



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

ARRECIFE RELICTO DEL HOLOCENO TEMPRANO EN EL NORESTE DE LA
PENÍNSULA DE YUCATÁN MÉXICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA:
JOSÉ ESTRADA CONTRERAS

TUTOR PRINCIPAL:
Dr. PAUL ANDREW BLANCHON, ICMYL, UNAM.

COMITÉ TUTOR:

Dr. JUAN P. BERNAL URUCHURTU, POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y
LIMNOLOGÍA

Dr. ARTURO CARRANZA EDWARDS, ICMYL, UNAM.
Dr. JUAN PABLO CARRICART GANIVET, ICMYL, UNAM.
Dr. JOAN ALBERT SÁNCHEZ CABEZA, ICMYL, UNAM.

México, D. F. Mayo 2015
Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México



**ARRECIFE RELICTO DEL HOLOCENO TEMPRANO EN EL
NORESTE DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN MÉXICO**

T E S I S

que para obtener el grado académico de

Maestría en Ciencias

(Geología Marina)

p r e s e n t a

ING. JOSÉ ESTRADA CONTRERAS

Director de Tesis: Dr. Paul Andrew Blanchon

Comité Tutorial: Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu

Dr. Arturo Carranza Edwards

Dr. Juan Pablo Carricart Ganivet

Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza

Quintana Roo, México, Mayo 2015

A mis padres y hermanos
Gracias por mostrarme siempre el camino correcto

A Doña Josefa Cuevas

Giordano Bruno

Alfred Wegener

Lynn Margulis

Richard Wright

Ramón Bravo

Y Carl Sagan

A los que exploran y luchan por el mar
los que son fieles a sus ideales
los que defienden a los que no tienen voz
y a los que no tienen voz para defenderse

Agradecimientos

A mi director de tesis Dr. Paul A. Blanchon por sus enseñanzas, su amistad y por la confianza brindada para realizar este proyecto.

A mi comité tutorial Dr. Juan P. Bernal Uruchurtu por su importante contribución en la datación de mis rocas, sus enseñanzas y consejos, al Dr. Juan P. Carricart Ganivet por su amistad y sus enseñanzas en un campo nuevo para mí que es la biología, al Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza por todas sus opiniones, consejos y su excelente crítica, al Dr. Arturo Carranza Edwards por su amistad, sus consejos y por ser siempre un referente y guía fundamental en mi formación profesional desde hace más de 10 años.

A mi Alma máter Universidad Nacional Autónoma de México, y a todas las instituciones que hicieron posible este trabajo: Instituto de Ciencias del Mar y Limnología UNAM, Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, Centro de Geociencias UNAM, Instituto de Geofísica UNAM y Minera del Norte.

Al Dr. Peter Schaaf y al Ing. José Teodoro Hernández por su ayuda en la molienda de mis muestras.

A mis amigos de Minera del Norte Ing. Rodolfo Hernández Ontiveros e Ing. Oswaldo Buendía Coria por sus donaciones de material para mi trabajo.

A todo el personal de la Unidad Académica de Sistemas Arrecifales en especial al M en C Edgar Escalante por su contribución y ayuda en la batimetría de mi proyecto, al M en C Fernando Negrete por su instrucción en la perforación, al Dr. Eric Jordán Dahlgren por todos sus consejos e ideas para mi proyecto y a la M en C Rosa Elisa Rodríguez por su ayuda en la búsqueda bibliográfica.

Al personal de posgrado Lupita, Chantal, Gaby, Diana y a la Dra. Gloria Vilaclara Fatjo.

A todos mis amigos buzos que me acompañaron en tantas expediciones: Ali, Blanquita, Gaby Ang, Luis, Pecas y Mac.

A ustedes 4 que se llevaron muchos días de sol y cansancio ayudándome: Cap. Amaury Mendoza, Esmeralda Pérez Cervantes, Miguel A. Pérez Castro y Roxane Laroche Paquet. Sin ustedes no hubiera sido posible este trabajo.

A mi amigo Dr. Lorenzo Álvarez Filip por su aportación de datos para mejorar mi proyecto y a mis sirenas que son las que levantaron esos datos Isis, Ere, Nuria, Sara, Esme, Adri y a los capitanes Luis y Doni.

A mis amigos Luis Alejandro González Guerrero y Gabriela Gutiérrez Estrada que siempre han estado ahí en todos los momentos buenos y malos, gracias por todo.

A mi familia, Conchita, Raúl, Ere, Axel, Chelo, Paula y Goyo gracias por su apoyo.

Y a todos mis amigos del Instituto y Puerto Morelos: Selene, Any, Parme, Roger, Elpis, Elisa, Raúl, Hazel, Alba, Serguei, Marian, Axa, Tim, Vic, Rodrigo, Lau, Richard, Matus, Sac, Toño, Tati, Amanda, Julián, Charly, Diego, Antonia, León, Nadine, Michele, Tomas, Guille, Mario, Camila, 2 Nancys, Adrien, Edgar, 2 Santis, Gerard, Ara, Darren, Nicté, Dulce, Cris, Kelly, Miriam, Ita, Milou, Izchel, Román, Sergio, Inti, Rebe, Nora, Paulo, Sandra, Lalo, Lombardo, Susy, Ily, Mariano, Rubén, Miguel y a todos los otros que olvide mencionar... gracias por tantas buenas experiencias dentro y fuera del agua durante estos años de aprendizaje.]

Resumen

Los ciclos climáticos naturales, entre otros factores han sido responsables de cambios en el nivel del mar (NM): transgresiones y regresiones marinas quedan registradas en los arrecifes de coral los cuales, como indicadores batimétricos, guardan un registro temporal del NM. Según estudios de cambio climático y temperatura global durante el último ciclo glacial encontraron al NM entre 120 m y 130 m por debajo del actual. Estos cambios se reflejan en el tipo de acreción de un arrecife. Una elevación lenta y gradual refleja un aumento en la altura del arrecife, mientras que un aumento rápido del NM se ve reflejado por un retroceso del arrecife y uno nuevo crece en aguas menos profundas, estos episodios constituyen retrocesos ascendentes conocidos como *back-stepping* del arrecife. En las costas de Puerto Morelos en el Caribe Mexicano encontramos un arrecife relicto a una distancia de 800 m de la cresta del arrecife moderno, en la terraza de arena del arrecife frontal entre 13 m y 20 m de profundidad. Dicho arrecife tiene un marco fósil compuesto casi en su totalidad de facies de cresta de arrecife (FCA) con fósiles de *Acropora palmata* como principal componente. Se realizó una exploración de la zona y un levantamiento batimétrico para conocer las características morfológicas del área, así como un programa de barrenación exploratorio con recuperación de núcleos para posteriormente realizar dataciones absolutas de las muestras de roca obtenidas por series isotópicas de ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th . Los datos obtenidos de los núcleos de perforación y mediciones de elevación y espesor de roca en el arrecife revelaron un crecimiento de 2 m a 3 m de espesor de marco de *Acropora palmata* sobre un sustrato de arenisca calcárea con características de barra arenosa o de duna fósil. Se ha observado la profundidad a la que se encuentra la barra de arena en varios claros donde no hay FCA y esta se encuentra entre 20 m y 16 m bajo el NM, por lo que el espesor total de la FCA podría ser mayor en las zonas altas del arrecife que no se perforaron. Con las dataciones de las muestras se logró determinar la edad de este arrecife que varía entre 7.87 +/- 0.07 ka y 6.54 +/- 0.17 ka y se comprobó la influencia de un episodio de (*back-stepping*) que tuvo sobre el arrecife la transgresión marina generada por el último pulso Laurentino de deshielo glacial de Norte América.

Índice

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN	11
1.2 ANTECEDENTES	13
1.3 HIPÓTESIS	17
1.4 OBJETIVOS	17
1.5 UBICACIÓN Y GEOGRAFÍA	18
1.6 MARCO GEOLÓGICO	20

CAPÍTULO 2 MÉTODOS

2.1 SELECCIÓN DE ÁREAS	24
2.2 EXPLORACIÓN SUBACUÁTICA	25
2.3 BATIMETRÍA	26
2.4 BARRENACIÓN	27
2.5 DATACIÓN ISOTÓPICA	29

CAPÍTULO 3 RESULTADOS

3.1 MORFOLOGÍA DEL ARRECIFE SUMERGIDO	35
3.2 DESCRIPCIÓN DE FACIES Y NÚCLEOS DE BARRENACIÓN	36
3.3 EDADES ISOTÓPICAS	45

CAPÍTULO 4 DISCUSIÓN

48

CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES

58

Referencias bibliográficas	60
----------------------------------	----

Índice de figuras y tablas

FIGURA 1. ZONACIÓN DE 2 ARRECIFES DE CORAL.....	15
FIGURA 2. UBICACIÓN DEL PARQUE NACIONAL ARRECIFE DE PUERTO MORELOS.....	20
FIGURA 3. GEOLOGÍA DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN.....	22
FIGURA 4. TRANSECTOS DE LA BATIMETRÍA EN EL ARRECIFE FRONTAL.....	26
FIGURA 5. IMAGEN DE LA BATIMETRÍA SUPERPUESTA SOBRE EL ARRECIFE RELICTO.....	27
FIGURA 6. PERFORACIÓN EN EL ARRECIFE RELICTO.....	29
FIGURA 7. CADENA DE DESINTEGRACIÓN DEL ²³⁸ U.....	30
FIGURA 8. PREPARACIÓN DE LA MUESTRA F9.....	31
FIGURA 9. SOLUCIÓN GRÁFICA DE LAS ECUACIONES 1 Y 2.....	33
FIGURA 10. MORFOLOGÍA DEL ARRECIFE SUMERGIDO.....	35
FIGURA 11. NÚCLEOS BD1 Y BD2.....	37
FIGURA 12. NÚCLEOS BD3 Y BD4.....	38
FIGURA 13. MUESTRAS DE MANO MM1 Y MM2.....	39
FIGURA 14. NÚCLEOS BD5 Y BD6.....	41
FIGURA 15. NÚCLEOS BD7 Y BD8.....	42
FIGURA 16. CARTA BATIMÉTRICA DEL ARRECIFE RELICTO.....	42
FIGURA 17. SECCIÓN TRANSVERSAL DEL SISTEMA ARRECIFAL PUNTA MAROMA).....	43
FIGURA 18. SECCIÓN GEOLÓGICA DEL ARRECIFE RELICTO.....	46
FIGURA 19. CURVA MÁXIMA DE NIVEL DEL MAR Y CURVA DE TENDENCIA DE ASCENSO DEL NIVEL DEL MAR.....	55
TABLA 1. UBICACIÓN DE LAS ÁREAS EXPLORADAS.....	24
TABLA 2 INFORMACIÓN SOBRE LAS MUESTRAS RECOLECTADAS.....	43
TABLA 3 RELACIONES DE ACTIVIDAD NO ISOTÓPICAS DE ²³⁴ U- ²³⁰ TH DE LAS MUESTRAS DE <i>ACROPORA P.</i>	47
TABLA 4. EDAD Y PROFUNDIDAD DE LAS MUESTRAS FECHADAS.....	50
TABLA 5. DATOS DE EDAD Y PROFUNDIDAD DE NÚCLEOS EN DIFERENTES LOCACIONES DEL MAR CARIBE.....	51

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

Cambios en el NM durante el Cuaternario causaron transgresiones y regresiones marinas las cuales han quedado plasmadas en los arrecifes de coral que, como indicadores batimétricos, guardan un registro temporal del mismo (Blanchon, 2011). Utilizando calibraciones glacio-hidro-isostáticas (Lambeck, 2004), estudios de cambio climático y temperatura global durante el último ciclo glacial encontraron cambios del nivel del mar entre 120 m y 130 m más bajos que en la actualidad (Fairbanks 1989, Blanchon and Shaw 1995).

Se encontró una relación directa en la acreción arrecifal y los cambios del nivel del mar (Lighty et al 1982, Neumann, 1985, Blanchon 2002, Toscazo y Macintyre, 2003). En el Mar Caribe la cresta arrecifal está dominada por los corales ramificados como *Acropora palmata* entre los 0 y 5 m de profundidad (Lighty et al., 1982). Por lo tanto los fósiles de esta especie en arrecifes ahogados sirven como registro del nivel del mar en el pasado (Blanchon and Shaw 1995, Blanchon, 2002).

Si bien el primer trabajo en el que se utilizaron arrecifes de coral para la reconstrucción de curvas de nivel del mar utilizó isótopos de ^{14}C (Fairbanks, 1989), la escala de tiempo del radiocarbono tiene varias incertidumbres, como la inconsistencia del CO_2 atmosférico y otros factores como la existencia de grandes reservorios de carbón en forma de materia orgánica (Scott, 2013), la serie isotópica ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th es la más recomendable para dataciones absolutas de arrecifes de coral debido a la cantidad de uranio que se incorpora del agua al esqueleto (2-3 ppm) (Bernal et al., 2010). Dataciones de este tipo se llevaron a cabo por primera vez en la década de 1960 en trabajos de Veeh 1966 y Broecker 1968.

Blanchon y Shaw (1995) identifican la respuesta de los arrecifes de coral debido al aumento rápido de nivel del mar por derretimiento del hielo glaciar. Se han propuesto 3 procesos por los cuales un arrecife puede acrecionar debido al incremento del nivel del mar (Newman y Macintyre, 1985), denominados comúnmente como respuestas mantenerse, alcanzar y ceder (keep-up, catch-up, give up). La respuesta de tipo “mantenerse” se presenta cuando el nivel del

mar se eleva pero sin exceder la tasa de acreción más alta de un arrecife. Así, si el índice de elevación es gradual, el arrecife acreciona verticalmente, progresa sobre sus depósitos frontales o retrocede sobre sus depósitos de arrecife posterior. Si la tasa de elevación del NM involucra cambios rápidos que exceden el índice de acreción del arrecife, el arrecife tiene que “alcanzar” el nivel de la elevación en función de su magnitud; si la magnitud de elevación no desplaza al arrecife de la zona de hábitat de las estructuras arrecifales mayores el arrecife lo “alcanza” cuando el índice de elevación se frena (Newman y Macintyre, 1985), pero si el aumento en el NM provoca un desplazamiento de los corales de su hábitat, el arrecife “retrocede” a la nueva posición ascendente (Blanchon y Shaw, 1995; Blanchon et al., 2002). Estos episodios son conocidos en inglés como ‘back-stepping’ del arrecife (Blanchon 2011). En este trabajo los denominamos retroceso arrecifal por transgresión (RAT).

En los casos donde no exista el sustrato disponible para que el arrecife responda retrocediendo, el crecimiento del arrecife finaliza por inundación. Los arrecifes pueden sucumbir (o “ceder”) durante un incremento rápido del nivel del mar, cambios en la circulación, por el clima o por otra condición oceánica (Blanchon y Shaw, 1995). Se ha encontrado evidencia de que hubo un evento RAT durante la primera mitad del Holoceno temprano hace aproximadamente 8 ky (Blanchon et al., 2002). Este evento propició el ahogamiento de los arrecifes del Holoceno Temprano y casi simultáneamente llevó a la creación de arrecifes modernos en su posición actual. Sin embargo el momento preciso de este evento ha sido difícil de definir debido a problemas con la cronología del radiocarbono y dataciones incompletas en las estructuras arrecifales.

