introducción.

La Revolución industrial es un proceso histórico, en el que se reconocen 3 etapas de cambio. Probablemente la etapa más significativa ocurrió a finales del siglo XIX, conocida como 2ª Revolución Industrial o Gran Capitalismo (RI), (Jensen, 1993). Los detalles históricos de su origen y evolución no se discuten en este trabajo, pero es importante puntualizar que a partir de esta etapa ocurrió un impulso en las necesidades tecnológicas, políticas y económicas que forzaron un cambio drástico en el consumo de materia prima, en los procesos de producción y en el estilo de vida de la humanidad (Hawken *et al.*, 1999; Jensen, 1993). Este hecho histórico se gestó en Europa y Estados Unidos de América, en la segunda mitad del siglo XIX. Para las primeras décadas del siglo XX este fenómeno ya se había extendido en la mayor parte de América latina (Hawken *et al.*, 1999). La principal característica de este periodo fue la acelerada explotación y consumo de combustible fósil, sumado a la deforestación de grandes regiones por todo el planeta.

Con el aumento exponencial en el uso de hidrocarburos tuvo como consecuencias un incremento de la concentración de CO₂ atmosférico y otros gases de efecto invernadero (Jenesen, 1993). Los efectos de este incremento han sido discutidos en este trabajo y el objetivo de hacer referencia a este suceso, es el marcar un punto de inflexión que facilite entender cómo y en qué medida ha sido afectada la calcificación de los ecosistemas arrecifales.

8.2.- Distribución del CO₂ en el océano.

Durante millones de años el balance del CO₂ entre la atmósfera y el océano ha sido regulado principalmente por interacciones retroalimentativas del intercambio de calor entre la superficie oceánica y la atmósfera, la bomba biológica y el transporte advectivo por efecto de la circulación oceánica (Murnane et al., 1999; Zeebe y Caldeira, 2008). Con el aumento de la concentración atmosférica de CO₂, comprender los cambios en los patrones de flujo y distribución en los océanos, así como los cambios ambientales que se generen en los mismos, se ha convertido en un tema de gran interés científico.

Desde el inicio del antropoceno (~1850) hasta la actualidad se han emitido a la atmósfera más de 345 Gt de carbono por la actividad humana (Tans, 2009). Actualmente se sabe que las emanaciones antropogénicas de CO₂ alteran el balance oceano-atmósfera (Zeebe y Caldeira 2008). Una porción importante (~50%) del exceso de CO₂ atmosférico es removido por los océanos (Pelejero et al., 2010). De acuerdo con la ley de solubilidad de los gases de Henry, el incremento de la temperatura en el agua disminuye su capacidad de

solubilizar, por esta razón, en términos generales, en latitudes altas ocurre una mayor remoción de CO₂ mientras que en la región ecuatorial el océano degasifica (Murnane et al., 1999). La mayor superficie oceánica está en el Hemisferio sur, sin embargo las mayores emisiones de CO₂ de origen antrópogenico se produce en el Hemisferio Norte, entre Europa y Norte América (dónde se encuentran las naciones más industrializadas). Debido a lo anterior, las cuencas del Atlántico Norte y las cuencas oceánicas del Hemisferio Sur (principalmente la convergencia entre el Pacífico y el Océano Austral) tienen un papel fundamental en la remoción del exceso de CO₂ (Sabine et al., 2004; Doney, 2006).

Una vez que el gas se solubiliza en el océano, se desencadenan una serie de reacciones en las que se forman diferentes especies que conforman el sistema de los carbonatos marinos ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$), donde la especie mayoritaria es el ión bicarbonato (90%) (Feely et al. 2009). En este punto la actividad biológica (fotosíntesis y procesos de calcificación biogénica) es la principal responsable de la incorporación de carbono al medio oceánico (Doney, 2006). De esta manera si las emisiones de CO₂ siguen aumentando y la deforestación en los continentes avanza, será necesario que la remoción de CO₂ en el océano mediada por los organismos marinos sea más efectiva, de lo contrario, la acumulación de CO₂ conduce a un desequilibrio en el sistema de los carbonatos reduciendo la formación del ión HCO₃⁻ y al mismo tiempo reduciendo el pH (Feely et al., 2009; Tans, 2009).

8.3.- Variaciones del pH en ecosistemas arrecifales.

Numerosos trabajos enfocados a investigar los efectos de la acidificación oceánica (AO), en la calcificación de los organismos arrecifales llegan a conclusiones pesimistas, con el argumento en común de que la magnitud de la disminución del pH para finales del presente siglo conducirá a los mares tropicales condiciones de insaturación. (Kleypas *et al.*, 1999; Kleypas *et al.*, 2006; Cooper *et al.*, 2008; Kleypas *et al.*, 2009 Harrould-Kolieb *et al.*, 2010). Cabe señalar que la mayoría de estos trabajos basan sus resultados en observaciones en laboratorio y experimentos de mesocosmos.

Por otra parte, numerosos estudios en los que se han reconstruido y/o modelado las variaciones del pH y el Ω_{arag} basados en registros paleoambientales, ofrecen una perspectiva diferente, destacando el control de las variaciones climáticas naturales sobre las variaciones ambientales dentro de los sistemas arrecifales (Pelejero *et al.*, 2005; Ilyna *et al.*, 2009; Wei *et al.*, 2009; Cantin *et al.*, 2010).

Susuki y Kawahata (2004), argumentan que el tipo geomorfológico de cada arrecife, el tiempo de renovación del agua en el interior y la interacción entre los organismos en la dinámica fotosíntesis-calcificación, es determinante en las condiciones ambientales que dominan en el ecosistema. (e.g. en un atolón el tiempo de residencia del agua es mayor que en los arrecifes de barrera y en franja).

En un estudio de un registro de 300 años colectado en la laguna arrecifal de Flinders, Australia (una laguna semicerrada) se encontró una variación natural del pH del orden de 0.3 unidades en ciclos de ~50 años (Pelejero et al., 2005). Trabajos similares en arrecifes del Pacífico suroccidental encontraron que existe una modulación de la PDO y la IPO en la variación del pH (Ilyna et al., 2009; Wei et al., 2009), los resultados de la modelación de la variación del Ω_{arag} del registro FIJI98 que se encontraron en este trabajo indican que el 52% de la variación decadal (13 años) de este parámetro esta explicada por la variación de la PDO (fig. 4.9 y 4.10).

Los estudios de Pelejero et al. (2005) y Wei et al. (2009) revelan una importante variación decadal del orden de 0.3 unidades de pH la cual fue recuperada del registro geoquímico de los corales (fig 8.1). Pelejero et al. (2005) proponen que estas variaciones estan expliadas por la combinación de varios factores entre los que destaca la calcificación y el tiempo de residencia del agua que a su vez esta relacionado con los cambios de fase de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO) mientras que Wei et al. (2009) atribuyen parte de los resultados al incremento de la concetración del CO_2 en la superficie oceánica.

En contraste, las series temporales de pH modeladas en el presente estudio presentan variaciones menores a 0.1 unidades de pH y una disminución lineal de ~0.006 unidades de pH por año (fig 8.2). Los modelo empiricos utilizados en esta investigación para el cálculo de la alcalinidad (Lee et al., 2006) y del pH (CO2SYS; Lewis et al., 1998), son limitados en comparación con la

precisión de los registros geoquímicos, no obstante, los resultados de la reconstrucción del pH a partir de estos modelos modelos son consistentes con las mediciones de pH de las estaciones HOT (Hawaii Ocean Time series) de Hawaii y BATS (Bermuda Atmospheric Time Series) de Bermuda.

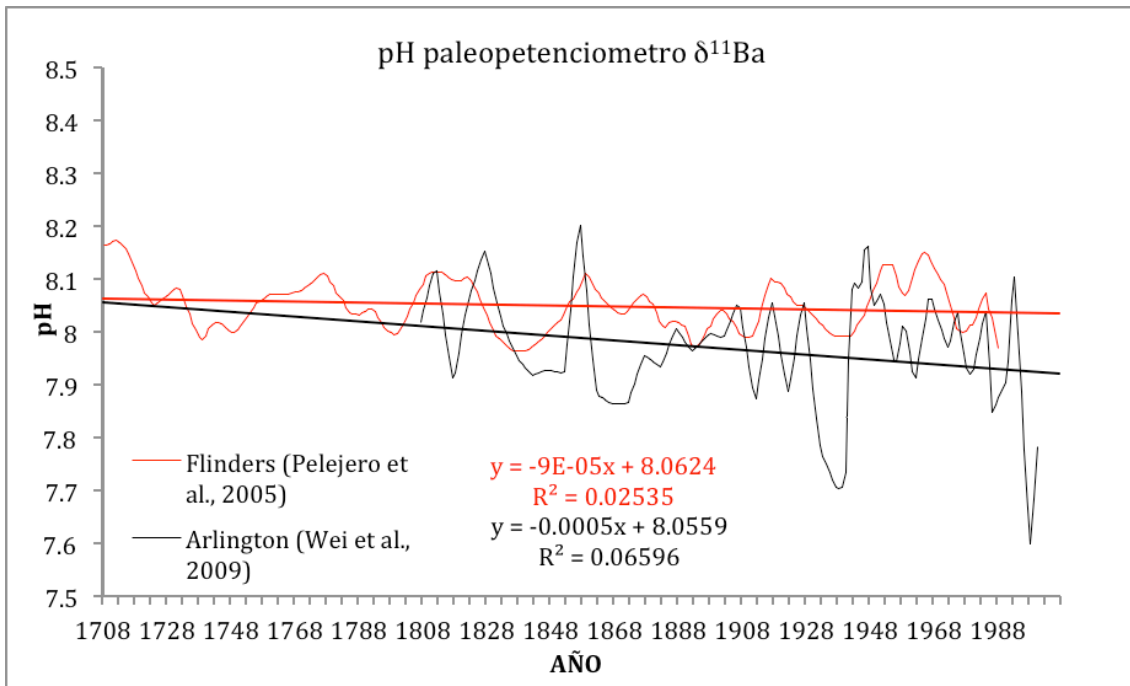


Figura 8.1.- reconstrucción del pH a partir del paleopotenciometro de $\delta^{11}\text{B}$, (tomado de Pelejero et al., 2005 (línea roja) y Wei et al., 2009 (línea negra)).

