UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA

CENTRO UNIVERSITARIO DE LA COSTA SUR

DIVISIÓN DE DESARROLLO REGIONAL

DEPARTAMENTO DE ECOLOGÍA Y RECURSOS NATURALES

HISTORIA PALEOECOLÓGICA DEL MANGLAR DE LA LAGUNA DE CUYUTLÁN, EN EL PACÍFICO MEXICANO, Y SU RELACIÓN CON CAMBIOS AMBIENTALES

Tesis Presentada por el Sustentante:

C. ADELINA VALLE MARTÍNEZ

Como Requisito Parcial para Obtener el Grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS EN MANEJO DE RECURSOS NATURALES

AUTLÁN DE NAVARRO, JALISCO
JUNIO 2015

DECLARATORIA DE ORIGINALIDAD

A quien corresponda:

Por medio de la presente, la abajo firmante autora de la tesis titulada “HISTORIA DE LA VEGETACIÓN DE UN MANGLAR DEL PACÍFICO MEXICANO Y SU RELACIÓN CON LOS CAMBIOS AMBIENTALES”, declara que el contenido de la misma constituye un documento inédito y original por lo que cumple con los términos de originalidad a los que se hace mención en el Artículo 73 del Reglamento General de Posgrado y el Artículo 14, Fracción I del Reglamento General de Titulación de la Universidad de Guadalajara.

ATENTAMENTE

Autlán de Navarro, Jalisco, 05 de mayo de 2015.

Biol. Adelina Valle Martínez

Código 301469401

JUNTA ACADÉMICA DE LA MAESTRÍA EN CIENCIAS EN MANEJO DE RECURSOS NATURALES
DEPARTAMENTO DE ECOLOGÍA Y RECURSOS NATURALES
DIVISIÓN DE DESARROLLO REGIONAL
CENTRO UNIVERSITARIO DE LA COSTA SUR
UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA
PRESENTE

Por este medio nos permitimos informar a ustedes que habiendo revisado el trabajo de Tesis de **MAESTRÍA** titulada **"HISTORIA PALEOECOLÓGICA DEL MANGLAR DE LA LAGUNA DE CUYUTLÁN, EN EL PACÍFICO MEXICANO, Y SU RELACIÓN CON CAMBIOS AMBIENTALES"**, que realizó la sustentante **BIOL. ADELINA VALLE MARTÍNEZ** con número de código **301469401**, este Comité abajo firmante consideramos que el trabajo ha quedado debidamente concluido, por lo que ponemos a su consideración el escrito final para autorizar su impresión y, en su caso, programación de fecha de examen de titulación respectivo.

Sin otro particular agradecemos de antemano la atención que se sirva brindar a la presente y aprovechamos la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente
Autlán de Navarro, Jalisco a 3 de marzo de 2015

Dra. Blanca L. Figueroa Rangel
Director de la Tesis

Dr. Miguel Olvera Vargas
Asesor

Dr. Kam-biu Liu
Asesor

UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA
CENTRO UNIVERSITARIO DE LA COSTA SUR
DIVISIÓN DE DESARROLLO REGIONAL
DEPARTAMENTO DE ECOLOGÍA Y RECURSOS NATURALES - IMECBIO
MAESTRÍA EN CIENCIAS EN MANEJO DE RECURSOS NATURALES

Oficio No. MIRN 030/2015

C. ADELINA VALLE MARTÍNEZ
ESTUDIANTE DE LA MAESTRÍA EN CIENCIAS
EN MANEJO DE RECURSOS NATURALES
UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA
PRESENTE

Anteponiendo un cordial saludo, aprovecho este medio para informarle que de acuerdo con la autorización para la impresión de su Trabajo Recepcional, emitida por su Comité Académico con fecha del 03 de marzo del 2015 y dirigida a la Junta Académica de la Maestría en Ciencias en Manejo de Recursos Naturales, este Cuerpo Colegiado **AUTORIZA** la impresión de su trabajo de tesis titulado:

"HISTORIA PALEOECOLÓGICA DEL MANGLAR DE LA LAGUNA DE CUYUTLÁN, EN EL PACÍFICO MEXICANO, Y SU RELACIÓN CON CAMBIOS AMBIENTALES"

El Jurado Evaluador del Trabajo Recepcional estará conformado por el Dr. Ramón Cuevas Guzmán (Presidente), el Dr. Miguel Olvera Vargas (Secretario), el Dr. Gerald Alexander Islebe (Vocal), la Dra. Nuria Torrescano Valle (Vocal) y la Dra. Blanca Lorena Figueroa Rangel (Vocal), conforme a los artículos 78 y 79 del Reglamento General de Posgrado de la Universidad de Guadalajara.

Sin más por el momento le envío un cordial saludo deseándole éxito en la presentación y defensa de los resultados su trabajo de Tesis.

Atentamente
"Piensa y Trabaja"
Autlán de Navarro, Jalisco a 26 de mayo de 2015

Dr. Oscar Gilberto Cárdenas Hernández
Coordinador

CUCSUR
COORDINACIÓN
Maestría en Ciencias en Manejo de Recursos Naturales

C.c.p. Dra. Blanca Lorena Figueroa Rangel, Director de la Tesis
Archivo

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación fue posible gracias a la Beca de Manutención 484773/277177 otorgada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) en su Convocatoria para Becas Nacionales año 2012.

Al Centro Universitario de la Costa Sur de la Universidad de Guadalajara, por permitirme ser parte de su comunidad como estudiante de la Maestría en Ciencias en Manejo de Recursos Naturales y por los apoyos financieros y logísticos para realizar movilidad estudiantil durante mi formación.

Especialmente agradezco a mi directora de tesis Dra. Blanca L. Figueroa Rangel y a mis asesores Dr. Miguel Olvera Vargas y Dr. Kam-biu Liu, por su amistad y múltiples consejos a lo largo de este proceso de formación. Su asesoría hizo que este proceso de aprendizaje y formación fuera agradable y me ayudó a sacarle el mayor provecho.

A todo el equipo del Estero Palo Verde, especialmente a la Directora Dra. Maricruz Rivera por las facilidades logísticas otorgadas para la realización de este estudio.

A todo el equipo de paleoecología de la Universidad de Louisiana por haber facilitado sus instalaciones, equipo y material para realizar la extracción del polen fósil. Fueron pieza clave en la realización de este proyecto.

A todo el gran equipo de paleoecología del ECOSUR unidad Chetumal, que me recibieron como parte de ellos, brindándome además de sus conocimientos, su amistad.

A los profesores del Departamento de Ecología y Recursos Naturales por compartir sus conocimientos y experiencias en la formación de sus estudiantes; en especial a la Dra. Blanca Figueroa, al Dr. Miguel Olvera, al Dr. Peter Gerritsen, al M.C. Enrique Jardel, al Dr. Ramón Cuevas, al Dr. Luis Ignacio Iñiguez y al Dr. Oscar Cárdenas.

A mis compañeros de la maestría Bere, Miros, Alexandra, Paola, David y Adalberto que se mostraron siempre divertidos, cooperativos y amistosos. Recordaré siempre esas tardes de arduo estudio y las múltiples fiestas que compartimos.

A mis padres Graciela y Francisco Javier y a mi hermano Javier y su esposa Diana que incondicionalmente me han dado todo el apoyo y paciencia que he necesitado para los diversos proyectos de mi vida. Gracias por su magnífico ejemplo; son mi mayor motivación.

A mis hermanos Anabel Díaz, Omar Jasso y César Valle, quienes me han acompañado a lo largo de la mayor parte de mi vida, llenándome de alegrías, diversión, viajes, consejos y experiencias. Su amistad es el mejor regalo que la vida me ha dado.

A mis grandes amistades Pau, Ru, Isa, Villa, Mariana, Lore, y Gio, que me han brindado siempre su apoyo, críticas, abrazos y mucha felicidad.

En especial a Bere Reyes que fue pilar en el inicio de este proyecto y con quien tuve la oportunidad de compartir muchos días y experiencias. También agradezco a Pilar, Coco, Pavka, Nancy, Adrian, Tania, Isa y Ayiz, quienes se volvieron mi familia autlense; espero continuar con la amistad así como con colaboraciones profesionales.

DEDICATORIA

A mis padres:
Graciela y Francisco Javier
Por darme la vida y todo lo necesario para desarrollarme personal y profesionalmente. Los amo.

A mi hermano y su esposa:
Diana y Francisco Javier
Por ser excelente ejemplo a seguir, llenarme de amor y tener siempre abiertas las puertas de su hogar.

A mis hermanos por elección:
Anabel, Omar y César
Por todo su amor y porosidad brindada a lo largo de 17 años.

Historia paleoecológica del manglar de la Laguna de Cuyutlán, en el Pacífico Mexicano, y su relación con cambios ambientales

Adelina Valle Martínez

Resumen

El manglar es un ecosistema fuertemente amenazado por el cambio ambiental y los impactos humanos; su degradación aumenta la vulnerabilidad de las costas. Conocer la dinámica ecológica del manglar a escala centenaria revela las presiones y los forzamientos que originan distintas respuestas en la vegetación. El estudio de esta dinámica es útil para implementar mejores acciones de restauración, conservación y manejo del manglar de la Laguna de Cuyutlán, la cual se encuentra bajo constantes presiones antropogénicas desde hace más de 50 años. El objetivo de este trabajo fue reconstruir la historia ambiental y de la vegetación de los últimos 1500 años de la Laguna de Cuyutlán, que presenta la mayor extensión de manglar para el área del Pacífico Centro de México. La reconstrucción se efectuó a través de técnicas paleoecológicas en núcleos de sedimento que incluyen indicadores como el polen fósil para la vegetación y análisis geoquímicos de pérdida por ignición, fluorescencia de rayos X y de susceptibilidad magnética como indicadores de los ambientes pasados del manglar. La cronología del sitio se determinó a través de datación con ^{14}C. El modelo de edad-profundidad se construyó a través de interpolación lineal. Se identificaron 32 taxones los cuales presentaron cambios en su abundancia durante los últimos 15 siglos. El mayor recambio de taxones se dio entre los años 1742 – 1908 cal d.C. que coincide con el florecimiento del manglar. Los elementos de perturbación fueron dominantes entre los años 1300 y 1500 d.C. Posteriormente, alrededor de 1600 d.C., se presentó dominancia por parte de los elementos de selva. El manglar de la Laguna de Cuyutlán está representado por tres familias: *Acanthaceae*, *Combretaceae* y *Rhizophoraceae*, las cuales presentaron un marcado aumento a partir de 1740 d.C., así como un decremento a partir de 1830, pocos años después de la apertura del puerto de Manzanillo (1825). Los cambios observados en la vegetación cercana a la Laguna de Cuyutlán son respuesta a modificaciones ambientales y antropogénicas, en particular a la anomalía climática de la Pequeña Era de Hielo (PEH) (1300 - 1800 años d.C.). También se lograron detectar dos perturbaciones antropogénicas: la colonización española (1532) y la apertura del puerto de Manzanillo. Posiblemente el aumento en la humedad asociado con la PEH fomentó un mayor desarrollo del manglar, mientras que el establecimiento del puerto de Manzanillo afectó esta vegetación mermando su superficie. La información obtenida en el presente estudio es útil para la generación de modelos predictivos que ayuden a tomar

decisiones y acciones adecuadas para fomentar la restauración y conservación del manglar. La utilización de estos modelos ayudará a mitigar los efectos del cambio climático sobre los manglares.

Paleoecological history of the mangrove in Cuyutlán lagoon in the Mexican Pacific, and its relationship to environmental changes

Adelina Valle Martínez

Abstract

Mangroves are a highly threatened ecosystem due to environmental changes and human impacts and their degradation increases coastal vulnerability. Knowledge about the ecological dynamics of mangroves on a centennial timescale can reveal the pressures and forces that cause different responses in vegetation, which is useful for implementing basic actions for mangrove restoration, conservation and management. The Cuyutlan lagoon, with the largest area of mangrove in Pacific Center of Mexico, has been under constant anthropogenic pressures over the last 50 years. The aim of this study was to reconstruct its environmental and vegetation history during the last 1500 years. The reconstruction was performed using paleoecological techniques in sediment cores that include the use of fossil pollen as a proxy for vegetation; magnetic susceptibility and geochemical analyzes by loss-on-ignition and X-ray fluorescence as a proxy for the past mangrove environments. The chronology was determined using ^{14}C dating. The age-depth model was constructed by linear interpolation. The 32 taxa identified in this study showed changes in abundance over the past 15 centuries. The highest rate of change occurred between the years 1740 - 1910 AD that coincides with the mangrove expansion. Elements of disturbance were dominant between 1300 and 1500 AD. Around 1600 AD, forest components dominated the sequence while mangrove elements were represented by three families: Acanthaceae, Combretaceae and Rhizophoraceae, which showed a marked increase from 1740 AD, as well as a decrease from 1830 AD, a few years after the opening of the port of Manzanillo (1825). Vegetation changing surrounding the Cuyutlan lagoon are a response to environmental and anthropogenic alterations, particularly the climate anomaly of the LIA (1300-1800 AD). Two anthropogenic disturbances were also detected: the Spanish colonization (1532) and the opening of Manzanillo port. Moisture increment is associated with the LIA, possibly increasing mangrove expansion, while the establishment of Manzanillo port contributed to mangrove contraction. The information resulted from this study is useful for generating predictive models that will help to develop basic strategies to promote mangrove restoration and conservation. The use of these models will be vital for mitigating the effects of climate change on mangroves.

CONTENIDO

CAPÍTULO 1. Introducción General 14
1.1. Introducción 14
1.2. Justificación 15
1.4. Objetivos 16
1.4.1. Objetivo general 16
1.4.2. Objetivos particulares 16
1.5. Hipótesis 16
1.6. Estructura de la tesis 16
CAPÍTULO 2. Marco teórico 18
2.1. Introducción 18
2.2. La vegetación 18
2.2.1. La vegetación: resumen de un ecosistema 18
2.2.2. El manglar 19
2.2.3. Los manglares en México 21
2.2.4. Estado y conformación actual del manglar en la Laguna de Cuyutlán 22
2.3. La Paleoecología 24
2.3.1. Campo de estudio y escala temporal 24
2.3.2. Estudios paleoecológicos en lagunas 25
2.3.3. Historia ecológica del bosque de manglar 26
2.3.4. Estudios paleoecológicos en los manglares de México 26
2.4. El clima 27
2.4.1. Variables que afectan el clima 27
2.5. El cambio climático 29
2.5.1. Fuerzas transformadoras del ecosistema 29
2.5.2. El cambio climático y sus efectos sobre la vegetación 38
2.6. Las perturbaciones humanas en la ecología a largo plazo en México 39
2.6.1. El desmonte, la agricultura y los taxones culturales 39
2.6.2. El microcarbón y el historial del fuego. 40
2.7. Literatura citada 41
CAPÍTULO 3. Área de estudio y métodos de investigación 48

3.1. Introducción 48
3.2. Sitio de estudio 48
3.2.1. Localización geográfica 48
3.2.2. Clima 50
3.2.3. Hidrografía 50
3.2.4. Geología 51
3.2.5. Edafología 51
3.2.6. Limnología e hidrología 51
3.2.7. Vegetación 51
3.2.8. Fauna 54
3.2.9. Historial de las actividades antropogénicas de la Laguna de Cuyutlán 56
3.2.10. Actividades humanas actuales con impacto en la vegetación. 56
3.2.11. Eventos climáticos y geológicos 56
3.3. Métodos de investigación 57
3.3.1. Extracción del núcleo de sedimento 57
3.4. Proxies: evidencias del pasado 61
3.4.1. Susceptibilidad magnética 61
3.4.2. Pérdida por ignición (LOI) 63
3.4.3. Polen fósil 64
3.4.4. Microcarbón fósil 66
3.4.5. Composición elemental del suelo (XRF) 67
3.5. Análisis de datos 67
3.5.1. Cronología 67
3.5.2. Modelo de edad – profundidad 68
3.5.3. Diagrama de la abundancia de polen 69
3.5.4. Riqueza palinológica - rarefacción 70
3.5.5. Recambio de taxones 70
3.5.6. Análisis Multivariado 71
3.6. Literatura citada 73
CAPÍTULO 4. Historia de la vegetación de manglar de la Laguna de Cuyutlán 76
4.1. Introducción 76
4.2. Resultados 77

4.2.1. Cronología de núcleo de sedimento S1M1 77
4.2.2. Análisis palinológico 78
4.2.3. Descripción del diagrama de polen 86
Zona polínica I (97 - 37 cm; 470 – 1540 años cal d.C.) 86
Zona polínica II (37 - 16 cm; 1540 – 1700 años cal d.C.) 86
Zona polínica III (16 - 10 cm; 1700 – 1740 años cal d.C.) 87
Zona polínica IV (10 - 1 cm; 1740 – 1910 años cal d.C.) 87
4.2.4. Riqueza palinológica y recambio de taxones 93
4.2.5. Ordenación de la vegetación de la Laguna de Cuyutlán. 94
4.3. Discusión. 95
4.3.1. ¿Cuál ha sido la dinámica de la vegetación próxima a la Laguna de Cuyutlán en los últimos 1500 años? 95
4.3.2. Cambios en la dominancia de los tipos de vegetación y las perturbaciones antropogénicas. 98
4.4. Conclusiones. 98
4.5. Literatura citada 100
CAPÍTULO 5. Efecto del cambio climático sobre la vegetación de la Laguna de Cuyutlán: 15 siglos de historia climática. 103
5.1. Introducción 103
5.2. Resultados 104
5.2.1. Susceptibilidad magnética (S.M.) 105
5.2.2. Pérdida por ignición 106
5.2.3. Microcarbón fósil (MCF) 106
5.2.4. Composición elemental del sedimento 107
5.2.5. Cambios ambientales detectados en la Laguna de Cuyutlán 110
5.3. Discusión 113
5.3.1. El cambio climático en la Laguna de Cuyutlán en los últimos 1500 años. 113
5.3.2. Forzamientos responsables del cambio climático en la Laguna de Cuyutlán 115
5.3.3. Identificación de cambios ambientales y su repercusión en la vegetación. 116
5.4. Conclusiones. 119
5.5. Literatura citada 121
CAPÍTULO 6. Conclusiones generales y recomendaciones 125

6.1. Introducción..... 125
6.2. Conclusiones generales..... 125
6.2.1. Cambios en la composición florística de la vegetación de manglar de la Laguna de Cuyutlán 126
6.2.2. Cambios ambientales y antropogénicos y su relación con los cambios en la vegetación 126
6.3. Recomendaciones generales 127
6.3.1. Próximos estudios 127
6.3.2. Enfoque local 128
6.4. Manejo de recursos naturales..... 128

Índice de figuras

Figura 2.1. Esquema general de la estructura de manglar de tipo borde y sus interacciones con el ambiente y la fauna 19
Figura 2.2. Distribución mundial de los manglares resaltada en color rojo 20
Figura 2.3. Laguna de Cuyutlán con el señalamiento de sus cuatro vasos (I, II, III y IV), así como sus principales modificaciones 23
Figura 2.4. Componentes, procesos e interacciones generales del sistema climático que tienen influencia sobre el cambio climático a escala centenal 29
Figura 2.5. Modelo general mundial de circulación oceánica y atmosférica 30
Figura 2.6. Diferencia en la temperatura oceánica durante las dos fases del ENSO 32
Figura 2.7. Temperatura superficial del océano en invierno (colores), presión a nivel del mar (contornos) y vientos superficiales durante la fase cálida y fría del ODP 33
Figura 2.8. Desplazamiento de la ZCIT durante verano e invierno 34
Figura 2.9. Esquema de los ciclos de Milankovitch mostrando la duración aproximada de cada uno 36
Figura 2.10. Variación de la temperatura promedio en los últimos 20,000 años 38
Figura 3.1. Mapa de ubicación del sitio de estudio 50
Figura 3.2. Representación gráfica del núcleo de sedimento S1M1 59
Figura 3.3. Fotografía en campo del núcleo S1M1 recién extraído 60
Figura 3.4. Medición del núcleo S1M1 en campo 60
Figura 3.5. Medición de una de la secciones del núcleo S1M1 62
Figura 3.6. Procedimiento para obtener los valores de LOI 63
Figura 4.1. Modelo de edad – profundidad para el núcleo de sedimento S1M1 78
Figura 4.2. Diagrama de polen del núcleo de sedimento S1M1 del ecosistema de manglar en la Laguna de Cuyutlán, México 89
Figura 4.3. Concentración de polen, tasa de cambio (estimada utilizando la distancia cordal como medida de disimilitud), riqueza palinológica y microcarbón fósil para el núcleo de sedimento S1M1 94
Figura 4.4. Ordenación de los taxones identificados en el conteo de polen a través de un análisis de escalamiento multidimensional no métrico 95
Figura 5.1. Susceptibilidad magnética (S.M.) y porcentajes de materia orgánica (M.O.) y carbonatos del núcleo S1M1. 105
Figura 5.2. Composición elemental del núcleo S1M1 efectuado por XRF 108

Figura 5.3. Análisis de componentes principales realizado con los datos de la composición elemental del sedimento 110
Figura 5.4. Taxones agrupados de acuerdo al análisis de redundancia (RDA) con datos de porcentaje de taxones y susceptibilidad magnética (SM), materia orgánica (MO), carbonatos ($CaCO_3$), Manganeso (Mn), Azufre (S), Bromo (Br), Cloro (Cl) y Titanio (Ti) 111
Figura 5.5. Edades agrupadas de acuerdo al Análisis de Redundancia (RDA) con abundancia de taxones y susceptibilidad magnética (SM), materia orgánica (MO), carbonatos ($CaCO_3$), Manganeso (Mn), Azufre (S), Bromo (Br), Cloro (Cl) y Titanio (Ti) 112
Figura 5.6. Diagrama de polen de la secuencia de sedimento S1M1 con los principales eventos climáticos y antropogénicos detectados para los últimos 1000 años d.C 118
Figura 5.7. Diagrama con la sumatoria de polen, materia orgánica (M.O.), carbonatos, concentración de microcarbón y titanio (Ti) de la secuencia de sedimento S1M1 con los principales eventos climáticos y antropogénicos detectados para los últimos 1000 años d.C. 119

Índice de cuadros

Cuadro 1. Principales elementos por tipo de vegetación circundante al área de estudio (Santana–Michel et al., 1992; Ruíz-Montero, 2009). 52
Cuadro 2. Fauna presente en las cercanías del área de estudio (INEGI, 2009; Ruíz-Montero, 2009)..... 54
Cuadro 3. Edades de radiocarbono de la secuencia sedimentaria del núcleo S1M1. 77
Cuadro 4. Información de las familias identificadas en el conteo de polen del núcleo de sedimento S1M1 (Banfi y Quattrocchi, 1996; The-Field-Museum, 2014). 83

Índice de ecuaciones

Ecuación 1……..……64
Ecuación 2……..……64
Ecuación 3……..……64
Ecuación 4……..……64

CAPÍTULO 1. Introducción General

1.1. Introducción

Conocer la historia ecológica de un ecosistema es de importancia fundamental para la planeación y ejecución de estrategias efectivas de manejo y conservación (Torrescano-Valle y Islebe, 2012). Es posible reconstruir la historia ecológica de la vegetación de un sitio a través del estudio de secuencias sedimentarias analizando la fluctuación en la composición taxonómica de la vegetación, donde se registran los cambios que éste ha tenido a través del tiempo, así como la respuesta de la vegetación; es decir, las causas y consecuencias del cambio (natural e inducido) (Fritz, 2005). Además, ayuda a descifrar la posible respuesta que el ecosistema presentará bajo presiones antropogénicas o de cambio ambiental.

El manglar conforma el paisaje costero de las zonas tropicales del planeta; es un ecosistema con numerosas funciones y servicios ecológicos, económicos y sociales, además de tener la peculiaridad de desarrollarse en la zona de transición entre el ambiente marino y terrestre. La vegetación dominante para las lagunas costeras de la región Pacífico Centro de México es el manglar (López Portillo y Ezcurra, 2002); tal es el caso de la Laguna de Cuyutlán ubicada en las cercanías de Manzanillo, Colima (CONABIO, 2009). No obstante su importancia y especialización, estudios alrededor del mundo reportan una disminución del área ocupada por este ecosistema (MEA, 2005). Sin embargo, son pocas las investigaciones enfocadas al estudio de la dinámica que ha tenido el manglar en largos periodos de tiempo, de tal manera que permitan el entendimiento de las causas, así como las posibles consecuencias, de su estado actual (Willis et al., 2007).

Los ecosistemas lacustres son sitios apropiados para realizar estudios paleoecológicos debido a la capacidad de captación y almacenamiento de diversos indicadores indirectos del ambiente (proxies) (Fritz, 2005). En estos cuerpos de agua ocurre un proceso de sedimentación en condiciones anaeróbicas, lo que propicia la conservación y fosilización de registros orgánicos como el polen. El estudio de polen fósil combinado con el estudio de la estratigrafía, susceptibilidad magnética, perdida por ignición y composición elemental del sedimento, proporcionan evidencia de los cambios de la vegetación y el ambiente, con los cuales es posible conocer la historia de la vegetación, el cambio ambiental y el vínculo

vegetación–cambio climático a través del tiempo para una determinada área geográfica (Birks y Birks, 2005).

1.2. Justificación

El manglar, al igual que otros ecosistemas forestales del mundo, ha sido altamente afectado por el cambio climático global (rápido aumento del nivel del mar, incremento de la actividad de huracanes, alteración de los ciclos hidrológicos y biogeoquímicos e intenso cambio en el uso del suelo). Lo anterior ha ocasionado que alrededor del 35% de los manglares del planeta hayan desaparecido en la última mitad del siglo XX (MEA, 2005). El estudio de la historia de la vegetación, así como los cambios ambientales que han afectado a este ecosistema es de gran importancia con el fin de entender la dinámica ecológica a largo plazo, lograr estrategias y políticas más adecuadas para darle un mejor manejo y fomentar en mayor medida su conservación (Willis et al., 2007).

En este sentido, traducir los registros de la vegetación (polen fósil) y ambientales (susceptibilidad magnética, pérdida por ignición, composición elemental del sedimento y microcarbón fósil) resguardados en el sedimento, proporciona la información necesaria para conocer el comportamiento *natural* del sistema, así como el inducido por el hombre. De esta manera es posible determinar los forzamientos que actúan a diferentes escalas (espaciales y temporales) y cómo se ven reflejados en la vegetación. La información histórica recabada en estudios paleoecológicos es de gran utilidad para nutrir los modelos predictivos sobre el cambio ambiental y su repercusión sobre los distintos ecosistemas. Estos modelos son utilizados para la toma de decisiones respecto al manejo y conservación de áreas prioritarias como, en particular, los manglares del mundo.

1.3. Preguntas de investigación

¿Cuál es la fluctuación en la composición taxonómica de la vegetación de la Laguna de Cuyutlán en los últimos 1500 años?

¿Cuál es la relación entre los cambios en la vegetación de la Laguna de Cuyutlán con el cambio ambiental?

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Analizar la heterogeneidad temporal de la vegetación de la Laguna de Cuyutlán y su relación con el cambio ambiental en el Pacífico Mexicano.

1.4.2. Objetivos particulares

1. Identificar los cambios en la composición taxonómica de la vegetación de manglar a través del tiempo.
2. Conocer la relación de los cambios en la vegetación de manglar con respecto a los cambios ambientales a través del tiempo, en particular el cambio climático.

1.5. Hipótesis

La composición taxonómica de la vegetación del manglar de la Laguna de Cuyutlán en el Pacífico Mexicano fluctúa periódicamente como respuesta al cambio ambiental, en particular a la presencia de anomalías climáticas como el Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Era de Hielo.

1.6. Estructura de la tesis

La presente tesis se encuentra estructurada por seis capítulos los cuales se enlistan a continuación:

1. Introducción general.
   Presentación del tema de estudio, justificación, preguntas de investigación e hipótesis.
2. Marco teórico (revisión de literatura).
   Se trata de una investigación bibliográfica que contextualiza el presente estudio, además de servir de base para la discusión desarrollada en los capítulos cuatro y cinco.
3. Área de estudio y métodos de investigación.
   Se describe ampliamente el área donde se realizó el presente estudio y los métodos que se utilizaron para la obtención de los diferentes proxies.
4. Historia de la vegetación de manglar de la Laguna de Cuyutlán.

En este capítulo se da respuesta a la siguiente pregunta de investigación: ¿Cuál es la fluctuación en la composición taxonómica de la vegetación de la Laguna de Cuyutlán en los últimos 1500 años?

5. El cambio climático en la Laguna de Cuyutlán: 15 siglos de historia climática.

   Este capítulo trata de los cambios ambientales detectados en el sedimento de la Laguna de Cuyutlán a través de la susceptibilidad magnética, pérdida por ignición y composición elemental del sedimento. Se determina la coincidencia de los cambios ambientales detectados a nivel regional (Pacífico centro mexicano), con cambios ambientales detectados a nivel global como el Periodo Cálido medieval o la Pequeña Era de Hielo, así como los forzamientos que han derivado en estos cambios.

6. Conclusiones generales y recomendaciones.

CAPÍTULO 2. Marco teórico

2.1. Introducción

La vegetación es un componente dinámico de los ecosistemas capaz de revelar información respecto al clima, el tipo de suelo, la disponibilidad de agua y nutrientes, entre otros factores bióticos y antrópicos (Matteucci y Colma, 1982). Los ecosistemas, en particular las especies forestales responden con cambios en su abundancia y composición a diferentes procesos y fuerzas que actúan sobre ella. Los cambios que presenta la vegetación de un determinado sitio a lo largo del tiempo, revelan información sobre procesos ecológicos y climáticos ocurridos en el pasado; es decir, la historia ecológica del sitio. En este sentido, el estudio de la vegetación desde una perspectiva paleoecológica, permite conocer las diversas causas y los probables efectos que han determinado dichos cambios, así como entender el estado actual de la vegetación. Lo anterior, permite hacer inferencias sobre la relación existente entre el cambio climático y los cambios en la vegetación.

Para conocer la historia de la vegetación del manglar de la Laguna de Cuyutlán y su relación con el cambio climático, se requiere del previo conocimiento y contextualización del manglar y su presente estructura, así como las fuerzas que actúan sobre él modificándolo a través del tiempo. Para tal efecto, a continuación se presentan antecedentes relevantes de diversas temáticas para enmarcar este estudio.

2.2. La vegetación

2.2.1. La vegetación: resumen de un ecosistema

El conjunto de organismos vegetales que definen y son resultado del ambiente en un determinado espacio geográfico se denomina vegetación (Matteucci y Colma, 1982; Kent y Coker, 1992). La vegetación está integrada por distintas formas de vida (herbáceas, arbustos y árboles) que, según su configuración, establecen parte de los distintos ecosistemas que podemos encontrar en el mundo. Estos ecosistemas se distinguen entre ellos por diferencias en el clima, el suelo, la disponibilidad de agua y nutrientes, entre otras características que están íntimamente ligadas a la vegetación presente. La vegetación es uno de los componentes principales de los ecosistemas; si bien su impacto funcional no es el mismo, determina la presencia de fauna y los procesos ecológicos (Figura 2.1). La expresión de las distintas configuraciones vegetación–ambiente, es posible encontrarla de manera similar en sitios que comparten características semejantes, siendo posible llegar a estructurar sistemáticamente la vegetación (Matteucci y Colma, 1982). Las diferentes

combinaciones que se llegan a dar entre el clima, la fisiografía, las formas de vida vegetal, entre otras, da lugar a configuraciones que en abstracción puede ser clasificadas como distintos tipos de vegetación (bosques, selvas, matorrales, pastizales, desiertos, etcétera), que se distinguen entre sí por su composición y abundancia de especies vegetales. La forma de clasificar y el número de grupos generados para la vegetación son variables según el clasificador y pueden describirse más a detalle dándoles nombres particulares por regiones (Matteucci y Colma, 1982; Kent y Coker, 1992).

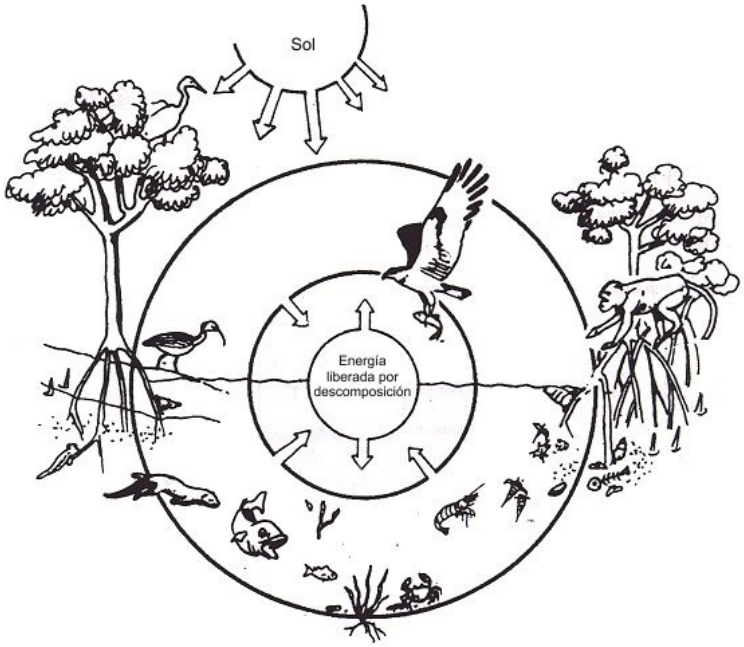

Figura 2.1. Esquema general de la estructura de manglar de tipo borde y sus interacciones con el ambiente y la fauna. Modificado de (Bioinformatics-Centre, 1998).

2.2.2. El manglar

El manglar es un tipo de vegetación con características particulares determinadas por su ubicación geográfica, el clima, la fisiografía, la historia ecológica y geológica, entre otras. Los manglares son considerados como humedales costeros florísticamente uniformes que constituyen un ecosistema de transición entre los ambientes marinos y los terrestres. Proveen de un importante número de funciones y servicios ecológicos y sociales entre los que destacan: la protección de las costas contra huracanes y tsunamis, regulan el ciclo del carbono, son sitios de anidación de aves y de resguardo para etapas larvarias y juveniles de crustáceos, reptiles y peces, establecimiento de pesquerías, proveen de madera y

combustible, así como realización de actividades turísticas (Figura 2.1) (López-Portillo y Ezcurra (2002).

El manglar se distingue por conformase principalmente de árboles o arbustos de mangle, los cuales tienen adaptaciones fisiológicas y morfológicas especiales de acuerdo a las características del ambiente en el que se desarrollan: son tolerantes a la alta salinidad, baja disponibilidad de oxígeno y movilidad del sustrato (Bossi y Cintrón, 1990). Se establecen en las planicies costeras cerca a la desembocadura de cauces de agua dulce de las costas o alrededor de esteros y lagunas costeras de latitudes tropicales y subtropicales del mundo (Figura 2.2) (CONABIO, 2008; Giri et al., 2011).

Los ecosistemas de manglar son extraordinariamente vulnerables a los efectos negativos del cambio global debido principalmente al incremento en el nivel del mar, el impacto de huracanes, la alteración de los ciclos biogeoquímicos e hidrológicos incluyendo el intensivo cambio de uso del suelo (Rivera-Monroy et al., 2004). Actualmente el manglar está siendo afectado por los cambios ambientales globales que conllevan rápido aumento del nivel del mar, incremento de la actividad de huracanes, alteración de los ciclos hidrológicos y biogeoquímicos e intensos cambios en el uso del suelo. Lo anterior ha provocado que alrededor del 35% de los manglares del mundo haya desaparecido en la última mitad del siglo XX (MEA, 2005).

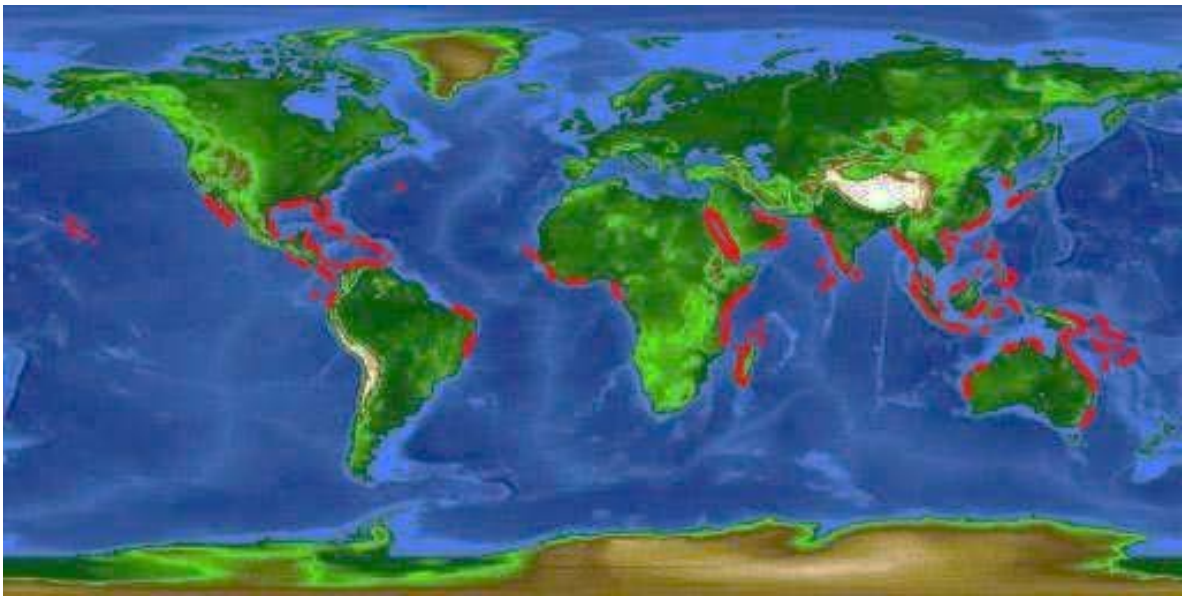

Figura 2.2. Distribución mundial de los manglares resaltada en color rojo. Tomado de (Shorecrest, 2014).