La cresta del arrecife de Puerto Morelos se encuentra en una plataforma de baja profundidad entre 2 m y 5 m, por lo que la edad de este arrecife necesariamente es igual o menor al tiempo en el que el nivel del mar alcanzó esta zona. Por otro lado la existencia de arrecifes ahogados frente a la costa, la plataforma de baja pendiente y la misma existencia de arrecifes modernos sugiere que un episodio de transgresión marina fue el causante de la evolución geológica de los arrecifes de la zona.

1.2 ANTECEDENTES

Los arrecifes de coral tienen una zonación morfológica bien definida y no difieren mucho unos de otros. De tal manera arrecifes distantes en el Atlántico o el Indo-Pacífico tendrán la misma zonación morfológica (Blanchon, 2011). Los arrecifes de coral en el mar abierto constan con 5 zonas morfológicas de primer orden (Figura 1).

- En primer lugar se encuentra la laguna arrecifal, que consta de una planicie más o menos uniforme de profundidad aproximadamente constante que en su mayor parte está estéril de corales formadores de arrecifes, aunque se pueden formar parches y pináculos de corales o incluso extensas retículas de corales escleractinios con alto relieve (Blanchon, 2011).
- Mar adentro se encuentra el arrecife anterior. Este lugar consiste en una planicie de escasa profundidad (1-3 m) que va de la laguna arrecifal hasta la cresta del arrecife. Esta parte del arrecife consta de 3 principales subzonas: llano de arena, llano de corales y algas coralinas, y borde de algas. Estas planicies pueden llegar a medir hasta 2000 m de ancho y en ellas se pueden formar islas de arena. En el Mar Caribe los arrecifes de coral no presentan arrecife anterior, posiblemente debido a la baja energía del oleaje que rompe sobre la cresta del arrecife y que impide el arrastre de sedimentos del barlovento hacia el sotavento del arrecife (Blanchon, 2011).
- La parte que sobresale del nivel del mar es la cresta del arrecife es el lugar donde rompen las olas. Esta zona está en el Mar Caribe está dominada por corales ramificados como *Acropora palmata*, es el lugar de alta energía que divide la planicie del frente arrecifal (Goreau, 1959).
- El arrecife frontal es la zona que queda limitada por la cresta arrecifal y el borde de la plataforma, franja que se encuentra entre 20 y 50 m de profundidad. Generalmente es un intervalo de alta energía que se divide en 2 subzonas: ranuras y surcos entre los corales, y terrazas de arena. La subzona de ranuras y surcos va desde la cresta arrecifal hasta aproximadamente 10 m de profundidad. Ranuras y surcos son dominadas por el oleaje terminando con una pendiente que rompe la estructura. Siguiendo la pendiente aparece la terraza de arena ubicada generalmente

entre 15 m y 25 m de profundidad. Esta es una zona de poca pendiente que se extiende hasta el final de la plataforma, y es justamente donde se pueden encontrar los arrecifes relicto producto de cambios en el nivel del mar, objeto de estudio de la presente tesis. El arrecife frontal, al ser una zona de mayor profundidad y energía respecto al arrecife anterior, ha sido estudiado en menor medida que las otras zonas del arrecife (Blanchon, 2011).

- La pendiente arrecifal es la última de las zonas del arrecife y la podemos dividir arbitrariamente en 2 partes: la primera va desde la zona superior del talud continental hasta aproximadamente 60 m de profundidad, donde deja de crecer el arrecife. La segunda zona llega aproximadamente hasta 120 m de profundidad e involucra comunidades de esponjas y algas coralinas. Este lugar es el menos estudiado de las partes que conforman a un arrecife de coral (Blanchon, 2011).

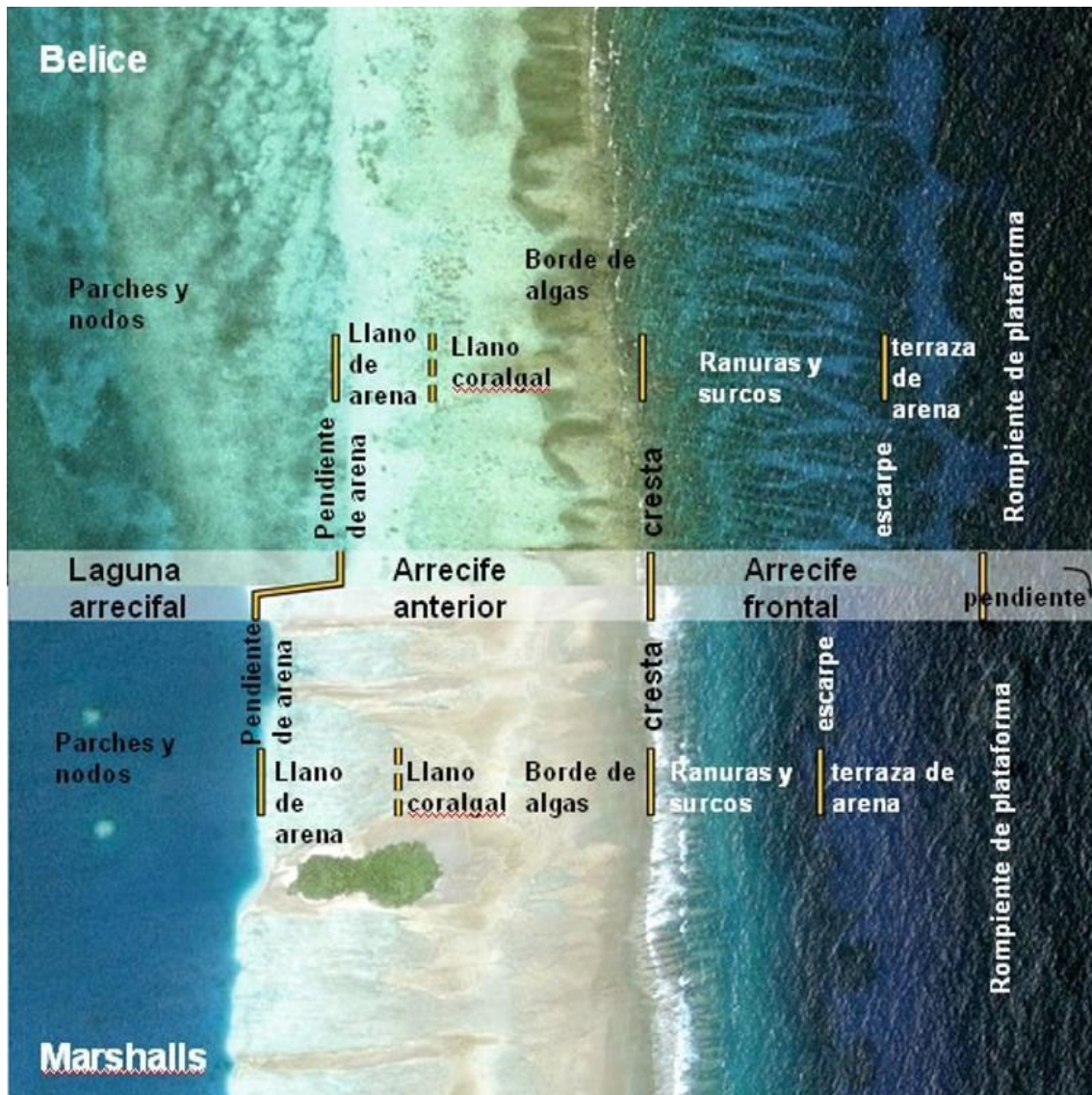


Figura 1. Zonación de 2 arrecifes de coral en Belice (Atlántico) e Islas Marshalls (Pacífico) donde se muestran sus principales componentes así como las subzonas del arrecife, modificado de Blanchon (2011).

Desde que los equipos de perforación portátiles permiten muestrear la estructura interna de los arrecifes modernos, se han construido curvas de nivel del mar a partir de dataciones absolutas en arrecifes de coral, graficando la edad contra la posición del NM. Para ello, muchos trabajos utilizaron dataciones isotópicas de ^{14}C (Adey y Burke 1976, Macintyre y Glynn 1976, Macintyre 1982, Ligthy 1988). Posteriormente se determinó que la mejor manera de fechar carbonatos marinos era a través de las series de U-Th (McCulloch, 2000) por lo que se realizó una calibración de los estudios previos para generar una curva de NM para el Atlántico Occidental y Golfo de México (Toscano y Macintyre 2003). Estudios fuera del Mar Caribe en el Atolón Mururoa, en la Polinesia Francesa, establecen que las dataciones isotópicas en arrecifes de coral son la mejor herramienta para

medir cambios en el NM en el último periodo glacial, pero también identifican los levantamientos y hundimientos tectónicos como un problema para este tipo de estudios (Camoin et al., 2001).

El problema con los isótopos de ^{14}C radica en que las fluctuaciones en la concentración atmosférica del ^{14}C y a que la vida media reconocida como más confiable es ligeramente mayor, una edad convencional no corresponde a la edad verdadera de la muestra y, en consecuencia, es necesario realizar lo que se conoce como calibración (Bernal et al., 2010). Estos factores dan por resultado que no se cumplan a plenitud los supuestos en que descansa las dataciones por radiocarbono. Esto generó la necesidad de compensar este efecto en las fechas obtenidas por la técnica de ^{14}C mediante el empleo de curvas de calibración que muestran la relación entre la edad de ^{14}C y la edad absoluta a través del patrón de variación de los niveles de ^{14}C atmosférico (Reimer et al., 2004).

1.3 HIPÓTESIS

La hipótesis principal de este trabajo es que las variaciones en la tasa de aumento del nivel del mar durante los últimos 14 ka han dado como resultado el ahogamiento y RAT de unidades de arrecife y de cresta arrecifal en todo el Mar Caribe; la última variación se produjo durante el Holoceno temprano y causó un episodio RAT que estableció la posición de los arrecifes modernos. Proponemos probar esta hipótesis mediante la búsqueda de unidades relicto de cresta arrecifal del Holoceno frente del arrecife moderno de Puerto Morelos.

1.4 OBJETIVOS

Identificar la existencia de arrecifes ahogados por RAT, y determinar las edades en que dejó de crecer el arrecife relicto, comenzó a crecer el arrecife moderno de Puerto Morelos y construir una curva de nivel del mar a partir de Núcleos de *Acropora palmata* colectados en diferentes locaciones del Mar Caribe.

1.5 UBICACIÓN Y GEOGRAFÍA

El área de estudio es el Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos que se ubica en la Costa Caribe del municipio de Benito Juárez, frente al poblado de Puerto Morelos en el Estado de Quintana Roo, México, con una superficie total de 9,066 hectáreas. Sus coordenadas geográficas extremas son: 21°00'00" y 20°48'33" latitud norte y 86°53'14.40" y 86°46'38.94" longitud oeste (Figura 2; Instituto Nacional de Ecología, 2000).

El Arrecife de Puerto Morelos forma parte de la barrera arrecifal denominada Gran Cinturón de Arrecifes del Atlántico Occidental. La sección de la barrera ubicada frente a Puerto Morelos se extiende al norte hasta la colindancia con el Parque Nacional Costa Occidental de Isla Mujeres, Punta Cancún y Punta Nizuc (Instituto Nacional de Ecología, 2000).

El arrecife es denominado como bordeante y su morfología se encuentra condicionada por la plataforma continental (Jordán, 1989). Es una formación alargada más o menos paralela a la costa y se encuentra separada de la playa por una laguna arrecifal bien desarrollada con parches y nódulos formados muchas veces en el interior de la laguna. La continuidad del arrecife está interrumpida por numerosos pasos o bocanas que comunican la zona frontal del arrecife con la laguna (Jordán, 1993).

La mayoría de la cresta de este sistema está formado por extensos arrecifes de *Acropora palmata* y *Orbicella annularis* que crecen en la parte somera de antiguas líneas de costa sumergidas, quizás restos de una antigua estructura arrecifal que a barlovento fue biselada durante las regresiones y transgresiones del Holoceno (Jordán, 1993).

La zona costera se caracteriza por presentar un relieve muy escaso y por la ausencia de ríos superficiales, resultado de la naturaleza kárstica del terreno, por lo que el agua de la península de Yucatán se mueve como aguas subterráneas con dirección y descargas al mar (Perry et al., 2009).

La zona costera está delimitada hacia el continente por bermas del Pleistoceno de aproximadamente 10 m de altura, y hacia el mar por una barra arenosa de 2-3 m de altura y 100-200 m de ancho que constituye la línea de costa actual (Ruiz et al., 1998). Entre estos dos rasgos hay depresiones que dan lugar a un ambiente lagunar somero, con esporádico contacto con el mar adyacente. Estas cuencas están interrumpidas por caminos transversales que la dividen de forma no natural, restringiendo o impidiendo el flujo de agua (Instituto Nacional de Ecología, 2000).

El clima en la región es tropical con lluvias abundantes en verano y otoño, con una precipitación promedio de 1041 mm (Instituto Nacional de Ecología, 2000). En la zona dominan los vientos alisios. Los "nortes" llegan a la península después de haberse iniciado en Canadá y hacer un recorrido con dirección nortesur, trayendo como consecuencia vientos y marejadas de gran intensidad desde el norte hasta el sureste (Nolasco-Montero y Carranza-Edwards, 1987). La temporada de huracanes ocurre generalmente de fines de junio a finales de noviembre, predominando en agosto. Son generados en la porción atlántica oriental, provocando vientos con trayectorias circulares que se levantan en forma de torbellinos adquiriendo de esta forma velocidad y potencia (Nolasco-Montero y Carranza-Edwards, 1987). Los huracanes que han impactado considerablemente a Puerto Morelos desde mitad del siglo XX son:

- Beulah en septiembre 1967
- Gilberto en septiembre de 1988
- Willma en octubre del 2005

La corriente que baña las costas de la Península de Yucatán es uno de los ramales en que se divide la Corriente del Atlántico Norte y que viene desde el Mar de las Antillas, la cual bordea los litorales del Golfo de México hasta llegar a la Península de Florida. (Nolasco-Montero y Carranza-Edwards, 1987).

