

00361



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

**ANÁLISIS PALINOLÓGICO Y CONSIDERACIONES
PALEOAMBIENTALES DE UN SONDEO EN EL EXLAGO DE
TEXCOCO, CUENCA DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE

**MAESTRA EN CIENCIAS
(BIOLOGÍA)**

PRESENTA

BIÓL. AÍDA SANDOVAL MONTAÑO

DIRECTORA DE TESIS: DRA. MARÍA DEL SOCORRO LOZANO GARCÍA

MÉXICO, D.F.

2000



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*¿Acaso en verdad
es lugar a darse a conocer
el sitio del misterio?*

Acolmiztli Nezahualcóyotl
(1402-1472)

(*Manus.* Bautista de Pomar, 1582; *trad.* Garibay, 1964)

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación no se habría concretado sin la cooperación de varias personas; aquí deseo expresarles mi agradecimiento.

A la Dra. Socorro Lozano García, asesora y responsable del proyecto general y de este estudio en particular. Al Dr. Enrique Martínez Hernández, consejero de la técnica, la determinación polínica, la interpretación y el contenido de este trabajo. A ambos por las facilidades prestadas para el uso del Laboratorio de Palinología y equipo de gabinete del Instituto de Geología de la UNAM.

A la Dra. Margarita Caballero Miranda, quien aportó valiosos consejos sobre el contenido e interpretación del estudio. Al Dr. José Luis Macías Vázquez, por su ayuda en la interpretación tefracronológica y sedimentológica. Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, al Dr. Sergio Cevallos Ferriz y a la M. en C. Susana Xelhuantzi López por la cuidadosa revisión del escrito final de esta tesis.

Asimismo, a todos ellos agradezco su participación como sinodales.

Mi reconocimiento también a la Dra. Beatriz Ortega Guerrero, por otorgarme el registro de susceptibilidad magnética del núcleo y la ayuda para su interpretación. A la M. en C. Margarita Reyes, por su amable disposición para el análisis en el microscopio electrónico del Instituto de Geología, UNAM, de la espora micorrízica y del material volcánico.

A la Dra. Evangelina Pérez Silva, el Dr. Rafael Lamothe Argumedo y a la Dra. Mayra Gavito Pardo por su atinada ayuda en la identificación de la espora micorrízica. A la M. en C. Aurora Ramos Mejía por su consejo en la interpretación del contenido de carbonatos. De igual manera, al Dr. Francisco Javier Vega Vera, por su constante consejo y apoyo.

A mis compañeras de estudio, así como a los que aún están en el camino, con quienes desde diferentes perspectivas aprendí lo apasionante y estimulante que puede resultar el estudio de paleoambientes.

A todos mis profesores de la Facultad de Ciencias, quienes en mayor o menor medida aportaron en mi desarrollo académico. A la Universidad Nacional Autónoma de México que, a pesar de las circunstancias, me dio la oportunidad de participar en un valioso proyecto, que indudablemente se reflejó en mi formación como persona.

A mi hermano Carlos por la ayuda prestada en la elaboración y montaje de las microfotografías, así como a mis hermanas Laura y Rosa María por su apoyo en la realización del escrito final.

A mi familia, en especial a mi esposo, hijo y futura hija; a mis padres, sobrina y suegra.

Gracias a todos ustedes.