2.2.3. Los manglares en México

México es uno de los cinco países con mayor extensión de manglar, con aproximadamente 700,057 Ha. La región del Pacífico Centro: Jalisco, Colima y Michoacán constituyen 6,590 hectáreas de manglar, que corresponde al 0.9% de la extensión total de manglar para el país. Las especies presentes dentro del territorio mexicano son predominantemente el mangle rojo (*Rhizophora mangle* L.), el mangle blanco (*Laguncularia racemosa* L.), el mangle negro (*Avicennia germinans* L.) y el mangle botoncillo (*Conocarpus erecta* L.), las cuales comúnmente se encuentran formando asociaciones pero con dominancia de alguna de ellas (CONABIO, 2009).

Debido a las diversas metodologías utilizadas para determinar el estado actual de los manglares durante el último siglo, el conocimiento que se tiene sobre la historia de éstos tiene un alto nivel de incertidumbre, lo que dificulta entender los cambios históricos y las tendencias del mismo (CONABIO, 2009). La mayoría de los estudios se han centrado en aspectos de ecología actual, como los realizados en Tabasco (Thom, 1967), Campeche (Day Jr et al., 1987), Nayarit (Flores-Verdugo et al., 1990) y Golfo de California (Arreola-Lizárraga et al., 2004; López-Medellín et al., 2011); sin embargo, los anteriores estudios tratan únicamente aspectos estructurales de la vegetación en la actualidad con un rango de observación no mayor a 50 años atrás.

Al igual que en el resto del mundo, la cobertura de este tipo de vegetación ha disminuido considerablemente en todo el territorio mexicano (MEA, 2005; CONABIO, 2009). Eventos climáticos extremos, ligados al presente cambio climático, acarrean fuertes impactos en el manglar. Tal es el caso de los manglares del Golfo de México los cuales han sido severamente afectados por fenómenos naturales como los huracanes, además de estar altamente dañados por las actividades humanas (Torrescano-Valle y Islebe, 2012).

No obstante la presión del cambio climático sobre los manglares del mundo, en México las actividades antropogénicas son la principal amenaza de este ecosistema. El desarrollo urbano, industrial y turístico ha provocado la destrucción desmedida de este ecosistema; además, la contaminación y la sobreexplotación de los recursos para fomentar el desarrollo agrícola, ganadero y acuícola, también son fuertes presiones que actúan negativamente sobre la extensión de manglar en el territorio nacional (CONABIO, 2009).

2.2.4. Estado y conformación actual del manglar en la Laguna de Cuyutlán

Son pocos los estudios que se han realizado para conocer la estructura y dinámica del manglar en México. La CONABIO (2008 y 2009) limita su información al respecto mencionando únicamente la extensión y ubicación de este ecosistema en diferentes regiones del país, sin hacer precisión sobre su composición, estructura y verdadero estado actual.

Para el caso de la Laguna de Cuyutlán, el conocimiento es limitado; sin embargo, estudios realizados en el área (Téllez García, 2010) sugieren que el bosque de manglar está representado por especies como *Rhizophora mangle* (mangle rojo), *Avicennia germinans* (mangle negro) y *Laguncularia racemosa* (mangle blanco), generalmente asociadas a especies herbáceas como *Batis marítima* L.*, Distichlis spicata* L. y *Atriplex* spp. El manglar de la Laguna de Cuyutlán presenta una estructura caracterizada por individuos de una media de 11.8 m de altura, un diámetro de 18.5 cm y un volumen de 45.4 m^3 ha^{-1}. Existen rodales monoespecíficos y mixtos, siendo estos últimos los que presentan mayores valores de diámetro y área basal, mientras que los rodales de *L. racemosa* presentan la mayor altura y los rodales de *R. mangle* mayor repoblación. Comparado con otras zonas de manglar de América, el manglar de la Laguna de Cuyutlán presenta un desarrollo estructural intermedio determinado por su bajo valor en área basal (15.6 m^2 ha^{-1}) y densidad (1033 árboles por ha^{-1}) (Téllez García, 2010).

La Laguna de Cuyutlán está clasificada en cuatro vasos de agua: el vaso I - La Laguna Chica, vaso II - Mediano, vaso III - Grande y vaso IV – estero Palo Verde, los cuales se encuentran a una altitud de 2 msnm (Ruíz-Montero, 2009). El manglar de la Laguna de Cuyutlán es un ecosistema alterado en gran parte de su extensión total. Durante los últimos cuatro años el manglar de la Laguna de Cuyutlán ha sido fuertemente impactado debido a la industrialización de la zona. Este ecosistema lagunar ha perdido su configuración ecológica natural debido a constantes y diversas alteraciones que se han realizado en él. Desde hace más de mil años se tienen impactos por actividades antropogénicas como la pesquería y producción artesanal de sal dentro de la laguna (Mellink y Riojas-López, 2007). De igual manera, la circulación del agua y la profundidad en los diferentes vasos de la laguna se han visto alterados por las aperturas y modificaciones de canales artificiales que conectan la laguna con el mar (túnel de comunicación con la bahía de Manzanillo en 1937, canal de ventanas en 1978 y el canal de Tepalcates en 1989) (Figura 2.3) (Mellink y Riojas-López, 2007). El funcionamiento hidrodinámico de la laguna actualmente depende del canal

Tepalcates, el canal de Ventanas y el túnel de la bahía de Manzanillo, todos ellos artificiales y causantes de las modificaciones hidrodinámicas dentro de la laguna desde hace casi 50 años (Mellink y Riojas-López, 2007; Sosa-Govea et al., 2013).

La construcción de la termoeléctrica, el paso ferrovial (principios del siglo XX), las torres para el paso de la electricidad (1981) y la construcción de un terraplén para soportar tubería de dragado (1980), son otros proyectos que han afectado la hidrodinámica de la laguna en los últimos 50 años (Mellink y Riojas-López, 2007). Finalmente durante el periodo del 2010 – 2012 se realizó la construcción del Proyecto Integral Manzanillo: que consistió en la construcción de una terminal de gas natural licuado en conjunto con la instalación del gasoducto Manzanillo – Guadalajara. Este proyecto causó una nueva modificación en la cantidad de agua salina que ingresa a la laguna, debido a que el canal Tepalcates se amplió de 50 m a 500 m de ancho. El impacto ecológico de estas modificaciones y sus efectos a largo plazo aún no han sido estudiados.

Figura 2.3. Laguna de Cuyutlán con el señalamiento de sus cuatro vasos (I, II, III y IV), así como sus principales modificaciones. Modificado de (Mellink y Riojas-López, 2007).

2.3. La Paleoecología

2.3.1. Campo de estudio y escala temporal

Las relaciones entre los organismos y el ambiente que los rodea es el objetivo principal de la ecología; sin embargo, por la diversidad y complejidad de dichas relaciones, esta disciplina puede ser estudiada a diferentes escalas (geográficas, temporales, de organización, entre otras). En este sentido, la paleoecología se encarga del estudio de las interacciones que se dan entre los individuos y su ambiente en periodos temporales largos ($>10^2$ años). Dentro de esta escala temporal, es posible estudiar fenómenos como el cambio ambiental global, donde se incluye el cambio climático, una de las principales amenazas de los manglares del mundo (MEA, 2005). Los estudios paleoecológicos también permiten conocer los procesos de sucesión de especies y recambio de taxones como respuestas de la vegetación a diversas presiones dadas por un largo periodo de tiempo (Delcourt et al., 1983). Los estudios paleoecológicos en este tipo de vegetación permiten entender su historia, así como los procesos que la afectan, sus respuestas y tendencias estructurales y funcionales a largo plazo. Lo anterior permite contar con información de referencia para nuevas evaluaciones y el establecimiento de políticas, acciones y modelos para un mejor manejo y conservación de este ecosistema.

La Paleoecología se dedica al estudio de los cambios ocurridos en el pasado en la composición florística de los ecosistemas forestales, incluida la relación de los organismos fósiles en dichos ecosistemas con sus ambientes físicos y biológicos; es decir, se encarga de reconstruir la vida de plantas y animales que compartieron un área común y las relaciones que existieron entre ellos y su ambiente en el pasado. El polen es especialmente importante para estos estudios, debido a que la vegetación del pasado puede ser reconstruida a través de su análisis incluyendo a otros restos orgánicos que las plantas generan y que son capaces de perdurar fosilizados en los sedimentos por miles de años. Gracias a que los granos de polen presentan una capa externa de exina, es posible que se fosilicen en el sedimento, guardando características particulares como la configuración de la estructura exterior del grano de polen que los hace diferenciarse de los distintos granos de polen; esto permite la identificación del taxón, familia, género o especie al que pertenecen (Birks y Birks, 2005). De igual forma, además de poder conocer la composición taxonómica de la vegetación de un sitio, el polen fósil, en conjunto con otros indicadores físicos (susceptibilidad magnética, la cual es una medida del grado de magnetización de un material en respuesta al campo magnético y es directamente proporcional a la cantidad y tamaño de minerales magnéticos contenidos en la muestra (Verosub y Roberts, 1995)) y

químicos (concentraciones de Ca, Ti, S, Mn, Fe, entre otros), pueden ser utilizados como indicadores para reconstruir el clima del pasado (Birks y Birks, 2005).

A través de la Paleoecología es posible realizar estudios a diversas escalas temporales, dependiendo del tipo y longitud del sedimento con el que trabaje. El Holoceno es la última división geológica del periodo Cuaternario y comprende aproximadamente los últimos 11 mil años. Se estableció a partir del cambio climático derivado del fin de la última glaciación, por lo que el Holoceno trata de un periodo interglacial caracterizado por temperaturas más cálidas respecto a las del Pleistoceno superior. El Holoceno, para fines prácticos, se subdivide en tres periodos: i) inicial (entre los 11,000 y 6,000 años), ii) medio (entre los 6,000 y 2,500 años) y iii) tardío (desde hace 2,500 años hasta el presente). Desde un punto de vista climático, el Holoceno tardío se caracteriza por presentar periodos de sequía, acentuándose en los últimos mil años (Metcalfe et al., 2000), dando lugar a las diversas conformaciones paisajísticas que encontramos hoy en día. Este estudio se sitúa en el Holoceno tardío trabajando a un nivel de micro-escala (últimos 1,500 años), donde es posible observar procesos como perturbaciones naturales y antropogénicos que afectan el establecimiento y la sucesión de especies forestales (Delcourt et al., 1983).

2.3.2. Estudios paleoecológicos en lagunas

Los depósitos lacustres son sitios especialmente favorables para la acumulación de registros fósiles permitiendo realizar estudios de moderada a alta resolución. Estos depósitos son convenientes para hacer inferencias sobre los cambios climáticos del pasado debido a que los indicadores ambientales ahí encontrados (por ejemplo, la composición elemental del suelo), son sensibles a las modificaciones ambientales sufridas en las inmediaciones del cuerpo de agua. La información proporcionada por este tipo de sistemas es tal, que incluso es posible llegar a conocer las variaciones climáticas interanuales (Birks y Birks, 2005). Diversos estudios muestran que el análisis del sedimento de los depósitos lacustres permite conocer la vegetación del pasado (Torrescano-Valle y Islebe, 2006), la ocurrencia de fenómenos climáticos severos como la llegada de huracanes (Liu y Fearn, 2000b, a), e incluso proporcionar una herramienta para la conservación de los ecosistemas y los servicios que éstos brindan (Torrescano-Valle y Islebe, 2012).

2.3.3. Historia ecológica del bosque de manglar

Según la CONABIO (2008 y 2009), el conocimiento que se tiene sobre los procesos que han ocasionado cambios en el bosque del manglar a través del tiempo es limitado y con alta incertidumbre. Así como el resto de los ecosistemas presentes en la Tierra, se sabe que el manglar ha sufrido cambios significativos a través de su historia (Ellison et al., 1999). Estos cambios generalmente han sido atribuidos a los diferentes procesos que ocurren en una micro (1 a 5 x 10^3 años), macro (5 x 10^3 a 10^6 años) y mega (> a 10^6 años) escala (Delcourt et al., 1983), los cuales pueden ser estudiados por medio de la paleoecología.

A través del análisis de diferentes registros (polen fósil, isótopos, composición elemental del suelo), es posible conocer la composición florística de la vegetación en el pasado, así como realizar inferencias sobre las fuerzas que han actuado sobre ella provocando diferentes respuestas en sus procesos (Delcourt et al., 1983). A pesar de que el registro de polen fósil depende de la producción, dispersión y preservación del mismo (Birks y Birks, 2005), éste provee la información suficiente para conocer la estructura pasada de la vegetación, riqueza de especies y recambio de taxones de un área determinada (Delcourt et al., 1983; Metcalfe et al., 2000; Torrescano-Valle y Islebe, 2012). Incluso para el Holoceno, el polen fósil es un indicador más eficiente, en comparación con los macrofósiles, de los procesos de sucesión de la vegetación, debido a la correlación encontrada entre los periodos climáticos y la zonación de la vegetación (Birks y Birks, 2005).

2.3.4. Estudios paleoecológicos en los manglares de México

Los estudios paleoecológicos en México son limitados tanto en cantidad como en ubicación geográfica. El centro de México ha sido de gran interés para los paleoecólogos, por lo general los estudios realizados se han enfocado hacia los bosques templados de la región (Almeida-Lenero et al., 2005; Ludlow-Wiechers et al., 2005; Figueroa-Rangel et al., 2010; Figueroa-Rangel et al., 2011). Para el caso de los manglares, la mayoría de los estudios paleoecológicos se han realizado en el sureste del país (Islebe y Sánchez, 2002; Hodell et al., 2005; Torrescano-Valle y Islebe, 2006, 2012), mientras que para la zona del Pacífico mexicano, los estudios de manglar se enfocan principalmente en el conocimiento del estado actual del mismo (Flores-Verdugo et al., 1990; Kovacs et al., 2005; López-Medellín et al., 2011) y en el análisis de los impactos ocasionados por eventos climáticos extremos como los huracanes (Kovacs et al., 2001), siendo muy pocos los estudios paleoecológicos en el Pacífico de México (Bocanegra Ramírez, 2014).

A través de estos estudios es posible conocer las modificaciones en la composición florística del manglar, así como identificar periodos de cambios ambientales (Islebe y Sánchez, 2002; Jagtap y Nagle, 2007; Carrillo-Bastos et al., 2010), implicaciones ecológicas del aumento del nivel del mar (Torrescano-Valle y Islebe, 2006; Alongi, 2008; Gilman et al., 2008; Bocanegra Ramírez, 2014) e incluso los impactos de eventos climáticos extremos sobre el manglar (Liu y Fearn, 2000a; Torrescano-Valle y Islebe, 2012).

2.4. El clima

El conjunto de fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio del tiempo en un área geográfica determinada en periodos aproximados de 30 años, se conoce como clima (Bigg, 2003). Se encuentra determinado por variables como latitud, altitud, presión, relieve, continentalidad y vientos; y es descrito por variables como la temperatura, precipitación, humedad, viento y nubosidad. La veracidad con que una variable define el clima de un área, depende del tamaño de área que se estudio, debido a que las variables pueden actuar a nivel local, regional o continental (Bigg, 2003).

2.4.1. Variables que afectan el clima

Posición geográfica. La ubicación latitudinal y altitudinal tienen influencia sobre el clima de una región. De manera general podemos decir que las regiones polares son frías, seguidas por regiones templadas que están entre las polares y hasta llegar a los trópicos, y después de los trópicos y hasta el ecuador tenemos regiones cálidas. México se encuentra en una posición interesante al formar parte de dos regiones geográficas que propicia tener clima más templado en el Norte del país y más cálido hacia el centro, Sur y Sureste del mismo (Mosiño y García, 1974).

Presión. Se trata de la fuerza que generan las masas de aire sobre la superficie terrestre. A lo largo del globo terrestre se tienen zonas con diferentes presiones establecidas que están ligadas con climas característicos; estas zonas son conocidas como celdas de alta o baja presión. La distribución de las diferentes celdas genera el movimiento de grandes masas de aire pudiendo llevar o traer humedad o condiciones de sequía. Las celdas de presión son dinámicas y varían en su posición dependiendo de la época del año. Las celdas de baja presión están ligadas a altas temperaturas generadas por la captación de mayor insolación (Bigg, 2003). Para el caso específico del Pacífico mexicano, se presentan condiciones de alta presión para la época de sequía (Enero) y de baja presión para la época de lluvias (Julio) (Mosiño y García, 1974; INEGI, 2010).

Vientos. Se refiere al aire en movimiento a causa de las diferentes presiones atmosféricas que se tienen sobre la Tierra. Estos son capaces de acarrear humedad de zonas marítimas hacia áreas continentales. Los vientos pueden clasificarse según su ocurrencia siendo dominantes, periódicos y no periódicos. Dentro de los primeros podemos encontrar a los vientos Alisios y a los vientos dominantes del Oeste; en los periódicos están las brisas y los monzones y, finalmente, en los no periódicos se ubican las tormentas y vientos huracanados (Bigg, 2003). Los tipos de vientos anteriormente mencionados tienen directa influencia sobre el clima de México según la época del año que se observe. Por ejemplo, los vientos Alisios tienen mayor influencia en verano cuando acarrean humedad del Golfo de México hacia el interior del país, mientras que en invierno se tiene más influencia de los vientos de Oeste que traen condiciones más secas. Los vientos Alisios se forman cerca del Ecuador por un diferencial de presión entre las celdas de baja y alta presión; son los responsables del mayor aporte de humedad teniendo mayor influencia en verano. Los vientos del Oeste provienen de la convergencia de las celdas de baja presión polares con las de alta presión de Ferrel y es en invierno cuando tienen mayor influencia (Mosiño y García, 1974).

Relieve. Las características topográficas de un área son determinantes para la distribución de los efectos climáticos de las variables descritas. Cadenas montañosas y presencia de mesetas actúan sobre la distribución de la temperatura, precipitación y el recorrido de los vientos. Las distintas conformaciones del relieve tienen diversos efectos sobre el clima: a) dique o presa (choque de los vientos en las diferentes cordilleras haciendo que la humedad se distribuya de diferente manera de un lado y otro de las montañas); b) desviación (generan los nortes en el Golfo de México al bloquear el paso de los vientos Alisios por la cordillera y la celda de alta presión, haciendo que éstos se regresen hacia el istmo); c) altitud (el aumento de ésta provoca un descenso de temperatura en una relación de -0.6°C/100mts); d) fuerzas ascendentes/descendentes (en las cadenas montañosas, la mayor parte de humedad se encuentra en el barlovento, mientras que en el sotavento baja el aire seco) (Mosiño y García, 1974; INEGI, 2010).

Continentalidad. Hace referencia a la distancia que se tiene hacia los grandes cuerpos de agua. Los lugares con alta continentalidad (que están más alejados de grandes cuerpos de agua), tienen mayor amplitud térmica (una mayor diferencia de temperatura entre la más alta y la más baja) (Bigg, 2003).

2.5. El cambio climático

Se conoce como cambio climático a la variabilidad en los patrones climáticos adjudicable o no a las actividades humanas. Es un proceso natural de la Tierra; sin embargo, éste se da a escalas temporales grandes (de centenas a miles de años). Se diferencia del término 'cambio global' debido a que el segundo incluye el componente social (economía, política, entre otras ciencias sociales) (MEA, 2005). El cambio climático es el mayor forzamiento que modifica el paisaje, siendo el causante de procesos ecológicos a corto, mediano y largo plazo, que dan forma a lo que es, ha sido y será el ambiente (Figura 2.4). Como proceso natural, es importante entender que el cambio climático es el resultado de la presencia de otras fuerzas actuando sobre la Tierra (Delcourt et al., 1983; Metcalfe et al., 2000).

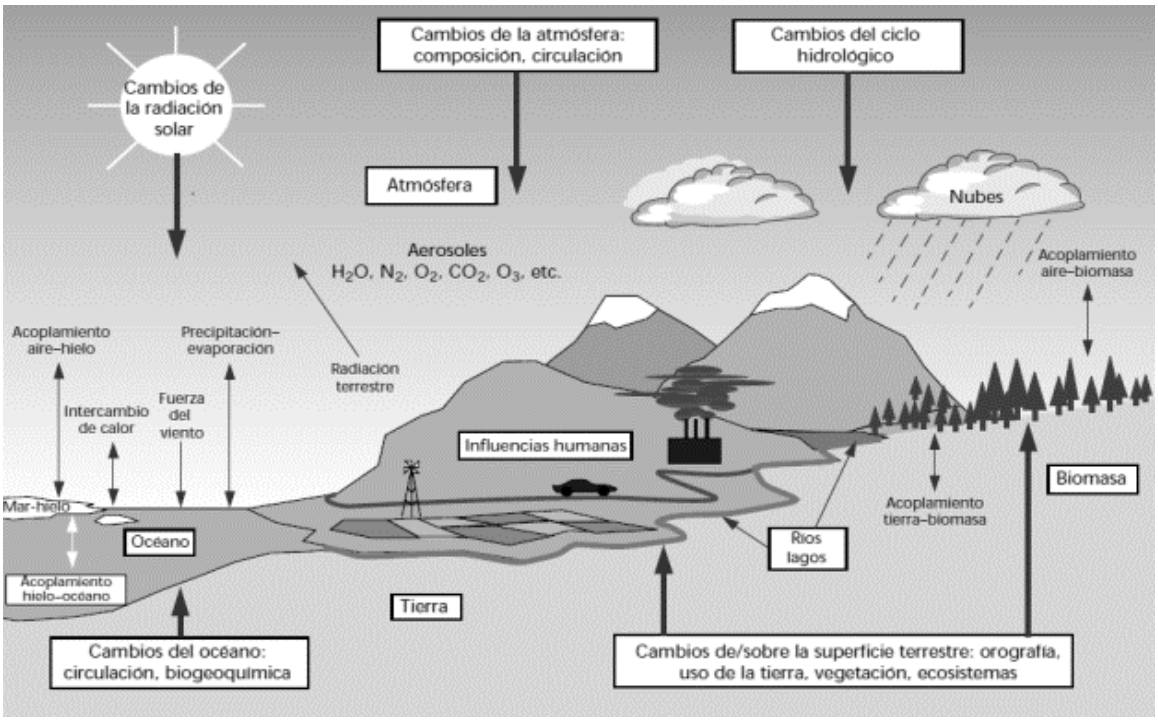

Figura 2.4. Componentes, procesos e interacciones generales del sistema climático que tienen influencia sobre el cambio climático a escala centenal. Tomado de (IPCC, 1997).

2.5.1. Fuerzas transformadoras del ecosistema

Un ecosistema es definido por la vegetación y los factores ambientales. A su vez, estos factores ambientales están regidos por diversas fuerzas que logran transformar los ecosistemas a corto, mediano y largo plazo. Las fuerzas transformadoras son las responsables de que los ecosistemas cambien a través del tiempo y el espacio. A nivel de

micro-escala, ejemplo de ellas son los incendios, los eventos climáticos extremos, el brote de patógenos y la actividad humana como la tala y la agricultura (Delcourt et al., 1983).

Circulación atmosférica y oceánica. Los tres principales fenómenos de la circulación atmosférica y oceánica que influyen en el clima actual de México son los vientos Alisios, el cinturón subtropical de alta presión y los vientos del oeste (Metcalfe et al., 2000). Los vientos Alisios del hemisferio Norte convergen con los del Sur en la Zona de Convergencia Intertropical, ubicada cerca del ecuador alrededor de la Tierra (Figura 2.5). Esta convergencia de corrientes provoca el levantamiento de aire húmedo que posteriormente libera esa humedad en tierra a manera de tormentas. Dependiendo de la época del año, los vientos dominantes son distintos. En verano, los vientos del Este traen humedad desde el Golfo de México al interior del país (Mosiño y García, 1974).

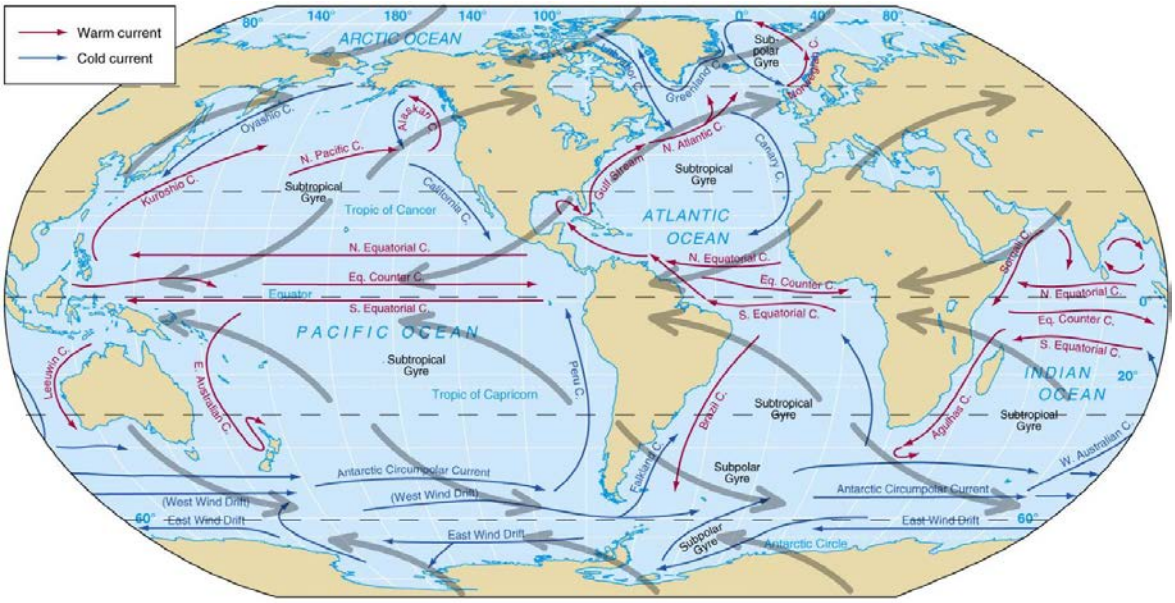

Figura 2.5. Modelo general mundial de circulación oceánica y atmosférica. Tomado de (Anónimo., 2013).

La circulación de la atmósfera y los océanos se rige verticalmente por la fuerza de gravedad y del gradiente de presión, mientras que para los movimientos horizontales actúan otras fuerzas en conjunto como la fuerza de Coriolis, el momentum y el movimiento de la marea causado por la influencia de la luna y el sol (Bigg 2004).

Una de las consecuencias de la manifestación de los tres principales fenómenos de la circulación atmosférica y oceánica, son los eventos climáticos extremos, que son sucesos ambientales de rara ocurrencia y con consecuencias severas para el área donde suceden.

Ejemplo de estos eventos son los huracanes, tornados, sequías, inundaciones, etcétera. El presente cambio climático global parece afectar los patrones de ocurrencia de estos eventos, con la tendencia al aumento de la incidencia de los mismos (MEA, 2005). Para el Holoceno se tiene el registro de un aparente patrón de temperaturas más cálidas y periodos se sequías (Birks y Birks, 2005). La ocurrencia de estos eventos trae marcadas consecuencias tanto ecológicas como sociales, por lo que la predicción de la ocurrencia y magnitud de su afectación es de suma importancia para diferentes sectores de la sociedad (incluidos académicos, compañías de seguros, planeadores del desarrollo y ordenamiento del territorio, gobierno, etc.) (Liu, 2007).

Fuerza volcánica. Las erupciones volcánicas pueden traer consigo cambios climáticos en pequeñas escalas de tiempo (meses a <3 años). Con aparente impredecible frecuencia, estos fenómenos emiten polvo, cenizas y gases a la atmósfera, creando aerosoles que actúan como capas a nivel atmosférico. Los impactos de éstas sobre el clima son complejos, presentándose periodos tanto de enfriamiento (cuando se emiten partículas de tamaño <1um) como de calentamiento (con partículas >2um) (Bigg, 2003). Generalmente, seguido de una erupción volcánica, se han presentado periodos de enfriamiento. Los efectos de esta fuerza posiblemente se presentaron durante la Pequeña Era de Hielo (~1300-1800 AD), contribuyendo a las condiciones ambientales de enfriamiento (Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008).

El Niño – Oscilación del Sur (ENOS). El fenómeno de El Niño – Oscilación del Sur (ENOS), es la anomalía cálida entre el acoplamiento de la atmósfera y el océano Pacífico tropical (Bigg, 2003). Esta oscilación puede presentar dos fases anómalas: una fase cálida (conocida como El Niño) y una fase fría (conocida como La Niña) (Figura 2.6). En general, se puede decir que la oscilación del sur es el componente atmosférico, mientras que El Niño o La Niña es el componente oceánico.

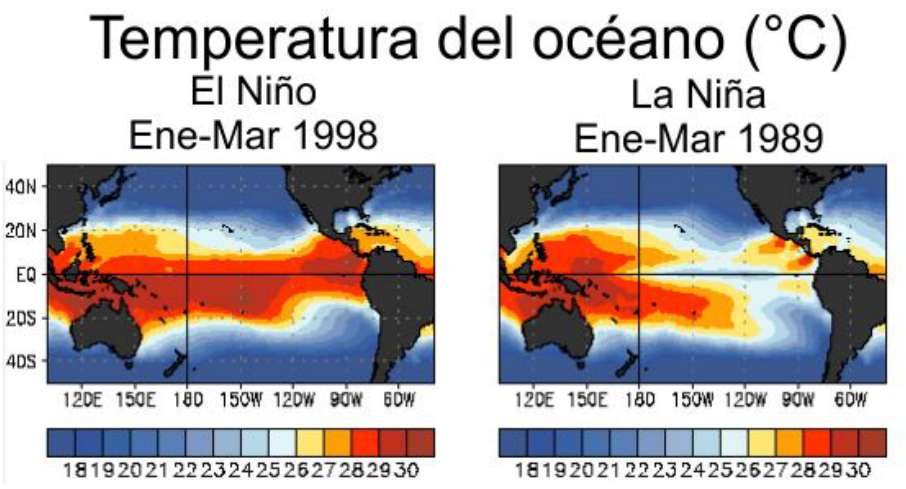

Figura 2.6. Diferencia en la temperatura oceánica durante las dos fases del ENSO. Tomado de (NOAA, 2005).

La fase de El Niño se desarrolla periódicamente en aguas oceánicas del Pacífico en centro y Sudamérica. Consiste en un calentamiento del agua oceánica debido al aumento de la profundidad de la termoclina en el Pacífico, lo cual impide que las aguas frías lleguen a la superficie; aunado a un debilitamiento de los vientos Alisios (Bigg, 2003). Cuando se encuentra activa la fase de El Niño, el océano tiene mayor temperatura, acompañado por una celda de baja presión en la parte atmosférica, lo que trae consigo mayor cantidad de agua hacia la parte continental. Después de la ocurrencia del fenómeno de El Niño, se presenta un aumento en el nivel de precipitación anual en el Norte del país, así como un aumento en las temperaturas anuales (aproximadamente 1°C) (Mendoza et al., 2005).

Por otro lado, se encuentra la anomalía de La Niña, la fase fría de esta oscilación. De manera general, esta fase presenta condiciones contrarias a las de El Niño; se tiene un fortalecimiento o prolongación de las condiciones, lo que se manifiesta en un descenso de la temperatura y fuertes sequías en la parte continental del Pacífico mexicano (Mendoza et al., 2005).

Oscilación Decadal del Pacífico (ODP). Se manifiesta principalmente en el norte del Pacífico y está relacionada con la presencia del ENOS en el trópico. En la fase positiva, la temperatura superficial del océano aumenta en el área del Este y se enfría en el Oeste, mientras que en la negativa ocurre lo contrario (Mantua y Hare, 2001; Newman et al., 2003) (Figura 2.7). Esta oscilación cambia de fase en una escala interdecadal, aproximadamente

cada 20 – 30 años (Biondi et al., 2001). Diversos estudios dendrocronológicos realizados en anillos de crecimiento de árboles y depósitos de coral, indican que su señal puede ser reconstruida aproximadamente desde el año 1600, tiempo durante el cual ha manifestado cambios de fase a distinta escala temporal (Mantua y Hare, 2001). En México, cuando la ODP se manifiesta en su fase positiva, se registran temperaturas abajo del promedio, mientras que la precipitación se presenta arriba del promedio. El comportamiento es contrario al manifestarse la fase negativa. Se tiene evidencia de que está oscilación se presentó en su fase positiva de 1925 a 1946 y de 1977 a 1995, y en su fase negativa de 1890 a 1924 y de 1947 a 1976 (Mantua y Hare, 2001).

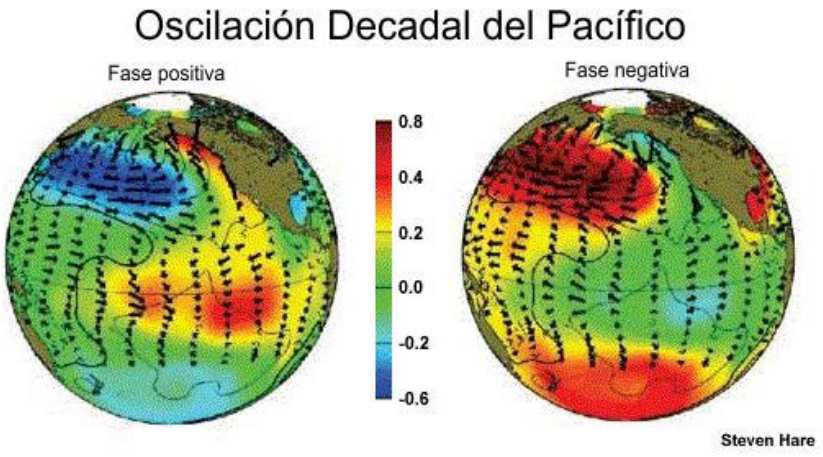

Figura 2.7. Temperatura superficial del océano en invierno (colores), presión a nivel del mar (contornos) y vientos superficiales durante la fase cálida y fría del ODP. Tomada de (Mantua y Hare, 2001).

Desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La zona de convergencia intertropical (ZCIT) es el conjunto de celdas atmosféricas causantes del clima húmedo en el planeta (Bigg, 2003); en México tiene mucha influencia en los distintos climas presentes. Las celdas son sistemas convectivos donde el vapor, la humedad y la radiación solar tienen un papel fundamental. Debido al mayor calentamiento en la parte ecuatorial del planeta, el aire de esta zona disminuye su densidad y es forzado a elevarse. Esta actividad promueve el desplazamiento de aire hacia esta zona, concentrándose en forma de banda nubosa bien definida (Bigg, 2003). La ZCIT es el principal regulador de la precipitación en los trópicos y migra a lo largo del año debido a la cantidad de calor que recibe por la posición de la tierra respecto al sol, generando así las estaciones del año; se recorre hacia el norte en verano,

lo que provoca las lluvias de verano en México, y hacia al sur en invierno (Mosiño y García, 1974) (Figura 2.8). Al cambiar la posición promedio de la ZCIT se fuerzan cambios en los climas regionales debido al reajuste del ciclo del agua (Mayewski et al., 2004). En el área del Pacífico mexicano, el desplazamiento de la ZCIT se ve afectado con la presencia del fenómeno de El Niño, que homogeniza la temperatura del Pacífico e impide la migración al norte de la ZCIT, propiciando así un clima más seco (Mosiño y García, 1974).

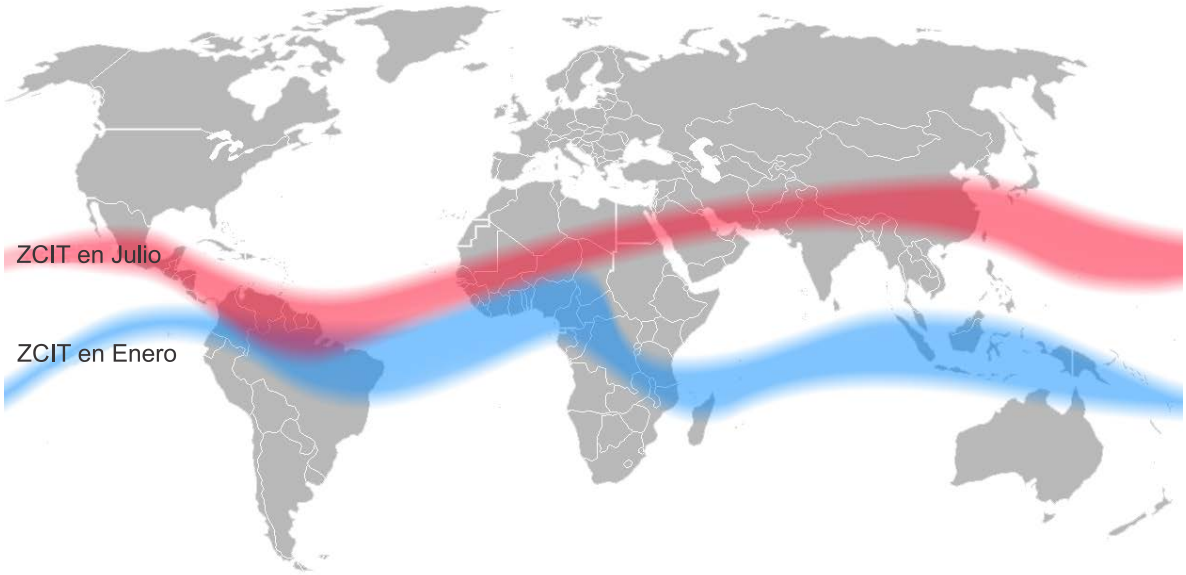

Figura 2.8. Desplazamiento de la ZCIT durante verano e invierno. Tomado de (Kidder)

Monzón mexicano. Se trata de un cambio en la dirección de los vientos estacionales en el norte del país, ligado al aumento de la temperatura y a un descenso en la presión atmosférica superficial, que favorece la convergencia de aire húmedo y cálido proveniente del Atlántico y el Golfo de México con las masas de aire del Pacífico y el Golfo de California (Douglas et al., 1993; Bigg, 2003). Su principal efecto son las torrenciales lluvias de verano que se manifiestan en el desierto de Sonora. Se genera de forma similar a las brisas marinas, donde una diferencia de temperatura superficial y densidad del aire generan celdas convectivas que desplazan humedad, sólo que éste actúa a una escala geográfica mucho más grande (Bigg, 2003). Este fenómeno climático acarrea humedad para la parte Norte del país traída de ambos océanos (Pacífico y Atlántico), favoreciendo la creación de una zona de baja presión en el Noroeste de México (Douglas et al., 1993).

