



Universidad Michoacana de San Nicolás
de Hidalgo



Instituto de Investigaciones Metalúrgicas

**“Reconstrucción Paleoecológica durante el
Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parangueo
en Valle de Santiago, en el Estado de Guanajuato.”**

Tesis

Que para obtener el grado de:

Maestra en Geociencias y Planificación del Territorio

Presenta: Verónica Osuna Vallejo

Asesora: Dra. Gabriela Domínguez Vázquez

Morelia, Michoacán . Enero del 2012

ÍNDICE

Resumen.....	1
Capítulo I Introducción.....	3
Capítulo II Marco teórico.....	5
II.1 Técnicas Paleoambientales.....	5
II.1.1 Conceptos básicos: Palinología, Estratigrafía y Geoquímica.....	5
II.2 Condiciones paleoambientales del centro occidente de México en los últimos 20,000 años.....	6
II.3 Condiciones ambientales durante el Pleistoceno tardío en México.....	7
II.4 Eventos que marcaron la transición Pleistoceno-Holoceno (El Younger Dryas).....	11
Capítulo III. Marco Geológico.....	14
III.1 Geología del área de Valle de Santiago.....	14
Capítulo IV Área de estudio.....	18
IV.1 Clima y Vegetación.....	20
Capítulo V Objetivos.....	22
Capítulo VI Hipótesis.....	23
Capítulo VII.- Metodología.....	23
Capítulo VIII.-Resultados.....	26
VIII.1 Litoestratigrafía.....	26
VIII.1.1- Litoestratigrafía de la secuencia Lacustre RDP-01.....	26
VIII.1.2 Unidad V de 1300 cm a 1450cm (20236- 22918 años Cal a.P).....	29
VIII.1.3 Unidad IV (1000 cm a 13000 cm) (15650-20236 años Cal a.P).....	31
VIII.1.4 Unidad III (700 cm a 1000 cm) (12139 -15650 años Cal a.P).....	33
VIII.2 Geocronología.....	35
VIII.3 Análisis Polínico.....	36
VIII.3.1 Zonación Palinológica.....	40
VIII.3.1.1 Tramo 13 a 14.5 m. Unidad V (22,918 – 20,236 años Cal a.P.).....	40
VIII.3.1.2 Tramo de 13 m a 10 m Unidad IV (20,236 a 15,850 años Cal a.P).....	46
VIII.3.1.3 Tramo de 10 m a 7 m Unidad III (15,331 a 12,139 años Cal a.P).....	52
VIII.4 Variaciones temporales del polen.....	57
VIII.5. Análisis multielemental.....	58
VIII.6 Productividad del ecosistema de acuerdo a los valores de Carbono Orgánico	

Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT).....	61
VIII.7 Productividad del ecosistema de acuerdo a los valores susceptibilidad magnética.....	63
Capítulo IX.-Discusión.....	65
Capitulo X.-Conclusiones.....	72
Bibliografía.....	73
Índice de Figuras	
Fig.1.- A) Cambio del lado Sur del ITCZ en enero B) Cambio Norte del ITCZ en Julio...	10
Fig.2. Mapa geoformas de Valle de Santiago en Guanajuato México.....	15
Fig 3.-Mapa de productos del mar Rincón de Parangueo, b) Perfil topográfico del interior del cráter en dirección E-W. (Tomado de Uribe-Cifuentes 2006.)	17
Fig.4.- Mapa con dos escalas el mapa a) 1:3,918,536 y b) 1: 32,871,351. Ubicación del sitio de Estudio en el estado de Guanajuato, en Valle de Santiago.....	19
Fig.5 Mapa de Vegetación del Arco Volcánico Transmexicano que muestra el alcance polínico de la zona de estudio. Escala 1: 1. 450.000.....	21
Fig. 6 Equipo de fluorescencia de Rayos X de última generación (NITTON XL3t de Thermo Fisher Scientific).....	24
Fig.7 Magnetómetro MS3 Magnetic Susceptibility Meter marca Bartington	24
Fig. 8 Estratigrafía 0 cm a 1450cm de la Secuencia Lacustres RDP-01 de la Hoya de Parangueo en Valle de Santiago Guanajuato.....	27
Fig. 9 Tramo del núcleo RDP-01 de 1,150 cm a 1,200 cm presentando buzamiento en la base del tramo.....	28
Fig.10 Estratigrafía de 1,300 cm a 1,450 cm de la secuencia Lacustre RDP-01 de la Hoya Rincón de Parangueo en Valle de Santiago Guanajuato.....	29
Fig. 11.-Tramo 13,000 cm – 13,500 cm del núcleo RDP-01presentando buzamiento en la base del tramo.....	30
Fig.12 Estratigrafía de 1,000 cm a 1,300 cm de la secuencia Lacustre RDP-01 de la Hoya Rincón de Parangueo en Valle de Santiago Guanajuato.....	32
Fig 13.-Tramo del núcleo RDP-01 de 1,000 a 1,050 cm.....	32
Fig 14.- Estratigrafía de 700 cm a 1,000 cm de la secuencia Lacustre RDP-01 de la Hoya Rincón de Parangueo en Valle de Santiago	33

Fig.15 Laminaciones (700 cm a 750 cm) de la unidad III de la secuencia Lacustre RDP-01Secuencia	34
Fig 16.- Modelo de edad y Tasas de Sedimentación del núcleo RDP-01. Los valores utilizados para el modelo de edad son el punto medio de las edades ¹⁴ C calibradas con 2 α	35
Fig. 17.- Diagrama Palinológico de la vegetación regional agrupando los taxa en cuanto a afinidad vegetacional del Maar La hoya de Rincón de Parangueo en Valle de Santiago.	44
Fig. 18 Diagrama Palinológico de la vegetación regional agrupando los taxa en cuanto a afinidad vegetacional del Maar La hoya de Rincón de Parangueo en Valle de Santiago....	45
Fig. 19.- Diagrama Palinológico de la vegetación regional del Maar La hoya de Rincón Parangueo en Valle de Santiago Guanajuato correspondiente a 15,650 a 20,236 Cal aP.....	50
Fig. 20 Diagrama Palinológico de la vegetación regional agrupando los taxa en cuanto a afinidad vegetacional del Maar La hoya de Rincón de Parangueo en Valle de Santiago.	51
Fig 21.-Diagrama Palinológico de la vegetación regional del Maar La hoya de Rincón Parangueo en Valle de Santiago Guanajuato correspondiente a 12,139 a 15,331 años Cal aP.....	55
Fig. 22 Diagrama Palinológico de la vegetación regional agrupando los taxa en cuanto a afinidad vegetacional del Maar La hoya de Rincón de Parangueo en Valle de Santiago.	56
Fig 23.- Índice de cobertura. Relación del polen arbóreo entre la suma de la concentración polínica de arbóreo mas la concentración de polen herbáceo.....	57
Fig. 24. Cambios vegetacionales ocurridos en la Hoya de Rincón de Parangueo durante los diferentes ciclos glaciares durante los últimos 22000 años.....	58
Fig. 25.- Análisis de los elementos Fe K, Sr y Ca con la división de las zonas polinicas ya identificada.....	59
Fig. 26.- Análisis de Carbono Orgánico (COT), carbono inorgánico (CIT) y carbonos Totales (CT).	62
Fig. 27-Relación Ca/Fe y Ca/K indicando periodos húmedos y secos. Durante los últimos 20,000 años.....	63
Fig. 28 Susceptibilidad magnética (X). Ciclicidades.....	64.

Indice de Laminas

Lamina 1.- Polen de Bosque Templado Fotos tomadas a 40X.....	37
Lamina 2.- Polen de Bosque Tropical (40X).....	38
Lamina 3.- Polen de Humedales (40X).....	38
Lamina 4.- Polen de Bosque Mesófilo (40 X).....	39
Lamina 5.- Polen de Matorral Xerófilo (40X).....	40

Indice de Tabblas

Tabla 1.- Fechamientos de Radiocarbono por AMS del núcleo RDP-01 y calibración con base en Stuiver y Reimer (1993); Stuiver et. al. (2005).....	35
---	----

AGRADECIMIENTOS:

A mis padres sabiendo que jamás encontraré la forma de agradecer su constante apoyo y confianza, sólo espero que comprendan que mis ideales, esfuerzos y logros han sido también suyos e inspirados en ustedes. Ambos Liam y yo les estaremos eternamente agradecidos. A mis hermanos por hacerme saber que están ahí en los momentos en los que los necesite y que puedo acudir a ellos.

A todos aquellos que me acompañaron a campo y supieron que no es sencillo sacar un núcleo: Cheche, Miguel, Susana, Laura, Valerio, Cloe, Zirahuen, Dulce, muy en especial a mi hermano Rodrigo que en cada viaje siempre volvió y se volvió un experto nucleador de verdad que sin tu paciencia y destreza no habríamos llegado a 15 metros.

A mis sinodales a la Dr. Isabel Israde, al Dr. Victor Garduño, al Dr. Pedro Corona, al Dr. Priyadarsi Debajyoti, y a la Dra. Erna López, por su paciencia y todo el tiempo brindado en hacerme las correcciones pertinentes así como las enseñanzas que me dieron en el transcurso de este camino.

A mi asesora la Dra. Gabriela Domínguez Vázquez porque me brindo su amistad y me tuvo mucha mucha pero mucha paciencia para concretar este trabajo.

A la UNAM y al Dr. Roy por facilitarme la entrada al laboratorio para hacer los análisis del núcleo.

A Neftali y a Don Sergio por hacerme muy ameno mi trabajo en el laboratorio y ayudarme a la hora de mis dudas y las historias que fueron infinitas al fin va a haber un poco de silencio en el instituto.

A Luca por toda la ayuda brindada y por haber emprendido este camino juntos me hiciste mas amenas las clases.

A la comunidad de Rincón de Parangueo que siempre se mantuvieron interesados en el trabajo así como brindaron su ayuda para la realización del mismo

Agradezco a CONACYT por la beca (352122/241179) para llevar a cabo mis estudios.

A mi Liam porque eres el motor que me impulsa, por que tuviste toda la paciencia del mundo y más cuando estaba estresada me aguantaste de mal humor y esperaste tanto a que tuviera tiempo para jugar contigo porque contaste los días las horas en que volviera a tu lado del trabajo que me separo en ratos de ti.

RESUMEN

El maar de Rincón de Parangueo se encuentra localizado cerca del borde entre los climas áridos del norte de México, y los climas subtropicales y tropicales de alta presión, los cuales dominan en el centro y sur de México. La distribución de la lluvia es controlada en gran medida por el ciclo de migración de la zona de convergencia intertropical (ITCZ) y los vientos del oeste los cuales acarrearán humedad del Pacífico hacia el Golfo de México y el Caribe. Este escenario climático ofrece la oportunidad de investigar las variaciones en el clima y su influencia en la historia de la región. En este trabajo se presenta una reconstrucción paleoambiental sobre los cambios climáticos ocurridos en los últimos 22000 años cal a.P. y la respuesta de la flora vegetal a los mismos. A partir de un núcleo colectado en el centro del mar (14.5 metros de longitud), se realizaron análisis multidisciplinarios (Estratigrafía, CIT, COT, polen, susceptibilidad magnética y geoquímica). El control cronológico fue proporcionado por cuatro fechamientos isotópicos de ^{14}C y usando AMS. El modelo de edad indica que la base del núcleo tiene una edad de 22,000 años cal aP. Las variaciones climáticas inferidas con los sedimentos del maar de Rincón de Parangueo a partir de los cambios de los componentes sedimentarios analizados en los últimos 22,000 años se resumen en ciclos de sequía indicadas por: bajos niveles lacustres (13,000, 14,500-15,000, 16,500-17,000, 18,500, 19,500 y 20,000 años cal aP), humedad hincadas por aumentos en el nivel lacustre (14,000, 16,300 y 17,000- 17,500 años cal aP) y aporte de terrígenos importantes (14,000, 15,000 y 19,000 años cal aP).

Palabras clave.- Pleistoceno tardío, Rincón de Parangueo, sedimentos lacustres, México central.

Abstract

The maar of Valle de Santiago is located in the state of Guanajuato to the south of the City of Salamanca, at the northern limit of the Mexican Volcanic Arc. It is present near the border between arid northern México and tropical to subtropical high pressure climatic systems that dominate the central and southern Mexico. The rainfall distribution is controlled in part by the latitudinal migration of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) bringing humid air mass from the Gulf of México and the Caribbean and the westerly winds that carry moisture from the Pacific. This work intends to reconstruct the environmental conditions in the Bajío region during the last 22,000 cal years BP, based on the stratigraphy of the sedimentary deposits, TOC, TIC, pollen, geochemistry and magnetic susceptibility in a 14.5 m core collected from the central part of the maar. The chronological control is provided by 4 different ^{14}C dates. According to the age model, the sediment sequence covered the late Pleistocene and the base of the sedimentary sequence has been assigned an age of 22000 cal year BP. The inferred changes in climatic conditions registered in the sediments of the maar Rincón de Parangueo show lower lake levels associated to dry phases (13000, 14500-15000, 16500-17000, 18500, 19500 and 20000 cal year BP) and humid phases (14000, 16300 and 17000 - 17500 yr Cal BP) with important terrigenous input at 14000, 15000 and 19000 cal year BP, respectively. The observed vegetation during the Last Glacial Maximum (18,500 to 22,000 yr Cal BP) suggest a significant increase in pollen grains inferring a dense forest cover in the surroundings of the maar.

Keywords.- *Late Pleistocene, Paleolimnology, Paleoecology, Rincón de Parangueo, lacustrine sediments, central México*

Capítulo I. INTRODUCCIÓN

La mayor parte de la información paleoambiental del Pleistoceno y Holoceno del centro-occidente de México ha sido obtenida a partir del estudio de cuencas lacustres. El Bajío de México está localizado en el límite de los climas áridos del norte de México, y de los climas subtropicales y tropicales de alta presión, los cuales dominan en el centro y sur de México. La distribución de la lluvia está controlado además por la migración anual de la zona de convergencia intertropical (ITCZ) y los vientos del oeste, los cuales acarrearán humedad del Pacífico hacia el Golfo de México y el Caribe (Roy *et al.*, 2009; Metcalfe *et al.*, 2000).

Las cuencas sedimentarias endorreicas y en particular los lagos volcánicos, son sitios ideales para estudiar los cambios en el ambiente, debido a que los sedimentos depositados en el fondo registran las características ambientales existentes en los alrededores de la cuenca. Un ligero cambio en el sistema climático puede dar lugar a modificaciones en los procesos exógenos de los alrededores de las cuencas sedimentarias tanto en el acarreo de los sedimentos hacia la cuenca, así como en las fluctuaciones de los niveles en la misma y el depósito de los sedimentos.

Las columnas de sedimentos extraídos del fondo del lago permiten acceder al registro de los cambios ambientales, a través del estudio de los microfósiles (polen, diatomeas, así como de las características sedimentológicas, químicas y magnéticas de los mismos. Estos marcadores o proxies proporcionan información sobre las fluctuaciones en los niveles de agua de los lagos del centro occidente de México, las características del ecosistema circundantes y el clima regional.

Las reconstrucciones paleoambientales nos permiten tener una visión general de la variabilidad climática del Pleistoceno tardío en el centro de México. A pesar de los complicados procesos de sedimentación, así como a la pérdida de información debido a la desecación de estos lagos como consecuencia de actividades antropogénicas, que hacen difícil obtener una imagen clara del clima y de los cambios ambientales durante los últimos 20,000 años (Davies *et al.* 2004; Khandelwal *et al.*, 2008).

El estudio del polen, es una herramienta usada en las reconstrucciones paleoambientales, la cual nos permite reconstruir la composición aproximada de la vegetación de la cuenca, debido a la presencia de los taxa de polen que pueden ser buenos indicadores de condiciones ecológicas específicas (Bush, 2002). El análisis del polen es una de las herramientas más importantes para las reconstrucciones ambientales, ya que ofrece una visión acerca de la vegetación y del clima en el pasado. Estos granos de polen se han preservado a través del tiempo en sedimento de lagos, estuarios, hielo etc. Las características que le dan al polen tanta importancia para este tipo de reconstrucción, es el hecho de que posee características morfológicas que permite identificarlo a niveles taxonómico altos, como géneros o en algunos casos llegar hasta especies de plantas (Faegri y Iverson, 1975; Moore y Webb, 1978). Otra característica importante del polen es que también son producidos y conservados en grandes proporciones, lo cual permite que sean esparcidos de acuerdo a sus requerimientos de dispersión (anemófilas, entomófilas o zoomófilas).

Este trabajo pretende, con base en datos palinológicos, estratigráficos y geoquímicos, reconstruir las condiciones paleoclimáticas y paleovegetacionales presentes durante el Pleistoceno tardío en el centro-oeste de México con sedimentos del maar Rincón de Parangueo, ubicado en Valle de Santiago, en el estado Guanajuato.

Capítulo II Marco teórico

II.1 Técnicas Paleoambientales

II.1.1 Conceptos básicos: Palinología, Estratigrafía y Geoquímica

La paleoclimatología es la ciencia que estudia la reconstrucción de los eventos climáticos en diferentes escalas de tiempo de la historia de la tierra y utiliza la información retenida en núcleos de hielos, anillos de los arboles, foraminíferos, polen, diatomeas y las rocas para determinar las condiciones climáticas de la tierra a través de estudios multidisciplinarios.

El término palinología, fue introducido en 1944 por Hyde y Williams en conjunto con el geólogo suizo Antevs, en las páginas de *Pollen Analysis Circular*. Hyde y Williams (1944) seleccionaron el nombre de palinología derivado de las palabras griegas *paluno* que significa “esparcir” y *pale* que significa “polvo” (y ambos son similares a la palabra en latín para polen) (Hyde, y Williams 1944). La palinología es una herramienta utilizada en paleoclimatología, debido que nos ofrece una visión de los cambios en las proporciones de los tipos de polen presentes en los diferentes estratos depositados en los cuerpos de agua que indican cambios en las comunidades de plantas, relacionados con las variaciones del clima. La palinología es usada para inferir la distribución geográfica de las comunidades vegetales, las cuales están restringidas de acuerdo a las condiciones climáticas prevalecientes en determinado lugar.

La estratigrafía es la rama de la geología que trata del estudio e interpretación de las rocas sedimentarias estratificadas y de la identificación, descripción y secuencia, tanto vertical como horizontal. La cartografía y correlación de las unidades estratificadas de rocas y sedimentos, nos ofrece las herramientas para ordenar los estratos y acontecimientos en una secuencia según su antigüedad, además nos permite determinar la edad relativa de un estrato determinado en base en sus relaciones de depósito o fósiles asociados, edad que

puede ser precisada por medio de una edad absoluta basada en técnicas de fechamiento isotópico. En este trabajo la estratigrafía fue útil para analizar los depósitos de sedimentos que siguen intervalos regulares de tiempo, para determinar los procesos a los que se ven expuestos los ambientes adyacentes a la cuenca en estudio.

La geoquímica es una especialidad de las ciencias naturales, que sobre la base de la geología y de la química, estudia la composición y dinámica de los elementos químicos en la Tierra, determinando la abundancia absoluta y relativa, la distribución y migración de los elementos entre las diferentes partes que conforman la Tierra. Utilizan como principales testimonios de las transformaciones de los minerales y rocas componentes de la corteza terrestre con el propósito de establecer leyes o principios en las cuales se basa tal distribución. Algunos de los elementos químicos contenidos en los sedimentos, son en una escala de mayor a menor abundancia: oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, potasio y magnesio.

II.2 Condiciones paleoambientales del centro occidente de México en los últimos 20,000 años

Los primeros estudios de reconstrucción paleoambiental en el occidente México se remontan con el estudio del registro biológico del lago de Pátzcuaro por Deveey (1944). Desde entonces un gran número de estudios se han realizado en la zona central de México. En recientes años el interés se ha incrementando debido a los avances que se han tenido en el entendimiento del clima en el Cuaternario tardío (Metcalfé *et al.* 2000). Sin embargo un factor importante en la interpretación de los estudios paleoecológicos en México es el

comprender el impacto que ha tenido la actividad volcánica sobre los registros paleoclimáticos, debido a que dificultan el análisis geocronológico de las secuencias estratigráficas (Metcalf *et al.* 1991; Caballero-Miranda, 1995; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1997). Esto es de particular importancia sobre todo para la parte central de México, en donde depósitos laminares de tefra son comúnmente asociados a los depósitos lacustres. Otro factor a considerar es la desecación de los lagos ya que ocasiona hiatus que es una pérdida en la información ocasionada por destrucción del material por procesos de erosión. Los asentamientos humanos también juegan un papel importante ya que se instauran en estas zonas hace 3500 D.C. modificando la tasa de sedimentación (Watts y Bradbury, 1982; Lozano-García *et al.*, 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994, 1998; Metcalfe, 1995; Arnauld *et al.*, 1997; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 1999; Bradbury, 2000).