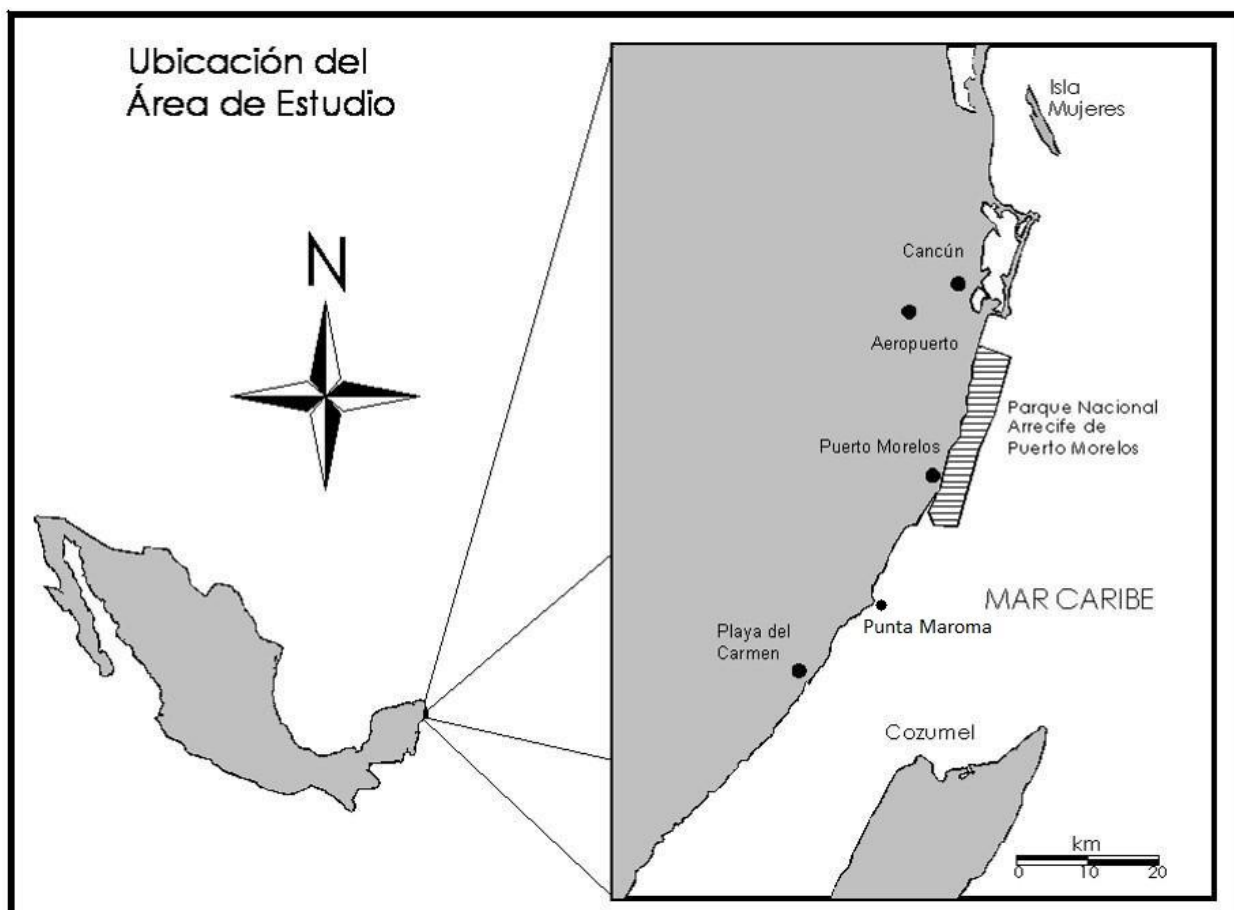


Figura 2. Ubicación del Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos.

1.6 MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra en la provincia fisiográfica de la 'Planicie Central' de la Península de Yucatán, una área extensa que se encuentra limitada al S-SW por la Sierra de Ticul, al sur con Guatemala, al norte por Petén, al SE por las montañas Maya, y los límites este y oeste los forman el Mar Caribe y el Golfo de México, respectivamente. Es un terreno plano ligeramente ondulado que no tiene orientación fija con excepción de algunas lomas en la parte S y SE del estado de Quintana Roo que al unirse entre sí forman pequeñas cadenas con orientación N-S (López-Ramos, 1973). La composición litológica de la península consiste principalmente en carbonatos autógenos y en evaporitas (López-Ramos, 1973), aunque también se encuentran interdigitaciones en la porción nororiental de sedimentos terrígenos con evaporitas así como dolomías asociadas con areniscas submaduras oxidadas (Nolasco-Montero y Carranza-Edwards, 1987). La península de Yucatán se encuentra cubierta casi en su totalidad por

sedimentos marinos del Terciario y, como consecuencia de una cobertura de suelo muy delgada o nula, la roca expuesta tiene alteración kárstica, debido a la disolución y recristalización de los minerales carbonatados (CaCO_3) que propició gran cantidad de dolinas y que, aunado a grandes zonas de debilidad, generó sistemas de un acuíferos libres por toda la Península de Yucatán (Perry et al., 2009).

El Pleistoceno está restringido a una franja de 10 km en la periferia de la Península (Carta Geológica de la República Mexicana, 2006) y no ha sido estudiada a detalle, excepto en la costa noreste por la presencia de canteras (Szabo et al., 1978). El pleistoceno en esta zona está representado por una llanura entre 5 y 10 m sobre el nivel del mar con crestas formadas por secuencias de facies carbonatadas de aguas poco profundas formadas en ambientes submareal, frente de playa, playa y trasplaya. Esta secuencia fue interpretada como una línea de costa progradante con la máxima elevación en la cara de costa y playa. Los depósitos superiores son consistentes y formados cuando se cree que el nivel del mar tuvo un máximo de 6 m más alto que en la actualidad durante el último interglacial (Szabo et al., 1978). Como resultado, se considera que la península ha sido estable desde ese momento, conclusión que se apoya en la falta de sismicidad histórica (Márquez-Azua et al., 2004). Las rocas más antiguas de la Península de Yucatán son metamórficas y constituyen un Basamento Paleozoico que en la porción nororiental de la península forma un alto estructural que aportó durante el Jurásico Inferior sedimentos terrígenos hacia el interior de la península (López-Ramos, 1983).

Se han registrado andesitas, bajo lechos rojos, consideradas como derrames sobre el basamento original (López-Ramos, 1983). En el Cretácico inferior se encontraron una serie de regresiones y transgresiones marinas, llegando a emerger completamente la porción norte-central de la plataforma. Los espesores de los sedimentos cretácicos de la Península de Yucatán varían de 1300 a 3150 m (López-Ramos, 1973) lo cual indica el hundimiento continuo del piso marino cretácico, tendencia que continuó hasta el Eoceno donde también hay evidencias de evaporitas. Tanto el Oligoceno, Mioceno y Plioceno son discordantes con las rocas del Eoceno y más antiguas (López-Ramos, 1973).

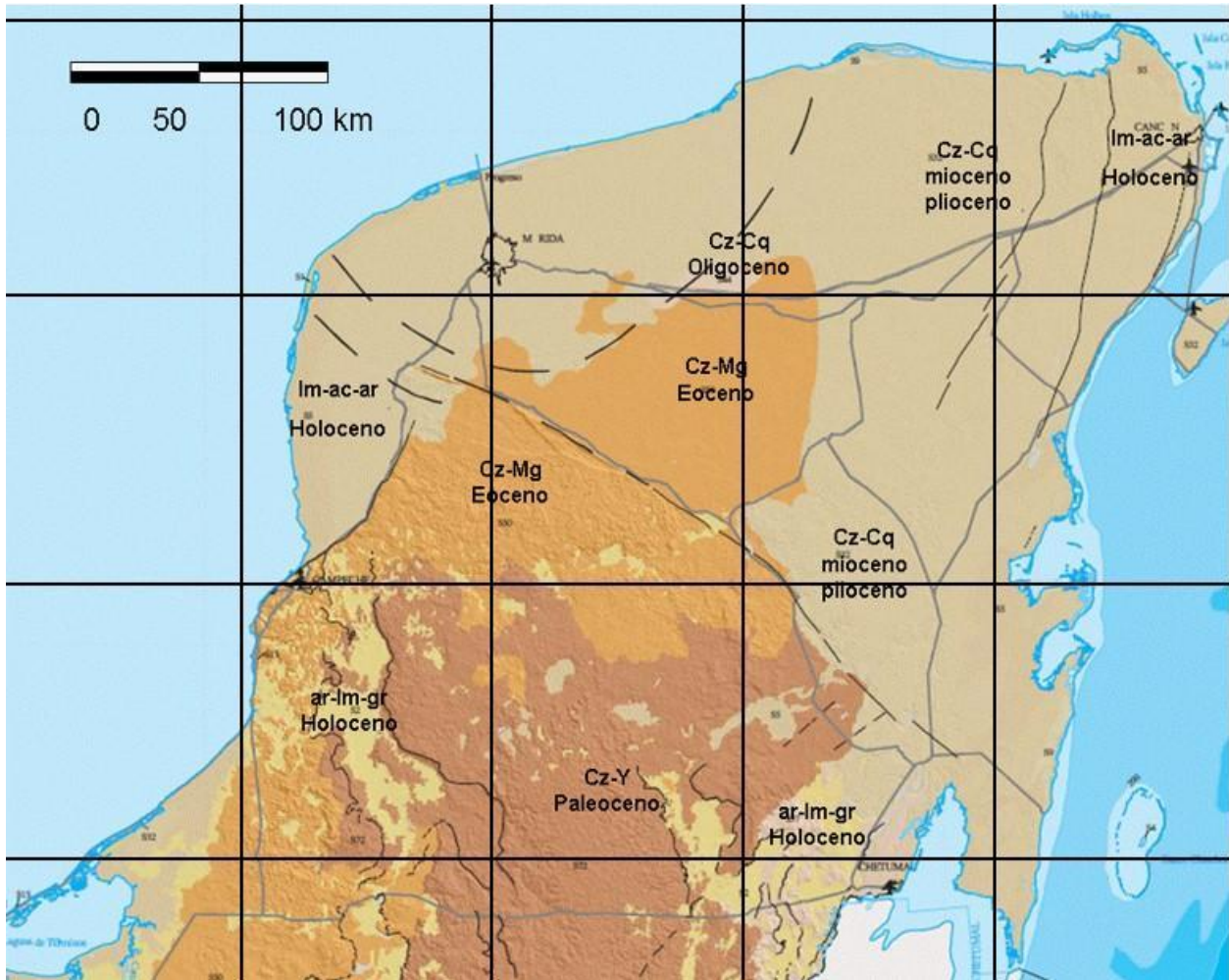


Figura 3. Geología de la Península de Yucatán, modificado de la carta geológica de la república mexicana del Servicio Geológico Mexicano (2006).

CAPÍTULO 2. MÉTODOS

2.1 SELECCIÓN DE ÁREAS

Para seleccionar las posibles áreas de estudio se interpretaron imágenes satelitales de Google Earth así como ortofotos del INEGI que corresponden con el arrecife frontal frente a las costas de Puerto Morelos. En dichas imágenes se tomaron 2 criterios principales para elegir las zonas de exploración. Búsqueda de manchones en la terraza de arena y comparación de estos manchones en imágenes actuales y antiguas.

- Se realizó un sondeo en áreas conocidas con características similares al arrecife relicto que buscamos. Para eso se eligió una zona de la terraza de arena que se ubica saliendo por la Bocana Chica, que es una interrupción del arrecife el cual permite la salida de la laguna arrecifal hacia mar abierto. La salida por la Bocana Chica está a 1700 m de distancia de la costa.
- Se buscaron manchones que rompieran la hegemonía de la terraza de arena posterior a la cresta del arrecife y que tuvieran una orientación similar o paralela a la línea de costa y a la cresta del arrecife.
- Se compararon las imágenes del 2005 al 2013 y se encontraron 2 manchones cercanos a la zona de la Bocana chica que se repetían en 5 ocasiones en imágenes de Google Earth y del INEGI, por lo que estas 2 áreas (A1 y A2; Tabla 1) se eligieron para una exploración preliminar.

Tabla 1. Ubicación de las áreas exploradas, coordenadas en sistema de referencia Universal Transversa de Mercator cuadrante 16Q y un Geoide de Revolución WGS84.

Área	X	Y
A1	517164 m E	2309720 m N
A1	516473 m E	2308866 m N

2.2 EXPLORACIÓN SUBACUÁTICA

Se realizaron buceos con equipo autónomo con el fin de reconocer estructuras submarinas que mostrarán rasgos de arrecifes de coral. En la zona A1 (Tabla 1), se realizaron transectos paralelos con un rumbo E-W sobre el área elegida, pero al no encontrar indicios de arrecife relicto se abandonó la búsqueda.

En la zona A2 (Tabla 1) se encontró una estructura paralela a la cresta del arrecife a una profundidad entre 14 y 20 m de profundidad. En esta etapa se delimitó el área y se documentaron las características particulares del arrecife como la cobertura de fósiles de *Acropora palmata*, altura de las estructuras, pendientes y escarpes en zonas de barlovento y sotavento, profundidades máxima, mínima y promedio. Se realizó un modelo conceptual del arrecife relicto y se observaron posibles zonas para la barrenación de la estructura.

2.3 BATIMETRÍA

La tercera etapa en la exploración del arrecife relicto fue la elaboración de una carta batimétrica, construida con el fin de conocer las dimensiones, formas y tener un control estructural del arrecife. Este estudio consistió en la toma de datos puntuales, longitud, latitud y profundidad que después fueron interpretados para generar una carta con curvas de nivel que representan isobatas del arrecife y una superficie tridimensional. La toma de datos se obtuvo con una ecosonda GARMIN GPSmap 178C Sounder. Se generaron 32 transectos perpendiculares a la estructura del arrecife relicto, separados entre sí aproximadamente 25 m con un total de 2801 datos levantados (Figura 4). Para reducir el error batimétrico producido por el oleaje, la toma de datos se realizó cuando las condiciones del mar eran de calma absoluta. Finalmente, al observar una tendencia linealmente dependiente, se utilizó una interpolación Kriging para generar la carta batimétrica.

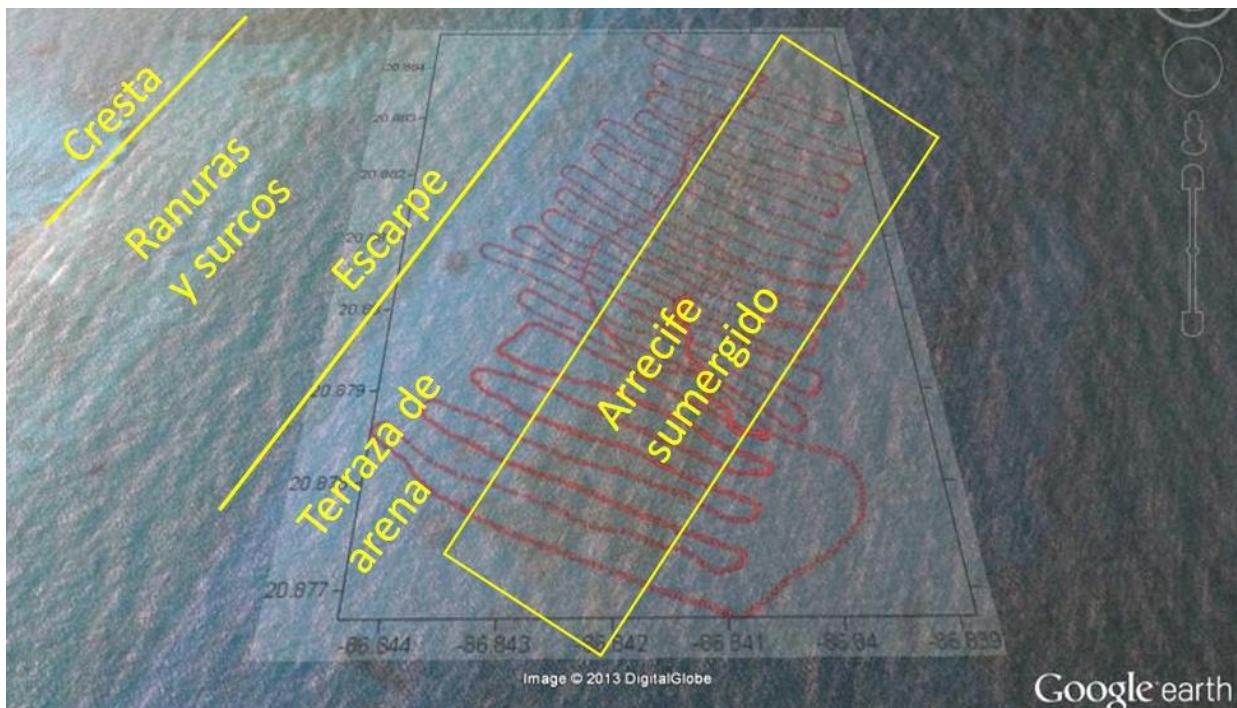


Figura 4. Transectos de la batimetría en el arrecife frontal, coordenadas en grados y decimales.