Variabilidad solar. El sol es el principal proveedor de energía para la Tierra y tiene gran influencia sobre su clima; sin embargo, es uno de los forzamientos climáticos que más se desconoce. Los cambios cíclicos en la irradiación total solar explican en parte grandes cambios en el clima, como son periodos de calentamiento y glaciaciones (Bigg, 2003; Hathatway, 2010). Al tratar de explicar el cambio climático observado en centenas de años, un principal forzamiento a tomar en cuenta es el ciclo de manchas solares que tiene una duración de aproximadamente 11 años. Un ejemplo de este forzamiento y sus consecuencias es el periodo de actividad solar conocido como el "Mínimo de Maunder", donde el número de manchas solares observadas fue muy bajo (Bigg, 2003) y coincide con la anomalía climática de la Pequeña Era de Hielo. Para el caso de México, se ha encontrado una relación entre la sequía sufrida en el sureste del país en la época del decaimiento Maya y la presencia de un patrón de mayor radiación solar que provocó 208 años de sequía (Hodell et al., 2001; Hodell et al., 2005).

Los ciclos de Milankovitch. La teoría de Milankovitch describe la manera en que cambios en los movimientos de la tierra (excentricidad, oblicuidad y precesión de la órbita de la Tierra), tienen influencia sobre el clima de la misma; es decir, las causas astronómicas que hacen que el clima varíe en largos periodos de tiempo. Se tratan de ciclos matemáticamente teorizados a través de los cuales se determinan patrones climáticos en la Tierra. Los ciclos descritos por Milankovitch establecen que cada 100,000 años el eje de la Tierra completa un ciclo, mientras que la órbita elíptica gira más lentamente y, en combinación con la anterior, conforma un ciclo de 23,000 años. La oblicuidad del eje de rotación de la Tierra presenta un ciclo de 41,000 años durante el cual oscila entre los 22.5° y 24.5° (Bigg, 2003) (Figura 2.9).

Grandes variaciones climáticas, como las glaciaciones y periodos de calentamiento global, han estado determinadas astronómicamente por los ciclos antes mencionados. Sin embargo, no todos los ciclos influyen de la misma manera en toda la superficie terrestre; por ejemplo, el ciclo de precesión (la relación del momento de los equinoccios y de los solsticios con respecto al momento de mayor o menor lejanía de la Tierra con el Sol) es más determinante para el clima de las zonas tropicales (Bigg, 2003).

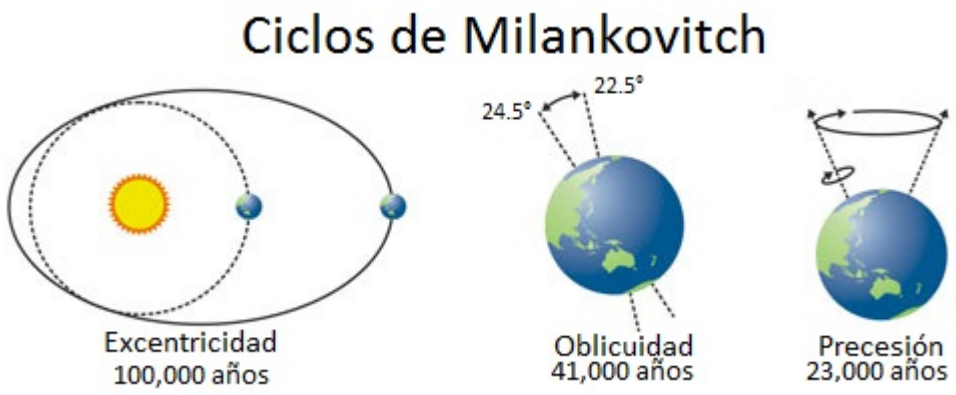

Figura 2.9. Esquema de los ciclos de Milankovitch mostrando la duración aproximada de cada uno. Tomado de (Cook, 2014).

Anomalías climáticas históricas. A través de diversos estudios en varias regiones de la Tierra se han encontrado notorias variaciones climáticas durante el Holoceno en periodos de tiempo más o menos determinados, las cuales salen del patrón climático establecido para esa época (Jones y Mann, 2004; Mayewski et al., 2004). Estas modificaciones se llaman de manera general anomalías climáticas (Figura 2.10). Para el periodo del Holoceno tardío se tiene el registro de dos anomalías climáticas principales: el Periodo Cálido Medieval (PCM) y la Pequeña Era de Hielo (PEH). Por mucho tiempo se pensó que estas anomalías se presentaron de manera similar en todo el planeta; sin embargo, algunos estudios (e.g.,(Jones et al., 2001; Jones y Mann, 2004; García Castro y Martínez, 2009) han demostrado que estas anomalías se manifestaron de diversas formas dependiendo de la región. Es decir, debido a la falta de sincronía de los eventos paleoclimáticos del PCM y la PEH a nivel global, actualmente se discute que ambas anomalías sean consideradas variaciones a pequeña escala espacio-temporal, más que a nivel global. Cuando los registros de las anomalías climáticas no coinciden entre regiones, se infiere que éstos reflejan condiciones paleoclimáticas a nivel regional y no deben ser catalogados dentro de la definición de cambio global (García Castro y Martínez, 2009). Para el área del Neotrópico, algunos estudios muestran señales encontradas para el PCM y la PEH. Por ejemplo, mientras que en Mesoamérica la PEH se manifiesta con un aumento en la humedad (Lozano-García et al., 2007), en el sureste de México se observan condiciones de sequía para la misma época (Hodell et al., 2001). Aunque los forzamientos actúen a nivel global, el efecto de tales no es el mismo a nivel regional, debido a distintas características

geográficas y la acción de otros forzamientos que actúan en conjunto a una menor escala espacial (García Castro y Martínez, 2009).

El origen de estas anomalías climáticas parece estar ligado a modificaciones en la actividad de la circulación termohalina (gran corriente oceánica que lleva calor de los trópicos a los polos) (Bigg, 2003; Mayewski et al., 2004), que a su vez se encuentra ligada a cambios en la actividad solar (Hodell et al., 2001; Hathatway, 2010). Sin embargo, el entendimiento de la relación causa-efecto de estas anomalías a nivel global se ha dificultado porque, incluso, se presentan variaciones de las respuestas a nivel continental (García Castro y Martínez, 2009). El poco entendimiento de estas anomalías se debe a la escasez o poca resolución de los estudios de registros paleoclimáticos que se han realizado, habiéndose llevado a cabo considerablemente más estudios en el hemisferio norte (Jones y Mann, 2004; García Castro y Martínez, 2009).

El Periodo Cálido Medieval (PCM, ~800-1300 AD). También conocido como el Óptimo Climático Medieval, es un periodo cálido con temperaturas semejantes a las actuales y con una disminución del volumen de hielo polar (Hughes y Diaz, 1994). Dentro de este periodo se distinguen tres fases más cálidas: i) entre los años 1010 – 1040 AD, ii) 1070 – 1105 AD y iii) 1155 - 1190 AD (Crowley y Lowery, 2000). Presenta un comportamiento asincrónico a nivel global, por lo que sus efectos son variados según la parte del mundo donde se estudie. Lo anterior ha dado pie a que algunos autores propongan que este periodo de cambio climático se trate (y nombre) como una anomalía climática a nivel más regional, sin encasillarla en un aumento de la temperatura a nivel global (García Castro y Martínez, 2009).

La Pequeña Era de Hielo (PEH, ~1300-1800 AD). Se trata de un periodo de enfriamiento global que inició aproximadamente hace 700 años (Grove, 2001). Está relacionada con un periodo de expansión glaciar, debido al aumento de la precipitación. En algunos lugares se observó la tendencia a un aumento en la humedad (Lozano-García et al., 2007). Se identifican tres fases más frías alrededor de los años 1650, 1770 y 1850 AD (Grove, 2001). Esta anomalía climática está asociada con los mínimos de actividad solar, donde el número de manchas solares se reduce considerablemente, así como por una actividad volcánica más intensa detectada para esa época (Wanner et al., 2008). En el hemisferio norte existe una clara evidencia que indica una disminución de la temperatura (Grove, 2001), mientras que para los trópicos las señales apuntan a un ambiente más húmedo (Lozano-García et

al., 2007). Para México, los registros estudiados indican que el clima fue más frío y húmedo (Lozano-García et al., 2007; Sosa-Nájera, 2013).

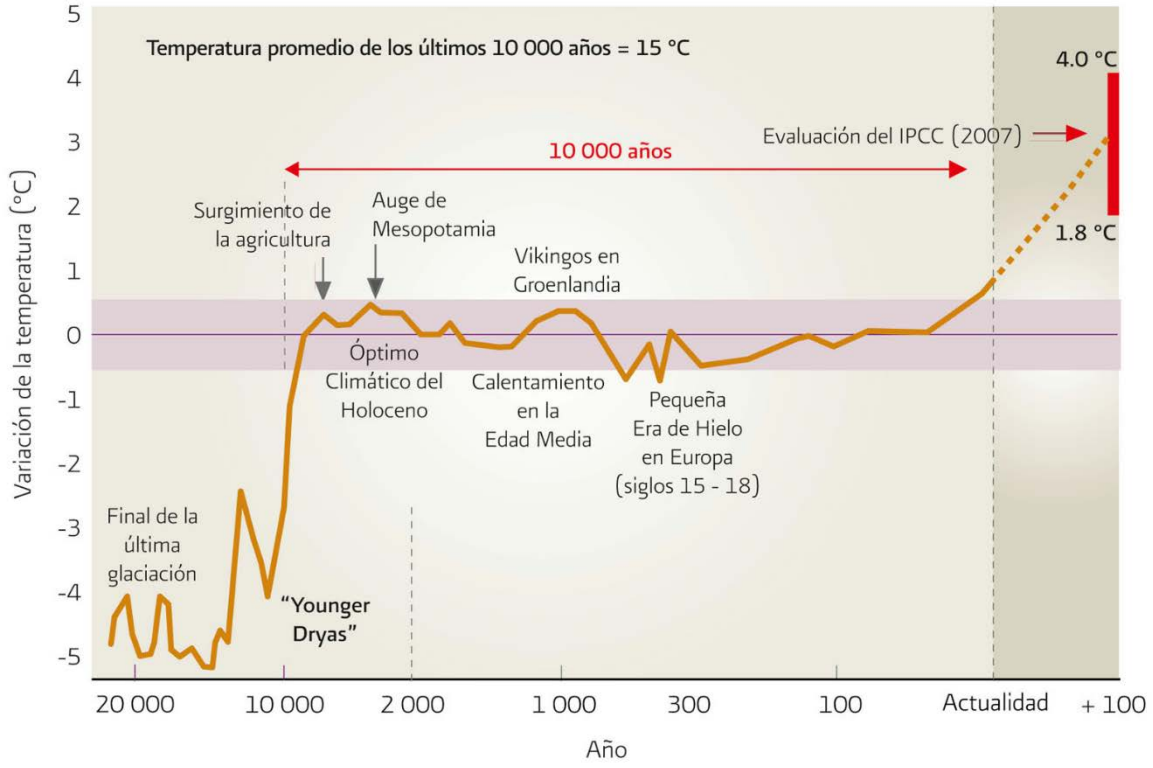

Figura 2.10. Variación de la temperatura promedio en los últimos 20,000 años. Modificado de (Tudela, 2012).

2.5.2. El cambio climático y sus efectos sobre la vegetación

El clima es el promedio de los diferentes componentes del tiempo atmosférico para un área geográfica determinada. En una relación interdependiente, éste influye directamente sobre la vegetación de esta misma región, siendo determinante para el establecimiento y desarrollo de las especies vegetales. Bajo este entendimiento, el cambio climático tiene una directa influencia sobre la vegetación. Modificaciones climáticas se ven reflejadas en la vegetación de un sitio, trayendo en ella la presencia de fenómenos ecológicos como la sucesión, remplazo de especies, competencia interespecífica, entre otros (Delcourt et al., 1983). El manglar ha demostrado tener suficiente resilencia para soportar los cambios de la línea de costa que se han dado durante el Holoceno, así como al aumento de los eventos climáticos extremos impulsados por el cambio climático, al mostrar un incremento en la tasa de formación de suelo y presentar algunas características de especies pioneras después de la ocurrencia de tsunamis y huracanes, respectivamente (Alongi, 2008). Sin embargo, su capacidad de resilencia siempre dependerá de la frecuencia, intensidad, tamaño y

duración de la perturbación (Alongi, 2008), y debemos tener en cuenta que el actual cambio climático con un marcado aceleramiento antropogénico no tiene precedentes y sus efectos sobre el manglar no han podido ser determinados con total certidumbre (MEA, 2005; Gilman et al., 2008).

2.6. Las perturbaciones humanas en la ecología a largo plazo en México

La presencia de asentamientos humanos deja huella en el ambiente donde se desarrollan. La modificación física del sitio del establecimiento es inevitable y más drástica a medida que el número poblacional es mayor (Sluyter, 1997). Desde tiempos históricos, la deforestación y el desmonte de áreas verdes se han realizado con distintos fines como el establecimiento de viviendas, zonas de recreación y para realizar actividades como la agricultura y ganadería (Goman y Byrne, 1998; Figueroa-Rangel et al., 2008).

A lo largo de todo el Holoceno se tiene registro de la presencia de civilizaciones en México (Sluyter, 1997); sin embargo, el impacto de sus actividades sobre la vegetación ha sido poco estudiado para todo el periodo. La evidencia paleoecológica e histórica indica que los ecosistemas han estado bajo presiones humanas desde hace varios miles de años, eliminando los paisajes totalmente naturales o prístinos (Denevan, 1992). Los establecimientos humanos dejan huella en la vegetación regional que se manifiesta a través de cambios en la composición de la misma (Williams, 2003).

2.6.1. El desmonte, la agricultura y los taxones culturales

Desde hace miles de años se ha realizado el desmonte de la vegetación original para el cultivo de diversos alimentos y para el impulso de la ganadería. Estas perturbaciones a la vegetación original quedan reflejados en el registro paleopalinológico resguardado en los sedimentos, como los granos de polen relacionados con el desmonte de la vegetación y otras actividades humanas. Los granos de polen de este tipo de vegetación son conocidos como *taxones culturales* y son indicadores bióticos que atestiguan la presencia de actividades humanas como el desmonte, la agricultura y la ganadería (Conserva y Byrne, 2002).

Los taxones culturales representan vegetación ligada a la perturbación; es decir, vegetación distinta a la natural del sitio. Algunos de los taxones culturales más comunes son las familias

Amaranthaceae, Chenopodiaceae, Poaceae, Cucurbitaceae, Asteraceae y Solanaceae, así como algunas esporas de hongos relacionados con la presencia de ganado (Goman y Byrne, 1998; Berrío et al., 2006).

A través del estudio de los taxones culturales es posible hacer inferencias sobre la llegada, establecimiento, crecimiento y decaimiento de asentamientos humanos (Hodell et al., 2001; Hodell et al., 2005); así como los impactos sobre la vegetación del sitio (Berrío et al., 2006). Asimismo, es posible conocer el tiempo que le tomó al sistema recuperar la vegetación original después de finalizado la perturbación (Goman y Byrne, 1998). Por otra parte, por medio de estos análisis se puede establecer la conexión entre la perturbación vegetal y los cambios ambientales, así como discernir entre causas antropogénicas o naturales como fuerzas promotoras del cambio en la vegetación a través del tiempo (Figueroa-Rangel et al., 2008).

2.6.2. El microcarbón y el historial del fuego.

La presencia de actividad humana en el pasado se puede interpretar a través del estudio de microcarbón fósil en el sedimento (Goman y Byrne, 1998; Conserva y Byrne, 2002; Lozano y Bernal, 2005). Estas diminutas partículas son indicadoras de incendios sucedidos en el pasado en el área de estudio o cerca de ella. A pesar de que los incendios pueden tener causas antropogénicas o naturales, cuando el microcarbón fósil se encuentra en conjunto con mayores abundancias de los taxones culturales, ayuda a reforzar la interpretación de la presencia de actividad humana para esa época. De lo contrario, si su mayor abundancia no coincide con grandes abundancias de los taxones culturales, entonces se está observando el historial de incendios por causas naturales, pudiendo tratarse de un cambio climático hacia un ambiente menos húmedo (Haberle et al., 2001).

2.7. Literatura citada

Almeida-Lenero, L., Hooghiemstra, H., Cleef, A.M., van Geel, B., 2005. Holocene climatic and environmental change from pollen records of lakes Zempoala and Quila, central Mexican highlands. Review of Palaeobotany and Palynology 136, 63-92.

Alongi, D.M., 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. Estuarine, Coastal and Shelf Science 76, 1-13.

Anónimo., 2013. Circulación oceánica y atmosférica, http://oncirculation.files.wordpress.com/2013/03/world_circulation.jpg.

Arreola-Lizárraga, J.A., Flores-Verdugo, F.J., Ortega-Rubio, A., 2004. Structure and litterfall of an arid mangrove stand on the Gulf of California, Mexico. Aquatic Botany 79, 137-143.

Berrío, J.C., Hooghiemstra, H., van Geel, B., Ludlow-Wiechers, B., 2006. Environmental history of the dry forest biome of Guerrero, Mexico, and human impact during the last c. 2700 years. The Holocene 16.

Bigg, G.R., 2003. The oceans and the climate. Cambridge University Press, New York.

Bioinformatics-Centre, 1998. Mangroves of India. National Institute of Oceanography, Dona Paula, Goa, India.

Biondi, F., Gershunov, A., Cayan, D.R., 2001. North Pacific Decadal Climate Variability since 1661. Journal of climate 14, 5-10.

Birks, H.H., Birks, H.J.B., 2005. Reconstructing holocene climates from pollen and plant macrofossils., In: Mackay, A., Battarrbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (Eds.), Global Change in the Holocene. Hodder Arnold., U.K., pp. 342 - 357.

Bocanegra Ramírez, D.M., 2014. Efectos del cambio climático y las variaciones del nivel del mar sobre la vegetación costera de Chiapas, México durante el holoceno medio y tardío., Instituto de investigaciones metalúrgicas. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo., Morelia, Michoacán, México., p. 91.

Bossi, R., Cintrón, G., 1990. Manglares del gran Caribe: hacia un manejo sostenible. Asociación para la Conservación del Caribe, CCA/PI/PNUMA., Barbados/Nairobi/Washington D. C. .

Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N., González, N.E., 2010. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Península, Mexico. Review of Palaeobotany and Palynology 160, 189-196.

CONABIO, 2008. Manglares de México. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México.

CONABIO, 2009. Los Manglares de México, 2a ed. ed. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México.

Conserva, M.E., Byrne, R., 2002. Late holocene vegetation change in the Sierra Madre Oriental of Central Mexico. Quaternary Research 58, 122-129.

Cook, J., 2014. Skeptical science: CO2 lags temperature - what does it mean?, Warner, Australia.

Crowley, T.J., Lowery, T.S., 2000. How warm was the Medieval Warm Period? Ambio 29, 51-54.

Day Jr, J.W., Conner, W.H., Ley-Lou, F., Day, R.H., Navarro, A.M., 1987. The productivity and composition of mangrove forests, Laguna de Términos, Mexico. Aquatic Botany 27, 267-284.

Delcourt, H.R., Delcourt, P.A., Thompson, W.I., 1983. Dynamic plant ecology: the spectrum of vegetational change in space and time. Quaternary Science Review 1, 23.

Denevan, W.M., 1992. The pristine myth: the landscape of the Americas in 1492. Annals of the Association of American Geographers 82, 369-385.

Douglas, M.W., Maddox, R.A., Howard, K., Reyes, S., 1993. The mexican monsoon. Journal of climate 6, 1666 - 1677.

Ellison, A.M., Farnsworth, E.J., Merkt, R.E., 1999. Origins of mangrove ecosystems and the mangrove biodiversity anomaly. Global Ecology and Biogeography. 8, 95-115.

Figueroa-Rangel, B.L., Willis, K.J., Olvera-Vargas, M., 2008. 4200 years of pine-dominated upland forest dynamics in west-central Mexico: human or natural legacy? Ecology 89, 1893-1907.

Figueroa-Rangel, B.L., Willis, K.J., Olvera-Vargas, M., 2010. Cloud forest dynamics in the Mexican neotropics during the last 1300 years. Global Change Biology 16, 1689-1704.

Figueroa-Rangel, B.L., Willis, K.J., Olvera-Vargas, M., 2011. Late-holocene successional dynamics in a transitional forest of west-central Mexico. The Holocene 22, 11.

Flores-Verdugo, F., González-Farías, F., Ramírez-Flores, O., Amezcua-Linares, F., Yáñez-Arancibia, A., Alvarez-Rubio, M., Day, J.W., 1990. Mangrove ecology, aquatic primary productivity, and fish community dynamics in the Teacapán-Agua Brava Lagoon-Estuarine system (Mexican Pacific). Estuaries and coasts 13, 12.

García Castro, Y.C., Martínez, J.I., 2009. El periodo cálido medieval y la pequeña edad de hielo en el Neotrópico. Rev. Acad. Col. Cienc. 33, 477-489.

Gilman, E.L., Ellison, J., Duke, N.C., Field, C., 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options: A review. Aquatic Botany 89, 237-250.

Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., Masek, J., Duke, N., 2011. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. Global Ecology and Biogeography. 20, 6.

Goman, M., Byrne, R., 1998. A 5000-year record of agriculture and tropical forest clearance in the Tuxtlas, Veracruz, Mexico. The Holocene 8, 83-89.

Grove, J.M., 2001. The initiation of the ‘‘Little Ice Age’’ in regions around the North Atlantic. Climatic change 48, 53-82.

Haberle, S.G., Hope, G.S., van der Kaars, S., 2001. Biomass burning in Indonesia and Papua New Guinea: natural and human induced fire events in the fossil record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 171, 259-268.

Hathatway, D.H., 2010. The solar cycle. Living Reviews in Solar Physics 7, 1-65.

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., 2005. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). Quaternary Science Reviews 24, 1413-1427.

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T., 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. Science 292, 1367-1370.

Hughes, M.K., Diaz, H.F., 1994. Was there a 'medieval warm period', adn if so, where and when? Climatic change 26, 109-142.

INEGI, 2010. Grupos y subgrupos de climas en México. INEGI, México. http://smn.cna.gob.mx/imagenes/mapas/mapmex03.gif.

IPCC, 1997. Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el Segundo Informe de Evaluación del IPCC, Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Griggs, D.J., Maskell, K. ed. IPCC, Ginebra, Suiza, p. 60.

Islebe, G.A., Sánchez, O., 2002. History of Late Holocene vegetation at Quintana Roo, Caribbean coast of Mexico. Plant Ecology, 6.

Jagtap, T.G., Nagle, V.L., 2007. Response and Adaptability of Mangrove Habitats from the Indian Subcontinent to Changing Climate. Ambio 36, 328-334.

Jones, P.D., Mann, M.E., 2004. Climate over past millennia. Reviews of Geophysics 42, 1-42.

Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R., 2001. The evolution of climate over the last millennium. Science 292, 662-666.

Kent, M., Coker, P., 1992. Vegetation description and analysis. Belhaven Press, Londres.

Kidder, T.R., 5000 Years of Climate Change in the Yellow River flood plain, China. University in St. Louis, Washington.

Kovacs, J., Blanco-Correa, M., Flores-Verdugo, F., 2001. A Logistic Regression Model of Hurricane Impacts in a Mangrove Forest of the Mexican Pacific. Journal of Coastal Research 17, 8.

Kovacs, J.M., Wang, J., Flores-Verdugo, F., 2005. Mapping mangrove leaf area index at the species level using IKONOS and LAI-2000 sensors for the Agua Brava Lagoon, Mexican Pacific. Estuarine, Coastal and Shelf Science 62, 377-384.

Liu, K.B., 2007. Paleotempestology. ELSEVIER.

Liu, K.B., Fearn, M.L., 2000a. Holocene history of catastrophic hurricane landfalls along the Gulf of Mexico Coast reconstructed from coastal lake and marsh sediments., In: Ning, Z.H., Abdollahi, K.K. (Eds.), Current stresses and potential vulnerabilities: Implications of global change for the Gulf Coast Region of the United States. Franklin Press, Inc., p. 10.

Liu, K.B., Fearn, M.L., 2000b. Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in Northwestern Florida from lake sediments records. Quaternary Research 54, 8.

López-Medellín, X., Ezcurra, E., González-Abraham, C., Hak, J., Santiago, L.S., Sickman, J.O., 2011. Oceanographic anomalies and sea-level rise drive mangroves inland in the Pacific coast of Mexico. Journal of Vegetation Science 22, 143-151.

López-Portillo, J., Ezcurra, E., 2002. Los manglares de méxico: una revisión. Madera y Bosques 8, 26.

Lozano-García, M.S., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A., Sosa, S., 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. PNAS 104, 16200-16203.

Lozano, R., Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 22, 16.

Ludlow-Wiechers, B., Almeida-Leñero, L., Islebe, G., 2005. Paleoecological and climatic changes of the Upper Lerma Basin, Central Mexico during the Holocene. Quaternary Research 64, 318-332.

Mantua, N.J., Hare, S.R., 2001. The Pacific Decadal Oscillation. Journal of Oceanography 58, 35-44.

Matteucci, S.D., Colma, A., 1982. Metodología para el estudio de la vegetación. Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos, Programa Regional de Desarrollo Científico y Tecnológico, Venezuela.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. Quaternary Research 62, 243-255.

MEA, 2005. Ecosystems and human well-being: synthesis., In: Assessment, M.E. (Ed.). Island Press., Washington, DC.

Mellink, E., Riojas-López, M., 2007. Modificaciones estructurales artificiales de Laguna Cuyutlán, Colima, México. Revista Geográfica. 142, 131-142.

Mendoza, B., Jáuregui, E., Sandoval-Díaz, R., García-Acosta, V., Velasco, V., Cordero, G., 2005. Historical droughts in Central México and their relation with El Niño. Journal of Applied Meteorology 14, 709-716.

Metcalfe, S.E., O'Hara, S.L., Caballero, M., Davies, S.J., 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico - a review. Quaternary Science Reviews 19, 23.

Mosiño, P., García, E., 1974. The climate of Mexico, In: Bryson, Hare (Eds.), Climates of North America. Elsevier, New York, pp. 345-404.

Newman, M., Compo, G.P., Alexander, M.A., 2003. ENSO-Forced Variability of the Pacific Decadal Oscillation. Journal of climate 16, 3853-3857.

NOAA, C.P.C., 2005. The southern oscillation and its link to the ENSO cycle. National Weather Service, USA.

Rivera-Monroy, V.H., Twilley, R.R., Bone, D., Childers, D.L., Coronado-Molina, C., Feller, I.C., Herrera-Silveira, J., Jaffe, R., Mancera, E., Rejmankova, E., Salisbury, J.E., Weil, E., 2004. A conceptual framework to develop long-term ecological research and management objectives in the wider Caribbean region. BioScience 54, 843-856.

Ruíz-Montero, A.P., 2009. Ficha Informativa de los Humedales de Ramsar: Laguna de Cuyutlán vasos III y IV., In: Colima., D.d.E.d.G.d.E.d. (Ed.). Convención de Ramsar, México, p. 17.

Shorecrest, 2014. Mangroves.

Sluyter, A., 1997. Regional, Holocene records of the human dimension of global change: sea-level and land-use change in prehistoric Mexico. Global and Planetary Change. 14, 127-146.

Sosa-Govea, M.L., Olivera-Orozco, R., Chacón-Aguilar, L.F., 2013. Enciclopedia de los municipios y estados de México. Estado de Colima. Manzanillo.

Sosa-Nájera, M.S., 2013. El Holoceno tardío en el Occidente de México: el registro palinológico y geoquímico del lago crater de Santa María del oro, Nayarit. (Tesis inédita de doctorado), Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México., México, D.F., p. 237.

Téllez García, C.P., 2010. Caracterización dasonómica del bosque de mangles en el estero palo verde, laguna de Cuyutlán, Colima, División de Ciencias Forestales. Universidad de Chapingo, Chapingo, Texcoco, Edo. de México, p. 77.

Thom, B.G., 1967. Mangrove Ecology and Deltaic Geomorphology: Tabasco, Mexico. Journal of Ecology 55, 43.

Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., 2006. Tropical forest and mangrove history from southeastern Mexico: a 5000 yr pollen record and implications for sea level rise. Veget Hist Archaeobot 15, 5.

Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., 2012. Mangroves of Southeastern Mexico: Palaeoecology and Conservation. The Open Geography Journal 5, 10.

Tudela, F., 2012. Cambio climático: Los hechos y las implicaciones para México. Programa de Especialización Judicial para la Tutela de Derechos Ambientales la en la Suprema Corte de Justicia de la Nación. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Mexico.

Verosub, K.L., Roberts, A.P., 1995. Environmental magnetism: Past, present, and future. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 100, 2175-2192.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Review 27, 1791-1828.

Williams, M., 2003. Deforesting the Earth: from Prehistory to global crisis. The University of Chacago Press., Chicago, USA.

CAPÍTULO 3. Área de estudio y métodos de investigación 3.1. Introducción

La ecología entendida como el estudio de las interacciones entre los organismos y su ambiente, permite el entendimiento de diversos procesos y patrones en las distintas formas de vida que conocemos (Odum, 1971). Estos estudios nos permiten entender parte del funcionamiento de los ecosistemas, así como identificar los cambios naturales e inducidos a los cuales han sido sometidos e, incluso, cuánto de este cambio pueden soportar antes de su colapso o pérdida de funciones y/o servicios. Sin embargo, para la mayoría de los ambientes terrestres y acuáticos, se desconoce su pasado ecológico a escalas de tiempo mayores a 50 años (Willis et al., 2007).

La paleoecología, entendida como el estudio de la ecología de organismos y sus ambientes pasados, se basa en la realización de inferencias a partir de diversas evidencias bióticas y abióticas. En el terreno de la paleoecología, estas evidencias indirectas son llamadas proxies. Es necesario conocer los diferentes tipos de proxies que se pueden obtener según el área de estudio, para poder elegir el más apropiado y dar cumplimiento a los objetivos del trabajo. Asimismo, también se requiere conocer los alcances de los posibles análisis de los datos derivados de los proxies, buscando saber cuál funcionará mejor para un determinado caso y tipo de dato. Lo anterior sin duda depende del área de estudio con la que se trabaje, así como los objetivos de la investigación, por lo que será la combinación de estos componentes (sitio y objetivos del estudio), la determinante para la llevar a cabo la selección de los proxies y los análisis de datos a utilizar (Birks y Birks, 2005).

Las lagunas son sitios ideales para la realización de estudios paleoecológicos debido a que presentan condiciones favorables para la acumulación de evidencias fósiles a partir de las cuales podemos hacer inferencias sobre cambios climáticos del pasado (Bennett y Willis, 2001). La Laguna de Cuyutlán, debido a su localización geográfica, permite realizar la reconstrucción de la historia ambiental a dos diferentes escalas espaciales: local y regional, ya que además de registrar la vegetación circundante al cuerpo de agua, también tiene la capacidad de captar la señal polínica de la cuenca del río Armería a la cual pertenece.

3.2. Sitio de estudio

3.2.1. Localización geográfica

El presente estudio se realizó en el estero Palo Verde que se encuentra dentro la Laguna de Cuyutlán, ubicada en el litoral del Océano Pacífico, en la planicie costera del estado de Colima, México (Figura 3.1). La Laguna de Cuyutlán, geográficamente se ubica el municipio de Armería, y está situada entre las coordenadas 18° 51' – 19° 07' latitud Norte y 103° 53' – 104° 07' longitud Oeste. El municipio de Armería colinda al Norte con los municipios de Manzanillo y Coquimatlán, al Este con los municipios de Coquimatlán y Tecomán, al Sur con el municipio de Tecomán y el Océano Pacífico y al Oeste con el Océano Pacífico y el municipio de Manzanillo.

La Laguna de Cuyutlán se ubica a lo largo de la línea de costa del Pacífico centro mexicano, con una superficie cercana a las 7, 200 hectáreas. El eje mayor de la laguna está orientado de Sureste hacia Noroeste con aproximadamente 35 km de largo y 6 km de longitud en su parte más ancha. Está dividida en cuatro áreas o vasos con respecto a su fisiografía y a los diferentes usos del suelo que se desarrollan sobre ella, cada uno presenta características propias debido a la profundidad, circulación, extensión y aportaciones hídricas de cuencas aledañas incluyendo características ambientales, así como zonas de contacto con la vegetación circundante: vaso I - La Laguna Chica, vaso II - Mediano, vaso III - Grande y vaso IV – estero Palo Verde, los cuales se encuentran a una altitud de 2 msnm (INEGI, 2009; Ruíz-Montero, 2009).

La Laguna de Cuyutlán es el segundo cuerpo de agua más importante de la vertiente del Océano Pacífico y el más extenso del estado de Colima, se caracteriza por poseer una gran diversidad de especies de flora y fauna silvestre (Ruíz-Montero, 2009).

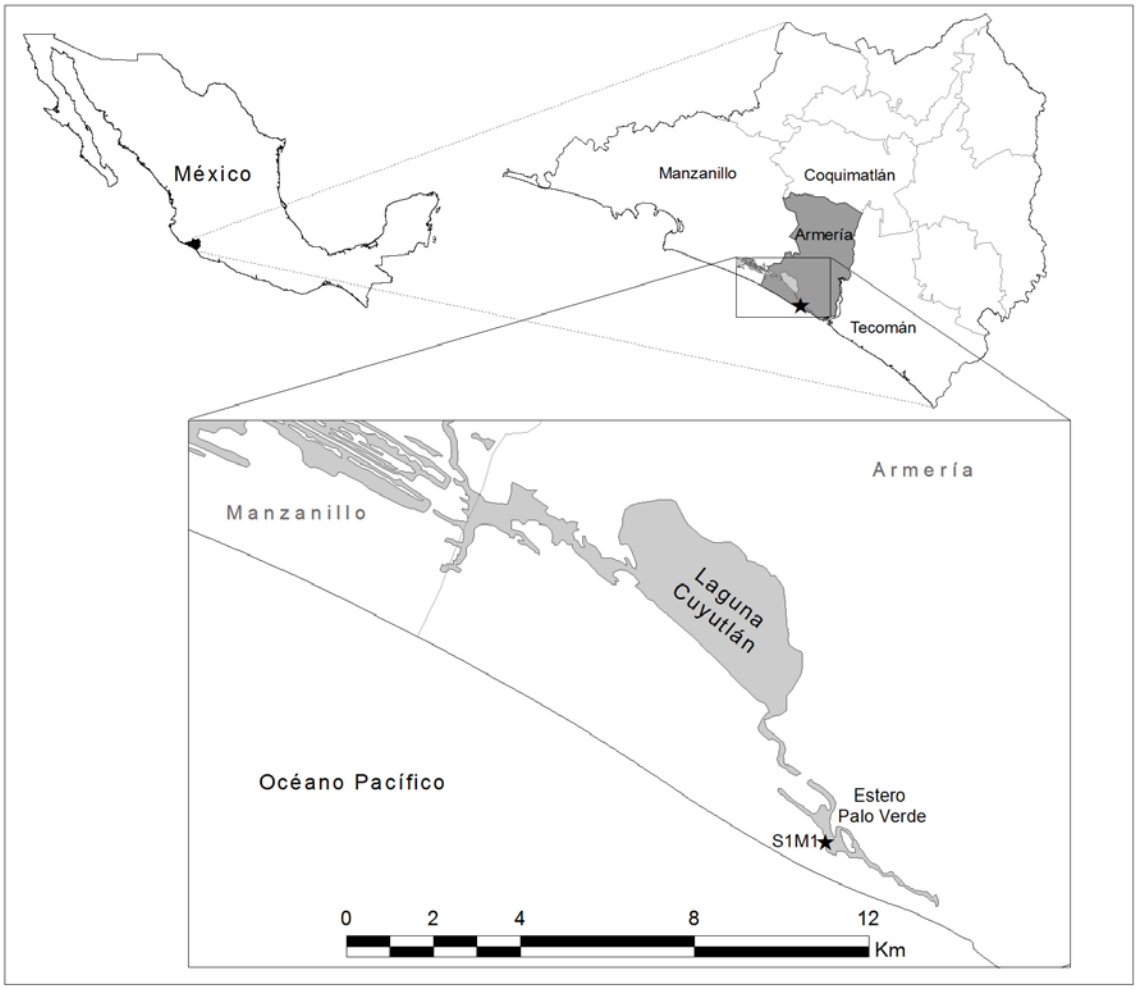

Figura 3.1. Mapa de ubicación del sitio de estudio. Sitio de extracción del núcleo de sedimento S1M1 señalizado por una estrella (★).

3.2.2. Clima

El clima es cálido subhúmedo con lluvias en verano: BS1(h') wiw; con un rango de temperaturas entre 22° a 28° C y una precipitación entre los 600 y 1100 mm. Las temperaturas más altas se registran en verano, llegando a alcanzar los 34° C (García, 1987; INEGI, 2009).

3.2.3. Hidrografía

El municipio de Armería se localiza en dos regiones hidrológicas: Arméria-Coahuayana (68.82%) y Costa de Jalisco (31.18%). El territorio se conforma por las cuencas Río Armería y Río Chacala-Purificación; y las subcuencas Río Armería (68.82%) y Laguna de Cuyutlán (31.18%). Las corrientes de agua perennes son el Zalate, las Higuerillas, el Salto, la

Atravesada, Peña Blanca y Charco Verde, mientras que las estacionales son el Paso del Muerto, el Chino y Armería. Los cuerpos de agua perennes son la Laguna de Cuyutlán en conjunto con el estero Palo Verde (INEGI, 2009).

3.2.4. Geología

La Laguna de Cuyutlán, se originó durante el periodo Cuaternario y forma parte de la provincia Sierra Madre del Sur. Es una depresión de la plataforma continental costera, con permanente comunicación con el mar, pero protegida de éste por una barrera de dunas costeras. Dichas barreras se establecieron en conjunto con el nivel actual del mar, en los últimos 5,000 años (Lankford, 1976). El relieve del área está conformado por playa o barra inundable y salina, así como un área de llanuras al alejarse de la costa (INEGI, 2009).

