



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

GEOMORFOLOGÍA DE LA ISLA DE COZUMEL Y SU RELACION CON LOS
CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR A PARTIR DEL PLEISTOCENO TARDÍO.
QUINTANA ROO MÉXICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
SALVADOR ANTONIO TREJO PELAYO

DIRECTOR DE TESIS
DR. RAFAEL ANTONIO LÓPEZ MARTÍNEZ
INSTITUTO DE GEOLOGÍA UNAM



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.

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales."

Agradecimientos

Primeramente, agradezco el apoyo del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México y por supuesto al Posgrado en Ciencias de la Tierra, así como el apoyo financiero de la Beca de CONACYT para estudiantes de posgrado.

En el particular quiero agradecer al Laboratorio de Procesos Kársticos dirigido por el Dr. Rafael Antonio López Martínez quien también funge como mi tutor en este proyecto y el financiamiento parte de sus proyectos IA103518 y IN113020.

De igual modo al Proyecto PAPIIT IN103617 "Coevolución de la cubierta edáfica en los geosistemas kársticos de Yucatán: un enfoque integral" dirigido por la Dra. Elizabeth Sollerio Rebolledo para el financiamiento de la campaña de campo. Y la asistencia del Mtro. Jaime Díaz Ortega mismo a quién se agradece de manera especial por su apoyo tanto en el trabajo de campo como en la elaboración de láminas delgadas

Al Mtro Hugo Salgado Garrido por su invaluable apoyo durante toda la elaboración de este proyecto.

A el comité que integra el jurado de esta tesis:

Dr Sergey Sedov / Instituto de Geología
Dra Elizabeth Solleiro / Instituto de Geología
Dr Ramón Espinasa Pereña / CENAPRED
Dr Lorenzo Vásquez Salem / Instituto de Geografía

Finalmente y de manera muy especial a mi esposa Sara Griset quien siempre me motivó para finalizar este trabajo

Índice

Índice de figuras

Resumen

1 Introducción

1.1	Introducción	1
1.2	Planteamiento del problema	2
1.3	Justificación	3
1.4	Hipótesis	3
1.5	Objetivo	4
1.6	Objetivos particulares	4

2 Área de estudio

2.1	Cozumel	5
2.2	Marco Geológico	5
2.3	Estratigrafía	9
2.3.1	Pleistoceno	9
2.3.2	Holoceno	11

3 Marco Teórico

3.1	Geomorfología de la Isla de Cozumel	11
3.2	Cambios del nivel del mar	11
3.3	Geomorfología Kárstica	13
3.3.1	Karst eogenético	13
3.3.2	Modelo de karst en isla carbonatada	15
3.3.3	Cuevas flanco de margen	16
3.4	Geomorfología Costera	22
3.4.1	Procesos Costeros	22
3.4.2	Formas erosivas	24
3.4.3	Formas acumulativas	26

4 Metodología

4.1	Análisis cartográfico	37
4.2	Análisis de microfacies	52

5 Resultados

5.1	Resultados del análisis cartográfico	54
5.2	Resultados de microfacies	60

6	Discusión	80
7	Conclusiones	91
8	Referencias	92

Índice de Figuras

Figura1 Cuenca de Yucatán	6
Figura2 Mapa geológico de Cozumel	8
Figura3 Mapa de distribución de facies	11
Figura4 Distintos tipos de islas basadas en el modelo CIKM	18
Figura5 Curva de saturación de CaCO ₃	19
Figura6 Desarrollo de las cuevas de flanco de margen	22
Figura7 Morfologías de las cuevas de flanco de margen	23
Figura8 Perfil de la línea de costa	25
Figura9 Canal en el litoral este de la isla de Cozumel	26
Figura10 Acantilados	27
Figura11 Plataforma costera	27
Figura12 Cuevas costeras	28
Figura13 Arrecife de margen	29
Figura14 Evolución de un arrecife de margen	30
Figura15 Zonificación de los arrecifes según su geomorfología	31
Figura16 Playa en la costa este de Cozumel	34
Figura17 Formación de barreras	36
Figura18 Perfil generalizado de una cresta de playa	37
Figura19 Diagrama del análisis cartográfico	40
Figura20 Mapa altimétrico de Cozumel	42
Figura21 Mapa de terrazas	44
Figura22 Calculo de la dirección del flujo por operación de vecinos naturales	45
Figura23 Mapa de sumideros	46
Figura24 Operación de curvatura	47
Figura25 Sobreposición de datos para su clasificación	48
Figura26 Mapa de curvatura	49
Figura27 Mapa de depresiones kársticas	52
Figura28 Ubicación de las secciones analizadas	55
Figura29 Mapa de densidad kárstica	57
Figura30 Mapa geomorfológico de Cozumel	58
Figura31 Mapa de paleonivel del mar +6metros	61
Figura32 Simbología de las secciones estudiadas	63
Figura33 Sección Chempita	65

Figura34 Sección Chempita	66
Figura35 Sección Cantera Transversal	68
Figura36 Sección Cantera Transversal	69
Figura37 Sección Payo	72
Figura38 Sección Payo	74
Figura39 Sección Jabalí	76
Figura40 Sección Jabalí	77
Figura41 Sección Coconuts	78
Figura42 Sección Coconuts	80
Figura43 Sección Cedral	81
Figura44 Sección Cedral	83
Figura45 Correlación de secciones de la Isla y su asociación de facies	84
Figura46 Geomorfología de Banco Chinchorro	96
Figura47 Posible afectación de las unidades geomorfológicas ante un aumento del nivel del mar	98

Resumen

La isla de Cozumel ha sido ampliamente estudiada en un contexto biológico, sin embargo, son pocos los trabajos que se han hecho respecto a su geología y aún más escasos aquellos centrados en la geomorfología de la isla.

El objetivo de este trabajo radica en la comprensión de la historia geomorfológica de Cozumel, a través de una cartografía geomorfológica (obtenida a través de un sistema de información geográfica) soportada en el análisis de microfacies. Esta combinación facilita la caracterización de las geoformas no sólo por su morfología sino también por su contenido litológico.

Gracias a la información obtenida por sensores Lidar, hoy en día es posible identificar diferencias en el relieve incluso en zonas como Cozumel que han sido tradicionalmente catalogadas como “planas”. Al procesar la información disponible para Cozumel logramos identificar claramente un total de diez unidades de relieve diferentes. Como sustento para la identificación de las geoformas no sólo se utilizaron criterios cartográficos, sino que también se utilizó el análisis en lamina delgada de 5 secciones tipo distribuidas a lo largo de la isla que soportan la diferenciación litológica de cada unidad.

El análisis de microfacies además de aportar información estratigráfica de cada geoforma también nos ayudó a comprender la evolución de la isla por lo menos desde el Pleistoceno tardío a través de la identificación de cambios en el nivel del mar evidenciados en la estratigrafía.

Como resultado del trabajo proponemos un modelo evolutivo de la isla soportado primeramente en la identificación de superficies de exposición sub aérea que previamente han sido datadas e identificadas en trabajos anteriores, hecho que nos ayudó a ubicarnos dentro de la ventana temporal del Pleistoceno tardío. Posteriormente, se utilizó al Banco Chinchorro como una supuesta etapa anterior de la isla de Cozumel (es decir en otro estadio de nivel del mar), esta conjetura se llevó a cabo gracias a las similitudes morfológicas que existen entre ambas islas, mismas que pueden apreciarse gracias al análisis geomorfológico elaborado para este trabajo.

1.1 Introducción.

La isla de Cozumel comparte gran similitud con la geología de la península de Yucatán, misma que se caracteriza por ser una plataforma carbonatada, que adquiere su configuración actual a finales del Plioceno y principios del Pleistoceno en la que se han depositados principalmente calizas litorales y neríticas (López-Ramos, 1983). Su litología se incluye en la Formación Carrillo Puerto, junto con arenas carbonatadas depositadas durante el Pleistoceno y Holoceno (Ward, 1977); su topografía se caracteriza por un relieve principalmente plano con un promedio de elevación de 5 msnm y algunas elevaciones pequeñas de hasta 10 msnm (Uchupi, 1973). Según datos de INEGI 2018, la parte central de la isla alcanza hasta 16 msnm.

La geomorfología de la isla de Cozumel es producto de dos procesos bien diferenciados entre sí, ambos altamente relacionados con los cambios del nivel del mar. Estos procesos son la espeleogénesis kárstica y los procesos costeros.

Klimchouk y Ford (2000) definen a la espeleogénesis kárstica como “la creación y evolución de estructuras permeables organizadas en una roca, que ha evolucionado como resultado del alargamiento de una porosidad más joven a causa de la disolución”. En el sentido de este trabajo se busca tomar a la espeleogénesis kárstica como el precursor de la evolución del paisaje, en el sentido de las cuevas no como lugares en los que puede entrar el hombre, sino en conductos que facilitan la transmisión de fluidos que promueven la disolución y por ende una configuración particular del paisaje. La particularidad geológica de la isla de Cozumel hace que el karst que se expresa en ella tenga un proceso de formación propio del karst eogenético, mismo que se caracteriza por desarrollarse en calizas “jóvenes” (Neógeno y/o Cuaternario) en las cuales la cementación y la disolución ocurren en una diagénesis subárea (Vacher y Quinn, 1997) que se encuentra estrechamente relacionado con los cambios en el nivel del mar (Ford y Williams, 2007).

En el caso de Cozumel, las calizas cuentan con porosidad efectiva es muy alta (Spaw,1978), condición principal que favorece la disolución al combinarse con las fluctuaciones del nivel freático. Para el caso de Cozumel, este nivel puede ser considerado como análogo al nivel del mar (Vacher y Quinn, 1997), por lo tanto, los cambios en el nivel medio del mar son el principal control de la karstificación en este ambiente.

Trabajos como el de López *et al.* (2016) han demostrado que diferentes tipos de facies provocan diferenciación clara en las morfologías de los pasajes. Por ende, se parte de la

idea que la isla de Cozumel se ha modelado tanto por los procesos costeros, como por la karstificación diferencial en función de las facies de la roca.

Kelly *et. al.* (2011) describió la presencia de cuevas de flanco de margen dentro de Cozumel. Como producto de un trabajo de campo exploratorio y el contacto con espeleólogos de la isla nos hicieron pensar en que las cuevas de la isla pueden corresponder a la espeleogénesis del tipo flanco de margen.

Las cuevas de flanco de margen se caracterizan por formarse en el área de fluctuación de la haloclina, la cual se define como el contacto entre el agua meteórica freática y la freática marina. El contacto entre cuerpos de agua meteórica y marina, crean una zona de mezcla en la que la disolución se incrementa, por lo tanto, se crea el ambiente idóneo para la formación de las cuevas de flanco de margen. La variación de la zona de mezcla disuelve la roca a diferentes niveles, lo cual hace posible vincular los niveles de desarrollo con los cambios del nivel del mar (Myroie, 2013).

La formación de cuevas de flanco de margen es un proceso común en las islas carbonatadas. Myroie y Carew (1990) elaboraron un modelo para explicar los procesos de karstificación en este tipo de islas, concretamente para las islas de las Bahamas. En este modelo exponen los diferentes tipos de islas en función de su cobertura. Para el caso de la isla de Cozumel entra en la clasificación de isla carbonatada simple.

En segunda instancia tenemos a los procesos costeros, que son los causantes de modelar la línea de costa, incluyen las olas que son generadas por el viento, las mareas que son generadas por las fuerzas astronómicas que se relacionan con la configuración propia de cada costa, las perturbaciones provocadas por grandes tormentas y tsunamis, además de las corrientes. En el caso de Cozumel, al ser una isla y de no muy grandes dimensiones, los procesos costeros controlan casi la totalidad de la geomorfología de la isla e inclusive también la geomorfología kárstica en el sentido espacial y evolutivo.

1.2 Planteamiento del problema

La isla es modelada por dos procesos fundamentales desde una perspectiva geomorfológica, procesos costeros (erosión y depósito) y procesos kársticos (disolución). Por ende, es necesaria la identificación de las morfologías asociadas a ambos procesos para mejorar la comprensión de la evolución de la isla al menos desde el Pleistoceno tardío.

Actualmente la isla de Cozumel no cuenta con una caracterización de su geomorfología. Si bien existen algunos trabajos de índole estratigráfico (Spaw, 1978; Ward, 1997; Kelley *et al.*, 2011) que han identificado dos eventos de cambio del nivel del mar desde el Pleistoceno Medio basados en la presencia de eolianitas, no existe un trabajo que se enfoque en la evolución de las geoformas de la isla.

Si bien, los procesos costeros están plenamente estudiados e identificados en gran cantidad de ambientes (Bird, 2008; Fairbridge, 2015), los procesos kársticos de la isla de Cozumel han sido identificados, pero no estudiados desde una perspectiva genética.

Kelly *et al.* (2011) realizaron una breve descripción del karst de la isla comparándolo con el que ocurre en las Bahamas, así mismo, grupos de espeleobuzos han realizado descripciones de cuevas y cenotes (Yañez *et al.*, 2007) mismos que han sido aprovechados por biólogos para realizar estudios de fauna (Mejía-Ortíz *et al.* 2007, 2017;), sin embargo, no se ha realizado una caracterización detallada de las geoformas ni de su génesis

De manera general y gracias a la información geológica existente (Spaw, 1978), se infiere que el proceso de modelado kárstico corresponde al tipo de karst eogenético, en especial al estudiado en islas carbonatadas como las Bahamas (Mylroie & Carew, 1988, 1990; Mylroie & Mylroie 2007; Lace & Mylroie, 2013), aseveración ya propuesta por Kelley *et al.* (2011), sin embargo, no se ha realizado la regionalización ni descripción del relieve.

1.3 Justificación

La elaboración de una cartografía geomorfológica para Cozumel permitirá mejorar el entendimiento de los fenómenos geológicos que han ocurrido en la isla, a la vez que brindará una valiosa herramienta para futuros proyectos científicos y/o para la evaluación de posibles riesgos vinculados a los cambios del nivel del mar.

1.4 Hipótesis

El relieve actual de la isla de Cozumel es producto de dos tipos de procesos, costeros y kársticos. La identificación de las geoformas respectivas a cada proceso y su configuración actual ayudará a la comprensión de la evolución de la isla desde el Pleistoceno Tardío y su probable comportamiento ante posibles escenarios de cambio climático.

1.5 Objetivo

Analizar la evolución de la isla de Cozumel desde el Pleistoceno tardío bajo criterios geomorfológicos, soportados por análisis de microfacies.

1.6 Objetivos particulares

Realizar un análisis cartográfico que permita identificar las geoformas presentes en Cozumel

Evaluar la karstificación en la isla con base en la presencia de depresiones kársticas.

Analizar las microfacies de las geoformas de la isla para determinar su evolución.

2 Área de Estudio

2.1 Cozumel

La isla de Cozumel se localiza 20 km al este de la península de Yucatán, separada de la península por un canal de aproximadamente 400 m de profundidad. Cuenta con una dimensión aproximada de 36 km de largo por 15 de ancho y una superficie estimada de 540 km². Su topografía se caracteriza por un relieve principalmente plano con un promedio de elevación de 5 msnm y algunas elevaciones pequeñas de hasta 10 msnm (Uchupi, 1973). Según datos de INEGI 2018, la parte central de la isla alcanza hasta 16msnm.

La isla recibe la influencia de la corriente de Yucatán tanto en su litoral este como oeste en dirección hacia el norte. Cuenta con vientos predominante con dirección noreste y sureste y una variación intermareal de entre 0.3 a 0.5 metros (Ward, 1997).

2.2 Marco Geológico

Cozumel se encuentra en la porción sur del horst de un bloque fallado perteneciente a la cuenca de Yucatán (Vedder *et al.*, 1971; Uchupi, 1973), respecto a la cuenca de Yucatán, la isla se localiza en la porción conocida como la frontera de Yucatán (*Yucatan borderland*), misma que se extiende desde el oeste de Cuba al norte de Honduras y se caracteriza por tres elementos topográficos lineales paralelos a la al eje NEE-SSW que siguen la misma tendencia que la frontera de Yucatán (Rosencrantz, 1996). De acuerdo con Pindell *et al.* (2005) las fallas presentes en la actual cuenca de Yucatán comenzaron su actividad desde finales del Cretácico (72 Ma.) y concluyeron su actividad para mediados del Eoceno (46 Ma.). Este fallamiento asociado a la creación de la placa del Caribe pudo ser el responsable de la separación del bloque que da origen a la isla de Cozumel, respecto al resto de la plataforma de Yucatán, Rosencrantz (1990) muestra que tanto la plataforma de Yucatán como la provincia *Yucatan Borderland* poseen una correlación estratigráfica bastante parecida tanto en su basamento como en los depósitos propios del Cenozoico (Figura 1).

La isla comparte gran similitud con la geología de la península de Yucatán, la cual se caracteriza por ser una plataforma carbonatada-evaporítica que adquiere su configuración actual a finales del Plioceno y principios del Cuaternario en la que se han depositados principalmente calizas litorales y neríticas. (López-Ramos, 1983). De acuerdo con el Servicio Geológico Mexicano (2011) la litología de la isla se encuentra comprendida dentro de la Formación Carrillo Puerto, sin embargo, no existe un trabajo en donde se mencione un afloramiento en la isla que identifique a esta formación en la isla. Vedder *et al.* (1971) y

Uchupi (1973) presentaron realizaron perfiles sísmicos y batimétricos en los que concluyen que la Formación Carrillo Puerto se extiende hasta Cozumel.

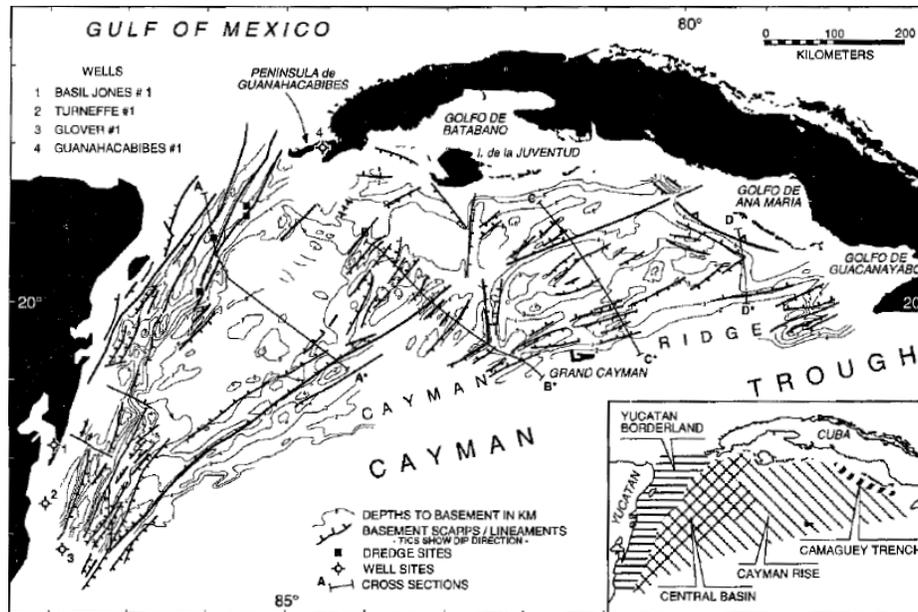


Figura 1. Cuenca de Yucatán, en ella se muestran las fallas pertenecientes a la provincia *Yucatan Borderland*. También se aprecian las fallas dominantes con dirección NE-SSW resultado de la creación de la placa del Caribe. Tomado de Rosencrantz, 1990.

La Formación Carrillo Puerto fue reportada y descrita por primera vez por Butterlin en 1958 cuando realizó un reconocimiento preliminar de la región sur y central del entonces territorio de Quintana Roo con la intención de exploración minera. Lleva el nombre de Carrillo Puerto debido a que Butterlin la describe al oeste y al sur del poblado de Carrillo Puerto mismo que se nombra en honor al caudillo de la revolución mexicana y después gobernador de Yucatán Felipe Carrillo Puerto. La localidad tipo se localiza en el kilómetro 112 de la carretera Peto-Carrillo Puerto, Quintana Roo.

Cuenta con un espesor de entre 5 y 25 metros (PEMEX, 1988) y una edad entre el Mioceno-Plioceno (SGM, 2011). Constituye la porción oeste y centro de Quintana Roo, la porción central del estado de Yucatán y el noreste del estado de Campeche (Butterlin y Bonet, 1963)

Sobreyace de manera discordante a la Formación Chichén Itzá (Butterlin y Bonet, 1963) y concordante con la Formación Bacalar. Subyace de manera transicional con calizas bioclásticas del Plio-Pleistoceno (PEMEX, 1988) y con una unidad denominada "bioclastos Seybaplaya (Cardoso-Vázquez *et al.*, 2004). Se correlaciona con la parte superior de la

Formación La Laja y con las formaciones Depósito y Encanto de la Cuenca de Veracruz (Loaeza–García *et al.*, 2005).

Butterlin (1958) describe la unidad como una base de coquina de 1 m que es cubierta por caliza maciza, blanca con presencia de moluscos. Mientras que PEMEX (1988) se refiere a la formación como calizas de aspecto arenoso, porosas de color blanco con abundante contenido fósil. Es hasta el trabajo de Spaw (1978) que se realiza una investigación minuciosa de la geología de la isla, así como de sus microfacies, sin embargo, hasta el momento no existe un boletín oficial que la describa en Cozumel.

Las calizas expuestas en Cozumel registran dos periodos sumersión y dos periodos de exposición durante el Pleistoceno tardío. Estos episodios se han identificado a través de dos calcretas descritas por Spaw (1978) como “Caliche I” y “Caliche II” considerados episodios de exposición subaérea.

La unidad más antigua identificada (las rocas depositadas debajo de Caliche I) se piensa fue depositada durante el aumento del nivel del mar previo a el Estadio Isotópico Marino 5e (MIS, por sus siglas en ingles), tal vez MIS 7 de acuerdo con el planteamiento de Spaw,(1978) misma que es limitada por Caliche I, que podría pertenecer al MIS 6, unidad que es cubierta por algunas facies arrecifales someras, Szabo *et al.* (1978) le da una edad a estas facies de 122 ± 26 ka gracias a la datación de unos coral y posteriormente eolianitas. Para el estadio 4 y hasta el 2 se asocia un descenso del nivel del mar (Railsback *et al.*, 2015), que corresponde al Caliche II (Spaw, 1978) sobre este caliche se depositaron calizas arrecifales de tipo packstone y grainstone correspondientes al aumento eustático del Holoceno (Tabla 1), sólo la cresta de la plataforma carbonatada quedó expuesta dejando la actual configuración de la línea de costa caracterizada por ser rocosa con algunos manchones de playas arenosas (Ward, 1977).

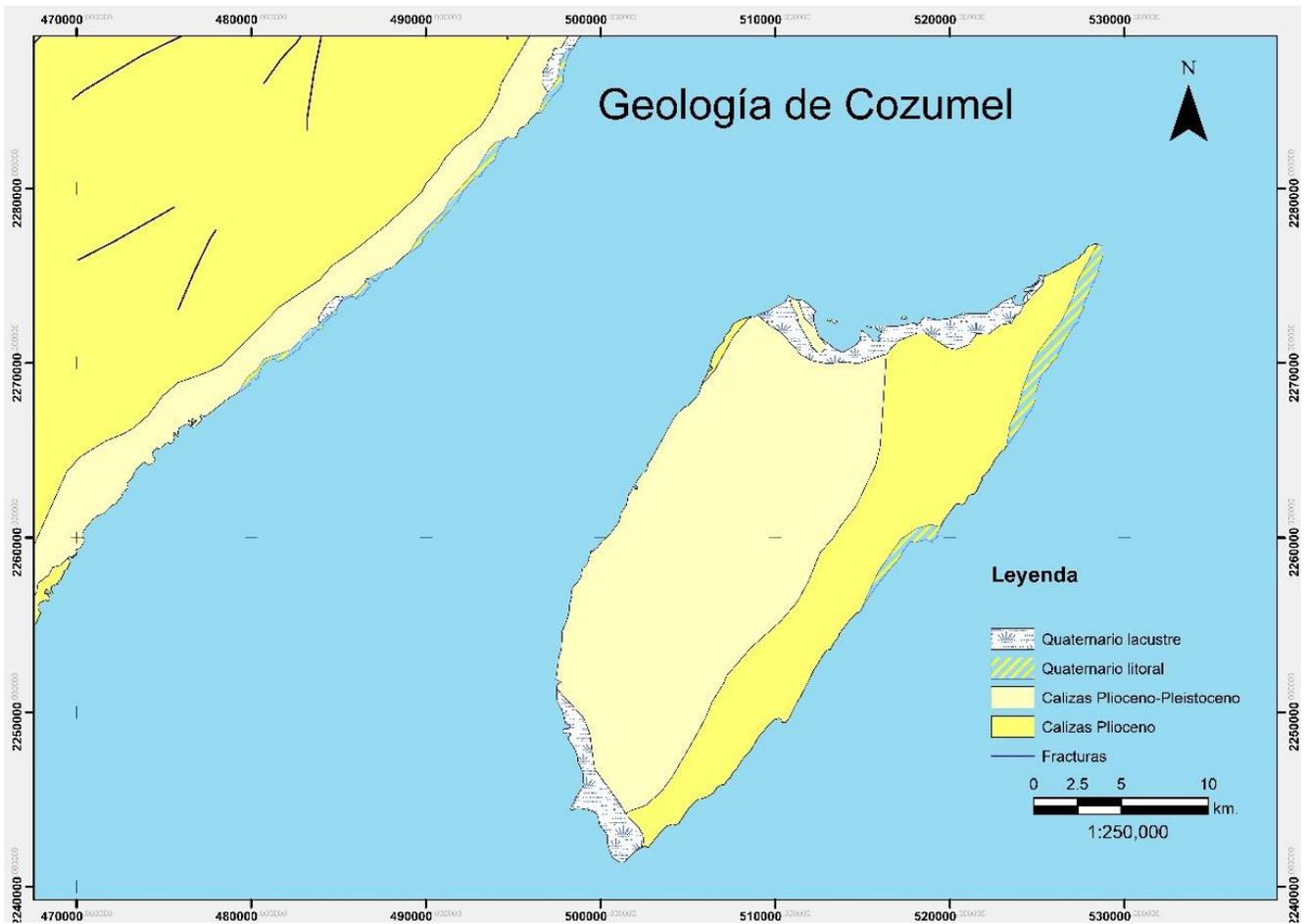


Figura 2. Mapa geológico de Cozumel de acuerdo con los datos de INEGI, 1989. Hasta la fecha es la única carta geológica publicada. Spaw (1978) realizó una nueva aproximación a las facies de la isla (Figura 10, sin embargo, la geología no ha sido formalmente actualizada.

2.3 Estratigrafía y facies

El trabajo realizado por Spaw (1978), hasta ahora el más completo realizado en la zona, identificó un total de 11 facies distintas a lo largo de la isla. Como elemento primordial para discutir la evolución de la isla nos enfocaremos en las dos discontinuidades subaéreas identificadas como “Caliche I” y Caliche II” respectivamente.

Con base en el resumen de Ward (1997) respecto a la estratigrafía de Cozumel, las dos litofacies que comprenden las unidades debajo de Caliche I se agrupan en una sola y se correlacionan en con las facies marinas someras observadas a lo largo de la costa de Yucatán. Mientras que cinco facies (A-E) identificadas por Spaw (1978) correspondientes a la fase de depósito entre ambos caliches, son identificadas como eolianitas al ser comparadas con las mismas facies observadas por Ward (1997) en lo que respecta a la costa de Quintana Roo.

Correlación Estratigráfica entre Cozumel y el litoral Noreste de la península de Yucatán (Spaw, 1978 y Ward, 1997)		
Estadio Marino Isotópico	Cozumel (Spaw, 1978)	Costa de Quintana Roo (Ward, 1997)
1	Facies K	Facies coralinas y depósitos de playa
2	Caliche II	Caliche
3		
4		
5	A	Eolianitas Tulum
	B	
	C	
	D	
	E	Facies A, B y C
6	Caliche I	Caliche
7 ?	Facies Pre-Caliche Wakestones coralinos	Calizas marinas someras

Tabla 1. Estratigrafía de la isla de Cozumel (basada en Ward, 1997 y Spaw, 1978)

2.3.1 Pleistoceno

De acuerdo con el trabajo de Spaw (1978) las facies que corresponden al Pleistoceno (Figura 3) son las siguientes:

Sub-Caliche I: wackestone coralino y wackestone de moluscos. Ambos se acumulan a lo ancho de los manchones de arrecife. Están presentes sólo en el litoral este de la isla.

Supra-Caliche I: grainstone-packstone dispuestas en tres anillos de facies coralinas en los márgenes exteriores de la isla, las facies actuales que se depositan sobre estas corresponden a grainstones-packstone de ooides y granos esqueléticos. Spaw (1978) describe 11 tipos de facies posteriores al Caliche-I, las cuales son nombradas de la siguiente manera:

- **Facies Post-Caliche I**
 - Facies A: coralinas exteriores a barlovento
 - Facies B: coralinas interiores a barlovento
 - Facies C: coralinas a sotavento
 - Facies D: packstones y grainstones de moluscos enterrados
 - Facies E: coquinas de moluscos del interior del banco de arena
 - Facies F: grainstones y packstones con estratificación cruzada
 - Facies G: grainstones y packstones con estratificación laminar paralela con buzamiento a barlovento
 - Facies H: grainstones-packstone con estratificación cruzada que sólo se observan en la costa W
 - Facies I: grainstones de estratificación cruzada con moluscos y fragmentos de coral localizados sólo al NW de la isla
 - Facies J: eolianitas con estratificación cruzada, limitadas por Caliche II
- **Caliche II (situado por debajo del suelo actual de la isla)**
 - Facies K (no aparece en el mapa): Plataforma lisa coralina que se extiende en el litoral este de la isla que hoy en día se observa como plataforma de abrasión. Depósitos de playa actuales, pantanos y manglares:

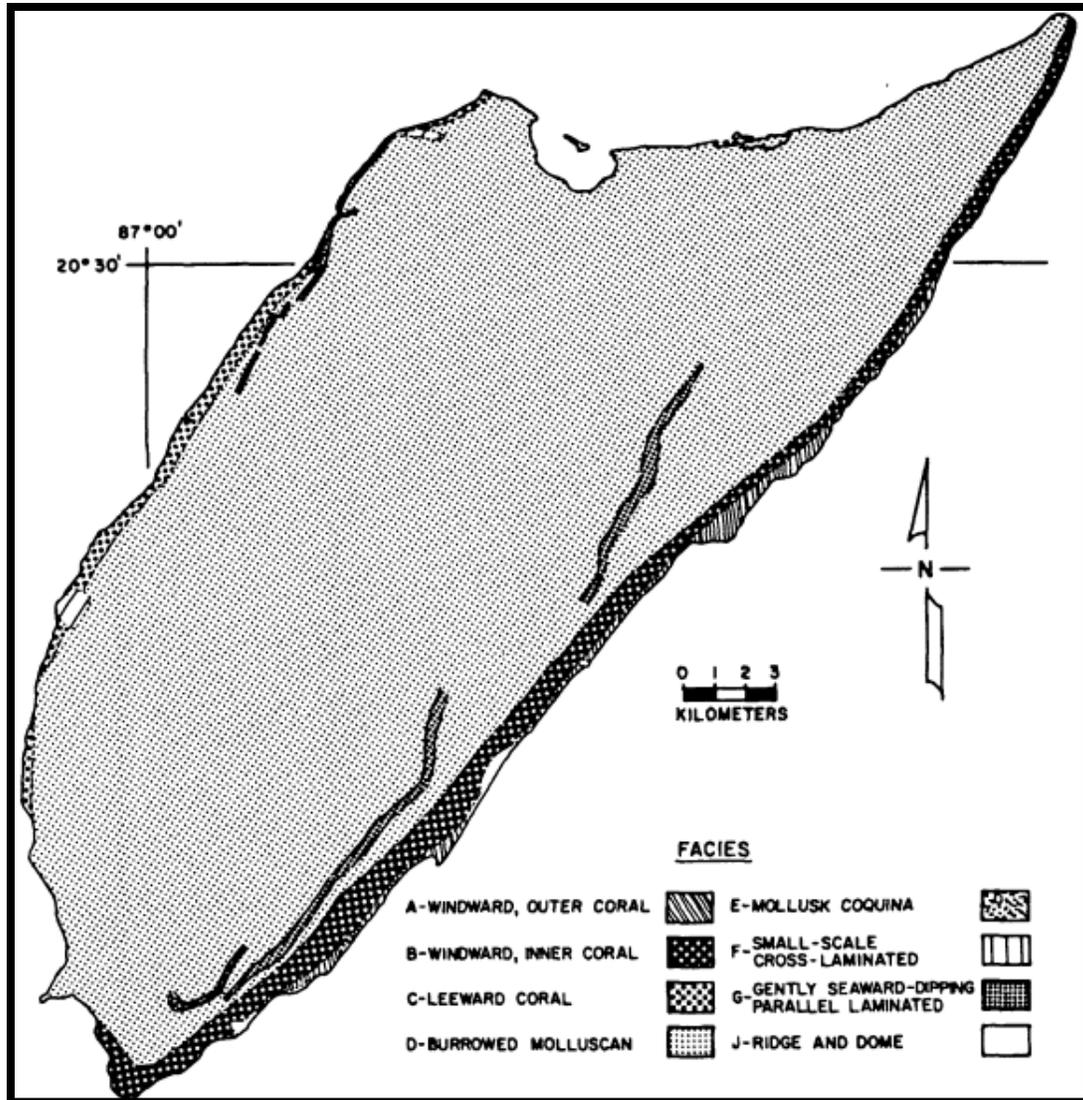


Figura 3. Mapa de distribución de facies descritas por Spaw (1978).