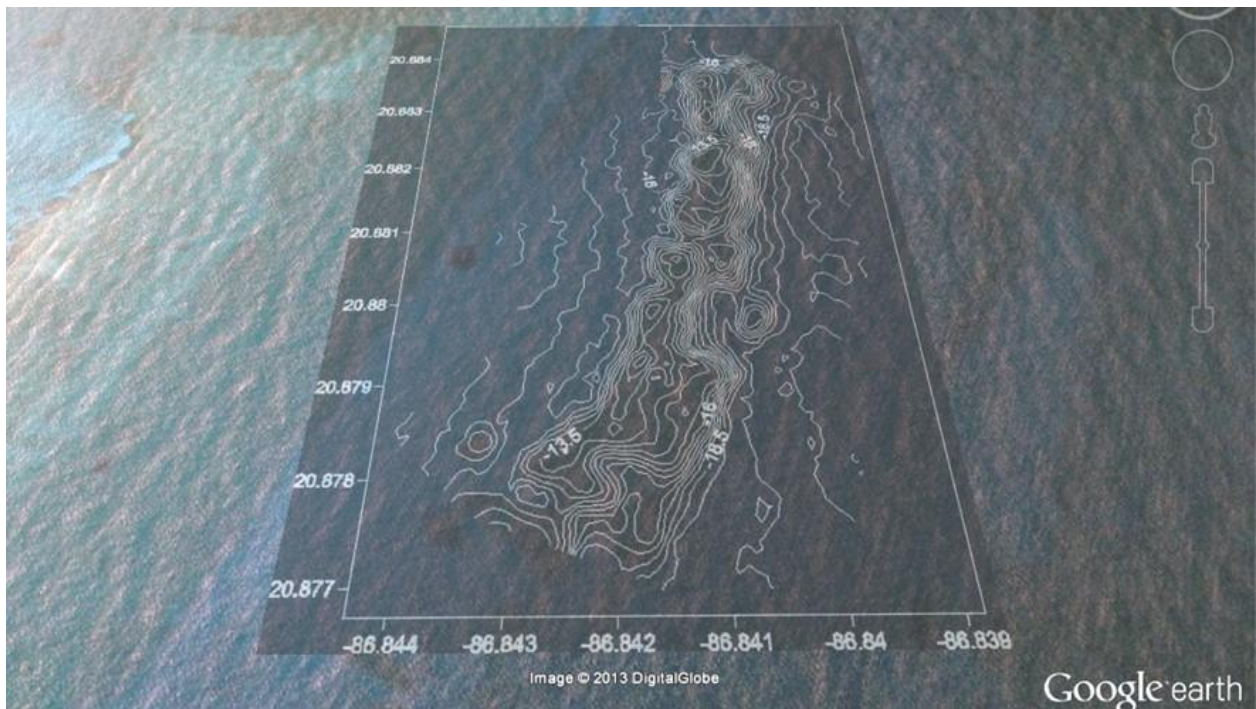


Figura 5. Imagen de la batimetría superpuesta sobre el arrecife relicto, coordenadas en grados y decimales.

2.4 BARRENACIÓN

La finalidad de esta etapa es la obtención de esqueletos de corales propios de la cresta del arrecife, para poder inferir la profundidad de una supuesta paleo cresta arrecifal que existió cuando las capas de hielo de la última deglaciación aun cubrían los polos del planeta (hace unos 8 ka). Para obtener las muestras del arrecife se utilizaron 3 diferentes técnicas: barrenación con taladro de aire comprimido, muestreo superficial con martillo y cincel y barrenación con taladro y compresora dentro de borda, las 3 técnicas se describen a continuación:

- Uso de un taladro de aire comprimido con una broca de 3.5 cm de diámetro y una longitud de 34 cm. Su rango óptimo de funcionamiento está entre los 0 y 7 m de profundidad y como sistema de alimentación utiliza un tanque de buceo de 80 pies cúbicos. Se lograron extraer 4 núcleos con este taladro pero debido a la profundidad que se trabajó, el tiempo de barrenación era muy reducido debido al volumen de los tanques.

- Uso de martillo, cincel y barreta. De esta forma obtuvimos de forma sencilla y selectiva muestras de fósiles de *Acropora palmata* y muestras superficiales del arrecife. Debido a su carácter superficial, la acción de los organismos bioturbadores pueden alterar la geoquímica del fósil.
- La barrenación con taladro y compresora dentro de borda (Figura 6). Para este método se utilizó un taladro hidráulico de la marca SC Unitech con 2.8 kw de potencia y capacidad para perforar con 2 velocidades, 380 y 900 RPM. Se utilizó una broca diamante con 13 cm de diámetro que unida al barril suman 50 cm de longitud. Dicho taladro se encuentra conectado a una compresora de aceite que a través de una manguera de 2 pulgadas de diámetro inyecta el fluido con una presión de 2000 PSI.

Con el último método se realizaron 5 barrenos de longitudes entre 40 y 80 cm, si bien nunca se recuperó el 100% del núcleo. El núcleo más largo recuperado fue de 35 cm. En 3 de los barrenos pudimos recuperar muestras de *Acropora palmata* en condiciones sanas y sin bioerosión que sirven para dataciones isotópicas. Con los 3 métodos se extrajeron 9 núcleos y 2 muestras de mano, de las cuales 5 son muestras de roca con fósiles de *Acropora palmata* dentro de FCA, útiles para conocer la edad del arrecife relicto.



Figura 6. Perforación con taladro de aire comprimido (arriba) y taladro hidráulico con compresora dentro de borda (abajo).

2.5 DATACIÓN ISOTÓPICA

Se dataron 7 muestras mediante la serie de isótopos ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th , 5 de ellas del arrecife relicto, donde 3 son núcleos de barrenos y 2 son muestras de mano extraídas con cincel y barreta, y 2 del arrecife moderno de Punta Maroma tomadas de un trabajo de morfología y construcción arrecifal (Ibarra, 2008).

Para conocer la edad de los esqueletos de coral que se extrajeron del arrecife se analizaron isótopos radioactivos de la serie radiactiva del ^{238}U con un espectrómetro de masas. El análisis consiste en evaluar la cantidad de ^{238}U , ^{234}U y ^{230}Th presentes en los esqueletos de corales y, suponiendo que todo el ^{230}Th proviene de la desintegración radiactiva del ^{234}U incorporado en las rocas, podemos inferir la edad absoluta de la fase mineral (Bernal et al., 2010; Figura 7).

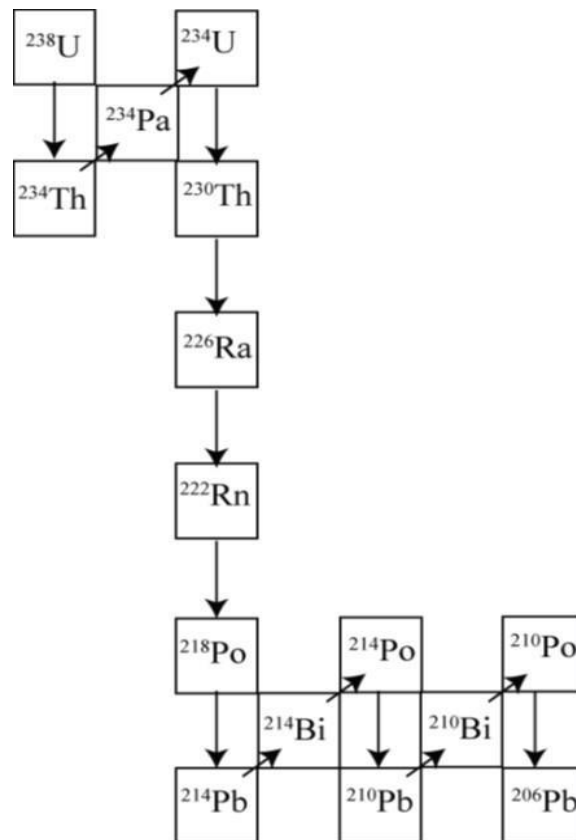


Figura 7. Cadena de desintegración del ^{238}U . Cada flecha vertical indica una desintegración α , mientras que las que apuntan hacia la esquina superior derecha son indicativas de un decaimiento β . (Bernal et al., 2010).

Tal suposición es razonable en el caso de un sistema de baja temperatura, en el cual la diferencia de solubilidad del U y el Th es muy grande, el U tiene una solubilidad alta mientras que el Th tiene solubilidad baja esto indica que es muy fácil la incorporación del U y muy difícil la incorporación del Th en el esqueleto del coral (Bernal et al., 2010).

Sin embargo, en ciertas condiciones la incorporación de material detrítico al esqueleto del coral, que acarrea materia orgánica y arcillas, pueden contener isótopos de Th. El más común es el ^{232}Th , progenitor de otra serie radiactiva natural. Su presencia indica contaminación de la fase mineral, probablemente acompañada de ^{230}Th (Bernal et al., 2010). Por lo tanto, no todo el ^{230}Th presente en la muestra es producto de la desintegración del ^{234}U y, aunque se pueden realizar correcciones, es preferible fechar muestras sin contaminación de Th (Bernal et al., 2010).

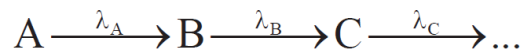


Figura 8. Preparación de la muestra F9 del arrecife moderno en Punta Maroma.

Las muestras se molieron en el instituto de geofísica de la UNAM en el laboratorio universitario de geoquímica isotópica, a cargo del Dr. Peter Shaaf. Fueron cortadas en pequeños cubos del centro del esqueleto y molidas en un mortero de ágata para evitar contaminación (Figura 8). Posteriormente las muestras se enviaron al Centro de Geociencias de la UNAM en el laboratorio de estudios isotópicos y la datación estuvo a cargo del Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu; donde se siguió la metodología siguiente para su preparación y su análisis isotópico:

- Aproximadamente 10 mg de muestra se disuelve en ácido nítrico al 10%.
- Se lleva a sequedad, se añade peróxido para destruir cualquier rastro de materia orgánica y se lleva nuevamente a sequedad.
- Se le añaden cantidades conocidas de los isótopos ^{233}U y ^{229}Th que funcionan como trazadores.
- La muestra se pasa por columnas de intercambio iónico donde se purifica el U y el Th, posteriormente se separan en fracciones distintas.
- Estas fracciones se analizan con espectrometría de masas con plasma MCICPMS en un equipo Neptune Plus Thermo-Finnigan donde el ^{234}U y el ^{230}Th se miden con multiplicador de electrones, los otros isótopos (^{238}U , ^{233}U , ^{232}Th y ^{229}Th) se miden con copas de Faraday.
- Para el cálculo de las edades se utilizan constantes de decaimiento de Cheng (2013).

El decaimiento radioactivo de la serie ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th se describe de la manera más sencilla con las siguientes expresiones (Bernal et al. 2010):



Donde A, B y C son los isótopos ^{238}U , ^{234}U y ^{230}Th respectivamente y λ la constante de decaimiento.

Por otro lado la tasa de decaimiento de un isótopo se describe con la expresión

$$-\frac{dN_A}{dt} = \lambda_A N_A$$

Donde λ_A es la constante de decaimiento del isótopo A y N_A el número de átomos de A al tiempo (t). La resolución de esta ecuación en función del tiempo $N_A=f(t)$ es:

$$N_A = N_A^0 e^{-\lambda_A t}$$

Sobre este principio y después de hacer las sustituciones para los isótopos B y C y resolver las ecuaciones diferenciales correspondientes, se llega a la siguiente ecuación (Bernal et al; 2010):

$$\left[\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right] = 1 - e^{-\lambda_{230}t} + \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \times \left(\frac{\delta^{234}\text{U}}{1000} \right) \times \left(1 - e^{-(\lambda_{234} - \lambda_{230})t} \right)$$

Ecuación 1

Con la *ecuación 1* se calcula el tiempo (t) desde que comenzó a decaer el isótopo B, es decir la edad desde que se comenzó a fraccionar el isótopo ^{234}U y por lo tanto la edad de cristalización de nuestra fase mineral.

Al ser equivalentes las expresiones

$$\left[\left[\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right] - 1 \right] \quad \text{y} \quad \left(\frac{\delta^{234}\text{U}}{1000} \right)$$

se podrán usar indistintamente cualquiera de ellas dentro de la ecuación 1, para el cálculo de la edad de la muestra.

De la ecuación anterior no es posible despejar el tiempo (t) por lo que se aplican modelos numéricos que asignan valores al tiempo (t) hasta que se cumple la igualdad de dicha ecuación y es así como se obtiene la edad de la muestra.

El otro método con el cual podemos obtener una edad aproximada de la muestra es la solución gráfica de la ecuación anterior (Figura 9).