3.2.5. Edafología

Los suelos dominantes en el área de estudio son del tipo regosol, el cual se encuentra en asociación con solonchak y vertisol. La mayoría de los suelos son de origen aluvial, derivados de las crecientes del río Armería o por depósitos de arena originaria del mar (INEGI, 2009).

3.2.6. Limnología e hidrología

La Laguna de Cuyutlán tiene una profundidad que varía entre los 0.2 y 6.0 m, a excepción de las zonas dragadas donde puede llegar a ser hasta de 25 m (Sosa-Avalos et al., 2013). Presenta un gradiente de profundidad artificial del extremo noroeste (mayor profundidad) al sureste (menor profundidad) (Mellink y Riojas-López, 2007). La circulación del vaso IV es casi nula y, debido a su ubicación respecto a la entrada de agua de mar, permite reconocerlo como estero a diferencia de los otros vasos (Ruíz-Montero, 2009).

3.2.7. Vegetación

La vegetación dominante contigua al área de estudio se compone por manglar, vegetación de dunas costeras y selva baja subcaducifolia. La especie dominante en el manglar es el mangle rojo (*Rhizophora mangle*), el cual se caracteriza por tener raíces zancudas y fomentar la retención del suelo, también se encuentra el mangle blanco (*Laguncularia racemosa*) y el mangle negro (*Avicena germinans)* asociados a otras especies como *Batis maritima*, *Distichlis spicata* y *Atriplex* spp. (Ruíz-Montero, 2009; Téllez García, 2010). La vegetación detrás de los manglares y en los márgenes sin manglar se compone principalmente de selva baja subcaducifolia (particularmente al norte y noreste de la laguna); y en algunas zonas existen plantíos de coco de agua y agricultura.

En cuanto a la selva baja subcaducifolia circundante a la laguna, está caracterizada por la pérdida de las hojas en la mayoría de sus elementos de noviembre a junio. La altura del estrato arbóreo oscila entre los 5 y 15 m y se desarrolla en suelos poco profundos. Las especies más comunes dentro de la selva son *Maclura tinctoria* L.*, Guazuma ulmifolia* Lam.*, Lonchocarpus spp, Pithecellobim spp* y *Tabebuia sp.* La selva baja caducifolia cercana al área de estudio, muestra evidencias de perturbación debido a diversas actividades humanas, entre las que destacan la tala para el aprovechamiento de la madera, desmonte para ganadería o zonas de cultivo (Ruíz-Montero, 2009).

Las dunas costeras se encuentran ubicadas a lo largo del límite Sur de la laguna, marcando la separación entre el mar y la laguna. Se caracterizan por soportar la inundación por agua marina con cierta periodicidad durante el año, sobre todo cuando se presentan las mareas altas y ciclones. El crecimiento de este tipo de vegetación es a través de la generación de espolones; es decir, brotes rastreros laterales de los cuales se producen nuevos individuos independientes de la planta madre. La importancia de este tipo de vegetación reside en que son elementos que proporcionan retención al suelo arenoso de las costas. La vegetación de dunas costeras es florísticamente uniforme, debido a las condiciones ambientales que prevalecen, tales como la insolación, fácil drenaje, bajo contenido de nutrientes y la continua exposición a la acción del rocío marino (Ruíz-Montero, 2009).

Para el municipio de Armería la vegetación se compone de: Selva (45.20%), Pastizal (2.72%), Bosque (0.83%), Manglar (5.63%) y Dunas costeras (1.03%) (Cuadro 1); el resto (44.59%) lo conforma la agricultura, zona urbana y cuerpos de agua (INEGI, 2009).

Cuadro 1. Principales elementos por tipo de vegetación circundante al área de estudio (Santana–Michel et al., 1992; Ruíz-Montero, 2009).

Tipo de vegetación	Nombre común	Nombre científico
Manglar	Mangle rojo	*Rhizophora mangle* L.
	Mangle blanco	*Laguncularia racemosa* L.
	Mangle negro	*Avicena germinans* L.
	Culebro	*Astronium graveolens* Jacq.
	Palma	*Attalea cohune* Mart.
	Guayacán	*Guaiacum coulteri* A.Gray
	Palma cocotera	*Cocos nucifera* L.
	Palo María	*Calophyllum brasiliense* Cambess.

Tipo de vegetación	Nombre común	Nombre científico
	Alejo	*Tabebuia chrysantha* Jacq.
	Capire	*Sideroxylon capiri* (A.DC.) Pittier
Selva media y baja subcaducifolia	Ramon	*Brosimum alicastrum* Sw.
	Zapatillo bravo	*Bumelia persimilis* Hemsl.
		Ceiba pentandra (L.) Gaertn.
		Cecropia obtusifolia Bertol.
		Tabebuia palmeri (Mart. ex DC.) Mattos.
		Ficus glabrata Kunth.
		Hura poliandra Baill.
		Coccoloba floribunda (Benth.) Lindau
	Parota	*Enterolobium cyclocarpum* (Jacq.) Griseb
	Rabo de lagarto	*Zanthoxylum kellermanii* P.Wilson
		Pterocarpus acapulcensis Rose
	Palo mulato	*Bursera simaruba* (L.) Sarg.
	Cocuite	*Gliricidia sepium* (Jacq.) Walp.
	Palo de cuchara	*Cochlospermum vitifolium* (Willd.) Spreng.
	Jashi	*Jacquinia aurantiaca* W.T.Aiton
	Cuapinol	*Hymenaea courbaril* L.
		Cordia elaeagnoides A. DC.
		Cercidium praecox (Ruiz & Pav.) Harms
		Acacia spp.
		Bursera spp.
		Haematoxylon brasiletto H. Karst.
		Cephalocereus spp.
Vegetación de dunas costeras		*Distichlis spicata* (L.) Greene
		Ipomoea pes-caprae (L.) R. Br.
		I. stolonifera (Cirillo) J.F. Gmel.
		Pectis arenaria Benth.
		P. saturejaoides (Mill.) Sch.Bip.

3.2.8. Fauna

La comunidad de manglar representa un área importante para una gran variedad de especies de fauna residente, aves migratorias, peces e invertebrados, que utilizan la laguna como sitio de alimentación, descanso, reproducción y/o crianza. Los diferentes hábitats de la Laguna de Cuyutlán, albergan más de 75 especies de mamíferos, cerca de 280 especies de aves, incluyendo 60 especies de aves acuáticas. También se encuentran 55 especies de reptiles y de anfibios (INEGI, 2009; Ruíz-Montero, 2009).

La fauna con mayor importancia, debido a que se encuentra en alguna categoría de la NOM-059-SEMARNAT-2001 o por desempeñar un papel clave en la dispersión de semillas, se enlistan en el cuadro 2.

Cuadro 2. Fauna presente en las cercanías del área de estudio (INEGI, 2009; Ruíz-Montero, 2009).

Grupo faunístico	Nombre común	Nombre científico
Aves	Pato zambullidor	*Nomonyx dominicus*
	Chilacao	*Aramides axillaris*
	Zambullidor enano	*Tachybaptus dominicus*
	Garceta rojiza	*Egretta rufescens*
	Cigüeña de cabeza pelada	*Mycteria americana*
	Pico de garfio	*Chondrohierax uncinatus*
	Gavilán caracolero	*Rostrhamus sociabilis*
	Gavilán de alas anchas	*Buteo platypterus*
	Gavilán oscuro	*Buteo albonotatus*
	Halcón del bosque del collar	*Micrastur semitorquatus*
	Gaviota argéntea	*Larus herman*
	Charrancito americano	*(Sterna antillarum*
	Perico frentinaranja	*Aratinga canicularis*
	Mochuelo de Colima	*Glaucidium palmarum*
	Carpintero picoplata	*Campephilus guatemalensis*
Mamíferos	Tlacuachín	*Marmosa canescens*
	Tlacuache	*Didelphis virginiana*
	Jabalí de collar	*Pecari tajacu*
	Ardilla	*Sciurus aureogaster*

Grupo faunístico	Nombre común	Nombre científico
	Rata vespertina	*Nyctomys sumichrasti*
	Armadillo de nueve bandas	*Dasypus novemcinctus*
	Ratón espinoso	*Heteromys pictus*
	Murciélago pescador	*Noctilio leporinus*
	Mapache	*Procion lotor*
	Tusa	*Geomys bursarius*
	Zorrillo	*Mephitis macroura*
	Rata	*Oryzomys palustris*
	Coyote	*Canis latrans*
	Ocelote	*Felis pardales*
Reptiles	Boa constrictor	*Boa constrictor*
	Bejuquillo	*Gonisoma oxycephala*
	Salvadora	*Salvadora hexalepis virgultea*
	Falsa coralillo	*Lampropeltis triangulum sinaloae*
	Iguana verde	*Iguana iguana*
	Iguana negra	*Ctenosaura pectinata*
	Cocodrilo de río	*Crocodrilus acutus*
	Tortuga golfina	*Lepidochelys olivacea*
	Tortuga negra	*Chelonia agassizii*
	Tortuga laúd	*Dermochelys coriacea*
Crustáceos	Jaiba	*Callinectes arcuatus*
	Camarón	*Penaeus vannamei*
	Langostino.	*Macrobrachium sp*
Peces	Lisas	*Mugil curema*
	Mojarra	*Gerres cinereus*
	Pargo	*Lutjanus* sp.
	Chile	*Synodus* sp.
	Rasposa	*Haemulon maculicauda*
	Malacaras	*Diapterus peruvianus*

3.2.9. Historial de las actividades antropogénicas de la Laguna de Cuyutlán

Actividades antropogénicas como la producción de sal artesanal y la pesquería artesanal en la Laguna de Cuyutlán, se han realizado desde hace miles de años (Mellink y Riojas-López, 2007). De igual forma, han tenido lugar diversas modificaciones artificiales como la apertura de canales que conectan la laguna con el mar (túnel de comunicación con la bahía de Manzanillo en 1937, canal de ventanas en 1978 y el canal de tepalcates en 1989, el cual fue ampliado de 50m a 500m de ancho en 2011) (Mellink y Riojas-López, 2007).

La construcción de la termoeléctrica, el paso ferrovial (principios del S. XX) y las torres para el paso de la electricidad (1981), la construcción de un terraplén para soportar tubería de dragado (1980) son otros proyectos que han afectado la hidrodinámica de la laguna en los últimos 50 años.

3.2.10. Actividades humanas actuales con impacto en la vegetación.

Las principales actividades en los alrededores del sitio de estudio son la agricultura, minería y turismo. El uso del suelo en el municipio de Armería es principalmente para la agricultura (38.71%), siendo los principales cultivos el maíz, el sorgo y el limón. En menor proporción se cultiva también palma, plátano, mango y tamarindo. El 1.84% del territorio es utilizado como zona urbana. Otra actividad económica importante en el municipio de Armería es la explotación de bancos de sal, los cuales están localizados en los vasos III y IV de la Laguna de Cuyutlán (INEGI, 2009; Ruíz-Montero, 2009).

Respecto al turismo, éste se encuentra enfocado al turismo de playa y de observación de aves en las inmediaciones de la Laguna de Cuyutlán. Dentro de la laguna se pueden observar distintos islotes que crean un rompecabezas natural, donde es posible observar gran cantidad de aves y algunas especies de mamíferos y reptiles (observación personal).

Diversas actividades humanas como la tala, la ganadería y el cultivo de diversos granos, han causado perturbaciones sobre la selva baja caducifolia cercana al área de estudio (Ruíz-Montero, 2009).

3.2.11. Eventos climáticos y geológicos

Como toda zona costera expuesta al mar, los márgenes de la Laguna de Cuyutlán colindantes con el Océano Pacífico están potencialmente sometidos a los efectos del oleaje. En general se presentan dos regímenes de oleaje: de octubre a marzo provenientes del norte; y de abril a septiembre provenientes del sur. Típicamente las olas son de larga duración (de 12 a 15 seg.) con una altura entre los 3 y 4 m; sin embargo, cuando se

presentan tormentas más severas, se ha observado erosión de la costa, oleadas de mayor altura e incluso, rompimiento de las barreras que separan la laguna costera del mar. También se presentan en el área depresiones tropicales y huracanes, los cuales traen consigo lluvias torrenciales e inundaciones de la zona de costa, que traen efectos más drásticos que los ocasionados por el viento y las olas (Lankford, 1976).

Se tiene el registro de la ocurrencia de un sismo seguido de la llegada de un tsunami en el año de 1932, el cual causó daños significativos en la infraestructura de la ciudad de Cuyutlán, así como en la vegetación, fauna y suelo de la región (Corona y Ramírez-Herrera, 2012).

3.3. Métodos de investigación

El sedimento de zonas lacustres representa una fuente de información sobre los ecosistemas y climas del pasado (Fritz, 2005). Dentro de una muestra de sedimento es posible encontrar evidencias biológicas fosilizadas de las cuales es posible hacer inferencias sobre procesos y relaciones ecológicas ocurridas en el pasado (Lowe y Walker, 1998a); por ejemplo, polen fósil, microcarbón fósil, diatomeas y macrofósiles vegetales, entre otros. Por lo tanto, dentro del núcleo de sedimento, potencialmente es posible encontrar la información necesaria para la reconstrucción de ambientes pasados, incluida la historia de la vegetación del sitio (Lowe y Walker, 1998a).

3.3.1. Extracción del núcleo de sedimento

En febrero de 2013 fueron extraídos tres núcleos de sedimento en el Estero Palo Verde, ubicado en el vaso IV de la Laguna de Cuyutlán. Los núcleos constituyen tres secciones de diferente longitud: 0-50 cm, 50-97 cm y 30-80 cm; en total los núcleos extraídos representan una secuencia de sedimento 97cm de longitud (denominada S1M1), la cual fue descrita posteriormente en el laboratorio de Paleoecología y Cambio Global del Centro Universitario de la Costa Sur de la Universidad de Guadalajara (Figura 3.2). La tercera sección del núcleo es un área de traslape entre la primera y la segunda sección con el fin de asegurar que la transición entre una sección y otra quedara completamente cubierta.

El núcleo fue fotografiado en campo justo después de su extracción (Figura 3.3 y 3.4). Posteriormente, cada sección del núcleo fue envuelta en plástico y papel aluminio y protegida por una cámara tubular de PVC (por sus siglas en Inglés, polyvinyl chloride - policloruro de vinilo) con el fin de evitar que fuese dañado durante su traslado al laboratorio. El marcaje de cada sección sobre la cámara tubular de PVC se llevó a cabo en campo con

marcador permanente, teniendo especial cuidado en indicar la parte superior e inferior de cada sección, así como el número de la sección correspondiente. El material sedimentario extraído fue trasladado al laboratorio de Paleoecología y Cambio Global del Centro Universitario de la Costa Sur de la Universidad de Guadalajara, donde se resguardó a una temperatura de 5° C.

Es importante señalar que debido a que núcleo de sedimento se obtuvo del interior de la laguna, las señales polínicas encontradas refieren a una escala regional y no local, como sería el caso si el núcleo se hubiese extraído al interior de la vegetación de manglar.

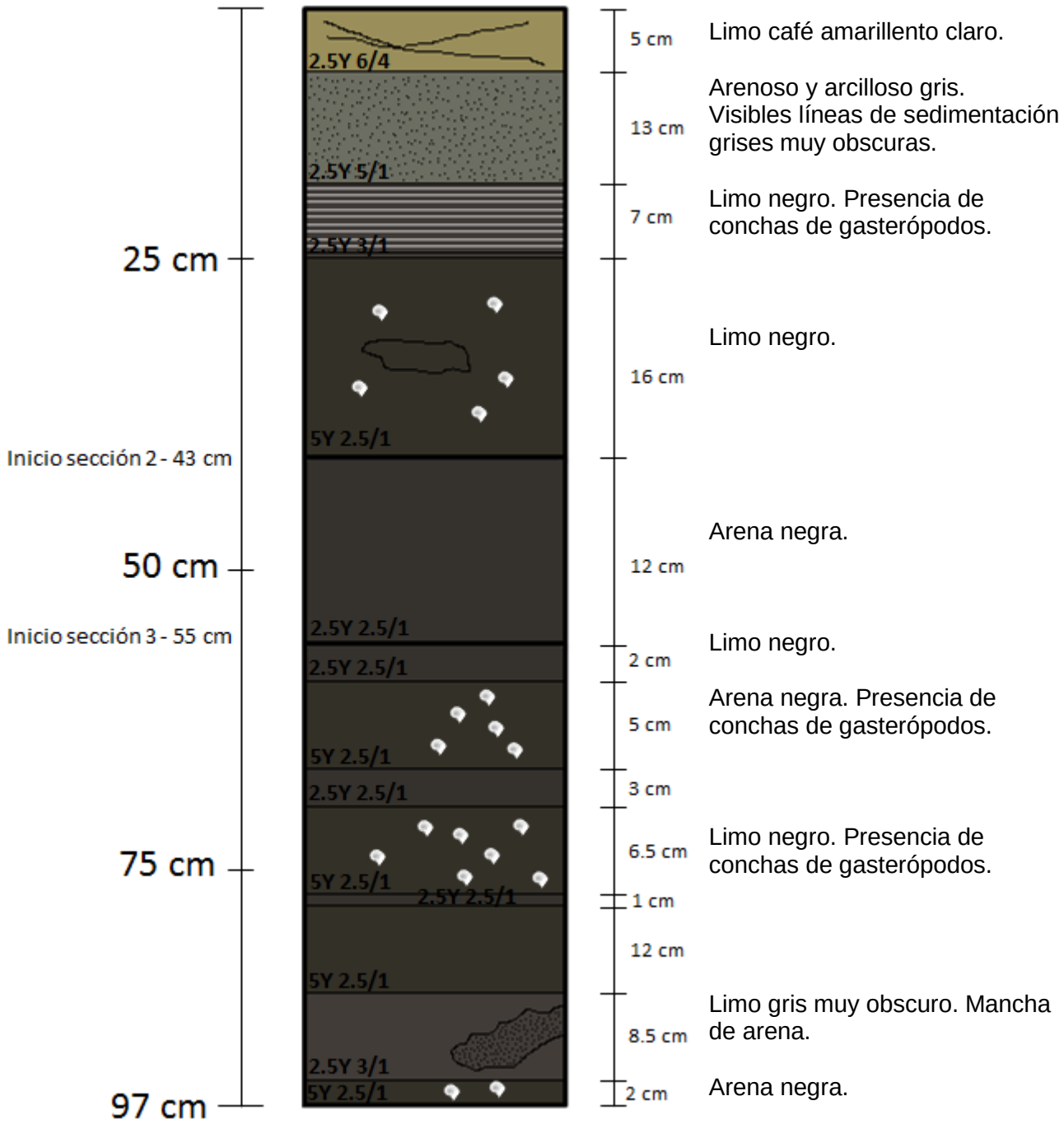

Figura 3.2. Representación gráfica del núcleo de sedimento S1M1. La clasificación del color de suelo se llevó a cabo siguiendo la escala de Munsell. Las líneas irregulares dentro del núcleo representan fracturas del mismo.

Figura 3.3. Fotografía en campo del núcleo S1M1 recién extraído.

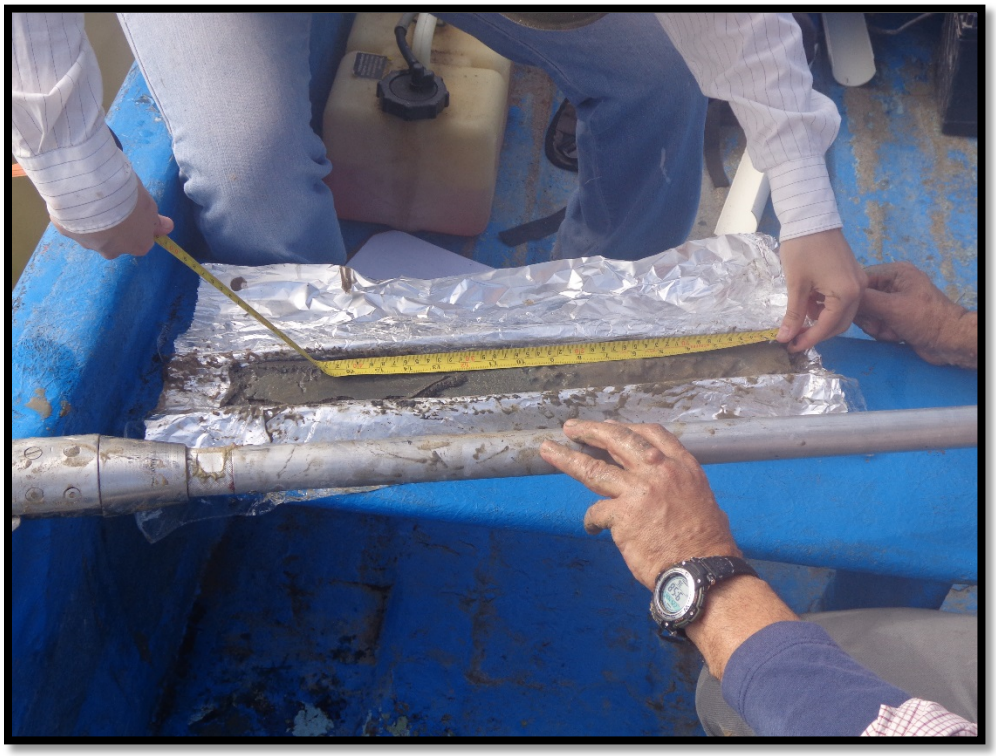

Figura 3.4. Medición del núcleo S1M1 en campo.

3.4. Proxies: evidencias del pasado

Los proxies son diferentes tipos de registros bióticos y abióticos que se pueden extraer de los sedimentos y algunos organismos de la Tierra (como los troncos de los árboles). A partir de estos es posible hacer inferencias sobre procesos ecológicos y climáticos ocurridos en el pasado (Lowe y Walker, 1998a).

Por un lado tenemos diferentes tipos de evidencia biológica como el polen, las diatomeas, los microfósiles de plantas, insectos y moluscos, los foraminíferos y las esporas de hongos, que son ejemplos de proxies biológicos comúnmente utilizados (Lowe y Walker, 1998a). Cuando los proxies cuentan con un tamaño entre 5 y 500 µm, tiene una forma más o menos simétrica, una pared bien definida y son encontrados dentro del sedimento, posterior a algún tratamiento palinológico, son denominados palinomorfos. Estos cuerpos orgánicos microscópicos son el objeto de estudio de la palinología, que principalmente se enfoca en el estudio del polen y las esporas (palinomorfos polínicos); sin embargo, también trabaja con partículas de formas similares como las diatomeas o foraminíferos, a los cuales denomina palinomorfos no polínicos (Traverse, 2007; Hesse et al., 2009). La identificación, conteo e interpretación de las abundancias de los palinomorfos polínicos son la parte medular para realizar reconstrucciones de la vegetación, ya que conforman la evidencia más precisa sobre las comunidades vegetales pasadas (Birks y Birks, 2005).

Por otro lado, la susceptibilidad magnética, pérdida por ignición, entre otras, son ejemplos de evidencias abióticas, que de igual forma son comúnmente usadas y útiles para la descripción de procesos pasados (Lowe y Walker, 1998b; Nowaczyk, 2001).

A continuación se describen los diferentes proxies que fueron analizados para el núcleo de sedimento S1M1.

3.4.1. Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética se determinó para todo el núcleo (S1M1) a una resolución de un centímetro. Para tal efecto se midieron las tres secciones del núcleo de sedimento a través de un sensor tipo MS2C (Bartington MS2) (Figura 3.5). Las mediciones se realizaron en unidades SI. Cada centímetro del núcleo S1M1 pasó a través del sensor en forma de aro, donde fue medido el nivel de magnetización de los elementos que lo componen. El sensor somete al núcleo de sedimento a un pequeño campo magnético.

Figura 3.5. Medición de una de la secciones del núcleo S1M1 con el medidor de susceptibilidad magnética Bartington MS2.

Todos los cuerpos que podemos encontrar en la Tierra son susceptibles a ser magnetizados y esta característica puede ser utilizada para describirlos. En el caso del sedimento, los cambios ambientales debidos a la variabilidad climática están asociados a diversas condiciones de transporte y depósito de sedimentos, haciendo que el contenido y/o composición de los minerales magnéticos en el sedimento sea variable (Nowaczyk, 2001). Asimismo, la susceptibilidad magnética puede ayudarnos a identificar el proceso de formación o transporte que ha tenido la muestra analizada. Lo anterior basado en la física del magnetismo; es decir, las fuerzas inherentes creadas por los electrones de cada átomo que constituyen los diversos cuerpos (Nowaczyk, 2001).

Este indicador está ligado al fenómeno de sedimentación en el suelo, así como a la erosión del mismo. El uso de esta medición es muy generalizada en el área de estudios ambientales principalmente por presentar cuatro ventajas: 1. Se puede realizar en todos los materiales, 2. La medición es segura, rápida y no destructiva, 3. Se puede realizar tanto en el laboratorio como en el campo y 4. Forman parte complementaria de otros análisis ambientales.

3.4.2. Pérdida por ignición (LOI)

Se realizó el calentamiento y quema secuencial de una muestra de 0.5 cm^3 para cada centímetro de profundidad a lo largo de todo el núcleo S1M1, con la finalidad de obtener una estimación válida del contenido orgánico dentro de la misma. Cada muestra fue colocada en crisoles de porcelana y secada a 105° C durante 16 hrs. Posteriormente, la materia orgánica fue oxidada a una temperatura del 550° C durante dos horas, produciendo CO_2 y ceniza. Finalmente, se quemaron las muestras a 925° C durante cuatro horas; este último proceso tiene la finalidad de destruir los carbonatos generando CO_2 y óxidos (Figura 3.6).

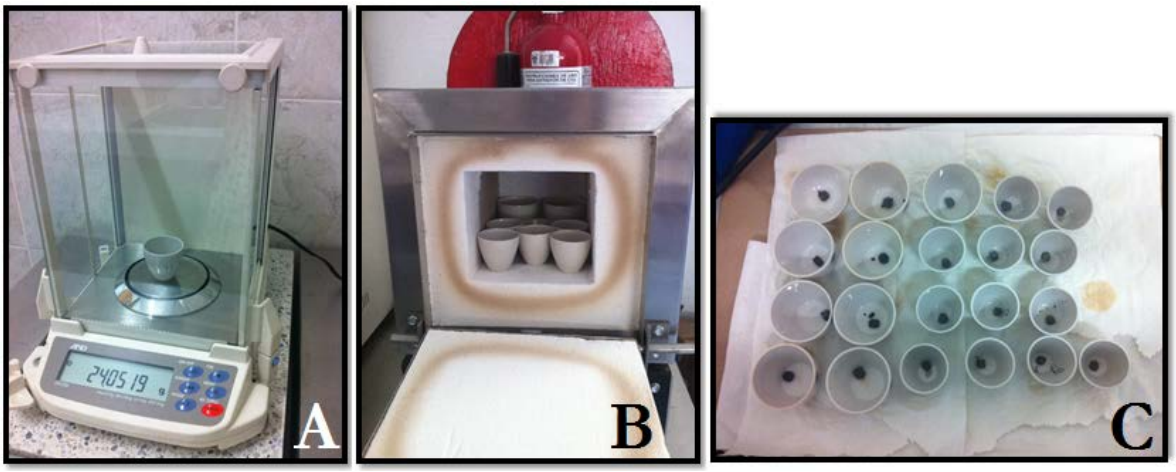

Figura 3.6. Procedimiento para obtener los valores de LOI: (A) pesado del crisol, (B) quema de las muestras en la mufla y (C) crisoles con muestra listos para ser pesados.

La diferencia de peso de la muestra calculada entre cada proceso está estrechamente relacionada con la cantidad de materia orgánica y carbonatos presentes en ésta. A través de este método es posible obtener información sobre la cantidad de agua estructural, sales volátiles y carbono inorgánico, dependiendo de las diversas temperaturas a las que se exponga la muestra (Dean, 1974; Bengtsson & Enell, 1986). Esta información útil para estimar la cantidad de producción primaria y materia orgánica del sitio. Un alto contenido orgánico puede traducirse a una mayor cobertura vegetal o altas tasas de producción primaria.

Para el cálculo de la cantidad de agua estructural, sales volátiles y carbono inorgánico, se utilizaron las siguientes ecuaciones:

Ecuación 1: Densidad aparente (BD*) = $\frac{B-A}{cm3\ muestra}$

Ecuación 2: Peso seco (PS) = $\frac{C-A}{B-A}$

Ecuación 3: Pérdida por ignición (PI) = $\frac{C-D}{B-A}$ * 100

Este paso permite estimar la cantidad de materia orgánica presente en la muestra, ya que el contenido orgánico es oxidado y transformado a CO_2 y cenizas.

Ecuación 4: Contenido de carbonatos (CO_3) = $\frac{C-D}{B-A}$ x f

Donde f = $\frac{60\ (\text{peso molecular CO3})}{44\ (\text{peso molecular CO2})}$ = 1.36

Obteniendo:

A = Peso de crisol seco.
B = Peso de crisol con muestra húmeda.
C = Peso del crisol con muestra seca (105° C).
D = Peso del crisol con muestra quemada (550° C).

*BD: por sus siglas en Inglés, Bulk density.

3.4.3. Polen fósil

Para el análisis de polen fósil se procesaron 47 muestras, con una resolución de 5 cm de profundidad para todo el núcleo S1M1; adicionalmente, los primeros 14 cm se trabajaron a una resolución de 1 cm, y de la profundidad 14 a 56 cm a una resolución de 2 cm. Los primeros centímetros se trabajaron a una mayor resolución para poder observar con más detalle los cambios de la vegetación en los años más recientes donde se tiene la tendencia a cambios ambientales más marcados debido a la influencia humana. La extracción de polen se realizó en el Laboratorio de Cambio Global y Paleoecología Costera, del Departamento de Oceanografía y Ciencias de la Costa, de la Universidad del estado de Luisiana, en los Estados Unidos de Norteamérica, siguiendo el protocolo establecido por ellos.

Cada profundidad del núcleo S1M1 fue procesada de la siguiente manera:

1. Se tomaron 0.9cm^3 de sedimento de cada profundidad a procesar y se colocaron en un tubo de ensayo de 15 ml marcado con cada profundidad.
2. Se adicionó una pastilla de *Lycopodium* (lote 483216) como marcador; éstas son esporas exóticas que permiten calcular el flujo/cantidad de polen presente en la muestra.
3. Se agregaron 7 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 10% y se mezcló enérgicamente hasta disolver la pastilla de Lycopodium. El HCl ayuda a disolver todos los carbonatos así como la pastilla marcadora. Se centrifugó, decantó y lavó la muestra con agua destilada.
4. Se adicionaron 10 ml de hidróxido de potasio (KOH) al 10%, se mezcló enérgicamente y se calentó a baño María por 5 min. El KOH desaglutina la muestra y descompone la mayoría de las moléculas orgánicas. Nuevamente se centrifugó, decantó y lavó la muestra hasta que el líquido flotante fue transparente.
5. La muestra se tamizó a través del tamiz de 153 um y posteriormente a través del tamiz de 7um. Tamizar la muestra permite eliminar las partículas de mayor tamaño que podrían interferir con el conteo de polen.
6. Se agregaron 10 ml de ácido fluorhídrico (HF), se mezcló enérgicamente y se calentó en baño María durante 5 min. Se centrifugó, decantó y lavó la muestra. El HF ayuda a disolver los silicatos, arcillas y diatomeas.
7. Se lavó la muestra con ácido glacial acético (GA). Lo anterior acidifica el sedimento y elimina el agua con el objetivo de preparar la muestra para la acetólisis.
8. Se preparó una solución de acetólisis con nueve partes de anhídrido acético por una parte de ácido sulfúrico concentrado. La mezcla se realizó agregando gota a gota ácido sulfúrico permitiendo su mezcla con el anhídrido acético lentamente.
9. Se agregaron 10 ml de la solución de acetólisis, se mezcló enérgicamente y se calentó a baño María durante 2 min. La acetólisis elimina la celulosa adherida al polen dejando únicamente la exina, cubierta exterior de los granos de polen. Se centrifugó y decantó.
10. Se lavó la muestra con GA y posteriormente con agua destilada.
11. Se agregó una gota de tinción de safranina y se mezcló la muestra inmediatamente en un vortex. Se llenó el tubo con alcohol butil terciario (TBA), se centrifugó y decantó.

12. Se transfirió el resto del material sedimentario que quedó en el tubo (que contenía el polen), a un vial marcado con la profundidad procesada.

Conteo de los granos de polen fósil. Una vez procesada la muestra para su análisis al microscopio, se procedió el montaje de la misma sobre laminillas con aceite de silicona. Se llevó a cabo un conteo mínimo de 400 granos de polen para cada profundidad bajo microscopía óptica con el objetivo de 40X y 100X. El número de granos de polen a contabilizar es una medida convencional que permite asegurar la mayor variabilidad del espectro de polen (Birks y Birks, 2005), así como disminuir los errores de estimación (Bennett y Willis, 2001). Los taxones acuáticos y esporas no fueron incluidos en la suma de polen para evitar la sobre-representación de los taxones locales. La identificación se realizó con ayuda del texto *flora palinológica de la reserva de la biosfera de Sian Ka'an, Quintana Roo* (Villanueva-Gutiérrez et al., 1991), *México* y la colección palinológica del herbario del Colegio de la Frontera Sur.

El estudio de los palinomorfos polínicos encontrados en el sedimento es uno de los proxies más utilizados para realizar reconstrucciones de la vegetación, así como para conocer la respuesta de la misma a cambios ambientales pasados. De igual forma, es posible conocer otros datos ecológicos de la vegetación, como abundancias, oscilaciones de los taxones, tasa de recambio y variaciones en la riqueza de los taxones en el pasado. Asimismo, el análisis del conteo de polen en el sedimento, ha sido utilizado para hacer estimaciones sobre el impacto del clima y las actividades humanas sobre la vegetación a lo largo del tiempo (Bennett y Willis, 2001).

3.4.4. Microcarbón fósil

El microcarbón fósil se obtuvo con el mismo procesamiento realizado para obtener el polen fósil; su conteo también se llevó a cabo en las mismas muestras donde se contabilizaron los granos de polen con un objetivo de 40x. Estas partículas se distinguen por la particularidad de ser obscuras, rectangulares o cuadradas y con bordes bien definidos; a diferencia de los minerales que generalmente presentan formas cristalinas u octagonales, así como por los fragmentos de plantas e insectos que se encuentran traslapados, compresos o son más delgados que el carbón. Los datos del conteo de carbón se presentan como abundancia de partículas de carbón, con lo cuales es posible calcular la tasa de acumulación del microcarbón fósil, dividiendo la concentración de carbón entre la tasa de deposición (Whitlock y Larsen, 2001).

El depósito de partículas de carbón en el sedimento es evidencia de la combustión incompleta de materia orgánica ocurrida en el pasado. Generalmente, las partículas de carbón son producidas cuando la materia orgánica se quema a temperaturas entre 280° y 500° C. Este indicador permite realizar la reconstrucción de los incendios ocurridos en el pasado, con lo cual ayuda a complementar las reconstrucciones sobre la historia de la vegetación y su respuesta a perturbaciones ocurridas en el pasado (Whitlock y Larsen, 2001).

3.4.5. Composición elemental del suelo (XRF)

Para determinar la composición elemental del núcleo de sedimento S1-M1, fueron analizadas 97 muestras de 2 cm^3 cada una. Para llevar a cabo este análisis se utilizó la pistola de mano modelo Olympus Innov-X Delta Standard XRF Analyzer RoHS/WEEE DS 6500CC, en el Laboratorio de Cambio Global y Paleoecología Costera, del Departamento de Oceanografía y Ciencias de la Costa de la Universidad del estado de Luisiana en los Estados Unidos de Norteamérica. Los elementos determinados fueron: S, Cl, Ca, Sr, Br, K, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Rb, Zr.

Los cambios en la vegetación y suelo a través del tiempo pueden ser detectables al analizar la geoquímica del suelo; por medio de este análisis es posible determinar el desarrollo y cambios en el suelo ligados a la vegetación, al diferenciar la composición de diversos elementos químicos. De igual forma, el análisis de las concentraciones elementales ayuda a determinar la variación hídrica; es decir, épocas de sequía o humedad a través de la cantidad de precipitación, así como avances o retrocesos del mar, para el caso de lagunas costeras (Sosa-Nájera, 2013).

3.5. Análisis de datos

Los datos obtenidos en los análisis de conteo de polen y microcarbón fósil, susceptibilidad magnética (MS), pérdida por ignición (LOI) y composición elemental del sedimento (XRF), fueron analizados y graficados en el programa Psimpoll versión 4.27 (Bennett, 2009).

3.5.1. Cronología

La cronología del núcleo de sedimento S1M1 se estableció por medio de la datación con radiocarbono AMS. Seis muestras de sedimento compuesto principalmente por material orgánico fueron enviadas para su fechado al laboratorio BETA-ANALITYC en Miami, Florida, EUA. De las seis muestras de sedimento analizadas, las profundidades 5, 62 y 91

cm fueron las que resultaron adecuadas para la construcción del modelo de edad-profundidad.

El fechado de las muestras sustraídas del núcleo de sedimento es una parte fundamental de los estudios paleoecológicos. Éste nos permite conocer las edades de los sedimentos, ayudando a situar de manera pertinente procesos ecológicos y climáticos de diferentes escalas temporales. Para tal efecto existen varios métodos, siendo los radiométricos unos de los más aplicados. Los métodos radiométricos se fundamentan en el decaimiento radioactivo de isótopos de elementos químicos inestables, estos métodos proporcionan un estimado muy acertado de la antigüedad de la muestra. El uranio (^{238}U), carbono (^{14}C) y plomo (^{210}Pb) son ejemplos de isótopos radioactivos inestables que son usualmente utilizados para fechar. De los anteriores, el ^{14}C ha sido el más utilizado en estudios paleoecológicos centrados en el Cuaternario (Lowe y Walker, 1998b).