ÍNDICE

I. RESUMEN	i
II. INTRODUCCIÓN	1
1. CONTEXTO DE LA INVESTIGACIÓN	1
1.1. Marco teórico	1
1.2. Definición del problema	5
1.3. Justificación	7
1.4. Planteamiento de la hipótesis	9
2. ANTECEDENTES	11
2.1. Antecedentes generales de estudios paleoambientales del Cuaternario tardío en México	11
2.2. Antecedentes para Texcoco	14
3. OBJETIVOS	15
III. ÁREA DE ESTUDIO	16
A. CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA DE MÉXICO	16
1. LOCALIZACIÓN	16
2. AMBIENTE FÍSICO	16
3. GEOLOGÍA	19
3.1. Geología Histórica	19
3.2. Estratigrafía y Geología Estructural	20
3.3. Vulcanismo	24
3.3.1. Historia del vulcanismo	24
3.3.2. Vulcanismo reciente y tefracronología	26
4. HIDROLOGÍA	29
4.1. Características hidrológicas de la Cuenca	29
4.2. Historia de los Lagos: Modelo propuesto	34
4.3. Historia del desagüe	35
5. CLIMATOLOGÍA	39
5.1. Clima actual de la Cuenca de México	39
5.2. Evidencia de glaciaciones	42
6. VEGETACIÓN	47
6.1. Comunidades naturales	47
6.1.1. Bosques	47
6.1.2. Matorrales	53
6.1.3. Pastizales	54
6.1.4. Vegetación de Pedregal	56
6.1.5. Vegetación halófila	56
6.1.6. Vegetación acuática, subacuática, palustre y ribereña	57

6.2. Vegetación secundaria	58
6.3. Zonas agrícolas	58
7. POBLACIÓN HUMANA Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS EN LA CUENCA DE MÉXICO	60
7.1. Los primeros pobladores	61
7.2. Culturas prehispánicas	63
7.2.1. Historia de los asentamientos	63
7.2.2. Trabajos hidráulicos prehispánicos	64
7.2.3. Obtención de recursos	65
7.3. Historia reciente	66
B. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE TEXCOCO	67
1. CONTORNO NATURAL	67
1.1. Fisiografía y clima	67
1.2. Sedimentos lacustres	69
1.3. El sistema hidrológico	72
1.4. Diversidad biológica	74
1.4.1. Vegetación	74
1.4.2. Fauna	81
2. CONTORNO INDUCIDO	82
2.1. Asentamientos humanos y ambiente	82
2.2. Sistema hidrológico inducido	85
IV. MATERIALES Y MÉTODOS	89
1. LOCALIZACIÓN DEL SONDEO Y OBTENCIÓN DEL NÚCLEO	89
2. TÉCNICA PARA ANÁLISIS PALINOLÓGICO	91
2.1. Elaboración de laminillas	91
2.2. Análisis de laminillas y cuantificación de palinomorfos	93
3. CONTROL CRONOLÓGICO	94
3.1. Fechamiento ¹⁴ C	94
3.2. Tefracronología	95
4. SOFTWARE UTILIZADO	96
5. METODOLOGÍA DE ESTUDIO Y CRITERIOS DE INTERPRETACIÓN	97
5.1. Bases para la interpretación de cambios de la vegetación	97
5.2. Estudios que complementan la interpretación paleoambiental	101
5.2.1. Cantidad de trozos de carbón microscópicos (fusinita)	101
5.2.2. Susceptibilidad magnética	102
5.2.3. Pérdida por ignición (calcinación)	103