2.3.2 Holoceno

Se observa como una plataforma plana formada por rocas coralinas en la que actualmente se acumulan los depósitos de playa (Figuras 11 y 16). Los depósitos actuales corresponden a las arenas que se acumulan en las playas, los lodos en las zonas pantanosas y manglares. Las rocas consolidadas se localizan en la porción superior de la secuencia, su límite inferior se considera a partir de la facie del Caliche-II hasta el desarrollo del suelo actual y son observables sobre todo en el litoral este y algunas partes del centro de la isla. Los depósitos actuales provienen del material erosionado durante el último descenso del nivel del mar (Spaw, 1978).

3 Marco Teórico

3.1 Geomorfología de Cozumel

Debido a su localización y litología, la isla de Cozumel posee una geomorfología bastante heterogénea y particular, misma que es producto de la combinación de procesos modeladores tanto costeros como kársticos. A continuación, se presenta una descripción de las principales formas de relieve que fueron observadas a través de los recorridos realizados por la isla. Estas formas de relieve fueron clasificadas de acuerdo con sus procesos genéticos, primero aquellas formas producto de la karstificación y posteriormente las producidas por los procesos costeros.

3.2 Cambios del Nivel del mar

Como elemento fundamental para hablar de la geomorfología de Cozumel es necesario hablar de los cambios en el nivel del mar, fenómeno que condiciona desde la misma génesis de la isla como también la karstificación y todos los fenómenos costeros envueltos.

De manera general existen dos maneras en que el nivel del mar se modifica. Estos cambios tienen diferentes alcances y causas, sin embargo, con fines prácticos los dividiremos en dos, eustáticos y estéricos.

En términos globales se encuentran los cambios del nivel del mar eustáticos, los cuales ocurren prácticamente de manera simultánea y con la misma intensidad en todo el mundo (Kelletat 1995). Las principales causas de los cambios eustáticos; son variaciones en la cantidad de agua del océano (glacio-eustasia); alteraciones del volumen de las cuencas oceánicas (tecto-eustasia); modificaciones de las propiedades físicas del agua (cambio de temperatura). A una escala local y/o regional, se encuentran los cambios estéricos, estos cambios son producto de los mismos factores que los cambios eustáticos, sin embargo, las características propias de cada costa hacen que los cambios eustáticos no sean precisamente globales (Mylroie y Mylroie, 2013).

Debido a que Cozumel se encuentra en un ambiente tectónicamente estable (Uchupi, 1973; Ward 1997) y el intervalo de tiempo que estamos considerando (Pleistoceno al Reciente) los cambios en el nivel del mar que afectan el área de estudio dentro del marco temporal son aquellos influenciados por las glaciaciones.

De acuerdo con Plikey (2003) el karst evoluciona junto con las líneas de costa, y en la actualidad la mayoría de éstas son altamente dinámicas debido a los cambios del nivel del

mar. Por ende, para comprender la evolución geomorfológica de la isla, usaremos los estadios isotópicos marinos (*marine isotope stage*, MIS por sus siglas en inglés) como base para determinar los antiguos niveles del mar que modelaron la isla de Cozumel.

Railsback *et al.* (2015) realizaron una recopilación de trabajos dedicados a la geocronología del Cuaternario en el cual al comparar a diversos autores propone una curva para el último millón de años, con un total de 29 MIS, donde los números impares corresponden a los interglaciares y los pares a los glaciares.

De acuerdo con el trabajo de Spaw (1978) las rocas que afloran en Cozumel corresponden a un intervalo de tiempo de mediados del Pleistoceno a la actualidad. Uno de los puntos importantes a considerar es la presencia de caliches que se asumen como discontinuidades subaéreas en el depósito de la roca.

El MIS 5 consta de 5 subetapas (a-e) y comprenden un intervalo 85-132 ka 132 ka periodo correspondiente al Pleistoceno tardío mismo que corresponde del último interglaciar y principio del último glaciar (Otvos, 2015).

Blanchon *et al.* (2009) identificó el MIS 5e en Xcaret, Quintana Roo, justo al oeste de la isla, en el continente. A su vez Mylroie y Mylroie (2013) utilizan esta subetapa como la transgresión que dio origen a las cuevas de flanco descritas en las Bahamas. Ambos autores establecen que el MIS 5e corresponde a una transgresión marina de aproximadamente 6 metros respecto al nivel del mar actual para la zona. Esta transgresión es identificada en la isla por Spaw (1978) al correlacionar sus facies con el trabajo de Ward y Wilson 1974, Ward y Brady (1976) y Szabo *et al.* (1976), todos realizados en la península de Yucatán.

3.3 Geomorfología Kárstica

Para efectos de este trabajo sólo nos enfocaremos en el karst relacionado con la geología de la isla de Cozumel, es decir sólo con rocas calizas “jóvenes” y los procesos asociados a las mismas. Además, como otro criterio nos basaremos en el modelo de isla carbonata de Carew y Mylroie (1995) como eje principal de la descripción de las formas kársticas de Cozumel.

3.3.1 Karst Eogenético

Las rocas calizas se originan a partir de la precipitación de sedimentos ricos en carbonato de calcio en un medio acuoso, los ambientes en que se depositan estos sedimentos pueden distinguirse básicamente en 3: continental, marino somero o marino profundo. Para que los sedimentos se conviertan en roca los espacios porosos son ocluidos por cementos carbonatados, los cuales rellenan del 60-80% de la porosidad de los sedimentos, el proceso de litificación y oclusión de la porosidad se complementa con la compactación y aumento de presión producto del enterramiento (Flügel, 2010). A estos y todos los otros procesos que afectan a los sedimentos carbonatados desde el momento de su depósito hasta el punto de los inicios del metamorfismo se le conoce como diagénesis (Tucker y Bathurst, 1990). Los principales procesos diagenéticos que actúan en la consolidación de una roca caliza son: compactación, disolución, micritización microbiana, cementación, reemplazo de cristales (neomorfismo) y dolomitización. (Ford y Williams, 2007).

El karst eogenético de Cozumel se desarrolla en rocas del Plioceno al Holoceno, descritas como rocas de ambientes someros (Spaw, 1978; Ward, 1977; Kelly *et al.*, 2011). Choquette y Pray (1970) subdividen la evolución de las rocas carbonatadas después de su depósito en tres etapas en función de su porosidad respecto al tiempo (la porosidad disminuye con el tiempo y la profundidad del enterramiento): eogénesis (enterramiento somero), mesogénesis (enterramiento profundo) y telogénesis (exhumación).

El ambiente eogenético se refiere a aquella porosidad creada o modificada de manera temprana, esta temporalidad se refiere al intervalo de tiempo entre el depósito final y los procesos relacionados en la cercanía de la superficie, por lo cual se delimita una zona. Esta zona puede ser una donde perdura el depósito, se detiene el depósito de manera temporal o bien como una superficie donde predomina la erosión ante una ausencia temporal de depósito. Su límite superior puede ser tanto subaérea como subacuática mientras que el límite inferior es la zona mesogenética, límite difícil de diferenciar ya que los procesos relacionados con la superficie son altamente variables, pero todos disminuyen su intensidad a medida que se profundizan los sedimentos. Otra limitante de la zona eogenética es la circulación de fluidos, si estos provienen de la profundidad se estaría hablando ya de la zona mesogenética, mientras que si su circulación es somera se sigue manteniendo la zona eogenética (Choquette y Pray, 1970).

De acuerdo con la información geológica del área (Spaw, 1978), el karst de la isla de Cozumel se desarrolla dentro de la zona eogenética. En esta zona los sedimentos son mineralógicamente inestables y la porosidad es fácilmente alterada por la disolución, la cementación y la dolomitización. Los ambientes diagenéticos activos en esta zona comprenden el meteórico vadoso, el meteórico freático y la zona de mezcla. Las rocas depositadas en esta zona tienen una porosidad de media a alta Choquette y Pray (1970).

Vacher y Mylroie (2002) definen el karst eogenético como la evolución de la porosidad en las rocas durante la diagénesis tanto eogenética como meteórica, mientras que Vacher y Quinn (1997) lo definen como la secuencia de disolución y cementación que ocurren durante la diagénesis de las rocas jóvenes, por ejemplo, las dunas calcáreas o eolianitas. Por último, Klimchouck (2015) lo define como el karst formado en las rocas “recién” depositadas. Siendo la formación de cuevas uno de los rasgos característicos de la karstificación, la creación de cuevas en este ambiente se traduce en la espeleogénesis eogenética.

El enfoque de este trabajo parte de la premisa de que la evolución del paisaje en la isla de Cozumel (en lo que al karst se refiere) es producto de la espeleogénesis kárstica partiendo de la definición de Klimchouck (2015), en la que se considera a la espeleogénesis, a la formación de cavidades y conductos en las rocas producto del alargamiento de las porosidades existentes principalmente a causa de la disolución, la cual da como resultado a creación de una red de flujo organizada que se auto regula entre el alargamiento de la porosidad y el flujo. Es importante enfatizar que se considera cavidades a los espacios por los cuales el agua es capaz de fluir lo cual no necesariamente significa que el ser humano sea capaz de entrar

Sin embargo, es imposible entender la evolución de la espeleogénesis de la isla si no se toma en cuenta la influencia de los cambios del nivel del mar en el sistema, por lo tanto, se utilizará el modelo de la isla carbonatada desarrollado en las Bahamas propuesto por Mylroie y Carew (1990, 2007) como análogo a los procesos que ocurren en la isla. Dicho modelo permite explicar los principales rasgos geomorfológicos de la isla, como por ejemplo las cuevas de flanco de margen y las depresiones cerradas tales como dolinas. Si bien estas geoformas existen en otros ambientes kársticos los observados en la isla de Cozumel tienen sus particularidades, mismas que pueden entenderse mejor con base en el modelo de la isla carbonatada simple.

3.3.2 Modelo de karst en isla carbonatada (CIKM)

Myroie y Carew (1990; 2007) basan su modelo en los siguientes principios:

- La mezcla de agua salada y dulce a los márgenes de los lentes de agua resultan en una zona en que la porosidad y la permeabilidad se desarrollan de manera preferencial. La máxima disolución ocurre donde el nivel freático y la haloclina se sobreponen.
- La glacio eustasia es el principal mecanismo que controla la localización de los lentes de agua y por tanto el desarrollo de las cavidades, durante el Cuaternario ha tenido fluctuaciones de más de 100m.
- La tectónica local puede causar sobreimpresiones diagenéticas dentro de las cuevas que sean ajenas al control eustático.
- El karst se lleva a cabo en rocas que jamás han sido enterradas más allá de la zona de influencia de la diagénesis meteórica.
- Las islas carbonatadas se dividen en 4 tipos basados en su relación basamento/nivel del mar (Figura 4):
 - Isla carbonatada simple: sólo está compuesta por rocas carbonatadas y su flujo meteórico es totalmente autigénico, mismo que es controlado por la porosidad propia de la roca. El desarrollo de las cuevas se da en el contacto entre agua dulce y salada.
 - Isla cubierta por carbonatos: es una isla que solo tiene carbonatos expuestos (su basamento puede ser de otro tipo de rocas) su flujo meteórico es autigénico pero la circulación de la roca puede estar influenciada por la roca que subyace los carbonatos y puede generar cuevas en los contactos litológicos.
 - Isla compuesta: tanto carbonatos como otras rocas se encuentran expuestas lo que permite la existencia de flujo alogénico. Las cuevas pueden formarse entre los contactos de las diferentes rocas o por el flujo diferencial entre ellas a causa de las distintas litologías.
 - Isla compleja: rocas carbonatadas y no carbonatadas están interrelacionadas de manera compleja ya sea por fallamientos o procesos de depósito lo que se traduce en un acuífero seccionado o aislado en parte por lo que la generación de cuevas difícil de predecir

De acuerdo con la información de la geología de la isla de Cozumel tiene una composición bastante homogénea en cuanto a su litología por lo tanto se le considera una isla carbonatada del tipo simple, tanto porque la roca expuesta corresponde a calizas eogenética, así como las rocas que contiene el acuífero de la isla son totalmente carbonatadas.

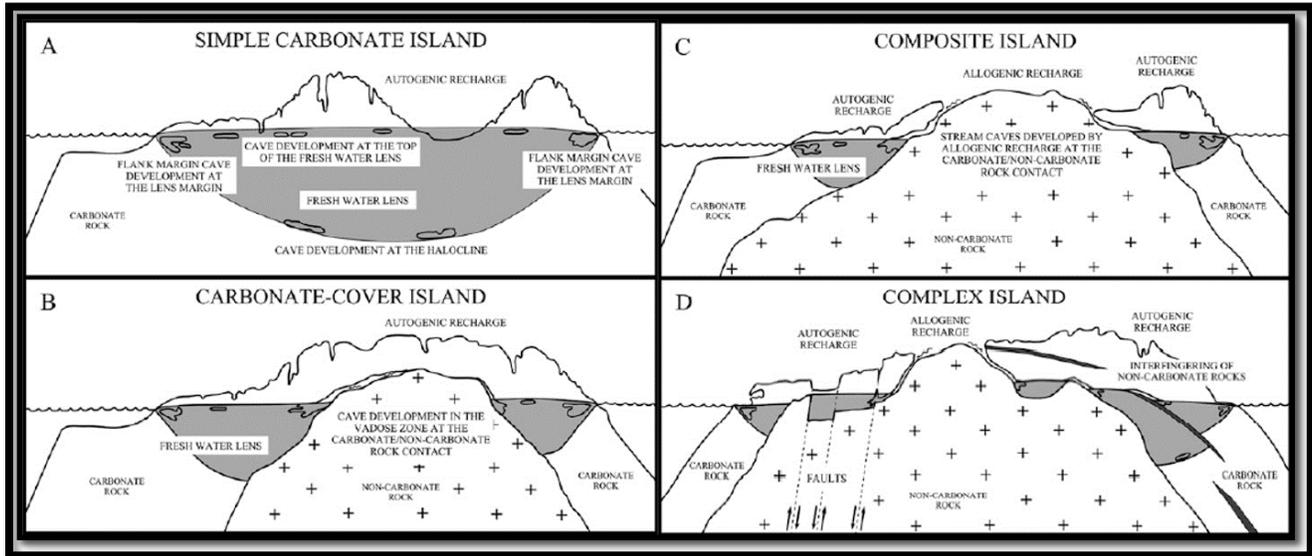


Figura 4. Distintos tipos de islas basados en el modelo CIKM desarrollado Mylroie y Mylroie, 2007. A: isla simple; B: isla cubierta de carbonatos; C: Isla compuesta; D: isla compleja. Para explicación ver el texto.

3.3.3 Cuevas Flanco de Margen

Fueron descritas por primera vez por Mylroie y Carew (1990) como cuevas formadas en el margen distal de los lentes de agua dulce justo debajo del flanco de la porción de tierra que las contiene, es decir se desarrollan en cuerpos terrestres que contienen un lente de agua. Estas cuevas son propias de los ambientes costeros donde los lentes de agua dulce están en contacto con los cuerpos de agua marina, creando una zona de mezcla que acelera la disolución (Figura 5).

El agua meteórica es capaz de disolver la roca caliza por si misma gracias al enriquecimiento en ácido carbónico, el cual se forma a partir de la interacción del dióxido de carbono con el agua (Gillieson, 1996): $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$. Cuando el agua enriquecida con ácido carbónico entra en contacto con la roca caliza genera disolución hasta el punto donde la solución se satura de CaCO_3 , gracias al carácter dual de esta reacción, una vez saturada la solución también es capaz de precipitar el CaCO_3 . El factor que controla la

precipitación o disolución en esta reacción es la presión parcial del CO₂ misma que se condiciona por la temperatura y la presión ambiente (Bögli, 1980; Ford y Williams, 2007)



Calcita Sólida ↔ Calcita Disuelta (Bögli, 1980).

Cuando dos cuerpos de agua saturados en CaCO₃ se mezclan recuperan su capacidad para disolver (Bögli, 1980; Palmer, 1991; Dreybrodt, 2000) en toda el área de la zona de mezcla.

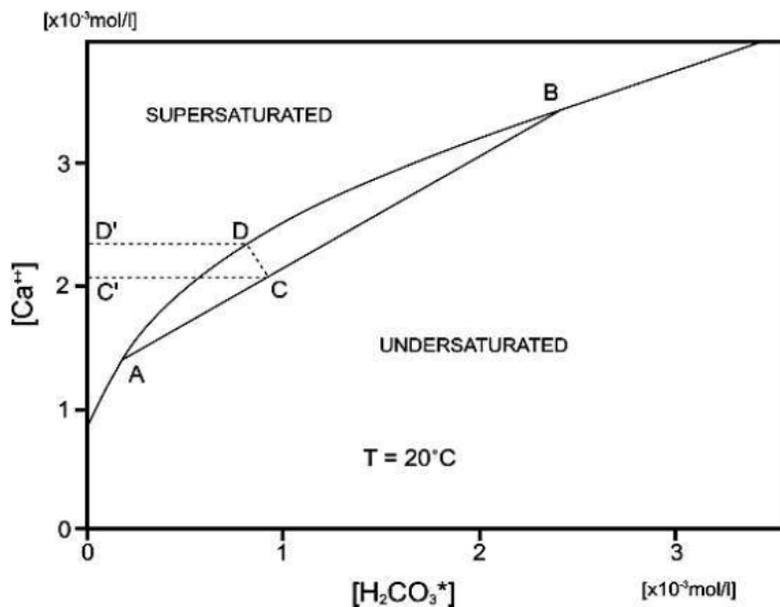


Figura 5. Curva de saturación del CaCO₃ dos soluciones saturadas (A y B) vuelven a estar subsaturadas una vez que se mezclan (La mezcla crea la solución C hasta que la nueva solución alcanza D). Tomado de Dreybrodt, 2000.

La zona de mezcla comprende dos interfaces, la meteórica vadosa-meteórica freática y la freática meteórica-freática marina. La interfaz la freática meteórica-freática marina también es conocida como haloclina (Back *et al.*, 1979; Bögli, 1980). Estudios realizados en la península de Yucatán (Back *et al.*, 1979; 1986) han analizado la relación entre la disolución generada por la zona de mezcla y la espeleogénesis. A su vez el principal control para el

tamaño y creación de la zona de mezcla es el tamaño de los conductos existentes en los acuíferos (Beddows *et al.*, 2007).

Como parte del efecto de fuerza iónica propio de soluciones con alto contenido iónico como el agua salada, la disolución puede aumentar considerablemente ya que los iones contenidos en el agua marina Na^+ , K^+ y Cl^- pueden disminuir considerablemente la actividad de los iones Ca^{2+} y HCO_3^- lo cual incrementa la disolución de la calcita tanto en zonas de agua marina como en zonas de mezcla (Fratesi, 2013).

Mylroie y Carew (1988) postulan dos sitios específicos donde la disolución de las calizas de acelera en los ambientes insulares eogenéticos gracias a la mezcla de aguas: 1. En el contacto entre el agua meteórica proveniente de la zona vadosa con el agua del acuífero; 2. El contacto entre el lente de agua dulce y salada. El área de fluctuación entre estas superficies es el área predilecta para la formación de las cuevas de flanco de margen. El contacto entre el agua dulce y salada puede ser tanto una superficie delgada bien delimitada llamada haloclina (Palmer, 1985; Mylroie y Carew 1988) como toda un área de mezcla de agua salobre (Smart, 1988). En los puntos donde el nivel freático y la haloclina se sobreponen o acercan en demasía, se alcanza el mayor potencial de disolución (Mylroie y Carew 1988).

En los casos donde existe materia orgánica que alcance la haloclina (por ejemplo, los *blue holes*, o bien cuevas en las que colapsa el techo) la anoxia propia de la haloclina crea un ambiente rico en H_2S que potencializa la disolución (Bottrell *et al.*, 1991; Ford y Williams, 2007), la evidencia de esta disolución agresiva se observa en una textura esponjosa en las rocas cercanas a la haloclina o estratos de agua ricos en H_2S . El trabajo de Back *et al.* (1986) muestra la espeleogénesis controlada por una zona de mezcla en Quintana Roo, México.

Las fluctuaciones en el nivel del mar a lo largo del tiempo pueden ser identificadas a través de los relictos de la disolución causada por la zona de mezcla o bien la haloclina (Mylroie, 1988) que crea conductos y cavidades en profundidades análogas al nivel del mar. Por lo tanto, las cuevas de flanco de margen pueden ser utilizadas como posibles indicadores para establecer antiguos niveles del mar en la isla de Cozumel a través del reconocimiento de las morfologías asociadas a la disolución por la zona de mezcla.

El área específica de influencia de la zona de mezcla y por lo tanto de generación de cuevas tiene que ser estudiada desde la perspectiva propia del acuífero. El modelo de Ghyben y

Herzberg (Reilly y Goodman, 1985) propone un lente de agua dulce idealizado que sobre yace el lente de agua salada que penetra tierra adentro a través de la porosidad de la roca. La posición de la zona de mezcla depende de 3 factores fundamentales: la porosidad de la roca, el tamaño del lente de agua meteórica (este último depende de las condiciones climáticas propias de la isla) y el tamaño del lente de agua marina (depende de la distancia tierra adentro y las mareas) (Whitaker y Smart, 1977)

Una cueva de flanco de margen es aquella que morfológicamente tiene cámaras más anchas que altas y un margen curvilíneo, posee pilares de roca remantes del proceso de disolución y sus pasajes tienden a extenderse tierra adentro y terminan abruptamente contra una pared de roca. Estas cuevas comienzan como una pequeña cavidad producto de la disolución por la mezcla de aguas que va creciendo con el tiempo. Debido a que se desarrollan en el margen de los lentes de agua dulce (zona de mezcla), se localizan al margen de la línea de costa o en apenas unas decenas a una centena de metros de esta (Figura 6). Dentro de este ambiente el crecimiento de cavidades en la roca se realiza de manera diferencial, algunos crecen más que otros y después de un tiempo llegan a interceptarse, esta situación provoca que la dimensión de estas cuevas crezca de manera exponencial muy rápidamente, a medida que grupos de huecos se van interconectando (Mylroie y Mylroie, 2007).

Las cuevas se forman sin entradas, y sólo se puede acceder a ellas una vez que el techo colapsa o gracias a algún otro proceso erosivo (Mylroie, 2013). De acuerdo con la clasificación para la morfología de las cuevas de Palmer (1991) su morfología en planta corresponde al patrón *spongework* o ramiforme pero siempre controladas por la posición del lente de agua, siendo las galerías más grandes aquellas próximas a los márgenes del mismo (Mylroie, 2013).

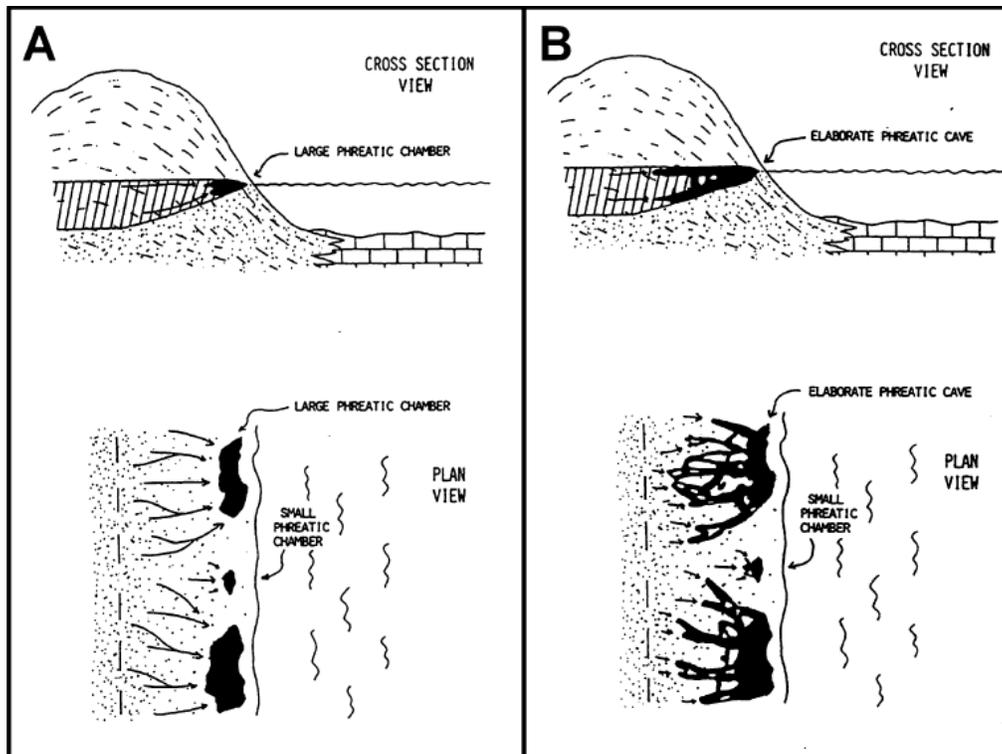


Figura 6. Desarrollo de las cuevas de flanco de margen. A. estado temprano de la formación de la cueva con las cavidades aisladas. B. estadio maduro de la cueva, las cavidades formadas de manera aislada se conectan a medida que avanza la disolución haciendo que aumenten de tamaño de manera espontánea. Tomado de Mylroie, 2013.

En cuanto a sus características internas (Figura 7), las cuevas flanco de margen carecen de morfologías producto de flujo turbulento como lo serían *scallops* o marmitas, en cambio, tienen paredes curvilíneas, pilares residuales, salones globulares, áreas laberínticas, pasajes sin salida y una forma característica conocida como *bell holes* que pueden ser causadas tanto por disolución por condensación o flujos ascendentes (Mylroie, 2013).

Como criterio de diagnóstico Mylroie (1990) establece algunas características para catalogar a una cueva como cueva flanco de margen: las entradas con pequeñas en comparación con el tamaño de las cavidades; para acceder a la mayoría de las cuevas debe de hacerse a través de una entrada vertical; no muestran ninguna evidencia de oleaje o de restos de organismos marinos puesto que en su formación nunca están en contacto directo con el mar; se encuentran tierra adentro con una posición análoga a las paleolíneas de costa.



Figura 7. Morfologías de las cuevas de flanco de margen. Parte superior morfologías propuestas por Mylroie, 2013: A. disolución anastomosada de eolianitas. B. pasaje que une cámaras globulares. C. pasaje freático que sólo conduce a una pared de roca. D. pilares remanentes de la disolución. Parte inferior cuevas de flanco de margen observadas en Cozumel: 1 y 2 Banana Holes, 3 y 4 diferentes formaciones de cuevas de flanco de margen.

3.4 Geomorfología costera

La geomorfología costera se enfoca en el estudio de las formas del relieve concernientes a la interacción de las masas de tierra con los grandes cuerpos de agua cuya principal expresión son las variaciones en la línea de costa, variación provocada por los procesos costeros.

De acuerdo con la clasificación costera de Fairbridge (2004) la costa de Cozumel se define como una costa de materiales suaves y poco consolidados propensos a la disolución con una intercalación de plataformas rocosas y playas de arena en la línea de costa (Spaw, 1978). Tanto sus litorales este como oeste son tocados por la corriente de Yucatán que fluye con dirección norte, tiene una oscilación intermareal de entre 0.3 y 0.5 metros. Cuenta con un clima subtropical húmedo con una estación lluviosa en verano caracterizada por la presencia de ciclones tropicales que afectan a la isla. Los vientos predominantes tienen una dirección SE con una velocidad promedio de 3 metros por segundo (INEGI 1984). Entre sus agentes erosivos principales se encuentra: el oleaje, el viento, la disolución, abrasión y bioerosión. En cuanto a su influencia tectónica se encuentra en un margen pasivo por lo que no es propensa a actividad tectónica (Ward, 1997).

3.4.1 Procesos Costeros

Los procesos costeros son aquellos que modelan la línea de costa, incluyen las olas que son generadas por el viento, las mareas que son generadas por las fuerzas astronómicas que se relacionan con la configuración propia de cada costa, las perturbaciones provocadas por grandes tormentas y tsunamis, y las corrientes.

Las líneas de costa son predominantemente modeladas por las olas, las cuales causan el movimiento de los sedimentos ya sea erosionándolos de la costa y llevándolos a lo largo de ella, o bien, transportándolos desde el fondo marino. Estos movimientos dan un carácter dual a las olas, erosivo y acumulativo (Pavlopoulos *et al.*, 2009; Bird, 2011; Hugget 2016)

Las costas pueden ser de micro, meso y macro mareas, esta oscilación crea corrientes que movilizan gran cantidad de agua y sedimentos que modelan el fondo marino y al igual que el oleaje pueden tener características tanto erosivas como acumulativas. Existen que tienen morfologías enteramente modeladas por el ciclo de las mareas.

Por último, se encuentran los procesos de extraordinarios como los son las grandes tormentas y tsunamis. Estos procesos pueden modelar las líneas de costas en un solo

evento y transformarlas por completo (Bird, 2011). La configuración de las líneas de costa está en constante evolución,

Para entender los procesos costeros y su ubicación respecto a un perfil idealizado nos basaremos en el siguiente modelo de Bird (2011) línea de costa (Figura 8).

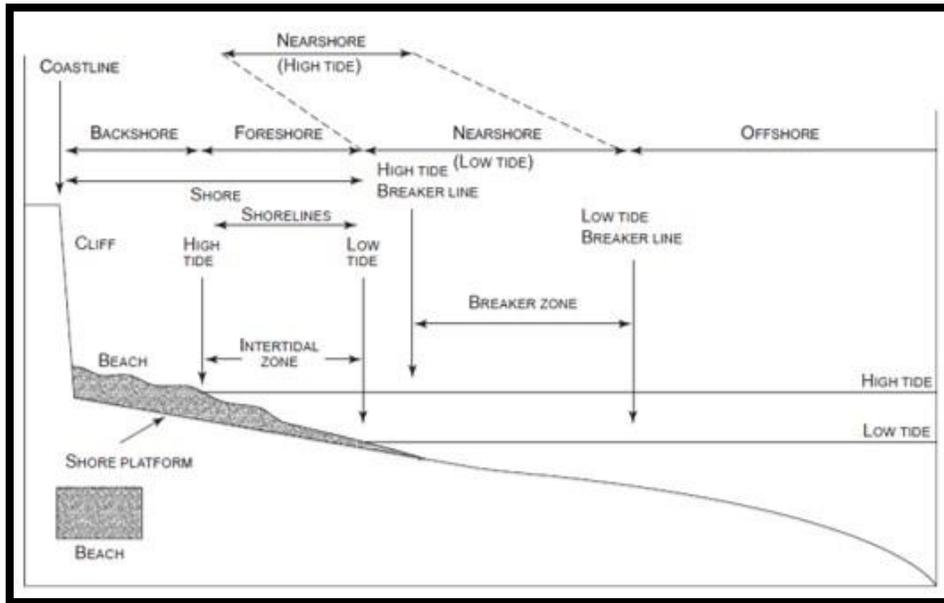


Figura 8. Perfil generalizado de la línea de costa de Bird (2011).

Para la clasificación de las geformas referentes a los procesos costeros nos basamos en la clasificación de Zinck (1988), Pavlopoulos *et al.* (2009) y aquellas descritas por Bird (2011) y Huggett (2016). De manera adicional, sólo tomamos en cuenta las formas erosivas y acumulativas observadas en la isla de Cozumel en los trabajos de campo.