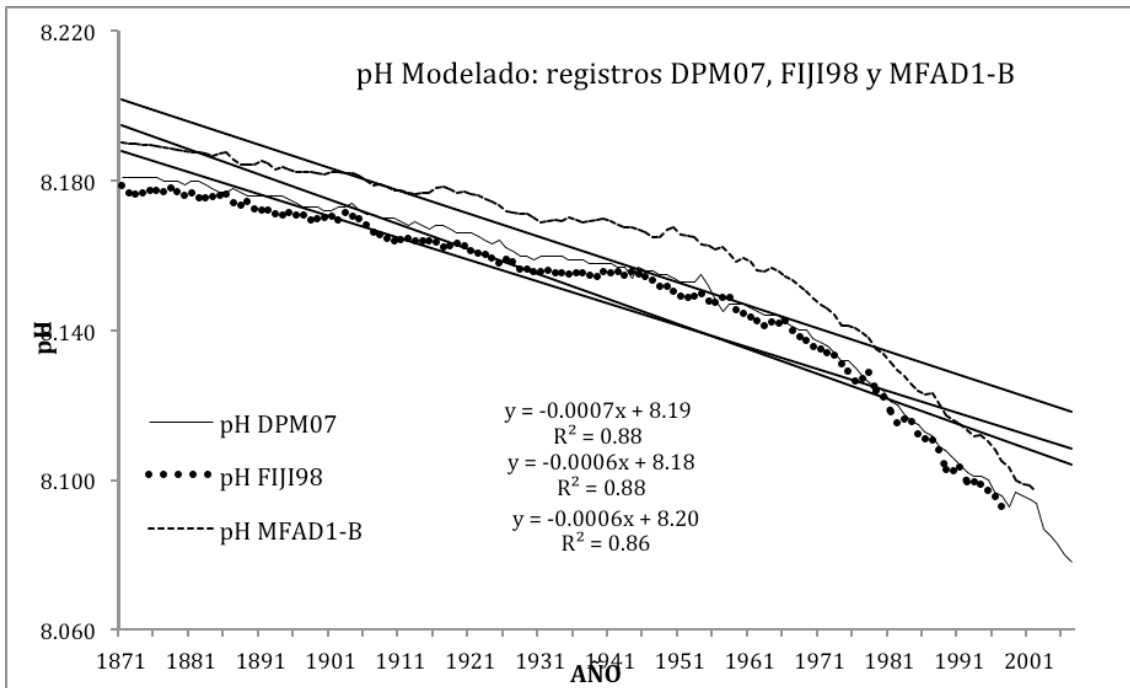


Figura 8.2.- reconstrucción del pH a partir del modelo de Lewis et al. (1998), para los registros del Caribe mexicano, Golfo de México y Fiyi, reportados en este estudio.

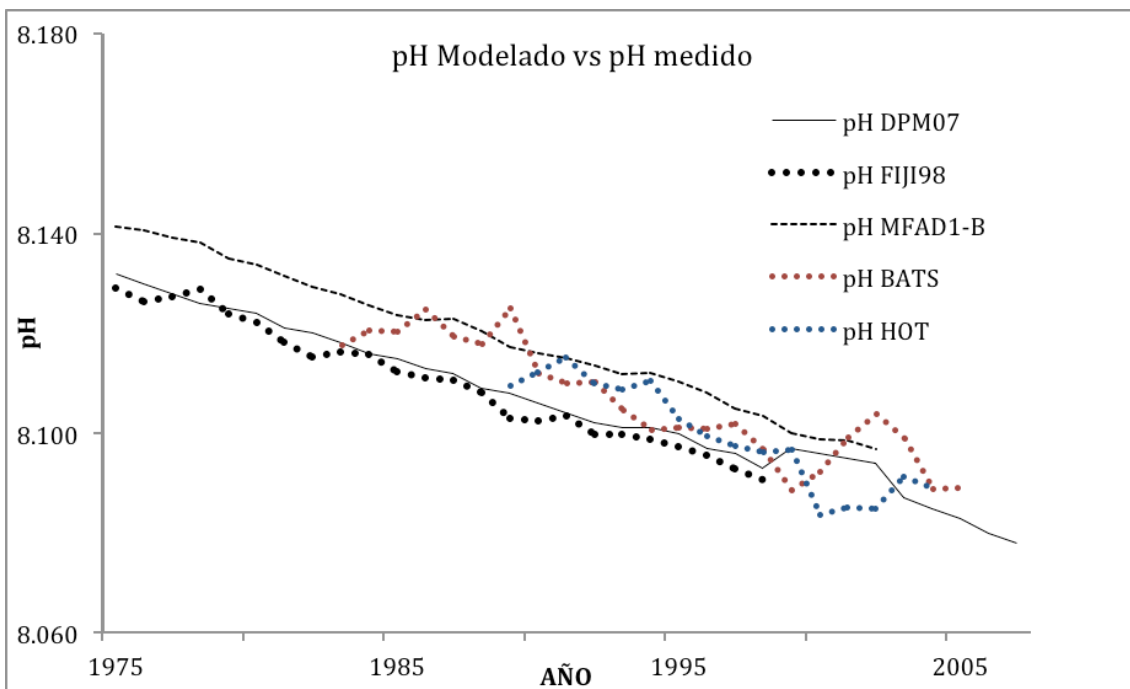


Figura 8.3.- Comparación de la reconstrucción del pH a partir del modelo de Lewis et al. (1998), para los registros del Caribe mexicano, Golfo de México y Fiyi, reportados en este estudio y el pH medido en las estaciones HOT y BATS.

8.4.- Tasas de crecimiento y calentamiento de la superficie oceánica.

Diversos autores han enfatizado la importancia que tiene la temperatura sobre el mecanismo de calcificación de los corales así cómo de las estrategias para administrar los recursos energéticos para el crecimiento (Hoegh-Guldberg, 1999; Kleypas *et al.*, 1999; Marshall *et al.*, 2001; Marshall y Clode, 2004; Carricart-Ganivet, 2007; Worum *et al.*, 2007), en este trabajo se ha demostrado que incluso, la variabilidad interanual y multidecadal de la TOS se refleja en la variación de la TCA (e.g. la respuesta de la TCA a los cambios de fase de la AMO en el caribe; fig. 5.7, la respuesta de la TCA de los corales del Pacífico a los eventos El Niño y a los cambios de fase de la PDO fig. 7.9 y 7.10). Es importante destacar que la variedad de características ambientales que gobiernan en cada región de los mares tropicales mexicanos dónde se forman arrecifes son claves para entender la magnitud del impacto que pueden provocar en la calcificación el eventual calentamiento de la superficie oceánica y los cambios en la química de los carbonatos marinos.

En contraste con otros trabajos (e.g. Cooper *et al.*, 2008; De'ath *et al.*, 2009; Cantin *et al.*, 2010) los resultados de esta investigación no encuentran una disminución lineal del crecimiento y/o la calcificación debido al incremento de la TOS que se ha registrado a partir del antropoceno.

Ciertamente, el mecanismo de calcificación de los corales está mediado por procesos biológicos lo que hace más complejo su entendimiento, la calcificación varía en los distintos estadios del ciclo vital de una especie, por

otro lado las estrategias para administrar los recursos varían entre las especies, además, la interacción entre las especies dentro de un arrecife también pueden ejercer un factor de presión o favorecer el proceso (Carricarto-Ganivet 2007; Kleypas et al. 2009). No obstante, la calcificación es un proceso esencialmente termodinámico y el control que ejerce la temperatura es predominante, por lo tanto, se espera que la tendencia de incremento de la TOS tenga un efecto en la TCA (Kleypas, 1999; Marshall y Clode, 2004; McNeil, 2004).

Helmle *et al.* (2011) utilizando el registro de 7 corales del género *Montastrea* colectados en los cayos de Florida y que cubren el periodo de 1936-1996, reportan que a pesar de que estos corales se desarrollan en condiciones sub óptimas, no existe una tendencia negativa en la calcificación, no obstante, crecimiento de estos corales responde a los cambios de fase de la AMO.