V. RESULTADOS Y ANÁLISIS	106
1. ESTRATIGRAFÍA DE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES DEL NÚCLEO TEXCOCO A (TxA)	106
2. CRONOLOGÍA DEL NÚCLEO TEXCOCO A (TxA)	108
2.1. Fechamiento por ¹⁴ C	108
2.2. Análisis del material volcánico	109
2.3. Tasas de sedimentación	111
3. ANÁLISIS PALINOLÓGICO	112
3.1. Contenido de palinomorfos del núcleo	112
3.2. Descripción y zonación del espectro polínico Texcoco A (TxA)	119
4. REGISTRO DE LOS ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS	142
5. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DEL NÚCLEO TxA	153
VI. DISCUSIÓN	163
1. REGISTRO PALEOAMBIENTAL	163
1.1. Caracterización de las condiciones para la interpretación paleoambiental en la zona del Lago de Texcoco	163
1.2. Vegetación local	164
1.3. Vegetación regional	165
1.4. Relación de la interpretación paleoambiental del núcleo TxA con otros registros en la zona de Texcoco	168
1.5. Parámetros determinantes para el paleoambiente de la zona	170
2. POSIBILIDADES DE INTEGRACIÓN DE LOS DATOS DEL NÚCLEO TxA A OTROS REGISTROS PALEOAMBIENTALES DE LA CUENCA DE MÉXICO	175
3. CONSIDERACIONES FINALES	178
VII. CONCLUSIONES	179
VIII. LITERATURA CITADA	180
IX. APÉNDICES	199
1. ARCHIVO DE VALORES Y DEL REGISTRO DE PALINOMORFOS DEL NÚCLEO TxA	
2. LÁMINAS DE PALINOMORFOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	8
Fuentes de humedad durante el último glacial y parte del Holoceno en Mesoamérica de acuerdo a Bradbury 1997 (tomado de Bradbury, 1997).	
Figura 2.	18
Mapa de relieve topográfico de la Cuenca de México (mapa base tomado de Niederberger, 1987).	
Figura 3.	33
Sistema hidrográfico superficial hipotético de la Cuenca de México en el Pleistoceno superior-Holoceno (mapa base tomado de Bellia <i>et al.</i> , 1992).	
Figura 4.	36
Modelo propuesto para la secuencia de extensión del sistema de lagos de la Cuenca de México (tomado de Castillo, 1978).	
Figura 5.	41
Mapa de distribución de climas en la Cuenca de México (tomado de Cardoso y García, 1982).	
Figura 6.	48
Mapa de vegetación actual en la Cuenca de México (tomado de Cardoso y García, 1982).	
Figura 7.	68
Mapa de relieve topográfico de la región de Texcoco, Cuenca de México.	
Figura 8.	90
Columna estratigráfica del núcleo Texcoco A.	
Figura 9.	137
Diagrama de porcentaje de polen arbóreo del núcleo Texcoco A, Cuenca de México.	
Figura 10.	138
Diagrama de porcentaje de polen herbáceo y arbustivo del núcleo TxA, Cuenca de México.	
Figura 11.	139
Diagrama polínico local TxA que incluye polen de acuáticas, subacuáticas y ribereñas (registro expresado en número de individuos) así como de esporas (registro expresado en porcentajes).	
Figura 12.	140
Diagrama de algas y otras estructuras del núcleo TxA, Cuenca de México.	
Figura 13.	141
Diagrama polínico que incluye las sumas de valores para cada uno de los grupos de palinomorfos del registro del núcleo TxA, Cuenca de México.	

Figura 14.	152
Diagrama del registro de estudios complementarios para el núcleo TxA, Cuenca de México.	
Figura 15.	161
Relación del registro e interpretación del núcleo Texcoco A con eventos cronológicamente correspondientes de posible impacto en el centro de la Cuenca de México.	
Figura 16.	162
Diagrama integrado Núcleo Texcoco A, Cuenca de México.	