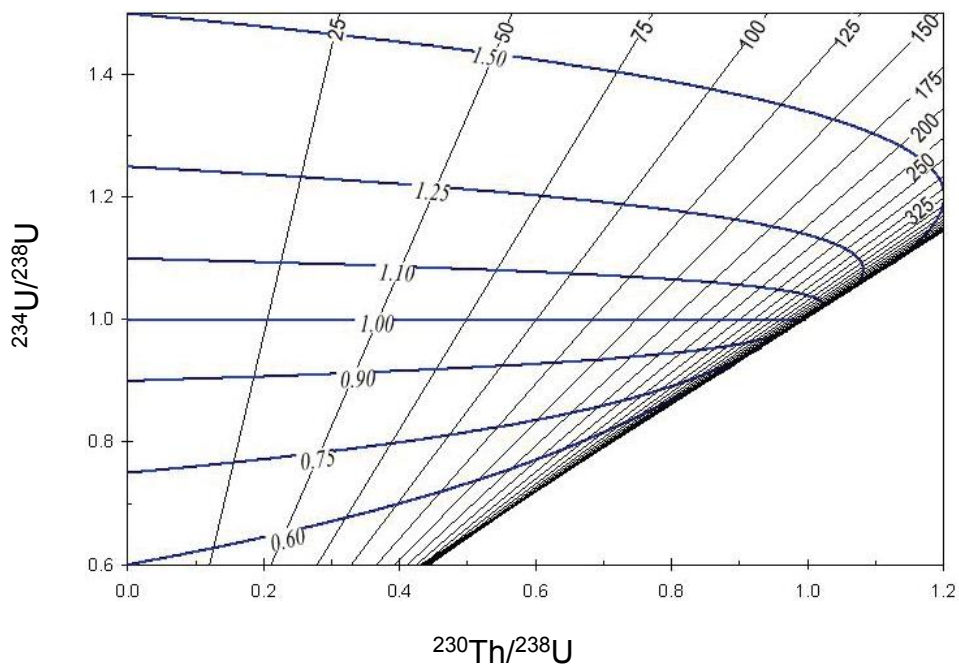


Figura 9. Solución gráfica de la ecuación 1. Las líneas verticales y semi-verticales representan isócronas mientras que las curvas representan la evolución de la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ respecto al tiempo y a la relación $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (Bernal et al., 2010).

CAPÍTULO 3 RESULTADOS

3.1 MORFOLOGÍA DEL ARRECIFE SUMERGIDO

El tramo de arrecife sumergido (Figura 10) es un promontorio sobre una terraza de arena en la parte del arrecife frontal con un rumbo NNE-SSW, aproximadamente 900 m de longitud, una anchura promedio de 130 m y una altura máxima de 8 m.

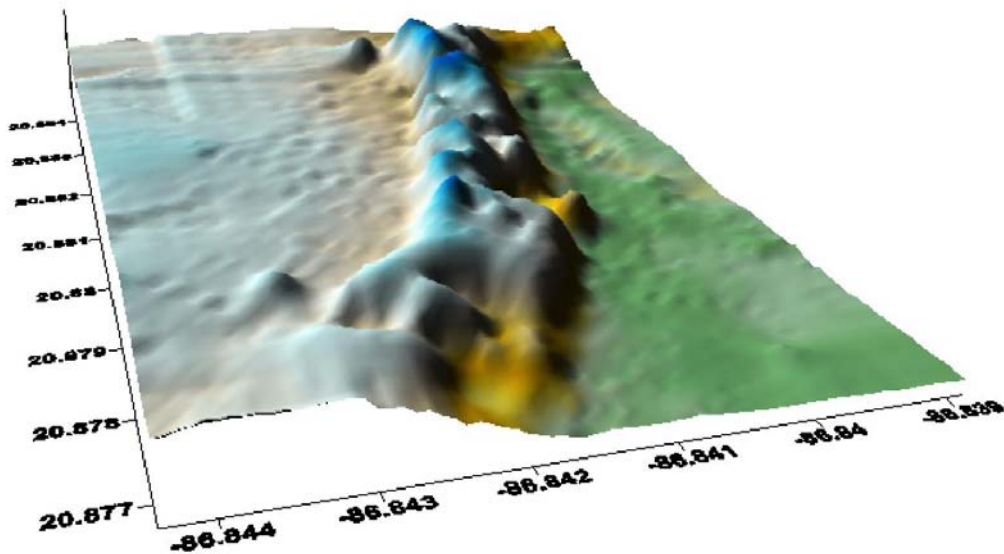


Figura 10. Morfología del arrecife sumergido (las coordenadas son grados).

En la sección transversal de oeste a este el arrecife comienza sobre la terraza de arena a 16 m de profundidad, con una pendiente de pronunciada a moderada, y llega a su parte más alta a 12 m bajo la superficie del mar. Le sigue un descenso con una pendiente suave hasta los 19.5 m de profundidad y continúa nuevamente la terraza de arena.

El arrecife tiene un sustrato consistente de arenisca de grano fino con granos bien trabajados. Por las características de la roca, es probable que se trate de una barra de arena o duna costera ya que la arenisca tiene estratificación en un ángulo que va de los 10° a los 15°, además de estar penetrada por rizolitos, lo que indica la presencia de cobertura vegetal terrestre (Matteucci et al., 2007). La paleoduna aflora en todo el extremo oriental del arrecife y en bajos de la zona central estos afloramientos están entre los 20 m y 16 m de profundidad. Sobre la

paleoduna se observó una costra de crecimiento coralino que en sus partes más delgadas es de tan sólo 15 cm y en sus partes más gruesas no mide más de 3 m. La paleoduna se puede observar en la parte de sotavento y en afloramientos verticales, así como en claros en el centro del arrecife en donde se puede medir la profundidad de la roca suprayacente y la altura del crecimiento del arrecife.

El arrecife es un depósito geológico *in-situ* de esqueletos fósiles de coral, principalmente *Acropora palmata*, aunque en la zona poniente y sur de la estructura también hay clastos de esta misma especie en montículos litificados que no son crecimiento *in-situ*.

3.2 DESCRIPCIÓN DE FACIES Y NÚCLEOS DE BARRENACIÓN

Los núcleos BD1 y BD2 (Figura 11) fueron perforados (diámetro = 3.5cm) al SE de la estructura, en la parte más profunda del arrecife. Se observó que el sustrato es una arenisca calcárea de color blanco y grano fino medianamente deleznable, soportada por los granos y no por cementante, y presenta bioturbación en los primeros 5 cm. La roca es suave y tiene bandeamiento cruzado. La roca se ve bien litificada y tiene características de barra de arena o duna formada en condiciones aéreas. Una prueba de esto son las marcas de raíces de plantas terrestres encontradas en los núcleos BD1 y BD2.



Figura 11. Núcleos BD1 y BD2 escala en cm.

Los núcleos BD3 y BD4 (Figura 12) fueron perforados en la zona de sotavento del arrecife sobre lo que morfológicamente parece ser la cresta del arrecife relicto, ambos núcleos se perforaron sobre *Acropora palmata*, y en ellos se observa un esqueleto denso de aragonita con mucha bioturbación.



Figura 12. Núcleos BD3 Y BD4 escala en cm.

El núcleo BD3 comenzó a perforar un esqueleto de *Acropora palmata* y presentó un hiato a los 5 cm, en el cual se atravesó una cavidad de arena de 15 cm. Posteriormente se perforó nuevamente un esqueleto de *Acropora palmata*.

El núcleo BD4 se comenzó a perforar sobre *Acropora palmata* (7 cm). Después de esta zona de roca compacta se atravesó una cavidad de arena de más de 30 cm y se terminó la perforación.

La muestra de mano 1 (MM1, Figura 13) fue colectada con martillo y cincel en un bajo del arrecife a 15 m de profundidad donde la pendiente es pronunciada, se puede observar una pared de 2 m de altura donde aflora la secuencia vertical del arrecife. En la muestra se observa una fósil de *Acropora palmata* denso y sano. Aunque el promontorio donde fue colectada la muestra es una aglomeración de fósiles de *Acropora palmata*, no podemos asegurar que las muestras colectadas en esta zona sean crecimientos in situ, por lo que no

podemos utilizar estas muestras para medir la edad del arrecife, pero sí de acreción geológica posterior

La muestra de mano (MM2, Figura 13) se trata de un clasto de *Acropora palmata* colectado de un afloramiento vertical de aproximadamente 1.5 m de altura. La roca presenta bioturbación moderada de bivalvos litófagos que no afecta el interior del fósil, por lo que es apta para conocer la edad del arrecife. De la misma manera que la muestra MM1 esta muestra, se utilizó para conocer la edad del arrecife como una sola unidad y no para correlacionar edad contra nivel del mar.



Figura 13. Muestras de mano MM1 y MM2, escala en cm.

El núcleo BD5 (Figura 14), se perforó con taladro de compresora dentro de borda, a una profundidad de 14.5 m, en el núcleo se logran apreciar 3 zonas del arrecife. En la primera (25 cm) hay clastos de 4 a 8 cm y pedacería de corales entre los que se distinguen fósiles de *Acropora spp* y *Montastraea spp*, con incrustaciones de organismos bioturbadores como poliquetos y bivalvos, también hay una zona de arena calcárea que no se pudo recuperar.

Los siguientes 14 cm corresponden a un clasto de gran tamaño de *Acropora palmata* que presenta una leve alteración por organismos bioturbadores en sus partes superficiales. El fósil está en perfectas condiciones y se consideró útil para

el fechado por series de U-Th. La última zona del núcleo (más de 30 cm) es arena suelta

El núcleo DD6 (Figura 14) fue perforado en la base de un afloramiento de 2 m de altura donde se aprecia la secuencia del arrecife relicto. En él se observan 3 diferentes zonas de crecimiento. La primera (22 cm) está compuesta por 2 colonias de *Diploria spp* que se encuentran discordantes una sobre la otra. En la segunda zona (17 cm) encontramos una facies típica de la cresta arrecifal compuesta por clastos de *Acropora palmata* con tamaño de gravas y cementante calcáreo, y presencia de organismos bioturbadores y otros organismos con conchas. Uno de los clastos de esta zona es una *Acropora palmata* sana que se consideró útil para su datación isotópica. La última zona del núcleo (40 cm) fue de arena que no pudo recuperarse.

El núcleo BD7 (Figura 15) es el más profundo y se encuentra en el margen SE del arrecife relicto, en su límite a profundidad. Se perforó en su totalidad sobre la base del arrecife, una arenisca calcárea de grano fino a medio color blanco y soportado por los mismos granos. Se observa estratificación cruzada y restos de raíces de plantas que perforaron la roca cuando ya estaba litificada. El núcleo se perforó por 40 cm y se logró una recuperación del 80%.

El núcleo BD8 (Figura 15) fue perforado en la parte media del arrecife, el núcleo comenzó sobre una costra de *Acropora palmata* con gravas y arenas de diferentes tipos de corales, aparentemente una cresta arrecifal. La compactación de la roca no era buena, por lo que no se recuperaron tramos grandes. En general los clastos recuperados tienen bioturbación pero hay pedacería de *Acropora palmata* con buena calidad y susceptible de ser fechado.

El núcleo BD9 se perforó a 17.5 metros de profundidad en una pequeña costra de *Acropora palmata* seguida por otros restos de corales gravas y arenas. La recuperación fue muy pobre (menor al 20%). Ninguno de los clastos recuperados en este núcleo sirve para fechado del arrecife.



Figura 14. Núcleos BD5 y BD6, escala en cm y pulgadas.



Figura 15. Núcleos BD7 y BD8, escala en cm y pulgadas.

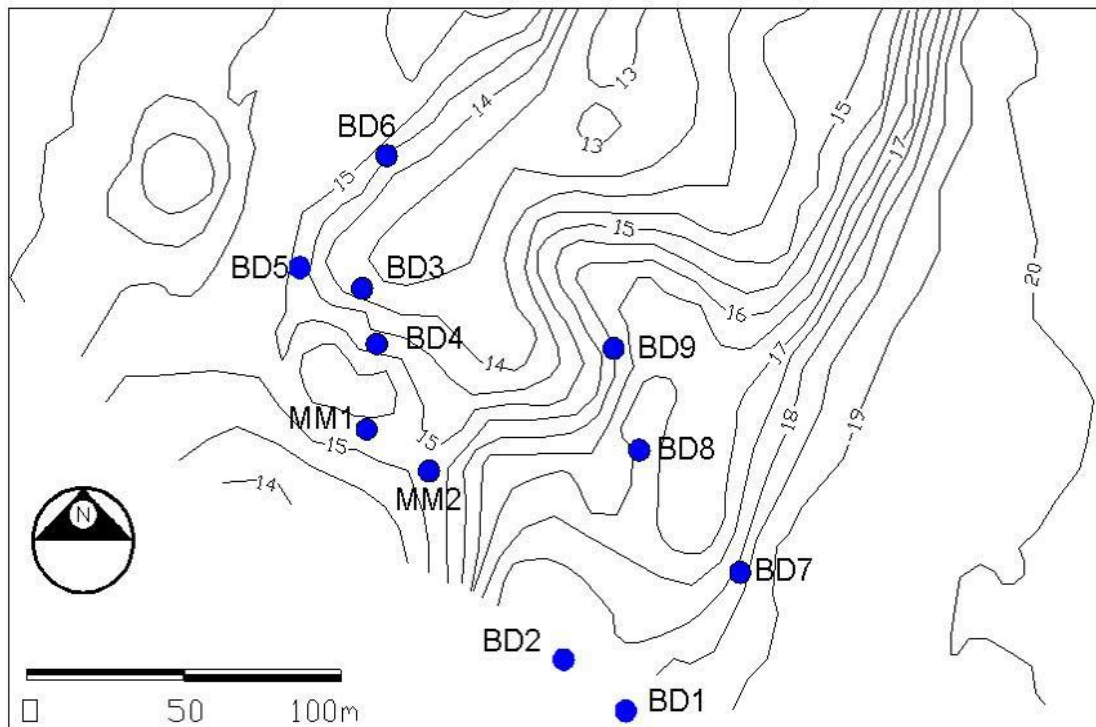


Figura 16. Carta batimétrica del arrecife relicto con la ubicación de los núcleos y muestras de mano colectadas.

Tabla 2. Información sobre las muestras recolectadas. Las coordenadas son UTM cuadrante 16Q y geoide WGS84.

Núcleo	X (m)	Y (m)	Z (m)	Diámetro (cm)	Longitud recuperada (cm)	observaciones
BD1	516445	2308546	-19	3.5	31	Arenisca calcárea
BD2	516426	2308561	-18	3.5	20	Arenisca calcárea
BD3	516366	2308667	-14	3.5	11	<i>Acropora palmata</i>
BD4	516370	2308651	-14	3.5	7	<i>Acropora palmata</i>
MM1	516367	2308627	-15	No aplica	No aplica	<i>Acropora palmata</i>
MM2	516386	2308615	-15	No aplica	No aplica	<i>Acropora palmata</i>
BD5	516347	2308673	-14.5	13	55	Facies de cresta
BD6	516373	2308705	-15.6	13	50	Facies de cresta
BD7	516479	2308586	-19.5	13	40	Arenisca calcárea
BD8	516449	2308620	-18	13	55	Facies de cresta
BD9	516441	2308650	-17.5	13	25	Facies arrecifal

Si bien los núcleos descritos son útiles para conocer las facies y las edades del arrecife fósil, para medir un posible episodio RAT necesitamos la edad cuando el arrecife moderno comenzó a crecer. Para ello se incorporó una serie de 4 núcleos del arrecife moderno (Ibarra, 2008). Dichos núcleos fueron perforados en junio de 2006 con la finalidad de describir la facies y estructura geológica del arrecife de Punta Maroma (Figura 17). En este trabajo se midieron las edades absolutas de 2 muestras con dataciones isotópicas de la serie ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th .