En el centro de México los estudios de polen han abarcado principalmente el Holoceno tardío, en particular los cuatro registros que abarcan el Pleistoceno tardío provienen del lago de Pátzcuaro (Saporito 1975), el lago de Cuitzeo (Israde *et al.*, 2010), la región de Puebla Tlaxcala (Heine, 1988; Heine 1994) y el lago de Zacapu (Ortega *et al.*, 2002).

II.3 Condiciones ambientales durante el Pleistoceno tardío en México

Las evidencias de glaciación durante el pleistoceno terminal en el centro de México se limitan a las trece montañas con más de 3,800 m de altitud, todas ellas ubicadas en el CVTM. Se han reconstruido las fases de glaciación y descensos térmicos asociados con el volcán Iztaccíhuatl (5,286 m) para los últimos 20,000 años (Caballero *et al.*, 2010). Estos datos pueden ser extrapolables a otras montañas y en general a todo el centro del país, ya

que los avances glaciales obedecen al clima regional. Investigaciones similares se han realizado previamente en el mismo volcán Iztaccíhuatl y en otras montañas de la zona (White 1987; Heine 1994), aunque con menos precisión en los fechamientos isotópicos utilizados. En general existe coincidencia en la magnitud de los avances glaciales de México respecto a los de otras zonas tropicales y templadas, lo cual indica que se trata de fenómenos globales controlados por el sistema climático general.

Para el último glacial máximo (UMG) los registros de las cuencas lacustres indican desplazamiento en los rangos de distribución hacia altitudes menores como una respuesta de las comunidades vegetacionales para adaptarse al frío favoreciendo a las comunidades más resistentes a las variaciones del clima (Caballero *et al.*, 2000).

El comportamiento de las precipitaciones, la magnitud del enfriamiento, la disminución/aumento relativo de la humedad durante el UMG han sido interpretadas de manera contradictoria por diferentes autores; en diferentes zonas de México para un mismo lapso de tiempo se interpretan y se observan condiciones diferentes, las zonas reciben estas influencias climáticas de manera heterogénea, debido a las características geomorfológicas particulares de cada sitio. (Metcalf *et al.*, 2000; Metcalf, 2006).

Los estudios paleoecológicos de la zona centro de México indican una mayor aridez durante el Pleistoceno, ocasionando bajos niveles lacustres. Esta aridez glacial estaba relacionada con cambios en los patrones de la circulación atmosférica global. Las celdas de alta presión subtropical y la zona intertropical de convergencia estaban desplazadas hacia el sur a como se encuentran hoy en día; además los sistemas monzónicos se encontraban detenidos, lo que ocasionó el desarrollo de climas fríos y secos (Caballero *et al.*, 1999; Lozano- García *et al.*, 2005). Sin embargo algunos registros pleistocénicos indican

condiciones frías y húmedas (Kutzbach *et al.*, 1993; Caballero *et al.*, 2010), tales son los casos del centro-poniente de México (Bradbury, 1997, 2000; Robles-Camacho *et al.*, 2009, 2010) y recientemente también para el sur de la península de Yucatán (Hodell *et al.*, 2008; Bush *et al.*, 2009). Desde el punto de vista paleoecológico el Lago de Pátzcuaro es una de las cuencas más estudiadas.

Las evidencias provenientes de éste indican, que el centro-occidente de México se mantuvo húmedo durante el último glacial máximo (UMG), debido a la penetración de humedad en invierno desde el Océano Pacífico asociada a vientos del oeste. Actualmente este fenómeno ocurre sólo en latitudes más altas del continente (p.e. suroeste de Estados Unidos). Durante el UGM los vientos se encontraban desplazados hacia el sur junto con toda el sistema general de la atmósfera (Bradbury, 2000). De hecho se sabe que en esa época el norte de México, hoy árido y semiárido, experimentó un clima mucho más húmedo. En cuanto a la región del caribe mexicano, no hay estudios palinológicos con fechamientos que abarquen al UGM, pero se sabe que al igual que algunos sitios en el centro de México el clima fue bastante seco y frío (Metcalf, 2000).

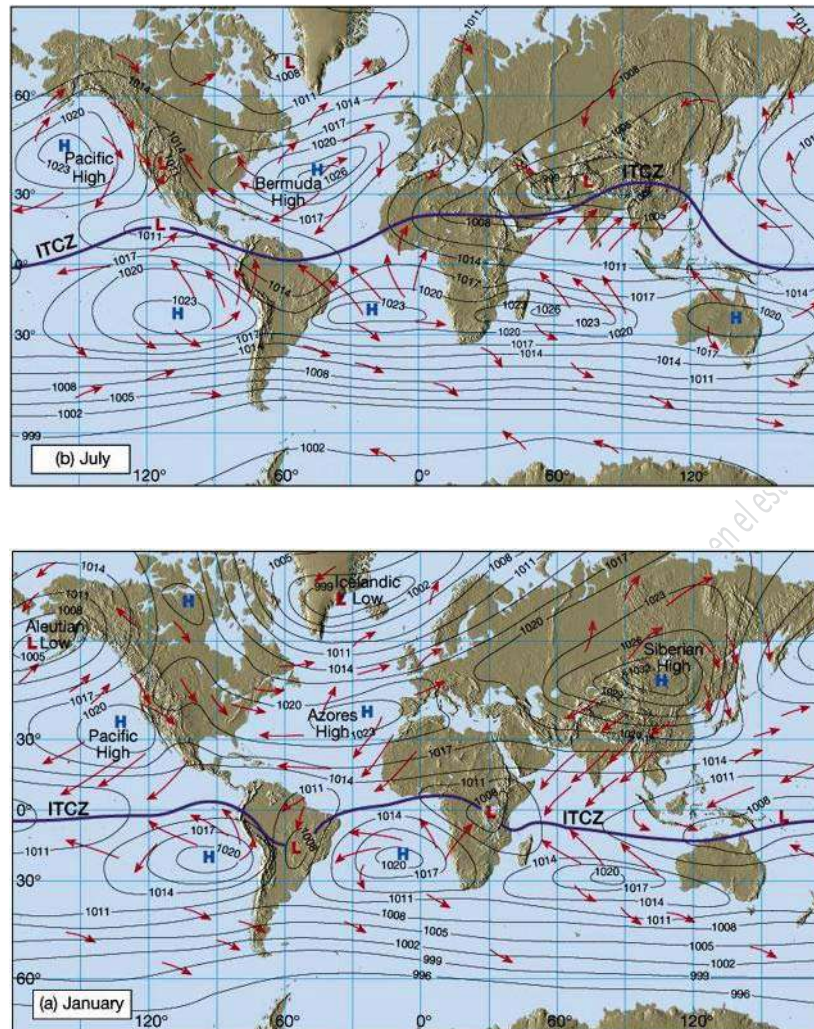


Figura 1.- A) Cambio del lado Sur del ITCZ en enero B) Cambio Norte del ITCZ en Julio (Tomado *The Atmosphere, 8th edition*, Lutgens and Tarbuck, 8th edition, 2001)

Hacia el final del Pleistoceno y principios del Holoceno (15,000 a 10,000 años antes del presente) las condiciones en el centro de México se tornaron ligeramente más húmedas, con algunas fluctuaciones de periodos secos. En general este lapso parece haber sido caracterizado por un clima en el que aumentaron gradualmente las temperaturas, mientras las condiciones de humedad eran muy fluctuantes, tendiendo a secas (Rico *et al.* Sin año.). Esto mismo ocurrió en el centro de México, en la península de Yucatán y en la región del Caribe. En varias zonas del centro de México, este periodo se caracterizó por una gran

actividad volcánica, que ocasionó importantes cambios ambientales relativamente locales asociados a la devastación del paisaje y la depositación de grandes volúmenes de origen volcanoclástico (Robles *et. al.* 2009; 2010). En Cuitzeo y Zacapu los niveles fueron bajos e incluso estos lagos desaparecieron por algunos periodos, mientras que en Pátzcuaro se mantuvieron relativamente estables y altos (Bradbury, 2000).

II. 4 Eventos que marcaron la transición Pleistoceno-Holoceno (El Younger Dryas)

Los datos que nos brindan las cuencas lacustres a finales del Pleistoceno y en particular de la transición al Holoceno resulta importante para el entendimiento del clima moderno. De estos periodos, destaca el Dryas Reciente (Younger Dryas), que representa una de las transiciones climáticas más dramáticas de la historia climática y geológica (Ortega *et al.* 2010)

El Younger Dryas es un evento climático, que consiste en un brusco enfriamiento reportado a nivel global que inicio de 11, 100 C¹⁴ a los 10,000 C¹⁴. Este evento posterior al Böilling-Alleröd, (el cual fue un evento cálido previo), marca el final del Pleistoceno y comienzo del presente interglacial (Holoceno).

La importancia de este periodo (Y.D.) radica en que las condiciones glaciales tuvieron un abrupto retorno, lo que nos indica la rapidez con que las condiciones climáticas pueden deteriorarse, ya que en menos de 200 años la temperatura descendió 15 °C en los polos.

Existen varias teorías que pretenden explicar el enfriamiento ocurrido durante el Younger Dryas. Hace 13.000 años AP, una de ellas consiste en la observación de una insolación

verano/estiva en el hemisferio norte mayor que la actual y que continuaba aumentando en forma contraria a los ciclos astronómicos (Milankovich), por lo tanto no había una razón para este enfriamiento. Muchos estudios señalan que el sistema de corrientes del Atlántico se debilitó y las aguas superficiales polares avanzaron hacia el sur, hasta la latitud de la península ibérica. Algunos indicadores como, la aparición de foraminíferos de aguas polares como la *Neogloboquadrina pachyderma* en los sedimentos oceánicos de las latitudes medias del Atlántico Norte, y de derrubios terrígenos transportados por icebergs y depositados en el fondo del mar, son muestra del enfriamiento agudo que se produjo durante el Younger Dryas. (Lehman and Keigwin 1992),

Broecker (1989), indica que durante el periodo Bölling-Alleröd por la fusión de los hielos del manto Laurentino a principios de la desglaciación, se ocasionó la formación del lago Agassiz al oeste en el continente Americano. Este lago de agua dulce tenía su zona de descarga hacia el sur en el Golfo de México a través del río Mississippi (Broecker, 1989). Sin embargo, un evento no definido ocasionó la salida del lago Agassiz hacia el Atlántico Norte a través del canal de San Lorenzo en Quebec; lo que provocó una disminución de la salinidad y densidad del agua superficial del Atlántico Norte, deteniendo el mecanismo de hundimiento y producción de agua profunda (NADW). Este proceso debilitó la *banda transportadora* oceánica, impidiendo el transporte de calor al Norte dejando que este se congelara ocasionando el Younger Dryas (Y.D.).

Tarasov (2005) propuso que el incremento de agua dulce en la región septentrional del Atlántico se generó desde el Ártico a través del estrecho de Fram entre Spitzberger y Groelandia. Durante el Younger Dryas, el Ártico recibió agua dulce de deshielo desde el sector occidental del manto de hielo norteamericano, en la región de Keewatin, y que

existió un desagüe del deshielo a través de la Bahía de Hudson. Este exceso de agua dulce era luego desplazado hacia el Atlántico Norte a través del estrecho de Fram y frenaba la circulación termohalina.

Una de las teorías más controversiales es la que explica que el evento Younger Dryas fue causado por un evento extraterrestre, causado por la caída de un meteorito, que dejó como evidencia una capa de Iridio y la presencia de nannodiamantes en los estratos correspondientes al Y.D. (Firestone *et al.* 2007; Tian *et al.* 2011; Van Hoesel *et al.* 2011; Mahaney *et al.* 2010, 2011).

Al término del Y.D., las corrientes oceánicas se acomodaron a un funcionamiento similar al que conocemos hoy en día. Las aguas superficiales del Atlántico Norte se volvieron a calentar y las temperaturas, especialmente en Europa, ascendieron de nuevo varios grados en unas pocas décadas dando por terminado el Pleistoceno y comenzando un nuevo período cálido, el Holoceno. Sin embargo, pocos registros han encontrado evidencias de la ocurrencia del Y.D. en México, a pesar de ser un evento de escala global (Metcalf *et al.*, 2000).

Capítulo III.- Marco Geológico

III.1 Geología del área de Valle de Santiago

El campo volcánico de Valle de Santiago, Guanajuato, se localiza en el límite noreste del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y consiste en abundantes conos cineríticos, 20 de los 22 anillos de tobas encontrados en el campo volcánico hicieron erupción en un área de 7 km x 50 km en alineación NNW-SSE, 13 de ellos se presentan en una pequeña franja de 6 km x 13 km, a los cuáles se definen como el Grupo Valle de Santiago.

En general, los centros volcánicos del CVMG se encuentran distribuidos en relación con fallas y en algunos casos son aparentemente aleatorios. Un pequeño número de conos en la porción central del CVMG muestra tendencia local a alinearse E-O, aunque dichos alineamientos no son observados de manera regional. Los cráteres de Valle de Santiago muestran una orientación preferencial distinta, la cual se extiende por 50 km en dirección NNO (Hasenaka y Carmichael, 1985a). Esta alineación de cráteres podría representar una zona de fallas pre-existente o de debilidad cortical a lo largo de la cual los maeres hicieron erupción preferentemente. (Fig.2)

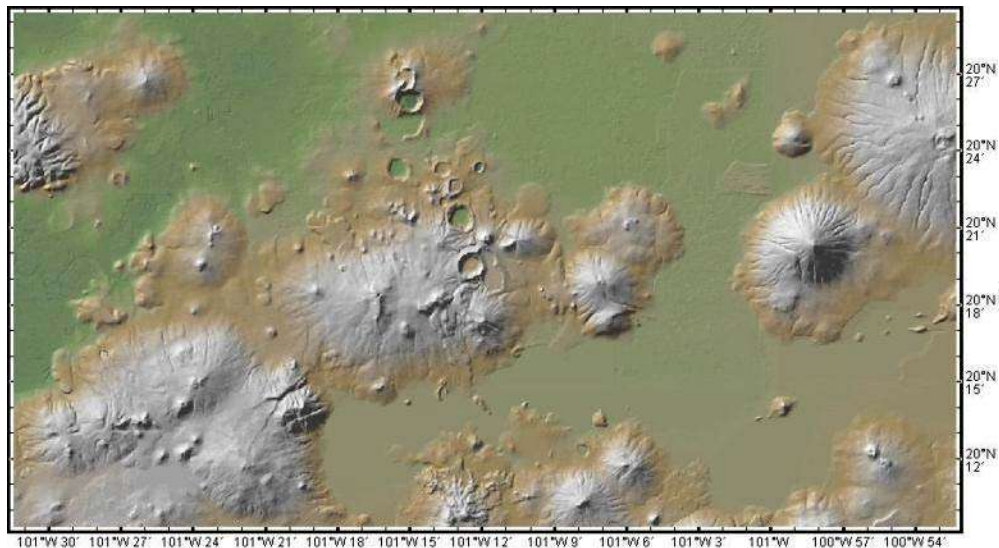


Figura 2. Mapa geofomas de Valle de Santiago en Guanajuato México.

Los cráteres de explosión o maares, son también conocidos en México por el nombre general de “xalapazos”. Esta palabra proviene del vocablo náhuatl apaztli, nombre mexica para las vasijas de barro rellenas de arena (xalli-arena). Y, apaztle que significa el lugar donde se filtran las aguas o bien, es un sinónimo de manantial. Aguilera propuso antes llamar apazco a toda cavidad embudiforme, de cualquier naturaleza, xalapazco a los cráteres de explosión, y axalapazco, en particular a aquellos que contienen un lago (Lugo-Hubb, 2001).

Un maar se define como un cráter volcánico resultado de una erupción freática o freatomagmática, construido por debajo del relieve general del terreno circundante donde la roca encajonante se muestra infrayaciendo a los depósitos piroclásticos. Los maares del área del Valle de Santiago son en su mayoría cráteres de explosión de forma elíptica con su eje mayor NNO-SSE. Estos cráteres presentan un borde formado por depósitos piroclásticos, compuestos de cenizas y brechas con espesores variables de 20 m a 100 m.

los cuales varían entre 400 m y 3000 m de diámetro y profundidades mayores a los 200 m y se ubica en una elevación promedio de 1,720 m sobre el nivel del mar. Los depósitos piroclásticos muestran una repetición de unidades que varían de masivas a brechas pobremente seleccionadas con intercalaciones de estratos laminares finos (Hasenaka y Carmichael, 1985).

Murphy (1982), divide los depósitos piroclásticos de Valle de Santiago en 5 grupos, basándose en el tipo de depósito y localización. Dichos grupos son: 1) depósitos de cenizas y escorias, 2) piroclastos silíceos del maar Estrada, 3) piroclastos basálticos del maar Álvarez, 4) depósitos piroclásticos basálticos del maar Yuriria y 5) depósitos de oleadas de grano fino. En esta clasificación, no se pueden ubicar los depósitos de cráteres como Hoya La Cíntora, Hoya La Alberca, y Rincón de Parangueo por mencionar algunos, los cuáles no son vinculados en ninguno de los grupos definidos arriba, observándose una necesidad de hacer una nueva reclasificación para poder ubicar estas últimas.

El maar de Rincón de Parangueo es un cráter de explosión de edad Pleistoceno 1.2 Ma (Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi 1999), es una de las estructuras más grandes de esta zona. Muestra un cráter de forma elíptica, con un diámetro mayor de 1450m en sentido E-O y una profundidad que varía de los 220 m en dirección norte-sur a los 160 m en dirección este oeste (Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi 1999). La secuencia piroclástica tiene un espesor de ~50m en la parte norte y se hace más delgada hacia la parte sur del cráter. (Uribe-Cifuentes 2006)(Fig. 3)

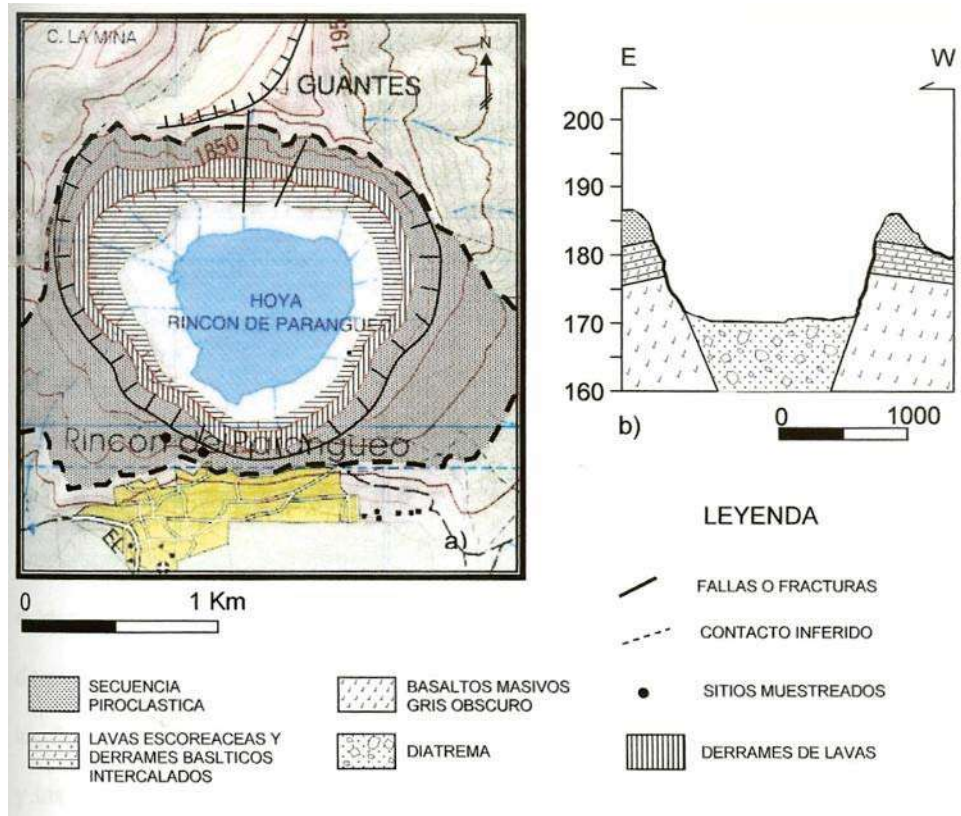


Figura 3.-Mapa de productos del mar Rincón de Parangueo, b) Perfil topográfico del interior del cráter en dirección E-W. (Tomado de Uribe-Cifuentes 2006.)

Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Mar de Parangueo

Capítulo IV Área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en el estado de Guanajuato, al Sur de la Ciudad de Salamanca entre los paralelos $20^{\circ}15'20''30'$ de latitud norte y $101^{\circ}00'$ y $101^{\circ}20'$ longitud oeste. Dentro de la región fisiográfica conocida como la FVTM esta región ocupa el 45 % de la superficie del estado de Guanajuato, abarcando además Michoacán, Querétaro la cual corresponde a un sistema de dos cadenas montañosas paralelas de sistemas volcánicos conocido como Bajío.