El anterior resultado es muy cercano al que se encontró en este estudio para los registros coralinos del Caribe de este estudio.

Otros resultados de estudios similares con corales del género *Diploria* colectados en Bermuda (Goodkin *et al.*, 2005) indican una disminución de ~30% en la tasa de extensión lineal anual (TEL) tomando únicamente el periodo de 1936-1998 mostrando una tendencia lineal inversa significativa. Sin embargo, trabajo de Goodkin et al. (2005), tiene como meta principal la observación del crecimiento en periodos correspondientes a la PEH, el registro coralino en este trabajo cubre un periodo superior a 200 años y si se

toma en cuenta el registro completo, la tendencia de cambio en el crecimiento es positiva.

Contrastando las anomalías estandarizadas de la TEL, de los registros, DPM07, MFAD1-B y las reportadas por Goodkin et al. (2005) para el periodo de 1850-2007 (ó hasta el final de cada registro), así cómo el registro de Helmle et al. (2011) para un periodo de 60 años (1936-1996) (fig. 8.4) se observa que en todos los periodos existe una tendencia positiva de crecimiento aunque ninguno de los casos es significativa. De cualquier manera, es importante señalar que aún cuando el ambiente que domina en el SAV es de condiciones subóptimas al igual que los cayos de Florida (Horta-Puga, 2007; Helmle et al., 2011), el crecimiento de los corales estudiados en esta zona no está siendo afectado, por el contrario el ritmo con el que se calienta la superficie oceánica parece favorecer el crecimiento. Helmle et al. (2011) concluyen que esta situación puede ser indicativa de la alta tolerancia y rápida adaptación de los corales de estas localidades, por otra parte, existe la posibilidad de que esta región del Golfo de México no sea representativa de los escenarios de cambio global, independientemente de que dentro de un ecosistema arrecifal, las condiciones ambientales de los océanos circundantes pueden no estar reflejadas (Susuki y Kawahata, 2004).

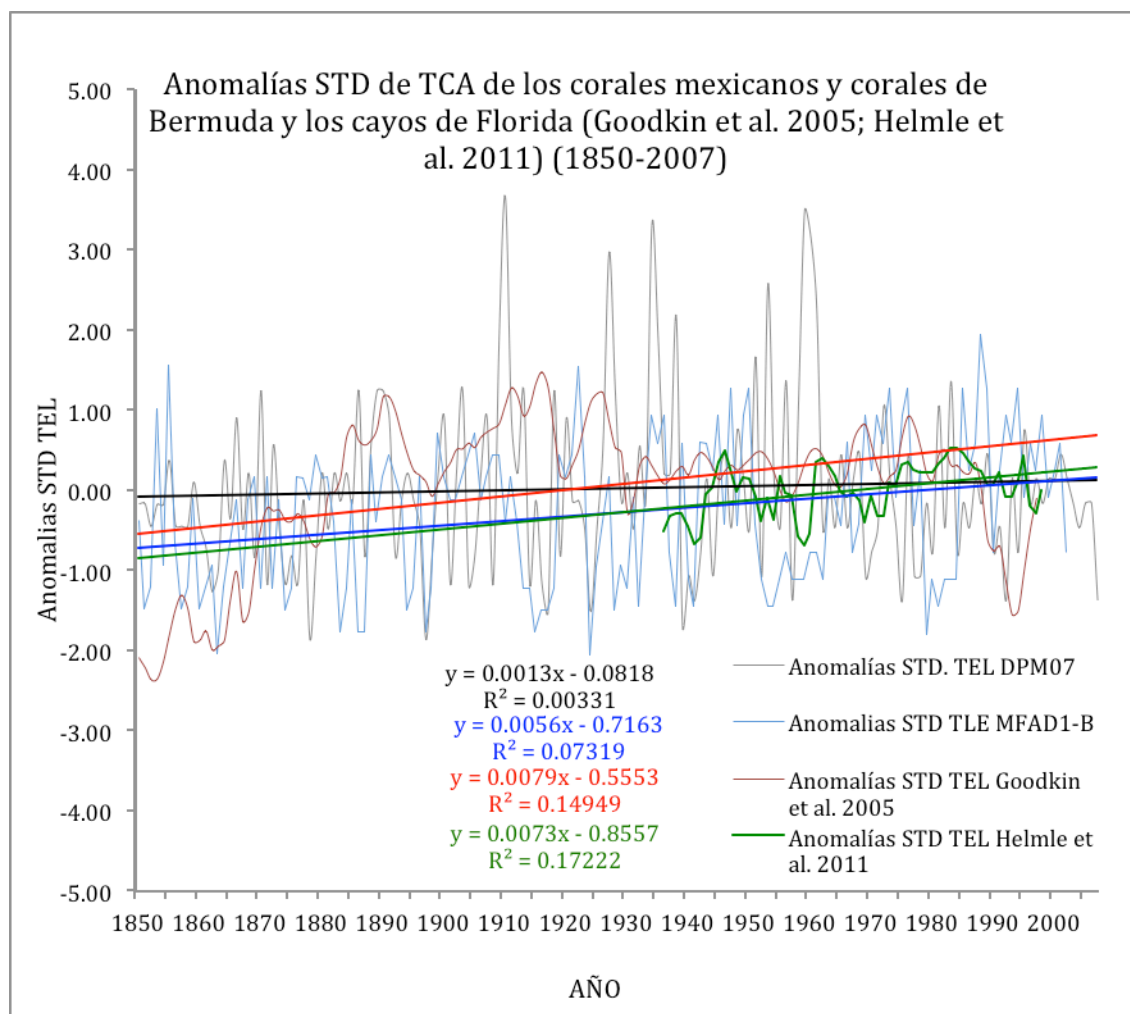


Figura 8.4.- Anomalías estandarizadas de la tasa de extensión lineal anual (TEL) de los núcleos DPM07 (negro), MFAD1-B (azul) y corales de Bermuda (Goodkin et al. 2005)(rojo) y los cayos de Florida (Helmle et al. 2011)(verde) coincidiendo en el periodo de 1936-1996.

Algunos autores han criticado con severidad utilizar un solo núcleo para representar las variaciones de una localidad y para hacer la reconstrucción del crecimiento, argumentando que puede ser un error generalizar la interpretación ambiental y del crecimiento mediante una sola colonia (Cooper et al., 2008; De'ath et al., 2009). No obstante, los resultados presentados en la figura 8.5, y que provienen de trabajos independientes, no dejan dudas de que el crecimiento lineal no ha sido afectado negativamente desde el inicio del antropoceno. Por otro lado el trabajo de Cooper et al. (2008) se basa en

registros menores de 20 años (periodo de 1887-2004), lo que significa una limitante en la interpretación del efecto temporal del ambiente sobre el crecimiento coralino.

En lo que se refiere a los corales del Pacífico el contraste entre los ambientes puede ser aún más drástico, mientras que en el Pacífico tropical mexicano y el Golfo de California ocurren importantes variaciones estacionales de TOS, así como importantes eventos de surgencia, tormentas tropicales y eventos de El Niño, en el Pacífico Suroccidental las condiciones para el desarrollo arrecifal pueden considerarse más adecuadas. Sin embargo, numerosos estudios en la Gran Barrera de Arrecifal han reportado el deterioro de algunos arrecifes, algunos asociados al incremento de temperatura (Cooper et al., 2008; De'ath et al., 2009) mientras que otros han observado variaciones ambientales que pueden repercutir en la salud de los ecosistemas arrecifales (Pelejero *et al.* 2005; Ilyna *et al.*, 2009; Wei *et al.*, 2009).

De acuerdo con el registro de calcificación de los núcleos SBII10 y C96, las últimas dos década de crecimiento mostraron una clara tendencia negativa (fig. 7.2 y 8.5), siendo más notoria en el registro C96 de El Cardonal (Golfo de California). Sin embargo, cabe recordar que en este periodo (1980-1998) ocurrieron tres eventos el niño de magnitud intensa (1982, 1991 y 1997; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)

Comparando las TCA de las últimas dos décadas de los registros del Pacífico mexicano presentadas en este estudio, con dos registros de la Gran

Barrera Australiana reportados por Cooper et al. (2008), se observa similitud en la tendencia negativa de la calcificación. No obstante, los procesos oceanográficos que afectan en cada región son distintos, mientras que Cooper y colaboradores asocian esta situación a un calentamiento gradual de la superficie, en este trabajo se ha discutido ampliamente sobre las diferentes fuentes de variación que afectan el crecimiento de los corales del Pacífico tropical mexicano.