El fechado con ^{14}C trabaja bajo cuatro supuestos: (1) la producción del ^{14}C es constante a través del tiempo, (2) existe un equilibro entre la proporción de ^{14}C : ^{12}C presente en la biósfera y la hidrósfera con respecto a la proporción presente en la atmósfera, (3) la tasa de decaimiento del ^{14}C puede ser establecida y (4) se crea un sistema cerrado incapaz de continuar con el intercambio de ^{14}C una vez que el organismo muere. Así pues, conocer el número de átomos de ^{14}C en una muestra permite calcular la fecha de la misma. Una manera de poder realizar este conteo es utilizando un acelerador de espectrometría de masa (AMS), el cual nos proporciona el número de átomos de ^{14}C basado en la diferencia de la masa de los distintos isótopos de C que son distinguibles al acelerarlos a gran velocidad.

Al trabajar el fechado con ^{14}C es importante diferenciar en el reporte de los resultados si se está reportando “años ^{14}C” o “años calendáricos”, así como llevar a cabo la calibración de la escala de tiempo respecto a la variación natural y la inducida de los niveles de ^{14}C y ^{12}C liberados a la atmósfera. Lo anterior se vuelve particularmente importante en los últimos 45 años durante los cuales la industria ha generado una gran cantidad de ^{14}C resultado de la utilización de tecnología termonuclear(Lowe y Walker, 1998b).

3.5.2. Modelo de edad – profundidad

El modelo de edad-profundidad del núcleo S1M1 se realizó a través de interpolación lineal con el programa Psimpoll versión 4.27 (Bennett, 2009). Se trabajó con el fechado con radiocarbono AMS de tres muestras (profundidades 5, 62 y 91cm). Las fechas obtenidas

fueron calibradas con el programa CALIB versión 6.1.1, por medio de la curva de calibración IntCal09.

El modelo de interpolación lineal es una regresión a través de la cual es posible conocer datos incógnitos ubicados entre otros datos ya conocidos, los cuales son representados gráficamente por una línea. Estableciendo una función con los valores conocidos, se determinan los valores faltantes para el resto de la línea gráfica. En paleoecología, este modelo permite calcular la edad de diferentes profundidades del sedimento que no fueron fechadas por técnicas radiométricas. Una vez generada la curva edad-profundidad, es posible determinar la edad aproximada que se tiene a cualquier profundidad del núcleo de sedimento (Bennett, 2009).

El fechado del sedimento también es útil para conocer la tasa de acumulación de sedimento, la cual nos permite conocer la tasa de acumulación de polen a través de (Bennett y Willis, 2001):

$$\text{Acumulación de polen} = \frac{\text{Concentración de polen (cm3)}}{\text{Tasa de acumulación de sedimento (cm año}-1)}$$

3.5.3. Diagrama de la abundancia de polen

Los datos obtenidos del conteo de polen del núcleo S1M1, se integraron en un diagrama de polen mediante el programa Psimpoll versión 4.27 (Bennett, 2009). El diagrama de polen es una representación gráfica de las abundancias de los diferentes taxones encontrados a través del núcleo de sedimento. Dentro del diagrama se presenta el porcentaje de abundancia por taxón en el eje de las *X*, donde los datos de polen forman curvas verticales. En el eje de las *Y* se representa la profundidad así como la escala de tiempo. Después de las abundancias por taxón, se encuentra la representación de la suma total de abundancias que contiene la sumatoria de los datos de los grupos ecológicos más importantes. En el mismo diagrama es posible observar de manera vertical la zonación de los datos obtenidos, la cual se diseñó para facilitar la descripción y correlación de los datos; en ésta se agrupan las zonas que se caracterizan por tener semejanzas naturales en cuanto al polen y/o esporas (Bennett y Willis, 2001).

Una vez construido el diagrama de polen, sobre el mismo fueron generadas las zonas polínicas a través de un análisis de similitud, mediante la suma total de cuadrados. La zonación se realizó mediante un análisis de agrupamiento aglomerativo, jerárquico y

estratigráficamente restringido, CONISS (Constrained Cluster Analysis by Sum of Squares) (Bennett, 2009) (Figura 4.2), tomando en cuenta la división óptima; las zonas significativas fueron establecidas a través del modelo del palo quebrado con el objetivo de establecer la disimilitud o varianza entre los taxones presentes a diferentes profundidades (MacArthur, 1965; Bennett, 1996).

3.5.4. Riqueza palinológica - rarefacción

Con el fin de conocer la riqueza palinológica del sitio a través del tiempo, se llevó a cabo el análisis de rarefacción para cada una de las muestras procesadas para el conteo de polen con el programa Psimpoll versión 4.27 (Bennett, 2009). Este análisis permite realizar una comparación de la riqueza palinológica de cada muestra una vez estandarizados los datos del conteo de polen a una suma única, tomando en cuenta el conteo más bajo de polen para todas las profundidades (Birks y Line, 1992; Bennett, 2005). Una vez obtenidos los valores de riqueza para cada una de las profundidades de las cuatro zonas del núcleo S1M1, se determinó la existencia de diferencia significativa entre las cuatro zonas a través de un análisis de varianza (ANOVA).

La diversidad de taxones que se encuentran representados en una muestra a través del polen contabilizado es conocida como riqueza palinológica; sin embargo, debido a que la cantidad de estos taxones encontrados variará según el número de granos de polen contabilizados, es necesario estandarizar el tamaño de las muestras. El análisis de rarefacción permite obtener la riqueza palinológica por medio de la estimación del número de taxones que se encontrarían si el conteo hubiera sido de *n* granos de polen, siendo *n* un número menor del mínimo contado en las muestras (Bennett y Willis, 2001; Magurran, 2004). Por lo que al realizar el conteo de 400 granos de polen se asegura tener en cuenta la mayor variabilidad del espectro de polen (Birks y Birks, 2005), así como la disminución los errores de estimación (Bennett y Willis, 2001).

3.5.5. Recambio de taxones

Se calculó el recambio de taxones estimando la disimilitud de cada una de las muestras (profundidades contiguas), para el total de las muestras procesadas para el conteo de polen del núcleo de sedimento S1M1. Los análisis se realizaron con el programa Psimpoll versión 4.27 (Bennett, 2009). Este análisis mide la disimilaridad entre dos muestras adyacentes a través de la distancia cordal, y divide esa medida entre la diferencia temporal que hay entre esas muestras.

A lo largo de una muestra de sedimento, en las distintas profundidades, se encuentran cambios tanto en el número de taxones encontrados como en las abundancias de polen de dichos taxones. Conocer con qué rapidez ocurren estos cambios a través del tiempo, es determinar la tasa de cambio o el recambio de taxones de la muestra. Matemáticamente se trata de encontrar la disimilaridad entre dos puntos (dos diferentes profundidades en este caso), y una forma de realizarlo es midiendo la distancia de disimilaridad entre el par de muestras y dividirla entre el intervalo de edad del par (Bennett y Willis, 2001).

3.5.6. Análisis Multivariado

La estadística multivariada, en particular los métodos de ordenación en la ecología de comunidades, permite conocer las relaciones existentes de un conjunto de datos en un espacio reducido de pocas dimensiones (por ejemplo la relación entre taxones vegetales y variables ambientales) (ter Braak y SMilauer, 2002). Al realizar un análisis multivariado es posible identificar la presencia de variaciones significativas asociadas; es decir, conocer la dependencia y/o relación entre las variables analizadas. El objetivo fundamental de los métodos de ordenación es resumir los patrones numéricos manteniendo la mayor información posible de los datos originales. El producto final de los métodos de ordenación es un gráfico de ordenación en donde muestras similares se representan cerca unas de otras, mientras que muestras diferentes son colocados separadas entre sí. Los métodos de ordenación trabajan sobre ejes de ordenación acomodando la información con base en la disimilitud de los datos (McCune y Grace, 2002). El grafico de ordenación representa la posición de las *n* especies en *m* gradientes ambientales representados por ejes (Gauch, 1982). Potencialmente puede haber tantos ejes como variables explicativas en el conjunto de datos; sin embargo, no es práctico graficar un diagrama de ordenación con más de dos o tres ejes ya que esto puede complicar la interpretación (Palmer, 1993).

Escalamiento multidimensional no métrico. Se realizó un escalamiento multidimensional no métrico (NMDS, por sus siglas en inglés) (Borg y Groenen, 2005), con el programa CANOCO 5 (ter Braak y SMilauer, 2002), con la finalidad de determinar si la composición taxonómica del núcleo de sedimento fue constante a lo largo del tiempo. Para ello se consideraron las edades del sedimento estimadas a través del modelo de edad-profundidad. Para llevar a cabo la ordenación con NMDS, fueron utilizadas 33 iteraciones para evaluar la inestabilidad. Múltiples iteraciones se realizan con el fin de minimizar el stress entre las distancias de las muestras durante la ordenación (Bowman y Minchin, 1987). Se utilizó el Índice de similitud de Sørensen (Bray-Curtis) como una medida de

disimilitud entre todos los pares de las muestras. Se utilizó el índice del Sørensen debido a que da menos peso a las observaciones extremas (Kenkel y Orlóci, 1986).

El NMDS es un método de ordenación indirecta, donde la distancia entre las muestras se aproxima a la disimilitud (medida por la distancia euclidiana) de sus valores estandarizados. Realiza el ordenamiento utilizando rangos de orden (orden de las observaciones); a través de una búsqueda iterativa, busca la mejor posición de cada uno de los datos contenidos en la matriz en un espacio de *k* dimensiones. La posición designada trata de ser lo más semejante según sus distancias originales. Trabaja bajo el supuesto de que no existen relaciones lineales entre los datos y utiliza el orden de distancias como criterio principal de ordenación. Su medida de ajuste es el *stress*, donde un valor de s*tress* alrededor de 0.20 es aceptable, 0.25 es prácticamente el límite y un valor mayor a 0.25 considerado como una falta de ajuste o confiabilidad de la ordenación (Borg y Groenen, 2005).

Análisis de componente principales. Se llevó a cabo un análisis de componentes principales (PCA, por sus siglas en inglés), en el programa CANOCO 5 (ter Braak y SMilauer, 2002), con la finalidad de descartar los elementos químicos del suelo (provenientes del XRF) altamente correlacionados entre sí. El PCA es un método de ordenación indirecta que comprende un procedimiento matemático que transforma un número de variables correlacionadas (*X*) en un número menor de variables no correlacionadas (*Y*) llamadas 'componentes principales'. Cada *Y* resultante es una combinación lineal de las variables originales X. Cada nueva variable *Yi* se presenta en orden decreciente de importancia, es decir, el componente principal (Y_1) representa lo más posible de la variación en los datos originales, luego un segundo componente (Y_2) y así sucesivamente. El PCA crea nuevos ejes ortogonales que son una combinación lineal de las variables originales que explican, en lo posible, la varianza total de los datos simplificando su estructura.

Análisis de redundancia. Se realizó un análisis de redundancia (RDA, por sus siglas en inglés) (van den Wollenberg, 1977), en el programa CANOCO 5 (ter Braak y SMilauer, 2002), con la finalidad de establecer que variables ambientales explican en mayor porcentaje la variación en la composición taxonómica a través del tiempo. Tratándose de una ordenación directa, el RDA utiliza una matriz de variables secundarias o explicativas las cuales explican la variación encontrada en la matriz principal. Se utilizó un RDA como método de ordenación directa debido a que los datos presentan un gradiente de 1.3 de desviación estándar, por lo que un método linear es más adecuado que uno unimodal como lo sería el análisis de correspondencia canónica (CCA, por sus siglas en inglés).

3.6. Literatura citada

Bennett, K., 2005. Documentation for psimpoll 4.25 and pscomb 1.03. Universidad de Uppsala Uppsala, Suecia.

Bennett, K.D., 1996. Determination of the number of zones in biostratigraphical sequence. New Phytologist 1, 155-170.

Bennett, K.D., 2009. PSIMPOLL 4.27 and PSCOMB 1.03 C programs for plotting pollen diagrams and analysing pollen data., 4.27 ed. Uppsala Universitet, http://chrono.qub.ac.uk.

Bennett, K.D., Willis, K.J., 2001. Pollen, In: Smol, J.P., Birks, H.J.B. (Eds.), Tracking environmental change using lake sediments. Volume 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators. Kluwer Academic Publishers., Dordrecht, The Netherlands., pp. 5-32.

Birks, H.H., Birks, H.J.B., 2005. Reconstructing holocene climates from pollen and plant macrofossils., In: Mackay, A., Battarrbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (Eds.), Global Change in the Holocene. Hodder Arnold., U.K., pp. 342 - 357.

Birks, H.J.B., Line, J.M., 1992. The use of rarefaction analysis for estimating palynological richness from Quaternary pollen-analytical data. The Holocene 2, 1-10.

Borg, I., Groenen, P., 2005. Modern Multidimensional Scaling: theory and applications., 2nd ed. ed. Springer-Verlag., New York:.

Bowman, D.M.J.S., Minchin, P.R., 1987. Environmental relationships of woody vegetation patterns in the Australian Monsoon Tropics. Australian Journal of Botany 35, 151-169.

Corona, N., Ramírez-Herrera, M.T., 2012. Mapping and historical reconstruction of the great Mexican 22 June 1932 tsunami. Nat. Hazards Earth Syst. Sci 12, 1337–1352.

Fritz, S.C., 2005. Lacustrine perspectives on Holocene climate., In: Mackay, A., Battarrbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (Eds.), Global change in the Holocene, pp. 227-241.

García, E., 1987. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen., 4ª ed. SIGSA, México, D. F. .

Gauch, H.G., 1982. Multivariate analysis in community ecology. Press Sundicate of the University of Cambridge, Cambridge, U.K.

Hesse, M., Halbritter, H., Zetter, R., Weber, M., Buchner, R., Frosch-Radivo, A., Ulrich, S., 2009. Pollen Terminology: An illustrated handbook. SpringerWienNewYork, Vienna, Austria.

INEGI, 2009. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Armería, Colima. Clave geoestadística 06001, In: INEGI (Ed.), Mexico, p. 9.

Kenkel, N.C., Orlóci, L., 1986. Applying metric and nonmetric multidimensional scaling to ecological studies: some new results. Ecology 67, 919-928.

Lankford, R.R., 1976. Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification., In: Wiley, M.L. (Ed.), Estuarine Processes. Academic Press, New York, pp. 182-215.

Lowe, J.J., Walker, M.J.C., 1998a. Biological evidence, Reconstructing quaternary environments. Prentice Hall, pp. 162-236.

Lowe, J.J., Walker, M.J.C., 1998b. Dating Methods, Reconstructing quaternary environments. Prentice Hall, pp. 237-259.

MacArthur, R.H., 1965. Patterns of species diversity. Biological Reviews 40, 510-533.

Magurran, A.E., 2004. Comparative studies of diversity, Measuring biological diversity. Blackwell Science Ltd, Malden, USA., pp. 144-148.

McCune, B., Grace, J.B., 2002. Analysis of Ecological Communities. MjM Software, Gleneden Beach, Oregon, USA (www.pcord.com) With a contribution by Dean L. Urban., p. 304 p.

Mellink, E., Riojas-López, M., 2007. Modificaciones estructurales artificiales de Laguna Cuyutlán, Colima, México. Revista Geográfica. 142, 131-142.

Nowaczyk, N.R., 2001. Logging of magnetic susceptibility., In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), Tracking environmental change using lake sediments. Volume 1: Basin analysis, coring and chronological techniques. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 155-170.

Odum, E.P., 1971. Fundamentals of Ecology., 3a. ed. Saunders company., Philadelphia, USA.

Palmer, M.W., 1993. Putting Things in Even Better Order: The Advantages of Canonical Correspondence Analysis. Ecology 74, 2215-2230.

Ruíz-Montero, A.P., 2009. Ficha Informativa de los Humedales de Ramsar: Laguna de Cuyutlán vasos III y IV., In: Colima., D.d.E.d.G.d.E.d. (Ed.). Convención de Ramsar, México, p. 17.

Santana–Michel, F.J., Lemus, S., Vergara, M.I., 1992. Guía de excursión etnobotánica en el estado de Colima, México. Universidad de Colima, Colima, México. p. 20.

Sosa-Avalos, R., Gaxiola-Castro, G., Olivos-Ortiz, A., Silva-Iñigue, L., 2013. Nutrientes inorgánicos y producción del fitoplancton en una laguna costera subtropical de México. Revista de Biología Marina y Oceanografía. 48, 143-154.

Sosa-Nájera, M.S., 2013. El Holoceno tardío en el Occidente de México: el registro palinológico y geoquímico del lago crater de Santa María del oro, Nayarit. (Tesis inédita de doctorado), Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México., México, D.F., p. 237.

Téllez García, C.P., 2010. Caracterización dasonómica del bosque de mangles en el estero palo verde, laguna de Cuyutlán, Colima, División de Ciencias Forestales. Universidad de Chapingo, Chapingo, Texcoco, Edo. de México, p. 77.

ter Braak, C.J.F., SMilauer, P., 2002. Canoco for Windows: Software for Canonical Community Ordination (version 4.5). Microcomputer Power, Ithaca, New York.

Traverse, A., 2007. Paleopalynology., 2nd ed. Springer, Pennsylvania, USA.

van den Wollenberg, A.L., 1977. Redundancy analysis, an alternative for canonical correlation analysis. Psychometrika 42, 207-209.

Villanueva-Gutiérrez, R., Palacios-Chávez, R., Ludlow-Wiechers, B., 1991. Flora palinológica de la reserva de la biosfera de Sian Ka'an, Quintana Roo, México. Centro de Investigaciones de Quintana Roo.

Whitlock, C., Larsen, C., 2001. Charcoal as a fire proxy, In: Smol, J.P., Birks, H.J.B. (Eds.), Tracking environmental change using lake sediments. Volume 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators. Kluwer Academic Publishers., Dordrecht, The Netherlands., pp. 75-97.

Willis, K.J., Araujo, M.B., Bennett, K.D., Figueroa-Rangel, B.L., Froyd, C.A., Myers, N., 2007. How can a knowledge of the past help to conserve the future? Biodiversity conservation and the relevance of long-term ecological studies. Phil. Trans. R. Soc. B 362, 175-186.

CAPÍTULO 4. Historia de la vegetación de manglar de la Laguna de Cuyutlán

4.1. Introducción

La vegetación es una pieza de los elementos bióticos que conforman los ecosistemas y constituye una parte dinámica de estos sistemas, que se modifica constantemente en respuesta a perturbaciones naturales y antropogénicas (Kent y Coker, 1992; Figueroa-Rangel et al., 2008; Carrillo-Bastos et al., 2010). Como respuesta a estas perturbaciones, la vegetación experimenta cambios en su diversidad y en la dominancia de especies (Goman y Byrne, 1998; Almeida-Lenero et al., 2005; Berrío et al., 2006; Figueroa-Rangel et al., 2010).

Las características ambientales de un sitio o región (e.g. temperatura, precipitación, vientos, humedad, entre otros), se modifican históricamente como producto de diversos forzamientos terrestres y extraterrestres que actúan sobre la Tierra (Bigg, 2003; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008), presentándose cambios ambientales a nivel de décadas, siglos o miles de años . En conjunto con estas modificaciones ambientales, en la vegetación que forma parte de estos ecosistemas, también ocurren cambios o transformaciones de manera paralela. Estudiar el registro de polen fósil generado por las plantas a través del tiempo permite conocer los cambios que la vegetación ha presentado; es decir, a través del análisis de los palinomorfos polínicos fósiles es posible realizar la reconstrucción de la vegetación del pasado (Birks y Birks, 2005).

La Laguna de Cuyutlán es uno de los mayores cuerpos de agua costero del Pacífico centro de México. Tiene gran importancia ecológica, económica y cultural para toda el área circundante del puerto de Manzanillo, Colima (Calderón Aragón, 2001; Ruíz-Montero, 2009). No obstante su gran importancia ecológica y debido al desarrollo económico de la zona, la laguna ha estado sometida a diversas presiones ambientales y antropogénicas; presiones que han quedado reflejadas en el registro biótico y abiótico de sus sedimentos. El presente capítulo responde a la pregunta relacionada con los cambios observados en la composición taxonómica de la vegetación de manglar de la Laguna de Cuyutlán durante los últimos 15 siglos. Los métodos a través de los cuales se obtuvieron los siguientes resultados se describen en el capítulo II *sitio de estudio y métodos* de esta tesis.

4.2. Resultados

4.2.1. Cronología de núcleo de sedimento S1M1

De las seis muestras fechadas con radiocarbono AMS sólo los resultados de las profundidades 5, 62 y 91 cm fueron utilizados para establecer la cronología del núcleo de sedimento S1M1 (Cuadro 3). El resto de los fechados no fueron incluidos en el modelo debido a que presentaron incongruencias para la cronología del sedimento.

Cuadro 3. Edades de radiocarbono de la secuencia sedimentaria del núcleo S1M1.

BETA ANALYTIC INC. – Miami, Florida, USA.				
Profundidad	No. Lab.	Edad ^{14}C (años AP)	Edad ^{14}C calibrada (años AP)	Edad calibrada (años d.C.)
5 cm	Beta - 368308	170±30 AP	290-250 AP	1660-1700
62 cm	Beta - 368310	600±30 AP	660-540 AP	1290-1410
91 cm	Beta - 375247	1330±30 AP	1300-1235 AP	650-715

El modelo de edad-profundidad del núcleo S1M1 se realizó a través de interpolación lineal con el programa Psimpoll versión 4.27 (Bennett, 2009) (Figura 4.1). Los métodos para la generación del modelo fueron descritos con amplitud en el capítulo II *sitio de estudio y métodos*. El modelo generado muestra que el núcleo de sedimento S1M1 contiene la historia del clima y vegetación de los últimos 1480 años; es decir, el análisis de los proxies ahí contenidos permite establecer la dinámica de la vegetación climática del área de estudio desde el año 469 cal d.C. hasta 1950. Este periodo incluye el Periodo Cálido Medieval (PCM) y la Pequeña Era de Hielo (PEH), dos anomalías climáticas que se han detectado a nivel global y que pueden dejar registro en la vegetación así como en otros registros abióticos.

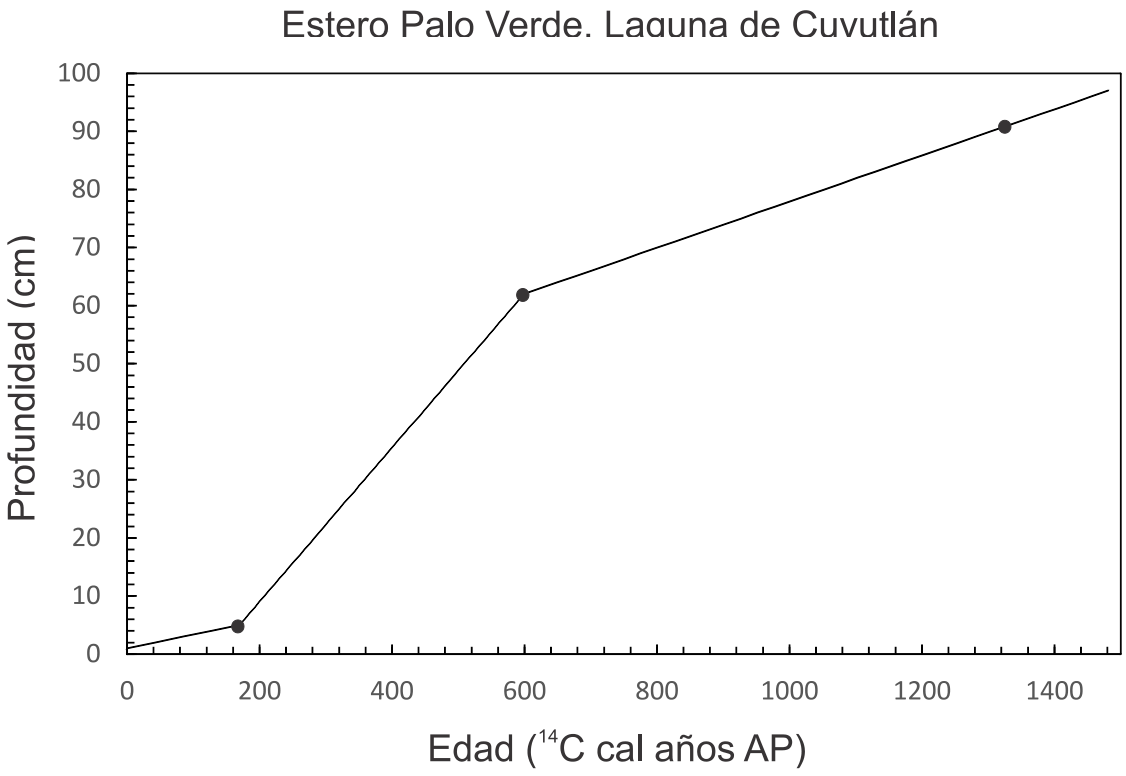

Figura 4.1. Modelo de edad – profundidad para el núcleo de sedimento S1M1.

4.2.2. Análisis palinológico

En el análisis palinológico del núcleo de sedimento S1M1, fueron identificados 32 palinomorfos polínicos (Láminas 1 a la 3); la identificación taxonómica se realizó a nivel de familia (Cuadro 4) y permitió la caracterización de cuatro grupos los cuales son descritos a continuación.

De esta manera los taxones fueron agrupados en cuatro categorías vegetales de acuerdo al tipo de vegetación que conforman: manglar, selva, vegetación de perturbación y vegetación acuática. El grupo I integrado por la vegetación de manglar, se compone por las tres familias de mangle presentes en el área de estudio (Acanthaceae, Combretaceae y Rhizophoraceae). El grupo II incluye elementos arbóreos pertenecientes a selva baja caducifolia representados por las familias Anacardiaceae, Apocynaceae, Bromeliaceae, Burseraceae, Cactaceae, Euphorbiaceae, Fabaceae, Malpighiaceae, Primulaceae, Myrtaceae, Moraceae, Orchidaceae y Rubiaceae. El grupo III se conforma por vegetación de áreas perturbadas como taxones exóticos o foráneos al área de estudio, ligados a factores de perturbación como las familias Asteraceae, Chenopodiaceae/Amaranthaceae,

Convolvulaceae, Cucurbitaceae, Malvaceae, Palmae, Pinaceae, Poaceae y Solanaceae. El grupo IV está conformado por especies de plantas acuáticas representadas por las familias Cyperaceae, Nymphaceae y Typhaceae (Cuadro 4).

Lámina I

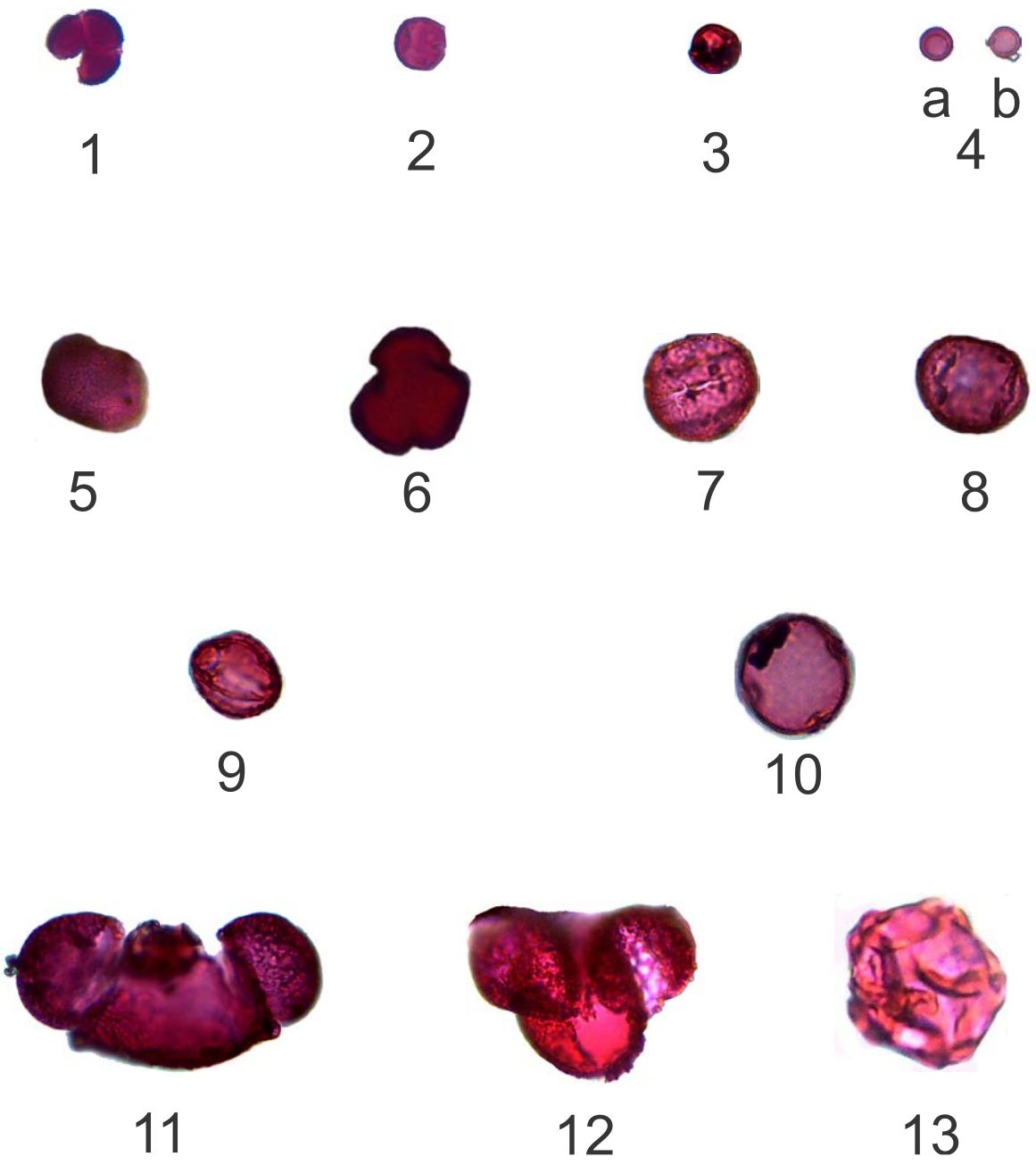

Lámina I. 1. Rhizophoraceae tipo 1, 2. Rhizophoraceae tipo 2, 3. Acanthaceae, 4. Combretaceae, 5. Euphorbiaceae tipo 1, 6. Euphorbiaceae tipo 2, 7-8. Euphorbiaceae tipo 3, 9. Euphorbiaceae tipo 4, 10. Polypodiaceae, 11-12. Pinaceae, 13. Betulaceae.

Lámina II

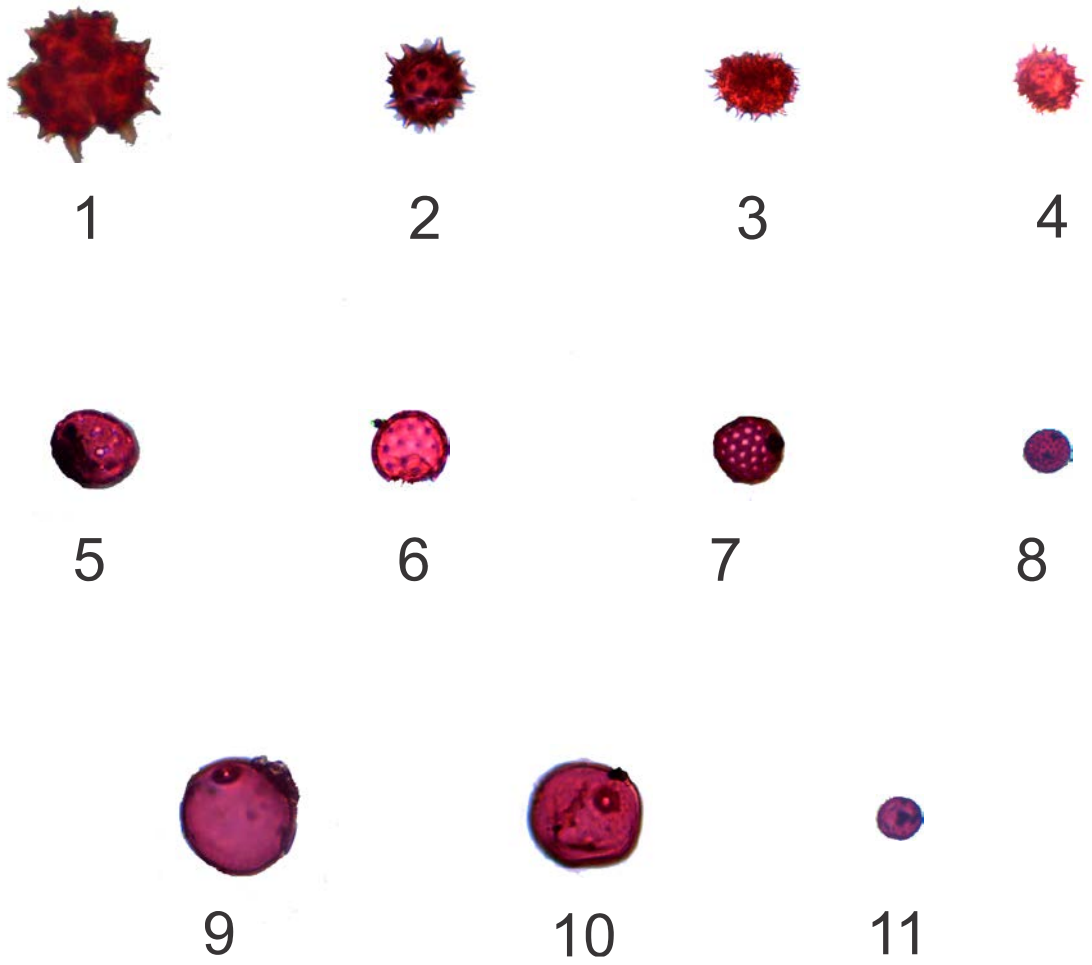

Lámina ll. 1. Asteraceae tipo 1, 2. Asteraceae tipo 2, 3. Asteraceae tipo 3, 4. Asteraceae tipo 4, 5. Chenopodiaceae/Amaranthaceae tipo 1, 6. Chenopodiaceae/Amaranthaceae tipo 2, 7. Chenopodiaceae/Amaranthaceae tipo 3, 8. Chenopodiaceae/Amaranthaceae tipo 4, 9. Poaceae tipo 1, 10. Poaceae tipo 2, 11. Moraceae.

Lámina III

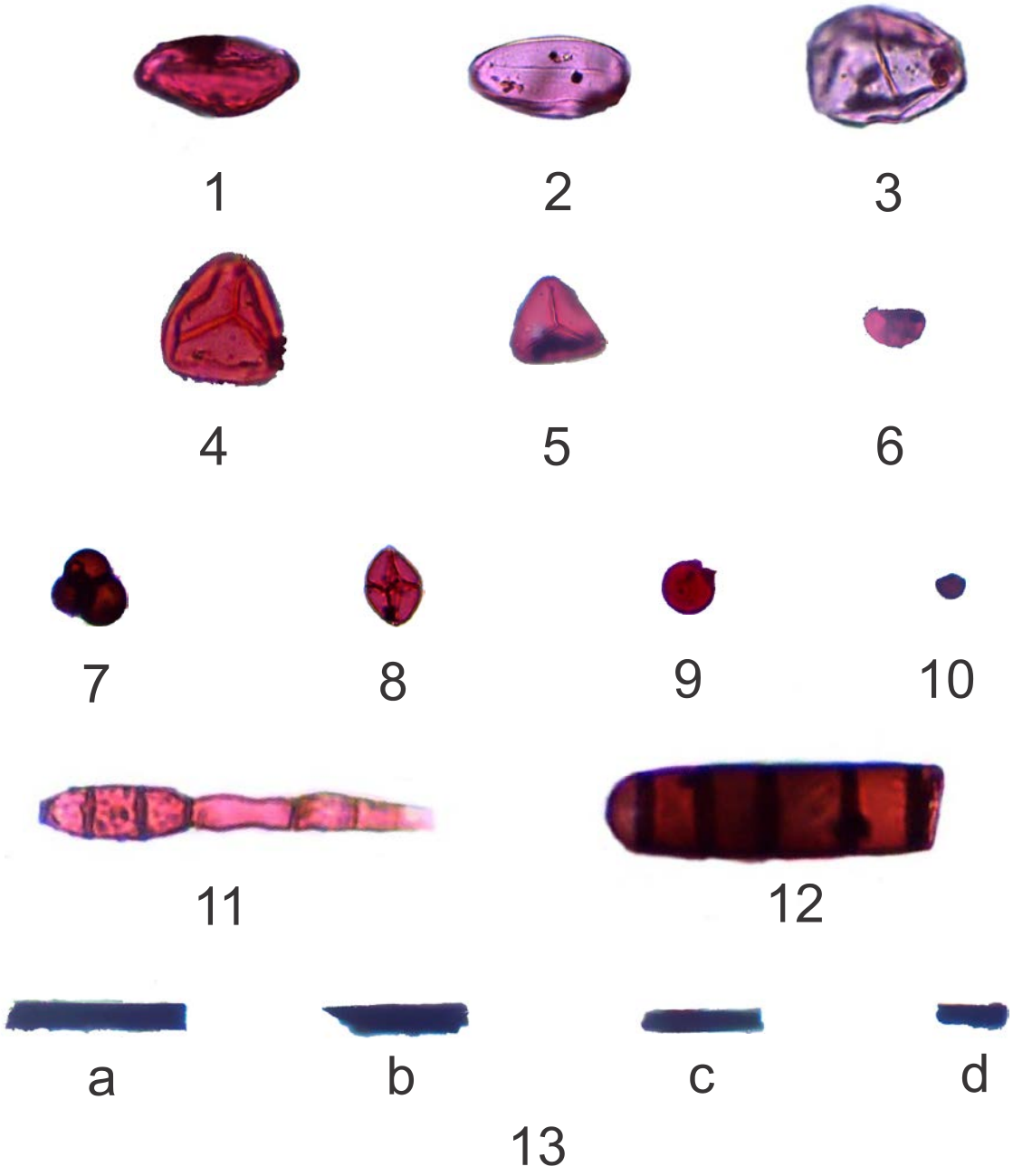

Lámina lll. 1. Cyperaceae tipo 1, 2. Cyperaceae tipo 2, 3. Cyperaceae tipo 3, 4. Trilete tipo 1, 5. Trilete tipo 2, 6. Polypodiaceae, 7. Fungoespora tipo 1, 8. Fungoespora tipo 2, 9. Fungoespora tipo 3, 10. Fungoespora tipo 4, 11. Fungoespora tipo 5, 12. Fungoespora tipo 6, 13. a, b, c y d. Microcarbón.