El Bajío es una región que muestra una topografía poco accidentada, la cual se caracteriza por presentar geoformas volcánicas producidas por diversos conos cineríticos, en algunos casos asociados a cuencas endorréicas y circunscritas, con formas elípticas o redondeadas con drenaje radial, los cuales están asociadas a amplios valles y planicies asociadas a lagos o humedales con un drenaje generalmente dendrítico y en menor proporción de meandros.

Hacia la parte NE y N del Bajío se observa un extenso valle de tierras cultivadas con escasas lomas de menor altura mientras que hacia el sur y suroeste de dicho alineamiento se encuentra el lago de Yuriria y una variedad de pequeños volcanes de diferente origen, entre los que se encuentran maares, conos cineríticos, coladas de lava, volcanes de escudo, entre otros (Uribe-Cifuentes 2006).

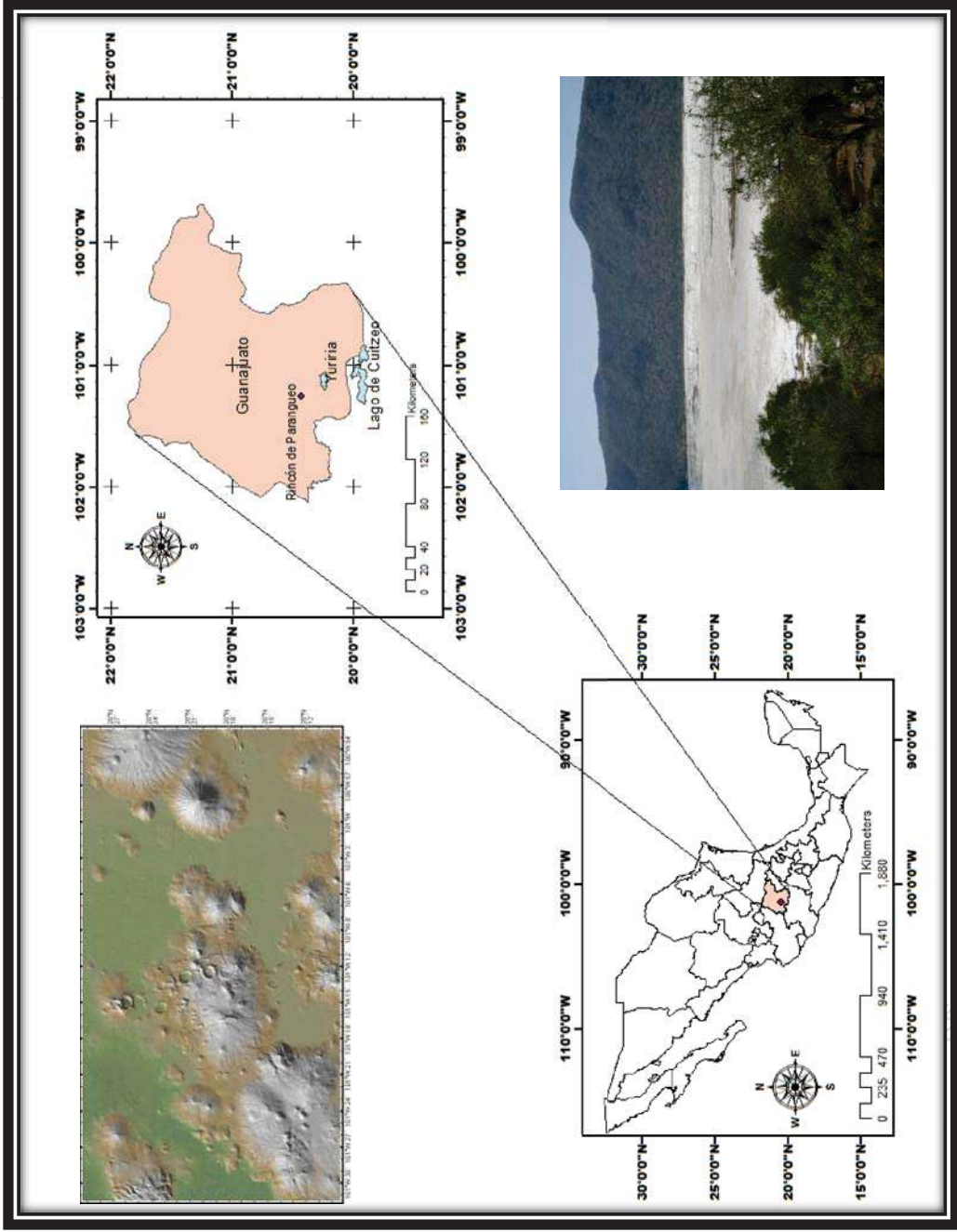


Figura.4.- Mapa con dos escalas el mapa a) 1:3,918,536 y b) 1: 32,871,351. Ubicación del sitio de Estudio en el estado de Guanajuato, en Valle de Santiago.

IV.1 Clima y Vegetación

El clima de la región, de acuerdo a la clasificación de Köppen modificada por García es semicálido subhúmedo y templado subhúmedo con lluvias en verano. La precipitación anual es de 679 a 1000 mm, de la cual el 90% ocurre entre mayo y octubre. La evaporación más significativa sucede entre los meses de marzo y mayo. La temperatura media anual es de 19 °C.

La vegetación actual de la zona consiste en un bosque subtropical caducifolio dentro de la hoya que presenta especies como *Bursera*, *Heliocarpus*, *Euphorbia* y *Conzattia* y diferentes tipos de *Cactaceae*. Este tipo de vegetación se encuentra muy fragmentado en pequeños islotes (Fig. 5) ya que la agricultura ha hecho que esta vegetación haya sido eliminada de la zona. Sobresale en este tipo de vegetación su alta diversidad, pero sobre todo su elevado nivel de endemismo: cerca de 60% de las especies que constituyen a estas comunidades sólo se encuentran en México (Rzedowski, 1991; Trejo, 1998). La selva baja caducifolia (SBC) tiene una amplia distribución en el territorio mexicano, ya que se encuentra desde el estado de Sonora (29° latitud norte), hasta Chiapas, en la frontera con Guatemala.

Alcance Polínico del AVTM sobre la Hoya de Rincón de Parangueo

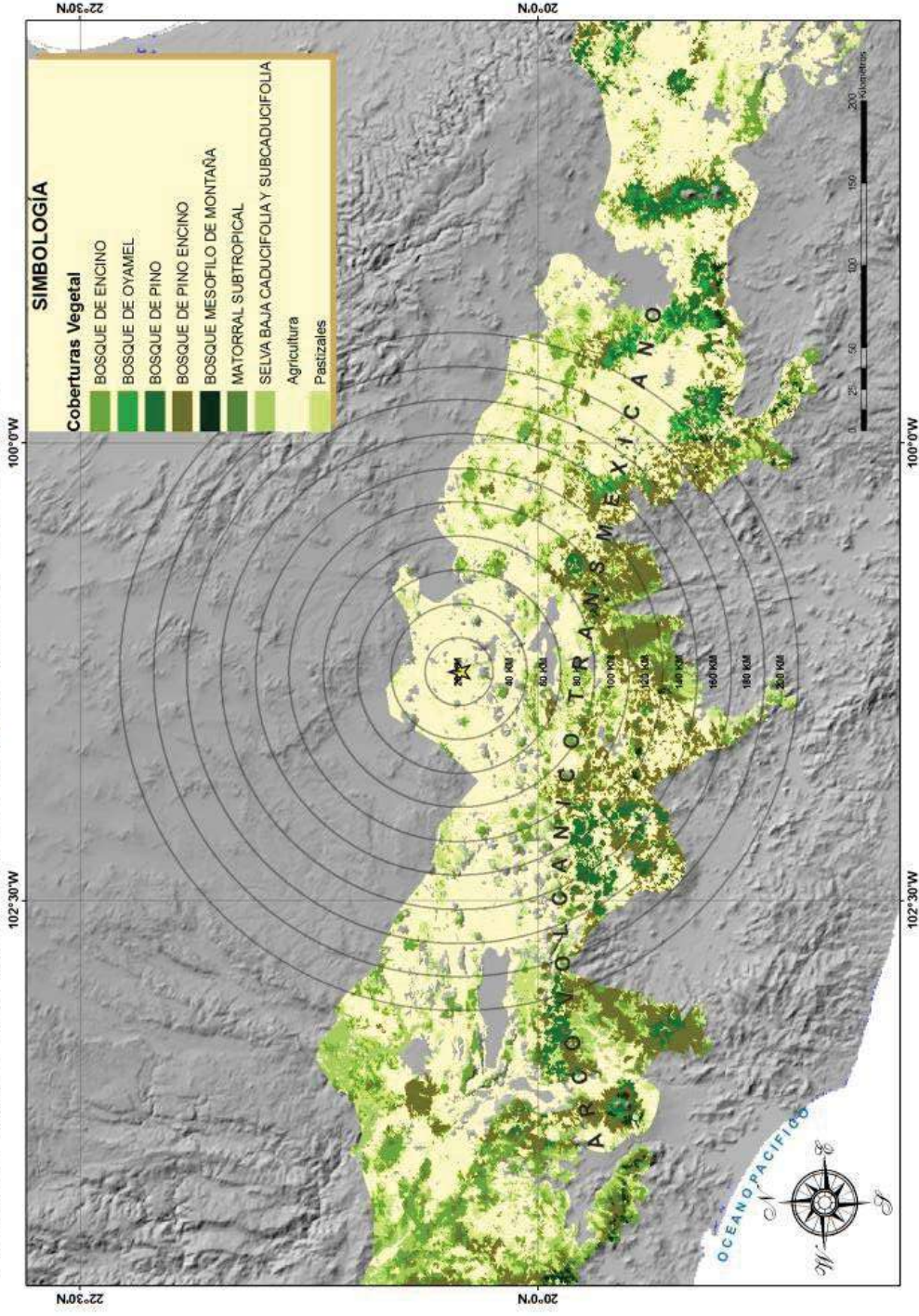


Figura 5. Mapa de Vegetación del Arco Volcánico Transmexicano que muestra el alcance polínico de la zona de estudio. Escala 1: 450.000.

Capítulo V.- OBJETIVOS

Objetivo general.-

Determinar el efecto de los eventos climáticos sobre los procesos vegetacionales durante el Pleistoceno tardío en sedimentos del maar de “La Hoya de Rincón de Parangueo” en Valle de Santiago Guanajuato a través de un estudio basado en un análisis multidisciplinario que involucran estratigrafía, susceptibilidad magnética geoquímica y palinología.

Objetivos particulares.-

- 1.- Describir la columna estratigráfica para identificar cambios importantes en la sedimentación que pueden ser asociados a eventos encontrados en otros proxies.
- 2.- Analizar palinológicamente los sedimentos para reconstruir los cambios la composición y estructura de la vegetación.
- 3.- Realizar la medición de la susceptibilidad magnética y las mediciones de las concentraciones de Sr, Fe, Ca, P y S. para identificar la variación de los eventos relacionados con aporte terrígeno.
- 4.- Determinar las concentraciones de carbono orgánico e inorgánico para identificar periodos de mayor y menor productividad, salinidad o variaciones en la concentración iónica, para determinar periodos de sequia y humedad.

Capítulo VI.HIPOTESIS

La modificación de los patrones de circulación durante el Pleistoceno tardío ocasionó la entrada de mayor humedad en el Bajío de México favoreciendo el desarrollo de bosques templados húmedos.

CAPITULO VII.- Metodología

Se obtuvo un núcleo de 14.5 m de profundidad en el centro del maar de Rincón de Parangueo (RDP-01), con una nucleadora de tipo ruso que extrae núcleos en medias cañas con longitudes de 50 cm. Estos núcleos se obtuvieron en 12 campañas desde finales del 2009 a finales del 2010 con tres copias por tramo. Una vez en el laboratorio se procedió a hacer la descripción estratigráfica, basada en los cambios del registro sedimentario que incluye, color/textura, litología y preservación de materia orgánica. Adicionalmente se hizo reaccionar las muestras en HCL y H₂O₂ para ver si las muestras contenían carbonatos o materia orgánica.

Los núcleos fueron sub-muestreados a cada 5 cm para análisis palinológicos y contenido de carbono inorgánico total (CIT) y carbono orgánico total (COT). Los elementos y la susceptibilidad magnética fueron analizados con una resolución de 1 cm. El análisis multielemental fue realizado con un equipo de fluorescencia de rayos X (FRX) de última generación (NITTON XL3t de marca Thermo Fisher Scientific) (Fig. 4). El análisis de la susceptibilidad magnética fue realizado en un equipo de Magnetic Susceptibility Meter marca Bartington y un sensor (Fig.5). Los análisis geoquímicos y de susceptibilidad magnética fueron realizados en 12 tramos a diferencia de los analizados para los palinomorfos y el carbono orgánico e inorgánico que se realizaron en 15 ya que los últimos tramos en cuestión se extrajeron posteriormente a estos.



Figura. 6 Equipo de fluorescencia de Rayos X de última generación (NITTON XL3t de Thermo Fisher Scientific)



Figura.7 Magnetómetro MS3 Magnetic Susceptibility Meter marca Bartington

Las muestras utilizadas para determinar el contenido orgánico e inorgánico fueron procesadas siguiendo el protocolo estándar para el coulómetro (UIC Coulometrics mod. 5014) en el Laboratorio de Cuencas Lacustres en el Instituto de Investigaciones Metalúrgicas.

Las muestras para polen fueron preparadas siguiendo la técnica de Erdman 1943 adicionándole 5 pastillas de *Lycopodium* que sirvieron como marcadores. Las muestras preparadas fueron montadas en glicerina y fueron analizadas con un microscopio óptico

(Olympus) usando un aumento de 40X contando e identificaron 300 granos de polen como mínimo por muestra.

Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parangueo en Valle de Santiago, en el estado de Guanajuato"

CAPITULO VIII.-Resultados

VIII.1 Litoestratigrafía

VIII.1.1 Litoestratigrafía de la secuencia Lacustres RDP-01

Se realizó una columna base en la que se describió la columna completa desde la base (1450 cm) hasta la cima (0 cm) (Fig 8). La sucesión estratigráfica de la columna base está constituida por 5 unidades. La primera unidad (V) está constituida por arcillas masivas con laminaciones en la cima. La segunda unidad (IV) de esta columna está representada por una sucesión laminar arcillosa. La tercera (III) tiene como característica principal la presencia de laminaciones muy finas que no se observan en ninguna otra parte de la columna. La cuarta unidad (II) de 640 a 100 cm es dominada por arcillas. Finalmente la última unidad (I) de 100 a 0 cm es más limosa.

Se observaron tres niveles volcánicos en la sucesión, el primero de ellos se observa de 1,377 a 1,382 cm y sobreyaciendo a esta unidad se observa un nivel rico en carbón. El segundo nivel volcánico se registra a los 800 cm a 805 cm y el tercero de 198 cm a 200 cm.

A continuación se describen las características de los paquetes de toda la columna y se caracterizan a detalle los paquetes III y el IV y V ya que son los que corresponden al Pleistoceno terminal. Las unidades I y II no fueron analizadas ya que estas corresponden al Holoceno.

Por otro lado desde el punto de vista estructural todas las unidades de la sucesión estratigráfica se encuentran horizontales, solamente de la base de 1,300 a 1,400 cm se observa un fuerte buzamiento en las capas con un ángulo de 35° con respecto a la horizontal indicando una discordancia angular que nos traduce fenómenos tectónicos que afecta solo a la secuencia en el Pleistoceno tardío.

Figura. 8 Estratigrafía de 0 cm a 1450 cm de la secuencia lacustre RDP-01 de la “Hoya Rincón de Parangueo” en Valle de Santiago Guanajuato.

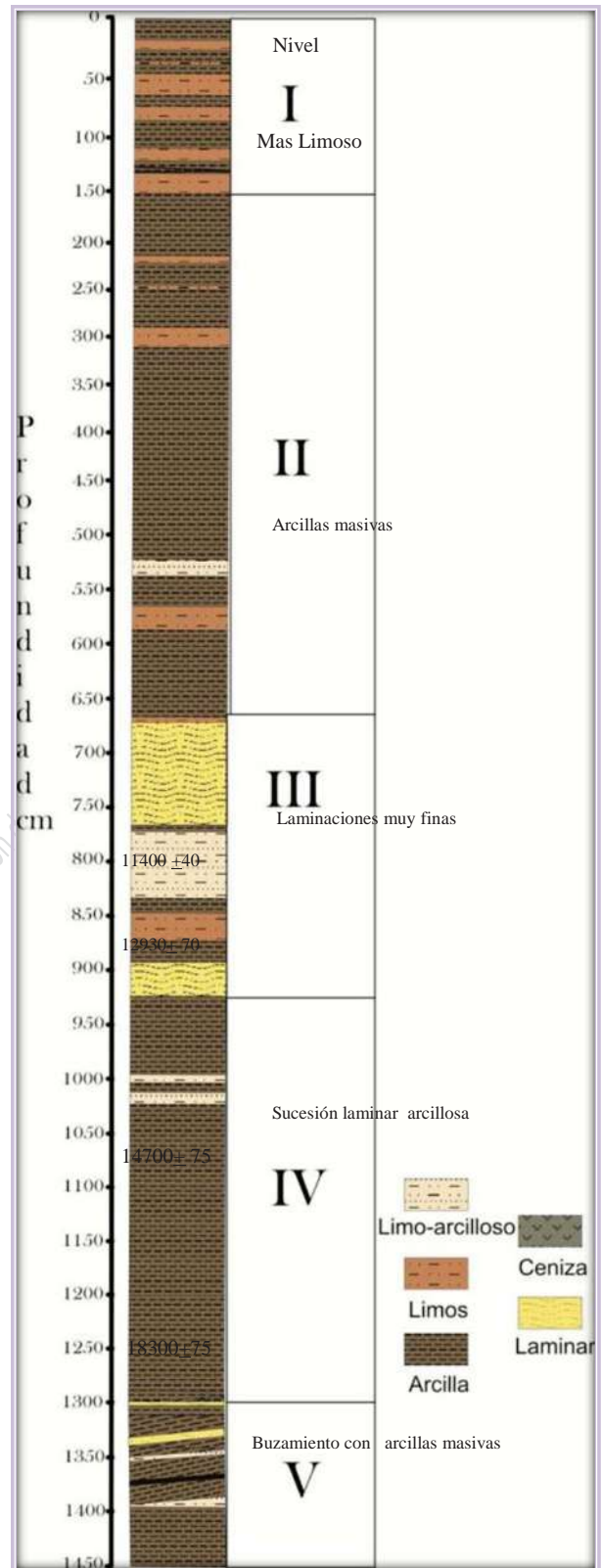




Figura 9.- Tramo del núcleo RDP-01 de 1,150 cm a 12,000 cm presentando buzamiento en la base del tramo.

En el último tramo de esta unidad se observan 3 láminas negras la primera de ellas a 1,200 cm la segunda a 1,228 cm y la última a los 1,242 cm. Los colores permanecen en el 2.5 YR variando de 3/4 hasta 6/6 los primeros 50 cm, le continua un cambio en la coloración pasando a los 5 YR de 3/4 a 5/8 en la cima de esta unidad se observa una banda negra de 3 cm de ancho. Los niveles que reaccionaron al HCl fueron 1,255 cm, 1,279 cm y 1,296 cm. Los niveles que mostraron reacción al H₂O₂ fueron 1259 cm, 1290 cm, y 1299 cm. El último segmento es muy masivo arcilloso con solo dos colores 7.5 YR 2.5/3 y 7.5 YR 5/6.

Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parí en el Valle de Santiago, en el Estado de Chihuahua

VIII.1.2 Unidad V de 1,300 cm a 1,450 cm (20,236- 22,918 años Cal a.P) (Fig

10)

La característica que distingue esta unidad de las dos anteriores es que las capas presentan un buzamiento (Fig. 11), ya que podría implicar la presencia de un evento de carácter tectónico. A los 1,305 cm se observa esta ligera inclinación de las láminas el cual se ve interrumpido por laminas horizontales que van de los 1,310 cm hasta los 1,320 cm para continuar con el buzamiento. Se pueden deducir dos eventos sedimentológicos bien marcados: el buzamiento ocasionado por un posible evento tectónico y la intrusión de las laminaciones a este buzamiento. Se observan 3 laminaciones negras que se presentan en

los niveles 1,330 cm, 1,333 cm y 1,340 cm. Se continúa con la dominancia de arcillas con una fuerte presencia de carbonatos y materia orgánica solo en 4 niveles: 1,329 cm, 1,346 cm, 1,361 cm y 1,372 cm. La coloración fue variada abarcando 10, 7.5 y 5 YR. La dominancia de las bandas es de arcilla con solo algunos niveles que se observa una textura limo- arcillosa.