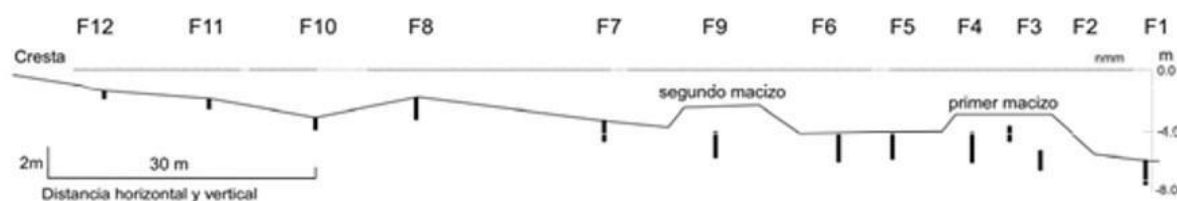


Figura 17. Sección transversal del sistema arrecifal Punta Maroma con la ubicación de los núcleos (Ibarra, 2008).

- F3: El núcleo se obtuvo en la cima de un macizo de coral a una profundidad de 3.5 m y tiene una longitud de 0.75 m con recuperación del 57%. El núcleo consiste en una unidad de roca pobremente consolidada compuesta por intercalaciones de facies de estructuras in situ de clastos de coral, principalmente *Acropora palmata*, que presenta en sus bordes una banda de bioerosión de bivalvos y esponjas principalmente.
- F4: El núcleo se obtuvo en la cima de un macizo de coral a una profundidad de 4.3 m y tiene una longitud de 1.0 m, y un porcentaje de recuperación del 63 %. La baja recuperación indica que se trata de una unidad pobremente consolidada. El núcleo consiste en clastos de *Acropora palmata* y de *Acropora cervicornis* del tamaño de guijarros (-4 phi). Los clastos presentan huellas de bioerosión caracterizada por marcas de bivalvos. Para los análisis radiométricos se tomó un clasto de *Acropora palmata* de la base del núcleo con nula bioerosión y buena calidad de roca.
- F5: El núcleo se obtuvo entre dos macizos de coral a una profundidad de 4.2 m y tiene una longitud de 0.70 m, con un porcentaje de recuperación del 44 %. La recuperación señala una unidad pobremente consolidada. La unidad consiste de clastos de *Acropora palmata* del tamaño de guijarros (-6 phi). Hay bandas de bioerosión de bivalvos y esponjas principalmente. Se tomó un clasto de *Acropora palmata* de la base del núcleo para dataciones isotópicas.
- F9: El núcleo se obtuvo en un canal entre dos macizos a una profundidad de 4 m y tiene una longitud de 0.75 m, con un porcentaje de recuperación del 63 %. La recuperación indica una unidad pobremente consolidada. Este núcleo consiste en una unidad de roca sencilla pobremente consolidada, compuesta por una facies de clastos de *Acropora palmata* del tamaño guijarros grandes (-6 phi). Los clastos presentan huellas de bioerosión caracterizada por marcas de bivalvos así como por las esponjas horadoras. Se tomó una muestra del fondo del núcleo para su análisis isotópico.

3.3 EDADES ISOTÓPICAS

Los corales no siempre se comportan como sistemas cerrados, pues además del uranio que se incorpora en su red cristalina proveniente del agua del mar durante la calcificación, se pueden incorporar detritos con isótopos de torio que afectan la relación de U-Th inicial (Bernal et al., 2010). La diagénesis puede también afectar profundamente la relación isotópica $\delta^{234}\text{U}$ de los carbonatos marinos (Banner et al., 1991).

El $\delta^{234}\text{U}$ lo definimos a partir de la relación $^{238}\text{U}/^{238}\text{U}$ como:

$$\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}] - 1) \times 1000$$

Y representa la relación de estos isótopos en solución en el agua del mar (Bernal et al., 2010). Esta relación se ha mantenido constante en los últimos 800 ka con un valor $\delta^{234}\text{U} = 144 \text{ ‰}$; por lo tanto valores $\delta^{234}\text{U}$ alejados de 144 ‰ indican que la red cristalina del esqueleto del coral no se ha mantenido como un sistema cerrado (Banner et al., 1991, Henderson, 2002).

Las muestras estudiadas en este trabajo (Tabla 3) no indican la presencia de estos problemas y se consideraron adecuadas para la datación. Efectivamente, en todas las muestras las concentraciones de ^{232}Th son muy bajas y la relación $\delta^{234}\text{U}$ siempre muy cercana al valor 144 ‰ . Por lo tanto, podemos asumir que los corales fósiles analizados representan de manera fehaciente las edades de los eventos evolutivos del arrecife.

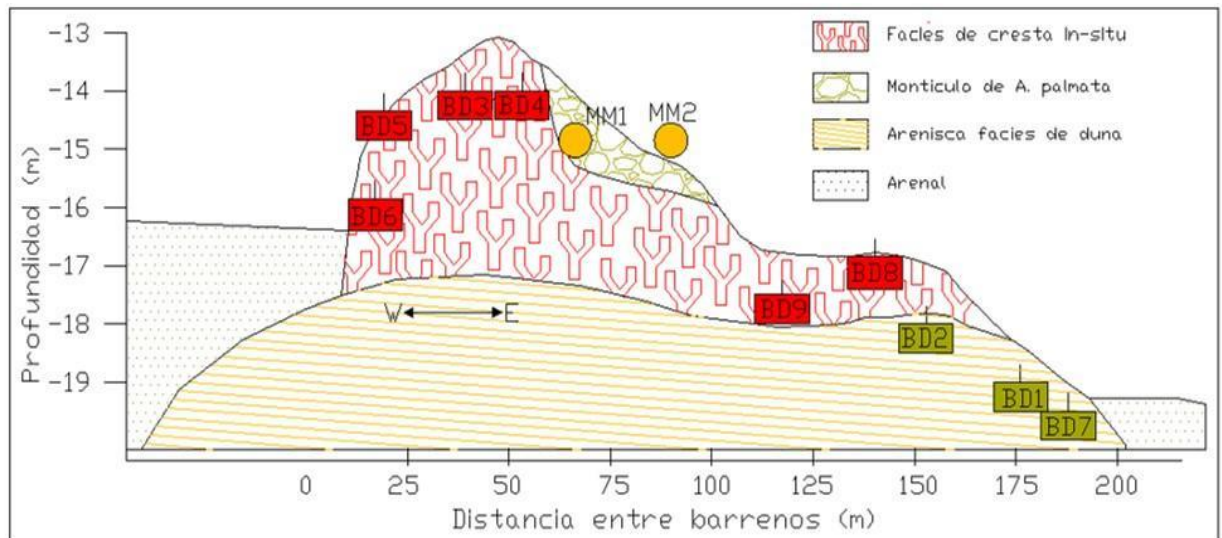


Figura 18. Sección geológica del arrecife relicto con la posición de los núcleos y muestras de mano. La escala vertical esta exagerada.

Tabla 3. Relaciones de actividad no isotópicas de ^{234}U - ^{230}Th de las muestras de *Acropora palmata*. ^{238}U (ppm) son las partes por millón del isótopo Uranio 238, $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ es la relación entre los isótopos de Torio 230 y Uranio 238, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ es la relación entre los isótopos de Uranio-234 y Uranio-238, $\delta^{234}\text{U}$ es la relación $([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]-1)\times 1000$, $\delta^{234}\text{U}_o$ es la relación de actividades inicial $([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]-1)\times 1000$ que se incorpora del agua del mar, $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ es la relación de los isótopos Uranio-238 y Torio-232, la edad está presentada en miles de años (ka).

Muestra	^{238}U (ppm) +/-		$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ +/-		$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ +/-		$\delta^{234}\text{U}$ +/- ‰		$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ +/-		Edad (ka) + -			$\delta^{234}\text{U}_o$ +/- ‰	
	BD5	3.094	0.003	0.0699	0.0008	1.1452	0.0007	145.2	0.7	5371	34	6.84	0.07	0.07	148.1
BD6	3.168	0.001	0.0795	0.0006	1.1374	0.0046	137.4	4.6	12433	44	7.87	0.07	0.07	141	5
BD8	3.037	0.001	0.0669	0.0017	1.1448	0.0011	144.8	1.1	8814	172	6.54	0.17	0.16	147.5	2.5
MM1	3.560	0.002	0.0657	0.0006	1.1446	0.0010	144.6	1.0	13730	124	6.42	0.05	0.05	147.2	2.4
MM2	3.122	0.002	0.0626	0.0013	1.1446	0.0007	144.6	0.7	1951	33	6.10	0.13	0.13	147.2	2.5
F4	2.783	0.001	0.0467	0.0008	1.1455	0.0018	145.5	1.8	21207	279	3.70	0.06	0.06	147	3
F5	2.928	0.003	0.0469	0.0011	1.1445	0.0018	145.5	1.8	31416	1594	4.54	0.11	0.10	146.3	2.8

CAPÍTULO 4 DISCUSIÓN

De las edades de las muestras podemos interpretar los siguientes eventos de la historia del arrecife:

1) Existencia del arrecife relicto

Aunque la morfología del arrecife y la facies de los núcleos obtenidos ya sugerían que el arrecife relicto era una estadia más baja de una cresta arrecifal, las edades de las muestras BD5 6.84 +/- 0.07 ka, BD6 7.87 +/- 0.07 ka, BD8 6.54 +/- 0.17 ka lo comprueban y nos ubican en tiempo la cresta fósil.

2) Existencia de episodio RAT

Separando en 2 bloques las muestras del arrecife relicto y arrecife moderno, las edades de los fósiles muestran una tendencia ascendente del nivel del mar. Mientras que las muestras profundas de 14.5 a 17 m de profundidad tienen edades que van de los 6.10 +/- 0.13 ka a los 7.80 +/- 0.07 ka las muestras someras 4.9 a 5.3 m de profundidad son del 3.70 +/- 0.068 ka y 4.54 +/- 0.11 ka.

La única forma de acreción arrecifal consistente con los datos es que el arrecife cedió por el rápido ascenso del nivel del mar, dando lugar a una nueva estructura arrecifal en aguas más someras (Blanchon, 2011).

3) Edad de muerte del arrecife relicto

Las muestras que obtuvimos del arrecife relicto (Figura 18) fueron tomadas de núcleos de poca longitud y por lo tanto en una posición muy cercana al piso marino. Por sucesión estratigráfica en una unidad sin movimientos tectónicos sabemos que las rocas más antiguas se encuentran subyaciendo y las rocas más recientes suprayaciendo. De esta manera las muestras fechadas representan la última acreción arrecifal y por lo tanto las más cercanas a la edad de muerte del arrecife relicto. Esta edad se encuentra cercana a 6.54 +/- 0.17 ka en el pasado.

4) Edad de crecimiento del arrecife moderno

Las muestras F4 y F5 fueron tomadas en la base de un crecimiento arrecifal a centímetros de un hiato de rocas del pleistoceno, que representan de manera local el inicio del arrecife moderno. Este crecimiento comenzó hace 4.54 +/- 0.11 ka en F4 y 3.70 +/- 0.06 ka en F3. Estas edades no son concluyentes ya que se necesitaría fechar más muestras a lo largo del arrecife, pero nos dan una idea aproximada de la edad de crecimiento del arrecife moderno.

Tabla 4. Edad y profundidad de las muestras fechadas.

Muestra	Edad (Ka)			Profundidad (m)
	(+)	(-)		
BD5	6.84	0.07	0.07	14.5
BD6	7.87	0.07	0.07	15.6
BD8	6.54	0.17	0.16	18
MM1	6.42	0.05	0.05	15
MM2	6.10	0.13	0.13	15
F4	3.70	0.06	0.06	4.3
F5	4.54	0.11	0.10	4.2

La continuidad temporal, la profundidad, las fechas obtenidas, y la estabilidad tectónica de la zona, permiten inferir que la plataforma de baja pendiente y poca profundidad de la costa de Puerto Morelos ha propiciado que los cambios ascendentes del nivel del mar ocurridos en el holoceno tengan como consecuencia un retroceso arrecifal por transgresión marina. La evidencia principal de la existencia de una cresta arrecifal sumergida son las secuencias de *Acropora palmata* de crecimiento *in-situ* encontradas en la parte oriental de la estructura y los núcleos BD5, BD6 y BD8 con facies de esta especie, subyaciendo colonias de otras especies de corales.

Se mapearon parcelas de *Acropora palmata* en las 9,000 hectáreas del Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos y se encontró que 7,498 colonias de esta especie crecían entre la superficie y 7 m de profundidad, con una media de 2 m. James Hutton en el siglo XVIII plantea que los procesos naturales que actuaron

en el pasado son los mismos que actúan en el presente, a esta corriente filosófica se le llama uniformismo. De esta manera inferimos que las parcelas fósiles encontradas en el arrecife sumergido vivían en condiciones similares de profundidad a las que los representantes actuales viven hoy. Por lo tanto, concluimos que el arrecife sumergido se trata de una cresta fósil que vivió a una profundidad cercana a 2 m bajo el nivel del mar.

La topografía del arrecife sumergido no concuerda con las topografías planas de las crestas de los arrecifes modernos, ni los sumergidos de otros trabajos. Podemos suponer que la morfología de nuestro arrecife sumergido se adaptó a las condiciones topográficas de la roca sustrato, por lo que su crecimiento fue concordante y siguiendo la morfología de la paleoduna suprayacente. También los picos altos del arrecife sugieren crecimiento coralino posterior al ahogamiento masivo de las parcelas de *Acropora palmata*.

Tabla 5. Datos de edad y profundidad de núcleos en diferentes locaciones del Mar Caribe, Gran Caimán (Blanchon et al., 2002), Florida, Bahamas, Martinica, Panamá, St. Croix, Puerto Rico y Antigua (Toscano y Macintyre, 2003). Las edades de Blanchon son miles de años antes de 2002, las edades de Puerto Morelos son miles de años antes de 2014 y todas las edades de ^{14}C son miles de años antes de 1950.