Las geformas costeras de la isla de Cozumel se clasifican de la siguiente manera:

- Erosivas
 - Canales
 - Acantilados
 - Plataforma costera
 - Cueva marina
- Acumulativas
 - Arrecifes
 - Playas
 - Bancos de arena (spits)
 - Promontorios (foreland)
 - Barreras
 - Isla barrera
 - Crestas de playa
 - Dunas (eolianitas)

3.4.2 Formas erosivas

Canales

Aquí hablamos de cualquier apertura natural entre la laguna y el mar que permite el intercambio de agua, ya sea por el oleaje o la oscilación de las mareas. Está asociado a costas bajas fangosas, marismas, pantanos y manglares (Pavlopoulos, *et al.*, 2009; Lugo.Hubp, 2015). También existen canales que se crean de manera momentánea a causa de las tormentas, a menudo dejan abanicos en la laguna y en caso de tratarse de canales producto de una tormenta dejan marcas en la parte superior de las barreas (Bird, 2011).



Figura 9. Canal en el litoral este de la isla de Cozumel.

Acantilados

Son pendientes verticales que se levantan de manera abrupta sobre el mar o el nivel de base a causa de tectonismo o por cambios del nivel del mar, a menudo presentan nichos o cuevas costeras a causadas por el oleaje que puedes correlacionarse con antiguos niveles del mar (Bird, 2011; Hugget, 2016) (Figura 10).



Figura 10. Acantilados en la costa este de la isla de Cozumel.

Plataforma costera

Son superficies planas formadas de roca producto de la erosión marina causada por los cambios del nivel de mar. Son geoformas altamente propensas al intemperismo biológico y químico (Pavlopoulos, 2009). En el ambiente de Cozumel, estas plataformas se expresan como campos de karren (Figura 11) justo a la orilla del mar.



Figura 11. Plataforma costera en el litoral oeste de la isla. en la imagen se muestra el karren costero.

Cuevas Costeras

Se forman a partir de la acción erosiva del oleaje en las costas rocosas y pueden encontrarse en cualquier litología, a medida que se van desarrollando pueden evolucionar a arcos (Myrloie, 2013). Moore (1954) menciona que este tipo de cavidades son producto de una erosión diferencial causada por las estructuras propias de cada roca. Waterstrat *et al.* (2010) estudió cuevas costeras en las Bahamas que se formaron en eolianitas y concluyo que la erosión diferencial de la roca es producto de la oscilación intermareal, los cambios de dirección e intensidad de los vientos, también identifico que la bioerosión juega un papel importante en su formación ya que crea las primeras cavidades. Para el caso de costas de rocas carbonatadas se distinguen de las cuevas producto de la disolución por la textura “abrasiva” que muestran sus paredes y que son más largas que profundas mientras que las cuevas creadas por disolución tienen una entrada más pequeña que la cavidad. En la isla de Cozumel existen gran cantidad de cuevas costeras, tanto cuevas en proceso de formación como cuevas en antiguos niveles de costa (Figura 12).



Figura 12. Izq. Cuevas costeras en proceso de formación. Der. cueva costera dentro de la isla en lo que pudo ser una antigua línea de costa.

3.4.3 Formas acumulativas

Arrecifes de coral

Son estructuras subacuáticas de origen biológico constituidas de carbonato de calcio que al emerger, ya sea por cambios del nivel de mar o tectónica pueden constituir formas de relieve. Están formados por colonias de organismos marinos llamados pólipos que forman sus esqueletos de carbonato de calcio, a grandes rasgos existen dos tipos los blandos y los duros. Los corales duros o escleróticos son los principales formadores de estas estructuras a la par de las algas simbiotas que los acompañan y algunos moluscos. Existen gran cantidad de corales que dan forma a las colonias, entre los más comunes se encuentran: *Acropora palmata*, *Acropora cervicornis* o el *Diplora spp.*

Las colonias de corales pueden crecer de diversas maneras y por ende crean diferentes formas de relieve al litificarse y posteriormente ser expuestas. En relación con su ubicación respecto a la línea de costa y de manera general, existen tres tipos de arrecifes:

Margen: como su nombre lo indica crecen al margen de los continentes o bien anclados al margen de islas que les sirvan como base. Consisten en una plataforma limitada por la marea baja. Otras limitantes para su crecimiento es el aporte de agua dulce y de sedimentos por lo que suelen estar ausentes cerca de las desembocaduras de los ríos. Usualmente son delgados y están anclados a fondos rocosos, al ser limitados por la marea su crecimiento siempre es en sentido del mar. La propagación de este tipo de arrecifes está supeditado a los cambios del nivel del mar. Durante las transgresiones avanza tierra adentro y durante los momentos de estabilidad lo hace mar adentro (Bird, 2011).

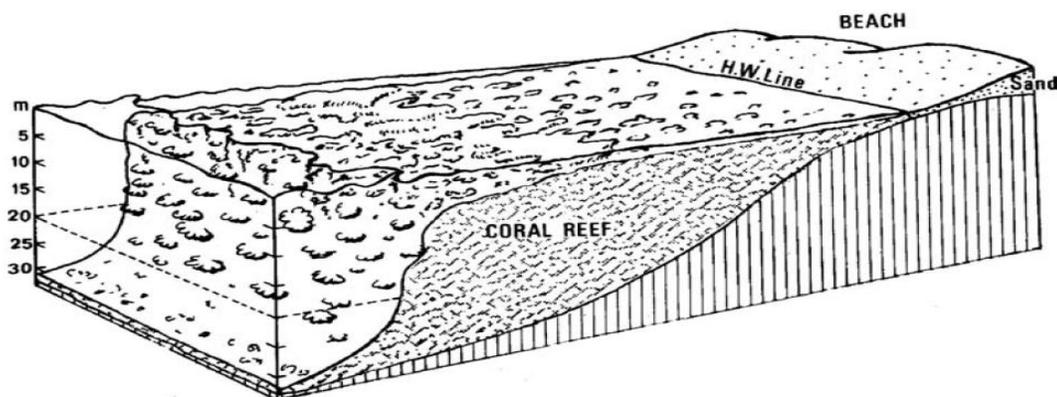


Figura 13. Arrecife de margen. El arrecife de coral crece desde el límite de la marea baja hasta la profundidad en que las especies de corales encuentran las condiciones propicias. Este tipo de arrecife forma una plataforma en todas direcciones. Tomada de Bird (2011)

Barrera: Crecen paralelos a la línea de costa, algunos de estos arrecifes comenzaron como arrecifes de margen que posteriormente se convirtieron en barreras en el proceso evolutivo de la línea de costa. Debido al cambio del nivel del mar, los arrecifes de barrera han agrandado en los aumentos del nivel y al mismo tiempo detienen su crecimiento durante los descensos del nivel. Cuando estos arrecifes son expuestos son susceptibles a la erosión y a la segmentación. Posteriormente durante subsecuentes ascensos del nivel del mar pueden retomar su crecimiento. Estas oscilaciones en el nivel del mar crean la morfología de parches de arrecife.

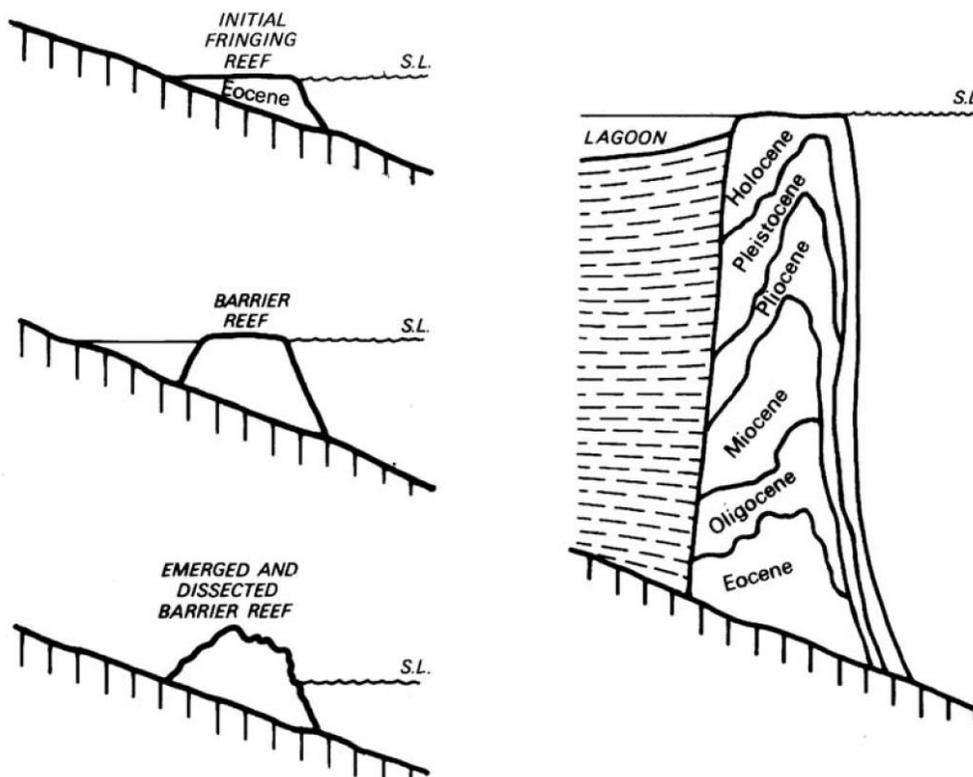


Figura 14 Evolución de un arrecife de margen. Su evolución es condicionada por los cambios en el nivel del mar. Si el nivel sube el arrecife agranda mientras que si se abate el arrecife se erosiona. El arrecife se convierte en barrera al crear una zona de laguna entre el arrecife y el continente.

Atolones: Son arrecifes en mar abierto generalmente de forma circular que encierran una laguna interior. Normalmente se desarrollan en los edificios de antiguos volcanes, sin embargo, no se limitan sólo a ellos, también pueden evolucionar a partir de un arrecife de margen que se desarrolló alrededor de una isla que posteriormente fue sumergida. El factor

que condiciona su morfología es el sustrato rocoso que permita la fijación de las colonias coralinas (Bird, 2011). El anillo se puede componer islas coralinas continuas o seccionadas compuestas de sedimentos de arenas y carbonatos pobremente consolidados. Los arrecifes que se encuentran en estos anillos son altamente susceptibles a la erosión y a los cambios en el nivel del mar. Una característica común de la morfología de la laguna interior es la presencia de cayo y parches arrecifales (Woodroffe, 2008).

En términos geomorfológicos los arrecifes se pueden regionalizar tomando como referencia un transecto partiendo de tierra firme con dirección al mar. De acuerdo con Davidson-Arnott (2010) los arrecifes se regionalizan de la siguiente manera:

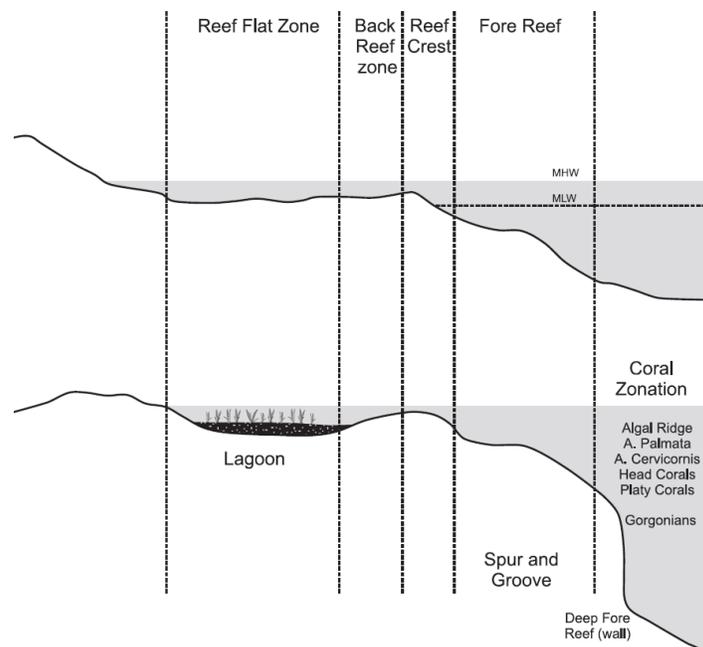


Figura 15. Zonificación de los arrecifes según su geomorfología. tomado de Davidson-Arnott, 2011.

Plataforma coralina y back reef: es la zona más proximal a tierra firme localizada inmediatamente después la cresta arrecifal (zona sotavento de la cresta arrecifal), y se encuentra protegida de la acción del oleaje por la cresta arrecifal. Es una zona plana, normalmente poco profunda que puede formar una laguna, o bien, si permanece abierta una plataforma. Sus dimensiones pueden ser de algunos metros o bien de varios kilómetros. En dependencia de las condiciones en que se encuentre puede ser expuesta en la oscilación mareal, esta condición genera parches litificados dentro de zonas con corales vivos y viceversa. En esta zona se acumulan gran cantidad de sedimentos producto de la erosión mecánica de la cresta arrecifal, arenas provenientes de las playas, restos de moluscos y otros organismos, así como lodos calcáreos.

Cresta arrecifal: es el punto más alto del arrecife del cual secciones pueden llegar a quedar expuestas en la oscilación mareal. Actúa como barrera de la plataforma coralina, lagunas y el *back reef* frente al oleaje y las corrientes marinas. Al ser un área altamente dinámica favorece el crecimiento de las grandes especies coralinas, a su vez al estar expuesta a la erosión mecánica marina suele fragmentarse, dichos fragmentos se depositan tanto en el *back reef* como en el frente arrecifal. El daño que recibe la cresta suele repararse rápidamente por los organismos que habitan en ella.

Frente arrecifal: se considera como la zona delantera de la cresta y se caracteriza por ser una región en la que la energía del oleaje disminuye paulatinamente a medida que se profundiza, lo mismo ocurre con la luz. La parte superior de esta zona (de entre los 20 y 25 metros de profundidad) se caracteriza por ser altamente productiva y favorece el crecimiento de los corales debido a que recibe una adecuada cantidad de luz y una circulación marina sustancial. La parte frontal suele ser escalonada situación que genera diversas topografías tales como cañones con valles rellenos de arena. A medida que se profundiza la pendiente va disminuyendo gentilmente.

Playas

Es una franja de costa ligeramente inclinada hacia la mar compuesta por materiales que pueden ir desde arenas hasta pequeños cantos que han sido depositados por la acción del oleaje (Lugo-Hubp, 2015). Los sedimentos pueden tener un origen variado, desde la erosión de acantilados, ríos, glaciares hasta sedimentos provenientes del fondo marino como los son las conchas y restos coralinos. Los sedimentos de las playas son reducidos por intemperismo y abrasión, así como también pueden ser cementados en el caso de las costas carbonatadas. Su forma es modelada a causa de la acción del oleaje, lo cual causa que sea una geoforma dinámica capaz de migrar tanto tierra adentro como mar adentro y también a lo largo de la costa. Es una geoforma que tiende al equilibrio, es decir, a la acumulación y erosión por partes iguales, este equilibrio puede romperse con los cambios estacionales, el régimen de oleaje o la oscilación de las mareas (Bird, 2011).

Las playas tienen un perfil que se determina por la forma, el material, el tamaño, el régimen de mareas y oleaje. El perfil de la playa va desde la berma que marca el máximo alcance de las olas hasta la playa baja o el bien mínimo nivel del agua en baja mar (Hugget, 2016).

Una superficie convexa en el perfil de la playa, en forma de cresta suave y de poca altura son de características acumulativas, mientras que las que presentan un perfil cóncavo

tienden a ser erosivas (Lugo-Hubp, 2015). Cuando las playas progradan suelen marcar el episodio con crestas, ya sean de playa o de dunas (Bird, 2011).

Existen tres tipos de playas: las playas controladas por el oleaje, las controladas por las mareas medias y las playas controladas por mareas altas.

Para el caso de Cozumel existen playas tanto acumulativas como erosivas que se intercalan entre plataformas costeras y playas debido a que la oscilación de mareas es pequeña (entre 0.3 y 0.5m) las playas de Cozumel se catalogan como playas controladas por oleaje. Tanto la costa este como la oeste cuentan con playas (Figura 11 y 16 respectivamente).

Bancos de arena (spits)

Son playas depositadas por encima del máximo nivel de la marea que divergen a la línea de costa, usualmente tienen una terminación en forma de gancho o curva (Scwartz, 172). Crecen a la deriva en la dirección de la línea de costa a causa de la acción del oleaje que golpea de manera oblicua a la línea de costa, su forma es modelada por el patrón dominante del oleaje (Bird, 2011). Se distinguen de las barras debido a que siempre tienen un extremo anclado a tierra firme, es decir son prolongaciones de la línea de costa (Hugget, 2016)

Los bancos de arena tienden a formar áreas que favorecen el depósito de sedimentos como los pantanos, marismas o manglares en el interior de sus recurvos. El crecimiento de los bancos de arena facilita la progradación de la línea de costa al actuar como barreras de estas zonas de depósito “recién” creadas. A medida que los bancos van evolucionando pueden formar crestas con dunas costeras, a menudo estas crestas presentan patrones erosivos que atestiguan cambios en el nivel del mar (Bird, 2011).



Figura 16. Playa en la costa este de Cozumel.

Promontorios (forelands)

Comparten la génesis de los bancos de arena, sin embargo, se distinguen debido a su morfología. La principal distinción radica que en vez de presentar una morfología alargada con un final puntiagudo y curvado tienen una morfología parecida a la de un triángulo. Esta forma ligeramente curvada ayuda a identificar la dirección del oleaje en una línea de costa. A menudo su formación se relaciona con el oleaje refractado a partir de una cresta o barra submarina. O bien a la intersección entre dos sistemas de oleaje o corrientes, situación que favorece su evolución gracias al constante aporte de sedimentos (Pavlopoulos, 2009).

Barreras

Son formas elongadas paralelas a la línea de costa por el depósito de materiales de playa que se han formado fuera de la costa y no tienen ninguna conexión con tierra firme. Se distinguen de las barras marinas al nunca estar sumergidas. A menudo se localizan enfrente de canales o bahías, dan como resultado una progradación de la línea de costa debido a que protegen ambientes de depósito como lagunas y pantanos (Scwartz, 1974).

Las barreras también pueden ser de origen biogénico (arrecifes) que usualmente son cubiertos por sedimentos de playa. Se distinguen de las islas barrera debido a su ancho (menos de 200m). El origen de los materiales que componen a las barreras suele provenir del fondo marino y son depositados por acción del oleaje. El mejor ambiente para la formación de barreras es aquel con una oscilación mareal baja que no movilice grandes cantidades de agua, lo que les permite crecer en longitud, en el caso donde la oscilación de mareas sea muy grande presentan canales que las dividen (Bird, 2011).

Algunas barreras pueden formarse en mares someros a partir de barras submarinas producto del oleaje que rompe lejos de las mismas y comienza a acumular sedimento. Estas barreras parecen emerger directamente del mar (Bird, 2011).

Islas de Barrera

Son crestas elongadas de arena paralelas a las líneas de costa de la tierra firme, y separadas de esta ya sea por lagunas, pantanos u otros cuerpos de agua someros que se conectan al océano ya sea por caletas o canales intermareales que fluyen entre islas. Pueden formarse a partir de la evolución de barreras, o por relictos de bancos de arena que se separan de la tierra firme o bien por los cambios del nivel del mar a partir de antiguas dunas, crestas de tormentas, antiguas bermas, arrecifes de coral o simplemente por acumulación de sedimento depositado por el oleaje. Este tipo de formas de acumulación es característica de zonas tectónicamente inactivas como lo es el área de la plataforma de Yucatán (Huggett, 2016). Las islas de barrera se distinguen de las barras en el sentido en que jamás se sumergen en los ciclos mareales y de las barreras por su tamaño (mayor a 200m de ancho), aunque comparten las mismas características de las barreras pueden alcanzar tamaños de hasta 5 km de ancho y 100 km de largo. A medida que van evolucionando pueden desarrollar crestas de playas, dunas e incluso bahías (Bird, 2011).

Tanto las islas de barrera como las barreras son formas estrechamente ligadas a los cambios del nivel del mar, particularmente al cuaternario. Ambas geoformas pueden ser diferenciadas tanto en transgresivas como regresivas. La forma transgresiva se puede identificar debido a que protege lagunas que actualmente se encuentran tierra adentro, así como la presencia de dunas que sobreyacen a paleo suelos que avanzan tierra adentro o hacia la laguna. La forma regresiva progresa mar adentro, y si bien también desarrolla dunas, existe el desarrollo de suelo y vegetación entre las dunas y la laguna (Bird, 2011) (Figura 17).

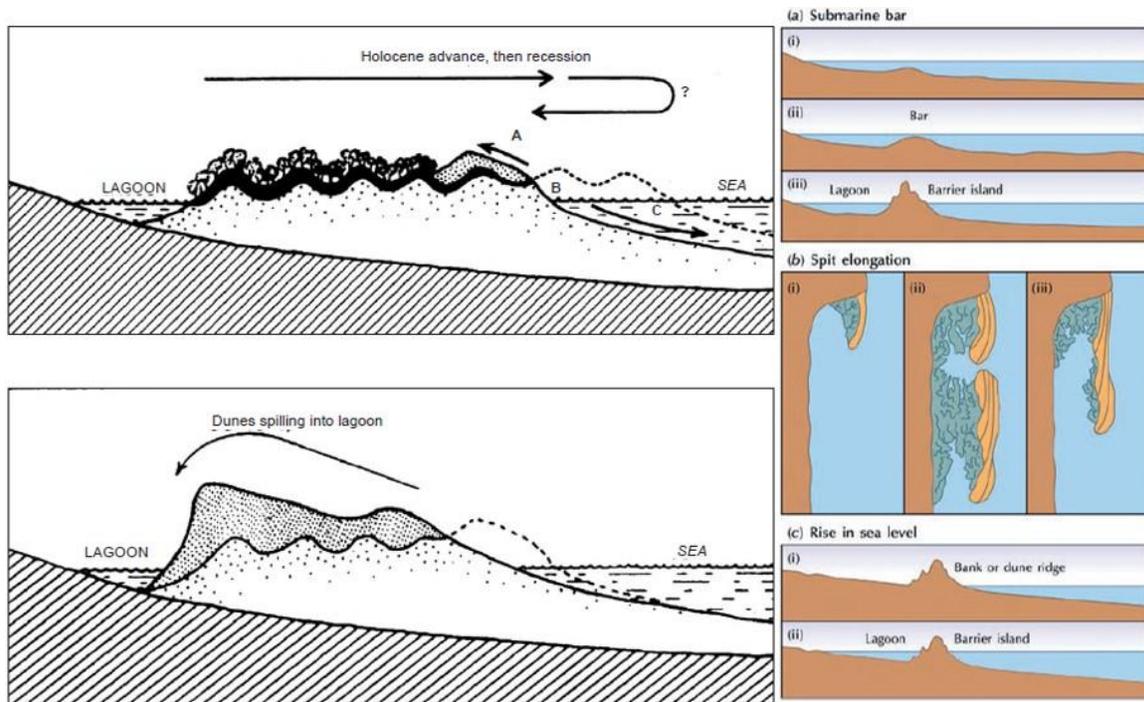


Figura 17. Formación de barreras Izquierda arriba, barrera que va progradando durante una regresión marina, las dunas se van lavando hacia el mar. Abajo, las dunas avanzan hacia la zona de laguna haciendo crecer a la barrera en un sentido transgresivo (Bird, 2011). Derecha. Evolución de las barreras e islas barrera (a) a partir de la agradación de una barra submarina, (b) derivada del crecimiento de un banco de área y (c) a causa del descenso del nivel del mar (Hugget, 2016).

Cresta de playa (Beach ridge)

Se refiere a las crestas de antiguas líneas de costa (bermas), creadas ya sea por acción del oleaje o por vientos, de materiales tanto siliciclásticos como calcáreos, que han sido estabilizadas, es decir, que ya no son afectados por la acción del oleaje. Prácticamente todas las crestas de playa tienen componentes eólicos y de oscilación de mareas. Antes de ser estabilizadas estas crestas guardan una historia tanto transgresiva como regresiva. Su forma regresiva se identifica con la progradación de los sedimentos en dirección del mar y su carácter transgresivo se identifica cuando los sedimentos submareales se encuentran sobre los intermareales (Figura 18). A medida que las costas van evolucionando pueden existir múltiples crestas de playa una paralela a la otra, a esta separación en que la línea de costa progresa hacia el mar se le conoce como *strandplain*.

Estas crestas de playa tienen una morfología en planta bandeada semiparalela que muestra una alternancia de relieves negativos y positivos. Los relieves negativos que asemejan

microvalles forman pequeños cenegales o lagunas entre crestas de bermas o de dunas (Otvos, 2000).

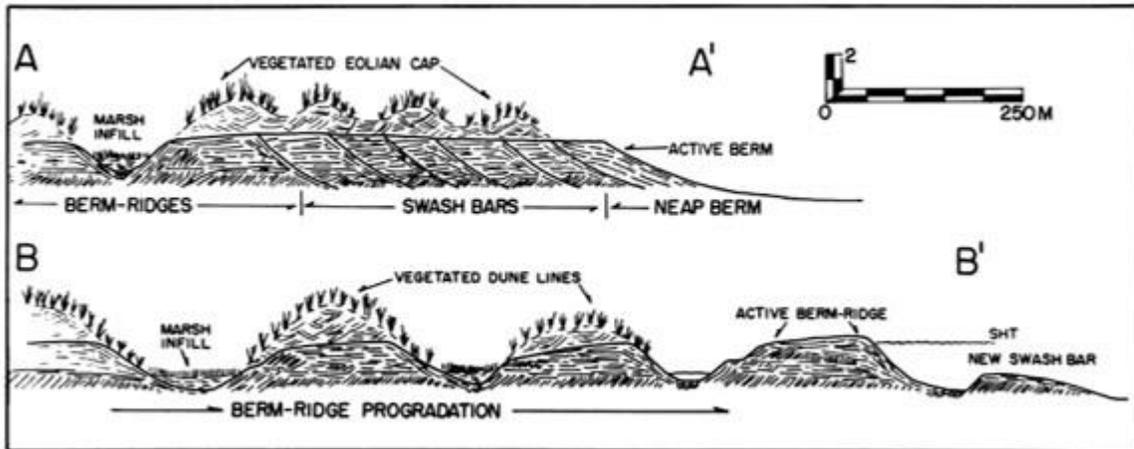


Figura 18. Perfil generalizado de una cresta de playa. A, muestra una zona estabilizada que ha desarrollado eolianitas. B, muestra una cresta que está progradando hacia la costa (Otvos, 2000).

Dunas calcáreas (eolianitas)

De manera general son grandes acumulaciones de sedimento bien seleccionado transportado por la acción del viento desde el borde de las líneas de costa. Están conformadas por sedimentos provenientes de las playas que se encuentran protegidos de la acción del oleaje y las mareas lo que les permite deshidratarse para facilitar su transporte (Hugget, 2016).

De acuerdo con su posición respecto a la línea de costa se clasifican en *foredune* (primera duna justo después de la línea de costa) y *backdune* (dunas que se encuentran detrás de las *foredunes* creadas a partir de estas). A medida que las *foredunes* colapsan puede formar acantilados en el frente de la línea de costa. Medida que las *foredunes* van transgrediendo tierra adentro pueden formar cordones de dunas paralelas que posteriormente evolucionan a crestas costeras o crestas de dunas (Bird, 2011).

Debido a la composición calcárea de los sedimentos disponibles en las inmediaciones de la isla de Cozumel, las dunas depositadas en sus líneas de costa se conocen como dunas calcáreas, comúnmente llamadas eolianitas.

Las eolianitas tienden a litificarse con facilidad por la precipitación de carbonato de calcio en su interior por lo que preservan a la topografía original de las dunas. De acuerdo con Bird (2011), una eolianita se distingue de otras dunas por las siguientes características:

- Las calcarenitas se comienzan a endurecer en capas parecidas a galletas que se orientan en dirección del buzamiento de la duna.
- Presentan calcretas onduladas que se forman en la superficie de la duna que posteriormente son cubiertas por dunas más jóvenes.
- A menudo conservan paleosuelos arcillosos de inclusive hasta tres metros de espesor también cubiertos por dunas más jóvenes.
- Es común la presencia de concreciones ya sea de restos vegetales (rizoconcreciones) o por canales endurecidos por donde fluye el agua.
- Acumulación de gravas y bloques localmente cementados en forma de brechas.
- Arenas no consolidadas usualmente debajo de las calcretas.

Al igual que las dunas costeras tradicionales las eolianitas pueden ser tanto transgresivas como regresivas. Carew y Mylroie (1995) identificaron estas fases según las siguientes características:

Transgresivas

- Estratificación fina y bien definida
- Pocos restos vegetales
- Presencia de acantilados
- Cuevas costeras
- Corales erosionados en repisas
- Falta de suelos
- Depósitos predominantemente eólicos

Regresivas

- Estratificación perturbada
- Gran contenido de vegetales
- Falta de muestras erosivas penecontemporáneas
- Ausencia de cuevas costeras
- Falta de repisas
- Común presencia de paleosuelos
- Gran presencia de peloides y bioclastos
- Eolianitas sobre depósitos marinos.

4 Metodología

Para llevar a cabo el estudio de la geomorfología de la isla de Cozumel se utilizaron dos metodologías: análisis cartográfico por medio de un sistema de información geográfica y análisis de microfacies. La combinación de ambos métodos dio como resultado la caracterización de las formas de relieve, no sólo por su morfología, sino también por su caracterización estratigráfica.

4.1 Análisis cartográfico

Gabinete

Con la finalidad de cartografiar las geoformas de la isla de Cozumel, se realizó un análisis cartográfico especializado con la ayuda de un sistema de información geográfica (ArcMap 10.1) y el software Google Earth Pro. este análisis consta de 5 etapas (:

- Adquisición de los insumos requeridos básicos
- Preprocesamiento de la información
 - Realización del mosaico
 - Corrección de errores
 - Delimitación del área de estudio
- Generación de base cartográfica
 - Mapa altimétrico (modelo digital de elevación)
 - Mapa de terrazas
 - Mapa de sumideros
 - Mapa de curvatura
 - Mapa de depresiones kársticas
- Comprobación con datos de campo
- Resultados
 - Modelo de paleonivel del mar (6 metros arriba respecto al nivel actual)
 - Mapa de densidad kárstica
 - Mapa geomorfológico de procesos costeros

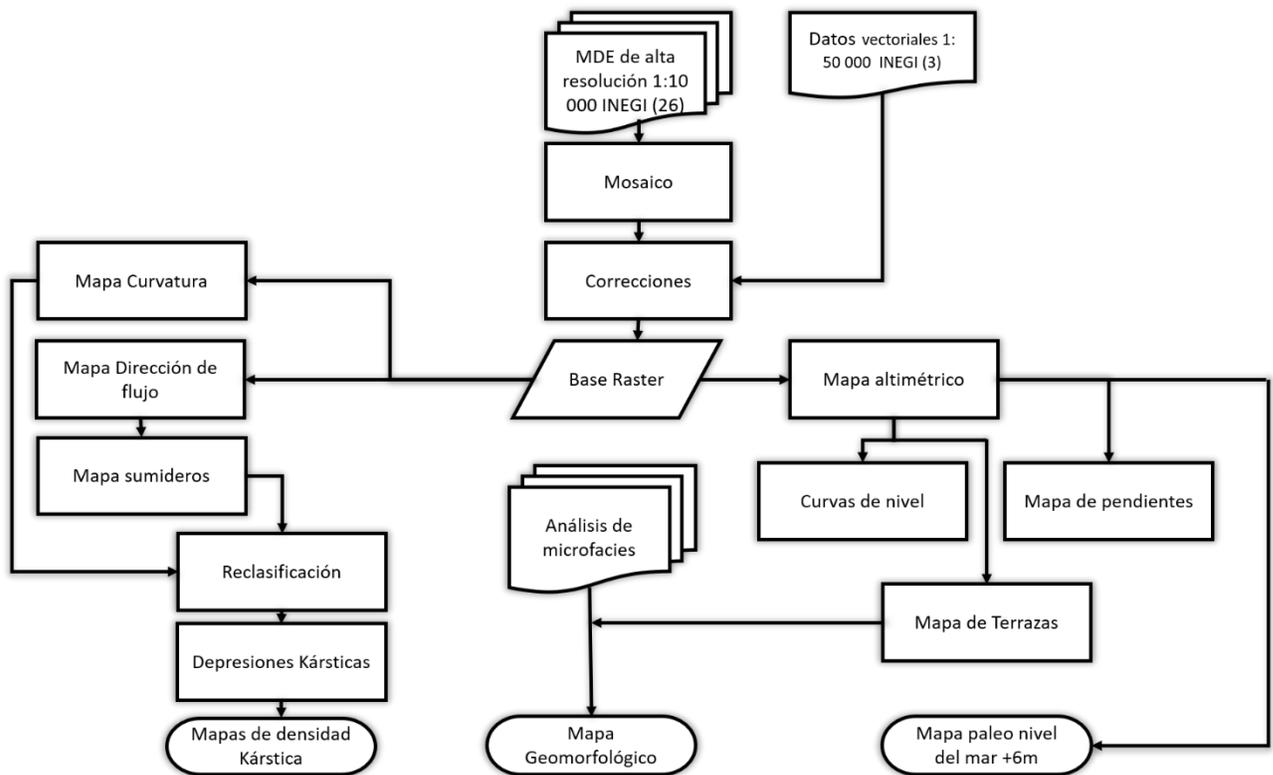


Figura 19. Diagrama del análisis cartográfico.