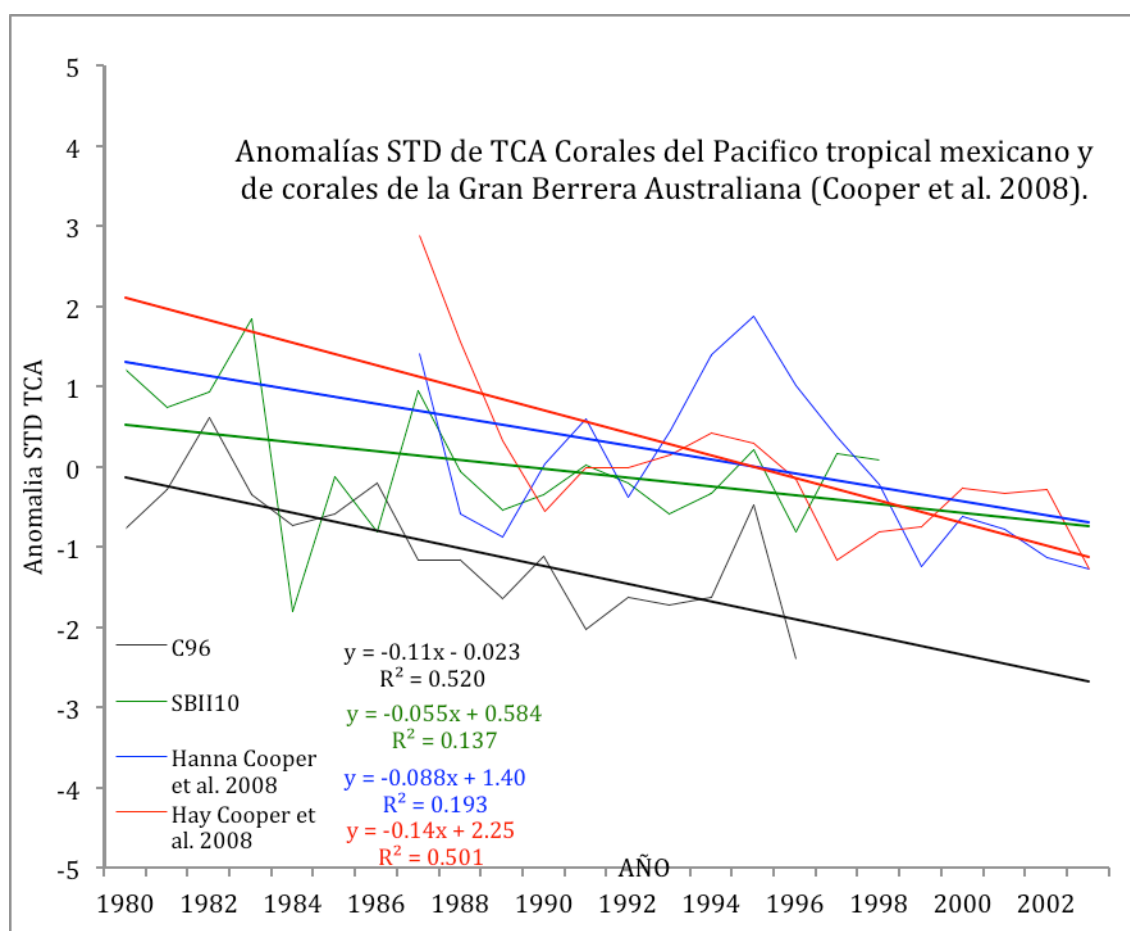


Figura 8.5.- Anomalías estandarizadas de las TCA de las últimas dos décadas de los registros del Pacífico tropical mexicano C96(línea negra) SBII10 (línea verde) y de los registros de los arrecifes Hanna (línea azul) y Hay (línea roja) de la Gran Barrera Australiana reportados por Cooper et al. (2008).

8.5.- Cambios positivos en las Tasas de Calcificación.

Con el fin de relacionar los cambios en las tasas de calcificación, asociadas a al incremento antropogénico del CO₂ atmosférico y que pudieran estar confirmando los escenarios de AO, se analizaron las series temporales de calcificación, temperatura y Ω_{arag} . Para esto se dividieron los registros en dos bloques temporales que son representativos de los periodos del comienzo la RI y el periodo actual. Los registros usados en este análisis fueron los corales FIJI98, DPM07, MFAD1-B y SBII-10, por ser los que cronológicamente cubren la etapa previa a la RI. El punto de división se estableció en el comienzo del siglo XX.

De cada serie, los últimos cien años de registro se les identificó como RI y se seleccionaron los años previos a 1900, o anteriores a RI, como testigos y a este periodo se le identificó como Inicio-RI. Finalmente se contrastaron las diferentes variables entre Inicio-RI y RI. Los resultados de este análisis mostraron que en algunos casos no existen elementos suficientes para confirmar que ocurrieron cambios en la tasa de calcificación entre ambos periodos. Por el contrario, en otros casos se observaron cambios significativos que indican diferencias en la calcificación entre el periodo Inicio-RI y RI.

El registro del coral MFAD1-B, mostró una diferencia significativamente menor de la TOS promedio (de ~1.5%) en el periodo RI, comparado con el Inicio-RI. En contraste, el registro coralino de FIJI98 mostró un comportamiento inverso, con un incremento significativo (del 2%) de la TOS promedio en el periodo RI respecto al Inicio-RI. Finalmente, los registros de TOS promedio en los corales

SBII-10 y DPM07 no mostraron diferencias significativas entre periodos. En contraste con la TOS, se encontró una reducción significativa del Ω_{arag} en los registros coralinos de MFAD1-B (4.9%), DPM07 (4.5%) y SBII-10 (5.1%) durante el periodo RI, comparado con el periodo Inicio-RI, mientras que el coral FIJI98, no mostró un cambio significativo entre ambos periodos.

Estos resultados sugieren que cada región responde diferente a los cambios generados por la AO y esta diferencias pueden deberse parcialmente a las características oceanográficas particulares de cada región. Sin embargo, existen otros factores locales que deben considerarse al analizar estas respuestas. Por ejemplo, se sabe que la geomorfología de cada arrecife influye en los procesos químicos que ocurren en este y probablemente exista una diferencia importante entre las características químicas del cuerpo de agua dentro del arrecife y las del océano circundante (Susuki et al., 2003). Además, se sabe que los modos de variabilidad climática natural (ENSO, PDO) modulan las condiciones ambientales que afectan a largo plazo las variables maestras que regulan el sistema de los carbonatos marinos. (Pelejero *et al.*, 2005; Linsley *et al.*, 2004; McNeil *et al.*, 2004; Susuki *et al.*, 2004; Goodkin *et al.*, 2005; McNeil *et al.*, 2006;).

La tasa de calcificación de los corales del Golfo de México y El Caribe mostraron un cambio importante entre periodos. La tasa de calcificación del coral MFAD1-B fue 15% mayor durante el periodo actual, comparado con el pre-RI, mientras el coral DPM07 muestra la misma tendencia, pero con un 30% de diferencia entre ambos periodos (Fig. 8.6, 8.7).

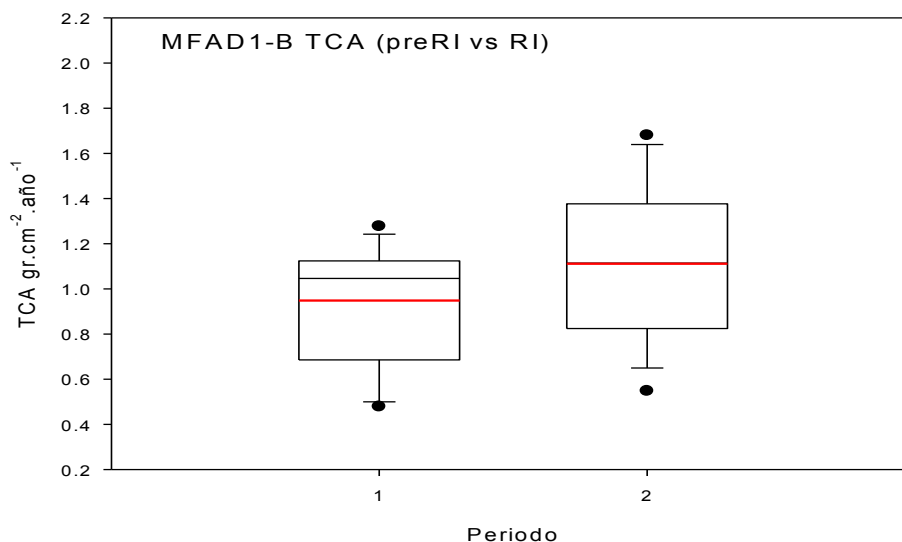


Figura 8.6.- Diagrama de cajas y bigotes que muestra un cambio positivo de la calcificación entre el periodo post Rev. Industrial con respecto a el siglo que la antecedió (1= Inicio-RI, 2= RI, t calculada 3.41 a 0.05)

En contraste, las tasas de calcificación de los corales SBII-10 y FIJI98 en los últimos 2 siglos han mantenido una tasa constante y no muestra signos de cambio como sugieren algunos autores.

La mayoría de los estudios que se enfocan en entender el futuro de los organismos calcificadores, y particularmente los ecosistemas arrecifales en el contexto del CCG, llegan conclusiones pesimistas. Uno de los puntos más importantes de esta discusión se enfoca en los efectos potenciales de la disminución de pH (o acidificación) que se espera para la parte final del presente siglo, sumado al calentamiento de la superficie oceánica (Hoegh-Guldberg, 1999; Kleypas *et al.*, 1999; Langdon, 2000; Marshall *et al.*, 2001; Kleypas *et al.*, 2006; Harrould-Kolieb *et al.*, 2010).