I. RESUMEN

Por medio del análisis del contenido de palinomorfos de una serie lacustre de 6.55 m proveniente del ex-lago de Texcoco, se hace una interpretación del ambiente del Cuaternario tardío. A través de diagramas polínicos se infieren, de acuerdo a los conjuntos de palinomorfos registrados, las comunidades vegetales que poblaron la región y el lago, considerándose indicadores confiables de las condiciones climáticas. La reconstrucción paleoambiental se complementa con datos de susceptibilidad magnética, contenido de materia orgánica, de carbonatos y del conteo de fragmentos microscópicos de carbón. El control estratigráfico se establece empleando cuatro fechamientos de radiocarbono AMS y la correlación de material volcánico. De esta manera, de ca. 34 ka al presente, se detectan cambios paleolimnológicos, alternancia de condiciones ambientales de baja a mayor humedad, de aumento o disminución de temperatura e indicios de actividad humana. Se reconocen, describen e interpretan cinco zonas dentro del diagrama polínico y el espectro de estudios complementarios, las cuales se han contrastado a los modelos establecidos por las hipótesis de cambios en los patrones de circulación atmosférica durante el Cuaternario tardío. Este intervalo de tiempo incluye eventos como el máximo glacial, la deglaciación, el Holoceno temprano y la última etapa del Holoceno con la ocupación humana. La Zona V se interpreta como un periodo frío a templado y húmedo a semihúmedo con un cuerpo de agua establecido. Su término se asocia a la *Tefra Tláhuac* de ca. 34 ka A.P., y su influencia es evidente por la desaparición del registro de palinomorfos. Esta zona podría incluirse en el glacial temprano. La Zona IV, de condiciones fluctuantes y con gran variedad de palinomorfos, representa un periodo templado a frío y húmedo a semihúmedo con una superficie lacustre definida comprendido de ca. 26 a 11 ka A.P. Se asocia a repetidos eventos volcánicos y de erosión. En esta zona se incluyen importantes eventos como el máximo glacial, la deglaciación y erupciones del volcán Popocatepetl de hace ca. 23 y 14 ka A.P. La Zona III representada por un escaso registro polínico, se interpreta como una etapa seca y muy probablemente cálida en un intervalo de tiempo de ca. 10 a 7 ka A.P., que podría incluir al Holoceno temprano. Sin embargo, por el tipo de depósito se podría inferir que esta zona incluye material de arrastre repentino. La Zona II, de acuerdo al registro de palinomorfos, se ha considerado como fría y húmeda, de condiciones relativamente estables y con un cuerpo de agua somero. Queda comprendida en un intervalo de tiempo de ca. 7.6 a 6.1 ka A.P., aunque también se relaciona al Holoceno temprano. La Zona I, por la gran diversidad de palinomorfos asociados a perturbación y la evidente erosión y naturaleza carbonatada del sedimento, se ha considerado como un intervalo de tiempo con condiciones similares a las presentes (templada a cálida y semihúmeda a semiárida) con marcada influencia humana en un periodo comprendido de ca. 6 ka al reciente. Se observa una tendencia definitiva en la distribución y arraigo de las comunidades vegetales adaptables a la intensa historia volcánica de la región durante los últimos milenios en la Cuenca de México.

II. INTRODUCCIÓN

1. CONTEXTO DE LA INVESTIGACIÓN

1.1 Marco teórico

Los estudios paleoambientales y paleoclimáticos han cobrado auge por el creciente interés en determinar y explicar las causas del cambio climático actual. Esto es, desde luego, si consideramos aceptable el concepto de "el presente como llave del pasado" y por tanto, "el pasado como llave del futuro". Por esto, los estudios paleontológicos nos dicen mucho acerca del ambiente y del futuro (Graf, 1974).

Foster-Flint (1974), atendiendo al principio del uniformitarismo, en cuanto a la perspectiva del pasado y del futuro combinado, examina desde tres puntos la dinámica de la Tierra:

- a) La dinámica de la biósfera, expresada en la evolución orgánica,
- b) la dinámica de la litósfera, expresada en el movimiento de las placas, y
- c) la dinámica de la atmósfera, expresada en cambios en el clima a través del tiempo.

Los cambios climáticos a los que se refiere el tercer punto consisten básicamente en variaciones en la temperatura y humedad de la atmósfera a través del tiempo. La atmósfera representa un cuerpo difícil de investigar; es móvil, con movimientos complejos y rápidos, absorbe y pierde calor fácilmente y no deja evidencia directa de sus cambios. Las trazas que deja son evidencias indirectas, registradas en organismos fósiles y en caracteres inorgánicos de estratos sedimentarios. La mayor parte del calor y la humedad son de origen externo y varía con la latitud, la altitud, la distribución de las tierras y los océanos, entre otros factores. Además se involucran procesos de retroalimentación. Estas características implican un patrón altamente complejo.