A continuación se describe de manera detallada cada etapa de este procedimiento

Adquisición de insumos

Los insumos utilizados para generar la base cartográfica fueron obtenidos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), mismo que son parte de la colección Modelos Digitales de elevación (MDE) de alta resolución Lidar, Tipo TERRENO. En total se utilizaron 26 archivos los cuales componen la totalidad de la isla. Los archivos fueron generados en la proyección UTM utilizando el datum horizontal ITRF 92 1988 y el datum vertical NAVD88 y recabados en el año 2008. Todos los archivos están en formato Ráster y tienen una resolución de 5 metros en los ejes de las abscisas y ordenadas respectivamente y 1 metro de resolución en la altura.

En segunda instancia para realizar algunas correcciones se obtuvieron los datos vectoriales correspondientes a la isla de Cozumel para delimitar línea de costa y como herramienta de apoyo para discernir entre morfologías antrópicas y naturales.

Como último elemento se utilizaron las imágenes proporcionadas por Google Earth como herramienta de foto interpretación.

Preprocesamiento de la información

Mosaico

Para unir los 26 MDE se llevó a cabo una operación de mosaico. En el procedimiento se respetó el tamaño de celda original de 5m, así como el formato de 16 bits S. La operación para la unión se hizo por medio de la media del valor de las celdas con la finalidad de evitar marcas entre las zonas de superposición.

Corrección de errores

Con la finalidad de facilitar la identificación de geoformas y para llevar a cabo los procedimientos algebraicos de los rásters de una manera más eficiente, el mosaico resultante fue sometido a un filtro de mayoría, que realiza una operación de vecinos naturales en los que a cada celda se le asigna un nuevo valor utilizando el valor que más se repite, la operación realizada se llevó a cabo a través de un kernel de 3 x 3.

Posteriormente los valores resultantes se reclasificaron a números enteros, si bien esta última operación disminuye la resolución en términos de visualización ayuda a facilitar la operación de los procesos consecuentes

Los archivos muestran bandas producto del mosaico original que creó el MDE, debido a la gran cantidad de vuelos necesarios para la creación de estos modelos es imposible corregir dicho error a partir de los medios con los que se cuenta sin eliminar la información necesaria para el análisis, por ende, el error causado por dichas bandas se corrigió a partir de la interpretación cartográfica y no por medios automatizados.

Delimitación del área de estudio

Como última operación se realizó un corte de los rásters resultantes utilizando los datos vectoriales proporcionados por el INEGI utilizando a línea de costa que ellos consideran.

Generación de base cartográfica

Posterior a la corrección de errores los productos de dichas operaciones se utilizaron para generar la base de los rásters con los que se realizaran las operaciones posteriores: Mapa altimétrico, mapa de terrazas, mapa de flujo de escorrentía superficial y Mapa de curvatura.

Mapa altimétrico

Se realizó partir del ráster producto del mosaico y corrección de errores, y posteriormente “estirando” los valores de altura de cada celda para mejorar la visualización (Figura 20).

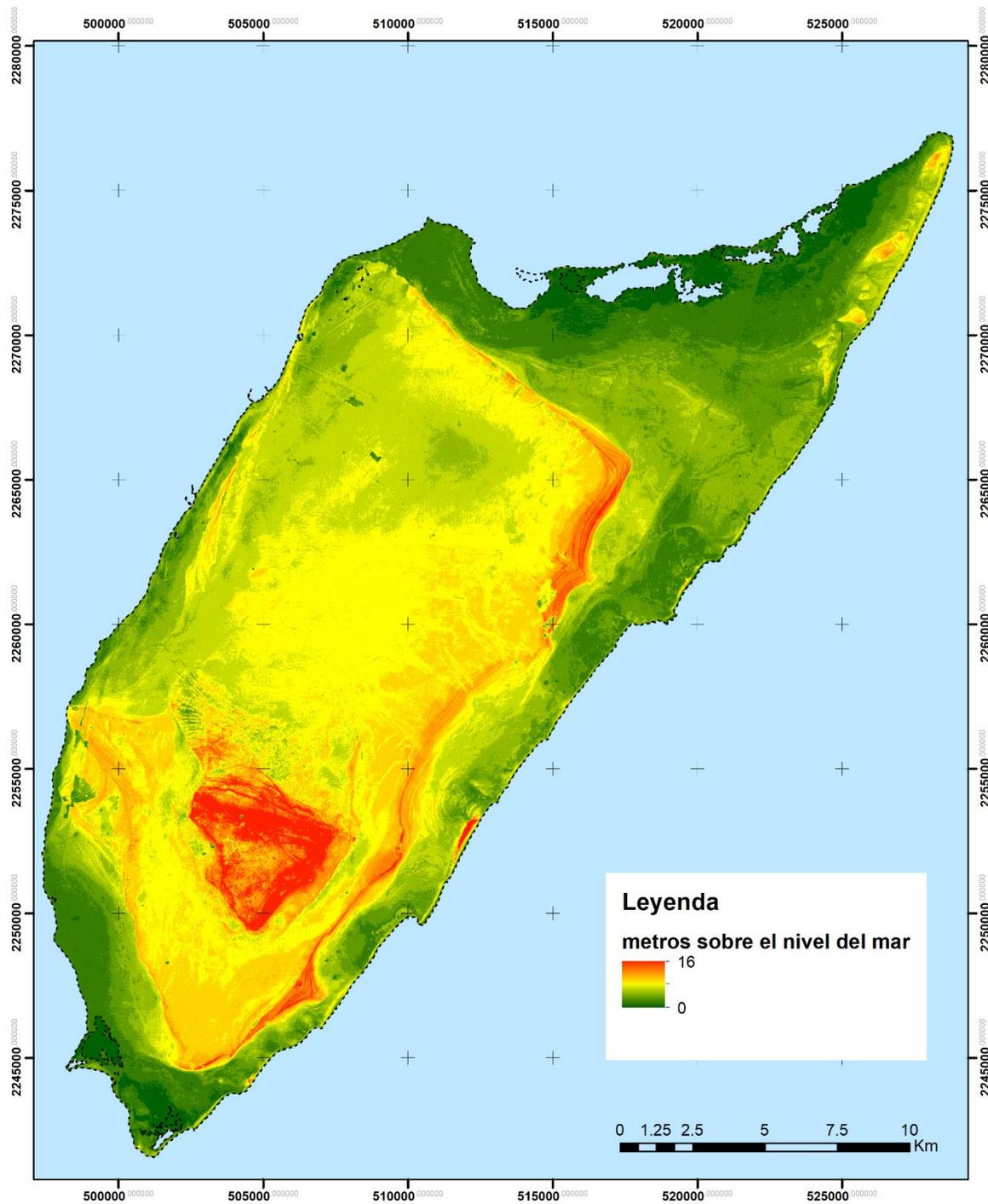


Figura 20. Mapa altimétrico de Cozumel

Mapa de Terrazas

Este mapa tiene como finalidad resaltar las distintas geoformas dejando de lado la distorsión del modelo digital de elevación en bruto creado a partir de los datos de INEGI. El trazo de las terrazas se realizó a manera de fotointerpretación con la ayuda del modelo digital de elevación, las imágenes satelitales disponibles a través de Google Earth y los recorridos de campo. Este mapa muestra la diferencia altitudinal como terrazas. El intervalo de cada terraza fue de un metro hasta los ocho metros de altura, posteriormente para los 8-9 metros se agrupó como una sola unidad, también para 10-12. A partir de los 12 metros se consideró una sola unidad a todas las elevaciones restante, esto debido a los a que la escala del mapa no permitía la visualización de las zonas con estas altitudes, por ende, se agruparon con la finalidad de favorecer la interpretación de las geoformas (Figura 21).

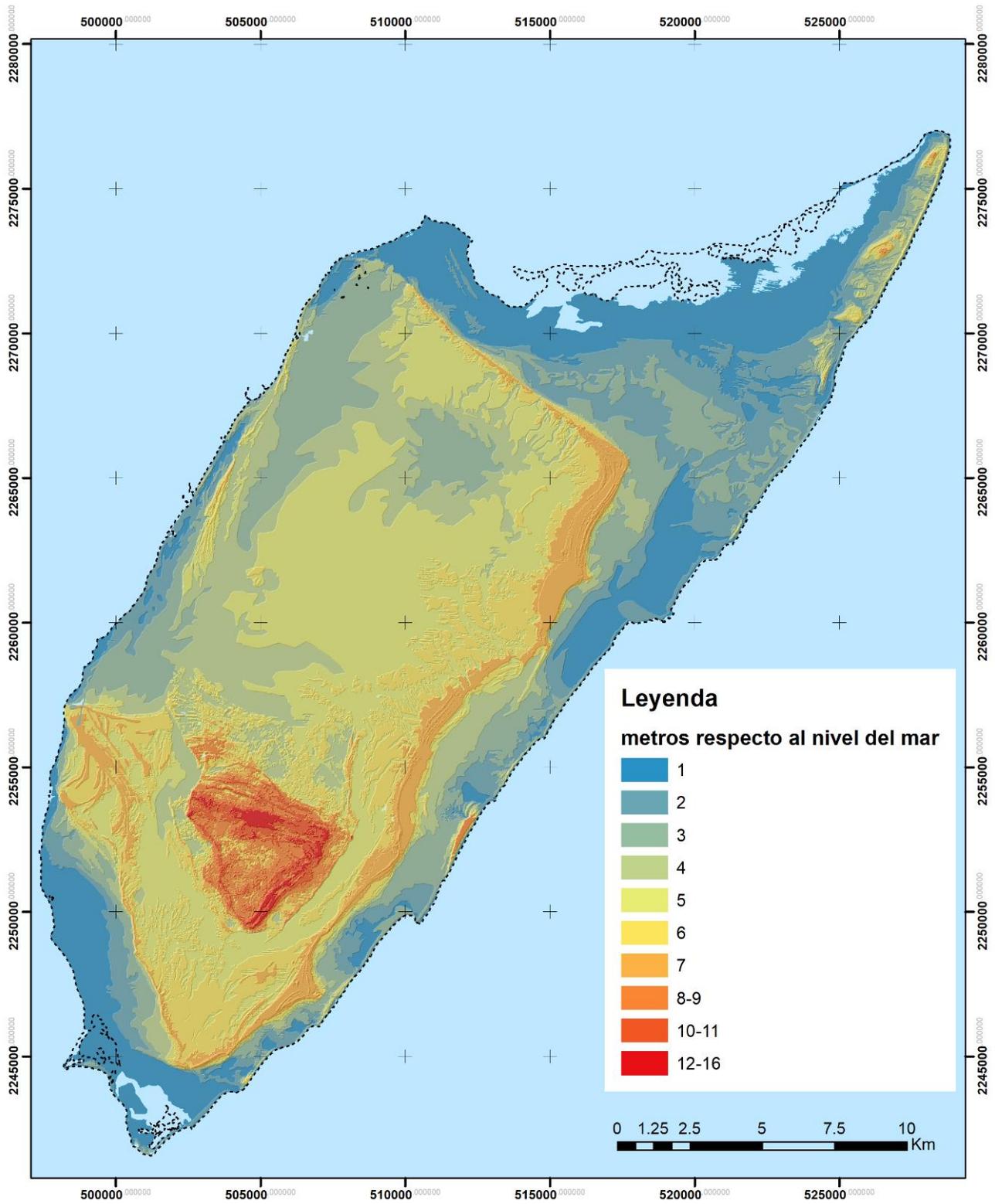


Figura 21. Mapa de terrazas

Mapa de sumideros.

Con la finalidad de elaborar un mapa que permita comprender como se comportaría el escurrimiento en la isla de Cozumel. Como primera operación se realizó un ráster de dirección de flujo con la herramienta *Flow Direction* de ArcMap, con la cual se utilizaron los valores de altura de cada celda del ráster altimétrico para determinar la dirección teórica que tendría el agua si escurriera por la superficie. Esta dirección se determina utilizando la dirección de descenso de la máxima pendiente desde cada celda. El software utiliza ocho direcciones de salida relacionadas con las celdas adyacentes, este modelo se basa en el algoritmo de Jenson y Domingue (1988) (Figura 22).

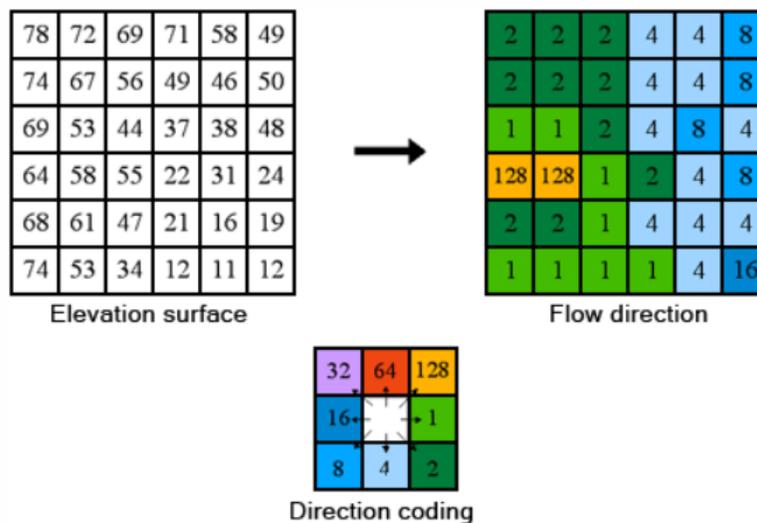


Figura 22 Cálculo de la dirección del flujo por operación de vecinos naturales (ArcGIS for Desktop, 2016).

Una vez obtenido el ráster de dirección de flujo, este se utilizó para elaborar un ráster de sumideros con la herramienta *Sink*. Se clasifica como un sumidero a una celda o conjunto de estas que conectadas espacialmente no se le puede asignar un valor de dirección valido debido a que las celdas vecinas tienen un valor mayor o bien cuando las celdas tienen el mismo valor y crean un bucle que impediría que el agua fluyera (ArcGIS for desktop, 2016). El producto es un ráster que representa los puntos en que se concentran los flujos de agua (Figura 23).

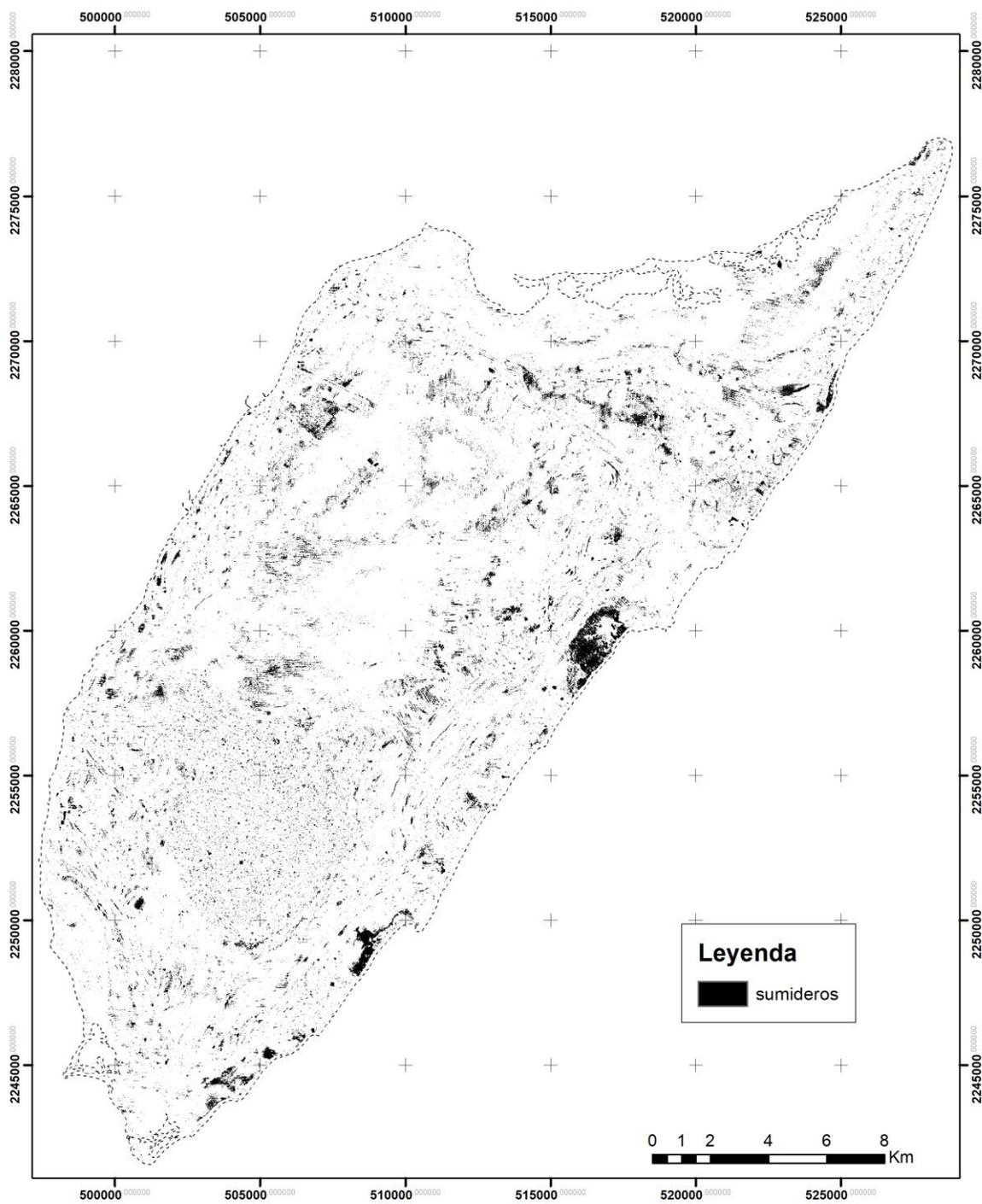


Figura 23 Mapa de sumideros

Mapa de Curvatura

Con el ráster de elevación se utilizó la herramienta de *Curvature*, esta herramienta calcula la curvatura de la superficie celda por celda, la cual corresponde a la pendiente de la pendiente entre los valores de altura de las celdas vecinas con un kernel de 3 x3. Para el análisis y presentación de la curvatura se utilizó la curvatura en planta ya que este ráster ayuda a la interpretación de divergencia y convergencias de flujos. Los valores de curvatura positivos indican superficies convexas mientras que los valores negativos superficies cóncavas, siendo el cero superficies planas. El algoritmo utilizado para este procedimiento de curvatura es el desarrollado por Zevenbergen y Thorne (1987) (Figura 24) debido a que es el recomendado para superficies con gran rugosidad si se cuenta con datos de alta resolución (Jennes, 2013), situación apropiada para la información que se cuenta.

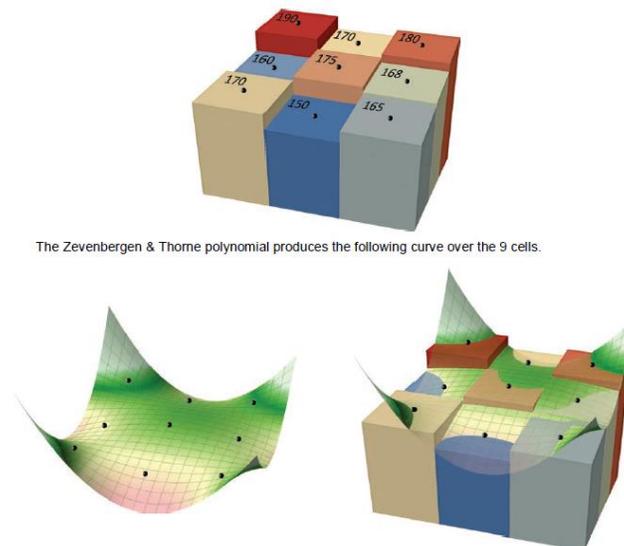


Figura 24. Operación de curvatura con el algoritmo de Zevenbergen y Thorne, algoritmo que es capaz de identificar convexidad y concavidad en rásters de alta resolución (tomado de Jenness, 2013)

Una vez obtenido el ráster de curvatura se clasificó la información con la ayuda de los datos vectoriales de curvas de nivel e isólinas producto del ráster de pendiente, todo generado a partir del ráster de elevación. Este procedimiento se realizó para clasificar los valores en términos que facilitarían la visualización de la rugosidad del terreno, su interpretación e identificación de geformas (Figura 25 y resultado del procedimiento Figura 26).

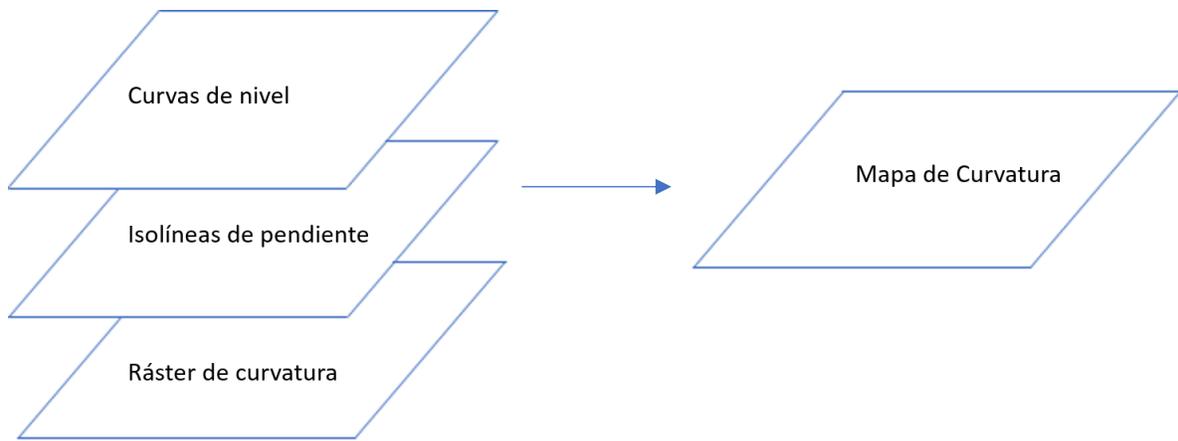


Figura 25. Sobreposición de datos para la clasificación del mapa de curvatura.

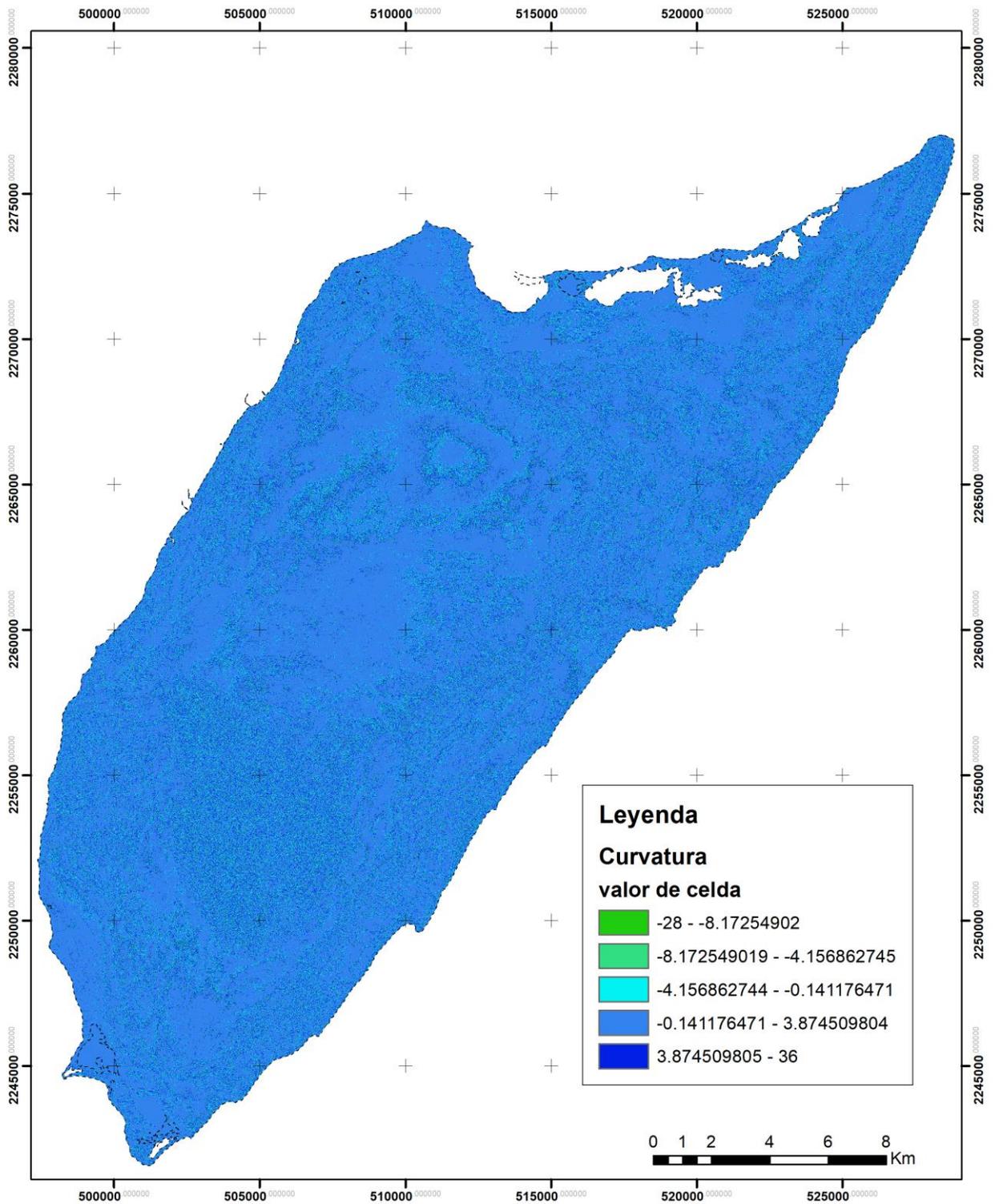


Figura 26 Mapa de curvatura

Mapa de depresiones kársticas

Para la realización de este mapa se utilizaron los mapas de sumideros y curvatura. Cada uno de los mapas fue reclasificado en 1 y 0 respectivamente si cumplían o no con las condiciones establecidas para cada circunstancia, esto con la finalidad de efectuar operaciones de álgebra de mapas.

Para el mapa de sumideros se reclasificó con ausencia y presencia de estos. El resultado es un ráster con celdas de valor 1 en donde hay presencia de sumideros y valor de 0 donde lo hay.

En el caso del mapa de curvatura con el ráster clasificado como se describió en la metodología de la creación de este, las tres clases obtenidas se reclasificaron a dos para así asignar valores de 1 y 0. Para los valores de 1 se consideraron los intervalos de -28 a 3.87, esto con ayuda de la interpretación de los fondos planos y cóncavos propios de las formas kársticas. Para el valor de 0 se consideró el intervalo de 3.88 a 36.

Una vez que se contó con ambos rústers reclasificados se multiplicaron entre ellos para obtener un ráster que permita visualizar las celdas donde ambas condiciones se cumplen, es decir, áreas donde el flujo superficial se concentra y además existe un fondo plano o cóncavo si bien es una operación de apariencia redundante permite identificar formas de relieve cerradas y deprimidas respecto al relieve circundante, característica intrínseca de las depresiones kársticas (Ford y Williams, 2007).

Obtenido el ráster de depresiones kársticas, se procedió a clasificarlas en función de su geometría. Para ello se transformó la información de las celdas a formato vectorial, concretamente en polígonos para así poder calcular el perímetro y área de las formas. Fragoso-Servón *et al.*, (2014; 2015) y Aguilar *et al.*, (2016) han utilizado el índice de Gravelius para tipificar las depresiones kársticas en la península de Yucatán. El índice de Gravelius (1914), se basa en comparar el perímetro de una geoforma con la de un círculo que tenga las mismas dimensiones para así determinar qué tan redonda es. Entre más cercano a 1 sea el resultado más circular es una geoforma, conforme se el número vaya incrementándose la forma del relieve tiene a elongarse, es decir que un valor de 2 representa que la forma tiene un perímetro dos veces más grande que el perímetro del círculo creado a partir de la superficie de la geoforma (I Poqueras, 1985). Para este procedimiento se utilizó la fórmula propuesta por Gonzales de Matuco (2004), Fragoso-Servón *et al.*, (2014); Aguilar *et al.* (2016):

Índice de Gravelius= $0.28 \text{ (perímetro}/\sqrt{\text{área}})$

Esta fórmula se aplicó para cada polígono y posteriormente se clasificaron las formas en tres grupos según los intervalos:

- 1-1.35
- 1.36-2.04
- 2.05-7.3

Una vez que identificadas las depresiones kársticas se procedió a una corrección de errores de manera visual comparando el resultado del procedimiento con imágenes de Google Earth y los datos vectoriales existentes, esto con la finalidad de eliminar detecciones que correspondieran a depresiones creadas por el hombre tales como canteras, casas u otras edificaciones y alteraciones del paisaje que provocaran errores al procedimiento. También se buscó eliminar alineaciones se “depresiones” que pudieran ser causadas por errores del sensor al momento de tomar los datos iniciales.

Posteriormente se realizó una identificación de las geoformas con base a los parámetros morfométricos propios del índice de Gravelius, morfológicos y de distribución para determinar de qué tipo de forma kárstica se trata. Para este punto se utilizaron los trabajos de Lace y Mylroie (2013) Ford y Williams (2007), Fragoso-Servón (2014; 2015) y Aguilar *et al.* (2016) para ayudar a identificar los procesos genéticos que dieron lugar a estas geoformas. Como comprobación de que efectivamente los resultados obtenidos correspondían a formas kársticas se comparó con la información recabada en campo.

Una vez obtenidas y catalogadas las formas kársticas se procedió a realizar un análisis de que áreas presentan mayor densidad.

Para calcular la densidad de las geoformas por kilómetro cuadrado se obtuvo un punto en el centroide de cada polígono y posteriormente se utilizó la herramienta *Density* para calcular dicho valor. Este procedimiento se realizó para la totalidad de las formas y posteriormente por clase con la finalidad de encontrar relaciones espaciales.

Finalmente, para la presentación del mapa de densidad de depresiones kársticas sólo se consideraron las depresiones dentro del intervalo de 1-1.35 respecto al índice de Gravelius, debido a que estas formas son las que se asemejan más a una depresión de origen kárstico y las otras depresiones pueden obedecer a génesis diferentes como procesos costeros (Figura 27).