Cuadro 4. Información de las familias identificadas en el conteo de polen del núcleo de sedimento S1M1 (Banfi y Quattrocchi, 1996; The-Field-Museum, 2014).

Familia	Especie(s) clave	Tipo de Vegetación	Descripción de hábitat
Acanthaceae	*Avicennia germinans*	Manglar	Árboles asociados a ambientes húmedos, capaces de resistir alta salinidad.
Combretaceae	*Laguncularia racemosa*	Manglar	Árboles asociados a ambientes húmedos o poco inundados con salinidad media.
Rhizophoraceae	*Rhizophora mangle*	Manglar	Árboles ubicados en la zona intermareal de costas, lagunas costeras y esteros. Toleran diversos grados de salinidad, pero son muy sensibles a la perturbación.
Anacardiaceae		Selva	Árboles, arbustos y herbáceas tropicales.
Annonaceae	*Annona palmeri*, *Cymbopetalum* spp.	Selva	Árboles o arbustos tropicales que se llegan a desarrollar en selvas bajas caducifolias.
Apocynaceae	*Laubertia* spp., *Stemmadenia* spp.	Selva	Árboles, arbustos, hierbas perennes y lianas tropicales.
Bromeliaceae	*Tillandsia* spp.	Selva	Arbustos arrosetados epífitos de clima templado a tropical.
Burseraceae	*Bursera* spp.	Selva	Árboles tropicales; se desarrollan tanto en selvas como en zonas perturbadas, así como en planicies y laderas.
Cactaceae	*Cephalocereus* spp.	Selva	Cactus de lento crecimiento en selvas bajas caducifolias y subcaducifolias.
Euphorbiaceae	*Hura polyandra* / *Croton* sp.	Selva / Perturbación	Árboles, arbustos y herbáceas tropicales que se desarrollan en selva y vegetación secundaria.

Familia	Especie(s) clave	Tipo de Vegetación	Descripción de hábitat
Fabaceae	*Enterolobium cyclocarpum Haematoxylon brasiletto, Pterocarpus* spp., *Acacia* spp. / *Canavalia* spp	Selva / Dunas costeras	Árboles y arbustos que crecen en selvas húmedas hasta caducifolias; producen vainas, característico de las Fabaceae.
Malpighiaceae	*Gaudichaudia mcvaughii*	Selva	Bejucos perennes de selvas medianas a bajas subcaducifolias. La familia también tiene árboles y arbustos.
Myrtaceae		Selva	Árboles y arbusto perennes de clima tropical. También se desarrollan en selvas bajas subcaducifolias.
Primulaceae	*Jacquinia macrocarpa*, *Parathesis* spp.	Selva	Arbustos y árboles tropicales.
Rubiaceae	*Hedyotis* spp.	Selva	Árboles, arbustos o hierbas tropicales que crecen en selva media y baja.
Moraceae	*Brosimum alicastrum*, *Ficus* spp.	Selva / Perturbación	Árboles y arbustos tropicales que se desarrollan en selvas medias y áreas perturbadas.
Arecaceae	*Attalea cohune, Cocus nuficera*	Perturbación	Árboles y arbustos de zonas tropicales; se desarrolla en selvas, manglares y áreas perturbadas; también asociadas al cultivo.
Asteraceae	*Pectis arenaria, P. saturejoides*	Perturbación / Dunas costeras	Herbáceas cosmopolitas.
Betulaceae	*Alnus* spp.	Perturbación	Árboles de clima templado; pueden alcanzar grandes alturas.

Familia	Especie(s) clave	Tipo de Vegetación	Descripción de hábitat
Chenopodiaceae/ Amaranthaceae		Perturbación/Dunas costeras	Herbáceas, a veces trepadoras; pueden crecer en zonas salinas.
Convolvulaceae	*Ipomoea pes-caprae, I. stolonifera*	Perturbación / Dunas costeras	Herbáceas rastreras y trepadoras; pueden crecer en zonas salinas.
Cucurbitaceae		Perturbación	Herbáceas rastreras y trepadoras asociadas a vegetación secundaria y cultivos.
Malvaceae	*Guazuma ulmifolia, Ceiba pentandra*	Selva /Perturbación	Árboles y herbáceas tropicales que forman parte de las selvas y de la vegetación secundaria de las mismas.
Pinaceae	*Pinus* spp., *Abies* spp.	Perturbación	Árboles de clima templado.
Poaceae	*Zea* spp. / *Distichlis spicata*	Perturbación/ Dunas costeras	Herbáceas anuales asociadas al cultivo o perennes que pueden crecer en suelos muy salinos.
Solanaceae		Perturbación	Herbáceas o leñosas asociadas a vegetación secundaria.
Cyperaceae		Acuáticas	Herbáceas de ambientes húmedos o inundados.
Nymphaeaceae	*Nymphaea* spp.	Acuáticas	Herbáceas perennes.
Typhaceae	*Typha domingensis*	Acuáticas	Herbácea perenne que crece en zonas inundadas.

4.2.3. Descripción del diagrama de polen

Los resultados de la zonación con CONISS identificaron las siguientes 4 zonas:

Zona polínica I (97 - 37 cm; 470 – 1540 años cal d.C.)

La zona polínica I, está constituida por limo y arena negra a gris muy obscuro, presenta baja abundancia de palinomorfos de manglar (<15%), en comparación con taxones de selva y vegetación de perturbación que alcanzan abundancias de ≤25% y ≤50% respectivamente. La vegetación de manglar se encuentra dominada por Rhizophoraceae (5-15%), mientras que los taxones de selva están representados principalmente por Moraceae (35%), Euphorbiaceae (20%), Fabaceae (5%) y Anacardiaceae (4%) (Figura 4.2). En la sección media y superior de la zona se encuentran las mayores abundancias de Chenopodiaceae/Amaranthaceae (30-50%). La vegetación de perturbación se encuentra representada por Poaceae (≤29%), Pinaceae (≤15) y Asteraceae (4%). Dentro de los taxones acuáticos, Cyperaceae presenta la mayor abundancia con un pico en la sección basal del núcleo (85%), representando la mayor abundancia para ese taxón en todo el núcleo. Una característica de esta zona es la presencia de un hiato entre los 72 y 82 cm, donde el registro de polen fósil estuvo ausente. En esta sección del núcleo el sedimento se compone por arena y limo negro en láminas de distinta anchura con presencia de conchas de gasterópodos (Figura 3.2). Esta zona polínica presenta la mayor abundancia de esporas de helechos para todo el núcleo (20%), con variaciones que oscilan entre 0 a 20%. Las esporas de hongos en esta zona presentan abundancias entre el 2 y 18%. También se encontraron conchas de gasterópodos a tres profundidades distintas (~ 65, 75 y 97 cm) (Figura 4.2).

Zona polínica II (37 - 16 cm; 1540 – 1700 años cal d.C.)

Esta zona se compone de limo negro con presencia de conchas de gasterópodos aproximadamente a los 30 cm. Los taxones de manglar presentan una expansión respecto a la zona anterior, sobre todo Rhizophoraceae que muestra abundancias de hasta 20-25%. Los taxones de selva están representados por Moraceae (15-20%), Euphorbiaceae (≤20%) y Fabaceae (5-7%). Se presentan las abundancias más altas para Apocynaceae (3%) y Primulaceae (6%) en todo el núcleo. En cuanto a los taxones de perturbación, Pinaceae presenta un aumento respecto a la zona anterior (hasta 26%) y Poaceae disminuye gradualmente hacia la parte superior. Solanaceae (10%) y Convolvulaceae (4%) presentan la mayor expansión para todo el núcleo. En cuanto a las acuáticas, Cyperaceae presenta

una contracción en la parte superior de la zona (de 55 a 20%) y Typhaceae presenta un pico a los 37 cm (25%). La abundancia de las esporas de helecho disminuye con respecto a la zona anterior (3-11%), mientras que las esporas de hongos presentan un aumento respecto de la zona polínica I (15-23%) (Figura 4.2).

Zona polínica III (16 - 10 cm; 1700 – 1740 años cal d.C.)

Esta zona está constituida por arenas y arcillas grises; es la más pequeña de las cuatro zonas y presenta las menores abundancias de manglar para todo el núcleo (≤10%). Los elementos de selva están representados por Euphorbiaceae y Moraceae, donde esta última presenta la mayor expansión para todo el núcleo (35%). Los elementos que representan perturbación, como es el caso de la familia Pinaceae, presenta la mayor abundancia para todo el núcleo con 34%; mientras que Poaceae presenta su mayor contracción (4%). Con relación a los taxones acuáticos, Cyperaceae disminuye hacia la parte superior del núcleo, mientras que Nymphaceae presenta su mayor pico en el límite superior de esta zona (12%). Las esporas de helecho llegan a 3%, mientras que las esporas de hongos oscilan entre el 1 y 5% (Figura 4.2).

Zona polínica IV (10 - 1 cm; 1740 – 1910 años cal d.C.)

La mitad inferior de esta zona se caracteriza por la presencia de un sustrato arenoso/arcilloso gris, mientras que la mitad superior presenta limo café amarillento claro, característica de un sedimento más orgánico. En esta zona se tiene una expansión en los elementos de manglar respecto a la zona anterior. Rhizophoraceae presenta la mayor abundancia para todo el núcleo llegando hasta 27%; de igual forma, Combretaceae presenta una expansión con valores de hasta 9% mientras que Acanthaceae de 4%. Los elementos de selva disminuyen ligeramente respecto a la zona anterior. Moraceae se contrae hacia la parte superior del núcleo (de 32-12%), mientras que Euphorbiaceae y Fabaceae presentan abundancias variables entre 2-15% y 0-4% respectivamente. Para los elementos representativos de perturbación como es el caso de Pinaceae, presenta una disminución hacia la parte superior del núcleo; contrariamente, Chenopodiaceae/Amaranthaceae y Poaceae muestran expansión (≤30 y ≤10% respectivamente). Dentro de los taxones acuáticos, Typhaceae presenta la menor abundancia para todo el núcleo (1-2%); Nymphaceae aumenta hacia la parte superior (≤7%) y Cyperaceae presenta abundancias variables entre 12 y 30%. Las esporas de helechos

presentan su máxima contracción con 1%. Las esporas de hongos presentan una ligera expansión respecto a la zona anterior, con un pico de abundancia de 12% (Figura 4.2).

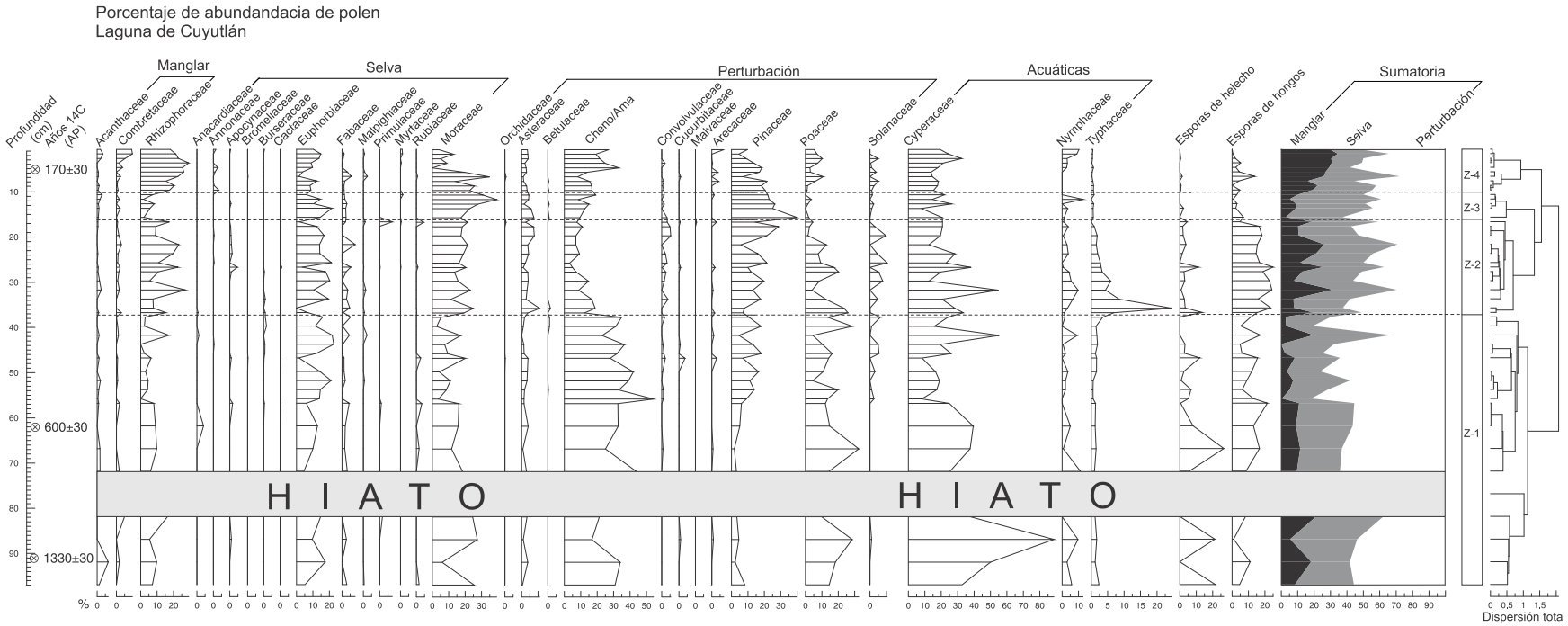

Figura 4.2. Diagrama de polen del núcleo de sedimento S1M1 del ecosistema de manglar en la Laguna de Cuyutlán, México. Edades en años calibrados d.C. Las divisiones están delineadas por las zonas delimitadas por CONISS en Psimpoll 4.27.

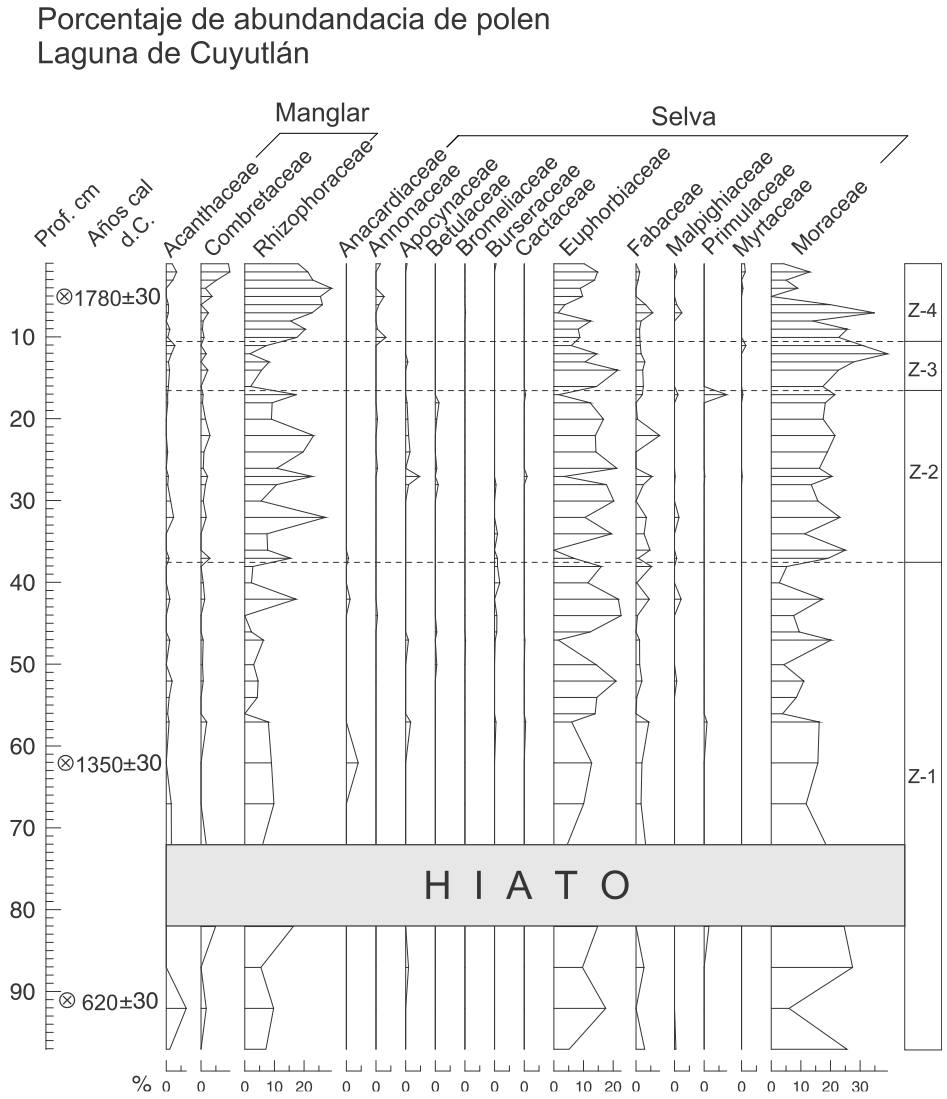

Figura 4.2. (*Continuación*)

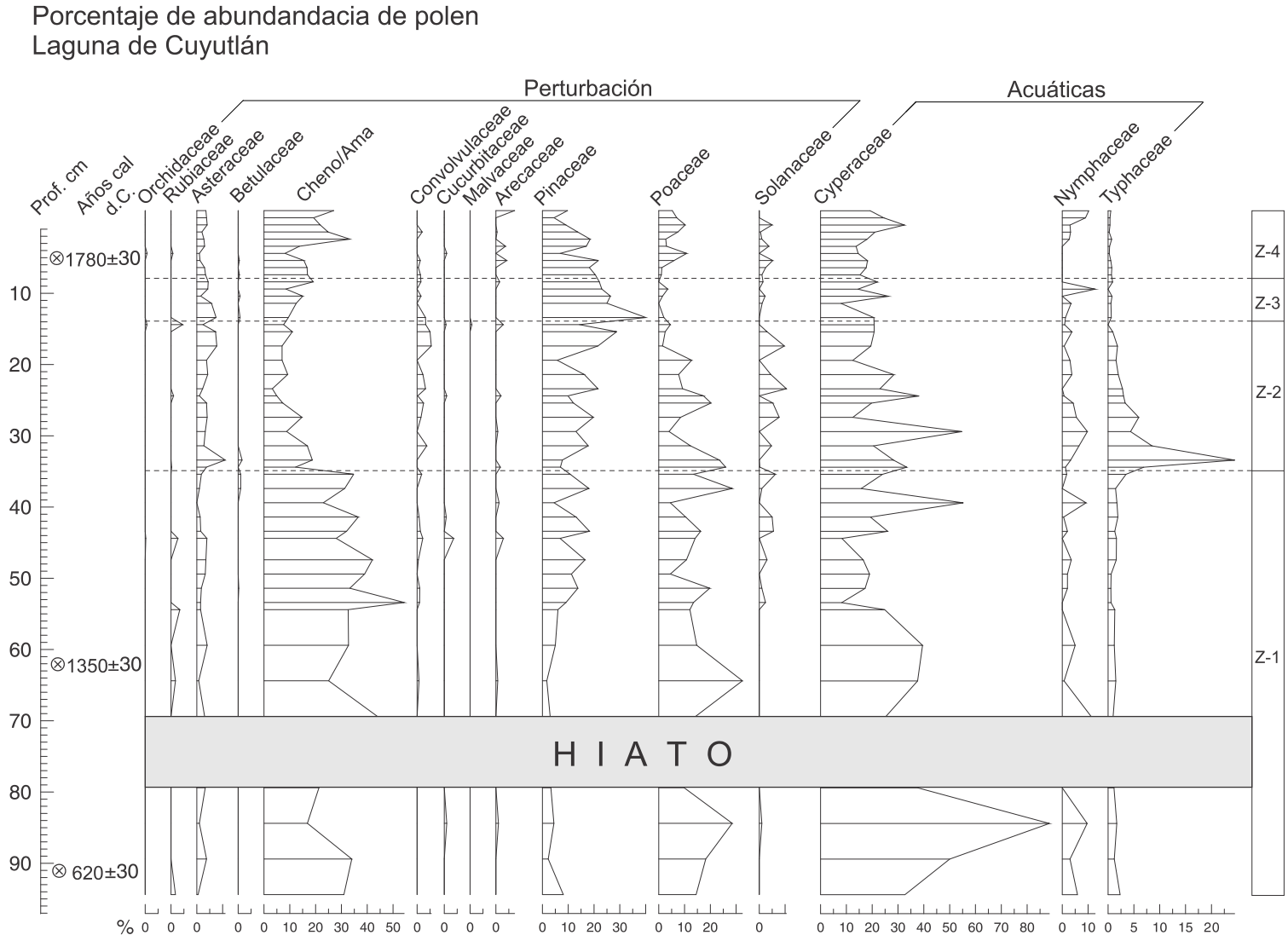

Figura 4.2. (*Continuación*)

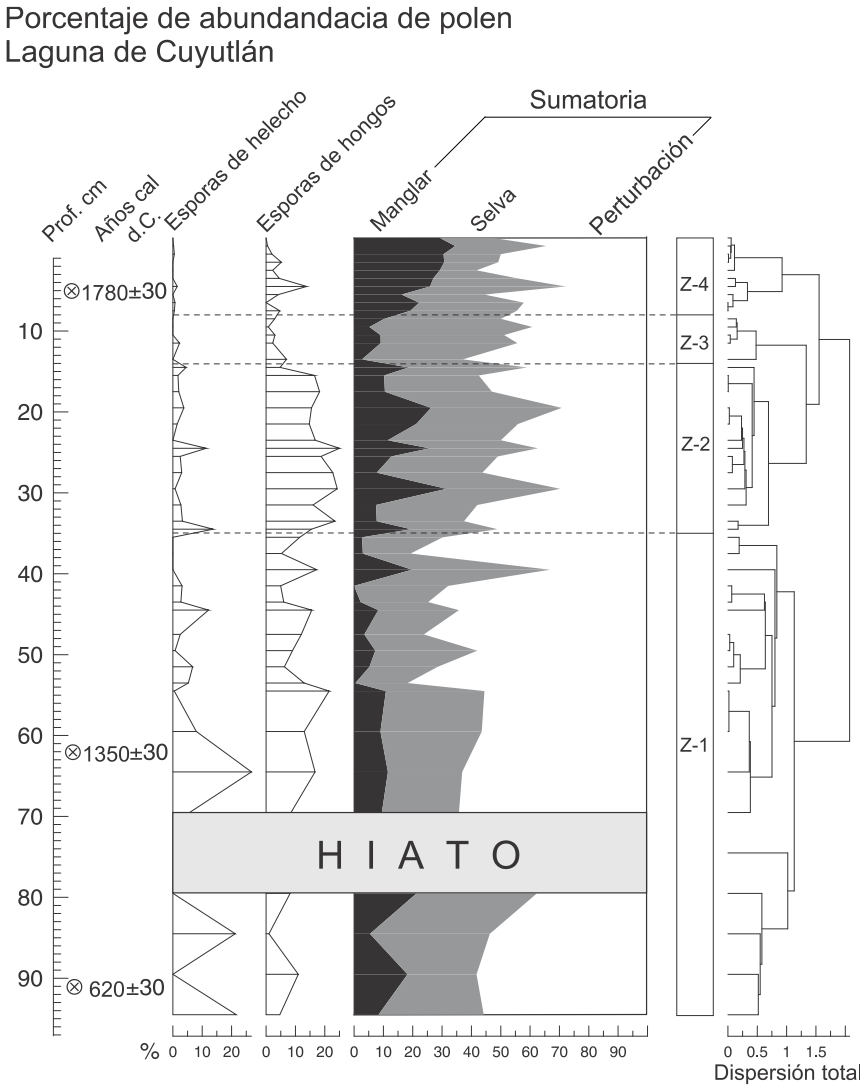

Figura 4.2. (*Continuación*)

4.2.4. Riqueza palinológica y recambio de taxones

La concentración de polen osciló entre $1x10^4$ granos de polen/cc y $5x10^4$ granos de polen/cc a excepción del inicio de la zona II donde se presentó un pico de $18x10^4$ granos de polen/cc debido a una gran concentración de granos de polen de la familia Typhaceae.

El recambio de taxones, calculado a través de la tasa de cambio, sugiere que los más importantes ocurrieron durante el periodo enmarcado en la zona IV (10 - 1 cm; 1740 – 1910 cal d.C.), donde se encontró el florecimiento del manglar; es decir, un aumento en la abundancia de Acanthaceae, Combretaceae y Rhizophoraceae. De forma similar, en la parte superior de la zona I, cerca de 1500 cal d.C., se muestra un cambio importante en la tasa de cambio de la vegetación que coincide con un pico en la dominancia de polen de especies con preferencia por lugares perturbados. En el diagrama de polen se observa un cambio notorio reflejado como una expansión de los taxones de Chenopodiaceae/Amaranthaceae, Pinaceae y Poaceae.

La riqueza presentó fluctuaciones importantes a lo largo de la columna sedimentaria (Figura 4.3). La zona III y IV presentaron los valores más bajos, mientras que la zona II presenta la mayor riqueza. En la zona I se observan valores cambiantes entre 9 y 15. Los resultados del ANOVA presentaron diferencias significativas entre las cuatro zonas ($F = 3.288$, $p = 0.029$).

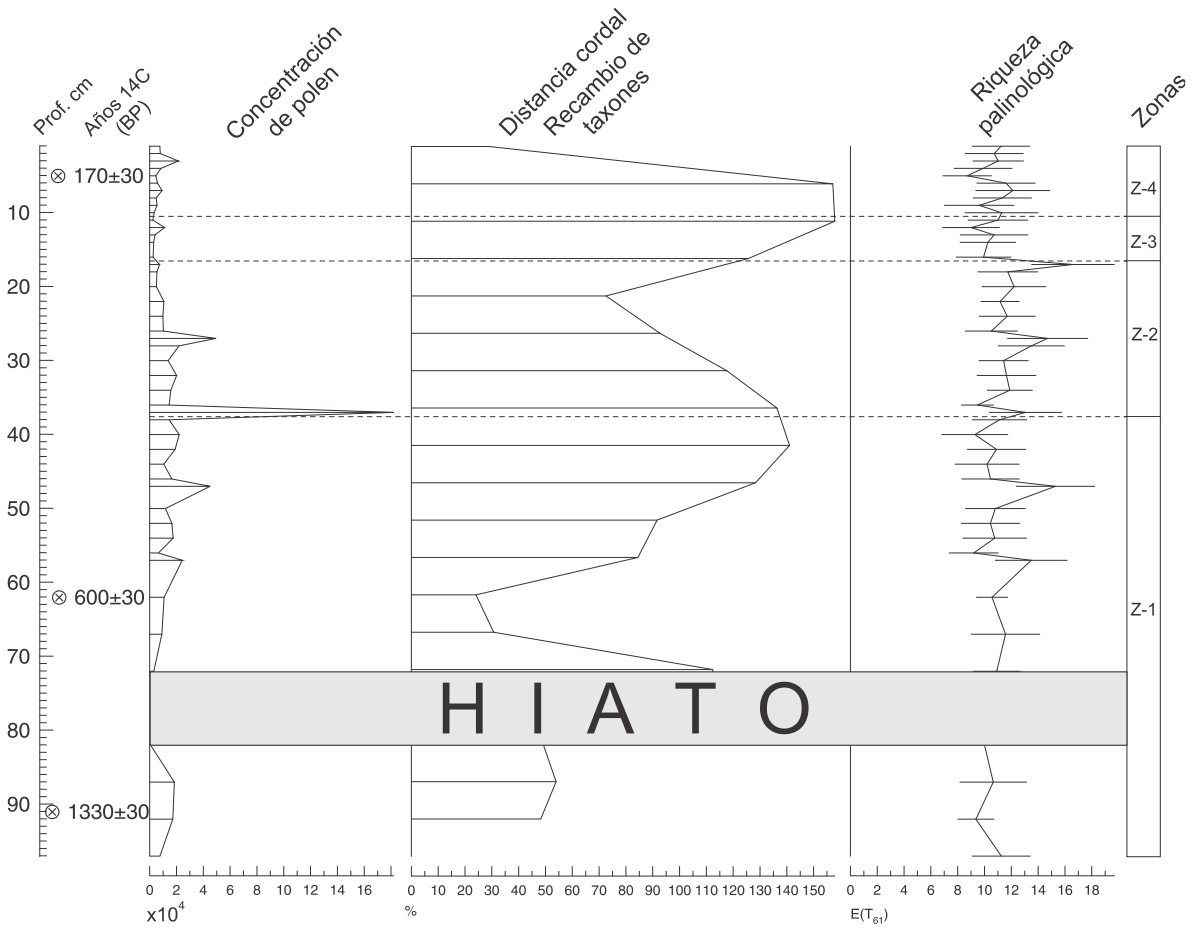

Figura 4.3. Concentración de polen, tasa de cambio (estimada utilizando la distancia cordal como medida de disimilitud), riqueza palinológica y microcarbón fósil para el núcleo de sedimento S1M1.

4.2.5. Ordenación de la vegetación de la Laguna de Cuyutlán.

El NMDS identificó dos grupos (*Stress* 0.135) en función de su similitud taxonómica; las familias correspondientes a la vegetación de manglar (Rhizophoraceae, Acanthaceae y Combretaceae), fueron agrupadas al centro de la parte inferior del diagrama de ordenación, mientras que los elementos de selva y perturbación forman dos grupos, uno a la izquierda y otro en la parte superior del diagrama de ordenación (Figura 4.4). Para el eje 1, el valor de eigenvalor fue de 0.461 y de 0.301 para el eje 2. La variación explicada acumulativa fue de 46.13 % para el eje 1 y 76.24 para el eje 2.

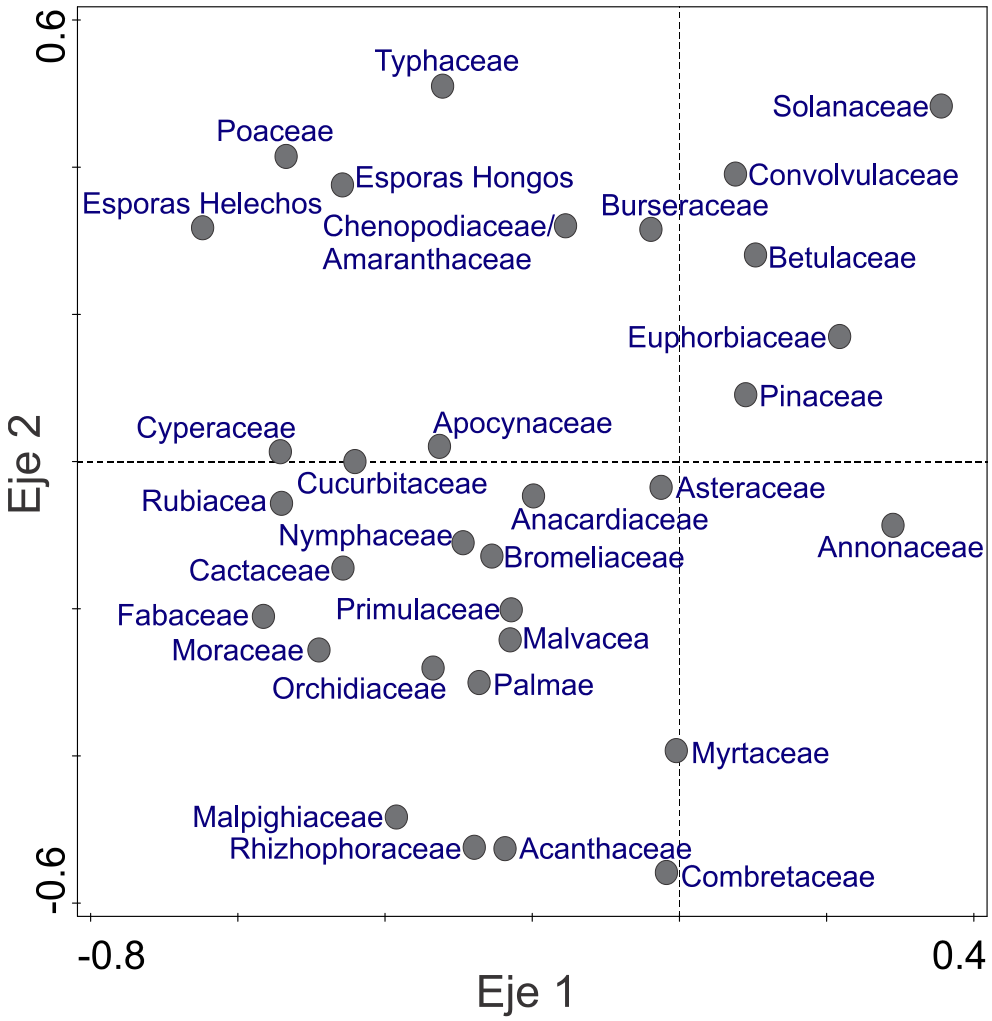

Figura 4.4. Ordenación de los taxones identificados en el conteo de polen a través de un análisis de escalamiento multidimensional no métrico.

4.3. Discusión.

4.3.1. ¿Cuál ha sido la dinámica de la vegetación próxima a la Laguna de Cuyutlán en los últimos 1500 años?

De acuerdo a los resultados de la zonación por división óptima, se distinguen cuatro zonas en los últimos 15 siglos para la vegetación próxima a la Laguna de Cuyutlán. Estas zonas se definen particularmente por la dominancia alternada de vegetación correspondiente a manglar, selva y perturbación. Los 32 taxones identificados en la columna muestran cambios en su abundancia para los últimos 1500 años de historia. Se trata de una comunidad dinámica con variaciones en su composición a través del tiempo. Resultados similares han sido reportados para otros ecosistemas de manglar en México (Gutiérrez-

Ayala et al., 2012; Bocanegra Ramírez, 2014) y otras partes del mundo (Jagtap y Nagle, 2007; Gilman et al., 2008; Monacci et al., 2011).

El recambio de taxones en la vegetación que ocurren a través del tiempo puede generarse como respuesta a cambios ambientales y antropogénicos (Torrescano-Valle y Islebe, 2006; Figueroa-Rangel et al., 2010; Figueroa-Rangel et al., 2011). Después de que ocurre una modificación ambiental como es el caso de la anomalía climática de la Pequeña Era de Hielo, o bien una perturbación antropogénica como fue el caso de la colonización Española, la vegetación se ve impactada presentando cambios en su composición y abundancia; evidencia de ello queda plasmada en el registro palinológico contenido en el sedimento. Seguido de las perturbaciones a la vegetación es común encontrar dominancia de elementos de perturbación, donde suelen estar presentes familias con elementos caracterizados por ser colonizadores u oportunistas, por lo que, al encontrarse en el registro de polen fósil una expansión en las abundancias de estos elementos, se asocia con un cambio ambiental o una perturbación antropogénica de considerable magnitud (Torrescano-Valle y Islebe, 2012).

De 450 a 1530 años cal d.C., el registro de polen fósil muestra una dominancia de elementos que representan vegetación de perturbación (Poaceae, Chenopodiaceae/Amarantahceae) y selva (Moraceae y Euphorbiaceae). Los elementos de manglar, aunque presentes, muestran bajas abundancias; lo anterior podría deberse a una respuesta de la vegetación de manglar a la variabilidad climática observada durante la transición entre el periodo cálido medieval (PCM) y la pequeña era de hielo (PEH). Como se mencionó en el capítulo II de esta tesis, el PCM es una anomalía climática comprendida entre el año 800 y 1300 d.C. el cual está caracterizado por un aumento en la temperatura promedio entre 0.1-0.2° C, la cual está ligada a un máximo de actividad solar (Hathatway, 2010).

El PCM se ha detectado a nivel global a través de estudios multi-proxy; es decir, estudios que analizan diversos indicadores ambientales como polen fósil, añillos de crecimiento de árboles, composición elemental del suelo, burbujas de aire contenidas en núcleos de hielo, entre otras (Hughes y Diaz, 1994). Seguido de este periodo inició la PEH, comprendida entre los años 1350 a 1850, la cual se caracteriza por un descenso en la temperatura a nivel global no mayor a 1°C (Wanner et al., 2008). Ésta anomalía está ligada a ciclos de actividad solar durante los cuales se presentan periodos donde las manchas solares disminuyen. Para el caso de la PEH, el periodo más importante es el conocido como el

Mínimo de Maunder (Hodell et al., 2001; Hathatway, 2010), comprendido entre 1645 y 1715, donde la aparición de manchas solares fue muy rara, trayendo como consecuencia una disminución en la radiación emitida por el sol hacia la Tierra ocasionando un descenso en la temperatura (Hathatway, 2010). Durante ese periodo, se observa una disminución en la abundancia de los elementos de manglar, así como una expansión de la abundancia de Pinaceae. Lo anterior posiblemente se deba a que la temperatura descendió lo suficiente para provocar que el manglar se retrajera a latitudes más bajas con temperaturas menos frías (Monacci et al., 2011). De igual forma, la presencia de un clima más templado posiblemente propició la expansión de la familia Pinaceae (Figueroa-Rangel et al., 2010).

Dentro del periodo anteriormente mencionado, cerca del año 970 cal d.C., la columna sedimentaria presenta un hiato donde no existe registro de polen fósil. Posiblemente este fenómeno sea respuesta a los cambios derivados del PCM, el cual se caracteriza por presentar una mayor temperatura y menor precipitación al promedio (Hughes y Diaz, 1994); un ambiente así posiblemente dejó expuesto el sedimento, impidiendo la acumulación y/o conservación durante ese periodo, incluyendo el polen actual y el previamente depositado. Los resultados presentados en el diagrama de polen muestran una franja del año 850 al año 1100 cal d.C., debido a que en esa sección del núcleo de sedimento se llevó a cabo el análisis para polen fósil con una resolución de 5 cm. Lo anterior genera incertidumbre sobre la exacta duración del periodo donde el registro de polen fósil está ausente.