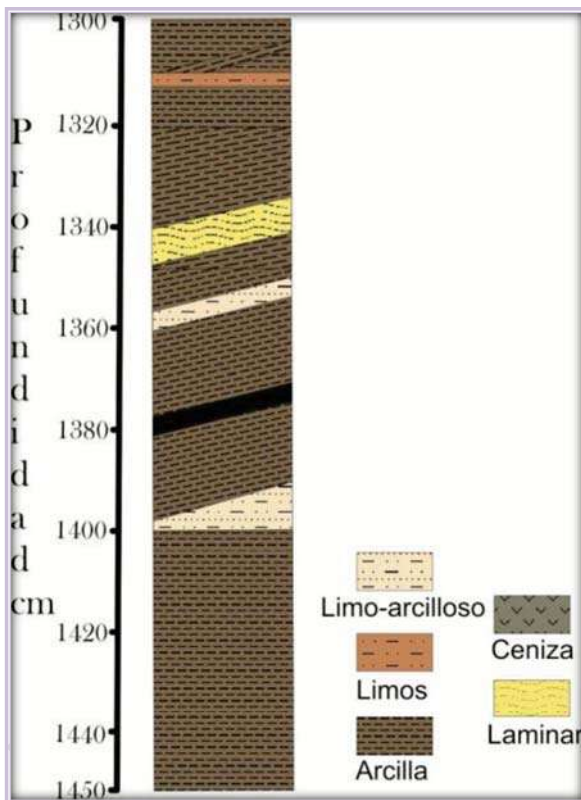


Figura.10 Estratigrafía de 1,300 cm a 1,450 cm de la secuencia Lacustre RDP-01 de la Hoya Rincón de Parangueo en Valle de Santiago Guanajuato.



Figura 11.- Tramo 13,000 cm – 13,500 cm del núcleo RDP-01 presentando buzamiento en la base del tramo.

En último metro de esta unidad se continúa el buzamiento pero presenta un menor ángulo. Se observa un nivel negro que tiene un contacto gradual en la base terminando hacia la cima con un contacto abrupto que le continúa un laminado con licuefacción. Las arcillas son las dominantes con dos niveles limo-arcillosos y solo uno de limos, los colores se encuentran dentro de 7.5, 10 y 5 YR.

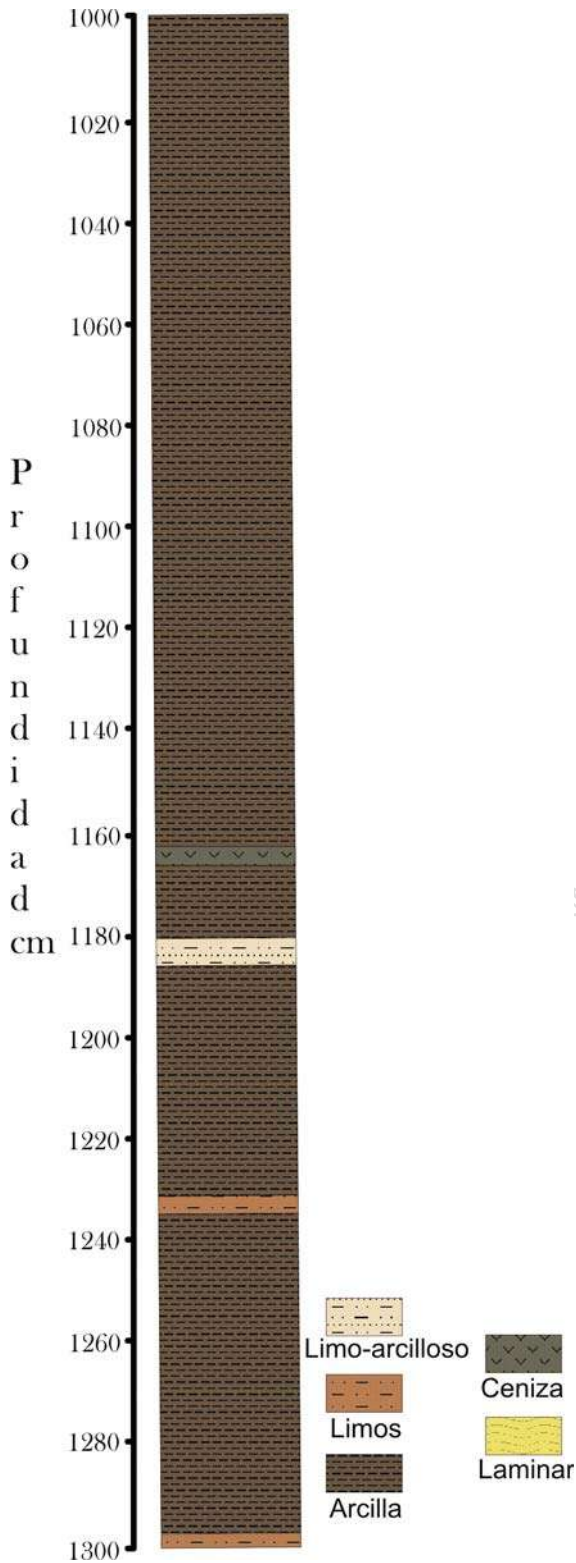
Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parí, en el Valle de Santiago, en el Estado de Guanajuato"

VIII.1.3 Unidad IV (1,000 cm a 13,000 cm) (15,650-20,236 años Cal a.P) (Fig.

12)

Para esta unidad los colores variaron de 10YR 2/2 a 7YR 5/3. Los sedimentos son muy laminares con una dominancia de arcillas para el primer metro de esta unidad. Todo el primer tramo tuvo fuertes reacciones tanto al HCl como al H₂O₂ así que posee la misma cantidad de carbonatos como materia orgánica. La parte superior se muestra muy bandeada mientras que el siguiente medio metro se observa muy laminar (fig. 13)

Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parangueo en Valle de Santiago, en el Estado de Guanajuato



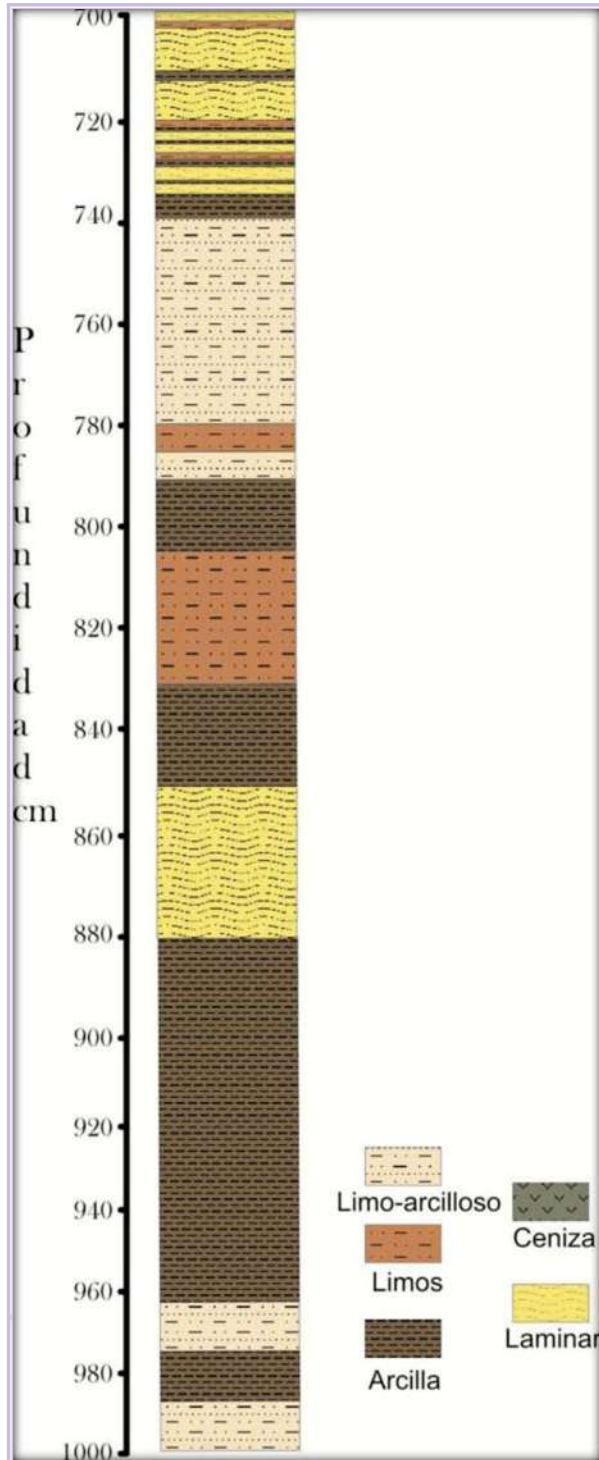
Esta unidad es laminar con colores más rojizos de 5 YR 3/4 a 2.5 YR en este tramo se comienza a observar el buzamiento (Fig 12) pero es más marcado de los 1,150 cm su reacción al H_2O_2 es evidente en los 1,057 cm, 1,172 cm, y 1,197 cm percibiendo el alto contenido en carbonatos, los niveles que manifestaron presencia de carbonatos fueron: 1,055 cm, 1,189 cm, y 1,195 cm.

Figura.12 Estratigrafía de 1,000 cm a 1,300 cm de la secuencia Lacustre RDP-01 de la Hoya Rincón de Parangueo en Valle de Santiago Guanajuato.



Figura. 13.- Tramo del núcleo RDP-01 de 10 a 10.5m.

VIII.1.4 Unidad III (700 cm a 1,000 cm) (12,139 -15,650 años Cal a.P) Fig 14.



De manera general en esta unidad los colores variaron de 10YR 8/3 a 7YR 6/3. En la base de esta unidad se observaron dos bandas limo-arcillosas separadas por una banda de arcilla. Las láminas limo-arcillosas reaccionaron fuertemente al peróxido (H_2O_2) pero no al ácido clorhídrico (HCl). La banda arcillosa reaccionó al HCl lo que indica que para este nivel las arcillas poseen más materia orgánica y las limo-arcillosas más carbonatos. Hacia la cima le continua una arcilla muy masiva que reaccionó al HCL pero no al H_2O_2 . Continúa una zona de laminación muy fina que reacciona fuertemente al H_2O_2 así como al HCl lo que indica que las láminas son intercalaciones tanto de arcillas como de limo-arcillosas con alto contenido de materia orgánica y carbonatos.

Figura.14 Estratigrafía de 700 cm a 1,000 cm de la secuencia Lacustre RDP-01 de la Hoya Rincón de Parangueo en Valle de Santiago Guanajuato.

Le subyace una banda arcillosa, continuando una banda limosa que posee una tefra gruesa color gris claro (10 YR 4/4). A los 800 cm se observa una lámina muy pequeña de 3 cm de ceniza que es apenas perceptible. La cima de nuestro núcleo de 700 cm tiene una dominancia de limos y láminas muy marcadas (fig 15), que reaccionaron muy débilmente al H_2O_2 pero muy bien al HCl, el color se mantuvo en 10 YR.

Figura. 15 Laminaciones (700 cm a 750 cm) de la unidad III de la secuencia Lacustre RDP-01



Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parangueo en Valle de Santiago, en el esta...

VIII.2 Geocronología

La cronología de la secuencia sedimentaria RDP-01 está basada en 4 fechamientos de ^{14}C los cuales fueron calibrados a años calendario en el programa CALIB 6.0 y curva Intcal 09 (Reimer et. al. 2009). Se realizó el modelo de edad por medio de la interpolación de edades entre pares de datos adyacentes y las tasas de sedimentación linear calculadas.

Tabla 1.- Fechamientos de Radiocarbono por AMS del núcleo RDP-01 y calibración con base en Stuiver y Reimer (1993); Stuiver *et. al.* (2005).

Profundidad (cm)	Edad C14	Años Cal a.P 2σ
854	11400 \pm 40	13150 – 13380
997	12930 \pm 70	15045 – 16176
1176	14700 \pm 75	17585 – 18454
1400	18300 \pm 75	21609 – 22440

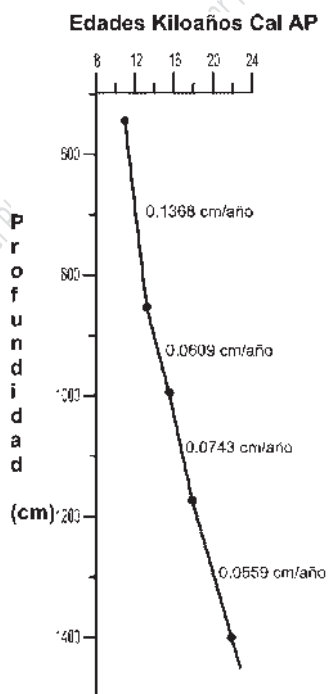


Figura 16.- Modelo de edad y tasas de sedimentación del núcleo RDP-01. Los valores utilizados para el modelo de edad son el punto medio de las edades ^{14}C calibradas con 2σ .

VIII.3 Análisis Polínico

El análisis polínico incluyó 151 muestras que conforman el tramo de 700 cm a 1450 cm e integra las unidades III, IV y V del núcleo RDP-01. Se registró un total de 81 tipos polínicos diferentes, de los cuales 72 pudieron ser identificados hasta familia (Lamina 1, 2, 3, 4, y 5) y los demás fueron agrupados dentro de los desconocidos.

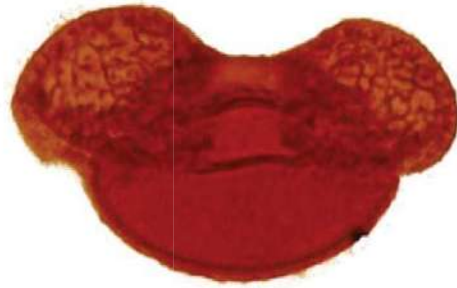
Los taxa polínicos se agruparon de acuerdo a afinidad ecológica. Los taxa representantes del bosque mesófilo incluyen *Salix*, *Alnus*, *Betulaceae*, *Junglans*, *Liquidambar*, *Ericaceae*, *Taxodium* y *Fraxinus*. Del bosque templado los taxa representantes son *Abies*, *Pinus*, *Juniperus* y *Quercus*. Los taxa para el bosque tropical fueron, *Ulmaceae*, *Mimosoideae*, *Leguminoseae*, *Ficus*, *Prosopis*, *Sapotaceae* y *Celtis*. Siendo *Ulmaceae* el taxa más abundante.

Los granos de polen de los elementos secundarios estuvieron representados por *Gramineae*, *Compositae*, *Cyperaceae*, *Cheno/Amaranthaceae*, *Solanaceae*, y *Urticaceae*. Estos taxa indicadores de disturbio ambiental fueron encontrados en todas las muestras, generalmente con altos porcentajes.

Los humedales fueron distinguidos por taxa acuáticos como *Typha*, *Schenoplectus* y *Cheno/amaranthaceae*.



Pinus



Abies



Quercus

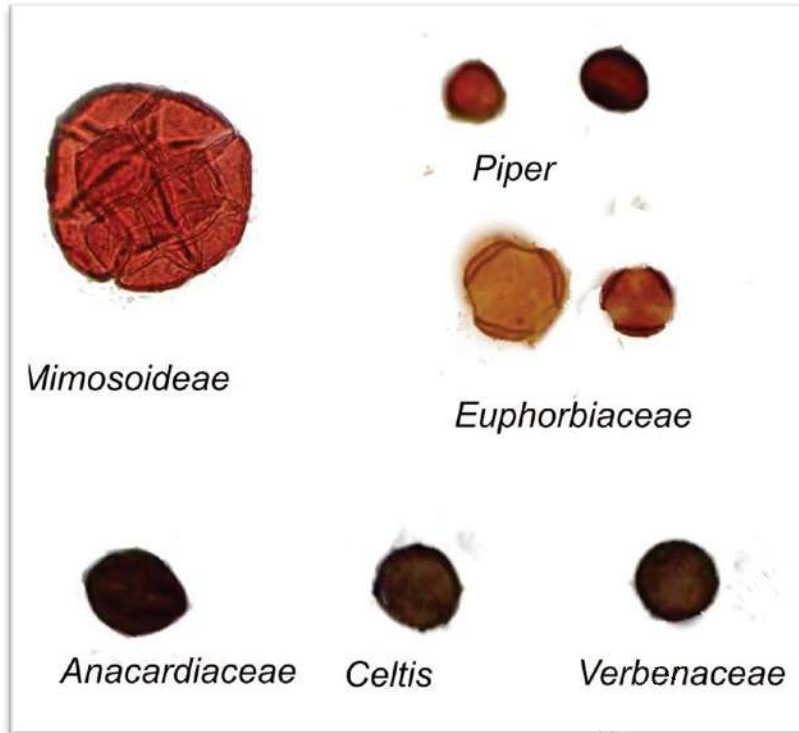


Juglans

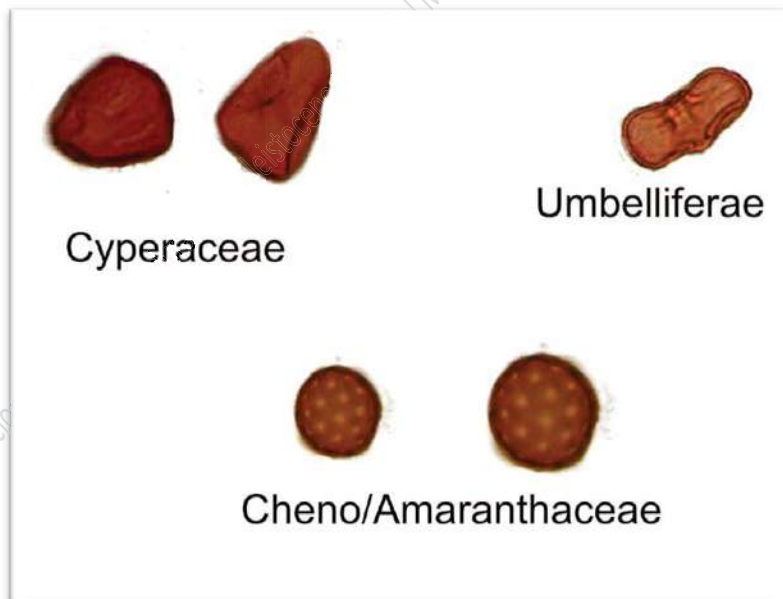


Alnus

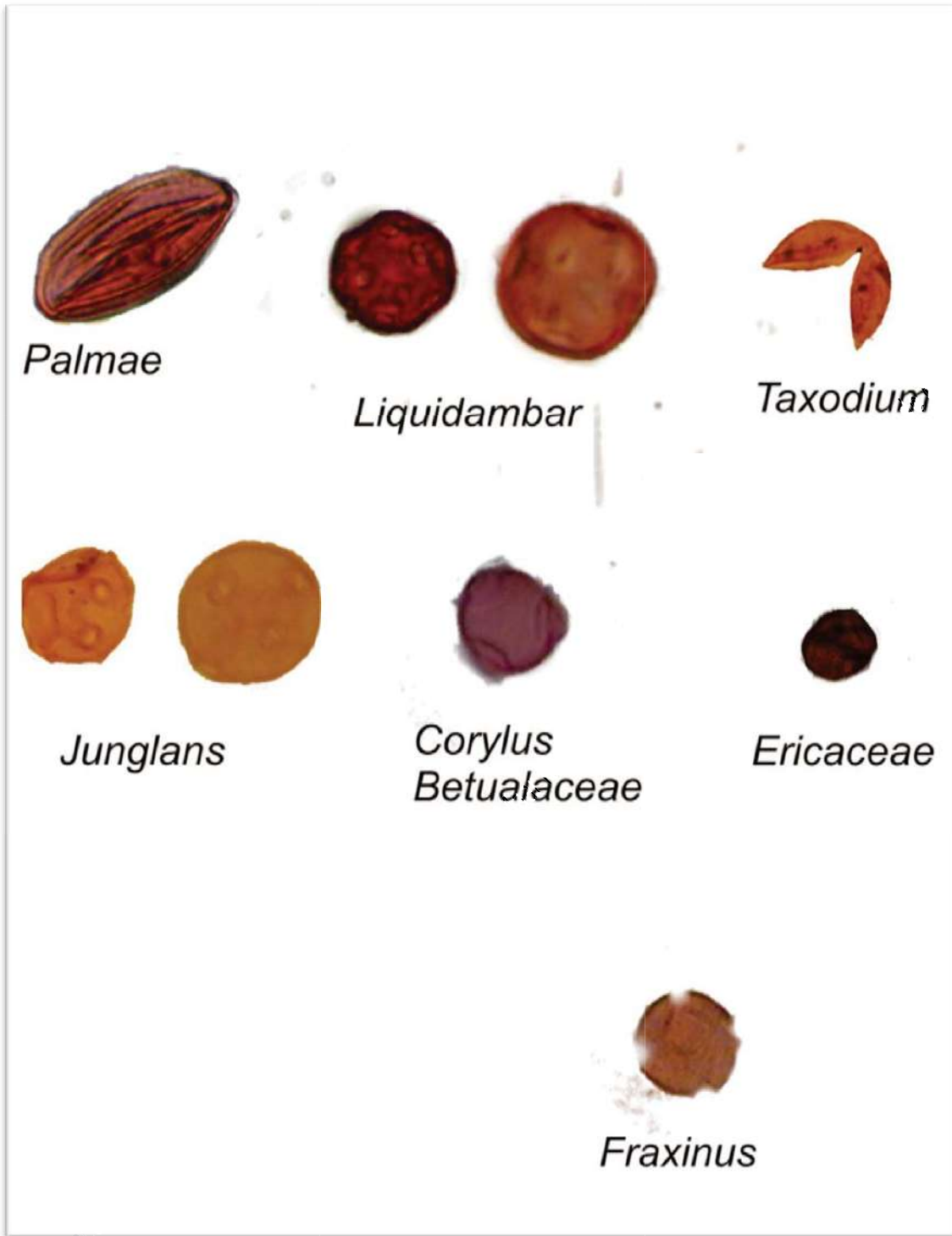
Lamina 1.- Polen de Bosque Templado Fotos tomadas a 40X.