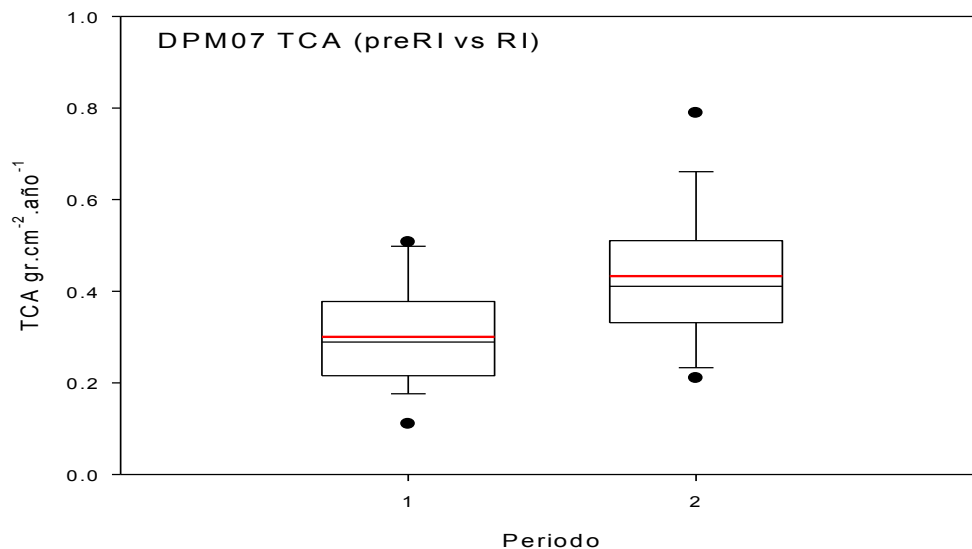


Figura 8.7.- Diagrama de cajas y bigotes que muestra un cambio positivo de la calcificación entre el periodo post Rev. Industrial con respecto a el siglo que la antecedió (1= Inicio-RI, 2= RI, t calculada, 5.53 a 0.05)

Por otra parte, algunos autores destacan el alto grado de resiliencia de los ecosistemas arrecifales, que han existido desde hace 540 millones de años, que le han permitido soportar condiciones ambientales menos favorables, incluso a los peores escenarios proyectados de cambio climático (Pelejero *et al.*, 2010; Pandolfi *et al.*, 2011). Otros estudios han demostrado que la temperatura es el principal factor que controla el crecimiento y la calcificación de los corales, incluso han demostrado que los efectos de la AO sobre el proceso de crecimiento son irrelevantes. (McNeil *et al.*, 2004; Matear *et al.*, 2006; McNeil y Matear, 2007; Cantin *et al.*, 2010).

En este trabajo se discute el modelo de predicción de McNeil y colaboradores (2004). Este modelo va en contra de todas las corrientes de estudio de calcificación en el contexto de CCG; sin embargo, este modelo parece responder mejor a todas las incógnitas que el problema ha generado. Para

situar los resultados de este estudio las predicciones de este modelo, se realizaron análisis de tendencia del cambio porcentual de las variables estudiadas para el periodo RI (fig. 8.8).

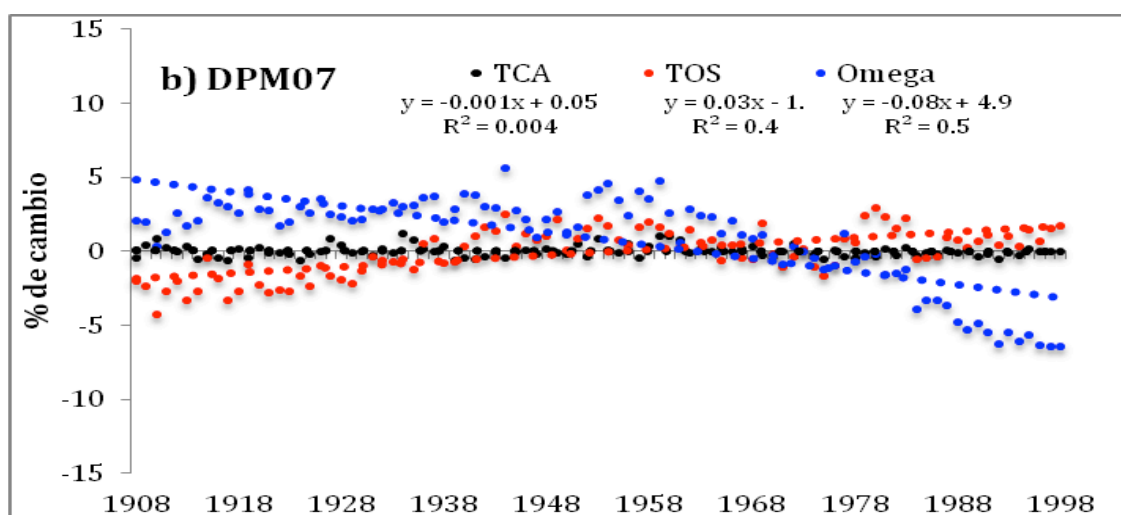
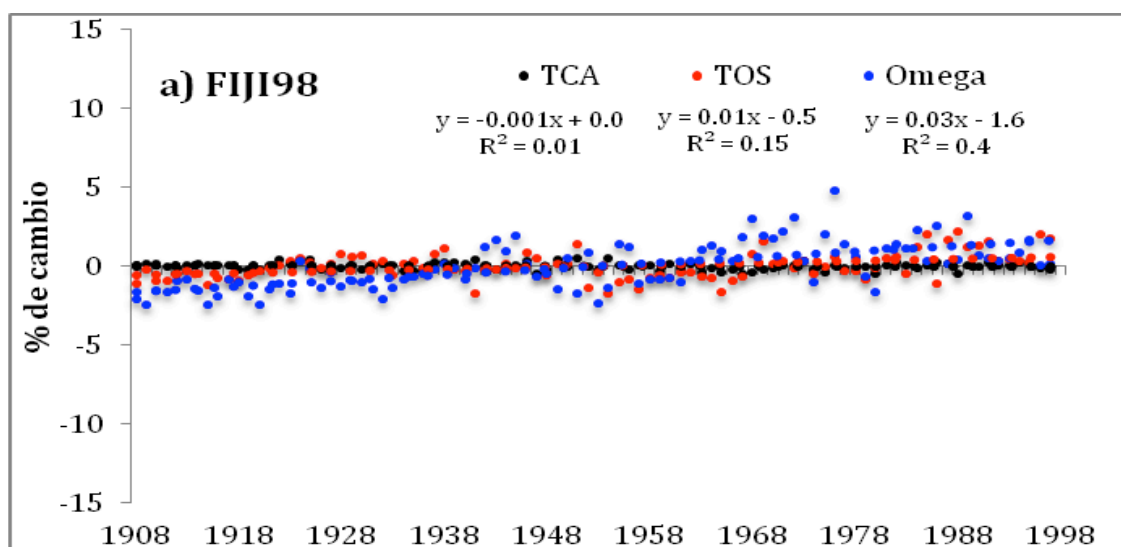
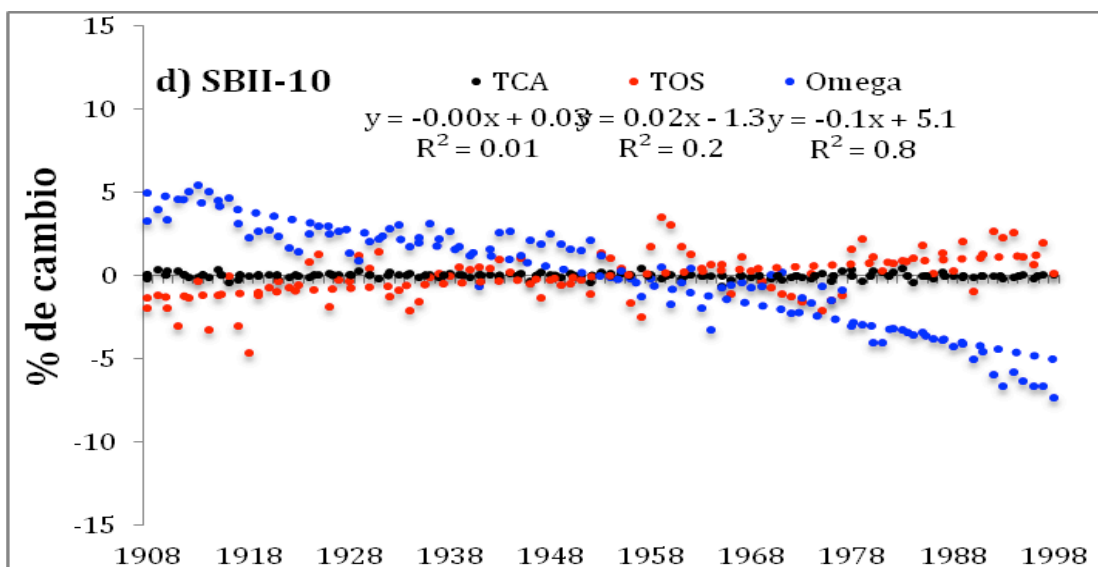
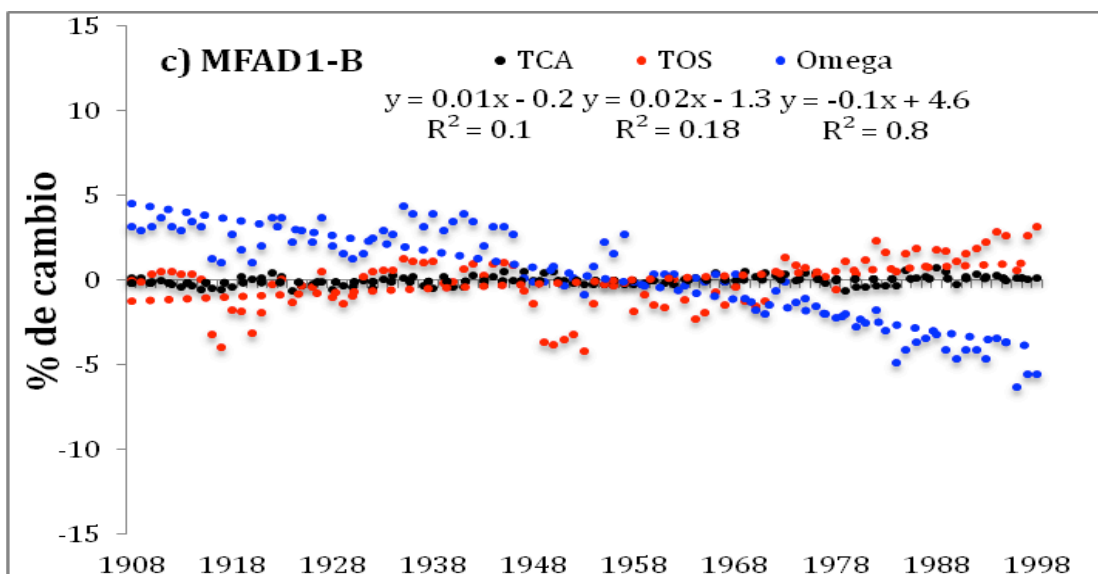