Entre los años 1500 y 1650 cal d.C., el registro de Rhizhoporaceae presenta variaciones con una tendencia a un aumento considerable. Lo anterior puede interpretarse como una respuesta de recuperación o mejores condiciones del ambiente para el desarrollo de este tipo de vegetación; durante los años 1526 y 1560, el fenómeno El niño oscilación del sur (ENSO) estuvo presente (Sosa-Nájera, 2013), ocasionando mayor humedad y precipitación para la zona del Pacífico.

Alrededor del año 1600 y 1675 cal d.C., Rhizophoraceae presenta una disminución en su abundancia; lo anterior podría ser reflejo de un periodo de sequía y baja precipitación con registro en otros lugares de México, como en la península de Yucatán y centro de México (Acuña-Soto et al., 2002; Mendoza et al., 2005). Durante ese mismo periodo, Moraceae y Pinaceae muestras pequeñas expansiones.

A partir de 1750 años cal d.C., la vegetación de manglar presenta un aumento en su abundancia, como una respuesta a un periodo más húmedo propiciado por la presencia de

mayor actividad de eventos que acarrean agua y humedad hacia las costas y la zona continental, como el aumento en la frecuencia de huracanes (MEA, 2005).

4.3.2. Cambios en la dominancia de los tipos de vegetación y las perturbaciones antropogénicas.

A partir del año 1530, toda el área del actual puerto de Manzanillo y su área de influencia (incluyendo Cuyutlán), fue sometida a fuertes presiones antropogénicas por la colonización española (Calderón Aragón, 2001). Este suceso quedó plasmado en el registro de polen fósil entre las profundidades de 38 - 34 cm (1530 a 1550 años cal d.C.), donde se observan cambios en la abundancia de diversos taxones interpretados éstos como evidencia de tales impactos. Para los elementos representantes de la vegetación de manglar, se presenta una clara contracción en sus abundancias. Lo mismo se presenta para los elementos de selva como la familia Euphorbiaceae. Mientras que para familias que forman parte de la vegetación de perturbación como Chenopodiaceae/ Amaranthaceae y Poaceae, se observa una expansión. Estos cambios en la dominancia de cada tipo de vegetación registrado en el núcleo de sedimento, evidencian el posible impacto de actividades humanas sobre la vegetación de la zona, debido a la llegada y expansión de los colonizadores españoles.

En el año de 1824-25 se realiza la apertura de Manzanillo como Puerto del Pacífico (Calderón Aragón, 2001; Patiño-Barragán et al., 2009). Sincrónicamente, en la columna de sedimento, a partir de 1820 año cal d.C., se observa un decremento en la abundancia de Rhizophoraceae, en conjunto con aumentos para las familias Euphorbiaceae, Moraceae y Poaceae. Si bien el puerto de Manzanillo no se encuentra ubicado dentro de la Laguna de Cuyutlán, su gran importancia como puerto del Pacífico en el centro de México, ocasiona el crecimiento de la ciudad de Manzanillo y las ciudades aledañas debido al desarrollo económico intrínseco con el puerto (INEGI, 2009), lo que posiblemente ha tenido un efecto en el manglar asociado con la industrialización y deforestación de toda esa área.

4.4. Conclusiones.

El registro de polen fósil obtenido en núcleo S1M1 extraído de la Laguna de Cuyutlán muestra cambios de importancia en la dominancia de la vegetación de manglar, selva y perturbación. Algunos de estos cambios están relacionados con modificaciones ambientales como sequías históricas o periodos de mayor humedad debido a interrelaciones climáticas, así como a las anomalías climáticas del PCM y de la PEH. Por otro lado, también se aprecian modificaciones en la abundancia de diversos taxones ligados

a eventos antropogénicos, entre los que destacan la fecha relativa a la colonización española, así como la apertura de Manzanillo como el puerto de mayor importancia para el Pacífico centro de México.

Los resultados indican además que la vegetación de manglar de la Laguna de Cuyutlán es una comunidad de reciente florecimiento, la cual posiblemente se vio beneficiada por un aumento en la humedad ligado a la anomalía climática de la PEH. Lo anterior propició el desarrollo del manglar en la laguna hasta antes de la apertura del puerto de Manzanillo (1824). Posterior a esa fecha, el desarrollo del manglar se ve frenado presentándose una menor abundancia en sus elementos. Lo anterior implica que las presiones antropogénicas han tenido un impacto negativo en el desarrollo del manglar, por lo que se manifiesta que las perturbaciones humanas deben ser un aspecto importante a considerar al establecerse medidas para la conservación, restauración y manejo del manglar de la Laguna de Cuyutlán.

El estudio de proxies ambientales que ayuden a identificar el cambio climático en los últimos 1500 años, (e.g. susceptibilidad magnética, pérdida por ignición y composición elemental del sedimento), son sin duda elementos de importancia para el entendimiento de las fuerzas que han llevado a la vegetación de la Laguna de Cuyutlán a mostrar la estructura, composición florística y estado de conservación que actualmente muestra. Estos proxies son analizados y discutidos en el siguiente capítulo.

4.5. Literatura citada

Acuña-Soto, R., Sthahle, D.W., Cleaveland, M.K., Therrell, M.D., 2002. Megadrought and megadeath in 16th Century Mexico. Emerging Infectious Diseases. 8, 360-362.

Almeida-Lenero, L., Hooghiemstra, H., Cleef, A.M., van Geel, B., 2005. Holocene climatic and environmental change from pollen records of lakes Zempoala and Quila, central Mexican highlands. Review of Palaeobotany and Palynology 136, 63-92.

Banfi, E., Quattrocchi, U., 1996. Guía de plantas tropicales silvestres. Grijalbo, España.

Bennett, K.D., 2009. PSIMPOLL 4.27 and PSCOMB 1.03 C programs for plotting pollen diagrams and analysing pollen data., 4.27 ed. Uppsala Universitet, http://chrono.qub.ac.uk.

Berrío, J.C., Hooghiemstra, H., van Geel, B., Ludlow-Wiechers, B., 2006. Environmental history of the dry forest biome of Guerrero, Mexico, and human impact during the last c. 2700 years. The Holocene 16.

Bigg, G.R., 2003. The oceans and the climate. Cambridge University Press, New York.

Birks, H.H., Birks, H.J.B., 2005. Reconstructing holocene climates from pollen and plant macrofossils., In: Mackay, A., Battarrbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (Eds.), Global Change in the Holocene. Hodder Arnold., U.K., pp. 342 - 357.

Bocanegra Ramírez, D.M., 2014. Efectos del cambio climático y las variaciones del nivel del mar sobre la vegetación costera de Chiapas, México durante el holoceno medio y tardío., Instituto de investigaciones metalúrgicas. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo., Morelia, Michoacán, México., p. 91.

Calderón Aragón, G., 2001. Construcción y reconstrucción del desastre. Plaza Valdés, S.A. de C.V., México.

Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N., González, N.E., 2010. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Península, Mexico. Review of Palaeobotany and Palynology 160, 189-196.

Figueroa-Rangel, B.L., Willis, K.J., Olvera-Vargas, M., 2008. 4200 years of pine-dominated upland forest dynamics in west-central Mexico: human or natural legacy? Ecology 89, 1893-1907.

Figueroa-Rangel, B.L., Willis, K.J., Olvera-Vargas, M., 2010. Cloud forest dynamics in the Mexican neotropics during the last 1300 years. Global Change Biology 16, 1689-1704.

Figueroa-Rangel, B.L., Willis, K.J., Olvera-Vargas, M., 2011. Late-holocene successional dynamics in a transitional forest of west-central Mexico. The Holocene 22, 11.

Gilman, E.L., Ellison, J., Duke, N.C., Field, C., 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options: A review. Aquatic Botany 89, 237-250.

Goman, M., Byrne, R., 1998. A 5000-year record of agriculture and tropical forest clearance in the Tuxtlas, Veracruz, Mexico. The Holocene 8, 83-89.

Gutiérrez-Ayala, L., Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., 2012. Reconstrucción paleoambiental del Holoceno tardío de la reserva Los Petenes, Península de Yucatán, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 29, 749-763.

Hathatway, D.H., 2010. The solar cycle. Living Reviews in Solar Physics 7, 1-65.

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T., 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. Science 292, 1367-1370.

Hughes, M.K., Diaz, H.F., 1994. Was there a 'medieval warm period', adn if so, where and when? Climatic change 26, 109-142.

INEGI, 2009. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Armería, Colima. Clave geoestadística 06001, In: INEGI (Ed.), Mexico, p. 9.

Jagtap, T.G., Nagle, V.L., 2007. Response and Adaptability of Mangrove Habitats from the Indian Subcontinent to Changing Climate. Ambio 36, 328-334.

Kent, M., Coker, P., 1992. Vegetation description and analysis. Belhaven Press, Londres.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. Quaternary Research 62, 243-255.

MEA, 2005. Ecosystems and human well-being: synthesis., In: Assessment, M.E. (Ed.). Island Press., Washington, DC.

Mendoza, B., Jáuregui, E., Sandoval-Díaz, R., García-Acosta, V., Velasco, V., Cordero, G., 2005. Historical droughts in Central México and their relation with El Niño. Journal of Applied Meteorology 14, 709-716.

Monacci, N.M., Meier-Grünhagen, U., Finney, B.P., Behling, H., Wooller, M.J., 2011. Paleoecology of mangroves along the Sibun River, Belize. Quaternary Research 76, 220-228.

Patiño-Barragán, M., Meyer-Willerer, A.O., Galicia Pérez, M.A., Lezama Cervantes, C., B. Lara Chávez, B., 2009. Zona de mayor afectación en el puerto de manzanillo colima méxico, por eventos hidrometeorológicos intensos y su periodicidad. Boletón Técnico IMME 47, 47-60.

Ruíz-Montero, A.P., 2009. Ficha Informativa de los Humedales de Ramsar: Laguna de Cuyutlán vasos III y IV., In: Colima., D.d.E.d.G.d.E.d. (Ed.). Convención de Ramsar, México, p. 17.

Sosa-Nájera, M.S., 2013. El Holoceno tardío en el Occidente de México: el registro palinológico y geoquímico del lago crater de Santa María del oro, Nayarit. (Tesis inédita de doctorado), Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México., México, D.F., p. 237.

The-Field-Museum, 2014. Neotropical Herbarium Specimens. The Field Museum., Chicago, IL., http://fm1.fieldmuseum.org/vrrc/.

Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., 2006. Tropical forest and mangrove history from southeastern Mexico: a 5000 yr pollen record and implications for sea level rise. Veget Hist Archaeobot 15, 5.

Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., 2012. Mangroves of Southeastern Mexico: Palaeoecology and Conservation. The Open Geography Journal 5, 10.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Review 27, 1791-1828.

CAPÍTULO 5. Efecto del cambio climático sobre la vegetación de la Laguna de Cuyutlán: 15 siglos de historia climática.

5.1. Introducción

Los ecosistemas de manglar son de gran importancia ecológica, económica y social debido a las numerosas funciones y servicios que brinda a su entorno. Su transformación, deterioro o eliminación, ponen en riesgo su capacidad para poder realizar sus funciones y servicios (Alongi, 2002; López-Portillo y Ezcurra, 2002). En la actualidad los manglares se encuentran sometidos a diversas presiones naturales y antropogénicas, de entre las que destaca el cambio climático, que ha sido una fuerza transformadora que actúa constantemente sobre la dinámica de estos ecosistemas. Al modificar la dinámica natural de elementos de importancia del clima tales como la temperatura, la precipitación, la humedad, los vientos, entre otros, el cambio climático es un factor determinante en el establecimiento y preservación de las plantas del manglar. Por lo que leves modificaciones del clima a través del tiempo, puede ser causantes de cambios de importancia en la distribución de especies, comunidades y ecosistemas (Alongi, 2002, 2008; Gilman et al., 2008; López-Medellín et al., 2011).

Aunque el cambio climático siempre ha formado parte de la historia de la Tierra, la intensidad y la velocidad con que este cambio ocurre no son constantes, de tal manera que han variado a lo largo del tiempo. Por ejemplo, el Holoceno se caracteriza por la relativa estabilidad climática que ha tenido respecto al Pleistoceno, que se distingue por la presencia de periodos glaciales-interglaciales; no obstante, este periodo también presenta modificaciones en los patrones climáticos a través del tiempo (Metcalfe et al., 2000; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008). El cambio climático durante el Holoceno tardío observado a escala de decenas y centenas de años, es originado por diferentes forzamiento como cambios en los ciclos de actividad solar que, a su vez, causan modificaciones sobre el sistema atmosférico y oceánico, así como en la ubicación promedio de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Carrillo-Bastos et al., 2013; Sosa-Nájera, 2013). Estas modificaciones climáticas tienen la capacidad de propiciar el aumento de fenómenos climáticos extremos como huracanes y sequías, ambos ligados en el Pacífico mexicano con el fenómeno climático de teleconexión El Niño Oscilación del Sur (ENOS) (Mosiño y García, 1974; Bigg, 2003; Wanner et al., 2008).

La evidencia del cambio ambiental anteriormente mencionado puede ser encontrada en el sedimento lacustre, ya que es un lugar óptimo para la acumulación de proxies ambientales (Birks y Birks, 2005). En el sedimento queda depositada la información utilizada para descifrar la historia ambiental de una región cercana al cuerpo de agua (Fritz, 2005). El análisis de indicadores ambientales indirectos como la susceptibilidad magnética, la pérdida por ignición, la abundancia de microcarbón fósil y la composición elemental del suelo (descritos en el capítulo II), son elementos válidos para realizar inferencias sobre las modificaciones que han ocurrido en el clima a través del tiempo. El cambio en los valores de las variables antes mencionadas puede traducirse como alteraciones en el promedio de la temperatura, la precipitación, la humedad; igualmente, pueden ser indicadores de eventos o periodos de sequía, cambios en el nivel del mar, etc. (Fritz, 2005).

La Laguna de Cuyutlán es uno de los cuerpos de agua más grande y con gran importancia para el Pacífico centro de México; además de realizar numerosas funciones ecológicas, es parte fundamental de la economía portuaria, eléctrica y salinera para la región (Ruíz-Montero, 2009). No obstante, su historia florística y ambiental, incluida la relación de los cambios en la composición taxonómica de la vegetación de manglar de la laguna con el cambio ambiental más allá de dos siglos es prácticamente desconocida. Al encontrarse actualmente en un periodo de grandes modificaciones (naturales e inducidas) es importante conocer la respuesta que ha tenido el manglar a cambios climáticos pasados que permita contar con antecedentes ecológicos necesarios para el establecimiento de estrategias y políticas adecuadas, en vías de un mejor manejo y conservación del manglar de la región Pacífico centro de México.

En este capítulo se analizan los proxies ambientales que han impactado de manera significativa en la dinámica de la vegetación de la Laguna de Cuyutlán. El siguiente análisis es importante para el entendimiento de las fuerzas que han llevado a la vegetación de la Laguna de Cuyutlán a su estado actual de estructura, composición florística y estado de conservación.

5.2. Resultados

A partir del análisis del núcleo de sedimento S1M1, se obtuvo la siguiente información sobre algunos indicadores indirectos del ambiente. La zonación establecida en los distintos proxies que a continuación se presentan corresponde a la zonación obtenida con CONISS para la vegetación del núcleo de sedimento.

5.2.1. Susceptibilidad magnética (S.M.)

La S.M. presentó una variación importante a lo largo del sedimento, se distinguen tres diferentes rangos de profundidades durante las cuales el valor de la SM aumenta gradualmente: 66 – 94 cm (de 17 a 95%), 55 – 66 cm (de 4 a 20%) y 4 – 17 cm (de 3 a 15%) (Figura 5.1).

En la parte inferior del núcleo, en la profundidad de 66 a 94 cm (540 a 1250 años cal d.C.), se observa el mayor pico con un alto valor de S.M. Entre los 55 y 66 cm (1250 a 1400 años cal d.C.), desciende hacia edades más recientes hasta llegar a un bajo valor de S.M. de <4%, (1400 a 1690 años cal d.C.). En la parte superior del núcleo, entre los 4 a 17 cm (1690 a 1820 años cal d.C.), se presenta otro pico de S.M. (Figura 5.1).

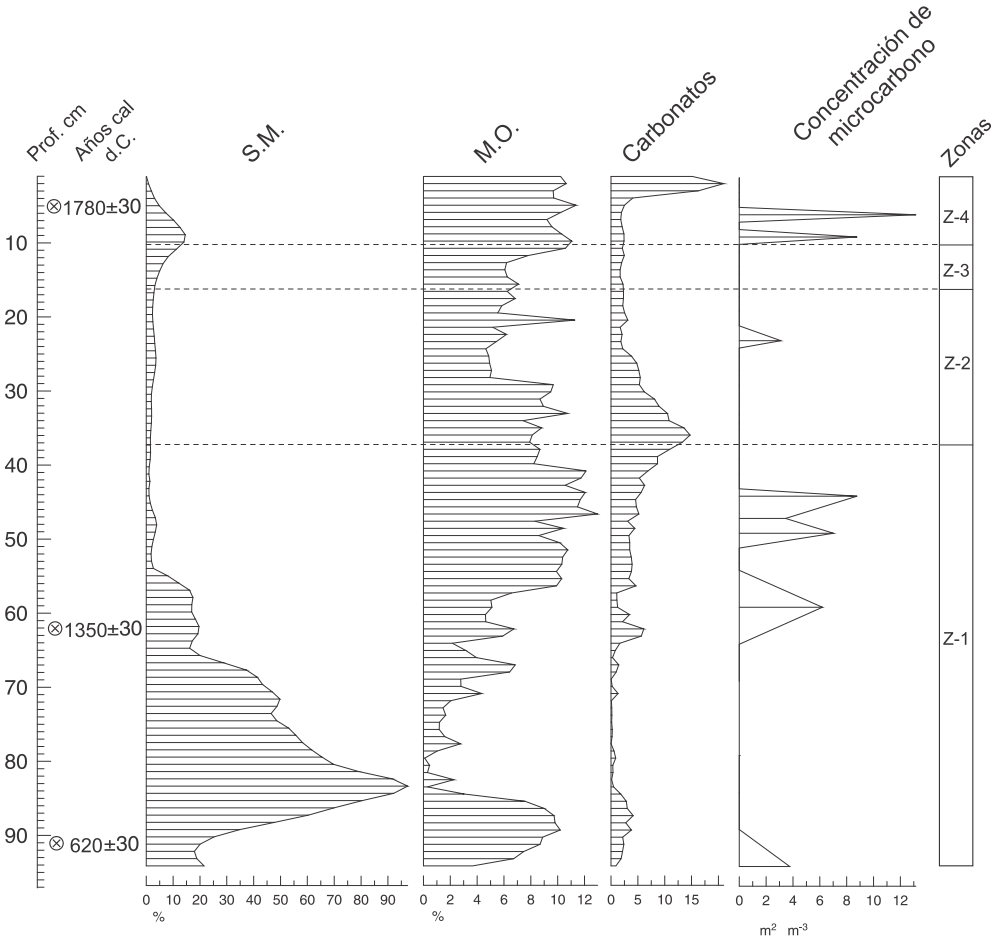

Figura 5.1. Susceptibilidad magnética (S.M.) y porcentajes de materia orgánica (M.O.) y carbonatos del núcleo S1M1 Las líneas punteadas marcan la zonación de acuerdo a la división con CONISS realizada en Psimpoll 4.27, con los datos de polen fósil.

5.2.2. Pérdida por ignición

El porcentaje de contenido de materia orgánica (M.O.) muestra cambios a través del tiempo en núcleo de sedimento. Se presenta una expansión del contenido de M.O. en forma de campana para el periodo comprendido entre los 470 a 750 años cal d.C. (86 a los 97 cm), alcanzando 10%. Hacia la parte superior del núcleo, entre los 60 y 86 cm (750 a 1365 años cal d.C.), el porcentaje aumenta de 1% a 5%, y a continuación se estabiliza entre los 30 y 60 cm (1365 a 1590 años cal d.C.), entre 7% y 12%. En el periodo comprendido entre 1590 y 1710 años cal d.C. (14 a 30 cm), ocurre una contracción de hasta el 5%. Los primeros 14 cm superiores del núcleo, muestran valores constantes de M.O.

Como se puede observar en la Figura 5.1., se presenta una relación inversa entre la S.M. y el contenido de M.O.; es decir, mientras la S.M. aumenta, el contenido de M.O. disminuye y viceversa. Lo anterior se debe a que esos proxies están asociados con la erosión del suelo (S.M.) / cobertura vegetal (M.O.), por lo que el aumento de uno promueve la disminución del otro.

En cuanto al contenido de carbonatos ($CaCO_3$), de los 470 a 950 años cal d.C., se presenta un promedio de 4%, seguidos de bajos porcentajes de $CaCO_3$ (950 a 1050 años cal d.C.). De los 74 a los 37 cm (1050 a 1540 años cal d.C.), los carbonatos presentan una tendencia de aumento hasta llegar a 15%, seguido de una disminución hasta los 25 cm (1630 año cal d.C.). Entre los 4 y 25 cm (1630 a 1820 años cal d.C.), los $CaCO_3$ se estabilizan a 3%. En los cuatro cm superiores del núcleo se presenta el máximo pico de contenido de carbonatos alcanzando 19%.

5.2.3. Microcarbón fósil (MCF)

Las concentraciones de MCF encontradas a lo largo del núcleo S1M1 no fueron constantes y sólo se presentó en cuatro secciones, mientras el resto del núcleo no presentó MCF (Figura 5.1). En la parte inferior del núcleo, entre los 91 y 97 cm (470 a 620 años cal d.C.), presentó 4% de MCF; entre 44 y 67 cm (1380 – 1490 años cal d.C.) con 9%; a los 26 cm (1620 año cal d.C.) con 3%; y a los 12 y 9 cm (1730 y 1750 años cal d.C.) con picos de 9 y 13% respectivamente.

5.2.4. Composición elemental del sedimento

La composición elemental del núcleo de sedimento S1M1 se muestra variable a través del tiempo (Figura 5.2), con cambios más notorios entre la zona I y el resto de las zonas de la vegetación. El Ca presenta valores más o menos constantes con un promedio de 35% desde los 57 cm y hasta el final del núcleo (de 470 a 1390 años cal d.C.). Posteriormente, entre 42 y 57 cm (1390 a 1500 años cal d.C.), se presenta una disminución hasta 20% de Ca. Durante 1500 a 1560 años cal d.C. (34 a 42 cm), se presenta una expansión que alcanza los 50%. Entre los 13 y 34 cm (1560 a 1720 años cal d.C.) ocurre una disminución en la abundancia, seguido de un aumento entre los 4 y 13 cm (1720 a 1820 años cal d.C.). Los valores más altos de este elemento se encuentran en la parte superior, de 1820 años cal d.C. a la fecha, con valores 80%.

En contraste, el Ti presenta valor promedio de 28% para los años 470 a 750 años cal d.C. (86 a 97 cm). Entre 68 y 86 cm (750 a 1200 años cal d.C.), aumenta el valor hasta 45%. Posteriormente, entre 36 a 68 cm (1200 a 1550 años cal d.C.), existe una disminución donde el valor más bajo llega a 20%. Para el periodo comprendido entre 1550 a 1865 años cal d.C. (3 a 68 cm), se observa un notorio aumento en la presencia de Ti con valores máximos de 60%. De 1865 años cal d.C. a la fecha, se observa una disminución de Ti hasta <10% (Figura 5.2).

El Vanadio (V), Cromo (Cr), Manganeso (Mn), Hierro (Fe), y Cobalto (Co), presentan patrones de cambios en su abundancia similares entre ellos a través del tiempo. En la parte inferior del núcleo presentan una contracción, seguida por una zona de expansión entre los 70 a 88 cm (670 a 1150 años cal d.C.). Posteriormente se observa una disminución de estos elementos hacia la parte superior (Figura 5.2).

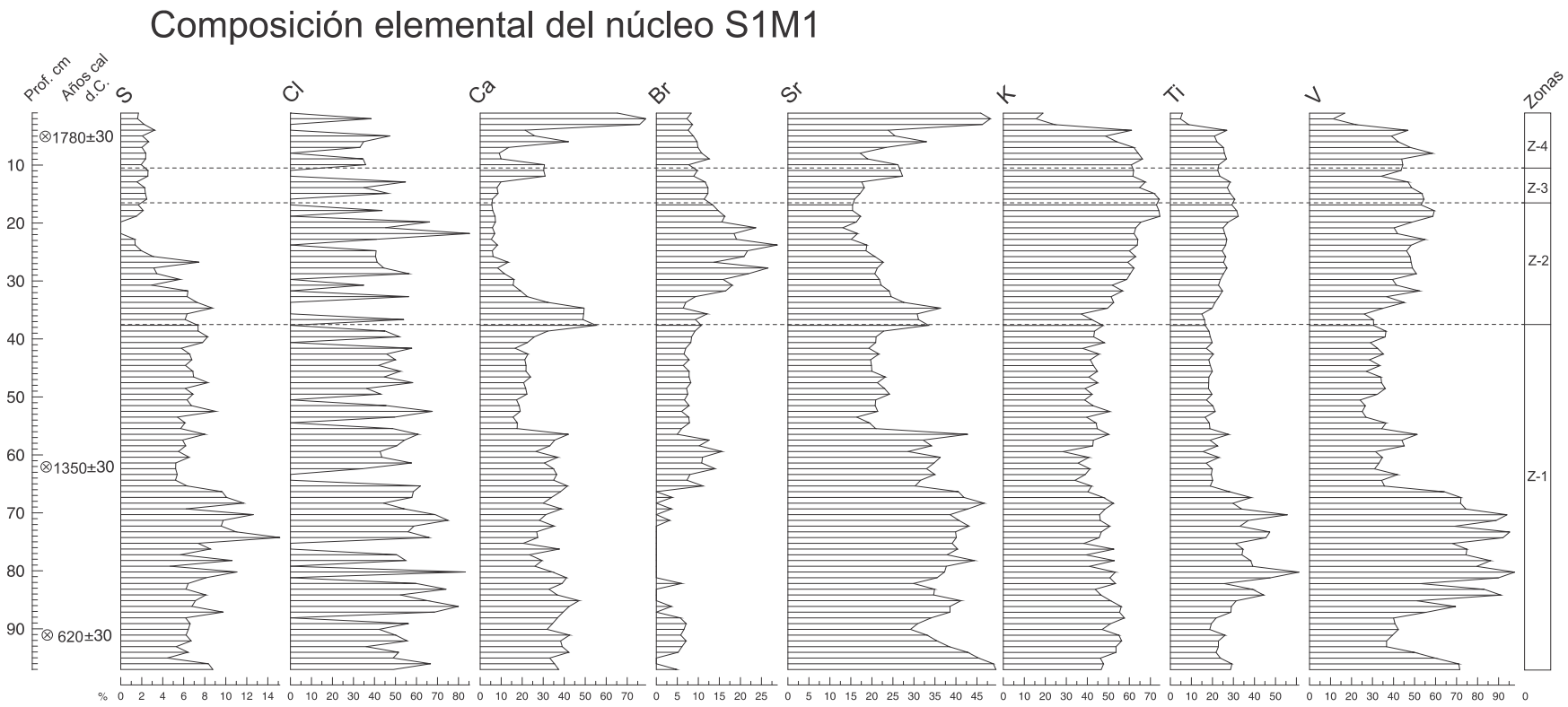

Figura 5.2. Composición elemental del núcleo S1M1 efectuado por XRF.

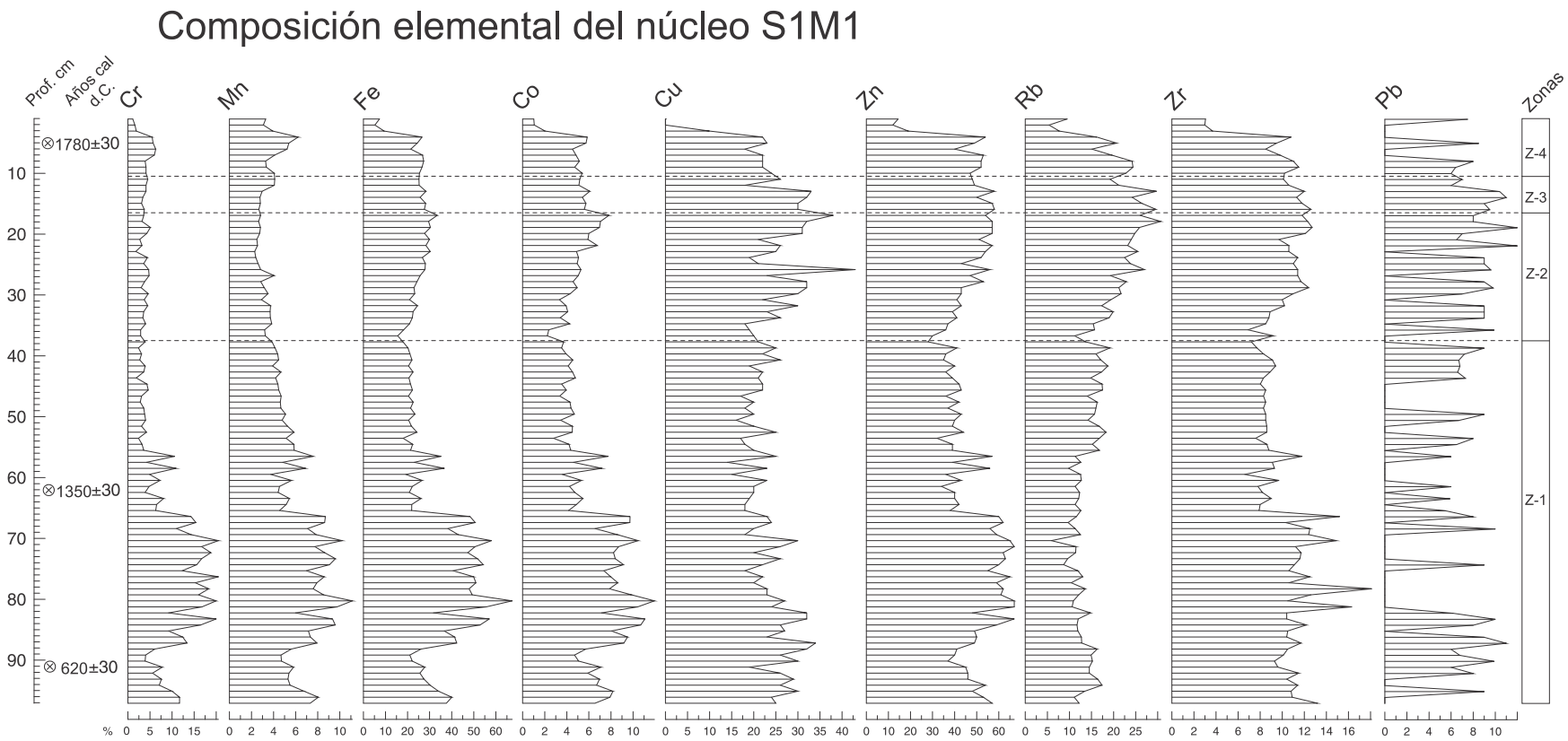

Figura 5.2. *(Continuación)*

5.2.5. Cambios ambientales detectados en la Laguna de Cuyutlán

Los resultados del análisis de componentes principales (PCA, por sus siglas en inglés), muestran que el Rubidio (Rb), Calcio (Ca), Cromo (Cr) y Zirconio (Zr) se encuentran altamente correlacionados con el Bromo (Br), Azufre (S), Manganeso (Mn) y Zinc (Zn) respectivamente. Mientras que el Titanio (Ti), Vanadio (V), Hierro (Fe) y Cobalto (Co) están correlacionados entre sí. De esta forma los elementos que se eligieron para los análisis posteriores fueron Manganeso, Azufre, Bromo, Cloro (Cl) y Titanio (Figura 5.3).

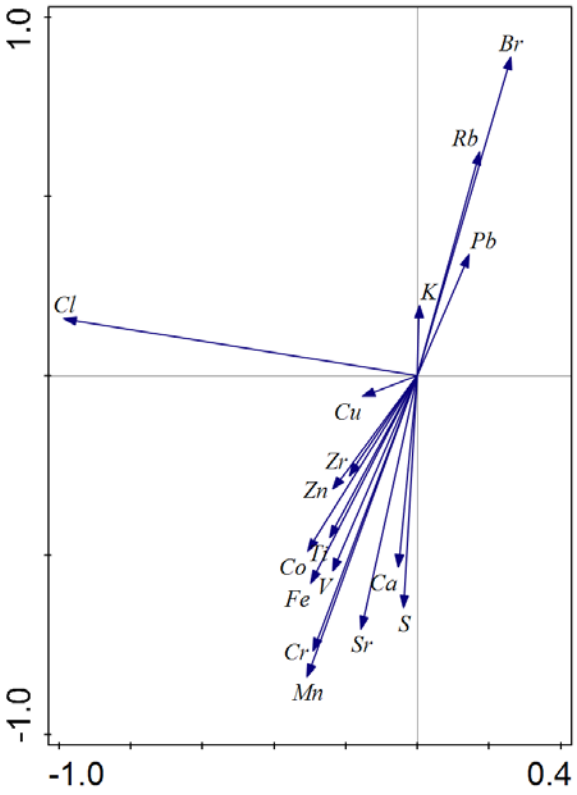

Figura 5.3. Análisis de componentes principales realizado con los datos de la composición elemental del sedimento con la finalidad de eliminar variables redundantes.

A través de un análisis de redundancia (RDA, por sus siglas en inglés), utilizando datos del porcentaje de polen y variables ambientales (susceptibilidad magnética (MS), materia orgánica (MO), carbonatos ($CaCO_3$) y elementos claves obtenidos del análisis elemental del suelo (Manganeso, Azufre, Bromo, Cloro y Titanio)), las variables ambientales explicaron el 28.9% de la variación total. Los eingenvalores fueron 0.1001, 0.0752, 0.0429 y 0.0223 para los ejes 1, 2, 3 y 4 respectivamente. Las variables explicativas más importantes fueron Azufre (t = 3.6139), Cloro (t = 2.8700) y Bromo (t = 2.3549) con un valor

de p = 0.002. Este análisis resume la variación encontrada en la composición de los taxones explicada por las variables ambientales (Figura 5.4).

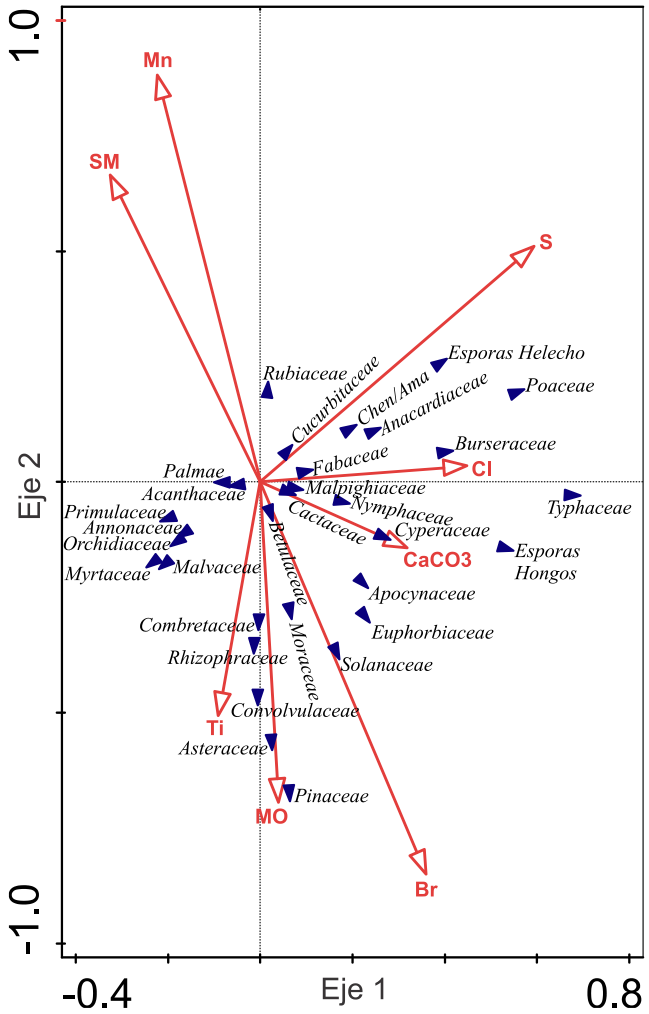

Figura 5.4. Taxones agrupados de acuerdo al análisis de redundancia (RDA) con datos de porcentaje de taxones y susceptibilidad magnética (SM), materia orgánica (MO), carbonatos ($CaCO_3$), Manganeso (Mn), Azufre (S), Bromo (Br), Cloro (Cl) y Titanio (Ti). Chen/Ama = Chenopodiaceae / Amaranthaceae.

A través de un análisis de redundancia (RDA) se realizó una ordenación de las diferentes edades con el fin de determinar si los grupos de taxones eran explicados por los proxies ambientales seleccionados. Las edades se ordenaron en tres grupos (Figura 5.5): antiguas, de mediana edad y recientes. Las edades más antiguas (de 67cm a 97cm / de 470 a 1220 años cal d.C.), se encuentran en la parte superior izquierda del diagrama y están relacionadas con el Mn y la SM. Las profundidades de mediana edad cubren el periodo de

1350 a 1650 años cal d.C. Las que se encuentran en la porción derecha central del diagrama están relacionadas con el S y Cl, mientras las ubicadas en la parte inferior a la derecha se relacionan con el Br, CaCO3 y MO. Finalmente, las profundidades más recientes (del año 1670 cal d.C. al presente), se localizan en la parte inferior izquierda del diagrama junto al vector del Ti. Los eingenvalores fueron 0.1001, 0.0752, 0.0429 y 0.0223 para los ejes 1, 2, 3 y 4 respectivamente. Las variables explicativas fueron Azufre (*t* = 3.6139), Cloro (*t* = 2.8700) y Bromo (*t* = 2.3549).