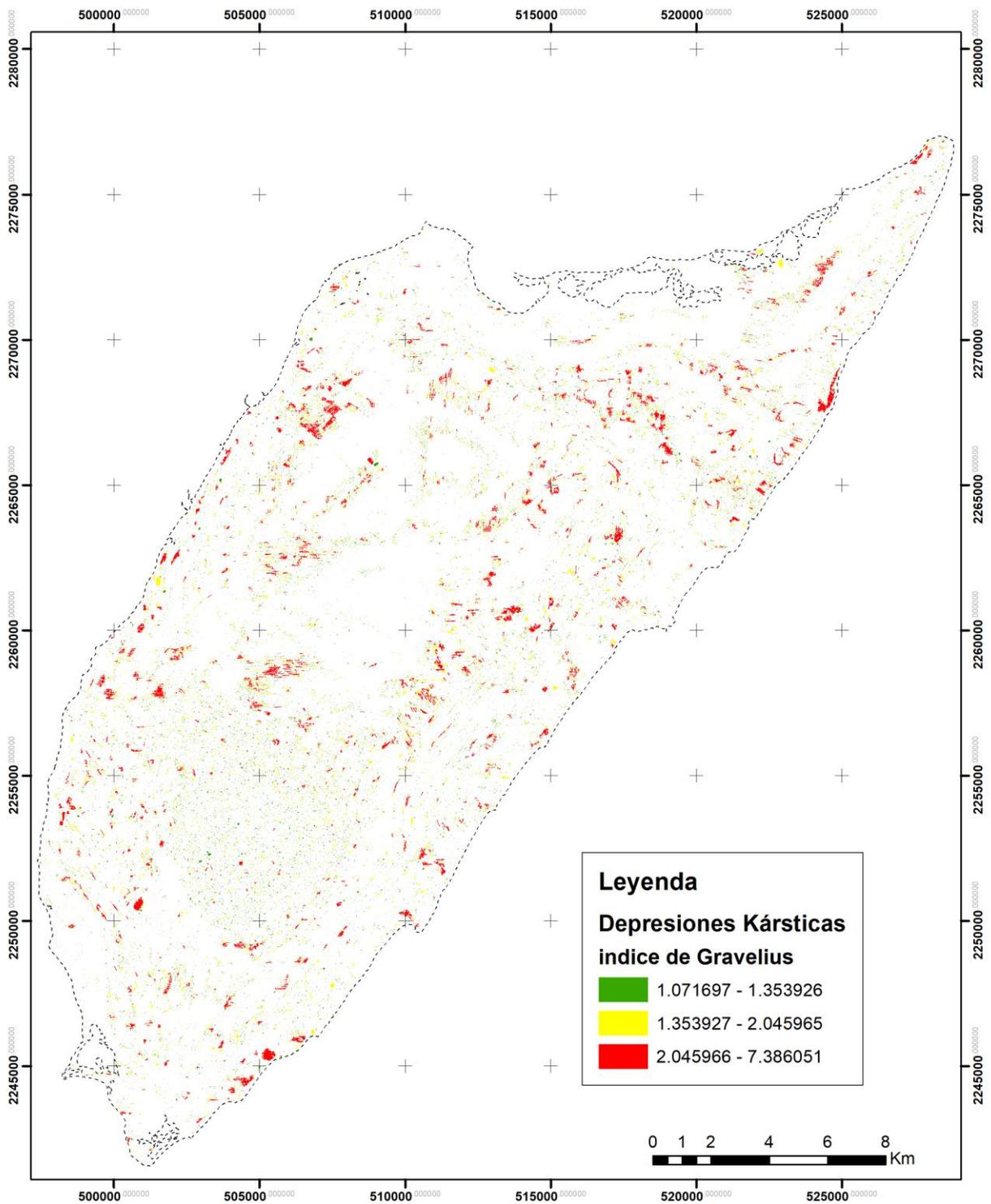


Figura 27 Mapa de depresiones kársticas. En el se muestran las diferentes depresiones clasificadas conforme al indice de gravelius.

Mapa de paleonivel del mar

Para la elaboración de este mapa se limitó la visualización de los datos de elevación concernientes a las alturas del terreno desde un metro hasta seis respecto al nivel medio del mar actual. Esto con la intención de inferir cual sería el paisaje de la isla ante un aumento del nivel del mar.

Se decidió simular el aumento del nivel del mar correspondiente a los estimados de estadio isotópico 5e correspondiente al último máximo glaciar según la curva propuesta por Railsback *et al.* (2015). El aumento de 6 metros se propone tomando como referencia el trabajo de Blanchon (2009), quien identificó la magnitud de este aumento con base en la presencia de corales encontrados en el litoral continental y su posterior datación con U-Th.

Mapa geomorfológico de procesos costeros

Con ayuda del mapa de terrazas, el mapa altimétrico, curvas de nivel, datos vectoriales existentes, trabajo de campo y foto interpretación con Google Earth. Se identificaron las principales formas de relieve costero presentes en la isla, estas formas fueron identificadas siguiendo los criterios de trabajos de geomorfología costera (Bird, 2011; Hugget, 2016; Pavlopoulos *et al.*, 2009).

Adicional a los criterios cartográficos la diferenciación se apoyó en los resultados del análisis de microfacies. Como resultado del análisis cartográfico combinado con el análisis de microfacies se obtuvieron un total de 10 unidades geomorfológicas. Estas unidades fueron seleccionadas tanto por criterios morfológicos (elevación y textura), como por su litosoma.

4.2 Análisis de microfacies

Para este análisis se levantaron seis secciones estratigráficas en diversos afloramientos en la isla de Cozumel. Estos afloramientos se seleccionaron como representantes de las diferentes formas de relieve que se pueden apreciar en la cartografía existente (Figura 28). Para cada afloramiento se seleccionaron muestras tomando en cuenta el cambio litológico aparente.

A continuación, se enumera el nombre de la sección y el respectivo número de muestras:

- Chempita: 6 muestras
- Cantera Transversal: 5 muestras
- Payo: 4 muestras
- Jabalí: 2 muestras
- Coconuts: 2 muestras
- Cedral: 2 muestras

Posteriormente se elaboraron laminas delgadas de las muestras seleccionadas para ser analizadas en el microscopio. El análisis se basó en clasificar las muestras por textura de depósito según los parámetros de Dunham (1962) y Embry & Klovan (1971) respectivamente. Una vez obtenida la textura las muestras se clasificaron utilizando los parámetros de microfacies estándar propuestos por Flügel (2010). Una vez obtenidas las microfacies estándar las muestras se ubicaron dentro del modelo de cinturones de Wilson (1975). El modelo de cinturones que se utilizó para definir los ambientes de depósito de Cozumel fue el de plataforma aislada.

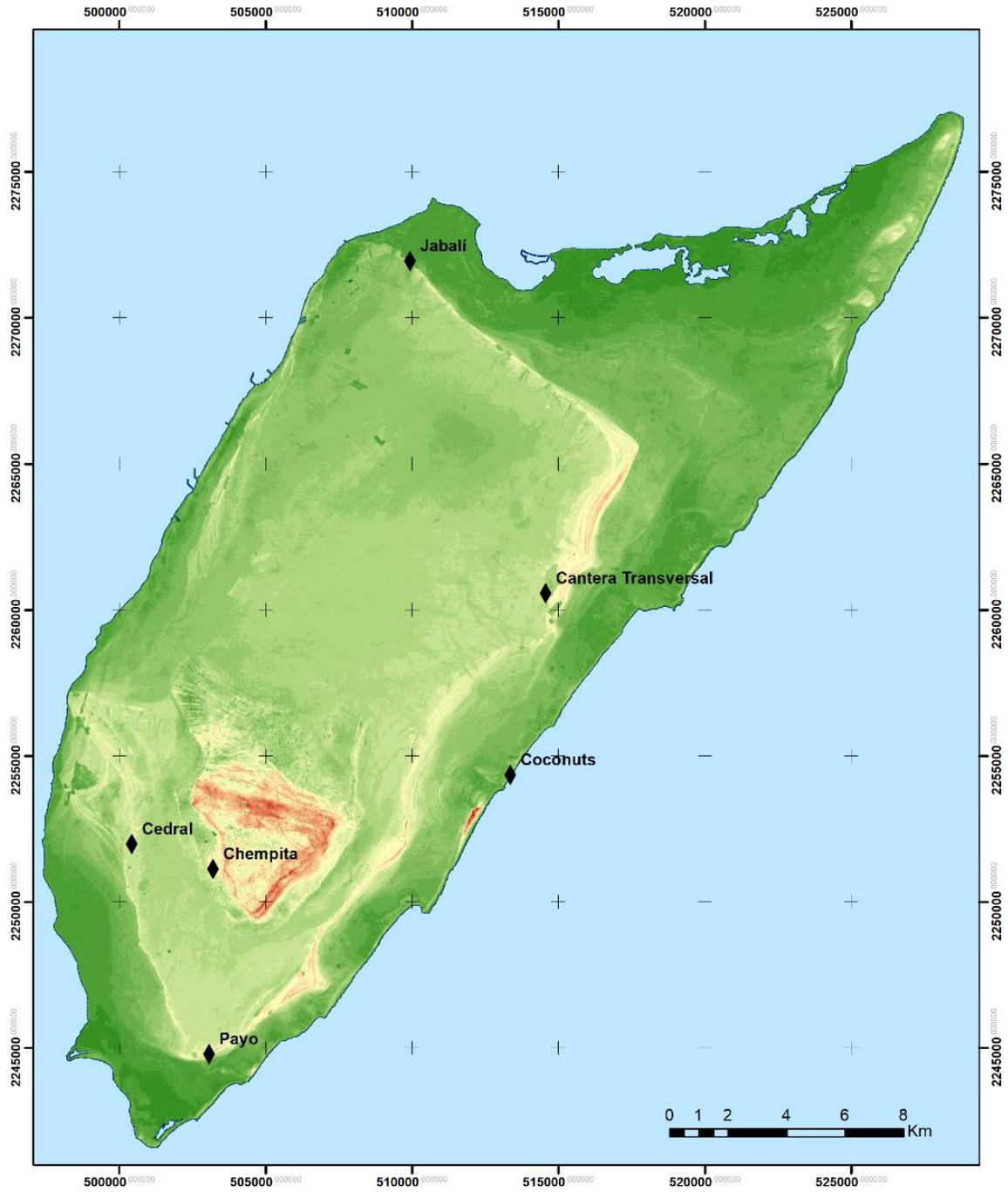


Figura 28. Ubicación de las secciones analizadas

5 Resultados.

A continuación, se presentan los resultados de la investigación. Primero se mostrarán los resultados concernientes al análisis cartográfico mostrando cada uno de los mapas elaborados. Posteriormente se mostrarán los resultados concernientes al análisis de microfacies.

5.1 Resultados del análisis cartográfico

Mapa de densidad kárstica

Este mapa muestra las zonas con mayor densidad de depresiones kársticas por kilómetro cuadrado. Posteriormente los datos se agruparon en cinco categorías: 0-20, 21-40, 41-60, 61-80 y 81-100. Las áreas con mayor densidad de depresiones kársticas se distribuyen en las zonas de mayor elevación de la isla, mientras que las zonas planas, así como las más próximas al mar presentan densidades menores (Figura 29).

Mapa de paleonivel del mar

Emana de la interpretación combinada de los mapas altimétrico y de terrazas respectivamente. Este mapa busca mostrar teóricamente las masas de tierra que permanecerían emergidas en un escenario en el que el nivel del mar se encontrara seis metros por encima del nivel actual (Figura 31).

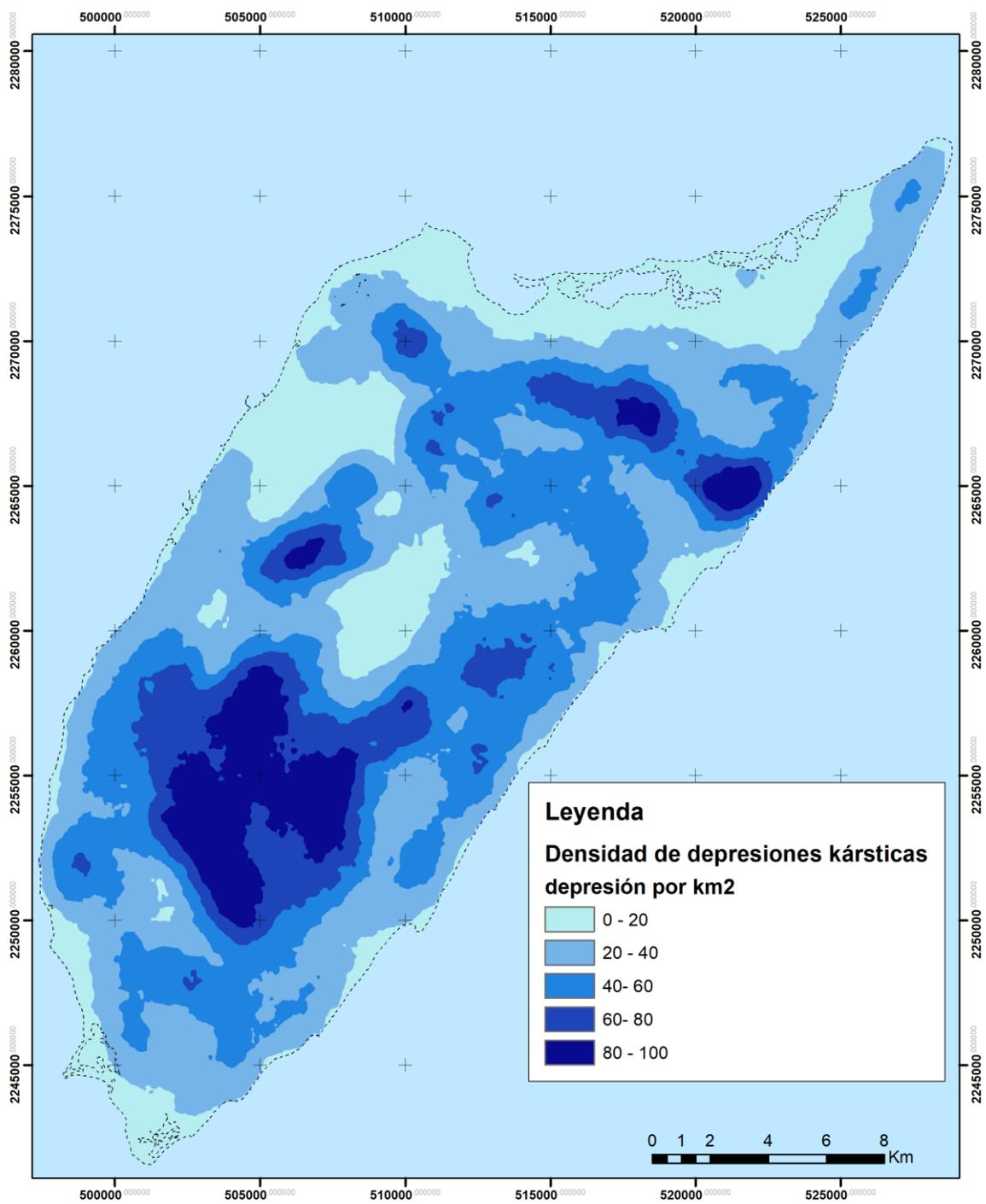


Figura 29. Mapa de densidad de kárstica

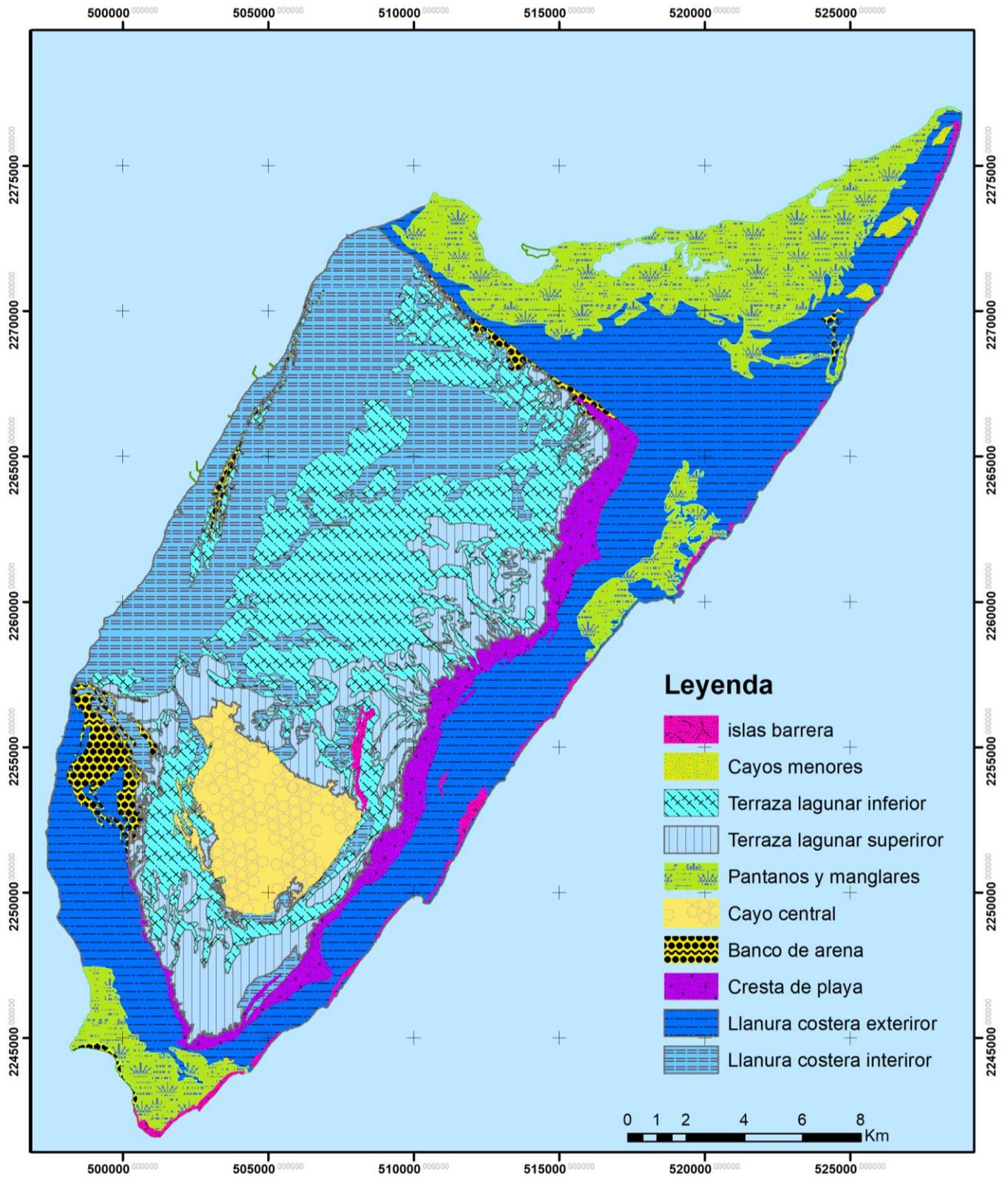


Figura 30 Mapa geomorfológico de Cozumel.

Islas barrera

Son unidades de forma elongada con alturas que van desde los 4 metros en la base y alcanzas alturas de hasta 13 metros. En su mayoría se localizan en el litoral E de la isla formando un cinturón discontinuo, sin embargo, existe una de tamaño considerable en el centro de la isla.

Cayos menores

Estas unidades se expresan como elevaciones aislada en el sector E de la isla con una mayor concentración al norte. En planta tienen una morfología globular que asemeja a un domo y tienen una altura que va desde los 5 metros hasta un máximo de 8 metros. Al parecer estas unidades se encuentran asociadas a las islas barreras, debido a que siempre se encuentran cercanas a las mismas.

Terraza lagunar superior

La unidad se conforma por una terraza de 6 metros que se extiende a lo largo de la unidad de la cresta de playa y el norte del cayo central. Su morfología asemeja abanicos de tormenta seccionados por canales que se extienden sobre la llanura costera interior y la terraza lagunar inferior. El mayor crecimiento de esta unidad se da en la vertiente sur.

Terraza lagunar inferior

Precede a la unidad de la terraza lagunar superior, comparte la misma morfología de abanicos de tormenta seccionados por canales, sin embargo, esta unidad posee casi el doble de extensión y se extiende sobre la cota de 5 metros de altura.

Pantanos y manglares

Esta unidad representa las zonas de la isla que se encuentran cubiertas por pantanos y manglares y algunas zonas susceptibles a la inundación, éstas áreas se mantienen dentro de la cota de un metro de elevación. Básicamente se extienden en los litorales N y S de la isla siendo el litoral N el que presenta la mayor extensión y algunas islas. Ambas zonas contienen cuerpos de agua perenes. Existe una me pequeña zona en el litoral E que es susceptible a la inundación y preserva la morfología de antiguas lagunas.

Cayo central

Conforma una meseta de morfología triangular en planta que se eleva en el centro de la isla. Sus límites comienzan desde la cota de 6 metros con laderas escarpas y alcanza una altura máxima de 16 metros sobre e nivel del mar actual. Esta unidad presenta una ligera depresión central bordeada por pequeñas crestas, estas elevaciones representan los puntos de mayor elevación de la isla.

Banco de arena

Se localizan en los bordes de la unidad de la cresa cresta de playa. Cuentan con una morfología de listones o barras que comienza desde los 7 metros de altura en algunos puntos y van descendiendo paulatinamente dentro de las llanuras costeras.

Cresta de playa

Esta unidad se erige casi a lo largo de toda la isla desde la porción central en un sentido E-W. Morfológicamente asemeja una gran barrera que divide una laguna exterior de una interior, a lo largo de su extensión muestra diversos promontorios y morfologías cóncavas que semejan una sucesión de bahías. Su vertiente E o exterior comienza con frente escapado que parte desde los 6 metros de altura y alcanza hasta los 12 metros en algunos puntos. Para la vertiente interior presenta una pendiente más suave que posteriormente se convierte en la terraza lagunar superior. La superficie de esta unidad se caracteriza por la sucesión de crestas y valles en el sentido paralelo al eje E-W.

Llanura costera interior

Unidad de morfología plana que se extiende desde la terraza lagunar inferior hasta el litoral W de la isla sobre la cota de 3 metros hasta prácticamente el nivel del mar con una pendiente suave. Su distribución es limitada por la unidad de la cresta de playa.

Llanura costera exterior

Unidad limitada por la cresta de playa y las islas barrera. Forma una llanura elongada paralela a la línea de costa desde el SW hasta el norte de la isla sobre las cotas de 1 y 2 metros. A lo largo de su límite con el mar muestra diversos promontorios y bahías

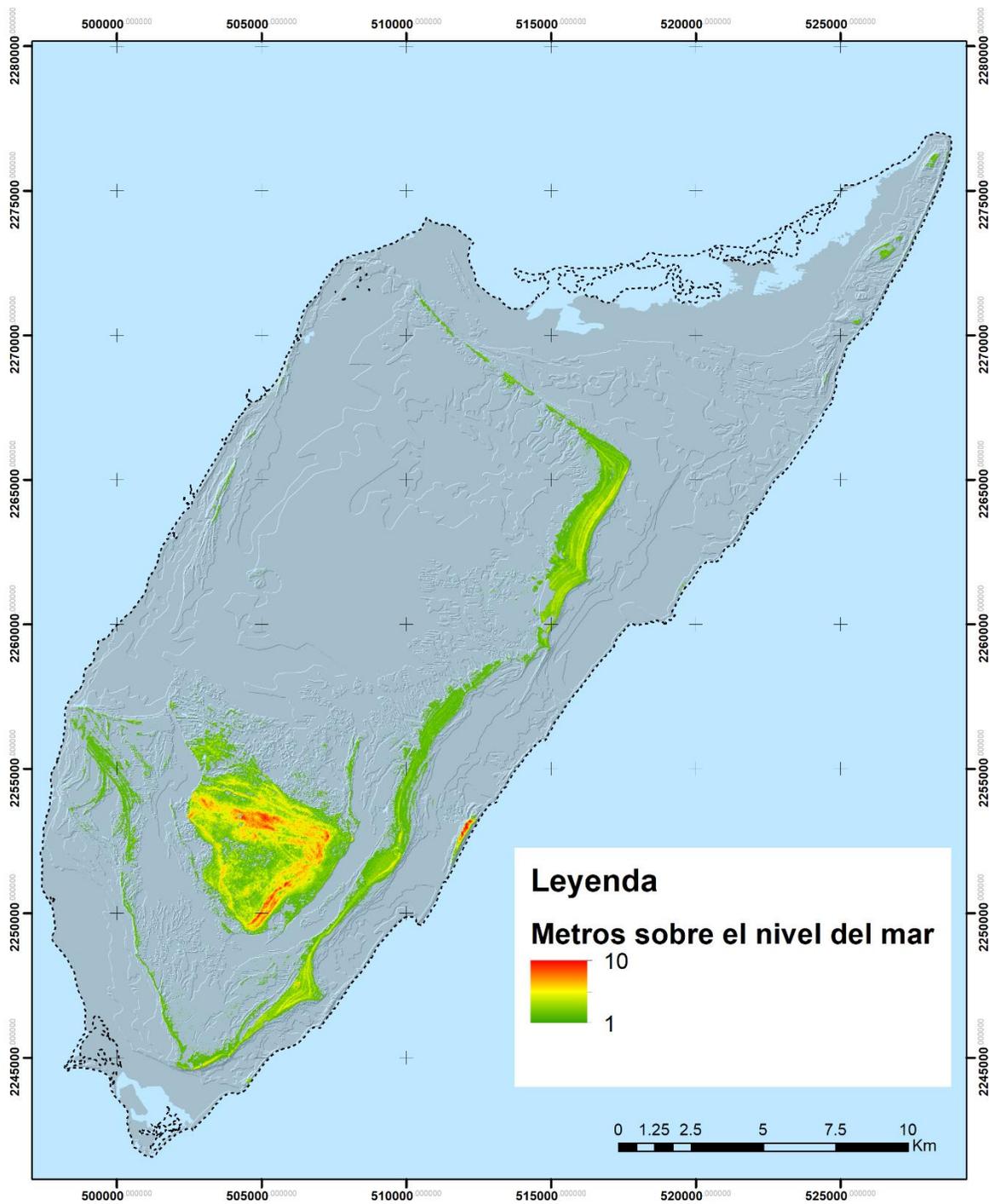


Figura 31 Mapa de paleonivel del mar +6m que simula el interglacial MIS 5e

5.2 Resultados microfacies

Las microfacies observadas en las diversas secciones de la isla corresponde a 5 zonas de facies (FZ) de acuerdo con el modelo de cinturón de Wilson (1975), mismas que fueron seleccionadas con base en los criterios de microfacies estándar (SMF) de Flügel (2010).

A grandes rasgos las zonas de facies en que se encuentran las rocas de las secciones analizadas son las siguientes:

- FZ5 Margen de plataforma (Escenario de arrecifes que bordean la plataforma: Las muestras dentro de esta zona se caracterizan bafflestones coralinos y packstones con características de lagunares, sin embargo, cercanos al arrecife).
- FZ6 margen de plataforma y Barra de arena (escenario barras de arena) elongadas: Grainstones de ooides, intraclastos y peloides bien seleccionados. En sección las rocas muestran una estratificación cruzada de bajo ángulo ($<10^\circ$).
- FZ7 Interior de plataforma- abierta o normal: Grainstones y rudstones. Estas facies presentan gran cantidad de foraminíferos bentónicos y en algunas secciones la microfacies estándar corresponde a coquinas de moluscos.
- FZ8 interior de plataforma restringida: packstones de peloides con foraminíferos bentónicos.
- FZ10 calizas con exposición subaérea y alteraciones meteóricas: Esta zona se caracteriza por calcretas de origen pedogenético. En sección se muestran como discontinuidades que sugieren eventos de exposición aérea. En lámina delgada se aprecian carbonatos con laminaciones de origen microbiano y pedogénesis.

A continuación, se presentan las secciones junto con las fotomicrografías seleccionadas como las muestras más representativas por cada litofacies

Simbología



Figura 32 Leyenda de las secciones estratigráficas estudiadas

Chempita

Localización: región central de la isla dentro de una depresión de origen kárstico (Figura, 28). La parte superior de la depresión se encuentra a 7 metros sobre el nivel medio del mar actual, mientras que la base de la sección termina en el lente de agua dulce.

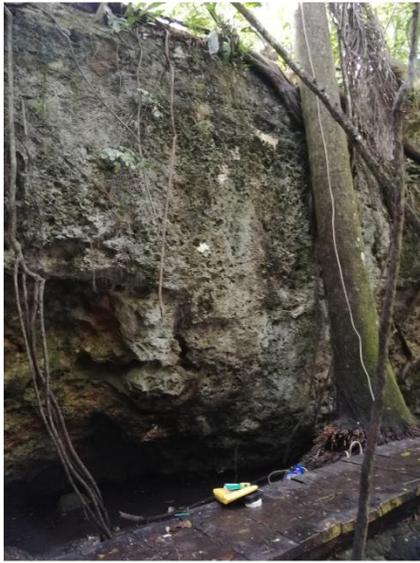
Descripción litológica: Consta de dos litologías bien diferenciadas y separadas por una discontinuidad subaérea (calcreta); la porción inferior es una caliza blanco-amarillenta fuertemente intemperizada con presencia de macro gasterópodos, en algunos puntos muestra signos de fuerte karstificación evidenciada por el desarrollo de bolsas kársticas. Esta litología es interrumpida por una calcreta que es seguida por la acumulación de calcarenitas biogénicas mal consolidadas, fuertemente intemperizadas. La cima de las calcarenitas muestra recristalización producto de la exposición subaérea y desarrollo de suelo (Figura 32).

Altura: 6.5m

0-1.7cm: es una caliza blanco-amarillenta fuertemente intemperizada y presencia de macro gasterópodos (Figura 33, a), en algunos puntos muestra signos de fuerte karstificación evidenciada por el desarrollo de bolsas kársticas.

1.7-1.75m: discontinuidad color marrón oscuro con laminación que alternan entre tonos claros y oscuros de marrón (Figura 33, b). Su distribución es uniforme incluso en el interior de las bolsas kársticas.

1.75-6.5m: Calcarenitas de origen bioclástico (conchas de bivalvos en general) mal consolidadas sin rasgos de estructuras aparentes altamente intemperizadas (Figura 33, c y d). Culmina con una superficie de recristalización y pedogénesis (Figura 33, e).



Sección Chempita

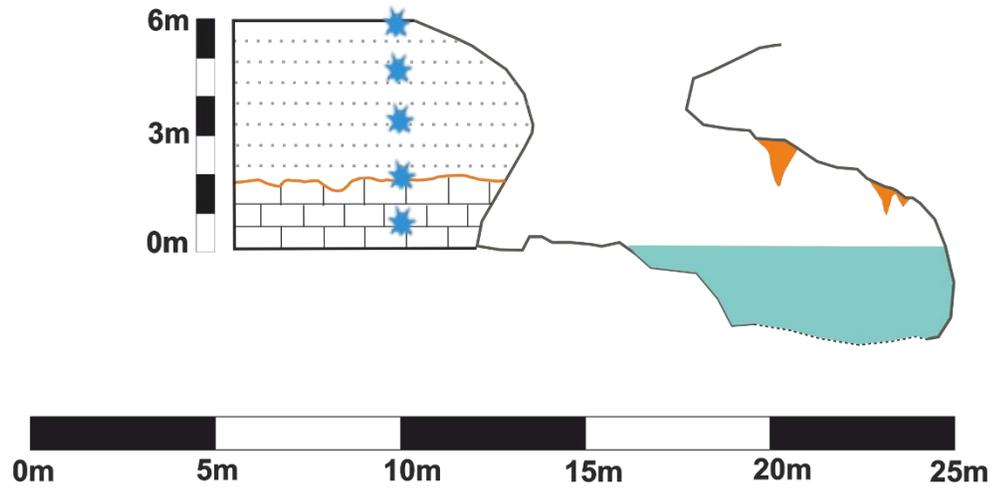


Figura 33. Sección Chempita

Análisis de microfacies

Chempita (Figura 33)			
Numero de muestra	Textura (Dunham modificado por Embry & Klovan, 1971)	Micro facies Estándar (Flügel, 2010)	Zona de Facies (Wilson, 1975)
Che1	Bafflestone coralino micritico	SMF7	FZ5
Che2	Calcreta	SMF26	FZ10
Che3	Packstone de peloides con foraminíferos bentónicos	SMF16	FZ8
Che4	Grainstone de peloides con grasteropodos	SMF16	FZ8
Che5	Calcreta	SMF26	FZ10

Tabla 2. Sección Chempita

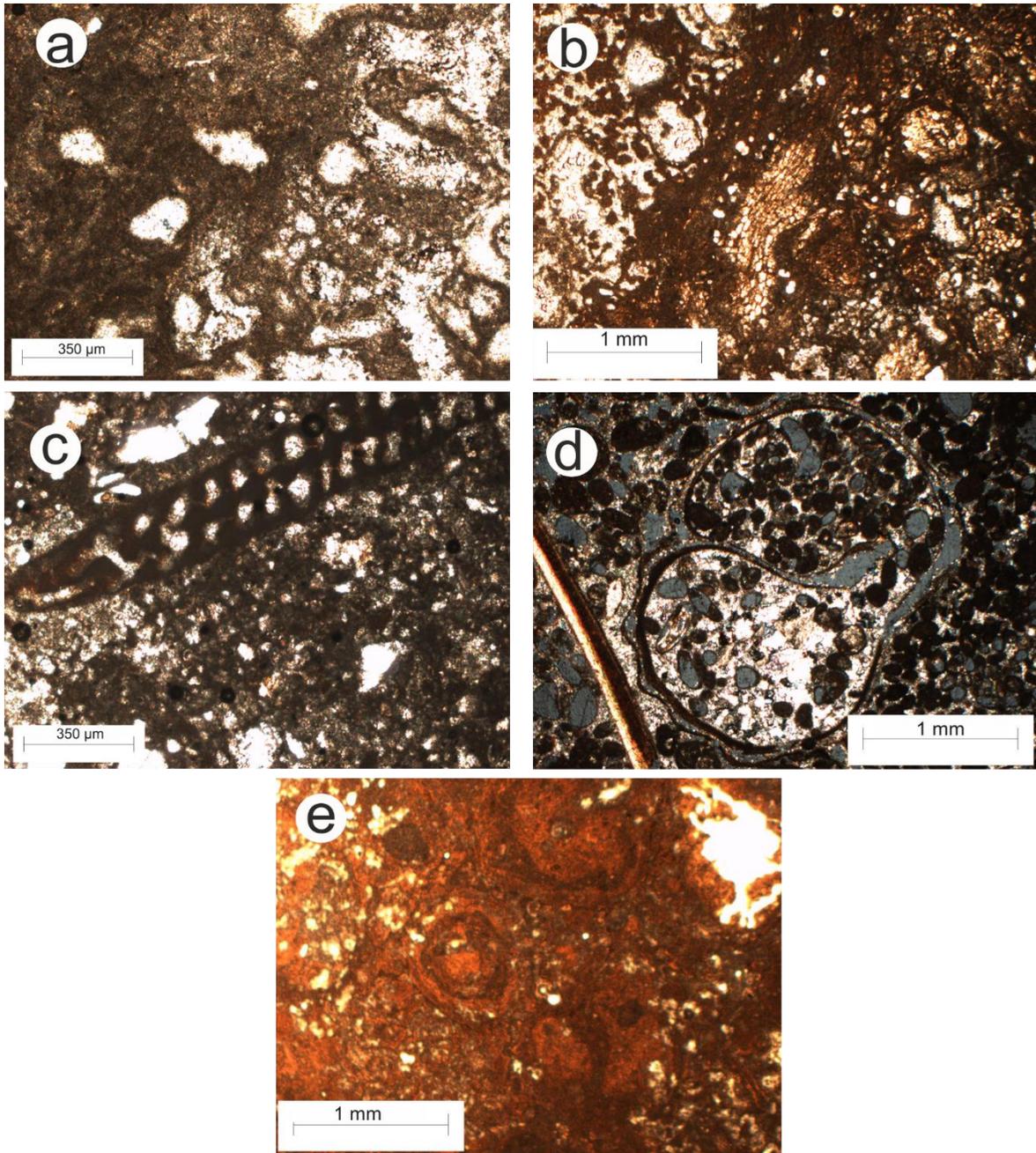


Figura 34 Sección Chempita, (la clave a las muestras de la Tabla 2): a **Che1** Bafflestone coralino micritico; b **Che2** Calcreta; c **Che3** Packstone de peloides con foraminíferos bentónicos; d **Che4** Grainstone de peloides con gasterópodos; e **Che5** Calcreta

Cantera transversal

Localización: a 2.7 kilómetros del litoral E sobre la carretera transversal dentro de un banco de materiales (Figura 28). La cima de la sección corresponde a 8 metros sobre el nivel medio del mar actual

Descripción litológica: A grandes rasgos muestra dos litofacias y dos superficies de exposición. Parte de calizas bien consolidadas de color blanco-amarillento con abundante desarrollo paleokárstico que son limitadas por una calcreta. Posteriormente sobre yacen calcarenitas con presencia de rizoconcreciones que comienzan sin estratificación aparente y que van agradando hacia una estratificación bajo ángulo. El contacto entre las calcarenitas y la calcreta que las precede es un contacto erosivo. La sección culmina con una superficie de recristalización y la presencia de suelo actual (Figura 34).