Locación	Autor	Método	Edad (ka)	(+)	(-)	Profundidad (m)
G. Caimán	Blanchon	U-Th	8.198	0.082	0.082	-21
G. Caimán	Blanchon	U-Th	8.122	0.101	0.01	-20.7
G. Caimán	Blanchon	U-Th	8.354	0.075	0.075	-22.8
G. Caimán	Blanchon	U-Th	8.933	0.18	0.18	-23.5
G. Caimán	Blanchon	U-Th	8.658	0.074	0.074	-21
G. Caimán	Blanchon	U-Th	8.953	0.149	0.149	-21.9
G. Caimán	Blanchon	U-Th	9.878	0.097	0.097	-22.2
P. Morelos	Estrada	U-Th	6.84	0.07	0.07	-14.5
P. Morelos	Estrada	U-Th	7.87	0.07	0.07	-15.6
P. Morelos	Estrada	U-Th	6.54	0.17	0.16	-18
P. Morelos	Estrada	U-Th	3.70	0.06	0.06	-4.3
P. Morelos	Estrada	U-Th	4.54	0.11	0.10	-4.2
Bahamas	Macintyre	^{14}C	3.98	0.09	0.09	-7.3
Bahamas	Macintyre	^{14}C	4.94	0.08	0.08	-7
Bahamas	Macintyre	^{14}C	4.285	0.099	0.099	-6.4
Bahamas	Macintyre	^{14}C	4.53	0.09	0.09	-5.5
Bahamas	Macintyre	^{14}C	5.27	0.09	0.09	-6.8
Martinica	Macintyre	^{14}C	1.67	0.12	0.12	-4

Martinica	Macintyre	¹⁴ C	0.75	0.06	0.06	-1
Martinica	Macintyre	¹⁴ C	0.54	0.11	0.11	-0.9
Martinica	Macintyre	¹⁴ C	2.00	0.07	0.07	-2
Martinica	Macintyre	¹⁴ C	2.16	0.12	0.12	-4
Panamá	Macintyre	¹⁴ C	7.077	0.103	0.103	-12.5
Panamá	Macintyre	¹⁴ C	7.42	0.10	0.10	-12.3
Panamá	Macintyre	¹⁴ C	7.57	0.11	0.11	-11.5
Panamá	Macintyre	¹⁴ C	6.43	0.10	0.10	-6.8
Panamá	Macintyre	¹⁴ C	5.91	0.06	0.06	-6
Panamá	Macintyre	¹⁴ C	5.60	0.09	0.09	-5.8
Panamá	Macintyre	¹⁴ C	3.91	0.09	0.09	-5.5
Panamá	Macintyre	¹⁴ C	4.23	0.09	0.09	-3.8
Sn Croix	Macintyre	¹⁴ C	7.03	0.09	0.09	-10.4
Sn Croix	Macintyre	¹⁴ C	6.30	0.09	0.09	-7.2
Sn Croix	Macintyre	¹⁴ C	0.67	0.09	0.09	-1.2
Sn Croix	Macintyre	¹⁴ C	10.27	0.08	0.08	-23.5
Sn Croix	Macintyre	¹⁴ C	1.86	0.07	0.07	-2.7
Sn Croix	Macintyre	¹⁴ C	4.61	0.10	0.10	-8.5
Sn Croix	Macintyre	¹⁴ C	8.11	0.08	0.08	-13
Sn Croix	Macintyre	¹⁴ C	0.92	0.10	0.10	-3.7
Florida	Macintyre	¹⁴ C	8.60	0.07	0.07	-17.5
Florida	Macintyre	¹⁴ C	9.20	0.09	0.09	-27
Florida	Macintyre	¹⁴ C	8.16	0.07	0.07	-23
Florida	Macintyre	¹⁴ C	9.92	0.09	0.09	-24
Florida	Macintyre	¹⁴ C	8.92	0.09	0.09	-19.5
Florida	Macintyre	¹⁴ C	9.07	0.09	0.09	-18
Florida	Macintyre	¹⁴ C	10.61	0.09	0.09	-26.5
Florida	Macintyre	¹⁴ C	8.77	0.07	0.07	-16.5
Florida	Macintyre	¹⁴ C	8.42	0.08	0.08	-20.5
Florida	Macintyre	¹⁴ C	8.00	0.09	0.09	-17.5
Florida	Macintyre	¹⁴ C	6.80	0.09	0.09	-7.8
Florida	Macintyre	¹⁴ C	7.15	0.09	0.09	-7.8
Florida	Macintyre	¹⁴ C	6.97	0.07	0.07	-7.9
Florida	Macintyre	¹⁴ C	7.27	0.08	0.08	-8.5
Florida	Macintyre	¹⁴ C	7.29	0.07	0.07	-8.6
Florida	Macintyre	¹⁴ C	7.41	0.09	0.09	-8.7
Florida	Macintyre	¹⁴ C	7.42	0.07	0.07	-8.7
Florida	Macintyre	¹⁴ C	7.25	0.07	0.07	-8.7
Florida	Macintyre	¹⁴ C	6.98	0.07	0.07	-9.5
Florida	Macintyre	¹⁴ C	7.20	0.09	0.09	-9.5
P Rico	Macintyre	¹⁴ C	2.06	0.08	0.08	-5
P Rico	Macintyre	¹⁴ C	0.79	0.09	0.09	-2.8
P Rico	Macintyre	¹⁴ C	2.27	0.09	0.09	-2.3
Antigua	Macintyre	¹⁴ C	0.664	0.085	0.085	-1.38
Antigua	Macintyre	¹⁴ C	4.15	0.07	0.07	-3.7

Los núcleos fechados de Puerto Morelos F3 y F4 coinciden en edad y posición con los datos corregidos de Antigua Florida y Panamá (Toscano y Macintyre, 2003; Figura 18) mientras que los datos de los núcleos BD5, BD6 y BD8 son una secuencia intermedia en tiempo y profundidad a los fechados en Florida, St. Croix, Panamá y Martinica (Toscano y Macintyre, 2003; Figura 19).

Comparando el Núcleo BD8 con los núcleos de Martinica St. Croix y Florida upper keys (Toscano y Macintyre; Figura 19) que tienen una edad similar, difieren 10 m en altura. De la misma manera los Núcleos de Gran Caimán (Blanchon, 2002) difieren por un rango de elevación de 10 m a los datos corregidos en Martinica y Panamá (Toscano y Macintyre 2003). Datos de florida upper keys difieren entre 7 y 10 m de sí mismos (Toscano y Macintyre, 2003).

Si comparamos los Núcleos BD5, BD6 y BD8 con los datos de Gran Caimán (Blanchon et al., 2002), St. Croix, Panama y Martinica (Toscano y Macintyre, 2003) resulta una curva de nivel del mar coherente entre los 10 y 6 ka pero al añadirle los datos antiguos de Florida (Toscano y Macintyre, 2003) las edades y elevaciones dejan de ser similares. Estas diferencias entre edad y profundidad podrían deberse a una mala interpretación en las correcciones de edad de núcleos que fueron datados con isótopos de carbono o incluso por errores de elevación y movimientos neotectónicos a escala local. Si fuera este el caso, no podríamos analizar todos los datos del Mar Caribe como un solo conjunto para la construcción de una curva de nivel del mar y solo podríamos comparar datos fechados originalmente con la serie ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th o los de zonas tectónicamente estables.

Edad y profundidad de muestras de *A. palmata* en el Mar Caribe

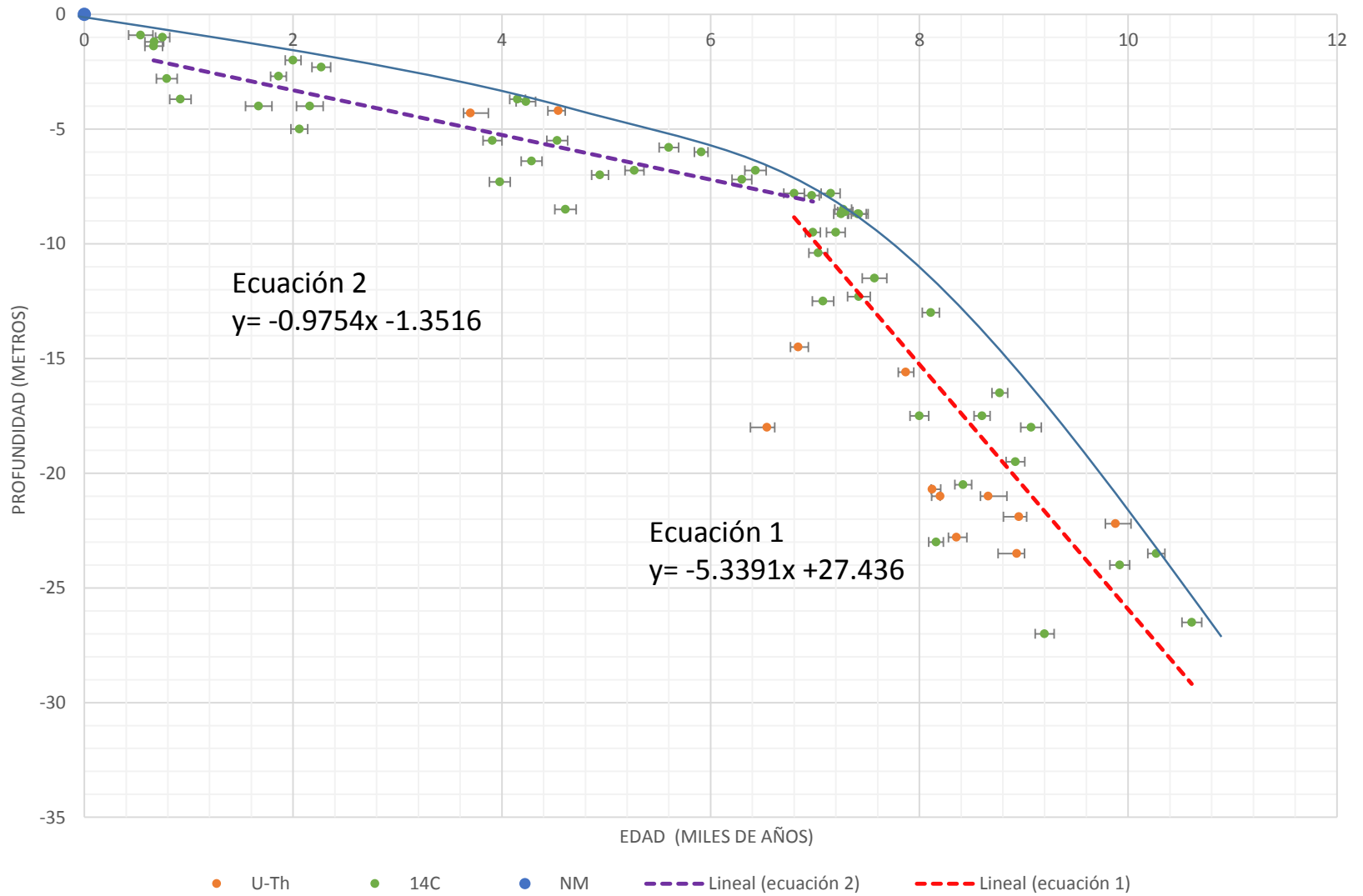


Figura 19. Curva máxima de nivel del mar (línea azul) y líneas de tendencia de ascenso del nivel del mar (líneas punteadas) con posición y edad de muestras de *Acropora palmata* del Mar Caribe y Golfo de México. Datos de Gran Caimán (Blanchon et al., 2002), Florida, Bahamas, Martinica, Panamá, St. Croix, Puerto Rico y Antigua (Toscano y Macintyre, 2003). La ecuación es la representación matemática de la curva de tendencia de ascenso del nivel del mar.

Se trazaron 2 rectas de tendencia del NM y una curva máxima del NM (Figura 19), las líneas de tendencia están representadas por las ecuaciones 1 y 2:

$$y = -5.3391x + 27.436 \quad \text{ecuación 1}$$

$$y = -0.9754x - 1.3516 \quad \text{ecuación 2}$$

Dichas ecuaciones muestran 2 tendencias de transgresión marina para edades diferentes a partir de todos los datos disponibles (^{14}C , U-Th y NM actual) con tendencias diferenciables y rasgos que discutiremos más adelante. No representan el nivel del mar, por otro lado la curva máxima de NM si lo hace. Para su construcción se tomó el valor máximo del NM para edades similares y no los que quedan por debajo del mismo. Esto es razonable si tomamos en cuenta que los corales no pueden acrecer por arriba del nivel del mar y que su rango ecológico preferente es entre el NM y 5 m de profundidad.

Analizando dichas tendencias (Figura 19) se observa una transgresión marina a partir del Holoceno temprano con 2 pendientes diferentes de ascenso de nivel del mar. Los resultados en Florida, St. Croix, Panamá, Martinica (Toscano y Macintyre, 2003), Gran Caimán (Blanchon et al., 2002) y los obtenidos en el arrecife relicto en Puerto Morelos muestran una tendencia de pendiente pronunciada descrita por la *ecuación 1* con un ascenso de 13 m del NM entre los 10 ka a los 7.6 ka. Esto indica 5.3 mm por año. Para la perspectiva humana de tiempo no parece importante una transgresión marina con esta tasa de elevación, pero un evento de este tipo en la actualidad sería suficiente para inundar la zona de la playa de Puerto Morelos en un lapso de 150 años y la inundación total del pueblo en 600 años. El fin de esta rápida, transgresión marina medida con Fósiles de *Acropora palmata*, coincide con el fin del deshielo Laurentino hace 7 ka (Gregoire et al., 2012) lo que implica que este derretimiento de las capas de hielo de Norte América, es el responsable del ahogamiento y la ubicación de los arrecifes del Mar Caribe durante los últimos 10 ka. Este evento de elevación del

NM aunado a la topografía local, genero una trasgresión marina tierra adentro, de entre 1 y 2 km.

La otra tendencia de ascenso del nivel del mar que se describe con la *ecuación 2* comienza con el fin del derretimiento de hielo Laurentino hace 7 ka y va hasta la actualidad. Los datos de St. Croix, Martinica, Bahamas, Antigua, Panamá, Puerto Rico (Toscano y Macintyre, 2003) y el arrecife moderno de Puerto Morelos muestran una pendiente de ascenso de nivel del mar más suave con una elevación de 7 m en los últimos 7 ka, lo que implica una tasa de transgresión marina de 1 mm por año, esta elevación es 5 veces menor a la medida en el Holoceno temprano.

Por otro lado hay una notoria la diferencia de posición de las muestras de ^{14}C y U-Th para los primeros 4 ka de la curva (Figura 19), donde se observan, edades más antiguas para profundidades similares en las muestras fechadas con ^{14}C en comparación a las muestras fechadas con U-Th. Esta tendencia se debe a que en el agua del mar existen isótopos de ^{14}C en fraccionamiento antes de incorporarse a una fase mineral. Dicho de otra manera, Cuando un coral construye su esqueleto se adicionan tanto isótopos de ^{14}C como de ^{14}N , por lo que en la datación, la edad resultante es más antigua que la edad real del coral.

En base a los resultados de este trabajo, se puede describir la historia del desarrollo arrecifal en las costas de Puerto Morelos de la siguiente manera:

En una edad anterior a 10 ka y a 20 m bajo el nivel medio del mar actual, se formó una barra de arena en condiciones aéreas, muy posiblemente pegada a la franja litoral. La parte profunda de dicha estructura compuesta, por arena calcárea de granos bien seleccionados y redondeados, se compactó y litificó mientras el nivel del mar ascendía, producto de un cambio climático que derretía el hielo Laurentino que cubría gran parte de Norte América.