Figura 8.8.- Análisis de tendencia porcentual de cambio de los parámetros ambientales y la calcificación en el último siglo. (puntos azules= $\Omega_{arag.}$, puntos rojos=TOS, puntos negros=calcificación) a) FIJI98, b) DPM07, c) MFAD1-B, d) SBII-10, continúa en la página siguiente.



Continuación.

En todos los casos analizados se observó que la tasa de calcificación varía <2% en todo el periodo, aunque no existe una tendencia lineal significativa, lo que se interpreta que las tasas de calcificación en el último siglo se han mantenido constantes.

Los casos que muestran mayor similitud entre ellos, por las características de la variación de la TOS y de la Ω_{arag} , son los registros DPM07y MFAD1-B (Fig. 8.8a y 8.8d). Estos representan las características típicas de los escenarios de CCG, dónde la TOS presenta una tendencia positiva y el Ω_{arag} una tendencia negativa. En contraste, el caso más atípico es representado por el coral FIJI98, dónde se observa una tendencia de cambio positivo de los parámetros ambientales, donde se esperaría un incremento en la calcificación; sin embargo, es en este coral dónde la variación de la tasa de calcificación varía menos del 1% para el último siglo.

CAPITULO 9

CONCLUSIONES.

Mediante la combinación de técnicas de reconstrucción paleoclimática y modelos empíricos para la estimación de parámetros como la alcalinidad, la presión parcial de CO_2 y Ω_{arag} , es posible reconstruir la historia de la variabilidad de la calcificación de los ambientes arrecifales.

Los arrecifes mexicanos, por la variedad de ambientes que presentan, son un recurso ideal para el estudio de la historia climática y ambiental.

Los corales arrecifales de los mares tropicales mexicanos, están sujetos a una amplia variedad de condiciones ambientales y climáticas, que se reflejan en la variación en sus parámetros de crecimiento.

Los modos de variación climática natural, son fuentes importantes de variación de la temperatura, salinidad, y otros parámetros ambientales que regulan el crecimiento y la calcificación de los corales, por el mismo motivo, la variación climática natural es una importante fuente de variación de largo plazo en el crecimiento y calcificación de los corales.

La Historia del crecimiento y la variabilidad ambiental arrecifal de los últimos dos siglos en los mares tropicales mexicanos, reconstruida en este estudio, revela que los principales cambios en la calcificación se deben a factores naturales.

El núcleo testigo FIJ198, reveló distintos periodos de variabilidad climática natural, como el Optimo Climático Medieval, la Pequeña Edad de Hielo, así

como periodos de escala decadal, que imprime una respuesta en la calcificación. En contraste, este registro no muestra efecto adverso sobre la calcificación en un escenario de acidificación oceánica o por el calentamiento de la superficie oceánica asociada al cambio global reciente.

Los corales del Caribe y Golfo de México han incrementado significativamente sus tasas de calcificación, hacia el reciente. Este resultado no coincide con la hipótesis del efecto negativo del calentamiento y del incremento de la acidificación oceánica, lo que sugiere que esta región es poco afectada por los cambios asociados al incremento de CO₂ atmosférico.

Los corales del Pacífico tropical mexicano habitan en una zona de alta variabilidad y están sujetos a cambios ambientales importantes que se imprimen en el registro de su crecimiento. No obstante, no han mostrado señales de cambios negativas que comprometan su crecimiento.

El registro coralino C96 del Golfo de California, es el único que presenta una tendencia negativa de calcificación en los últimos 10 años de crecimiento; sin embargo, este periodo corresponde a una intensificación de los eventos El Niño acoplados a una fase positiva de PDO.

Finalmente, aun cuando los resultados de este estudio son alentadores en el contexto del crecimiento de los corales, es importante aclarar que esto no modifica las evidencias de que los arrecifes mexicanos estén mostrando signos de deterioro.

REFERENCIAS.

- Arrivillaga, A., & An, M. (2004). Status of coral reefs of the Mesoamerican Barrier Reef Systems project region, and reefs of El Salvador, Nicaragua and the Pacific Coasts of Mesoamerica. p: 473-492. in C. Wilkinson (ed.). Status of coral reefs of the world: 2004. Volume 2. Australian Institute of Marine Science, Townsville, Queensland, Australia. 557 p.
- Barnett, T. P., Pierce, D. W., Saravanan, R., Schneider, N., Dommenges, D., & Latif, M. (1999). Origins of the midlatitude Pacific decadal variability. *Geophysical Research Letters*, 26(10), 1453-1456.
- Baumgartner, T.R. and Christensen, Jr.N. (1985). Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research*, 43: 825-848.
- Buddemeier, R. W., Kleypas, J. A., & Aronson, R. B. (2004). Coral reefs & global climate change: potential contributions of climate change to stresses on coral reef ecosystems. Pew Center on Global Climate Change. Arlington VA, USA. 56p.
- Camarena Luhrs T. (2003) "Ficha informativa de los humedales de Ramsar" www.wetlands.org/RSIS/_COP9Directory/Directory/ris/4MX038.html.
- Cantin N.E., Cohen A.L., Karnauskas K., Tarrant A., McCorckle D. (2010) "Ocean Warming Slows Coral Growth in the Central Red Sea" *Science* 329: 322-325.
- Carabias-Lillo J., Provencio E., De la Maza J. (1998) "Programa de manejo Parque Nacional Marino Costa Occidental Isla Mujeres, Punta Cancun y Punta Nizuc". INE-Semarnap, México 1998. 160 pp.
- Carricart-Ganivet, J. P., Beltrán-Torres, A. U., Merino, M., & Ruiz-Zarate, M. A. (2000). Skeletal extension, density and calcification rate of the reef building coral *Montastraea annularis* (Ellis and Solander) in the Mexican Caribbean. *Bulletin of Marine Science*, 66(1), 215-224.
- Carricart-Ganivet, J. P., Barnes, D. J. (2007). Densitometry from digitized images of X-radiographs: methodology for measurement of coral skeletal density. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 344(1), 67-72.
- Carricart-Ganivet, J. P. (2004). Sea surface temperature and the growth of the West Atlantic reef-building coral *Montastraea annularis*. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 302(2), 249-260.
- Carricart-Ganivet, J. P. (2007). Annual density banding in massive coral skeletons: result of growth strategies to inhabit reefs with high microborers' activity? *Marine biology*, 153(1), 1-5.