Para el análisis de las variaciones climáticas se deben analizar secuencias sedimentarias que registren los eventos climáticos, tan atrás de la historia geológica como sea posible. La descripción del proceso debe facilitar la explicación de los cambios climáticos. Por otro lado, conociendo las causas y los mecanismos de las variaciones a corto y largo tiempo se puede llegar a la construcción de modelos que establezcan los patrones de tales cambios en el tiempo y el espacio. Además, estos modelos pueden poner

a prueba una investigación, evaluando las medidas y variables que se consideraron o no (Foster-Flint, 1974; Hecht *et al.*, 1979).

El trabajo concerniente al cambio climático fue derivado de modelos conceptuales que involucraban razonamientos cualitativos de modelos simples o interpretaciones del registro geológico (COHMAP, 1988). La teoría glacial es el resultado de estos primeros razonamientos que son los que dan origen a esta área de investigación.

Se tenía evidencia para los inicios del siglo XIX que los glaciares de la península escandinávica habían sido más extensos. Se recaudó evidencia de la actividad de glaciares y para 1837, el zoólogo sueco Agassiz expone la teoría de "el gran periodo de hielo" que lleva implícita la idea de amplios cambios climáticos en el mundo. Se adoptaron variados puntos de vista en torno a esto, haciéndose estudios en Gran Bretaña, otros puntos de Europa y Estados Unidos. Fue un hecho entonces que, al menos durante el Cuaternario, habían ocurrido variaciones climáticas. Estos estudios permitieron reconocer además los efectos de la expansión glacial, abriéndose este campo de investigación hacia otros puntos de vista de la problemática del estudio de los cambios climáticos durante el pasado. Así, se encontró que existía relación entre los glaciares y los cambios del nivel del mar, estableciéndose las bases para los estudios de los efectos glacio-isostáticos (Leet y Judson, 1968; Lowe y Walker, 1984).

Después de la introducción de la teoría glacial, empezó a emerger rápidamente evidencia biológica de cambio climático. Los botánicos escandinavos Blytt y Semander demostraron que se podía obtener mucha información acerca de las variaciones climáticas a partir de la estratigrafía y el contenido de microfósiles de pantanos. Estos resultados fueron redefinidos por los estudios del análisis de polen. La técnica fue desarrollada en Suecia por von Post en 1916 y hasta la fecha sigue siendo aún ampliamente utilizada como un método en paleoecología (Lowe y Walker, 1984). A estos estudios se aunaron las investigaciones de los sedimentos del fondo oceánico, que demostraron que el cambio durante el Pleistoceno al reciente fue gradual climática y estratigráficamente, y puntual en el sentido de recurrentes climas fríos (Foster-Flint, 1974).

Aunque se encontró evidencia en el Antártico que demostraba que los episodios fríos no estaban restringidos a tiempos cercanos al reciente, existen gran cantidad de datos dispersos en estratos accesibles pertenecientes al Cuaternario que tienen un alto grado de resolución y control comparados con estratos más viejos (Foster-Flint, 1974).

Otro punto clave para la investigación paleoclimática fueron las evidencias en áreas semi-áridas del suroeste de Estados Unidos de lagos extensos, que indicaba la existencia de episodios de mayor o menor humedad. Estas correlaciones permitieron aventurarse a estudiar otras zonas de menor latitud; primero zonas periglaciares y posteriormente latitudes bajas y medias (Lowe y Walker, 1984).

Así, aunque el clima global había sido postulado como el factor primordial sobre cada uno de los cambios regionales, las causas que ocasionan las variaciones, sus interacciones y sus componentes al nivel regional y local, no quedaron claras como piezas dentro del sistema climático global. Por esto, los modelos climáticos se deben revisar con detalle para poner a prueba el potencial de influencia de un gran número de factores (COHMAP, 1988).