Cuando el nivel del mar alcanzó la barra de arena y los embates de las olas erosionaron la arena suelta de la porción litoral, quedó expuesta la arenisca que, como sustrato rocoso firme, sirvió para el asentamiento de larvas de *Acropora*

palmata y comenzó a crecer una porción arrecifal de aproximadamente 1 km de largo y 130 m de ancho con un rumbo preferente NNE-SSW. La barra de arena además de servir como sustrato rocoso firme sirvió de freno para el crecimiento en sotavento de FCA. Esta estructura es un alto en medio de un arenal de baja pendiente, por lo que cuando el agua lo rebasó, este fue el único lugar con las condiciones preferentes para el crecimiento de facies de cresta. Se formó un promontorio con características de cresta arrecifal que acrecionó a lo largo de aproximadamente 1700 años (Figura 18) mientras que el nivel del mar continuaba en constante ascenso (Figura 19). La cresta arrecifal se vio rebasada por el aumento del nivel medio del mar debido al derretimiento de las capas de hielo Laurentino. En un momento cercano a los 6.5 ka (edad del núcleo BD8) las últimas colonias de *Acropora palmata* dejaron de vivir debido a la pérdida del hábitat preferente para el crecimiento de una cresta arrecifal. Queda reflejado en los 10 m de profundidad que debió situarse la colonia de *Acropora palmata* del núcleo BD8 en la edad de 6.54 ka (Figura 19). La capa de hielo Laurentino había desaparecido y el nivel del mar se normalizó, en este momento el arrecife siguió acrecionando ya no como una cresta arrecifal pero sí como una estructura geológica debido a la acumulación de clastos de *Acropora palmata* procedentes de otros lados del arrecife hasta hace unos 6.10 ka (edad de MM1 y MM2, tomadas de clastos de *Acropora palmata* de un promontorio cementado del arrecife relicto). De igual manera siguió el crecimiento de otras especies de coral en forma de pináculos, que influenciaron la forma irregular que tiene hoy el arrecife. Unos 1.5 ka después un nuevo arrecife comenzó a crecer sobre rocas arrecifales del pleistoceno, lugar donde hoy se ubica la cresta del arrecife moderno. La ausencia de cresta arrecifal durante 1.5 ka en un lugar que reúne todas las condiciones necesarias para el crecimiento de arrecifes podría deberse a un enmascaramiento por la arena que se acumuló encima de fósiles de *Acropora palmata*, la erosión de una incipiente capa de corales que pudieron ir creciendo desde el arrecife relicto hasta la cresta del arrecife moderno mientras el nivel del mar ascendía o incluso a que no existió ninguna cresta arrecifal en la porción entre el arrecife sumergido y el arrecife moderno.

CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES

1.- La porción de arrecife relicto tiene un rumbo preferencial NNE-SSW y aproximadamente 1 km de largo por 130 m de ancho, sus profundidades máxima y mínima son 20 m y 12 m respectivamente.

2.- El arrecife relicto está compuesto por facies de cresta arrecifal con fósiles de *Acropora palmata* como principal componente y un sustrato rocoso de arenisca calcárea procedente de una duna o barra de arena costera.

3.- La edad de muerte del arrecife relicto se sitúa en un punto cercano a los 6.54 ka en el pasado, identificado por las edades de las muestras: BD5 - 6.84 +/- 0.07 ka, BD6 - 7.87 +/- 0.07 ka y BD8 - 6.54 +/- 0.17 ka. Sin embargo, la forma irregular del arrecife y la topografía en pináculos sugiere que pudo existir crecimiento posterior al ahogamiento del arrecife, como indican las edades de las muestras MM1 - 6.42 +/- 0.05 ka y MM2 - 6.10 +/- 0.13 ka.

4.- La edad de inicio de crecimiento del arrecife moderno no es concluyente. Pero Las edades de las muestras F4 - 3.7 +/- 0.06 ka y F5 - 4.54 +/- 0.11 ka, tomadas en la base del arrecife en Punta Maroma, y las curvas del nivel del mar en el Holoceno, nos sugieren que la edad del arrecife es un momento cercano a la acreción de estas colonias.

6.- Se construyó una curva de NM del Holoceno para el Mar Caribe con datos de fósiles de *Acropora palmata*, donde se muestra una transgresión marina que finaliza al mismo tiempo que el deshielo de la capa Laurentina de Norte América, y que es la responsable del episodio RAT (*backstepping*) encontrado en el arrecife de Puerto Morelos.

Referencias bibliográficas

- Banner Jay L., Wasserburg G.J., Chen James H. and Humphrey John D. 1991. Uranium- series evidence on diagenesis and hydrology in Pleistocene carbonates of Barbados, West Indies. *Earth and Planetary Science Letters* 107: 129-137.
- Bernal J. P., Lachniet M., McCulloch M., Mortimer G., Morales P., Cienfuegos E. 2011. A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research* 75: 104–113.
- Bernal J. P., Beramendi-Orosco L., Lugo-Ibarra K. C, Walter-Daesslé L. 2010. Revisión a algunos geocronómetros radiométricos aplicables al Cuaternario. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62: 305-323.
- Blanchon P., Shaw J. 1995. Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology* 23: 4-8.
- Blanchon P., Jones B., Ford Derek C. 2002. Discovery of a submerged relic reef and shoreline off Grand Cayman: further support for an early Holocene jump in sea level. *Sedimentary Geology* 147: 253– 270.
- Blanchon P., Blakeway D. 2003. Are catch-up reefs an artefact of coring?. *Sedimentology* 50: 1271–1282.
- Blanchon P., Perry C. T. 2004. Taphonomic differentiation of *Acropora palmata* facies in cores from Campeche Bank Reefs, Gulf of México. *Sedimentology* 51: 53–76.
- Blanchon P., Eisenhauer A. 2001. Multi-stage reef development on Barbados during the Last Interglaciation. *Quaternary Science Reviews* 20: 1093-1112.
- Blanchon P., Eisenhauer A., Fietzke J. & Liebetrau V. 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature* 458: 881-885.
- Blanchon P. 2010. Reef demise and back-stepping during the last interglacial, northeast Yucatán. *Coral Reefs* 29: 481–498.
- Blanchon, P. 2011. Back-Stepping. In: Hopley, D. (Ed). *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, form and process*. Springer-Verlag Earth Science Series: 77-84.
- Blanchon, P. 2011. Geomorphic Zonation. In: Hopley, D. (Ed). *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, form and process*. Springer-Verlag Earth Science Series: 469-486.
- Camoin G.F., Ebreu Ph., Eisenhauer A., Bard E., Faure G. 2001. A 300 000-yr coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175: 325-34.
- Cheng J.H., Lawrence E. R., Wasserburg G.J. 1986. ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater. *Earth and Planetary Science Letters* 80: 241-251.
- Cheng J.H., Lawrence E. R., Shen C-C, Polyak V. J., Asmerom Y., Woodhead J., Hellstrom J., Wang Y., Kong X., Spötl C., Wang X., Alexander E. C. Jr. 2013. Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters* 371-372: 82-91.

- Cobb K. M., Charles C. D., Cheng H., Kastner M., Edwards R. L. 2003. U/Th-dating living and young fossil corals from the central tropical Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 210: 91-103.
- Dickin, A.P. 1995. *Radiogenic isotope geology*: Cambridge, Inglaterra, Cambridge University Press. 495 p.
- Faichney Iain D.E., Webster J. M., Clague D. A., Kelley C., Appelgate B., Moore J. G. 2009. The morphology and distribution of submerged reefs in the Maui-Nui Complex, Hawaii: New insights into their evolution since the Early Pleistocene. *Marine Geology* 265: 130–145.
- Fairbanks R. G. 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342: 637-641.
- Gledhill D. K., Wanninkhof R., Millero F. J., and Eakin M. 2008. Ocean acidification of the Greater Caribbean Region 1996–2006, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* 113: 1-11.
- Gischler E. 2008. Accretion patterns in Holocene tropical coral reefs: do massive coral reefs in deeper water with slowly growing corals accrete faster than shallower branched coral reefs with rapidly growing corals?. *International Journal of Earth Science* 97: 851-859.
- Gischler E., J. Hudson H. 2004. Holocene development of the Belize Barrier Reef. *Sedimentary Geology* 164: 223–236.
- Goreau T.F. 1959. The ecology of Jamaican coral reefs: Species composition and zonation. *Ecology* 40(1): 67-90.
- Gregoire L. J., Payne A. J. & Valdes P. J. 2012. Deglacial rapid sea level rises caused by ice-sheet saddle collapses. *Nature* 487: 219-222.
- Henderson G. M. 2002. Seawater ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) during the last 800 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters* 199: 97-110.
- Hongo C. 2012. Holocene key coral species in the Northwest Pacific: indicators of reef formation and reef ecosystem responses to global climate change and anthropogenic stresses in the near future. *Quaternary Science Reviews* 35: 82-99.
- Ibarra M. S. 2008. Geomorfología y facies del sistema arrecifal de Punta Maroma México, Tesis de Maestría, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México 69pp.
- Instituto Nacional de Ecología. 2000. Programa de Manejo del Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos. Dirección de Publicaciones de la Dirección Ejecutiva de Participación Social, Enlace y Comunicación. INE. México: 19-36.
- Jordán-Dahlgren E. 1989. Efecto de la morfología del sustrato en el desarrollo de la comunidad coralina. *An. Ins. Cien. Del mar y Limnol. Univ. Nac. Autón de México*. 16(1): 105-118.
- Jordán-Dahlgren E. 1993. El Ecosistema Arrecifal Coralino del Atlántico Mexicano. *Rev Mex. Hist. Nat. Vol. Esp*: 157-175.
- Kayanne H., Yamano H., Randall R. H. 2002. Holocene sea-level changes and barrier reef formation on an oceanic island, Palau Islands, western Pacific. *Sedimentary Geology* 150: 47–60.
- Lachiniet M. S., Asmerom Y., Bernal J. P., Polvak V. J., and Vazquez-Selem L. 2013. Orbital pacing and ocean circulation-induced collapses of the Mesoamerican monsoon over the past 22,000 y. *Proc Natl Acad Sci U S A* 110: 55-60.

- Lambeck K. 2004. Sea-level change through the last glacial cycle: geophysical, glaciological and palaeogeographic consequences. *Comptes Rendus Geoscience* 336: 677-689.
- Lighty R. G., Macintyre I. G. and Stuckenrath R. 1982. *Acropora Palmata* Reef Framework: A Reliable Indicator of Sea Level in the Western Atlantic for the Past 10,000 Years. *Coral Reefs* 1: 125-130.
- Lopez-Ramos E. 1973. Estudio geológico de la Península de Yucatán. *Enciclopedia Yucatanense*: 33-75.
- Marquez-Azua B, Cabral-Cano E. Correa-Mora F, DeMets C. 2004. A model for Mexican neotectonics based on nationwide GPS measurements 1993-2001. *Geofis Int.* 43: 319-330.
- Matteucci R. Belluomini G. Manfra L. 2007. Late Holocene environmental change in the coastal southern Somalia inferred from *Achatina* and rhizoliths. *Journal of African Earth Sciences*. 49: 79-89.
- McCulloch T. Malcom. 2000. The coral record of last interglacial sea levels and sea Surface temperaturas. *Chemical Geology* 169: 107-129.
- McGregor H. V., Gagan M. K. 2003. Diagenesis and geochemistry of *Porites* corals from Papua New Guinea: Implications for paleoclimate reconstruction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 67(12): 2147-2156.
- Muhs D. R., Simmons K. R., Schumann R. Randall, Halley R. B. 2011. Sea-level history of the past two interglacial periods: new evidence from U-series dating of reef corals from south Florida. *Quaternary Science Reviews* 30: 570-590.
- Neumann, A.C. and Macintyre, I. 1985. Reef response to sea level rise: keep-up catch-up or give-up. *Proceedings 5th International Coral Reef Congress* 3: 105-110.
- Nolasco-Montero E., Carranza-Edwards A. 1987. Estudio sedimentológico regional de playas de Yucatán y Quintana Roo, México. *Anales del instituto de ciencias del mar y limnología*.
- O'Leary M.J., Hearty P.J., McCulloch M.T. 2008. Geomorphic evidence of major sea-level fluctuations during marine isotope substage-5e, Cape Cuvier, Western Australia. *Geomorphology* 102: 595-602.
- Perry C. T. 2005. Structure and development of detrital reef deposits in turbid nearshore environments, Inhaca Island, Mozambique. *Marine Geology* 214: 143-161.
- Perry E., Paytan A., Pedersen B., Velazquez-Oliman G. 2009. Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: Constraints on stratigraphy and hydrogeology. *Journal of Hydrology* 367: 27-40.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration. 0-26 Cal kyr BP: *Radiocarbon*. 46: 1029-1058.
- Riegl B., Piller W. E. 1999. Coral frameworks revisited+reefs and coral carpets in the northern Red Sea. *Coral Reefs* 18: 241-253.
- Rios-Paredes M. Magdalena. 2011. Fechamiento por radiocarbono 14C. *Memorias 46 congreso mexicano de química*.

Ruíz-Rentería, F., van Tussenbroek B. I. & Jordán-Dahlgren E. 1998. Puerto Morelos, Quintana Roo, México. CARICOMP-Caribbean Coral Reef, Seagrass and Mangrove Sites. UNESCO, Paris. 345.

Rogers C., Gladfelter W., Hubbard D., Gladfelter E., Bythell J., Dunsmore R., Loomis C., Devine B., Hillis-Starr Z., Phillips B. 2002. Acropora in the U.S. Virgin Islands: A Wake or an Awakening? A Status Report Prepared for the National Oceanographic and Atmospheric Administration, in Bruckner, A.W.(ed.). pp. 99-122. NOAA Technical Memorandum NMFS-OPR-24, Silver Spring, MD. 199 pp.

Salinas-Prieto J. C., Montiel-Escobar J., Sánchez-Rojas E., Díaz-Salgado C., de la Calleja A., Barajas-Nigoche D., Dorantes-Salgado E., Jiménez-Gonzaga A., y Amescua-Torres N. 2006. Carta Geológica de la República Mexicana. Servicio Geológico Mexicano. Sexta edición.

Schellmann G, Radtke U., Potter E. K., Esat T. M., McCulloch M. T. 2004. Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotope stage (MIS) 5e, 5c, and 5a coral from Barbados—implications for palaeo sea-level changes in the Caribbean. *Quaternary International* 120: 41–50.

Scott E. 2013. Radiocarbon Dating Sources of Error. *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)*: pp 324-328.

Stirling C. H., Andersen M. B. 2009. Uranium-series dating of fossil coral reefs: Extending the sea-level record beyond the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 284: 269–283.

Szabo BJ, Ward WC, Weidie AE, Brady MJ. 1978. Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula. *Geology* 6: 398–406.

Toscano M. A., Peltier W. R., Drummond R. 2011. ICE-5G and ICE-6G models of postglacial relative sea-level history applied to the Holocene coral reef record of northeastern St Croix, U.S.V.I.: investigating the influence of rotational feedback on GIA processes at tropical latitudes. *Quaternary Science Reviews* 30: 3032-3042.

Toscano M., Macintyre I. G. 2003. Corrected western Atlantic sea-level curve for the last 11,000 years based on calibrated ¹⁴C dates from *Acropora palmata* framework and intertidal mangrove peat. *Coral Reefs* 22: 257–270. And their response in *Coral Reefs* 24:187–190 (2005).

Tunncliffe V. 1982. The effects of wave-induced flow on a reef coral, *J. Exp. Mar. Biol. Ecol* 64: 1-10.

Zavala-Hidalgo J., del Buen-Kalman R., Romero Centeno R., Hernández Maguey F. 2011. Tendencias del nivel del mar en costas mexicanas, vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático (segunda edición), Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, UNAM-ICMyL, Universidad Autónoma de Campeche. pp 315-334.