- Carricart-Ganivet J.P. y M.Merino (2001) "Growth responses of the reef-building coral *Montastrea annularis* along the gradient of continental influence in the southern Gulf of Mexico". *Bulletin of Marine Science* 68, 133-146.
- Carriquiry, J.D., Risk, M. J., Schwarcz, H. P. (1994). Stable isotope geochemistry of corals from Costa Rica as proxy indicator of the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(1), 335-351.
- Carriquiry J.D., Cupul-Magaña A. L., Rodriguez-Zaragoza F., Medina Rosas P. (2001) "Coral bleaching and mortality in the Mexican Pacific during the 1997-98 El Niño and Prediction from a remote sensing approach" *Bulletin of Marine Science* 69(1): 237-249.
- Carriquiry, J. D., & Villaescusa, J. A. (2010). Coral Cd/Ca and Mn/Ca records of El Niño variability in the Gulf of California. *Climate of the Past Discussions*, 6(1), 63-85.
- Carton, J. A., Cao, X., Chepurin, G., & Giese, B. S. (2000). A Simple Ocean Data Assimilation retrospective analysis of the global ocean 1950–1995. *J. Phys. Oceanography*, 30, 294-309.
- Chen, F., W.-J. Cai, Benitez-Nelson C.R., Y. Wang, (2007) "Sea surface pCO₂-SST relationships across a cold-core cyclonic eddy: Implications for understanding regional variability and air-sea gas exchange" *Geophysical Research Letters*, (34)L10603 1-6p.
- Cohen, A. L., Smith, S. R., McCartney, M. S., & van Etten, J. (2004). How brain corals record climate: An integration of skeletal structure, growth and chemistry of *Diploria labyrinthiformis* from Bermuda. *Marine Ecology Progress Series*, 271, 147-158.
- Cohen, A. L., & Thorrold, S. R. (2007). Recovery of temperature records from slow-growing corals by fine scale sampling of skeletons. *Geophysical Research Letters*, 34(17).
- Cohen, A. L., Hart, S. R. (1997). The effect of colony topography on climate signals in coral skeleton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(18), 3905-3912.
- CONABIO-INE_SEMARNAT (1995)
http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones/libros/2/revill.html?id_pub=2 [Fecha de acceso: 30 abril 2013].
- Cooper T., De'ath G., Fabricius K. 2008. Declining coral calcification in massive Porites in two nearshore regions of the northern Great Barrier Reef. *G.C. Biol.* 14: 529-538.

- Coronado C., Candela J., R. Iglesias-Prieto., J. Sheinbaum., M. López., F.J. Ocampo-Torres. (2007) "On the circulation in the Puerto Morelos fringing reef lagoon" *Coral Reefs* 26: 149-163.
- Corrège, T., Quinn, T., Delcroix, T., Le Cornec, F., Récy, J., & Cabioch, G. (2001). Little Ice Age sea surface temperature variability in the southwest tropical Pacific. *Geophysical research letters*, 28(18), 3477-3480.
- Delworth, T. L., & Mann, M. E. (2000). Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 16(9), 661-676.
- Doney, S. C. (2006). The dangers of ocean acidification. *Scientific American*, 294(3), 58-65.
- Druffel Ellen R. (1997) *Geochemistry of corals: Proxies of past ocean chemistry, ocean circulation, and climate. Procedures. National. Academy. Sci.* 94:8354-8361
- Dunbar R.B y Cole J.E (1993) "Coral Records of Ocean-Atmosphere Variability" NOAA special report No. 10. 38 p.p.
- Fairbanks, R. G., M. N. Evans, J. L. Rubenstone, R. A. Mortlock, K. Broad, M. D. Moore, and C. D. Charles (1997), Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals, *Coral Reefs*, 16(suppl.), S93 – S100.
- Feely R., Sabine C., Lee K., Berelson W., Kleypas J., Fabry J., Millero J. 2004. Impact of anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ system in the oceans. *Science* 305: 362-366.
- Feely R., Doney S.C., Cooley S. 2009 Ocean Acidification, Present Conditions and Future Changes in High-CO₂ World. *Oceanography* 22(4) 36-47.
- Gagan M.K., Ayliffe L.K., Beck J., Cole J., Druffel E.R.M., Dunbar R., Scharg D.P., (2000) New views of tropical paleoclimates from corals. *Quaternary Science reviews*. 19:45-64
- Gershunov, A., & Barnett, T. P. (1998). Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bulletin-American Meteorological Society*, 79, 2715-2726.
- Gledhill D.K., Wanninkhof R., Millero F. J., Eakin M. (2008) "Ocean acidification of the Grater Caribbean Region 1996-2006" *Journal of Geophysic. Res.*, 113: C10031.
- Gledhill, D.K., R. Wanninkhof, and C.M. Eakin. 2009. Observing ocean acidification from space. *Oceanography* 22(4):48–59.
- Goodkin, N. F., Huguen, K. A., Cohen, A. L., & Smith, S. R. (2005). Record of Little Ice Age sea surface temperatures at Bermuda using a growth-dependent calibration of coral Sr/Ca. *Paleoceanography*, 20(4). 1-9.

- Goodkin, N. F., K. A. Huguen, W. B. Curry, S. C. Doney, and D. R. Ostermann (2008), Sea surface temperature and salinity variability at Bermuda during the end of the Little Ice Age, *Paleoceanography*, 23, PA3203, doi:10.1029/2007PA001532.
- Guinotte J.M., Buddemeier R.W., y Kleypas J.A (2003) "Future coral reefs habitat marginality: temporal and spatial effects of climate changing in the Pacific basin" *Coral Reefs* 22: 551-558.
- Harrould-Kolieb, E., Huelsenbeck, M., & Selz, V. (2010). OCEAN ACIDIFICATION: The Untold Stories. Oceana Washington D.C., USA 56p.
- Hatcher, B. G. (1988). Coral reef primary productivity: a beggar's banquet. *Trends in Ecology & Evolution*, 3(5), 106-111.
- Hawken, P., Lovins, A. and Lovins, L. H. (1999) *Natural Capitalism: Creating the Next Industrial Revolution*. Little, Brown and Co., Boston, MA. ISBN 0-316-35316-7(hc).
- Helmle, K. P., Dodge, R. E., & Ketcham, R. A. (2000, October). Skeletal architecture and density banding in *Diploria strigosa* by X-ray computed tomography. In *Proc 9th Int Coral Reef Symp* (Vol. 1, pp. 365-371).
- Helmle K.P., Kholer K.E., y Dodge R. (2002) "Relative Optical Densitometry and The Coral X-radiograph Densitometry System: CoralXDS" National Coral Reef Institute and Nova Southeastern University Oceanographic Center. 10 p.p.
- Helmle, K. P., Dodge, R. E., Swart, P. K., Gledhill, D. K., & Eakin, C. M. (2011). Growth rates of Florida corals from 1937 to 1996 and their response to climate change. *Nature Communications*, 2, 215.
- Hetzinger, S., Pfeiffer, M., Dullo, W. C., Keenlyside, N., Latif, M., & Zinke, J. (2008). Caribbean coral tracks Atlantic Multidecadal Oscillation and past hurricane activity. *Geology*, 36(1), 11-14.
- Hoegh-Guldberg, O., Mumby, P. J., Hooten, A. J., Steneck, R. S., Greenfield, P., Gomez, E., ... & Hatziolos, M. E. (2007). Coral reefs under rapid climate change and ocean acidification. *science*, 318(5857), 1737-1742.
- 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.
- Horta-Puga G., Vargas-Hernández J.M, Carricart-Ganivet J.P. (2007) Reef Corals In: Tunnell JW, Chávez EA, Withers K (eds.), *Coral Reefs of the Southern Gulf of Mexico*. Texas A&M Press, pp. 95–101.
- Horta-Puga G. et al. (2009) "Informe Final del proyecto DM005 Sistema Arrecifal Veracruzano: Condición actual y programa permanente de monitoreo 1º Etapa" SNIB-CONABIO DM005.

- Horta-Puga, G., & Carriquiry, J. D. (2008). Growth of the hermatypic coral *Montastraea cavernosa* in the Veracruz Reef System. *Ciencias Marinas*, 34(1), 107-112.
- Houghton, J. T., Ding, Y. D. J. G., Griggs, D. J., Noguera, M., van der Linden, P. J., Dai, X., ... & Johnson, C. A. (2001). *Climate change 2001: the scientific basis* (Vol. 881). Cambridge: Cambridge University Press.
- Iglesias-Rodriguez, M. D., Armstrong, R., Feely, R., Hood, R., Kleypas, J., Milliman, J. D., ... & Sarmiento, J. (2002). Progress made in study of ocean's calcium carbonate budget. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 83(34), 365-375.
- Ilyina, T., Zeebe, R. E., Maier-Reimer, E., & Heinze, C. (2009). Early detection of ocean acidification effects on marine calcification. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(1). *GB1008*, doi:10.1029/2008GB003278
- Jensen, M. C. (1993). The modern industrial revolution, exit, and the failure of internal control systems. *The Journal of Finance*, 48(3), 831-880.
- Kilbourne K. H., Quinn T.M., Webb R., Guilderson T., Nyberg J., Winter A. (2008), Paleoclimate proxy perspective on Caribbean climate since the year 1751: Evidence of cooler temperatures and multidecadal variability, *Paleoceanography*, 23, PA3220, doi:10.1029/2008PA001598
- 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(2), 426-437.
- 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(5411), 118-120.
- Kleypas J.A., R.W. Buddemeier, C.M. Eakin., J.P. Guttuso, J. Guinotte C. O. Hoegh-Guldberg, R. Iglesias-Prieto, P.L. Jokiel, C. Langdon W. Skirving, A. E. Strong (2005) "Coment on "Coral reef calcification and climate change: The effect of ocean warming" *Geophy. Res. Lett.* 32: 1-3.
- Kleypas, J. A., Feely, R. A., Fabry, V. J., Langdon, C., Sabine, C. L., & Robbins, L. L. (2006). *Impacts of Ocean Acidification on Coral Reefs and Other Marine Calcifiers. A Guide for Future Research*. Report of a workshop sponsored by NSF, NOAA & USGS.
- Kleypas J., Yates K. 2009. Coral Reefs and Ocean Acidification. *Oceanography* 22(4): 109-117.
- Knutson, D. W., Buddemeier, R. W., & Smith, S. V. (1972). Coral chronometers: seasonal growth bands in reef corals. *Science*, 177(4045), 270-272.