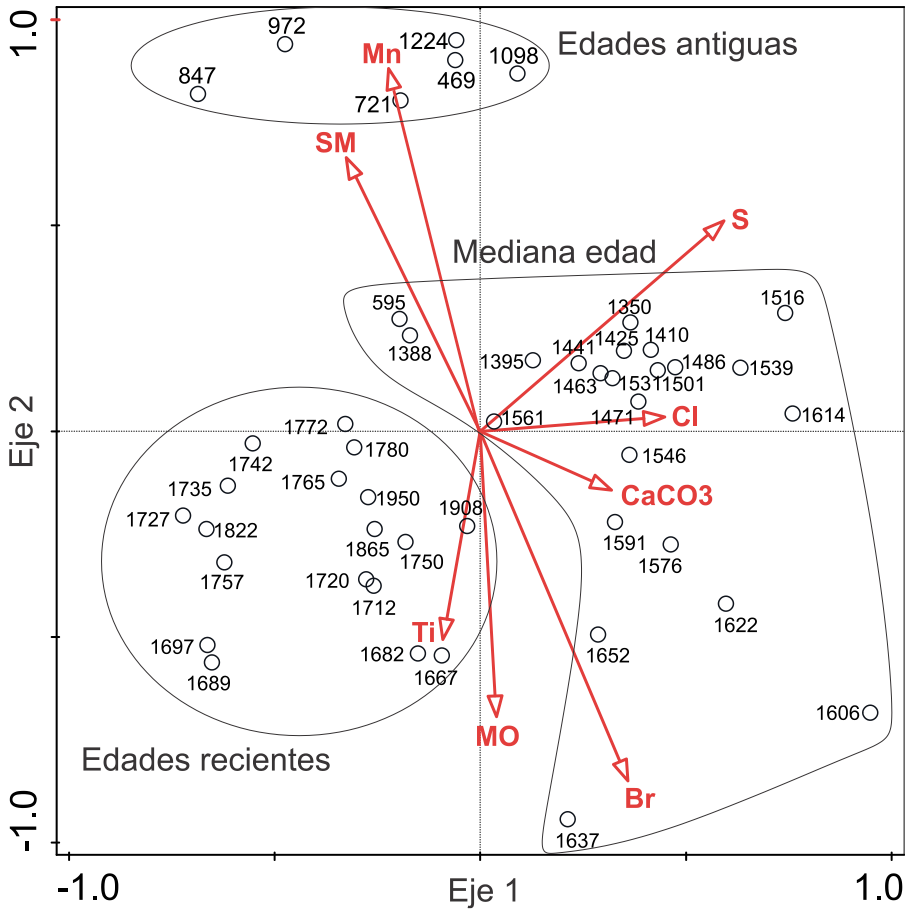

Figura 5.5. Edades agrupadas de acuerdo al Análisis de Redundancia (RDA) con abundancia de taxones y susceptibilidad magnética (SM), materia orgánica (MO), carbonatos ($CaCO_3$), Manganeso (Mn), Azufre (S), Bromo (Br), Cloro (Cl) y Titanio (Ti).

El registro de anomalías climáticas, así como periodos más puntuales de menor precipitación, sequía o aumento de la humedad, quedan reflejados en el registro polínico por medio de cambios en la composición de la comunidad vegetal (Sosa-Nájera, 2013). Las

anomalías climáticas globales, eventos puntuales de cambio climático, así como eventos de afectaciones antropogénicas que pudieron observarse en el sitio de estudio, se muestran en la Figura 4.4.

5.3. Discusión

5.3.1. El cambio climático en la Laguna de Cuyutlán en los últimos 1500 años.

El patrón general evidenciado por los indicadores ambientales encontrados en el núcleo de sedimento de la Laguna de Cuyutlán, muestra que durante el periodo 470 a 1380 años cal d.C., comprendido en la mitad inferior de la zona 1, se presentaba un ambiente provisto de menor vegetación o con baja producción primaria y con un suelo más expuesto y erosionado, como sugieren los altos valores de S.M. y los bajos valores de M.O. El aumento de la susceptibilidad magnética está asociado a suelos desnudos o con poca cobertura vegetal propensos a erosionarse o a un aumento en la precipitación, situaciones que propician el arrastre de minerales los cuales son depositados en el sedimento lacustre formando capas diferenciadas con distintos valores de magnetización (Nowaczyk, 2001). Asimismo, para este periodo existe evidencia de reducción en la precipitación indicada por bajos valores de Ti. Las variaciones en las concentraciones de Ti están asociadas con cambios hidrológicos, siendo posible interpretar periodos de menor precipitación cuando los valores de Ti disminuyen (Sosa-Nájera, 2013). El ambiente anteriormente descrito presenta características climáticas que están relacionadas a la presencia del PCM para la región de la Laguna de Cuyutlán, debido a que una menor vegetación y precipitación son reflejo de un ambiente más seco y probablemente más cálido.

A partir de la mitad superior de la zona I y hasta la parte superior del núcleo, de 1380 años cal d.C. al presente, se muestra una abundante cobertura vegetal que proporciona mayor protección al suelo, el cual muestra menor erosión a pesar de presentarse indicios de un aumento en los niveles de precipitación; lo anterior sustentado por la disminución en el valor de S.M. en combinación con el aumento en los valores de M.O. y Ti. Un mayor porcentaje de contenido de M.O. está asociado a periodos con mayor humedad y precipitación. El aumento en estos valores puede ligarse a un mayor nivel de producción primaria de la vegetación, dejando como evidencia gran cantidad de material vegetal a sedimentar transformado a M.O. (Birks y Birks, 2005).

Estos cambios en los patrones climáticos observados en la región de la Laguna de Cuyutlán, coincide con la transición entre el PCM y la PEH durante 1200 y 1400 años d.C. aproximadamente. Lo anterior sustenta a la idea de que en la región centro del Pacífico mexicano también fueron apreciables las dos anomalías climáticas detectadas en otras partes del mundo (Ely, 1997; Graham et al., 2007; Bocanegra Ramírez, 2014).

En el año 1540 cal d.C., los carbonatos ($CaCO_3$) presentan un aumento en su valor de abundancia, mientras que el Ti presenta valores bajos, denotando condiciones de sequía respecto a otros periodos. El balance precipitación/evaporación involucra procesos químicos y bioquímicos directamente asociados con la evaporación del agua, que a su vez regula la composición química y salinidad de la misma (Xiao et al., 2006). El aumento de la temperatura trae consigo un aumento en la evaporación de agua, ocasionando una sobresaturación del ion Ca^{2+} que induce la precipitación de $CaCO_3$ en el sedimento. Por lo tanto, altas concentraciones de $CaCO_3$ en el sedimento pueden ser interpretadas como condiciones ambientales de sequía (Vázquez-Castro et al., 2008; Ortega et al., 2010). Posteriormente, para el periodo de 1590 a 1740, la M.O. muestra una disminución, revelando que durante este tiempo la vegetación presentó cambios en respuesta a la presencia de un ambiente menos húmedo. Esta fecha también coincide con la existencia de presiones antropogénicas ligadas al arribo y establecimiento de colonizadores españoles alrededor de 1532 (Calderón Aragón, 2001), o incluso, ser el resultado de la combinación de ambos factores (ambientales y antropogénicos).

Para la sección más reciente del núcleo (entre 1865 a 1950), existe evidencia de un evento de intrusión marina, como lo indican los altos valores de $CaCo_3$ y Ca encontrados en los centímetros superiores. Se tiene el registro histórico de la afectación de toda la localidad de Cuyutlán por la llegada de un Tsunami el 22 de junio de 1932 (Corona y Ramírez-Herrera, 2012), por lo que el aumento tan puntual y acelerado de carbonatos en esta parte del núcleo es la evidencia indirecta del ingreso del mar hacia la zona lacustre en fechas recientes. Al no observarse otro pico similar de $CaCo_3$ y Ca, se infiere que la frecuencia de tsunamis en el área es baja y se limita a un único evento durante los últimos 1500 años. El contenido de carbonatos en el sedimento lacustre es un indicador ambiental que responde factores tanto bióticos como abióticos; es decir, la precipitación de $CaCO_3$ puede ser inducida por organismos, así como por procesos físicos y químicos (Perry et al., 2008; Sosa-Nájera et al., 2010). La parte biótica está asociada a gasterópodos, bivalvos y otros organismos calcáreos, comúnmente encontrados formando parte de la fauna asociada a los manglares

(Nagelkerkena et al., 2008). Los restos esqueléticos (bioclastos) de estos organismos, se acumulan formando parte de los sedimentos y su presencia se relaciona con la sucesión de especies, cambios en la marea, eventos de transgresión marina y/o cambios en la línea de costa (Perry et al., 2008). La diferencia gráfica en la acumulación de $CaCO_3$ en un evento extremo como un tsunami y un periodo de sequía, recae en el tipo de curva que se genera al graficar la abundancia de carbonatos a través de la columna sedimentaria. La acumulación de $CaCO_3$ debido al desbalance entre la tasa de precipitación y evaporación es mucho más gradual y menos pronunciada que la generada por un único evento esporádico y de corta duración temporal, que aporta en un sólo tiempo gran cantidad de carbonatos al sedimento.

5.3.2. Forzamientos responsables del cambio climático en la Laguna de Cuyutlán

Durante los últimos 1500 años, los cuales forman parte del Holoceno tardío, diversos estudios describen el cambio climático ocurrido en México debido a la presencia del fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS), el cambio en la ubicación promedio de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) y el cambio en la temperatura de la superficie de los océanos (Hodell et al., 2005; Ludlow-Wiechers et al., 2005; Torrescano-Valle y Islebe, 2006; Figueroa-Rangel et al., 2010; Sosa-Nájera et al., 2010; Figueroa-Rangel et al., 2011; Carrillo-Bastos et al., 2013; Sosa-Nájera, 2013). Estos cambios climáticos muestran una tendencia a un aumento de temperatura y mayor precipitación (Metcalfe et al., 2000; Sosa-Nájera, 2013), a pesar de que no se presente un patrón generalizado para todo México.

Para la región de la Laguna de Cuyutlán se puede observar, dentro de los registros ambientales indirectos, la aparición de las dos anomalías climáticas (el PCM y la PEH), asociadas con cambios en la intensidad de radiación solar. Es decir, dentro del núcleo de sedimento existe evidencia (e.g. cambios en el contenido de M.O., modificaciones en el valor de S.M. y en la composición elemental del sedimento) para sustentar que en esta zona también se tuvieron efectos de estas modificaciones climáticas.

El cambio más abrupto en condiciones climáticas determinado por las dos anomalías climáticas y la transición entre ellas, puede ser el reflejo de los cambios en la actividad solar, que a su vez afecta directamente la posición promedio de la ZITC y la intensidad de las corrientes atmosféricas y oceánicas por largos periodos de tiempo (Hodell et al., 2001;

Hathatway, 2010). En el periodo más seco y antiguo del núcleo de sedimento S1M1, se ve reflejado un desplazamiento hacia el Sur de la ZITC, provocando menores lluvias para el área del Pacífico centro de México. Mientras que para la parte más reciente y húmeda, se tiene un desplazamiento promedio de la ZITC hacia el norte, logrando que los niveles de precipitación sean más altos (Carrillo-Bastos et al., 2013; Sosa-Nájera, 2013).

5.3.3. Identificación de cambios ambientales y su repercusión en la vegetación.

Los cambios en condiciones climáticas naturales como periodos más secos o húmedos y el balance precipitación/evaporación, y antropogénicas como la llegada de colonizadores españoles y la apertura del puerto de Manzanillo, se ven reflejados en la vegetación regional de la Laguna de Cuyutlán a través del registro polínico obtenido del núcleo de sedimento S1M1 (Figura 5.6 y Figura 5.7).

Durante el PCM, condiciones generales de menor humedad se ven reflejadas en la vegetación de manglar, selva y perturbación, que presentan abundancias más bajas respecto al periodo de la PEH, que fue más húmedo que el anterior. Incluso existe la presencia de un hiato durante el cual el registro de polen fósil está ausente. La falta de acumulación de polen fósil en esa profundidad (77 cm) es un reflejo de las consecuencias del alto grado de erosión del suelo en ese periodo, demostrado por altos valores en la S.M.(Nowaczyk, 2001) (Figura 5.7).

Para el periodo de la PEH, la vegetación muestra un aumento en sus abundancias, sobre todo en los taxones de Chenopodiaceae/Amaranthaceae y Pinaceae. El primer grupo muestra un aumento acelerado en sus abundancias denotando un aumento en la humedad que permitió su rápido establecimiento que coincide con la ecología de esas familias (Gutiérrez-Ayala et al., 2012); mientras que la segunda (Pinaceae) presenta un aumento progresivo, demostrando una adaptación paulatina al ambiente más húmedo. También para Pinaceae existe una relación con la historia de incendios del sitio generada a partir de la abundancia de MCF. La presencia de MCF en sedimento está asociada con la historia de incendios, así como con perturbaciones antropogénicas (Swain, 1973; Clark, 1988; MacDonald et al., 1991; Whitlock y Larsen, 2001; Figueroa-Rangel et al., 2011). Para el caso de la Laguna de Cuyutlán, la presencia de MCF parece estar relacionada a los picos de M.O.; debido a que posterior al registro de MCF se presenta un aumento en la M.O. acumulada, posiblemente relacionada a la regeneración vegetal post-incendio (Swain,

1973). Las abundancias de Pinaceae son mayores después de los puntos de acumulación más amplios de MCF, coincidiendo con la dinámica de fuego que presenta esta vegetación, ya que los pinos se ven favorecidos en aspectos de reproducción y regeneración tras eventos de incendios (Rodríguez-Trejo y Fulé, 2003; Jardel P et al., 2009).

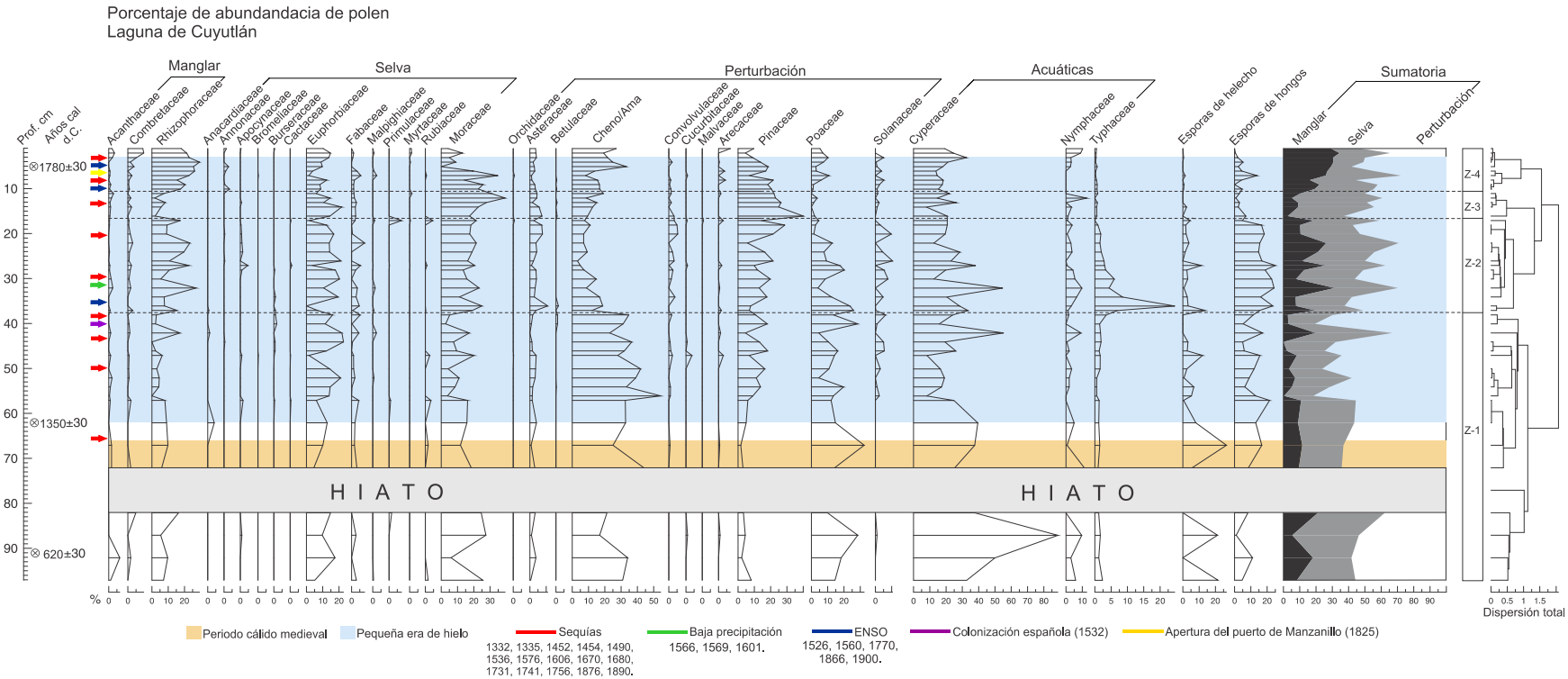

Figura 5.6. Diagrama de polen de la secuencia de sedimento S1M1 con los principales eventos climáticos y antropogénicos detectados para los últimos 1000 años d.C. Modificado de (Sosa-Nájera et al., 2010) a partir de la concentración de Ti y Ca detectada en el lago cráter de Santa María del oro, Nayarit y del registro histórico de sequías en México. También contiene información de (Calderón Aragón, 2001).

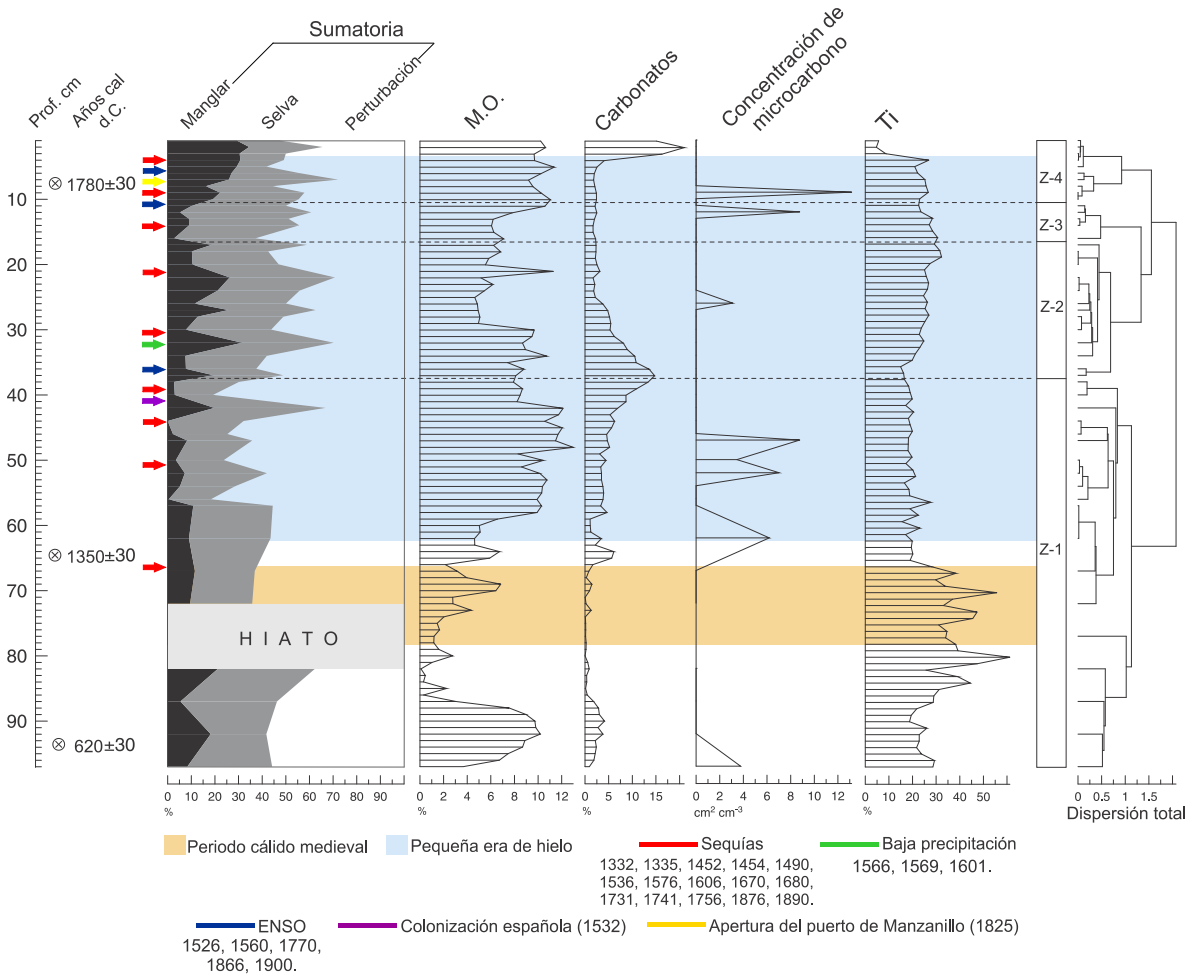

Figura 5.7. Diagrama con la sumatoria de polen, materia orgánica (M.O.), carbonatos, concentración de microcarbón y titanio (Ti) de la secuencia de sedimento S1M1 con los principales eventos climáticos y antropogénicos detectados para los últimos 1000 años d.C Contiene información de (Calderón Aragón, 2001) y (Sosa-Nájera et al., 2010).

5.4. Conclusiones.

Los resultados encontrados sugieren que las anomalías climáticas del PCM y la PEH también se presentaron en el Pacífico centro de México, dejando su huella en el registro de proxies ambientales extraídos del núcleo sedimento de la Laguna de Cuyutlán. Los distintos valores de M.O., CaCO3, S.M., Ti, Cr, Mn, Fe, Co y Cu son evidencia de la variabilidad climática durante los últimos 1500 años. Así mismo, los cambios detectados en la vegetación, también coinciden con los cambios climáticos observados a través del tiempo; es decir, se pudieron detectar modificaciones en la abundancia de los distintos taxones que forman parte de la vegetación de la Laguna de Cuyutlán, en periodos de tiempo similar durante los cuales se detectaron procesos de cambio climático.

En adición a las afectaciones al manglar derivadas de la variabilidad climática, las presiones y perturbaciones antropogénicas han tenido un impacto negativo en el desarrollo de la vegetación de manglar, en particular a partir del establecimiento del puerto de Manzanillo (1825) y el desarrollo industrial de la zona Manzanillo – Laguna de Cuyutlán, como lo demuestran los resultados del presente estudio. Debido a lo anterior, se considera sumamente importante continuar estudiando la respuesta de la vegetación a cambios ambientales tanto a naturales como inducidos; ya que son estos últimos los que podemos disminuir o frenar con el fin mitigar los efectos negativos del presente cambio climático sobre el manglar.

5.5. Literatura citada

Alongi, D.M., 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. Environmental Conservation 29, 331-349.

Alongi, D.M., 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. Estuarine, Coastal and Shelf Science 76, 1-13.

Bigg, G.R., 2003. The oceans and the climate. Cambridge University Press, New York.

Birks, H.H., Birks, H.J.B., 2005. Reconstructing holocene climates from pollen and plant macrofossils., In: Mackay, A., Battarrbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (Eds.), Global Change in the Holocene. Hodder Arnold., U.K., pp. 342 - 357.

Bocanegra Ramírez, D.M., 2014. Efectos del cambio climático y las variaciones del nivel del mar sobre la vegetación costera de Chiapas, México durante el holoceno medio y tardío., Instituto de investigaciones metalúrgicas. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo., Morelia, Michoacán, México., p. 91.

Calderón Aragón, G., 2001. Construcción y reconstrucción del desastre. Plaza Valdés, S.A. de C.V., México.

Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N., 2013. 3800 Years of Quantitative Precipitation Reconstruction from the Northwest Yucatan Peninsula. PLoS ONE 8, e84333.

Clark, J.S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: Source area, transport, deposition, and sampling. Quaternary Research 30, 67-80.

Corona, N., Ramírez-Herrera, M.T., 2012. Mapping and historical reconstruction of the great Mexican 22 June 1932 tsunami. Nat. Hazards Earth Syst. Sci 12, 1337–1352.

Ely, L.L., 1997. Response of extreme floods in the southwestern United States to climatic variations in the late Holocene. Geomorphology 19, 175-201.

Figueroa-Rangel, B.L., Willis, K.J., Olvera-Vargas, M., 2010. Cloud forest dynamics in the Mexican neotropics during the last 1300 years. Global Change Biology 16, 1689-1704.

Figueroa-Rangel, B.L., Willis, K.J., Olvera-Vargas, M., 2011. Late-holocene successional dynamics in a transitional forest of west-central Mexico. The Holocene 22, 11.

Fritz, S.C., 2005. Lacustrine perspectives on Holocene climate., In: Mackay, A., Battarrbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (Eds.), Global change in the Holocene, pp. 227-241.

Gilman, E.L., Ellison, J., Duke, N.C., Field, C., 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options: A review. Aquatic Botany 89, 237-250.

Graham, N.E., Hughes, M.K., Ammann, C.M., Cobb, K.M., Hoerling, M.P., Kennett, D.J., Kennett, J.P., Rein, B., Stott, L., Wigand, P.E., Xu, T., 2007. Tropical Pacific - mid-latitude teleconnections in medieval times. Climatic change 83, 241-285.

Gutiérrez-Ayala, L., Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., 2012. Reconstrucción paleoambiental del Holoceno tardío de la reserva Los Petenes, Península de Yucatán, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 29, 749-763.

Hathatway, D.H., 2010. The solar cycle. Living Reviews in Solar Physics 7, 1-65.

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., 2005. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). Quaternary Science Reviews 24, 1413-1427.

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T., 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. Science 292, 1367-1370.

Jardel P, E., Alvarado C, E., Morfín R, J.E., Castillo N, F., Flores G, J.G., 2009. Regímenes de fuego en ecosistemas forestales de México, In: Flores G, J.G. (Ed.), Impacto ambiental de incendios forestales. Mundi Prensa México, S. A. de C. V., México., pp. 73-100.

López-Medellín, X., Ezcurra, E., González-Abraham, C., Hak, J., Santiago, L.S., Sickman, J.O., 2011. Oceanographic anomalies and sea-level rise drive mangroves inland in the Pacific coast of Mexico. Journal of Vegetation Science 22, 143-151.

López-Portillo, J., Ezcurra, E., 2002. Los manglares de méxico: una revisión. Madera y Bosques 8, 26.

Ludlow-Wiechers, B., Almeida-Leñero, L., Islebe, G., 2005. Paleoecological and climatic changes of the Upper Lerma Basin, Central Mexico during the Holocene. Quaternary Research 64, 318-332.

MacDonald, G.M., Larsen, C.P.S., Szeicz, J.M., Moser, K.A., 1991. The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments: A comparison of charcoal, pollen, sedimentological, and geochemical indices. Quaternary Science Review 10, 53-71.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. Quaternary Research 62, 243-255.

Metcalfe, S.E., O'Hara, S.L., Caballero, M., Davies, S.J., 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico - a review. Quaternary Science Reviews 19, 23.

Mosiño, P., García, E., 1974. The climate of Mexico, In: Bryson, Hare (Eds.), Climates of North America. Elsevier, New York, pp. 345-404.

Nagelkerkena, I., Blaberb, S.J.M., Bouillonc, S., Greene, P., Haywoodf, M., Kirtong, L.G., Meyneckeh, J.-O., Pawliki, J., Penrosej, H.M., Sasekumark, A., Somerfieldl, P.J., 2008. The habitat function of mangroves for terrestrial and marine fauna: A review. Aquatic Botany 89, 155-185.

Nowaczyk, N.R., 2001. Logging of magnetic susceptibility., In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), Tracking environmental change using lake sediments. Volume 1: Basin analysis, coring and chronological techniques. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 155-170.

Ortega, B., Vazquez, G., Caballero, M., Israde, I., Lozano-García, S., Schaaf, P., Torres, E., 2010. Late Pleistocene; Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuen, Central Mexico. Journal Paleolimnology 44, 745-760.

Perry, C.T., Berkeley, A., Smithers, S.G., 2008. Microfacies characteristics of a tropical, mangrove-fringed shoreline, Cleveland Bay, queensland, Australia; sedimentary and taphonomic controls on mangrove facies development. Journal of Sedimentary Research 78, 77-97.

Rodríguez-Trejo, D.A., Fulé, P.Z., 2003. Fire Ecology of Mexican pines and a fire management proposal. International Journal of Wildland Fire 12, 23-37.

Ruíz-Montero, A.P., 2009. Ficha Informativa de los Humedales de Ramsar: Laguna de Cuyutlán vasos III y IV., In: Colima., D.d.E.d.G.d.E.d. (Ed.). Convención de Ramsar, México, p. 17.

Sosa-Nájera, M.S., 2013. El Holoceno tardío en el Occidente de México: el registro palinológico y geoquímico del lago crater de Santa María del oro, Nayarit. (Tesis inédita de doctorado), Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México., México, D.F., p. 237.

Sosa-Nájera, S., Lozano-García, S., Roy, P.D., Caballero, M., 2010. Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos

lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 62, 437-451.

Swain, A.M., 1973. A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments. Quaternary Research 3, 383-390.

Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., 2006. Tropical forest and mangrove history from southeastern Mexico: a 5000 yr pollen record and implications for sea level rise. Veget Hist Archaeobot 15, 5.

Vázquez-Castro, G., Ortega-Guerrero, B., Rodríguez, A., Caballero, M., Lozano-García, S., 2008. Mineralogía magnética como indicador de sequía en los sedimentos lacustres de los últimos ca. 2,600 años de Santa María del Oro, occidente de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 25, 21-38.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Review 27, 1791-1828.

Whitlock, C., Larsen, C., 2001. Charcoal as a fire proxy, In: Smol, J.P., Birks, H.J.B. (Eds.), Tracking environmental change using lake sediments. Volume 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators. Kluwer Academic Publishers., Dordrecht, The Netherlands., pp. 75-97.

Xiao, J., Wu, J., Si, B., Liang, W., Nakamura, T., Liu, B., Inouchi, Y., 2006. Holocene climate changes in the monsoon/arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia. The Holocene 16, 551-560.

CAPÍTULO 6. Conclusiones generales y recomendaciones

6.1. Introducción

Los ecosistemas forestales son unidades ecológicas complejas y dinámicas que pueden presentar fuertes modificaciones a través del tiempo, sobre todo cuando se estudian a una escala milenaria; algunas respuestas que se pueden observar tras modificaciones naturales o antropogénicas incluyen cambios en la dominancia y abundancia de distintos tipos de vegetación. Los estudios paleoecológicos llevados a cabo en lagunas permiten conocer la dinámica ecológica de un ecosistema a escala centenaria o milenaria, lo que nos brinda un escenario diverso sobre las presiones y los forzamientos naturales y antropogénicos que originan distintas respuestas en la vegetación. El estudio de esta dinámica es útil para tener un mejor entendimiento del sistema y lograr implementar mejores acciones de restauración, conservación y manejo del mismo, para mitigar las afectaciones generadas por el actual cambio climático.

El presente estudio paleoecológico es una investigación pionera para el ecosistema de manglar del Pacífico centro de México. Se realizó en la Laguna de Cuyutlán, un cuerpo de agua costero de gran importancia ecológica; sin embargo, desde hace más de 50 años se encuentra sometido a constantes presiones antropogénicas, así como a la creciente presión del cambio ambiental global. El desarrollo urbano e industrial del área de Manzanillo ha aumentado las afectaciones de esta laguna, mientras que las acciones para mitigar o compensar los daños directos o colaterales sobre este cuerpo de agua y a la vegetación circundante son limitadas, restringiéndose a trabajos de reforestación de los elementos de mangle afectados, además del nombramiento de sitio ramsar para el IV vaso de esta laguna.

Bajo este panorama, el presente estudio proporciona conocimiento científico para fundamentar un mejor manejo del manglar de la Laguna de Cuyutlán, ya que brinda un mayor entendimiento de la dinámica ecológica del ecosistema en el largo plazo. Además, facilita información clave para la creación de nuevos modelos predictivos que ayuden a construir mejores estrategias para promover la mitigación de los daños al manglar por las perturbaciones naturales y antropogénicas.

6.2. Conclusiones generales

El sedimento lacustre de la Laguna de Cuyutlán presentó características necesarias, de buena sedimentación y una cronología adecuada, para realizar con ellos análisis paleoecológicos. Derivados de estos análisis se observó que la vegetación colindante a la Laguna de Cuyutlán ha presentado cambios en abundancia y dominancia de diferentes tipos de vegetación durante los últimos 1500 años. De igual forma, el estudio paleopalinológico permitió observar el florecimiento del manglar alrededor del año 1700 d.C., así como las épocas donde la vegetación de selva y de perturbación fueron dominantes sobre el resto de los elementos. A continuación se presentan las conclusiones derivadas de cada objetivo particular establecido para este estudio.

6.2.1. Cambios en la composición florística de la vegetación de manglar de la Laguna de Cuyutlán

En el registro palinológico de la vegetación circundante a la Laguna de Cuyutlán se lograron identificar 32 taxones; los cuales presentaron cambios en su abundancia durante los últimos 15 siglos. El mayor recambio de taxones ocurrió entre los años 1740 – 1910 cal d.C. que coincide con el florecimiento del manglar. Los elementos de perturbación fueron dominantes entre los años 1300 y 1500 d.C. Posteriormente, alrededor de 1600 d.C., se presentó dominancia por parte de los elementos de selva.

Para la laguna de Cuyultlán, el manglar está representado por tres familias: *Acanthaceae*, *Combretaceae* y *Rhizophoraceae*. Dichas familias presentaron un marcado aumento a partir de 1740 d.C., así como un decremento a partir de 1830, pocos años después de la apertura del puerto de Manzanillo.

6.2.2. Cambios ambientales y antropogénicos y su relación con los cambios en la vegetación

Los resultados derivados de esta investigación sugieren que los cambios observados en la vegetación cercana a la Laguna de Cuyutlán son una respuesta a modificaciones ambientales y antropogénicas, en particular a las anomalías climáticas del Periodo Cálido Medieval (PCM) (800 - 1300 años d.C.) y la Pequeña Era de Hielo (PEH) (1300 - 1800 años d.C.). También se lograron detectar dos perturbaciones antropogénicas de importancia: la colonización española (1532) y la apertura del puerto de Manzanillo (1825). Mientras que por un lado es posible que el aumento en la humedad asociado con la PEH haya fomentado

un mayor desarrollo del manglar; por otro lado, el establecimiento del puerto de Manzanillo parece haber afectado esta vegetación mermando su desarrollo.

La susceptibilidad magnética, la pérdida por ignición y la composición elemental del sedimento ayudaron a detectar las anomalías climáticas del PCM y la PEH. A través de estos proxies fue posible detectar periodos con mayor erosión del suelo, periodos con mayor vegetación, así como periodos con mayor aridez o humedad.

El registro de microcarbón fósil reveló el historial de incendios naturales de la región, el cual mostró un acoplamiento con las oscilaciones de abundancia de la familia Pinaceae, caracterizada por su afinidad y respuesta a los incendios.

El manglar de la Laguna de Cuyutlán mostró ser resiliente a los cambios ambientales y antropogénicos ocurridos durante los últimos 1500 años. Sin embargo, la combinación de presiones cada vez más fuertes, tanto antropogénicas derivadas del desarrollo industrial, como naturales a causa del creciente cambio climático, podrían rebasar la capacidad de resiliencia de este ecosistema ocasionando su extinción. Es necesario se realicen acciones congruentes, basadas en el conocimiento científico, para lograr mitigar la acelerada pérdida de esta vegetación.

6.3. Recomendaciones generales

6.3.1. Próximos estudios

Realizar estudios paleoecológicos en otros manglares de México y demás áreas prioritarias de conservación y restauración, es esencial para el establecimiento de adecuadas estrategias que logren mitigar el actual cambio climático. Como se demostró a través de este estudio, la paleoecología reconstruye la historia ecológica del sitio, que incluye los cambios ambientales que éste ha tenido y las respuestas de la vegetación. Esta información es necesaria para lograr mitigar efectivamente el actual cambio climático en cualquier ecosistema natural.

Tomando en cuenta los resultados derivados de esta tesis, se recomienda realizar más estudios paleoecológicos similares en la Laguna de Cuyutlán, donde se trabaje con sedimentos extraídos dentro de la vegetación de manglar circundante a la laguna, con la finalidad de detectar una señal polínica más local (a diferencia de la señal regional que se detectó en este trabajo). Lo anterior podría llevarse a cabo en distintos puntos de la laguna, teniendo en cuenta áreas de importancia y representativas de las distintas condiciones

ambientales presentes en el área; por ejemplo, cercano a la termoeléctrica, la regasificadora, las salineras, el estero Palo Verde, entre otras.

6.3.2. Enfoque local

Como lo demuestran los resultados obtenidos en este estudio, las perturbaciones naturales y antropogénicas han logrado modificar la composición taxonómica de la vegetación cercana a la Laguna de Cuyutlán. Las presiones antropogénicas como las afectaciones intrínsecas al progreso industrial y urbano del puerto de Manzanillo y sus alrededores, han afectado negativamente el desarrollo del manglar; por lo que se debe prestar particular atención a desarrollar y realizar acciones para aminorar estas presiones. Frenar o mitigar las presiones del cambio climático sin atender las perturbaciones locales resulta un esfuerzo poco útil.

En ese sentido, es necesario hacer uso de la información base como la generada en el presente estudio, para crear propuestas adecuadas y coherentes con las presentes presiones que actúan negativamente sobre el desarrollo del manglar de la Laguna de Cuyutlán. La aplicación de estrategias adecuadas permitirá continuar con el progreso económico de la zona sin poner en riesgo la permanencia del manglar.

6.4. Manejo de recursos naturales

Realizar un buen manejo de los recursos naturales incluye asegurar la continuidad del ecosistema a través del tiempo. Una forma de lograr este objetivo es conocer el comportamiento que tendrá el ecosistema a través del tiempo bajo distintos escenarios de presiones y cambios tanto naturales como inducidos. Los datos generados en este estudio forman parte de la información necesaria para la generación de modelos que ayuden a predecir el comportamiento del manglar de la Laguna de Cuyutlán bajo varios escenarios de cambio climático y perturbaciones antropogénicas. Tener esos modelos será de gran utilidad para tomar mejores decisiones en los planes de restauración, conservación y manejo del manglar, así como para el establecimiento de estrategias efectivas para la mitigación de los efectos del cambio climático sobre el manglar del Pacífico mexicano.