Altura: 6.4m

0-2.28m: Caliza bien consolidada de color blanco amarillento con ausencia de estructuras primarias aparentes, presencia de corales tanto en posición de vida como en fragmentos y algunos macro gasterópodos (Figura 35, a). La porción superior muestra presencia de depresiones de origen kárstico con dimensiones mayores a un metro, y conductos paleokársticos. Estas depresiones kársticas presentan brechas de colapso y relleno de paleosuelos. Los conductos paleokársticos también se encuentran rellenos de paleosuelos.

2.28-2.35: Superficie de exposición subaérea o calcreta con un espesor promedio de 6 centímetros. Muestra una laminación que se alterna entre marrones claros y oscuros. Esta superficie es continua y se desarrolla aún dentro de las depresiones kársticas (Figura 35, b).

2.35-6.10: Calcarenitas biogénicas con presencia de rizoconcreciones. Desde la base se componen principalmente por conchas de bivalvos sin estratificación aparente con presencia de algunos clastos negros (Figura 35, c). Hacia la parte media la estratificación comienza a ser perceptible y paralela, esta muestra un ángulo bajo (0° - 3°) que se va incrementando hacia la cima hasta los 6° de inclinación (Figura 35, d).

6.10-6.4m Zona de recristalización de calcarenitas se aspecto masivo que culmina en el contacto con el suelo actual (Figura 35, e).

Sección Cantera transversal

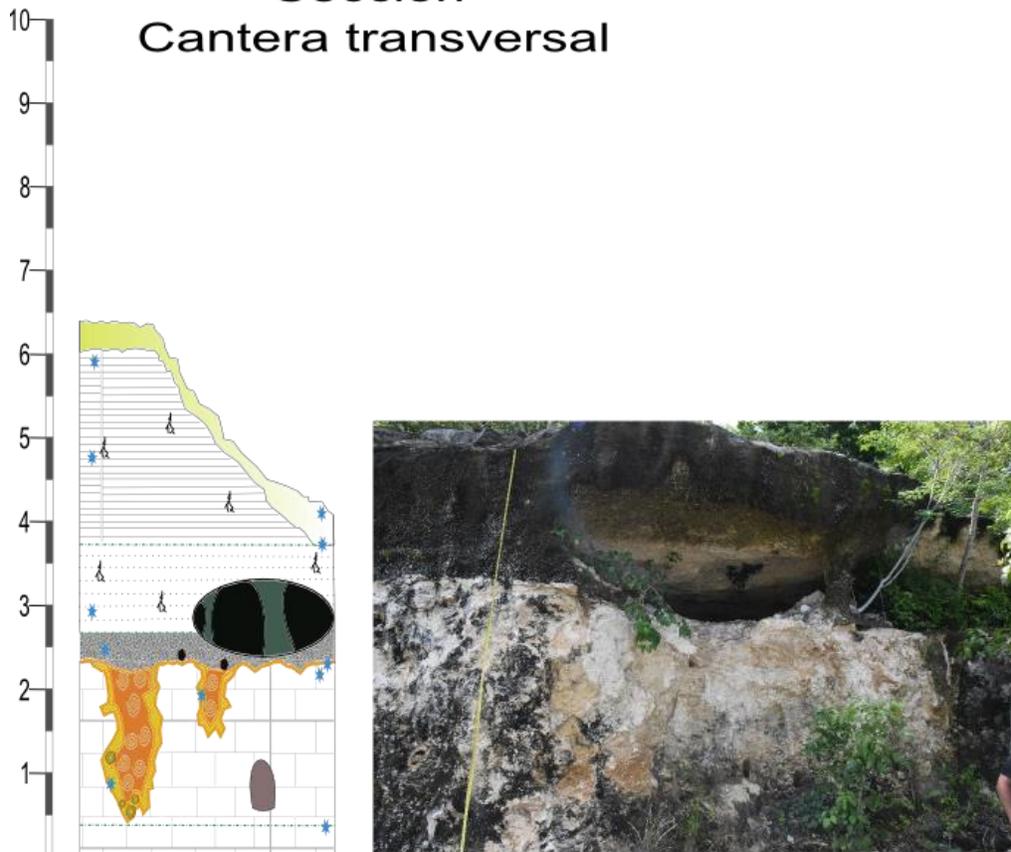


Figura 35 Sección cantera transversal

Análisis de microfacies

Cantera Transversal (Figura 35)			
Numero de muestra	Textura (Dunham modificado por Embry & Klovan, 1971)	Micro facies Estándar (Flügel, 2010)	Zona de Facies (Wilson, 1975)
CT1	Rudstone de peloides con foraminíferos bentónicos, gasterópodos y fragmentos arrecifales	SMF5 características lagunares	FZ5
CT2	calcreta	SMF26	FZ10
CT3	rudstone de moluscos con peloides, intraclastos y halimedas	SMF12	FZ7

CT4	Grainstone de peloides e intraclastos	SMF17	FZ7
CT5	Calcreta	SMF26	FZ10

Tabla 3 Sección Cantera Transversal

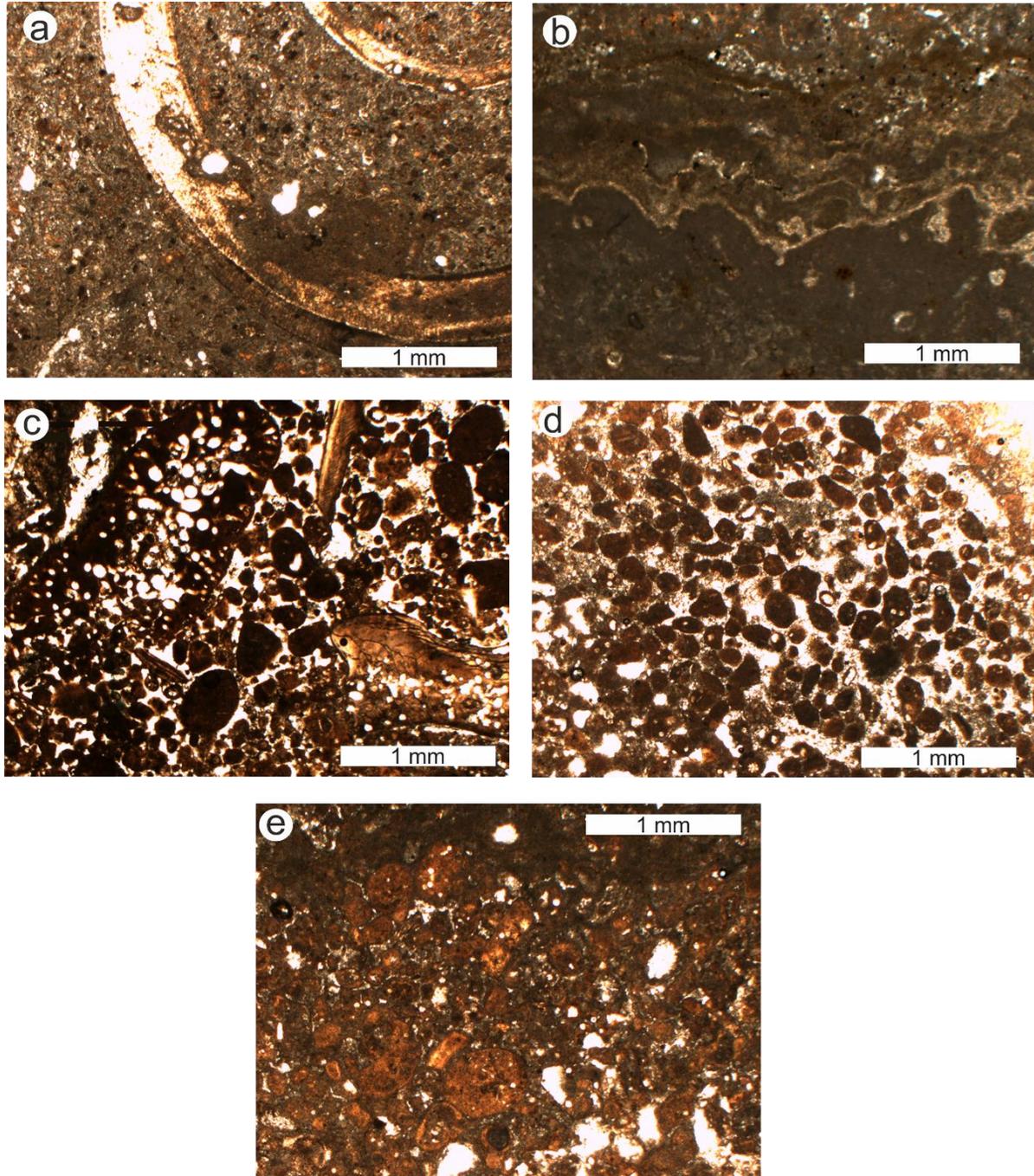


Figura 36 Sección Cantera Transversal (la clave a las muestras de la Tabla 3): a **CT1** Rudstone de peloides con foraminíferos bentónicos, gasterópodos y fragmentos arrecifales; b **CT2** calcreta; c **CT3** rudstone de moluscos con peloides, intraclastos y halimedas; d **CT4** Grainstone de peloides e intraclastos; e **CT5** Calcreta

Payo

Localización: Porción sur de la isla a 1.2 km del litoral E más cercano. Se accede a ella desde la carretera costera sur. La sección se encuentra dentro de un banco de materiales abandonada el cual tiene una altura máxima de 12 metros sobre el nivel del mar actual (Figura 28).

Descripción litológica: dos litofacies claras. Desde la base se encuentra una caliza masiva bien consolidada color blanco-amarillento con presencia de corales en posición de crecimiento y existencia de abundantes estructuras paleokársticas, esta litofacies es limitada por una calcreta laminada de unos 5 cm de espesor. Le sobreyace una litofacies de calcarenitas compuesta de material biogénico y abundantes rizoconcreciones, no presenta ni orientación o estratificación clara. Esta litofacies también se encuentra limitada por una segunda calcreta laminada. Posteriormente se deposita un segundo paquete de calcarenitas que exhiben una laminación con mayor ángulo, a medida que agrada aumenta en su inclinación hasta alcanzar los 10°, conforme sigue agradando la sección la laminación cede para culminar en un depósito de calcarenitas sin estructura aparente que hace contacto transicional a una zona de recristalización y posteriormente al suelo actual (Figura 36).

Altura:9.3

0-1.8m: Caliza bien consolidada de color blanco-amarillenta masiva con corales *Diploria* sp en posición de crecimiento (Figura 37, a). Presenta gran cantidad de depresiones kársticas en las que algunas contienen brechas de colapso, también existe la presencia de conductos paleokársticos. Esta litofacies se limita por una discontinuidad caracterizada por una calcreta laminada.

1.8-2.0m: calcreta laminada continua con espesor que varía desde 5cm hasta los 20cm y está presente aun en el interior de las depresiones paleokársticas(Figura 37, b).

2.0-3.50m: Calcarenitas biogénicas, poco consolidadas sin laminación aparente con gran cantidad de rizo concreciones (Figura 37, c). La superficie superior presenta ondulaciones que asemejan a depresiones de origen kárstico.

3.5-3.58m: calcreta delgada de tres centímetros de grosor continua que presenta laminación en algunas zonas (Figura 37, d).

3.58-4.7m: calcarenitas sin estratificación aparente. En la base muestra una concentración de conchas de bivalvos asociados a una superficie erosiva (Figura 38, e). Cuenta con la presencia de algunos clastos negros.

4.7-5.50m: calcarenitas con una laminación menor a los 5° de inclinación (Figura38, e).

5.50-7.30m: calcarenitas con presencia de algunos rizolitos y un ángulo de inclinación en la laminación de entre 5° y 10° (Figura, 38, e).

7.30-9.30m: Calcarenitas sin estratificación aparente. En los últimos centímetros existe una porción recristalizada que forma una calcreta (Figura 38, f) asociada a la formación del suelo actual.

Section Cantera Payo

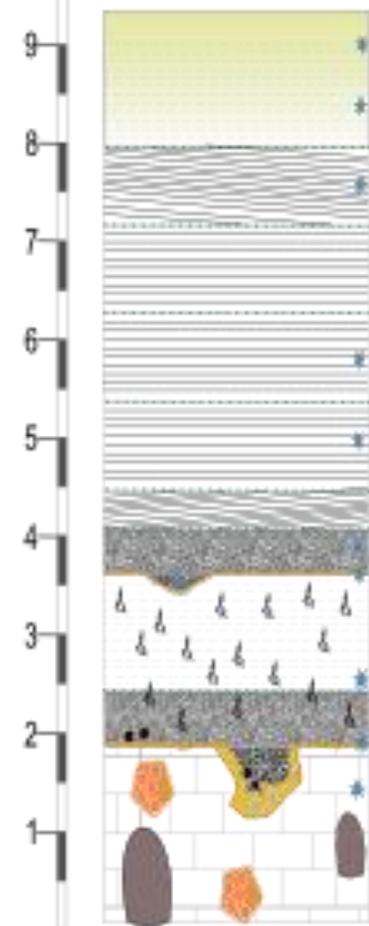


Figura 37 Sección Payo

Análisis de microfacies

Payo (Figura 37)			
Numero de muestra	Textura (Dunham modificado por Embry & Klovan, 1971)	Micro facies Estándar (Flügel, 2010)	Zona de Facies (Wilson, 1975)
Payo1	Bafflestone de corales y algas rojas	SMF7	FZ5
Payo2	Calcreta	SMF26	FZ10
Payo3	Grainstone de peloides y miliolidos y algunas algas verdes algas verdes	SMF18	FZ7
Payo4	Calcreta	SMF26	FZ10
Payo5	Grainstone de, ooides, peloides e intraclastos micritizados bien seleccionados	SMF11	FZ6
Payo6	Calcreta	SMF26	FZ10

Tabla 4 Sección Payo

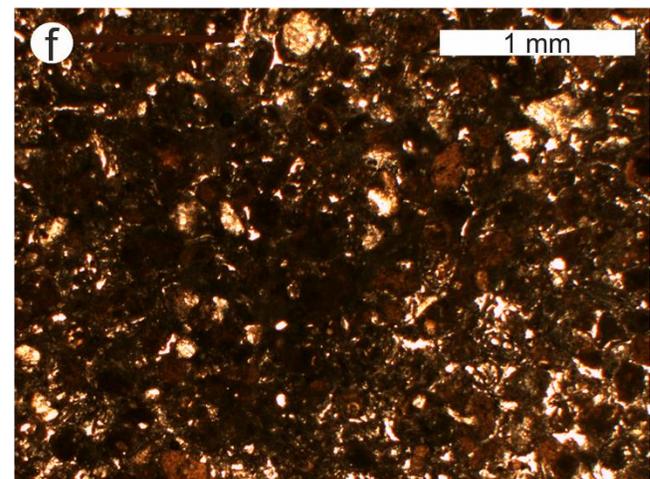
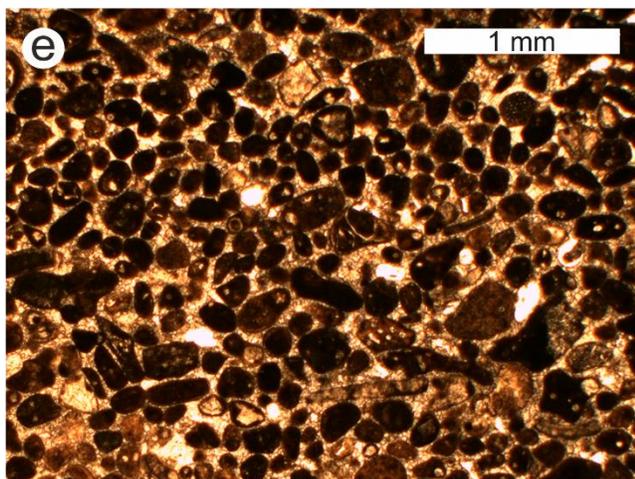
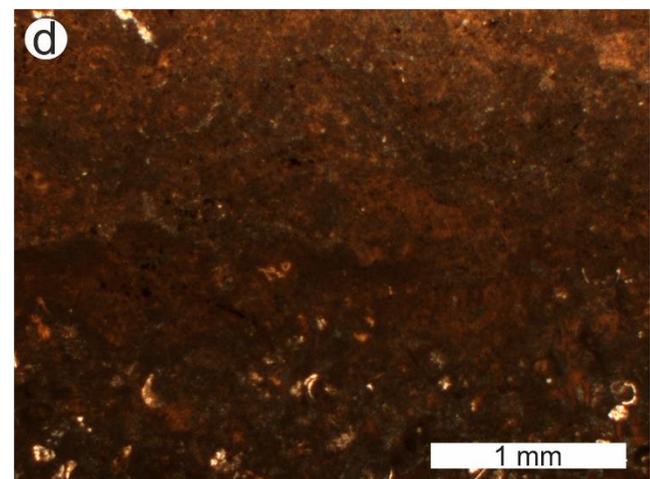
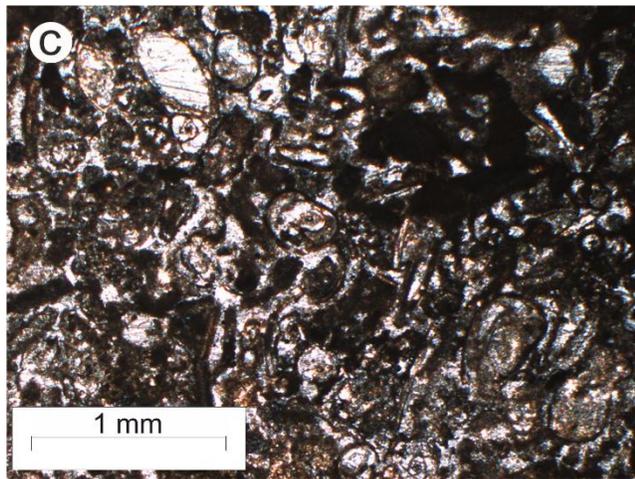
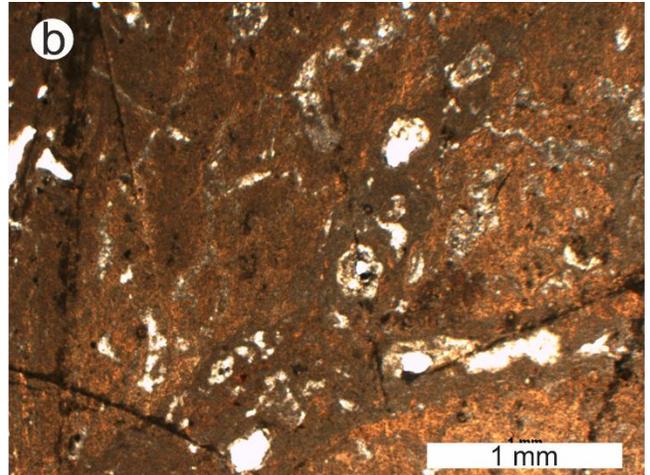
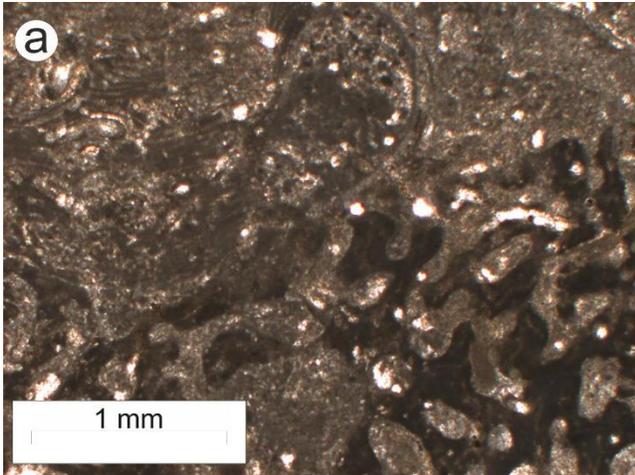


Figura 38 Sección Payo (la clave a las muestras de la Tabla 4): a **Payo1** Bafflestone de corales y algas rojas; b **Payo2** Calcreta; c **Payo3** Grainstone de peloides y miliólidos y algunas algas verdes; d **Payo4** Calcreta; e **Payo5** Grainstone de, ooides, peloides e intraclastos micritizados bien seleccionados; f **Payo6** Calcreta

Jabalí

Localización: NE de la isla a 1.3km del litoral N. Se ubica en el camino hacia la isla de la pasión (Figura 28). La base de la se encuentra a una altura de 3 metros sobre el nivel medio del mar actual.

Descripción Litológica: Calcarenitas de color blanca-amarillento poco consolidada con estratificación cruzada, se identifican 5 paquetes diferentes y cada uno de ellos está delimitado por un cambio en el ángulo de depositación de las arenas. Hacia la cima de la sección, la laminación deja de estar clara y culmina con una zona de recristalización de las calcarenitas; dicha zona se localiza por debajo del suelo actual. A lo largo de la cantera se observó presencia de icnofósiles (probablemente glossinfungites) además de algunas rizo concreciones (Figura 38).

A lo largo de la sección se identifican dentro de las arenas carbonatadas la presencia de concha de moluscos principalmente bivalvos.

Altura: 3.6m

0-1.2m: Calcarenitas deleznales con una estratificación de ángulo cercano a 10°

1.2-1.7m: Calcarenitas deleznales con una estratificación de ángulo cercano a 10°

1.7-2.26m: Calcarenitas deleznales con una estratificación de ángulo cercano a 10°

2.26-3.13m: Calcarenitas deleznales con una estratificación de ángulo cercano > 10°

3.13-3.58m: Calcarenitas recristalizadas sin estratificación aparente



Figura 39 Sección Jabalí

Análisis de microfacies:

Jabalí (Figura 39)			
Numero de muestra	Textura (Dunham modificado por Embry & Klovan, 1971)	Micro facies Estándar (Flügel, 2010)	Zona de Facies (Wilson, 1975)
Jabalí1	Grainstone de ooides y lumps micritizados bien seleccionados	SMF15	FZ6
Jabalí2	Calcreta	SMF26	FZ10

Tabla 5 Sección Jabalí

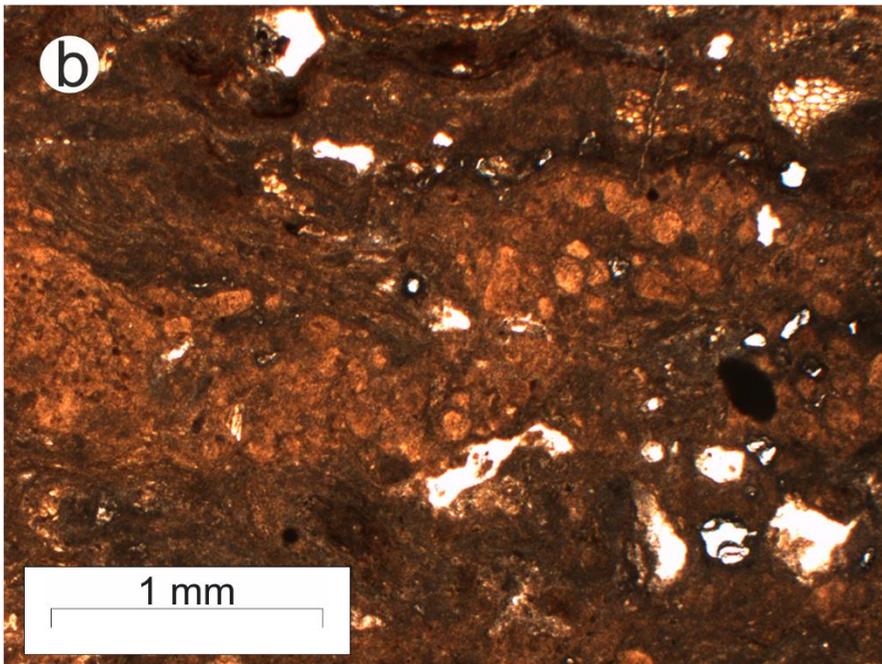
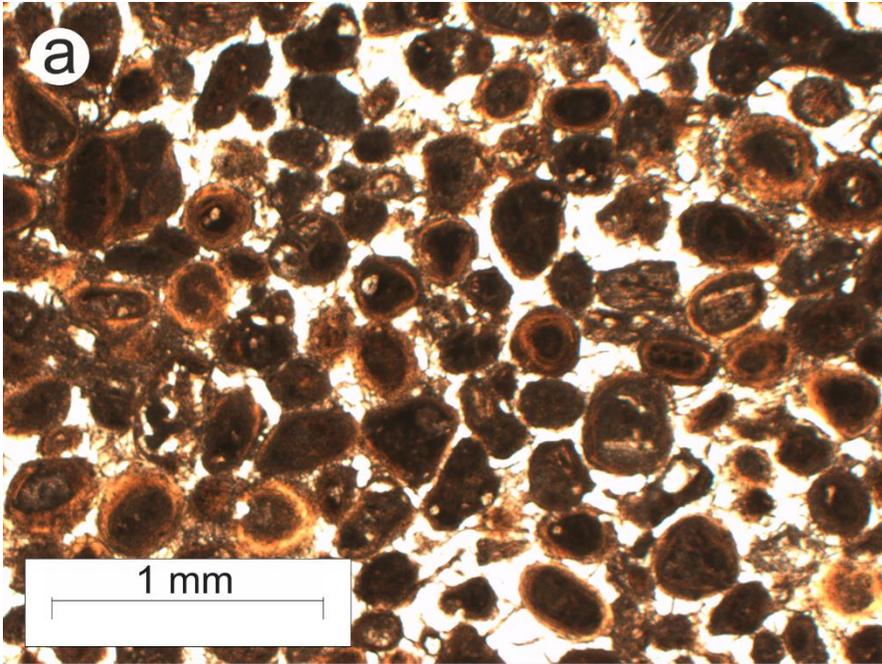


Figura 40 Sección Jabalí (la clave a las muestras de la Tabla 5): a **Jabalí1** Grainstone de ooides y lumps micritizados bien seleccionados; b **Jabalí2** calcreta.

Coconuts

Localización: Litoral este de la isla sobre la carretera costera. La sección se localiza en una elevación aislada que en su punto más alto alcanza 5 metros sobre el nivel del mar actual (Figura 28).

Descripción litológica: Litofacies compuestas de calcarenitas fuertemente erosionadas por la acción eólica caracterizada por algunos tafonis. Presencia de laminación paralela y cruzada de bajo ángulo ($< 5^\circ$). Se caracteriza por su alto contenido de rizoconcreciones. La parte superior muestra una zona de recristalización con múltiples conductos de disolución rellenos de sedimentos altamente oxidados, esta zona culmina justo por debajo del suelo (Figura 40).

Altura de la sección 3.5m

0-3.2m: calcarenitas pobremente consolidadas con estratificación paralela que transiciona a cruzada con bajo ángulo ($<5^\circ$) con abundantes rizoconcreciones y tafonis.

3.2-3.5m: zona de recristalización de apariencia masiva con múltiples conductos de disolución.