En la actualidad, por el desarrollo tecnológico, se cuenta con una gran variedad de métodos y técnicas que facilitan los estudios multidisciplinarios, que realizados de una manera sistemática, contribuyen con valiosas interpretaciones de lo que fue el pasado ambiental. Estos avances tecnológicos se han reflejado en el perfeccionamiento de técnicas, como la extracción de remanentes fósiles, las de microscopía y el equipo de muestreo (nucleadoras), así como en los avances metodológicos como las técnicas de laboratorio y los métodos de análisis sedimentológicos, entre otros. Además, se debe aunar el control en el fechamiento por técnicas como las de radiocarbono (^{14}C), potasio/argón ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$), series de uranio ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ y $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$), acelerador (3.1×10^5 yr) de ^{36}Cl , así como la dendrocronología y el paleomagnetismo, por mencionar algunas (Lowe y Walker, 1984; Saarnisto, 1988).

Con este trabajo conjunto, es posible crear modelos generales de circulación (MGC), que a su vez, permiten modelar cuantitativamente el paleoclima. Ya que los modelos climáticos examinan a escala regional y global los efectos del cambio climático en la dinámica de la biósfera al hacer un registro de cambios espaciales y temporales a partir de secuencias estratigráficas continentales o marinas, se contribuye con estimaciones para estos modelos (COHMAP, 1988). Además, con éstos, los mecanismos físicos responsables de dichas variaciones pueden ser entendidos mejor. Finalmente se obtiene una base de datos global, con suficiente detalle regional, como para identificar las características a gran escala de los patrones de circulación atmosférica (Hecht, *et al.*, 1979).

Aunque los indicadores geológicos comúnmente utilizados difieren marcadamente uno de otro en tasa y naturaleza de respuesta al cambio climático (Hecht, *et al.*, 1979), se

escogen tradicionalmente tres tipos principales de datos geológicos para los modelos paleoclimáticos: el registro polínico, las variaciones en los niveles de lagos y el registro del plancton marino (COHMAP, 1988).

Algunas zonas, que son áreas más sensitivas, reflejan mejor el cambio climático que otras (Graf, 1974). Las cuencas cerradas de lagos son sensibles por excelencia al balance entre la precipitación y la evaporación, lo cual está directamente ligado a la circulación atmosférica. (COHMAP, 1988). Por esto, el estudio de las características de los lagos ha resultado un buen criterio para la reconstrucción de ambientes durante el Cuaternario. Por medio de éstos se han definido intervalos característicos de determinadas condiciones climáticas.

Numerosos estudios (e.g. Street y Grove, 1979; Harrison y Metcalfe, 1985; Harrison *et al.*, 1993; Lamb y Woodroffe, 1970; Markgraf *et al.*, 1992; Sánchez y Kutzbach, 1974; Overpeck *et al.*, 1989) han mostrado tales modificaciones ambientales que reflejan directamente cambios en la precipitación y evaporación continental y el desagüe debido a las fluctuaciones glacial-interglaciales. Pero si bien el análisis de sedimentos de lagos ayuda a inferir condiciones paleohidrológicas (Dearing y Foster, 1986), también hay que considerar íntegramente los registros climáticos-sensitivos de dichos sedimentos como los componentes químicos, minerales y biológicos (Dean *et al.*, 1984).

Bajo este marco, se señala la importancia de las investigaciones por análisis de polen. Resulta ser un método para el estudio de la vegetación del Cuaternario y por tanto, la historia climática, ya que los porcentajes de polen reflejan las proporciones de las especies en la vegetación que creció en la región al tiempo que los sedimentos fueron depositados (Davis, 1963). Los estudios de la depositación superficial de polen han mostrado que los conjuntos polínicos pueden llegar a definir tipos de comunidades vegetales y han establecido relaciones cuantitativas entre los porcentajes de polen y la relativa importancia en la vegetación de los taxa principales. Por esto, se puede asumir que los diagramas polínicos reflejan los cambios en la vegetación. Por medio de los estudios de depositación de polen superficial se ha encontrado que en regiones boscosas, por ejemplo, domina el polen de árboles y que ciertos taxa arbóreos se encuentran sobrerrepresentados, otros comúnmente subrepresentados y algunos otros difícilmente se llegan a representar. Los que están bien representados, por lo común son de dispersión anemófila con granos de polen ligeros. Los taxa muy poco representados por lo general son de polinización