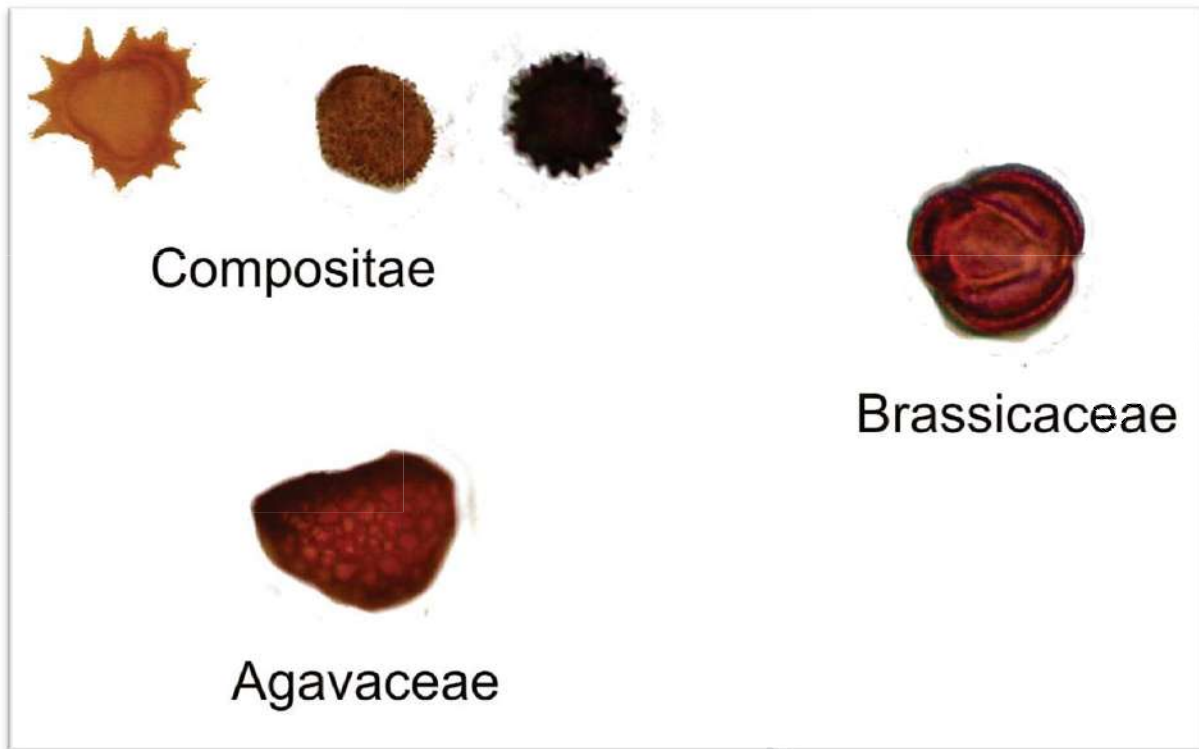
Lamina 2.- Polen de Bosque Tropical (40X)



Lamina 3.- Polen de Humedales (40X)



Lamina 4.- Polen de Bosque Mesófilo (40 X)



Lamina 5.- Polen de Matorral Xerófilo (40X).

VIII. 3.1 Zonación Palinológica

El núcleo RDP-01 fue obtenido en tres tramos, el más profundo de 14.5 a 13 m, el segundo de 13 a 10 m y el tercero de 10 a 7 m. Cada tramo fue subdividido en zonas palinológicas de acuerdo a los cambios observados en las proporciones de los distintos taxa.

VIII.3.1.1 Tramo 13 a 14.5 m. Unidad V (22,918 – 20,236 años Cal a.P.)

Las zonas palinológicas reconocidas para el tramo de 1,000 cm a 1,450 cm, fueron tres. Este tramo abarcó condiciones pleniglaciales que cubre el periodo de ca. 23,000 a ca. 20,000 (edades interpoladas). La base del tramo fue fechado por AMS y dio una edad radiocarbono de 18,000 años a.P.

ZONA IX. (1,450cm -1,405 cm) (Fig 17). Esta zona estuvo representada por 10 muestras cuya concentración polínica oscila entre los 115,084 y 237,252 granos/cm³. El conjunto de árboles templados constituye el 45 %, los arboles tropicales un 6%, los arbustos 31% y las hierbas y los elementos secundarios el 18%. Se subdividió en dos zonas: subzona B y subzona A.

La subzona IXB.- (1,450 cm- 1,440 cm) estuvo constituida por 3 muestras cuya concentración polínica oscila entre los 173,346 a 208,102 granos/cm³.

Compositae y gramíneas al inicio de la zona tuvieron un bajo porcentaje al igual que los elementos templados siendo los elementos tropicales los que sobresalen para esta zona indicando que las condiciones eran húmedas y cálidas.

La subzona IXA.- (1,441 cm-1,405 cm) estuvo constituida por 7 muestras cuya concentración polínica varió de 109,240 a 237,252 granos/cm³.

Hay un ligero incremento en los elementos templados, sin embargo *Pinus* disminuye de 40% hasta alcanzar menos de 10 %. *Quercus* se mostró sin cambio hasta el final de la gráfica. La familia de las *Compositae* muestra un comportamiento bimodal teniendo un aumento de hasta 40% y después de lo cual disminuyó a menos de 10% aumentando de nuevo al final a un 20%.

ZONA VIII.- (1,405 cm-1,355 cm) (Fig. 17). Esta Zona está representada por 10 muestras cuya concentración polínica oscila entre los 116,827 a 275,511 granos/cm³.

Pinus incrementó abruptamente a partir de la zona anterior manteniendo altas proporciones en esta zona mientras que *Quercus* fluctuó. En general los elementos templados dominaron con un 56 %, mientras los tropicales bajan a un 2 % casi desapareciendo indicando condiciones muy frías, los arbustos y las hierbas se mantienen en un 21% y 20% respectivamente.

ZONA VII.- (1,355.0 cm -1,300.0 cm) (Fig.). Esta zona está representada por 11 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 106,811 a 449,325 granos/cm³. Se caracteriza por las altas proporciones de *Sporopormiella*. Los taxa templados comenzaron a incrementarse a partir de la última zona hasta un 58% los elementos tropicales casi desaparecieron a un 2 % los arbustos y hierbas un 18 % y 20% respectivamente. *Schenoplectus* fue el taxa dominante para la vegetación acuática indicando condiciones altas del lago durante todo el glaciario máximo.

Subzona VIIB.- (1,355.0 cm-1,333.0 cm) (fig.15 y 16). Estuvo representada por 5 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 171,650 a 351,877 granos/cm³. En los elementos del bosque templado hubo un cambio importante en la proporción de *Abies* ya que este se había mantenido en niveles abajo del 2%, indicando condiciones muy frías y húmedas en la zona. En esta subzona *Alnus* aumenta hasta un 10%. *Pinus* comienza con una proporción alta en la base y después vuelve a aumentar alcanzando hasta el 50% al final de la zona; los elementos secundarios mantuvieron un comportamiento en zig-zag relacionándose con la pérdida de la cobertura forestal.

Subzona VIIA.- (1,333.0 cm a 1,300.0 cm) (Fig.17 y 18). Estuvo representada por 6 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 106,811 a 449,325 granos/cm³. Los elementos templados se mantuvieron con un 2 %, mientras los taxa de los bosques mesófilos se mantuvieron altos con un 58%. *Pinus* al inicio de la zona tuvo un aumento en su porcentaje llegando hasta un 55% lo cual estuvo relacionado con un descenso en el porcentaje de los elementos secundarios; tanto de las compuestas como de las gramíneas. Después hay un descenso en su porcentaje para hacia el final de la zona volver a aumentar hasta un 40%. *Quercus* se mantuvo sin cambio, con una proporción cercana a un 20%; hay

presencia de *Junglans*, *Ulmaceae* y *Liquidambar* lo que nos indica la presencia de bosques mesófilos.

Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parangueo en Valle de Santiago, en el estado de Guanajuato"

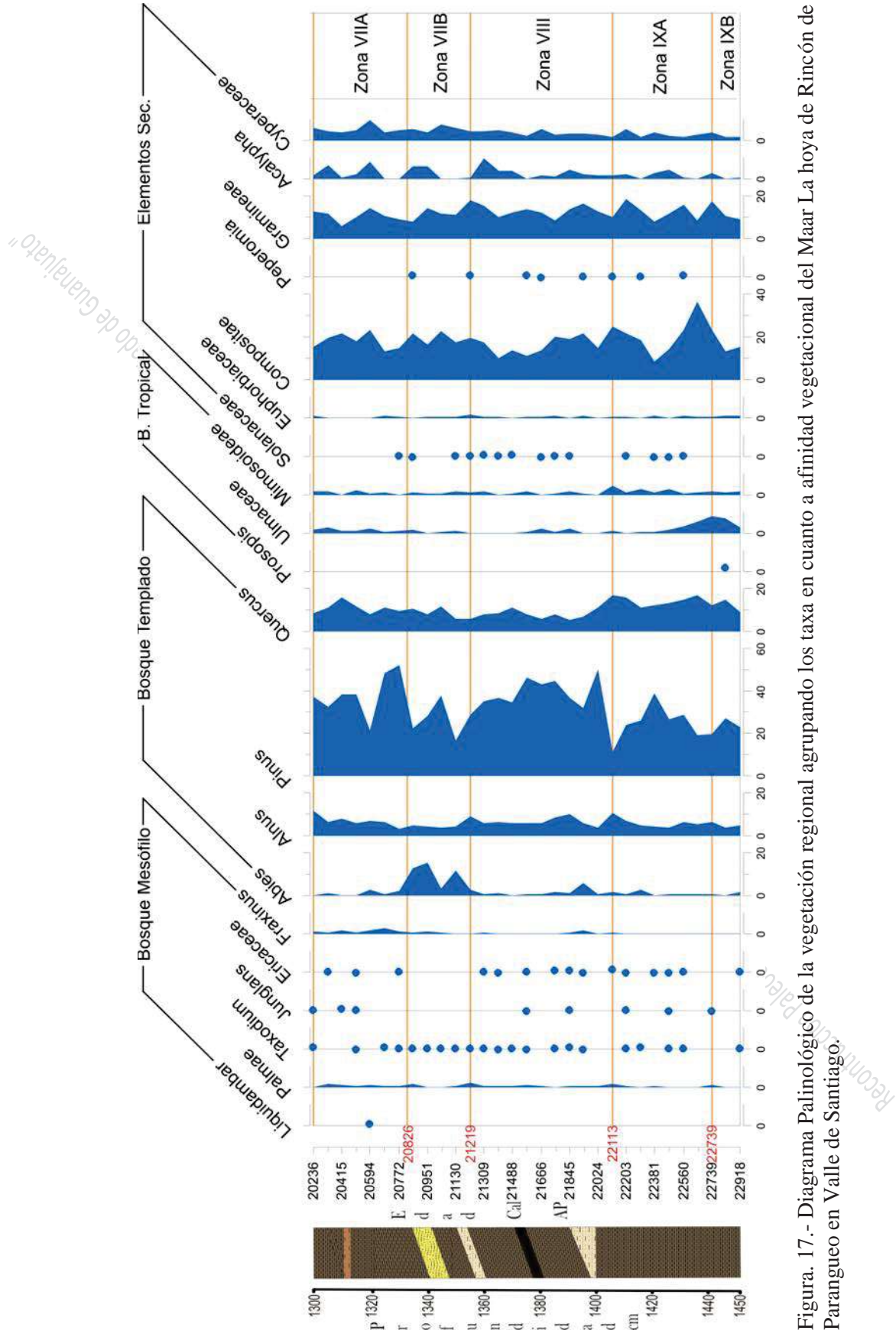


Figura. 17.- Diagrama Palinológico de la vegetación regional agrupando los taxa en cuanto a afinidad vegetacional del Maar La hoy de Rincón de Parangueo en Valle de Santiago.

"El estado de Guanajuato"

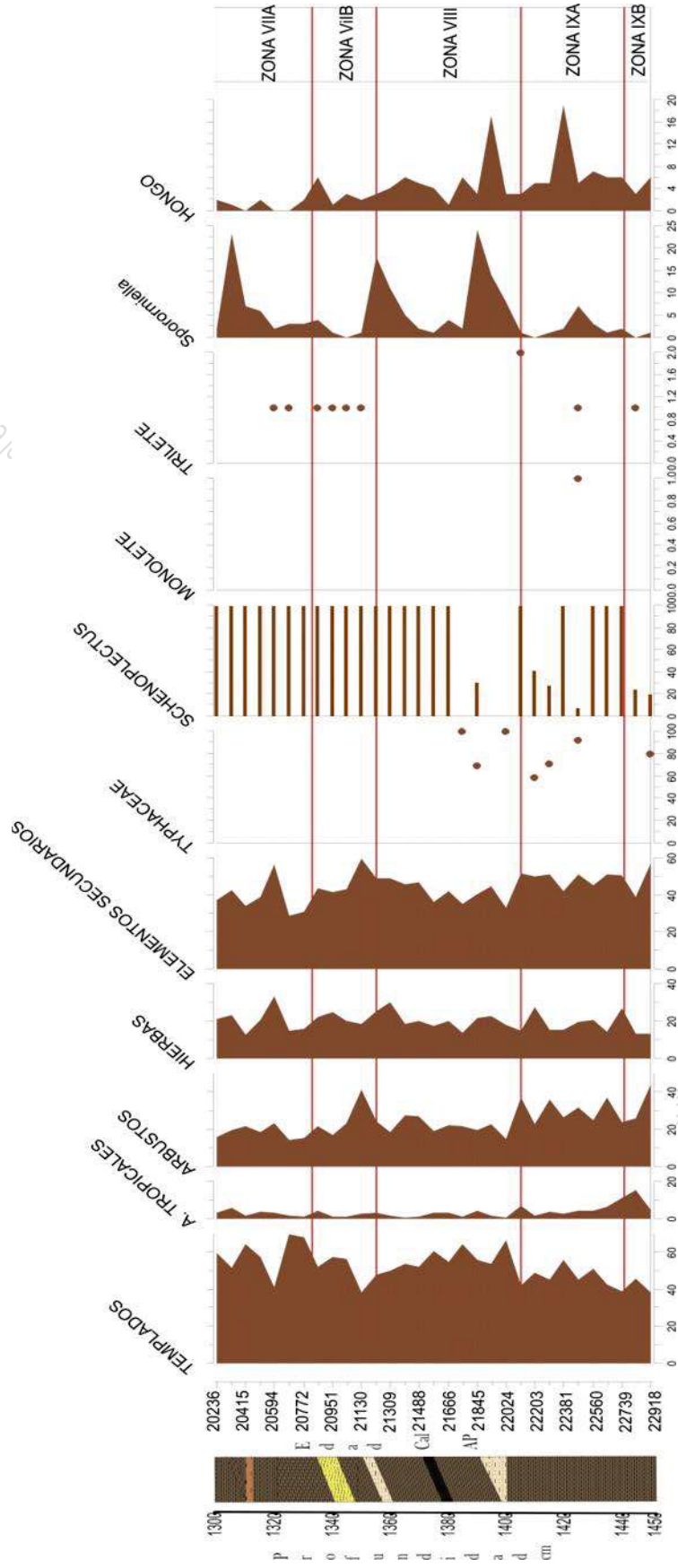


Figura. 18 Diagrama Palinológico de la vegetación regional agrupando los taxa en cuanto a afinidad vegetacional del Maar La hoyra de Rincón de Parangueo en Valle de Santiago.

VIII.3.1.2 Tramo de 13 m a 10 m Unidad IV (20,236 a 15,850 años Cal a.P)

De acuerdo a las variaciones porcentuales en los palinomorfos tres zonas palinológicas fueron reconocidas para el tramo de 1300 cm.

ZONAVI.- (1,295 cm a 1,210 cm) (Fig19 y 20) Está representada por 18 muestras cuya concentración polínica oscila entre los 163,237 a 472,593 granos/cm³. Esta zona estuvo caracterizada por elementos secundarios entre los que se encontraron hierbas como *Compositae*, *Gramineae* y *Acalypha* las que sobresalen con el 51% mientras que los elementos templados presentan un 44% y los elementos tropicales tan sólo un 5%.

Subzona VIB.- (1,295 cm a 1,260 cm). Estuvo representada por 8 muestras cuya concentración polínica oscila entre los 184,291 a 440,314 granos/cm³. Los elementos templados conservaron una proporción de 60%, disminuyendo al final de la subzona hasta un 20%, *Pinus*, como elemento dominante comenzó la subzona con un 20% después incrementó a 47% para volver a descender hasta menos del 20% para el final de la subzona. Los elementos Secundarios mantuvieron un porcentaje inverso al comportamiento de *Pinus*, las *Cyperaceae* se mantuvieron con un 10%. Las *Ulmaceae* que es el taxa dominante para el bosque tropical hacia el final de la subzona aumentó hasta un 10 %. Mientras el bosque mesófilo mantuvo su presencia con taxas como *Junglans* y *Taxodium*.

La subzona VIA.- (1,260 cm a 1,210 cm). Está representada por 10 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 163,237 a 492,476 granos/cm³. Los elementos secundarios dominaron con un 52% donde las *Gramineae* al inicio de la subzona tienen un 9% y se incrementa hasta un 20%. Las compuestas tuvieron un comportamiento similar a las gramíneas solo que los porcentajes fueron aun más elevados alcanzando un 38% sin embargo al final terminaron disminuyendo a 10%. En los elementos tropicales *Ulmaceae* presenta un comportamiento en zig-zag, relacionada con los cambios de humedad. Aunque

Pinus inició con un 10%, siguió una tendencia ascendente hasta alcanzar un 55%. Simultáneamente a este aumento, *Quercus* y *Alnus* disminuyen indicando condiciones menos húmedas.

ZONA V.- (1,210 cm a 1,095 cm) (fig. 19 y 20). Compuesta por 23 muestras cuya concentración polínica oscila de 111,599 a 591,309 granos/cm³. Los elementos secundarios bajaron su proporción a 42%, mientras que los elementos tropicales aumentaron a un 15 %, los elementos templados se mantuvieron en un 43%. El aumento en el porcentaje de *Sporormiella* (20%) para el final de la zona indicó la presencia de grandes mamíferos. Sin embargo para esta zona *Acalypha* desaparece relacionado con el incremento de los bosques indicando también un aumento en la humedad.

La subzona VB.- (1,210 cm a 1,160 cm) (Fig.19 y 20), representada por 10 muestras cuya concentración polínica osciló de 425,109 a 591,309 granos/cm³. Se caracterizó por un descenso en el porcentaje de los elementos secundarios indicando un incremento en la humedad ya que este descenso coincidió con un aumento en *Ulmaceae* que es el taxa dominante para los bosques tropicales. Los elementos del bosque mesófilo también disminuyeron y al inicio de la subzona *Pinus* tuvo un comportamiento ascendente el cual cambio a un patrón en Zig-Zag.

La subzona VA.- (1,160 cm a 1,095 cm) (Fig. 19 y 20), formada por 13 muestras cuya concentración polínica osciló de 111, 599 a 448,007 granos/cm³. Fue caracterizada por un comportamiento en zig-zag de los elementos secundarios pero la presencia de *Peperomia* (25%) nos indicó un aumento en la humedad y coincide con el aumento en los porcentajes de los elementos del bosque mesófilo. Hacia el final de la zona tanto *Pinus* como *Alnus* descienden hasta un 10% y 2% respectivamente.

ZONA IV.- (1,095.0 cm – 1,000 cm); (figura 19 y 20). Esta zona estuvo representada por 19 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 62,986 y 390,264 granos/cm³. La concentración polínica fue muy baja lo que indica un descenso en la productividad debido a algún evento no definido, posiblemente una fase seca. El conjunto de árboles templados constituyó el 37 %, los arboles tropicales un 14% y los elementos secundarios el 49%.