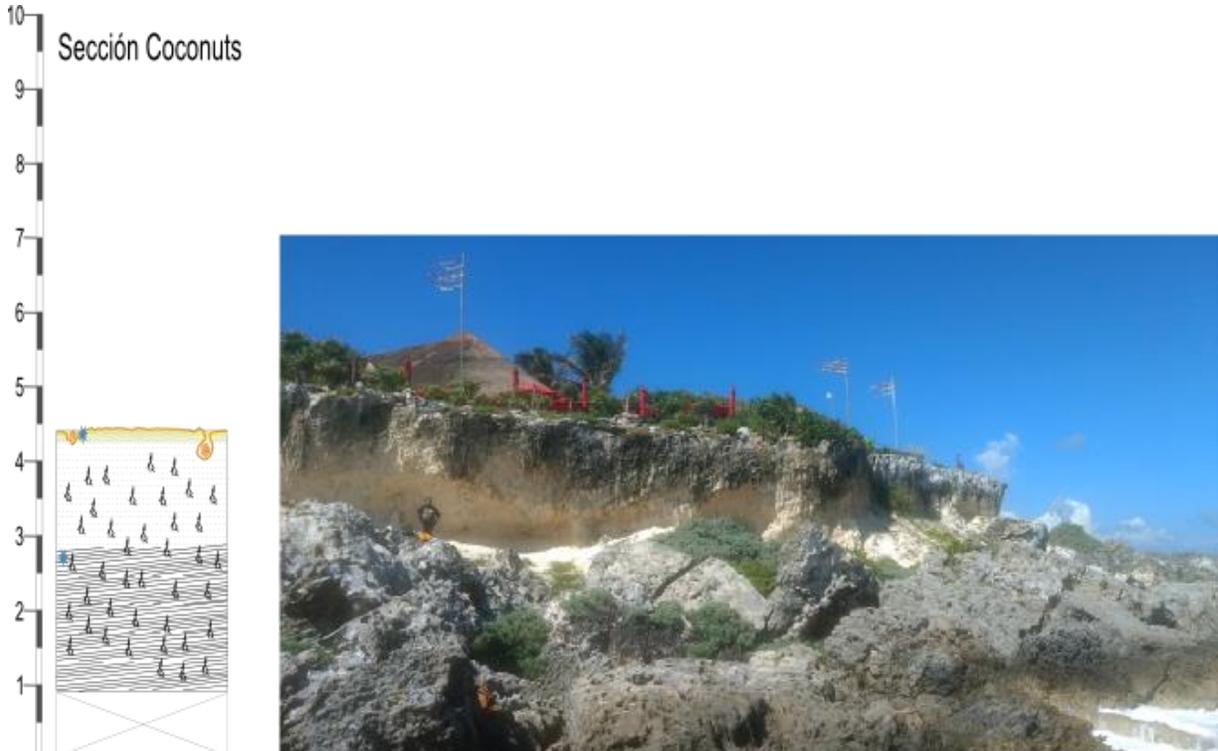


Figura 41 Sección Coconuts

Análisis de microfacies:

Coconuts (Figura 41)			
Numero de muestra	Textura (Dunham modificado por Embry & Klovan, 1971)	Micro facies Estándar (Flügel, 2010)	Zona de Facies (Wilson, 1975)
Coco1	Grainstone de intraclastos, peloides y foraminíferos bentónicos	SMF11	FZ6
Coco2	Calcreta	SMF26	FZ10

Tabla 6 Sección coconuts

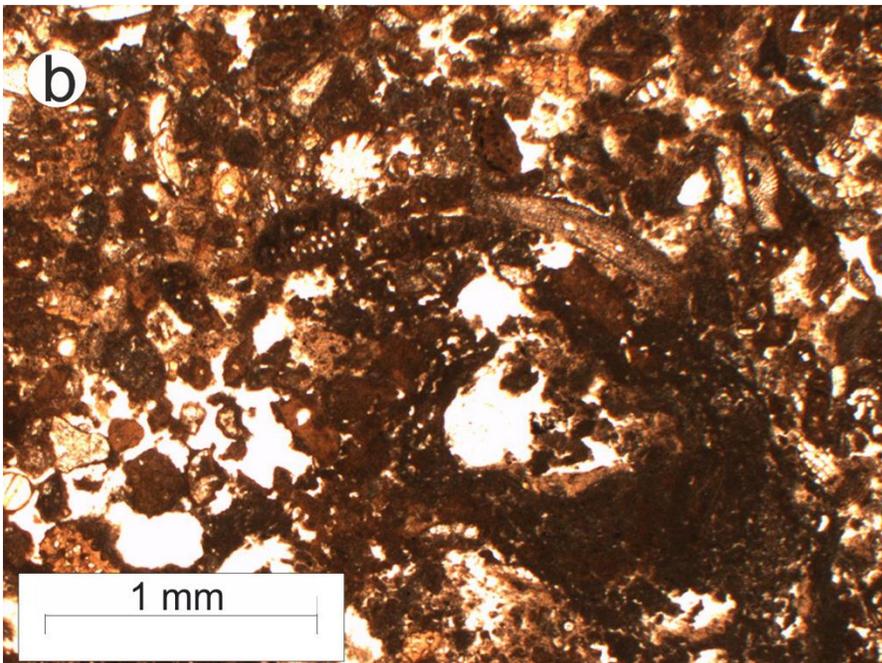
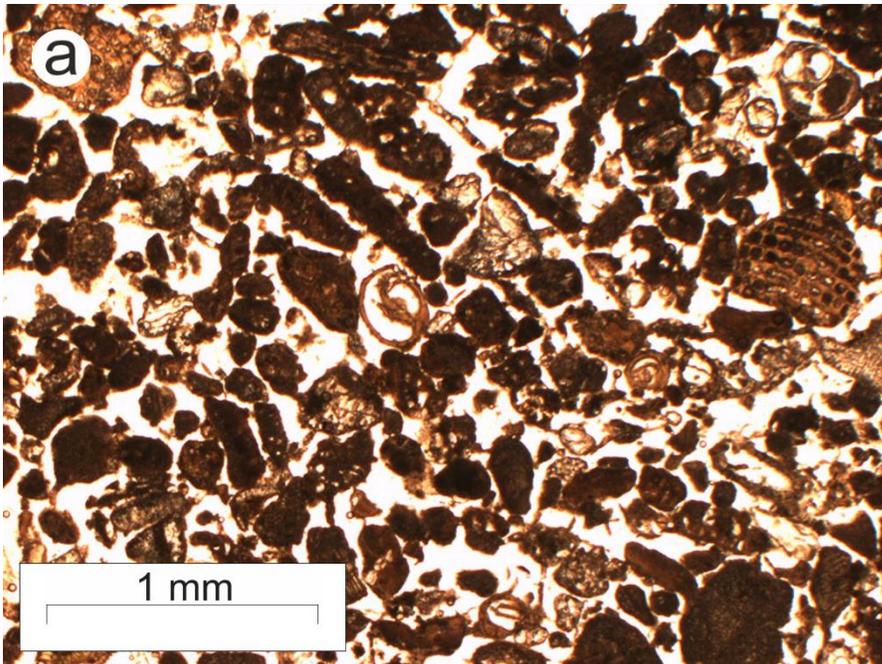


Figura 42 Sección Coconuts (la clave a las muestras de la Tabla 6): a **Coco1** Grainstone de intraclastos, peloides y foraminíferos bentónicos; b **Coco2** Calcreta

Cedral

Localización: región central de la isla dentro de la localidad el Cedral a 2.9km del litoral W. La cima de la sección se encuentra a 6 metros sobre el nivel del mar actual (Figura 28). Esta sección se registró en el interior de una cueva.

Descripción litológica: Se compone de calcarenitas con rizoconcreciones de estratificación cruzada que alternan a laminación paralela a 20 cm de la cima, esta última zona es de una caliza masiva recrystalizada que culmina con el desarrollo de suelo (Figura 42).

Altura: 1.6m

0-1.4m: calcarenitas con presencia de rizoconcreciones de estratificación cruzada que alterna a laminación paralela hacia la cima (Figura 43, a y b).

1.4-1.6m: caliza masiva recrystalizada que culmina con el desarrollo de suelo.

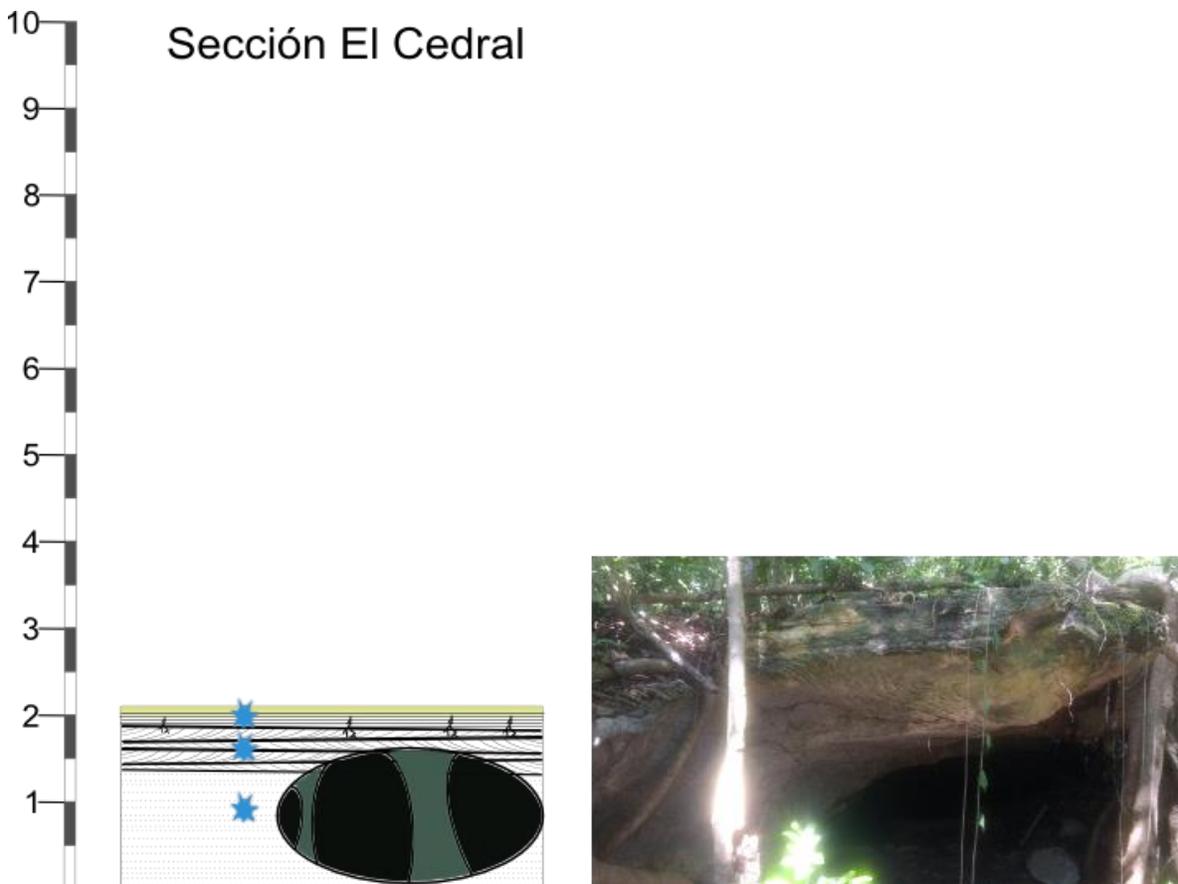


Figura 43. Sección Cedral

Análisis de microfacies

Cedral (Figura 42)			
Numero de muestra	Textura (Dunham modificado por Embry & Klovan, 1971)	Micro facies Estándar (Flügel, 2010)	Zona de Facies (Wilson, 1975)
Cedral1	Grainstone de peloides, intraclastos ooides micritizados	SMF11	FZ6
Cedral2	Grainstone de peloides, ooides e intraclastos micritizados	SMF11	FZ6
Cedral3	Calcreta	SMF26	FZ10

Tabla 7 Sección Cedral

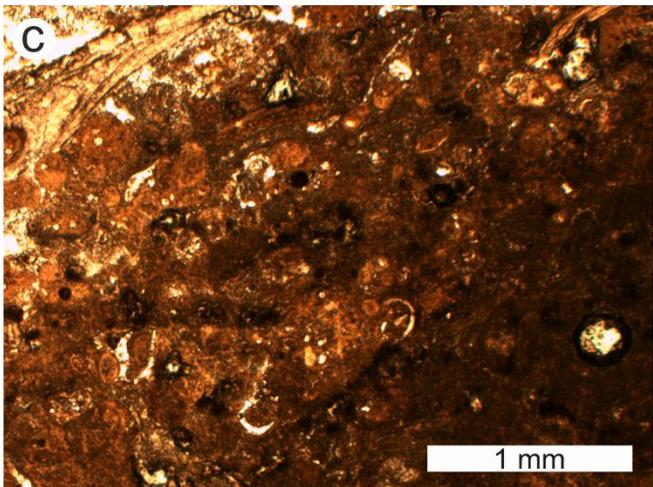
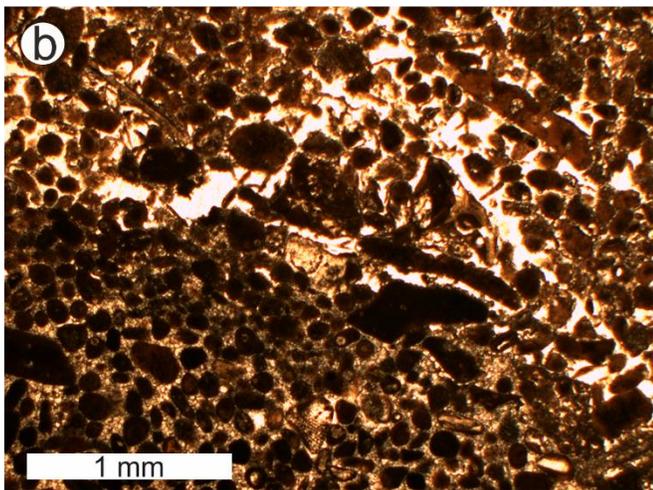
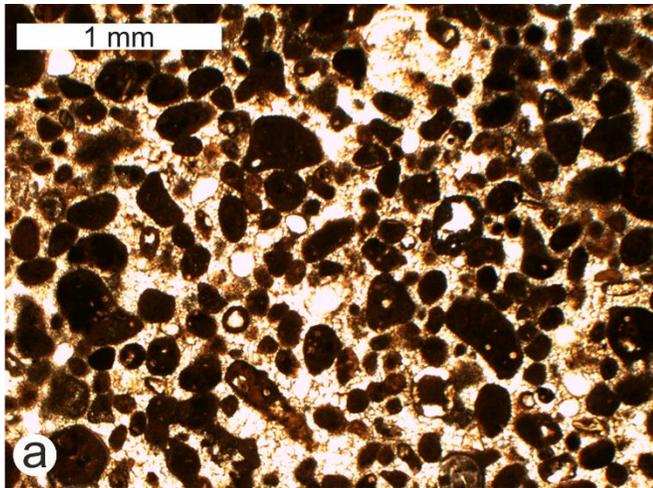


Figura 44 Sección Cedral (la clave a las muestras de la Tabla 7): a **Cedral1** Grainstone de peloides, intraclastos ooides micritizados; b **Cedral2** Grainstone de peloides, ooides e intraclastos micritizados; c **Cedral3** Calcreta

Correlación estratigráfica

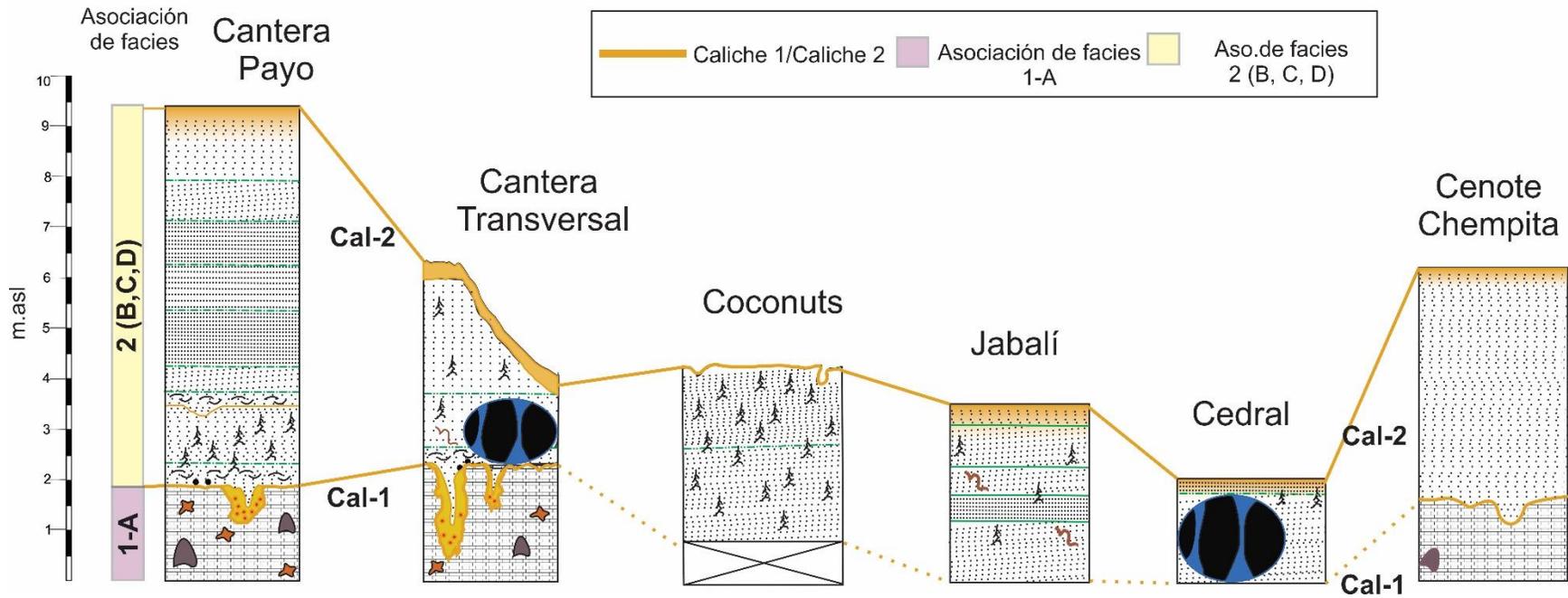


Figura 45 Correlación de facies de las secciones estratigráficas estudiadas. La totalidad de las muestras analizadas se dividió en dos asociaciones de facies: 1-A: facies coralinas (FZ5); 2-B barras de arena (FZ6); 2-C interior de plataforma (FZ7); 2-D interior de plataforma restringida (FZ8). Las asociaciones se encuentran limitadas por la presencia de dos caliches (FZ10) respectivamente. Ambos caliches se usaron como elemento de correlación.

6 Discusión

El estudio de Cozumel, basado en un análisis cartográfico geomorfológico y soportado por un análisis de microfacies, brinda la oportunidad de proponer un modelo de la evolución geomorfológica de la isla a partir de la combinación del conocimiento previo por parte de la literatura (Spaw, 1978; Ward, 1997) y los resultados del presente trabajo.

Gracias al mapa geomorfológico (Figura 30) tenemos la posibilidad de visualizar Cozumel a partir de las formas de relieve que constituyen su paisaje. Primeramente, se observa que existe un paisaje bastante diverso, modelado tanto por procesos costeros como kársticos, ambos controlados por los cambios del nivel del mar que han ocurrido en Cozumel a lo largo del tiempo. La literatura (Spaw, 1978; Ward, 1997) ha identificado al menos dos eventos de cambio del nivel del mar a partir del Pleistoceno, mismos que pueden apreciarse en las secciones litológicas de la isla, así como en las diferentes formas de relieve presentes.

El relieve actual de Cozumel es mucho más complejo de lo que se podría pensar, a simple vista las anteriores descripciones de la isla la presentaban como prácticamente plana con una elevación promedio de 5 metros (Ward, 1997), sin embargo, como resultado de la integración de los productos cartográficos existentes se ha observado que la isla alcanza elevaciones de hasta 16 metros de altura (Figura 20) y que estas no se tratan solamente puntos aislados, más elevaciones elongadas que se extienden tanto de norte a sur como de este a oeste, así como una gran meseta en la porción central. Gracias al procesamiento cartográfico fue posible evidenciar la existencia de todo un sistema de elevaciones y zonas planas a lo largo de la isla que bien puede interpretarse como diferentes estadios evolutivos de la isla que se manifiestan a partir de la creación de sistemas lagunares (Figura 21).

Con la intención de facilitar la interpretación de la geomorfología de la isla hablaremos del génesis de cada una de las geoformas. La descripción se llevó a cabo de manera descendente, es decir, comenzado por las de mayor altitud hacia las de menor. Con la ayuda del análisis de microfacies hemos podido determinar que efectivamente la identificación de las respectivas geoformas enlistadas coincide con la evolución estratigráfica que se aprecia a través del estudio en lámina delgada de las respectivas muestras obtenidas en campo.

Asociaciones de Facies

En las secciones Payo, Cantera Transversal y Chempita (Figura 45) se identificó la asociación 1 (facies coralinas, FZ5), misma asociación que expone en la base de dichas columnas y únicamente es posible observarla en las partes más elevadas de la isla.

La asociación 1 culmina con el desarrollo de una superficie exposición (FZ10) nombrada caliche 1. Esta primera asociación muestra una primera evidencia de una antigua isla. Evidencia que soporta la interpretación de las partes altas de Cozumel como posibles islotes o cayos formados probablemente durante el lowstand del MIS 6.

Posteriormente, por encima del caliche 1, y representando la totalidad expuesta de la isla de Cozumel, se identifican las arenas carbonatadas o calcarenitas compuestas por una gran cantidad de estructuras sedimentarias tales como, laminación paralela, laminación cruzada de bajo y alto ángulo, rizoconcreciones, ichnofósiles y macroporosidades que también culminan con una segunda superficie de exposición (caliche 2). A este conjunto de facies se le nombró 2 B(FZ6), C(FZ7) y D(FZ8) respectivamente.

Esta gran variación en las estructuras y depósitos sedimentarios, son el resultado de diferentes condiciones de depósito relacionadas a los ambientes transicionales (Flügel, 2010), si bien la variabilidad de los cuerpos de roca no nos permite correlacionarlos directamente, el caliche 2 que se encuentra en la cima de todas las secciones nos permite su correlación aloestratigráfica a través de toda la isla. Dicho caliche 2 Spaw (1978) considera que comienza a formarse durante el MIS 4.

Tanto en las secciones estratigráficas desarrolladas en este trabajo, así como en el trabajo previo de Spaw (1978), se considera que la isla se compone casi en su totalidad por depósitos de calcarenitas de un ambiente de submareal que agrada hacia condiciones supramareales, condiciones muy similares a las documentadas en el archipiélago de Bahamas y otras islas carbonatadas en el Atlántico (Mylroie y Carew, 1995; Curran y White 1995).

Dicha transición es apreciable en prácticamente todas las secciones estudiadas. Siendo la sección Payo (Figura 37 y 45) la que mejor muestra la evolución de las facies. Esta sección parte de calizas arrecifales (FZ5) que posteriormente es interrumpida por una discontinuidad subárea (FZ10) agrada hacia facies de interior de plataforma (FZ7) para culminar en depósitos de barras de arena (FZ6) que finalmente transicionan a la discontinuidad subárea actual (FZ10).

La presencia de estas discontinuidades se asocia a episodios de descenso del nivel del mar. Spaw (1978) ya las había descrito previamente en la isla y las había asociado con el último máximo glacial gracias a la datación de un coral realizado por Szabo (1978). Posteriormente Blanchon et.al. (2009) realizó un trabajo en la costa continental de Quintana Roo a unos 50 km al este de Cozumel donde también registró este máximo interglacial y lo identificó con el evento asociado al MIS 5e.

Ambas evidencias se establecieron gracias a fósiles de corales localizados a una altura de 6 metros sobre el nivel medio del mar actual, misma altura donde encontramos las calcretas en las diversas secciones estratigráficas estudiadas en el presente trabajo.

Como elemento adicional localizado sobre la cota de 6 metros, en diferentes puntos de la isla encontramos el desarrollo de cavidades o macro porosidades (Figura 7), mismas que corresponden a los criterios de la espeleogénesis de flanco de margen propuesta por Mylroie y Mylroie (2007) teoría que asocia el desarrollo de cavidades con la zona de mezcla entre diferentes masas de agua.

En la sección de Cantera transversal se encontró una cueva del tipo flanco de margen justo en contacto con la calcreta (Figura 34), mientras que en la sección Payo a lo largo de toda la discontinuidad subaérea es posible observar una gran cantidad de karstificación a lo largo de todas las paredes de la cantera justo a la altura de los seis metros sobre el nivel del mar (Figura 36). Para el caso de la sección Chempita (Figura 61) la sección misma se levantó en el interior de una macroporosidad, misma que corresponde a los criterios de la teoría del flanco margen; no cuentan con una red de conductos, simplemente son cavidades que se conectan a medida que se van agrandando (Mylroie y Mylroie, 2007).

Geomorfología

Como elemento de comparación decidimos tomar como referencia a la isla Banco Chinchorro (Figura 46). Se eligió debido a la semejanza que tiene con la isla de Cozumel y evidentemente por la cercanía a la misma, así mismo, Chinchorro se encuentra emplazada en el mismo sistema de crestas que bordean la cuenca de Yucatán y comparten el mismo basamento geológico (Uchupi, 1973). De primera instancia, al observar la existencia de diversas lagunas y elevaciones tanto en forma de barreras como en forma de antiguos cayos, se propone que Cozumel pudo haber iniciado su historia geomorfología como algo muy parecido a Banco Chinchorro.

Banco Chinchorro ha sido descrito tanto como atolón (Jordan y Martín, 1987) como arrecife de plataforma (Chavez e Hidalgo, 1988) para propósitos de este trabajo nos basaremos en la interpretación de atolón. Se decidió partir de la idea de que Cozumel originalmente es un atolón debido a que presenta un sistema de barreras que enmarcan una laguna interior, característica propia de los atolones.

A continuación, se presenta el análisis geomorfológico en coincidencia con el contenido estratigráfico de cada unidad de relieve.

Cayo central, esta unidad forma una meseta en la porción central de la isla a la que se le atribuyen las mayores elevaciones de esta. La sección tipo para representar esta unidad corresponde a la sección Chempita (Figura, 32), la cual fue levantada al interior de un cenote. Esta sección comienza con un boundstone coralino limitado por una calcreta de características pedogenéticas, misma que representa un episodio de descenso del nivel de mar. Posterior a la calcreta se encuentran facies de packstones correspondientes a un interior de plataforma aislada que cambian a grainstones de moluscos, si embargo permanecen dentro del mismo cinturón de facies. Esta sección culmina con otra calcreta, a la que se le atribuye el último momento de exposición. Es importante recalcar que, si bien esta es la unidad con mayor altura, sería necesario levantar otras secciones dentro de la unidad para complementar la información puesto que al observarla en el mapa altimétrico es posible apreciar una textura de crestas y valles lo que podría indicar la presencia de dunas. Esta especulación se soporta en la información proporcionada por la unidad de la antigua cresta de playa, ya que en ella se encontró la evidencia tanto en lamina delgada como en la interpretación cartográfica de la existencia de estas dunas.

Se decidió nombrar esta unidad como cayo central debido a que se encuentra protegido por el sistema de barreras que enmarcan al supuesto atolón. La considerable altura de esta unidad puede ser producto de la acreción de sedimentos sobre el antiguo arrecife, estos eventos de acreción excepcional a menudo son producto de tormentas y constituyen una característica de los atolones (Woodroffe et al., 1999; 2008). Al realizar la comparación con el Banco Chinchorro la similitud con el “cayo centro” es evidente (Figura, 44).

En la actualidad esta unidad se caracteriza por una textura esponjosa propia de una alta karstificación (mapa altimétrico Figura, 20). La karstificación en esta zona cuenta con una de las más altas densidades de la isla (de 80-100 depresiones kársticas por kilómetro cuadrado, Figura, 29) y en congruencia con las morfologías kársticas observadas

podríamos hablar de una espeleogénesis del tipo de flanco de margen, sin embargo, se requiere de un estudio más a detalle orientado solamente al tipo de karstificación para determinar el génesis del karst de la isla.

En los recorridos de campo se constató la gran densidad de dolinas y cenotes, claro ejemplo de ello es que la misma sección tipo se encuentra dentro de un cenote (Figura 32), además cabe resaltar que las depresiones kársticas con mayor diámetro se encuentran dentro de esta unidad (Figura, 27).

La antigua cresta de playa, esta unidad se extiende paralelamente al litoral este de la isla en aproximadamente tres cuartas partes de su extensión y es representada por las secciones Payo (Figura, 36) y Cantera Transversal (Figura, 34). Conforme al análisis de microfacies esta geoforma es constituida de la siguiente manera: la base comienza como un margen arrecifal identificado por boundstones coralinos y bafflestones coralinos respectivamente (FZ5), este depósito es interrumpido por una calcreta que sugiere un evento de exposición subaérea (FZ10), mismo que se puede interpretar como un descenso en el nivel del mar. Posteriormente, sobre yacen a la calcreta depósitos propios de un interior de plataforma (FZ 7), caracterizados por grainstones de peloides, intraclastos, halimedas y fragmentos de moluscos.

En ambas secciones se presentan los grainstones correspondientes al interior de plataforma abierta, sin embargo, en la sección Payo, existe un cambio gradual hacia grainstones de ooides muy bien seleccionados, mismos que corresponden a una FZ6, depósitos asociados a eolianitas, aseveración sustentada tanto en el análisis de facies como de la presencia de estratificación cruzada medida en campo. Cabe resaltar que, para esta misma sección, existe una segunda superficie de exposición expresada como otro boundstone pedogenético, sin embargo, gracias a las observaciones en campo se concluyó que la existencia de esta superficie obedece a un fenómeno localizado de una probable gradación que sólo ocurrió en este sector de la unidad geomorfológica. Para el caso de la cantera transversal, si bien no se observó claramente una estratificación cruzada in situ, comparte prácticamente los mismos alquímicos que la sección Payo para este nivel.

En el contexto geomorfológico, la unidad presenta una textura de bandas paralelas que debido a las diferencias de valores altimétricos se identificaron como una sucesión de crestas y valles, morfología típica de las dunas costeras (Figura,20).

Por último, ambas secciones terminan en una última superficie de exposición caracterizada por una calcreta de origen pedogenético. La lectura de esta geoforma indica que inició como una cresta arrecifal que fue agradando a una cresta de playa a través de dos al menos dos eventos de cambio del nivel del mar. Cada uno representado por las respectivas calcretas.

La localización de esta unidad frente al cayo central muestra una gran similitud a las crestas arrecifales presentes en el actual banco chinchorro que actúan como barreras de una laguna interior, laguna que muestra al menos dos terrazas lagunares que vierten hacia el interior de la antigua laguna.

La karstificación concerniente a esta unidad presenta una disminución importante respecto a la unidad del Cayo central (de una densidad de depresiones de 80-100 por km² a 40-60). La disminución de la presencia de depresiones kársticas puede ser debido a que el procedimiento para identificarlas obedece a criterios geométricos (índice de gravelius), por ende, al ser una forma acumulativa que se caracteriza por cordones de crestas y valles estas depresiones naturales enmascaran la presencia de las depresiones de origen kárstico. En las observaciones en campo el proceso de karstificación está presente en todos los puntos observados, en concreto para la sección Cantera transversal, encontramos un tipo de cueva que obedece a las morfologías características de una cueva del tipo flanco de margen, también, en las cercanías de esta sección se encontró otra cueva que comparte las mismas características. Sin duda es necesario un estudio a parte que se encargue de estudiar concretamente el tipo de karstificación presente en la isla.

Antiguas islas barrera, esta unidad se expresa como un conjunto de elevaciones aisladas y alargadas que alcanzan hasta los 9 metros de altura. Se distribuyen de manera paralela tanto a lo largo del litoral este de la isla, como de la unidad de la antigua cresta de playa. En el contexto de la evolución de estas formas al parecer formaron parte de antiguo sistema de barreras que enmarcaban una antigua laguna costera hoy en día convertida en una planicie costera. La sección tipo para caracterizar estas islas barrera es la sección coconuts. Esta sección se caracteriza por grainstones de peloides y foraminíferos bentónicos bien seleccionados que la ubican dentro del margen de plataforma. La textura de la roca acompañada de la morfología apreciada en la cartografía nos permite catalogar a estas islas barrera como antiguas dunas que fueron erosionadas tanto por los procesos costeros como por los cambios en el nivel del mar a lo largo del tiempo, este cambio se hace presente en la cima de la sección con la existencia de una calcreta.

Al buscar similitudes con el Banco Chinchorro, no encontramos algo similar, sin embargo, la presencia de dos antiguas crestas arrecifales evidencia momentos de cambio del nivel del mar. Un estudio más a detalle enfocado en los paleoniveles del mar relacionado con las geoformas sin duda sería necesario, esto ayudaría a determinar si el sistema de barreras es contemporáneo a la cresta de playa.

Cayos del norte, esta unidad se muestra como pequeñas elevaciones aisladas en el norte de la isla, aparentemente asociadas a las islas barrera. No se cuenta con una sección tipo para esta unidad sin embargo se infiere que, podría tratarse de un remanente del sistema de barreras que resistieron pasado eventos erosivos.

Tomando como referencia sistemas insulares presentes en la región, como, por ejemplo, Banco Chinchorro (Figura, 44) la morfología de esta unidad nos hace pensar en los cayos de arena ubicados en el norte del banco, pequeños nódulos de sedimentos a lo largo del borde del atolón.

Bancos de arena, esta unidad se localiza en tres posiciones diferentes: norte de la isla como la prolongación de la antigua cresta de playa; el centro oeste, también como una prolongación de la antigua cresta de playa; y como un banco de arena aislado en el noroeste de la isla muy cercano al litoral. La sección tipo para caracterizar esta unidad corresponde a la sección Jabalí. Estos bancos de arena parecen provenir de la migración de la antigua línea de costa, misma que es evidenciada por la unidad de la antigua cresta de playa. La morfología de estos bancos de arena muestra claramente un génesis erosivo propio de los procesos costeros. Los alquímicos presentes en las láminas delgadas (ooides) efectivamente corroboran que los sedimentos que las forman provienen de un ambiente de playa por ende es posible relacionarlos directamente con la unidad de la antigua cresta de playa y la posterior migración de los depósitos de estas playas

Llanura costera exterior: Esta gran unidad prácticamente plana se extiende entre la antigua cresta de playa y las antiguas islas barrera. Si bien no contamos con una sección estratigráfica tipo podemos inferir que en un momento previo se comportó como una laguna. Esta aseveración se basa tanto en el relieve plano, su ubicación paralela a la antigua línea de costa, como las morfologías lagunares y de canales de marea que se hacen evidentes al observar el mapa de terrazas (Figura, 21). En dicho mapa es evidente que en el pasado esta área estuvo ocupada por cuerpos lagunares, además la presencia de las islas barreras corrobora la teoría.

Al buscar similitudes con el Banco Chinchorro podríamos pensar en las áreas lagunares que se encuentran detrás de las crestas arrecifales y que cuentan con una mayor profundidad. La similitud de estas formas actuales con las formas antiguas observadas en la unidad de la llanura costera dentro de Cozumel es evidente.