entomófila con granos de polen pesados y algunos otros taxa producen polen que fácilmente se destruye al ser depositados y que rara vez se encuentran en el registro. Este comportamiento de depositación diferencial debe ser considerado al interpretar los conjuntos de polen fósil. El modelo básico del registro de polen para la reconstrucción de la vegetación parte del entendido de que en determinado intervalo de tiempo, las plantas producen cierto número de granos de polen que se transporta por la atmósfera. Muchos de éstos serán depositados en las cercanías pero otros tantos serán acarreados a distancias considerables (Prentice, 1988).

Reconsiderando a la paleoclimatología como una ciencia interdisciplinaria, se puede asumir que los cambios en la vegetación son buenos indicadores de las variaciones climáticas durante el pasado, ya que responde a éstas cambiando su abundancia y migrando.

1.2. Definición del problema

Se debe considerar como un hecho que las variaciones climáticas, en cualquier escala de tiempo, ocurrieron. Lo que sí es aún desconocido es el tipo de relación existente entre los componentes del sistema climático a lo largo de las diferentes regiones. ¿Son los cambios climáticos transgresivos o sincrónicos? ¿Son graduales o abruptos? ¿Existen otros componentes importantes en el sistema que aún no son contemplados?

El modelo general de circulación atmosférica (MGC) se rige por la tendencia de los vientos de ir de las regiones de alta presión a las de baja. Se originan así varios sistemas de vientos y corrientes de aire, aunque debido a la existencia de océanos, continentes y cadenas montañosas, los sistemas no son fajas continuas sino celdas de alta y baja presión, de acción, de tamaño, de intensidad y de localización variable aún durante el año (García, 1983). Este sistema complejo provee de humedad a los continentes a través de la precipitación. El contenido de humedad de los vientos y su capacidad para producir dicha precipitación, depende del tipo de superficie continental o marina por la que atraviesan. En este sentido, para entender el funcionamiento del clima pasado parecería lógico compararlo con el actual, o al menos hacer un análisis de cómo se rige en el presente para encontrar los parámetros de tales modificaciones.

Partiendo de estos principios, se establecen patrones climáticos característicos para las distintas regiones. Los diversos estudios de carácter paleoclimatológico han mostrado un conjunto de datos cuya interpretación correcta ha sido difícil. En este contexto, se han formulado modelos paleoclimáticos para entender las causas, magnitud y mecanismos de los cambios climáticos durante el Cuaternario tardío. Los modelos climáticos simulan la respuesta de las condiciones climáticas a los cambios en la geometría orbital de la Tierra con respecto al sol (cantidad y estacionalidad de la insolación), la temperatura superficial de los océanos y el comportamiento de las capas de hielo (estados glaciales e interglaciales relacionados con el nivel y temperatura del océano), que esencialmente rigen los MGC. Posteriormente se hacen comparaciones entre los modelos simulados y los observados por las diversas líneas de estudios para formular un modelo (Kutzbach y Webb III, 1993; Mudie y Harland, 1996; Kutzbach *et al.*, 1998). Las fluctuaciones climáticas, al menos durante el Cuaternario, han seguido un patrón cíclico, por lo que se han planteado hipótesis para explicar su regularidad y frecuencia, básicamente en términos de la teoría glacial (Lowe y Walker, 1984). Para el estudio del paleoambiente del Cuaternario tardío se consideraron las variaciones periódicas en el tamaño del casquete polar del hemisferio norte, aunque cuando se demostraron las variaciones en la insolación en las distintas regiones, ésta se vinculó con el volumen de hielo presente (Bartlein, 1988).