La subzona IVC.- (1,095 cm- 1,045 cm) estuvo constituida por 10 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 62,986 a 390,264 granos/cm³. *Gramineae* mantuvo un influjo de 15% siguiendo un patrón de zigzag mientras que *Compositae* presentó porcentajes de 15 % continuando con una tendencia ascendente que alcanzó 40%, para al final de la subzona disminuir a menos del 20%. *Pinus* en la base comenzó con 10 %, siguiendo una tendencia ascendente hasta alcanzar 20 %. Hacia el final de la zona vuelve a disminuir al 10%. Las variaciones de *Alnus* y *Quercus* están relacionadas con las de *Pinus*. Los elementos mesófilos se encontraron presentes en la zona siendo constante la presencia de *Taxodium*, *Betulaceae* y *Junglans*. Los elementos arbustivos tuvieron porcentajes más altos que los elementos arbóreos debido a perturbaciones que afectaban la estructura arbórea.

La subzona IB.- (1,045 cm – 1,029 cm). Estuvo constituida por 3 muestras cuya concentración polínica oscila entre los 185,421 a 301,798 granos/cm³. En esta subzona se registró un evento importante; marcado por un aumento simultaneo en los elementos secundarios y tropicales. *Pinus* comienza con bajas proporciones (10%), pero aumenta a 30% lo que indica el establecimiento de condiciones frías y un poco secas que favorecen la presencia de un bosque de pino.

La subzona IA.- (1,029 cm – 1,000 cm). Está constituida por 5 muestras cuya concentración polínica osciló entre 69,624 a 159,411 granos/cm³. Al inicio de esta subzona los elementos secundarios tuvieron un porcentaje menor a 10%, aunque presentaron una tendencia ascendente, al final de la subzona alcanzan 20%. Simultáneamente tanto los elementos tropicales como los templados inician la zona con 20%, disminuyen hacia el final de la gráfica hasta menos del 10% lo que indicaría una disminución de las condiciones frías.

Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parangueo en Valle de Santiago, en el estado de Coahuila

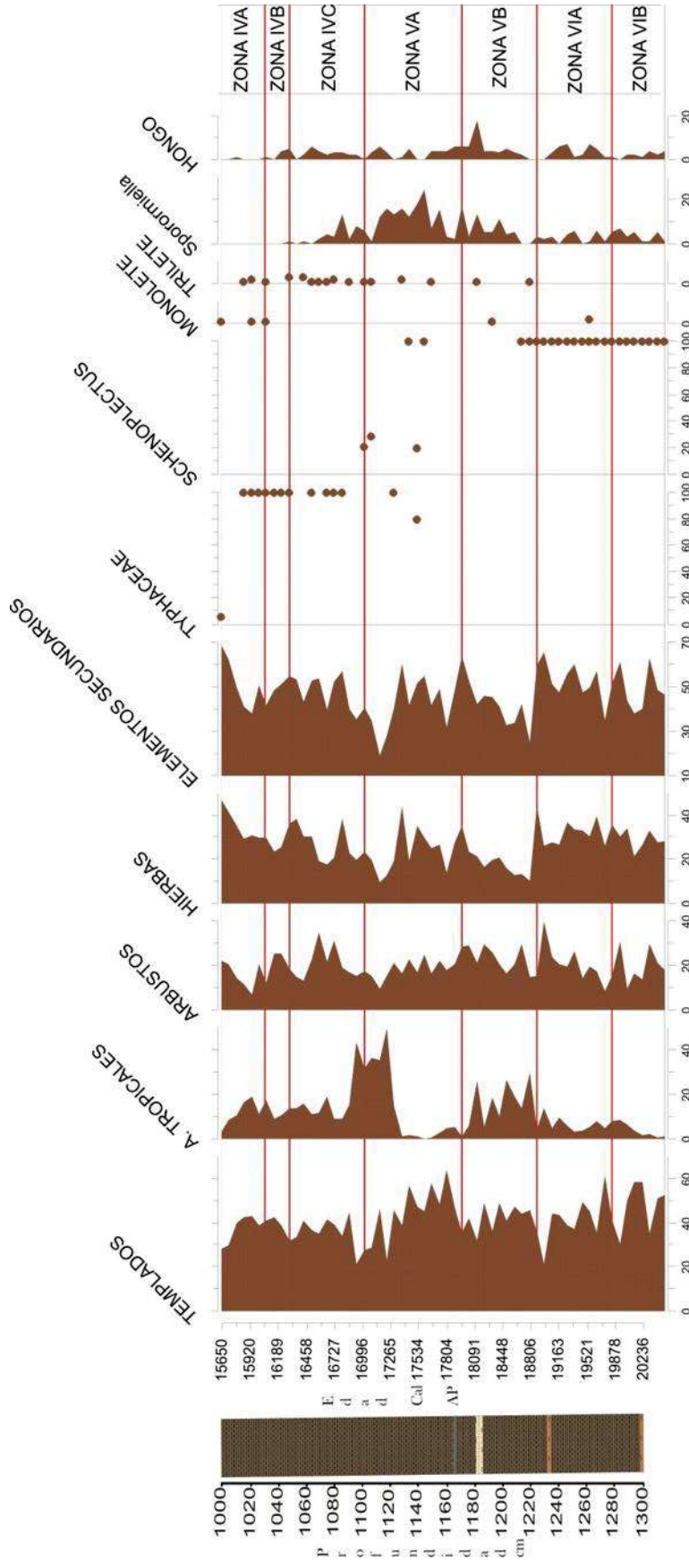


Figura. 20 Diagrama Palinológico de la vegetación regional agrupando los taxa en cuanto a afinidad vegetacional del Maar La hoyo de Rincón de Parangueo en Valle de Santiago.

VIII.3.1.3 Tramo de 10 m a 7 m Unidad III (15,331 a 12,139 años Cal a.P)

ZONA III.- (1,000 cm -864 cm) (figura 21 y 22). Esta zona fue representada por 26 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 65,204 y 197,455 granos/cm³. El conjunto de arboles templados constituyó el 44 %, los tropicales un 6%, los arbustos 25% y los elementos secundarios el 25 % restante en promedio. Se subdividió en dos zonas: subzona B y subzona A.

La subzona IIIB.- (1,000 cm- 957 cm) estuvo constituida por 8 muestras cuya concentración polínica oscila entre los 65,204 a 340,400 granos/cm³. *Compositae* mantuvo un influjo de 40% siguiendo un patrón de zigzag mientras que *Gramineae* presentó porcentajes de 20 % y disminuyó hasta el 10 % a la mitad de la subzona continuando con una tendencia ascendente al final de la subzona alcanzando casi un 40%. *Pinus* en la base comenzó con 10 % disminuyó a 5 % y comenzó una tendencia ascendente terminando con un 20 % hacia el final. *Alnus* y *Quercus* mantuvieron proporciones constantes para toda la zona. Los elementos mesófilos que se encontraron presentes en la zona fueron *Taxodium* y *Betulaceae*. Los elementos arbustivos tuvieron porcentajes más altos que los elementos arbóreos debido a perturbaciones que afectaron a la estructura arbórea.

La subzona IIIA.- (957 cm- 864 cm). Constituida de 19 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 64,847 a 196,247 granos/cm³. En esta subzona se registraron dos eventos importantes en el primero de ellos se observó que los bosques templados disminuían mientras aumentaban los elementos secundarios como gramíneas y compuestas. El segundo evento estuvo indicado por un aumento en el polen de pino pasando de un 20% a un 40% observándose una disminución en el porcentaje de *Compositae* y *Alnus*, lo que indica el establecimiento de condiciones frías y un poco secas que favorecieron la presencia de un bosque de pino.

Zona II.- (865 cm – 770 cm). Esta zona representada por 20 muestras fue dividida en dos subzonas (A y B) (figuras 21 y 22). La concentración de granos de polen osciló entre 57,058 y 196,247 granos/cm³. El conjunto de árboles templados constituyó el 50 %, los árboles tropicales un 7%, los arbustos 17% y las hierbas y los elementos secundarios el 26 % restante.

La subzona IIB.- (865 cm- 810 cm) estuvo constituida por 12 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 57,058.3 a 196,247 granos/cm³. Esta subzona se caracterizó por un aumento de los elementos del bosque Templado donde *Pinus* y *Quercus* fueron los dominantes con un 23% y 16% respectivamente. En el grupo de los bosques mesófilos existió un descenso en la presencia de *Taxodium*. Los elementos del bosque templado mantuvieron un patrón de zig-zag. Los elementos secundarios comenzaron la zona con un pico muy alto (40 %) para *Gramineae* la cual disminuyó hacia el final (20 %). *Compositae* mantuvo porcentajes inferiores a un 20% y *Cheno/Amaranthaceae* alcanzó hasta un 5 %. Al final de esta zona *Alnus* disminuye de 10 a un 5%.

La subzona IIA.- (957 cm- 864 cm). Está constituida por 19 muestras cuya concentración polínica osciló entre los 64,847 a 196,247 granos/cm³. En esta subzona se registraron dos eventos importantes: en el primero de ellos la proporción de los bosques templados disminuye con respecto a los de los elementos secundarios como gramíneas y compuestas; en el segundo evento se observa un marcado aumento del polen del bosque templado. También se observó un patrón de zig-zag para los elementos tropicales. La disminución de *Pinus*, *Compositae* y *Gramíneae* así como el aumento considerable de *Quercus* indican un incremento en la humedad lo que permite un desarrollo en el bosque de encino y aumento en proporción de elementos mesófilos.

Zona I.- (770 cm – 700 cm) está representada por 6 muestras. (Figuras 21 y 22). La concentración de granos de polen oscila entre 56,407 y 172,186 granos/cm³. El conjunto de árboles templados constituye el 50 %, los arboles tropicales un 5%, los arbustos 20 % y las hierbas y los elementos secundarios el 25 % restante en promedio. Se observa una tendencia ascendente en gramíneas mientras que *Compositae* alcanza su máximo cerca de la base y después disminuye hasta alcanzar el 10%. En el grupo de los bosques mesófilos la presencia de *Taxodium* y *Fraxinus* es constante. Los elementos del bosque templado mantienen un patrón de zig-zag para el caso de *Alnus* pero *Pinus* al comienzo de esta zona tiene un descenso importante del 20% al 10%.

Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parangueo en el Estado de Sanjuán

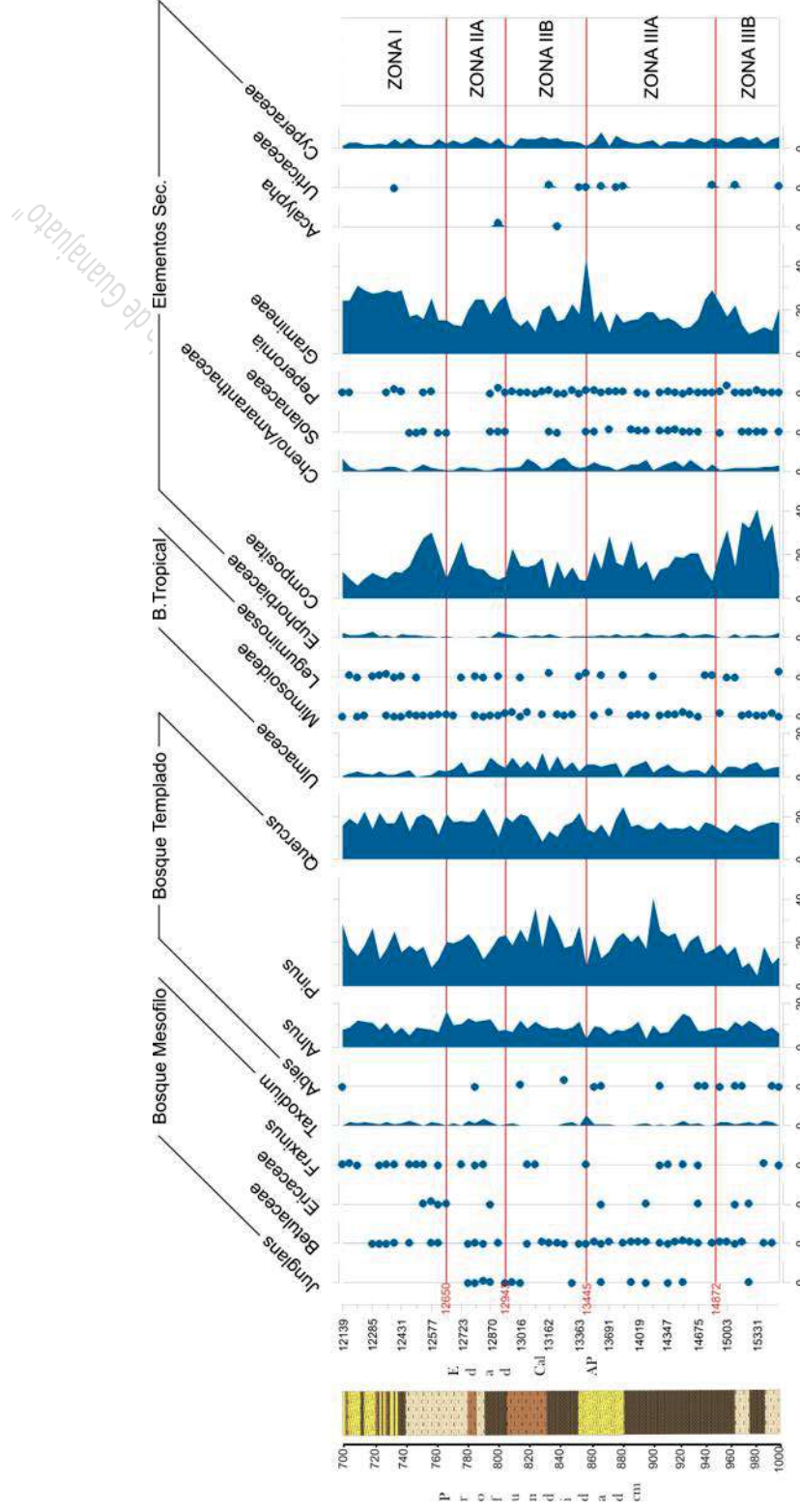


Figura 21.-Diagrama Palinológico de la vegetación regional del Maar La hoya de Rincón Parangueo en Valle de Santiago Guanajuato correspondiente a 12,139 a 15,331 años Cal.a.P.

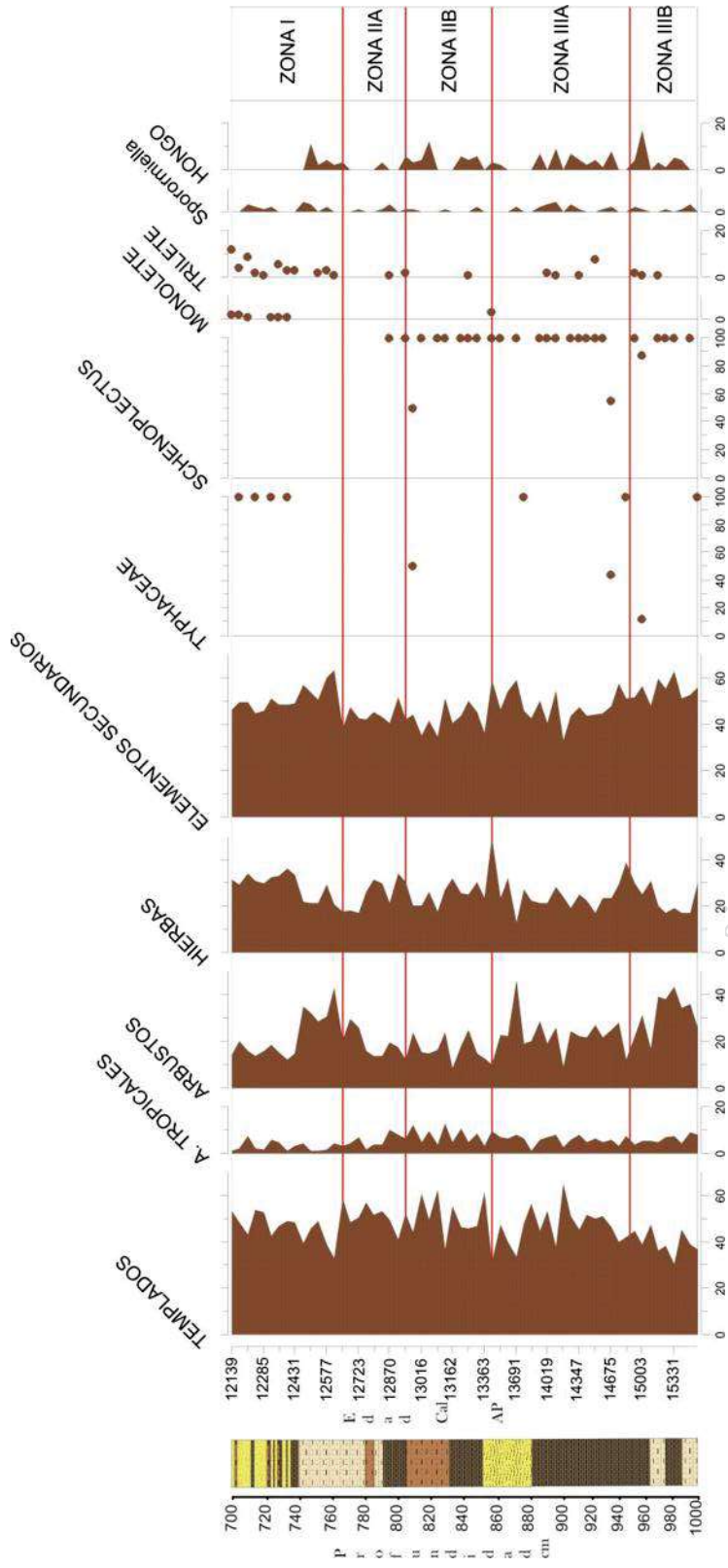


Figura. 22 Diagrama Palinológico de la vegetación regional agrupando los taxa en cuanto a afinidad vegetacional del Maar La hoy de Rincón de Parangueo en Valle de Santiago.

VIII.4 Variaciones temporales del polen.

Se calculó un índice de cobertura arbórea (Figura 23) el cual consiste en la relación de la suma del polen arbóreo entre la suma del polen arbóreo más las herbáceas ($C=A/A+H$). Los valores más altos de esta relación nos sugieren una mayor cobertura arbórea con condiciones de humedad propicias para el desarrollo de un bosque y los niveles bajos una dominancia del matorral debido a que el aporte de humedad no era suficiente como para que los arboles tuvieran las condiciones propicias para su desarrollo. En la tabla (22) podemos observar dos periodos importantes de sequía; a los 16,999 años Cal a.P y otro a los 18,460 Años Cal a.P. Este último coincidiendo con el termino del último glacial máximo.

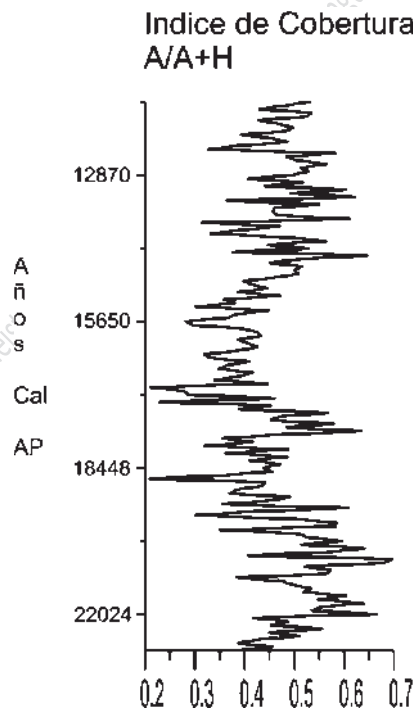


Figura 23.- Índice de cobertura. Relación del polen arbóreo entre la suma de la concentración polínica de arbóreo mas la concentración de polen herbáceo.

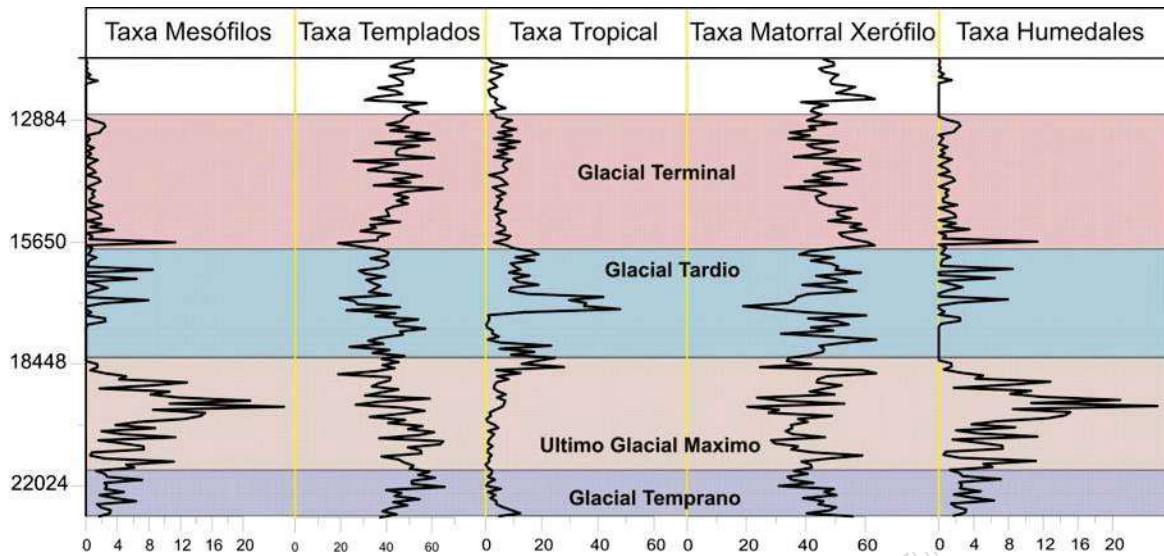


Figura. 24. Cambios vegetacionales ocurridos en la Hoya de Rincón de Parangueo durante los diferentes ciclos glaciares durante los últimos 22,000 años Cal a.P.