Terrazas lagunares, superior e inferior: Estas unidades se ubican en la zona protegida de la antigua laguna interior por detrás de la unidad de la cresta de playa. Se presentan como una sucesión de los depósitos acumulados dentro de la laguna del antiguo atolón. La terraza superior muestra numerosas formas erosivas, probablemente, provocadas por tormentas extraordinarias ocurridas en el pasado o bien pueden ser canales creados por los flujos intermareales dentro de la antigua laguna. Estos canales fueron apreciados en campo (figura 9) dentro de la unidad de la llanura costera exterior, si bien, la unidad no es la misma al identificar los procesos podemos inferir que en un momento precedente a la formación de la llanura costera exterior el mismo proceso modeló el paisaje de la llanura interna. En segunda instancia, en algunas porciones de la terraza inferior es posible apreciar algunas formas que asemejan abanicos de tormenta, situación que coincide con los rasgos erosivos presentes en la unidad precedente. Al hacer la comparación con el banco chinchorro la similitud entre estas unidades y el área que se encuentra en el interior del atolón es evidente, por ende, podemos pensar que estas terrazas son depósitos de arenas sobre parches arrecifales que son segmentados por tormentas y canales intermareales tal como sucede hoy en día en el banco chinchorro. Es importante mencionar que la terraza interior es la unidad que presenta menor densidad de depresiones kársticas (2-20 formas por km²), eso sin tomar en cuenta la unidad de pantanos y manglares. Mientras que la terraza superior muestra un incremento en la densidad de depresiones en los contactos con otras unidades como lo son la antigua cresta de playa y el cayo central.

Llanura costera interior: esta unidad se muestra como una gran planicie enmarcada tanto por las terrazas lagunares como las barras de arena. Dentro de esta unidad es posible identificar una gran morfología semi circular que claramente evidencia una antigua laguna. También existe la presencia de diversos canales intermareales, estos últimos con muestran una gran similitud con las morfologías que se pueden apreciar dentro de la laguna del banco Chinchorro. En cuanto a la densidad de depresiones kársticas esta unidad no supera las 40 por kilómetro cuadrado, siendo que en la mayor parte de su superficie la presencia de depresiones es cercana a cero. Este último fenómeno se atribuye a que la mayor parte de

la urbanización de la isla se asienta en esta unidad, situación que dificulta la identificación de las depresiones.

Pantanos y manglares: Esta unidad se constituye por humedales ocupados por pantanos y zonas de manglares. En el contexto geomorfológico son planicies que se encuentran sometidas a los cambios intermareales. La densidad de depresiones kársticas es prácticamente nula, debido a que se trata de una planicie de sedimentos no consolidados.

Posterior al análisis de las diferentes unidades geomorfológicas de Cozumel encontramos una fuerte similitud respecto a las unidades geomorfológicas que pueden ser apreciadas en Banco Chichorro gracias a las fotografías satelitales y la cartografía existente. Al analizar la superficie del atolón con base en la cartografía realizada por Chávez e Hidalgo (1988) identificamos formas de relieve que se asemejan morfológicamente a las encontradas en Cozumel, así mismo, ambas islas se encuentran en el mismo ambiente geológico, hecho que nos hace pensar que las formas actuales de Cozumel pueden haber comenzado justo como en Banco Chichorro, sin embargo, después de los cambios de nivel del mar identificados en la zona (Blanchon, 2009; Spaw 1978; Szabo, 1978) diferentes depósitos se fueron agrandando y erosionando respectivamente para dar lugar al paisaje actual de Cozumel.

Las terrazas marcadas en Chichorro se asemejan morfológicamente a las observadas en Cozumel, sin embargo, al observar las formas en el estado actual podemos inferir que no se tratan de terrazas, sino más bien de lagunas, mismas que se encuentran protegidas por la actual cresta arrecifal. Al comparar las muestras obtenidas en Cozumel las mismas formas de relieve o más bien sus símiles, nos encontramos facies del tipo FZ7, facies que pertenecen a los interiores de plataforma o bien zonas lagunares (Base de la sección Cantera Transversal). La sección Cantera transversal evidencia la evolución de laguna a interior de plataforma o bien un descenso en el nivel del mar puesto que las facies cambian de FZ5 (Packstone peloidal con foraminíferos bentónicos y fragmentos arrecifales) a FZ7 (Grainstones de peloides con presencia de lumps), facies que nos hablan del cambio de laguna a probables playas o barras de arena. En campo la sección Cantera transversal se caracteriza por estructuras arenosas con una estratificación cruzada, situación que podría hacernos pensar en eolianitas. Al observar la localización de la sección en la cartografía se observa que corresponde a la unidad de cresta de playa, ambiente propicio para la formación de dunas y por tanto depósitos de eolianitas. Se distingue de la sección Payo en

que muestra un poco más de las antiguas lagunas por tanto muestra la transición de la zona de laguna a la cresta de playa.

Otra de las estructuras fácilmente reconocibles, tanto en Chinchorro como en Cozumel, son las crestas arrecifales. En Chinchorro podemos observar la relación espacial entre las terrazas, ahora identificadas como lagunas y la cresta arrecifal; justo esta relación sirve como criterio genético para pensar en que las terrazas de Cozumel se tratan de lagunas, primero por sus facies (FZ7, base de la sección cantera transversal) y segundo la relación de la cresta que actúa como barrera para las lagunas.

Hoy en día para Cozumel, lo que comenzó como una cresta arrecifal como se puede observar en Chinchorro, evolucionó a la unidad de cresta de playa a través de los cambios de nivel de mar reportados. En lámina delgada es posible observar dicha evolución en la sección Payo, sección que comienza con facies de coral (FZ5), se interrumpe por una calcreta (FZ10), lo que puede significar un descenso en el nivel del mar, y posteriormente las facies cambian hacia grainstones de peloides (FZ7) para verse interrumpidas de nueva cuenta por otra calcreta (FZ10) para finalmente encontrar la presencia de grainstones de ooides (FZ6) que nos indican un ambiente de playas y/o barras de arena. Por tanto, creemos que la unidad de cresta de playa del actual Cozumel comenzó como una cresta arrecifal.

Finalmente, la unidad más sobresaliente y también la característica que nos hace pensar en la similitud entre las dos islas es el cayo. La unidad es llamada cayo central (Figura, 30), sin embargo, existen otros cayos de menor tamaño identificados bajo criterios morfológicos al norte de la isla. La sección Chempita sirvió para caracterizar esta unidad, la cual comienza con un Boundstone coralino micritico (FZ5) que nos hace pensar un probable parche arrecifal en el interior de la antigua laguna, le sobre yace una calcreta (FZ10) que posteriormente es precedida por un Packstone peloidal con foraminíferos bentónicos (FZ8) luego un Grainstone peloidal (FZ8) con presencia de gasterópodos para finalmente encontrar un Bindstone pedogenético (FZ10), la evolución de las facies permiten identificar dos descensos en el nivel del mar, uno posterior al parche arrecifal, luego un aumento que permitió una gran agradación que le permitió alcanzar la altura actual y posteriormente otro descenso en el nivel atestiguado por el segundo Bindstone.

Para el caso de Chinchorro existen tres cayos identificados por Chávez e Hidalgo (1988). Gracias a la identificación de las diversas estructuras La presencia de las estructuras de los

cayos, junto a las otras unidades antes descritas (cresta de playa/ cresta arrecifal; terrazas/lagunas) permiten categorizar a la isla de Cozumel como un antiguo atolón puesto que cumple con las características descritas por trabajos como los de Bird (2011) y Woodroffe (2008), es decir cuenta con uno o más cayos (depósitos de materiales dentro de una zona de laguna protegida y para el caso de Cozumel la presencia de parches arrecifales favorece la acreción de sedimentos), cuenta con una zona de laguna protegida por un sistema de barreras, ya sea de arena o arrecifales en forma de anillos. Por último, en cuanto a la morfología de las ambas islas el parecido tanto en estructuras como en morfologías es innegable.

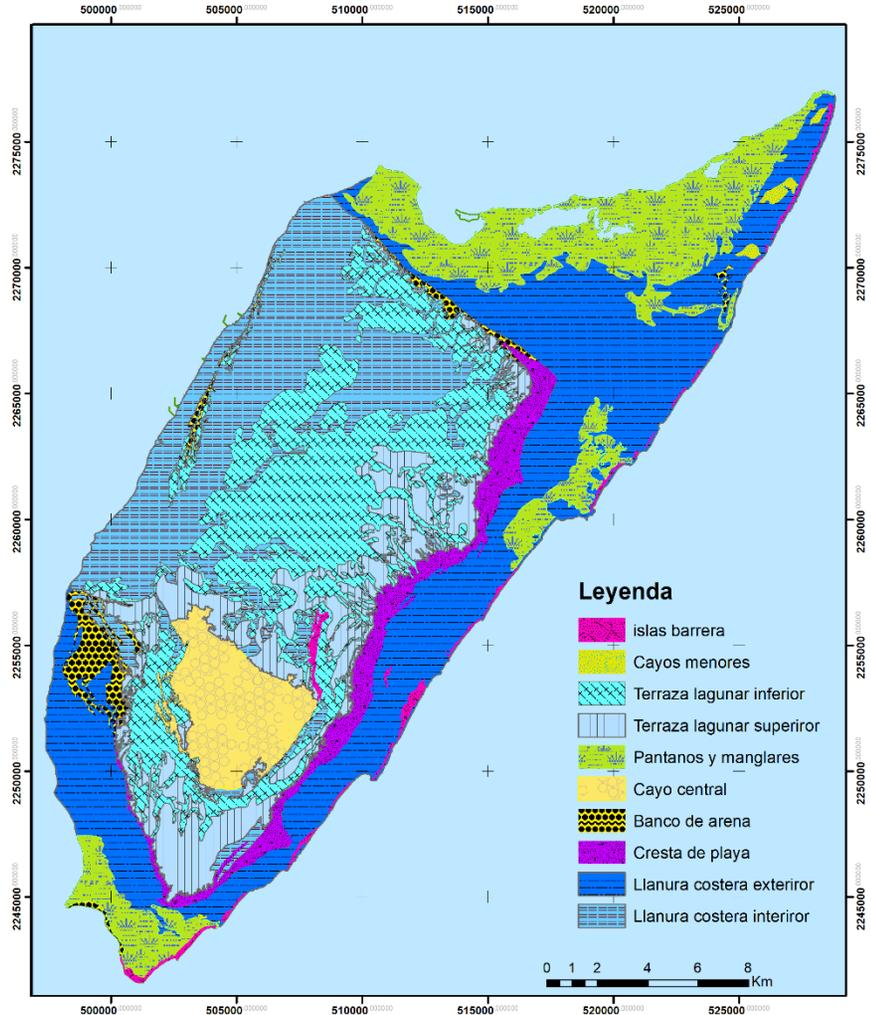
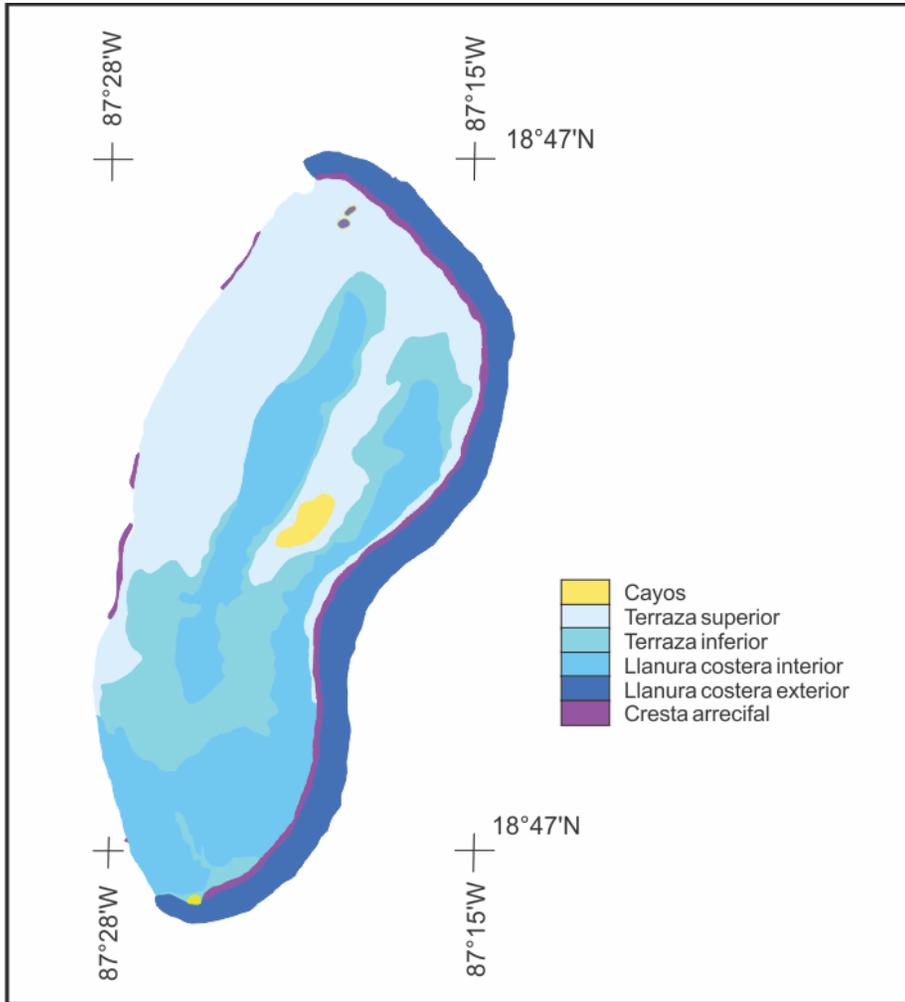


Figura 46. Geomorfología de Banco Chinchorro si su semejanza con la Isla de Cozumel (Mapa de Banco tomado de Chávez e Hidalgo, 1988). Gracias a la identificación de las diferentes unidades geomorfológicas del banco chinchorro es posible apreciar la similitud entre ambas islas. Esta similitud, soportada con el análisis de facies nos permite catalogar a Cozumel como un antiguo atolón.

Para finalizar el análisis geomorfológico vale la pena señalar dos resultados importantes de esta investigación: la karstificación y los posibles cambios en la geomorfología de la isla ante un aumento del nivel del mar sin tomar en cuenta propiamente las causas de dicho aumento.

En cuanto a la karstificación, si bien se obtuvo una zonificación de la densidad de las depresiones kársticas, misma que brinda información útil para futuros estudios, no fue posible realizar una caracterización minuciosa de los procesos kársticos que se desarrollan en la isla.

Como una primera aproximación, al analizar el mapa de densidad de formas kársticas (Figura, 29) es posible observar una distribución preferencial a lo largo de los contactos entre unidades geomorfológicas (Figura 27), principalmente en donde existe una diferencia de altitud (las mayores densidades se observaron en los márgenes de la unidad de cresta de playa). Esta evidencia fortalece la teoría de que gran parte de la espeleogénesis en la isla se trata del tipo flanco de margen. Mylroie y Carew (1988; 1995) observaron este mismo fenómeno en la isla de San Salvador en las Bahamas, un ambiente bastante similar al de Cozumel, tanto en el aspecto sedimentológico como geomorfológico. Por ende, una investigación más a detalle en este rubro podría aportar información valiosa de un fenómeno kárstico que por el momento no ha sido descrito formalmente en México.

Respecto a la posible afectación de Cozumel ante un posible aumento del nivel del mar se obtuvo un mapa (Figura 47) que muestra que unidades geomorfológicas serían afectadas ante un aumento de 1m y 2m respectivamente.

Las principales unidades afectadas evidentemente son aquellas de menor altitud y mayor proximidad con la línea de costa (Pantanos y manglares, Llanura cosera interior y exterior respectivamente). Sin embargo, ante dicho aumento sin duda alguna todas las unidades se verían modificadas debido a los procesos costeros lo cual provocaría una reconfiguración completa de la isla al mismo tiempo que una catástrofe social debido a la cercanía de los centros poblacionales a la línea de costa y que adicionalmente los emplazamientos se encuentran en las unidades geomorfológicas más afectadas.

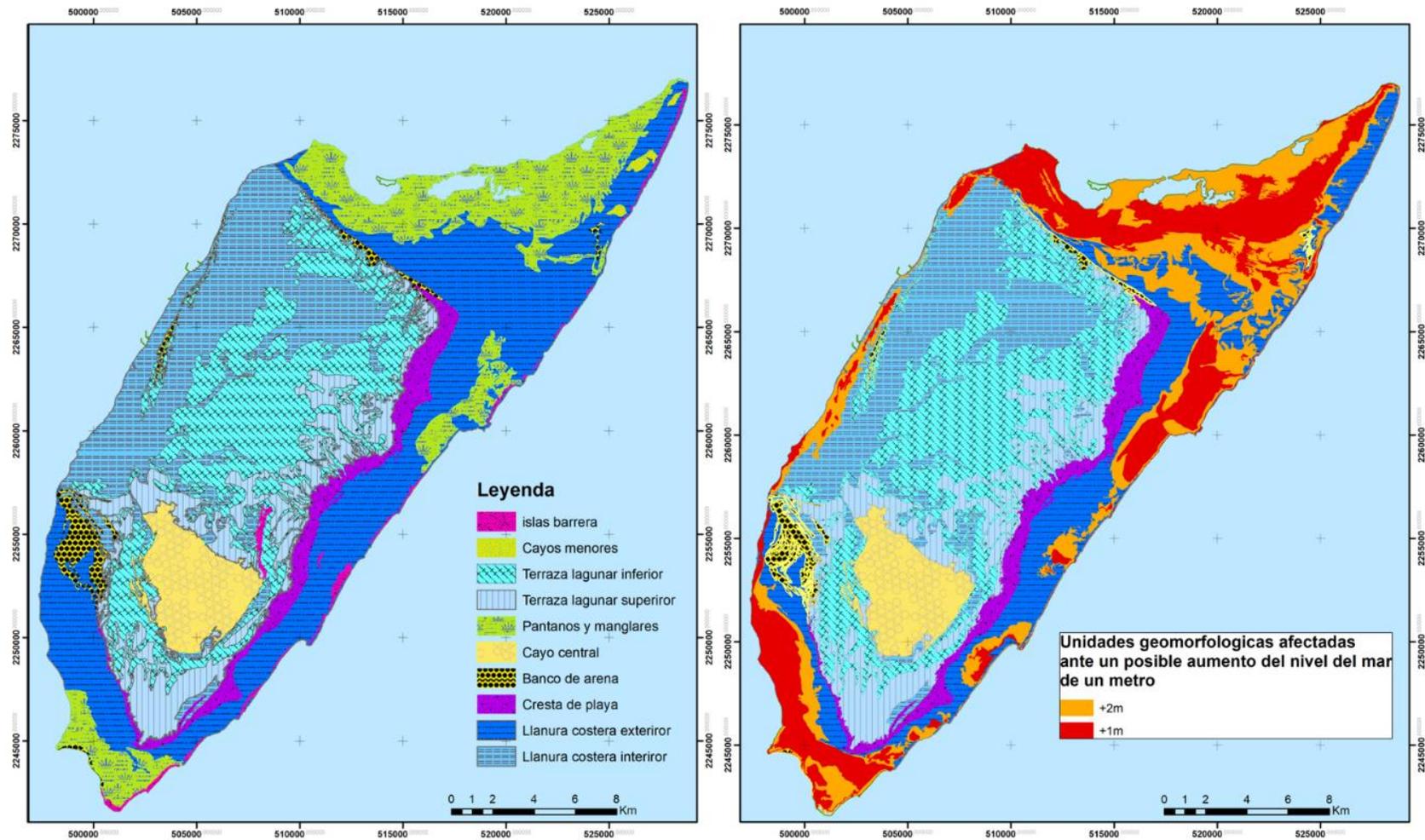


Figura 47 Posible afectación de las unidades geomorfológica ante un escenario de aumento del nivel del mar. Izquierda: mapa geomorfológico de Cozumel. Derecha: Unidades geomorfológicas que se verían afectadas ante un aumento del nivel del mar de 1m y 2m respectivamente.

7 Conclusiones

Con base a los resultados obtenidos por el análisis de microfacies concluimos que, a partir del Pleistoceno tardío, Cozumel se comportaba como un arrecife.

Las diversas variaciones del nivel medio del mar para la región permitieron la agradación de la isla hasta su estado actual, estos eventos se registran gracias a dos discontinuidades subaéreas con presencia de pedogénesis observadas en las diversas secciones estudiadas.

Gracias a la evidencia aportada por análisis geomorfológico pensamos que dicho arrecife se asemejaba a un atolón. Debido a la semejanza tanto geológica como ambiental del Banco Chinchorro actual, consideramos que se podría considerarse como un símil al estadio de atolón de Cozumel durante el Pleistoceno tardío.

Como rasgo característico de las variaciones del nivel del mar no sólo se encontró la pedogénesis, sino también la presencia de espeleogénesis, misma que podría considerarse como del tipo flanco de margen debido a las estructuras encontradas en las cavidades y también a su distribución en la isla.

Dicho nivel de karstificación se localizó a seis metros sobre el nivel del mar actual, posteriores estudios podrían correlacionar este fenómeno con un estadio isotópico concreto, por ejemplo, el MIS5e.

Finalmente, la simulación de dos aumentos en el nivel del mar (1 y 2 metros respectivamente) en Cozumel mostró un gran cambio en las masas de tierra emergidas, por tanto, podría ser un elemento importante para considerar ante un escenario de cambio climático que aumentara el nivel del mar actual en un metro o bien superior.

8 Referencias

Aguilar, Y., Bautista, F., Mendoza, M. E., Frausto, O., & Ihl, T., 2016, Density of karst depressions in Yucatán state, Mexico: *Journal of Cave and Karst Studies*, 78(2), 51.

ArcGIS for desktop, 2016, Herramientas, disponible en: <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/curvature.htm> consultado el 22 de noviembre de 2018.

Back. W., Hanshaw, B.B., Pyle, T. E., Plummer, L.N. & Weidie, A. E., 1976, Geochemical significance of Groundwater Discharge and Carbonate Solution to the Formation of Caleta Xel-Ha, Quintana Roo, Mexico, *Water Resources Research*, 15,6, 1521-1535.

Back. W., Hanshaw, B.B., Herman, J.S, & Van Driel, J.N., 1986, Differential solution of a Pleistocene reef in the ground-water mixing zone of coastal Yucatan, Mexico, *Geology*, 14, 137-140.

Beddows, P. A., Smart, P. L., Whitaker, F. F.& Smith, S. L., 2007, Decoupled fresh-saline groundwater circulation of a coastal carbonate aquifer: Spatial patterns of temperature and specif electrical conductivity, *Journal of Hydrology*, 346, 18-32.

Bird, E. C., 2011, *Coastal geomorphology: an introduction*. John Wiley & Sons.

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(7240), 881.

Bottrell S.H., Smart P.L., Whitaker F., 1991, Geochemistry and isotope systematics of sulphur in the mixing zone of Bahamian blue holes, *Appl Geochem* 6, 99–103.

Bögli, A. 1980, *Karst Hydrology and Physical Speleology*: Berlín, Springer-Verlag, 285 p.

Choquette, P.W. & Pray, L., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 54, 207-250.

Curran HA, White B (1995) Introduction: Bahamas geology. In Curran H A, White B (eds.) *Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 300.

Davidson-Arnott, R., 2010, *Introduction to coastal processes and geomorphology*: Cambridge University Press, 442 p.

De Matauco, A. I. G., 2004, Análisis morfométrico de la cuenca y de la red de drenaje del río Zadorra y sus afluentes aplicado a la peligrosidad de crecidas: Boletín de la Asociación de Geógrafos españoles, (38).

Dillon, W.P. and Vedder, J.G., 1973, Structure and development of the continental margin of British Honduras. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 2713-2732.

Dreybrodt, W., 2000, Equilibrium chemistry of karst water in limestone terranes, in Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., and Dreybrodt, W., eds., Spelogenesis— Evolution of karst aquifers: National Speleological Society, Huntsville, Ala., p. 126–135.

Dunham, R., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, en Ham, W. ed., Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121. Embry, A., Klován, J., 1971, A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island Northwest Territories: Bulletin of Canadian Petroleum Geologist, 19, 730-781.

Embry, A., Klován, J., 1971. A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island Northwest Territories: Bulletin of Canadian Petroleum Geologist, 19, 730-781.

Flügel, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application (2 ed), New York, Springer, 988 pp.

Ford, D. y Williams, P., 2007, Karst Hydrogeology and Geomorphology: Great Britain, John Wiley & Sons Ltd., 578p.

Fragoso-Servón, P., Bautista, F., Frausto, O., & Pereira, A., 2014, Caracterización de las depresiones kársticas (forma, tamaño y densidad) a escala 1: 50,000 y sus tipos de inundación en el Estado de Quintana Roo, México: Revista mexicana de ciencias geológicas, 31(1), 127-137.

Fragoso-Servón P., Pereira A., Frausto O., Bautista F., 2015, Geodiversity of a Tropical Karst Zone in South-East Mexico. In: Andreo B., Carrasco F., Durán J., Jiménez P., LaMoreaux J. (eds) Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Environmental Earth Sciences, vol 1. Springer, Berlin, Heidelberg.

Gillieson, D., 1996, Caves: Process and Management: Oxford, Blackwell publishers Ltd., 338p.

Gravelius, H., 1914, *Flusskunde*. Goschen Verlagshan dlug Berlin. Zavoianu. En: 1985, *Morphometry of Drainage Bassins*: Ámsterdam, Elsevier. Rusia.

Häuselmann, Ph., 2011. *UIS Mapping Grades*: *International Journal of Speleology*. 40, IV-VI.

Huggett, R., 2016, *Fundamentals of geomorphology*: Routledge.

INEGI. 1984, *Manual de estadísticas Básicas del Estado de Quintana Roo*. Recuperado de: http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/1329/702825150587/702825150587_1.pdf, el 29 de noviembre de 2018.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2008, *Modelo digital de elevación de alta resolución Lidar, Tipo TERRENO*, 26 archivos, INEGI, México.

Jenness, J., 2013, *DEM Surface Tools*, Jenness Enterprises, disponible en: <http://www.jennessent.com/arcgis/surface_area.htm> consultado el 22 de noviembre de 2018.

Jenson, S. K. y J. O. Domingue. 1988, *Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 (11): 1593–1600.

Kelletat DH., 1995, *Atlas of coastal geomorphology and zonality*, CERF special issue 13. Coastal Education & Research Foundation, Charlottesville, 286 p

Kelley, K. N., Mylroie, J. E., Mylroie, J. R., Moore, C. M., Collins, L. R., Ersek, L., Lascu, I., Roth, M. J., Moore, P. J., Passion, R., Shaw, C., 2011, *Eolianites and Karst Development in the Mayan Riviera, Mexico*, *Speleogenesis & Evolution of Karst Aquifers*, 11, 32-39.

Klimchouk, A.B. y Ford, D.C., 2000, *Types of karst and evolution of hydrogeologic settings*, in: Klimchouk, A., Ford, D.C., Palmer, A.N. y Dreybrodt, W. (Eds), *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*: Huntsville, National Speleological Society, 45-53.

López, B., Mulet, T., Rodríguez-Homar, M. y Merino, A., 2016, *La Cueva Pas de Vallgornera, Mallorca (España): una de las cuevas litorales más grandes de Europa*: *Boletín Geológico y Minero*, 127(1), 249-259.

López-Ramos, E., 1983, *Geología de México Tomo III*. SEP, México, 453 p.

Lugo-Hubp, J., 2015, Diccionario Geomorfológico: Universidad Nacional Autónoma de México, 337pp.

Moore DG., 1954, Origin and development of sea caves, *Natl Speleological Soc Bull* 16:71–76.

Myroie, J. E. y Carew, J. L., 1988., Solution conduits as indicators of Late Quaternary sea level position, *Quaternary Science Reviews*, 7, 55-64.

Myroie, J.E. y Carew, J. L., 1990, The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms, *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 413-424.

Myroie JE, Carew JL (1995) Geology and karst geomorphology of San Salvador Island, Bahamas. *Carbonates and Evaporites*, 10 (2): 193-206.

Myroie J.R. y Myroie J.E., 2007, Development of the carbonate island karst model, *Journal of Cave and Karst Studies*, 69, (1), 59–75.

Myroie, J. E., & Myroie, J. R., 2013, Pseudokarst caves in the littoral environment., En Lace, M. y Myroie J.E. (Eds), *Coastal Karst Landforms*: Springer, Dordrecht 3-14p.

Myroie, J.E., 2013, Coastal Karst Development in Carbonate Rocks, En Lace, M. y Myroie J.E. (Eds), *Coastal Karst Landforms*: Springer, 77-110 p.

Otvos, E. G., 2000, Beach ridges—definitions and significance. *Geomorphology*, 32(1-2), 83-108.

Otvos, E. G., 2015, The last interglacial stage: Definitions and marine highstand, North America and Eurasia. *Quaternary International*, 383, 158-173.

Palmer, R. J., 1985, *The Blue Holes of the Bahamas*, London, Jonathan Cape, Ltd., 183 pp.

Palmer, A.N., 1991, Origin and morphology of limestone caves: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1-21.

Pavlopoulos, K., Evelpidou, N., & Vassilopoulos, A., 2009, coastal environments. In *Mapping Geomorphological Environments* (pp. 69-98): Springer, Berlin, Heidelberg.

Perry, E., G. Velazquez-Olman, y R. A. Socky. 2003, Hydrogeology of the Yucatan Peninsula, pp. 115-138. In: Gómez-Pompa, A., M. F. Allen, S. L. Fedick y J.J. Jimenez-Osorio (Eds) *The Lowland Maya Area: Three Millenia at the Human-Wildland Interface*. Haworth Press, New York, 659 p.

Pindell, J.L, Kennel, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G., Higgs, R., 2005, Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Avé Lallemant, H. y Baker V., (eds) Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela, Geological Society of America.

i Porcheras, M. J., 1985, Forma de una cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que nos la definen: *Revista de Geografía*, 19(1), 41-68.

Railsback, L., B., Gibbard, P., Head, M., Voarintsoa, N., Toucanne, S., 2015., An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.

Rosencrantz, E., 1990, Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics* 9, 1037–1059.

Rosencrantz, E., 1996, Basement structure and tectonics in the Yucatan basin. *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. Miami, USA, IGCP Project, 364, 36-47.

Schlager, W., 1992, Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms, AAPG, Continuing Education Course Note Series, 34, 71 pp.

Smart, P. L., Dawans, J. M., and Whitaker, F., 1988, Carbonate dissolution in a modern mixing zone, *Nature*, 335, 811-813.

Spaw, R.H., 1978, Late Pleistocene stratigraphy and geologic development of Cozumel Island, Quintana Roo, Mexico, *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 28, 601-620.

Szabo, B.J., Ward, W.C., Weidie, A.E. and Brady, M.J., 1978, Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula, *Geology*, 6, 713-715.

Tucker, M. E. & Bathurst, R. G., 1990, *Carbonate Diagenesis*, The International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, 312pp.

Uchupi, E., 1973, Easter Yucatan continental margin and western Caribbean tectonics. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 1075-1095.

Vedder, J.G. and Scientific Staff, 1971, U.S. Geological Survey-IDOE, Leg 2. *Geotimes*, 16 (12), 10-12.

Ward, W.C. 1997, Geology of Coastal Islands, Northeastern Yucatan Peninsula. In Vacher, H.L. & Quinn, T.M. (eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*: Elsevier Science Publishers, 275-298.

Ward, W. C., & Brady, M. J., 1976, Road Log: Colonia Puerto Juarez to Tulum. *Carbonate rocks and hydrogeology of the Yucatán Peninsula, Mexico.*—*New Orleans Geol. Soc*, 313-324.

Ward, W. C., & Wilson, J. L., 1976, General Aspects of the Northeastern Coast of the Yucatan Peninsula. En Field seminar on Water and Carbonates Rocks of the Yucatan Peninsula, Mexico: New Orleans Geol. Soc., 41 pp.

Waterstrat WJ, Mylroie JE, Owen AM, Mylroie JR., 2010, Coastal caves in Bahamian eolian calcarenites: differentiating between sea caves and flank margin caves using quantitative morphology. *J Cave Karst Stud* 72:61–74.

Whitaker, F. F., & Smart, P. L., 1977, Hydrogeology of the Bahamian Archipelago, In Vacher, H.L. & Quinn, T.M. (eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*: Elsevier Science Publishers, 183-216.

Wilson, J.L., 1975, *Carbonate facies in geologic history*: New York, Springer 471 pp.

Woodroffe, C. D., 2008, Reef-island topography and the vulnerability of atolls to sea-level rise. *Global and Planetary Change*, 62(1-2), 77-96.

Zeuberger, L. W. y Thorne, C. R., 1987, Quantitative Analysis of Land Surface Topography: *Earth Surface Processes and Landforms* 12: 47–56.