- Langdon, C., Takahashi, T., Sweeney, C., Chipman, D., Goddard, J., Marubini, F., ... Atkinson, M. J. (2000). Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(2), 639-654.
- Langdon C. (2002) "Review of Experimental Evidence for effects of CO₂ on Calcification of Reef builders" Proc. 9th Int. Coral Reef Symp. 1091-1098.
- Lee K., Tong L.T., Millero F., Sabine C., Dickson A.G., Goyet C., Park G., Wanninkhof R., Feely A., Key R. (2006) "Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans" *Geophysical Research Letters*. 33:L19605. 10.1029/2006GL027207,
- Lewis, E., Wallace, D., & Allison, L. J. (1998). Program developed for CO₂ system calculations. Carbon Dioxide Information Analysis Center, managed by Lockheed Martin Energy Research Corporation for the US Department of Energy. Retrieved from <http://cdiac.esd.ornl.gov/oceans/co2rprtnbk.html>.
- Linsley, B. K., Wellington, G. M., Schrag, D. P., Ren, L., Salinger, M. J., & Tudhope, A. W. (2004). Geochemical evidence from corals for changes in the amplitude and spatial pattern of South Pacific interdecadal climate variability over the last 300 years. *Climate Dynamics*, 22(1), 1-11.
- Lough J.M., Barnes D.J., (1992). Comparisons of skeletal density variations in *Porites* from the central Great Barrier Reef. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 155, 1–25.
- 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.
- Lovell, E. R., & Sykes, H. R. (2004). Status of Coral Reefs in the Fiji Islands, 2004. press, Institute of Marine Resources, University of the South Pacific.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., ... Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957), 1256-1260.
- Mann, M. E. (2002). Little ice age. *Encyclopedia of global environmental change*, 1, 504-509.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1079.
- Mantua, N. J. (1999). The Pacific decadal oscillation and climate forecasting for North America. premiere issue of "Climate Risk Solutions" newsletter.

- Matear R. J., McNeil B. I. (2006). Comment on "Preindustrial to Modern Interdecadal Variability in Coral Reef pH" *Science* 314, 595
- 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.
- Matear R. J., McNeil B. I., (2006) Comment on "Preindustrial to Modern Interdecadal Variability in Coral Reef pH", *Science* 27 October 2006: 314 (5799), 595. [DOI:10.1126/science.1128198.
- McNeil B.I., R.J. Matear y D.J. Barnes (2004) "Coral reefs calcification and climate change: The effect of ocean warming. *Goeph Res. Lett.* 31: L22309.
- McNeil, B. I., Matear, R. J., & Barnes, D. J. (2005). Reply to comment by Kleypas et al. on "Coral reef calcification and climate change: The effect of ocean warming". *Geophysical Research Letters*, 32(8), L08602.
- McNeil B.i., Mattear R.J., Barnes D.J. (2006) "Projected climate change impact on ocean acidification" *Carbon Balance and Management* 1:(2) 1-6.
- McNeil, B. I., & Matear, R. J. (2007). Climate change feedbacks on future oceanic acidification. *Tellus B*, 59(2), 191-198.
- Medina-Rosas P, Carriquiry JD, Cupul-Magaña AL (2005) Reclutamiento de Porites (Scleractinia) sobre sustrato artificial en arrecifes afectados por El Niño 1997–98 en Bahía de Banderas, Pacífico mexicano. *Cienc Mar* 31:103–109
- Mitsuguchi, T., Matsumoto, E., & Uchida, T. (2003). Mg/Ca and Sr/Ca ratios of Porites coral skeleton: Evaluation of the effect of skeletal growth rate. *Coral Reefs*, 22(4), 381-388.
- Murane R.J., Sarmiento J.L., Le Quéré C. 1999. Spatial distribution of air-sea CO₂ fluxes and the interhemispheric transport of carbon by oceans. *G.Biogeochem. Cycles*. 13(2): 287-305.
- Nair, V. (2003). Fiji Islands marine ecoregion: An overview of outstanding biodiversity, threats, opportunities and key stakeholders for conservation. WWF Fiji Programme, Suva. Available at: conserveonline.org/workspaces/era.peer.review/workshops/9thbrisbane/workplans/FIME%20Reconnaissance.pdf
- NOAA. Pacific North American (PNA) <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/pna.shtml> [Fecha de acceso: 8 de mayo, 2013].
- Pandolfi, J. M., Connolly, S. R., Marshall, D. J., Cohen, A. L. (2011). Projecting coral reef futures under global warming and ocean acidification. *Science*, 333(6041), 418-422.

- Pelejero C., Calvo E., McCulloch M.T., Marshall J., Gagan M.K., Lough J.M., Opdyke B.N. (2005) "Preindustrial to modern interdecadal variability in coral reef pH" *Science* 309: 2204-2207.
- Pelejero C., Calvo E., Hoegh-Guldberg O. 2010 "Paleo-perspectives on Ocean Acidification" *T.Ecol and Evol* 25(6) 332-344.
- Reyes-Bonilla, H., & López-Pérez, A. (1998). Biogeography of the stony corals (scleractinia) of the Mexican Pacific. *Ciencias Marinas*, 24(2), 211-224.
- Reyes Bonilla, H. 2003. "Coral reefs of the Pacific coast of México". En: J. Cortés (ed.). *Coral reefs of Latin America*. Elsevier, Amsterdam. 331-349.
- Ruppert, E. E., Barnes, R. D., Fox, R. S. (1994). *Invertebrate zoology* (Vol. 6). Saunders College Pub. 1102p.
- Sabine C. L., Feely R. A., Gruber N., Key R. M., Lee K., Bullister J. L., Rios, A. F. (2004). The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305(5682), 367-371.
- Silverman J., Lazar B., Cao L., Caldeira K., Erez J., (2009) "Coral reefs may start dissolving when atmospheric CO₂ doubles" *Geoph. Res. Lett.* 36: L05606.
- Slowey N. C., Crowley T. J. (1995). Interdecadal variability of Northern Hemisphere circulation recorded by Gulf of Mexico corals. *Geophysical research letters*, 22(17), 2345-2348.
- Soto-Mardones, L., Marinone, S. G., & Parés-Sierra, A. (1999). Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 25(1), 1-30.
- Suzuki, A. and Kawahata, H. 2004. Reef water CO₂ system and carbon production of coral reefs: topographic control of system-level performance. In: Shiyoni, M. et al. (eds) *Global Environmental Change in the Ocean and on Land*. p. 229-248. TERRAPUB.
- Tans P. 2009. An Accounting of the Observed Increase in Oceanic and Atmospheric CO₂ and an Outlook for the future. *Oceanography* 22(4) 27-35.
- UNESCO (2011) *Mitigation of the impacts and Adaptation to Climate Change and Variability*. <http://www.unesco.org/new/en/natural-sciences/ioc-oceans/high-level-objectives/climate-change/>
- Villaescusa, J. A., & Carriquiry, J. D. (2004). Calibration of Sr/Ca and Mg/Ca paleothermometers in coral *Porites* sp. from San Benedicto Island, Revillagigedo Archipelago, Mexico. *Ciencias Marinas*, 30(4), 603-618.
- Vuki, V., Naqasima, M., & Vave, R. (2000, May). Status of Fiji's coral reefs. In *Coral reefs in the Pacific: Status and Monitoring, Resources and Management*, a regional symposium, International Coral Reef Initiative (ICRI) (pp. 22-24).

- Wei, G., McCulloch, M. T., Mortimer, G., Deng, W., & Xie, L. (2009). Evidence for ocean acidification in the Great Barrier Reef of Australia. *Geochimica et cosmochimica acta*, 73(8), 2332-2346.
- Worum, F. P., Carricart-Ganivet, J. P., Benson, L., & Golicher, D. (2007). Simulation and observations of annual density banding in skeletons of *Montastraea* (Cnidaria: Scleractinia) growing under thermal stress associated with ocean warming. *Limnology and oceanography*, 52(5), 2317-2323.
- Zann, L. & Lovell, E. (1992). The coral reefs of the Mamanuca Group. Fiji. Unpubl. report. Annex 2. National Environmental Management Project. Environmental Management Unit~ Department Town and Country Planning, Suva, Fiji
- Zann, L. P. (1994). The status of coral reefs in south western Pacific islands. *Marine Pollution Bulletin*, 29(1), 52-61.
- Zeebe R. Caldeira K. 2008. Close mass balance of long-term carbon fluxes from ice-core CO₂ and ocean chemistry records. *Nature* Vol.1 312-315.