Los cambios vegetacionales ocurridos en el Bajío durante el Pleistoceno tardío nos indican condiciones climáticas variables durante las diferentes etapas glaciares (Figura 22). Observándose el desarrollo del bosque mesófilo cuando las condiciones climáticas favorecían altas precipitaciones y bajas temperaturas, como ocurrió durante el UGM, coincidiendo con un aumento en el nivel del lago; mientras el Glacial tardío era un poco más cálido, lo que favoreció la dominancia de los bosques tropicales. Los bosques de templados dominaban cuando las temperaturas extremadamente bajas, similares a las de fines del Glacial temprano, y principios del UGM y glacial terminal.

VIII.5 Análisis multielemental

Los datos en la figura 25 mostraron periodos húmedos (13,500- 14,000 años Cal a.P, 15,000 años Cal a, 16,200- 17,000 años Cal a.P, 18,900-19,000 años Cal a.P.) y secos (13,000-13,400 años Cal a.P, 14,500- 15,000 años Cal a.P 18000 años Cal a.P. y 22,000 años Cal a.P) en respuesta a los elementos máficos (Sus. Mag, Fe, Ti y K), plagioclasas (Ca) carbonatos (Sr) y Feldespatos potásicos (K). Los niveles altos de K se asocian a eventos de mayor aporte pluvial a la cuenca y más humedad. En la Figura 26 se muestra además la relación Ca/Fe y Ca/K para distinguir los eventos secos, siendo estos valores altos (30% a 50%) en presencia de carbonatos, lo que indica periodos secos debido a la insolubilidad de estos.

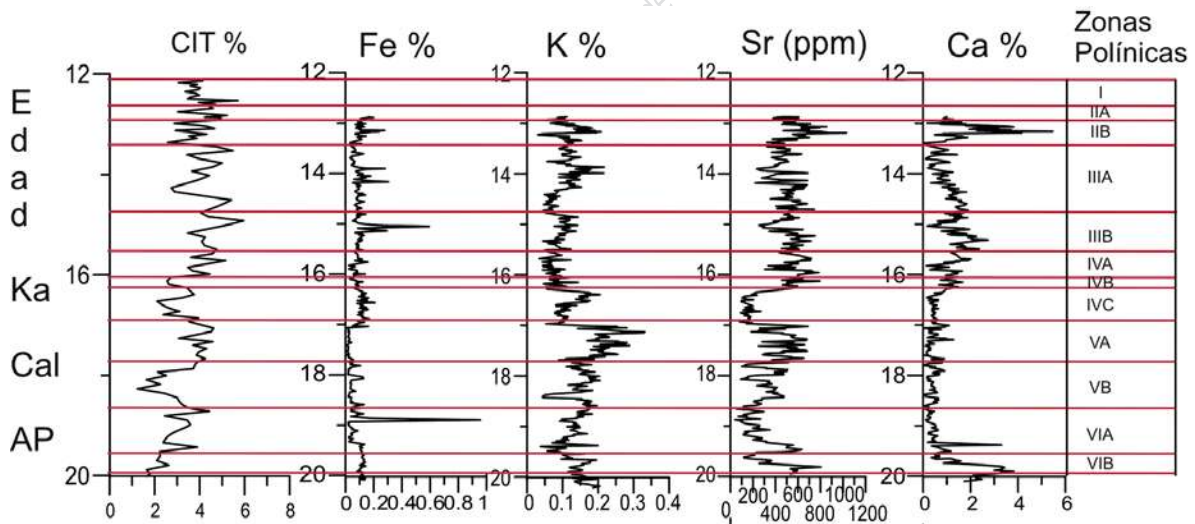


Figura 25.- Análisis de los elementos Fe K, Sr y Ca con la división de las zonas polínicas ya identificadas.

Se identifican periodos intermitentes secos y húmedos. Cuando aumenta el porcentaje alto tanto de Sr como Ca elementos con alta solubilidad, por lo que se deduce un periodo muy

húmedo. Podemos asumir que en un periodo seco tanto los elementos solubles como los insolubles se mantienen en niveles constantes en sus porcentajes por lo tanto estos niveles secos no se distinguen dentro de los valores de los elementos unitarios sino hasta que se observa en la relación de Ca/Fe y Ca/K. Como se observa en la figura 27 en la que las gráficas de estas relaciones se denotan más claramente estos periodos húmedos secos.

En la Zona VI B los valores de Ca variaron de 4 a 1 % observándose el valor más alto a los 19,900 años Cal aP; los valores de Sr varían de 700 a 150 ppm, los valores de K se observan de .15 a .20% las variaciones de Fe se mantuvieron estables en un porcentaje bajo.

En la zona VIA los valores de Ca disminuyeron y variaron de un .5 a 4% observándose el pico más alto a los 19, 800 años Cal aP, los valores de Sr variaron de 600 a 50 ppm, los valores de K varían de .2 a .05 % para esta zona los valores de Fe se mantuvieron bajos teniendo un pico importante a los 19,000 años Cal aP que coincide con un valor también alto en la susceptibilidad magnética lo que se infiere como un aporte terrígeno.

En la Zona VB los valores de Ca variaron de 0 a 1 %, los valores de Sr varían de 500 a 50 ppm, los valores de K se observan de .20 a .05% las variaciones de Fe se mantuvieron estables en un porcentaje que vario de 0 a .05%.

En la Zona VA los valores de Ca variaron de 1 a 0 % , los valores de Sr varían de 700 a 200 ppm, los valores de K se observan de .3 a .05% las variaciones de Fe disminuyeron con respecto a la zona anterior en esta se observan porcentajes con valores negativos.

En la Zona IVC los valores de Ca variaron de 1.9 a 0 % , los valores de Sr varían de 100 a 250 ppm, los valores de K se observan de .2 a .05% observándose una disminución con respecto a la zona anterior las variaciones de Fe se mantuvieron entre .10 y .20%.

En la Zona IVB los valores de Ca variaron de 2 a 1 % , los valores de Sr varían de 800 a 500 ppm observando un aumento con respecto a la zona anterior, los valores de K se observan de .15 a .05% las variaciones de Fe se mantuvieron bajas con una variación mínima.

En la Zona IVA los valores de Ca variaron de 2 a 0%, los valores de Sr varían de 800 a 300 ppm, los valores de K se observan de .15 a .05% las variaciones de Fe se mantuvieron bajas con una variación mínima.

En la Zona IIIB los valores de Ca variaron de 3 a 0 % , los valores de Sr varían de 700 a 200 ppm, los valores de K se observan de .15 a .05% las variaciones de Fe para esta zona se observan dos picos altos el primero de .20% y el segundo de .40 % a los 15, 150 años Cal aP y a las 15,050 años Cal aP. Respectivamente.

En la Zona IIIA los valores de Ca variaron de 2 a .05 % observándose el valor más alto a los 19,900 años Cal aP; los valores de Sr varían de 750 a 150 ppm, los valores de K se observan de .15 a .20% y los valores de Fe variaron de .30 a 0%.

En la Zona IIB los valores de Ca para los 13,300 años cal aP se observa un pico alto de 5% y en la zona varia de este 5 a un 0% , los valores de Sr varían de 1000 a 250 ppm observándose un aumento significativo con respecto a la zona anterior, los valores de K se observan de .2 a .05% las variaciones de Fe son de 30 a 0%.

VIII.6 Productividad del ecosistema de acuerdo a los valores de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT)

Los porcentajes de Carbono orgánico (COT) (Fig 26) en general estos fueron bajos. Hacia la base del núcleo que corresponde a los 22,918 años Cal a.P estos valores oscilan entre el 2 y 4 % teniendo un pico semi alto que alcanza el 6 %. A los 20,000 años Cal a.P existe un porcentaje muy bajo del 0.3% que se relaciona con una productividad muy baja del lago.

En cuanto al Carbono Inorgánico (CIT) para estos mismos niveles los porcentajes son un poco más elevados que el COT oscilando entre los 2 a 5% observándose un pico alto del casi 8% de a los 20,900 años Cal a.P deduciéndose un aporte clástico.

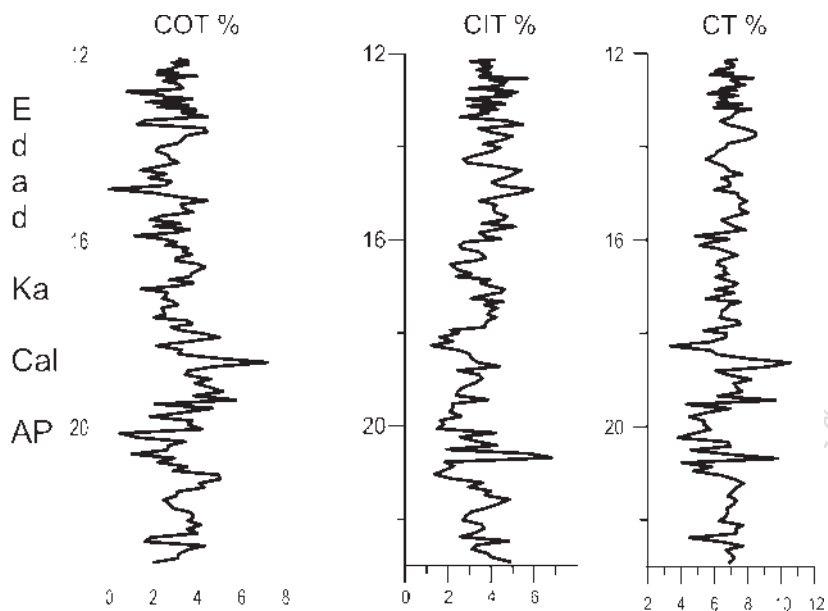


Figura 26.- Análisis de Carbono Orgánico (COT), carbono inorgánico (CIT) y carbonos Totales (CT).

De 20,000 a los 15,000 años Cal a.P los porcentajes de COT se elevan un poco dentro de los cuales se pueden observar dos secciones; una con una productividad un poco más alta que abarca de los 20,000 años Cal a.P a los 18,000 años Cal a.P, que oscila entre el 4% al 6% teniendo un evento importante observable a los 18,500 años Cal a.P. Durante el segundo intervalo hay un descenso de los porcentajes (2 % y 4 %) observándose un pico de baja productividad menor al 2% a los 16,000 años Cal a.P. El final de este intervalo se ve marcada por un porcentaje muy bajo del COT a los 15,000 años a.P.

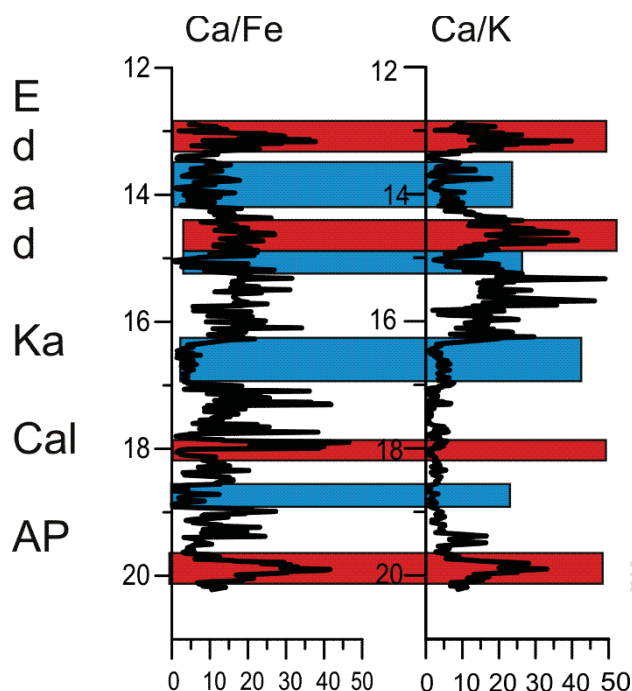


Figura 27-Relación Ca/Fe y Ca/K indicando periodos húmedos y secos. Durante los últimos 20,000 años.

El CIT no muestra valores importantes en los rangos antes mencionados. El CIT se mantiene oscilante entre el 1% y 6% alcanzando su valor más alto a los 15,000 años a.P lo que indica un aporte terrígeno clástico. De los 13,800 años Cal a.P a los 12,000 años Cal a.P los cambios en los porcentajes de COT y CIT son inestables y no se observa una tendencia clara.

VIII.7 Productividad del ecosistema de acuerdo a los valores susceptibilidad magnética

Los valores de susceptibilidad magnética (Fig. 26) muestran unos picos importantes que alcanzan valores de $-9.99E-06$ seguidos de un $-1.06E-05$ Estos bajos valores se repiten cada 1000 años en: 12,285, 13,527, 14.478, 14,249, 16,189 17,198, 18,394, 19,324, y 20,218 años cal a.P.

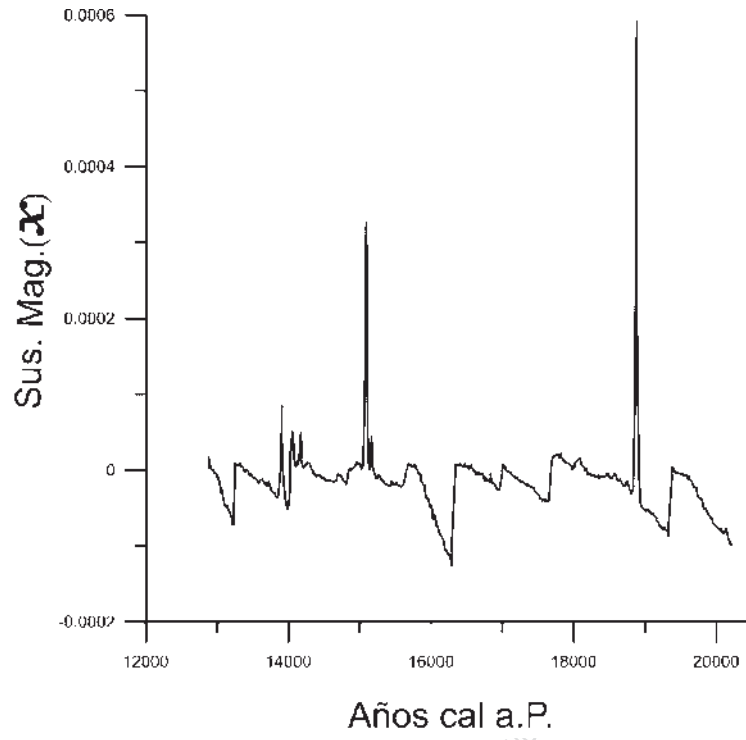


Figura 28 Susceptibilidad magnética (χ). Ciclicidades.

Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Kinca de Parangul
"Estado de Guanajuato"

Capítulo IX.-DISCUSION.

La presencia del bosque mesófilo durante el Pleistoceno en sedimentos del Maar Rincón de Parangueo es muy importante debido a que indica procesos de extinción. En México, las áreas que ocupan los bosques mesófilos de montaña se han reducido en por lo menos 50%, catalogándose por algunos investigadores como "hábitat en peligro de extinción". A nivel mundial los bosques de neblina son uno de los ecosistemas más amenazados. Entre las actividades humanas que más los han afectado podemos mencionar: el cultivo del café y de los árboles frutales así como la ganadería extensiva.

Del bosque mesófilo de montaña solamente quedan pequeños relictos o manchones, confinados a montículos aislados donde la humedad es un poco más elevada y la vegetación no ha sido alterada por las actividades humanas. Fisonómicamente es un bosque denso, con árboles de entre 15 m y 20 m de altura; presenta un estrato arbóreo bajo, así como un estrato arbustivo bien definido. El estrato herbáceo resulta exuberante, con un gran número de diferentes especies. La cantidad de Briofitas y Pteridofitas es elevada, y hay gran abundancia de trepadoras (entre ellas *Rhus* sp.) y epífitas (de las familias *Orchidaceae*, *Piperaceae* y *Bromeliaceae*). Dentro del estrato arbóreo, la especie importante pertenece al género *Quercus*. A pesar de que no se encontraron árboles de las familias *Clethraceae* (género *Clethra*), *Hamamelidaceae* (género *Liquidambar*), *Magnoliaceae* (género *Magnolia*) ni *Rosaceae* (género *Prunus*), característicos de este tipo de vegetación, debido a la gran cantidad de orquídeas, musgos y helechos presentes, así como de la estructura (CONABIO 2010).

La evolución paleoambiental del cráter durante el último glacial máximo se puede resumir como una intercalación de 6 fases húmedas (I, II, III, IV, V, VI) seguidas por cuatro pulsos secos y fríos, (A, B, C, D,) que pueden estar relacionados con cambios a escalas milenales. La primera fase húmeda se observa de 23,918 años cal a.P. a 21,935 años cal a.P. durante el glacial temprano. En este momento se registra un alto porcentaje de COT, hay claro dominio de elementos arbóreos como *Pinus*, *Alnus* y *Quercus* y los elementos del bosque mesófilo están presentes.

De 21,845 años cal a.P. a 21,130 años cal a. P (pulso seco A). Condiciones glaciares plenas se establecen en la zona ocasionando, que el clima seco y frío favorezca una vegetación abierta, por lo que la cobertura arbórea disminuye quedando manchones en donde la vegetación encontró refugio, correlacionándose con un aumento en el porcentaje del CIT (Leyden et al 1994)

De 21,130 años cal a.P. a 20,772 años cal a.P. regresan las condiciones húmedas, los valores de COT aumentan lo que sugiere estabilidad en el medio que se mantiene por muy corto tiempo, ya que posteriormente se observan grandes fluctuaciones (20,147 años cal a.P. a 20,415 años cal a.P.) tanto en el contenido de carbono inorgánico como en el de carbono orgánico en el lago. Sin embargo no se observa una influencia en la cuenca continuando el bosque templado.

A partir de 20,236 años cal a.P. se tiene datos de otros proxys incluyendo susceptibilidad magnética datos geoquímicos como porcentajes en elementos (Sr, Fe, Ca, K y S).

De 20,057 años cal a.P. a 19,789 años cal. a.P. (Zona IIIB de la unidad IV). *Pinus* presenta un desarrollo importante y el bosque mesófilo se mantiene constante presentando buena estructura. Un aumento en los altos valores en los porcentajes de Ca indica un lago más

estable en el tiempo como lo sugiere el COT y la susceptibilidad magnética (Metcalf, et al. 2000).

De 19,789 años cal a.P. a 18,806 años cal a.P. (zona III A unidad IV) empieza a disminuir la humedad desarrollándose un matorral xerófilo (Metcalf et al. 2000) sin embargo a los 18,806 años cal a.P. (UMG) se genera un comportamiento muy fluctuante en la vegetación. Es notoria la desaparición brusca de *Acalypha* así como la presencia de *peperomia* indica niveles bajos del lago coincidiendo con otros núcleos del centro. Un pico en la susceptibilidad magnética a los 19,342 años cal a.P. se asocia a un evento volcánico debido a la presencia de ceniza a ese mismo nivel detectado en la estratigrafía q altero la sedimentación limo arcillosa.

De los 18, 806 años cal a.P. a 17,265 años cal a.P. (zona II B y zona IIA (parte) unidad IV) se comienza otro periodo húmedo en el que los bajos niveles en los porcentaje de CIT nos lo sugiere y un alto porcentaje en el COT a la base de este periodo con una tendencia a secas hacia la cima, una entrada importante de humedad que nos sugiere también el Ca sin embargo también hacia el final de este periodo los porcentajes de Ca aumentan; los porcentajes de K también aumentan sugiriendo el comienzo de un corto periodo seco entre 17,063 año cal a.P. en el que la cobertura arbórea disminuya.

Un pulso seco de 17,131 años a 16,862 años cal a.P. asociado a un aumento en la temperatura, ocasiona que los bosques tropicales secos se expandieran el CIT es alto; la susceptibilidad magnética sugiere una erosión que viene acompañado con una incremento importante en el contenido de Ca y un descenso brusco en la cobertura vegetal.

De 16,862 años cal a.P. a 16, 054 años cal a.P. Durante esta fase los niveles de COT son altos y los niveles de CIT son bajos concordantes con los niveles altos en el COT un pico importante en la susceptibilidad magnética nos sugiere erosión por arrastre fluvial. El calcio

también tiene un aumento en sus porcentajes lo cual también sugiere humedad (Roy *et al.* 2010; Metcalfe *et al.* 2000).

El siguiente periodo seco es amplio abarca de 15,987 años cal a.P. a 14,511 años cal a.P. Altas concentraciones de CIT en correspondencia con un descenso en los contenidos de COT para el ambiente en el lago. La susceptibilidad magnética y el porcentaje en Fe hacia los 15,000 años cal a.P. marcan un brusco aumento. La cobertura vegetal se sigue marcando baja y hacia la cima de este episodio los incrementos de CIT y Ca apuntan hacia una sequía.

De los 14,511 años cal a.P. a los 13,855 se interpreta como un periodo húmedo ya que el COT aumenta y en correspondencia el CIT, disminuye. La cobertura arborea aumenta mientras calcio disminuye con respecto a la etapa seca. La susceptibilidad magnética aumenta al inicio de esta fase sugiriendo una erosión por aporte fluvial.

De 13,773 años cal a.P. a 13,445 años cal. a.P. se observa un periodo seco que se caracteriza por un aumento en las concentraciones de CIT. Un descenso importante en las concentraciones de COT, bajas concentraciones en la susceptibilidad magnética, un descenso en el Ca y pérdida de la cobertura vegetal nos caracterizan este periodo seco.

De 13,363 años cal a.P. a 12,870 años cal a.P., en la base de este último episodio se observa un incremento en los valores de susceptibilidad magnética que vienen seguidos de un notorio aumento en el Ca y K así como del estroncio, en correspondencia con la estabilidad en la cobertura vegetal y en descenso en los valores de CIT.

Resalta una tendencia de ciclos de mil años para los datos arrojados por la susceptibilidad magnética con una respuesta directa de la vegetación con respecto a la humedad. Estos picos de susceptibilidad son los más bajos observados. Para nuestros datos analizados se observan 7 ciclos (A, B, C, D, E, F, G).

Es importante recalcar como en los resultados se observó una relativa ciclicidad en los valores de susceptibilidad magnética en los años (cal a.P.): 12,285, 13,527, 14.478, 14,249, 16,189, 17,198, 18,394, 19,324, y 20,218, ya que ocurren son alrededor de cada mil años lo cual coincide con valores que indican humedad tanto en el COT como en el CIT así mismo las muestras palinológicas para estos mismos niveles se observa una vegetación con características que denotan humedad.

Los valores aislados de los elementos en los análisis multielementales por si solos en las figuras se pueden interpretarse como ciclos contrarios a los que se analizan; sin embargo ya que cuando estos se complementan con otros proxys podemos correlacionar eventos. De esta manera los análisis multielementales facilitan explicaciones de los eventos.

Las relaciones vegetacionales con los pulsos glaciales de diferentes estudios de Cuencas Lacustres para el Arco Volcánico Transmexicano; registran bajos niveles lacustres para el glacial Temprano. Sin embargo no hay evidencia de avance glacial (Caballero et. al., 2010, Metcalfe, et. al., 2000), estos bajos niveles lacustres pueden estar asociados a un clima frío y seco.

Durante el último glacial máximo se observan dos pulsos uno en el que los elementos vegetacionales húmedos se ven favorecidos por el incremento de la precipitación por el desplazamiento de las masas de aire hacia el sur (Bradbury, 2000; Robles et al., 2009; 2010). El segundo pulso está marcado por un bajo nivel de los elementos vegetacionales húmedos y un aumento en los secos-cálidos respondiendo a un ambiente con estas características. Lo que indica que la precipitación disminuye ocasionando que el nivel del lago disminuyera, esto se infiere como un ciclo de aridez lo que concuerda con nuestros niveles de Ca/Fe (Roy, et al., 2010).

En general, nuestros resultados arrojan que durante el Pleistoceno tardío el Bajío mexicano tenía un clima frío y húmedo dando oportunidad para que los bosques mesófilo de montaña tuvieran un óptimo para su establecimiento. Árboles como *Corylus* y *Liquidambar* que son característicos de estos bosques se encuentran en la actualidad extintos para esta zona. Lo que indica un bosque mesófilo continuo para todo el centro de México, lo cual es muy significativo ya que en la actualidad tan solo existen algunos relictos de este tipo de vegetación principalmente en lugares en donde persisten condiciones de alta humedad similares a las que existían en el último glacial máximo (Rzedowski 1991; Alcantara y Luna 1997).

Hacia el final del Pleistoceno y principios del Holoceno (15,000 a 10,000 años a.P) las condiciones en el centro de México se tornaron ligeramente más húmedas, con algunos periodos secos intercalados. En general este lapso parece caracterizado por un clima en el que aumentaron gradualmente las temperaturas, mientras las condiciones de humedad eran muy fluctuantes, tendiendo a secas (Rico *et al.* Sin año. <http://www.igeofcu.unam.mx/pagumec/taxco/rrm3.htm>). Sin embargo nuestros datos tienen una tendencia inversa a la reportada por Rico ya que la presencia de bosque mesófilo que implican condiciones frías y húmedas coincidiendo con lo reportado por otros autores (Caballero *et al.*, 2010; Bradbury, 2000; Robles *et al.*, 2009; 2010).

Se ha encontrado que en el último glacial máximo en algunas cuencas en el centro de México (Texcoco, Chalco. Etc.) el clima era seco y frío, lo que ocasionaba la expansión de pastizales alrededor de los lagos (Lozano-García 1993, Lozano-García y Ortega-Guerrero 1994). Sin embargo nuestros resultados no coinciden con estos hallazgos ya que la productividad indica un bosque mesófilo de montaña lo que indicaría un clima húmedo y

frio. Las características estratigráficas del núcleo, la presencia de limos y arcillas sugieren un lago profundo y estable (Bradbury, 1989).

Durante el Pleistoceno tardío, el Bajío ya había adquirido sus características geomorfológicas actuales. Lo cual nos hace suponer que no fue un evento geológico lo que influyó, en los cambios climáticos que ocurrieron durante este periodo, sino que fueron los patrones de circulación atmosféricos dominados por la ITCZ los que se modificaron, debido a la migración del ITCZ hacia el norte ocasionando que la influencia de los vientos del oeste trajeran consigo humedad al centro de México, favoreciendo además la entrada de humedad a través de las precipitaciones durante el invierno en el Bajío, ocasionados por frentes polares (Roy et al 2009; Metcalfe et al 2000; Slayton 2010).

Al finalizar el último avance glacial (18,000 a 16,000 años) se observan condiciones más húmedas que durante el glacial máximo ocasionando la disminución de elementos como Fe y K indicando un aumento en la humedad coincidiendo con alta productividad polínica y altos niveles de COT. (Roy *et al.* 2000).

Un aspecto fuera de mi estudio, pero relevante por su papel en la evolución es la discordancia angular que se localiza a los 21,000 años, esta geometría es el resultado de un sismo del Pleistoceno que deforma las capas inferiores y que una vez ocurrida la deformación el lago dispone nuevamente a las capas horizontales. Por otro lado mis observaciones de campo me permitieron ver desniveles del terreno asociados con posibles fallas radiales que podrían ser el resultado de efectos de subsidencia.

Capítulo X.-Conclusiones:

El registro paleoecológico del maar de Rincón de Parangueo nos provee de un registro continuo de la historia vegetacional de los últimos 24 mil años. La vegetación presente durante el último glacial máximo nos indica condiciones completamente diferentes a las actuales debido a la existencia de un clima templado húmedo que favorecía el desarrollo de un bosque mesófilo de montaña.

Los elementos vegetacionales responden de manera directa a las condiciones ambientales presentes durante el Pleistoceno tardío por lo que el polen es un buen indicador para reconstruir los procesos climáticos ocurridos durante el Pleistoceno. Se observa que la vegetación responde a los avances o retrocesos de los glaciales en el centro de México (Caballero *et al.* 2010). Dominando los bosques fríos (pino-encino, abies) durante los avances de los glaciales favoreciendo a los bosques mesófilos durante los retrocesos de estos mismos.

Las condiciones climáticas durante el Pleistoceno fueron muy variables, sin embargo de manera general puede decirse que se mantuvieron las condiciones húmedas, lo que contradice la idea de condiciones secas y áridas para el centro de México, ocasionadas por el incremento de la capa Laurántida.

En relación a las capas inclinadas que se observaron, podemos decir que se podría asociar a eventos sísmicos que generaron una deformación en las capas, seguramente generadas por un basculamiento en el momento de la ruptura co-sísmica. Este evento se ubicaría aproximadamente a los 21,000 años. Por otro lado en la superficie del antiguo lago, ahora seco, se observaron estratos fallados seguramente asociados con efectos de subsidencia, la cual ha sido generada por el abatimiento del acuífero.

Bibliografía

Alcántara, O. e I. Luna. 1997. Florística y análisis biogeográfico del bosque mesófilo de montaña de Tenango de Doria, Hidalgo, México. *Anales del Instituto de Biología de la Universidad Nacional Autónoma de México, Serie Botánica* 68: 57-106.

Arnauld, C., Metcalfe, S.E., Petrequin, P., 1997. Holocene climatic change in the Zacapu lake basin, Michoacán: synthesis of results. *Quaternary International* 43-44, 173–179.

Bradbury, J. P. 1997. Sources of glacial moisture in Mesoamerica. *Quaternary International*. 43/44: 97-110.

Bradbury, J.P., (2000). Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 163, 69–95.

Broecker S. W. (1989)“The great Ocean Conveyor”. *Oceanography*. Vol. 4.

Bush M.B. (2002). “On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics”. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 177 5-17.

Caballero Miranda, M. E. (1995). Late Quaternary paleolimnology of Lake Chalco, the Basin of México: new evidence for paleoenvironmental and paleoclimatic change in Central México during the last 45.000 years. Ph.D. Thesis, University of Hull

Caballero, M., Ortega-Guerrero, B., 1998. Lake levels since about 40,000 years ago at lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research* 50, 69–79.

Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., Macías, J.L., 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology* 22, 399–411. CLIMAP Project Members 1981, Seasonal Reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum, Map and Chart Ser., MC-36, Geol.Soc.Am

Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., y Ortega-Guerrero, B. (2010). Evidencias de Cambio Climático y Ambiental en Registros Glaciales y Cuencas de Altura del Centro de México Durante el Último Máximo Glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 62, p. 359-377.

Davies S.J., S.E. Metcalfe, A.B. Mackenzie, A.J. Newton, G.H. Endfield and J.G. Farmer. (2004) “Environmental changes in the Zirahuén Basin, Michoacán, México, during the last 1000 years.” *Journal of Paleolimnology* 31: 77-98.

Davis K. O., D. S. Shafer. (2006). “Sporormiella fungal spores, a palynological means of detecting herbivore density”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* Volume 237, Issue 1, 21 July 2006, Pages 40-50.

Deevey, E.S., 1944. Pollen analysis and Mexican archaeology, an attempt to apply the method. *American Antiquity* 10, 135–149.

Erdman G. (1943) An introduction to pollen analysis. *Chronica Botanica*, Waltham Mass., USA.

Faegri, K., and Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. Blackwell Scientific Publications, London.

Garduño V.H., L. C. A. Gutierrez-Negrin. 1990. “Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano”. *Geofísica Internacional* (1992), Vol. 31. Num. 4, pp.417-429.

Hasenaka T., y I. S.E. Carmichael. 1985. “The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 25. P. 105-124.

Haynes CV, Jr, Lauretta DS, Ballenger JAM. 2010 Reply to Firestone et al.: No confirmation of impact at the lower Younger Dryas boundary at Murray Springs, AZ. *PNAS*, vol. 107, issue 26, pp. E106-E106

Heine, K., 1988. Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. *Geowissenschaften* 6, 197-205.

Heine, K., 1994. The late-glacial moraine sequences in México: in there evidence for a Younger Dryas event?. *Palaeogeography*

Heine, K. (1994). Present and past geocryogenic processes in Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5: 1-12.

Hodell, D.A., et al. (1995). "Possible Role of Climate in the Collapse of Classic Maya Civilization." *Nature* **375**: 391-94.

Hyde H. A. and D.A. Williams 1944. “A daily census of *Alternaria* spores caught from the atmosphere at Cardiff in 1942 and 1943”. *Transactions of the British Mycological Society* Volume 29, Issues 1-2, May 1946, P. 78-85.

Israde Alcantara I., R. Velázquez-Durán, Ma. S. Lozano García, J. Bischoff, G. Dominguez Vázquez, V. H. Garduño Monroy. 2010. Evolución paleolimnológica del lago de Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* Vol 62(3): 345-357.

Khandelwal A., M. Mohanti, F. García-Rodríguez, B. W. Scharf (2008) “Vegetation history and sea level variations during the last 13,500 years inferred from a pollen record at Chilika Lake, Orissa, India. *VEget Hist Archaeobot* 17:335-344.

Kutzbach, J.E., Guetter, P.J., Behling P.J., Selin, R., 1993, Simulated climatic changes: results of the COHMAP climate-model experiments, en Wright, H.E., Kutzbeach, J.E. Webb, T., Ruddiman, W.F., StreetPerrott, F.A., Bartlein, P.J. (eds.), Global climates since the last glacial maximum: Minneapolis, Minnesota, EUA, University of Minnesota Press, 24-93

Lehman S. & Keigwin L. 1992), Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation, *Nature*, 356, 757-762.

Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Urrutia Fucugauchi, J., 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, central México. *Quaternary Research* 40, 332–342.

Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., 1994. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central México. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 177–191.

Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., 1997. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of México; correlation between Texcoco and Chalco Basins. *Review of Paleobotany and Palynology* 99, 77-93.

Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., 1998, Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco sub-basins: Review of Palaeobotany and Palynology, 99, 77-93

Lozano-García, S., Sosa-Najera, S., Sugiura, Y., Caballero, M., 2005, 23000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central Mexico: *Quaternary Research*, 64, 70-82.

Lugo-Hudp J. 2001. "Los conceptos geomorfológicos en la obra de Ezequiel Ordóñez (1867-1950)". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, num. 1, p 89-102.

Mahaney WC, Krinsley D, Kalm V (2010a) Evidence for a cosmogenic origin of fired glaciofluvial beds in the northwestern Andes: Correlation with experimentally heated quartz and feldspar. *Sedimentary Geology*, v. 231, iss. 1-2, p. 31-40.

Mahaney WC, Krinsley D, Kalm V (2010b) Evidence from the northwestern Venezuelan Andes for extraterrestrial impact: The black mat enigma. *Geomorphology*, v. 116, iss. 1-2, p. 48-57.

Mahaney WC, Krinsley D, Kalm V (2011) Fired glaciofluvial sediment in the northwestern Andes: Biotic aspects of the Black Mat. *Sedimentary Geology*. 237, (1-2), pp73-83.

Martinez-Yrizar, A., A. Burquez y M. Maass (en prensa). "Structure and functionina- o i tropical deciduous forests in wesicrn Mexico' tn Roo cna-x, R h T (ea 1. The frop8cal ocro of a threatened ecosystem. USA.

Metcalf S. E., S. L. O'Hara, M. Caballero and S. J. Davies. 1991. "Records of Late Pleistocene–Holocene climatic change in Mexico — a review". *Quaternary Science Reviews* Volume 19, Issue 7, March 2000, Pages 699-721

Metcalf, S.E., 1995. Holocene environmental change in the Zacapu Basin. a diatom based record, Mexico. *The Holocene* 5, 196-208.

Metcalf, S.E., O'Hara, S.L., Caballero, M., Davies, S.J., 2000. Records of Late Pleistocene–Holocene climatic change in México – a review. *Quaternary Science Reviews* 19, 699–721.

Metcalf, S.E., Davies, S.J., Braisby, Melaine, J.L., Newton, J.A., Terrett, L N., O'Hara, S.L. 2006. Long and short-term change in the Patzcuaro Basin central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (20): 1-24.

Moore, P.D. and Webb, J.A., 1978. *An Illustrated Guide to Pollen Analysis*. Hodder and Stoughton, London, 133 pp.

Ortega B., Caballero M., Lozano S., Israde I. y Vilaclara G., 2002. 52,000 years of environmental history in Zacapu Basin, Michoacán, Mexico: The magnetic record. *Earth and planetary Science Letter*. 202 663-675.

Ortega-Guerrero, B., Vázquez, G., Caballero, M., Israde, I., Lozano, S., Schaaf, P., Torres E. 2010. Late Pleistocene-Holocene record of environmental changes in lake Zirahuen, central Mexico.

Reimer P.J., M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk, Ramsey, C. E. Buck, G. S. Burr, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, I. Hajdas, T. J. Heaton, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, F. G. McCormac, S. W. Manning, R. W. Reimer, D. A. Richards, J. R. Southon, S. Talamo, C. S. M. Turney, J. van der Plicht, C. E. Weyhenmeyer. 2009. 26. INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal b. radiocarbon, Vol 51, Nr 4, p 1111–1150.

Robles- Camacho J., P. Corona-Chávez, M. Morales-Gómez, A. F. Guzmán, G. Domínguez-Vázquez, I. Israde-Alcantara, A. Oliveros-Morales. 2009, "A Gomphothere from Lake Patzcuaro, Michoacán México". *Current research in the Pleistocene*. Vol. 26

Robles- Camacho J., P. Corona-Chávez, M. Morales-Gómez, A. F. Guzmán, G. Domínguez-Vázquez, I. Israde-Alcantara, A. Oliveros-Morales. 2010. Estratigrafía y Paleoambiente asociados a un n Gomphoteriidae (*Cuvieronius hyodon*) en Tzintzuntzan, Michoacán, México. *Revista Mexicana de de Ciencias Geológicas*, v. 27, núm. 3, 2010, p. 530-54.

Roy P.D., M. Caballero, R. Lozano, T. PI y O. Morton. 2009. "Late Pleistocene-Holocene geochemical history inferred from Lake Tocomulco sediments, Basin of México, México". *Geochemical Journal*, Vol. 43, pp. 49 to 64.

- Rzedowski, J., Rzedowski, G.C., 1987. El Bosque tropical caducifolio de la región Mexicana de Bajío. *Trace* 12, 12–20.
- Rzedowski, J. (1991b), "El endemismo en la flora fanerogámica mexicana: una apreciación analítica preliminar". *Acta Botánica Mexicana*, 15: 47-64.
- Rzedowski J. 1996. Análisis preliminar de la flora vascular de los bosques mesófilos de montaña de México. *Acta Botánica Mexicana* 35:25-44.
- Saporito, M. S. (1975). Chemical and mineral studies of a core from Lake Patzcuaro, Mexico. MSc thesis, University of Minnesota. 49 pp.
- Slayton, Ian Arthur, "A Vegetation History from Emerald Pond, Great Abaco Island, The Bahamas, Base don Pollen Analysis." Masters Thesis, University of Tennessee, 2010.
http://trace.tennessee.edu/utk_gradthes/832.
- Stuiver, M., Reimer, P. 1993. Extended ¹⁴C data base and revised Calib 3.0 ¹⁴C calibration program: *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P., Reimer, R. W. 2005. CALIB 5.0 program and documentation (en línea), versión Calib 5.0.2; United Kingdom, <http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>, consulta: Agosto 2010.
- Tarasov L., W.R. Peltier "Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal" (2005). *Nature*. Vol. 435.
- Tian H, Schryvers D, Claeys P (2011) Nanodiamonds do not provide unique evidence for a Younger Dryas impact. *PNAS*, vol. 108, issue 1, pp. 40-44.
- Trejo. R.I. (1998), Distribución y diversidad de selvas bajas de México: relaciones con el clima y el suelo, Tesis de Doctorado en Ciencias (Biología), Facultad de Ciencias, UNAM, México.
- Uribe-Cifuentes R. M., 2006. Xenolitos y Volcanismo en la región de Valle de Santiago, Guanajuato- estudios paleomagneticos y de magnetismo de rocas. Tesis doctoral. UNAM.
- Uribe-Cifuentes R.M., J. Urrutia-Fucugauchi. (1999). "Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanic, Michoacán-Guanajuato volcanic Field, México.
- Van Hoesel A, Hoek W, Braadbaart F, van der Plicht H, Drury MR. (2011) Nanodiamonds and the Usselo layer. Paper #1556, XVIII INQUACongress, 21-27 July 2011 in Bern, Switzerland.
- White, S. E. 1981. Neoglacial to recent glacial fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico. *Journal of Glaciology* 2796: 356-363.

Watts, W.A., Bradbury, J.P., 1982. Paleocological studies at Lake Pátzcuaro on the west-central Mexican plateau and at Chalco in the Basin of México. Quaternary Research 17, 56–70.

Webb, T., 1987. The appearance and disappearance of major vegetational assemblages: long-term vegetational dynamics in eastern North America Vegetatio. 69:177-187.

Paginas web:

http://www.conabio.gob.mx/conocimiento/cambios_veg/doctos/tipos_valle.html

Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parangueo en Valle de Santiago, en el estado de Guanajuato"