Así, por ejemplo, se observó por medio de estudios paleoambientales en la actual zona árida y semiárida del sudoeste de Estados Unidos, que existió una circulación atmosférica diferente a la presente hace ca. 18 ka, produciendo un patrón de precipitación distinta. Durante ese intervalo, grandes secciones de dicha zona estaban salpicadas por amplios lagos. Esta modificación se atribuyó a la presencia de los glaciares continentales que provocaron un descenso en las temperaturas y desplazaron hacia el sur la faja de vientos productores de lluvia. Sin embargo esta situación realmente generó cambios climáticos regionales, con respuestas opuestas en el recaudo de humedad (Leet y Judson, 1968; Bartlein, 1988). Por otra parte, datos de isótopos de oxígeno de núcleos del Golfo de México mostraron que durante la transición del último glacial al interglacial, bajaron por el Río Mississippi hacia el Golfo de México glaciares fluidos en dos eventos, hacia 16.5 – 11.6 ka A.P. y hacia 9.9 – 9.5 ka A.P. Durante estos periodos se cree que gran parte del Golfo de México fue cubierto por tales descargas de agua dulce fría. Además, dicho hielo fundido glacial fue vertido también sobre el norte del Atlántico, Groenlandia y gran parte de Europa. Este episodio da lugar al evento conocido como el Younger Dryas hace ca. 10.5 ka (Heine,

1994a; Bartlein, 1988; Oglesby *et al.*, 1989; Teller, 1990). Los efectos de la introducción de los glaciares fundidos hacia el océano han sido ampliamente discutidos y poco se ha avanzado respecto al impacto que pudiera tener en el Golfo de México. El considerar el sistema climático constituido por las dos grandes variables antes expuestas (patrón de circulación oceánica y patrón de circulación atmosférica), complica los razonamientos de las posibles interpretaciones de lo que fue el ambiente durante el Cuaternario tardío en las latitudes medias y bajas.

Al hacer una revisión del registro paleoclimático particularmente en lo que se conoce como Mesoamérica (del sur de Estados Unidos al norte de Sudamérica, delimitada en el estudio de Bradbury, 1997) se redefinió la interconexión de las fuentes de precipitación del Atlántico y el Pacífico durante el último estadio glacial y parte del Holoceno (Bradbury, 1997). El modelo inicialmente propuesto se afinó al encontrar que registros glaciales de sitios al este de los 95°W muestran condiciones secas antes de los 12 ka A.P. y al oeste de los 95°W, las condiciones glaciales fueron más húmedas que en el Holoceno. De esta manera, el anterior autor explica la aridez y el ambiente del último glacial al este de los 95°W en esta zona. Por el contrario, propone un patrón intensificado de vientos del Oeste que dominaron los balances hidrológicos hacia el sur hasta los 20° N. Las temperaturas más frías podrían haber incrementado los niveles de humedad efectiva durante los meses del verano seco en ambas áreas. Hoy, y a través de buena parte del Holoceno, la mayor parte de Mesoamérica recibe su principal humedad durante el verano por una interacción de vientos del Este (Alisios); el noroeste de México, Baja California, sur de California y Arizona reciben algo de precipitación de origen Pacífico (vientos del Oeste) durante los meses de invierno.

(Figura 1)

1.3. Justificación del presente estudio

Las variaciones climáticas observadas para el Cuaternario, han sido explicadas por cambios en el patrón general de circulación atmosférica y es conocido que los estudios en trópicos y subtrópicos dan evidencias de estas variaciones, otorgando detalle a los patrones establecidos para climas en latitudes altas (Hecht, *et al.*, 1979). Sin embargo, al analizar bajo criterios de estudio establecidos en otras regiones, las relaciones paleoclimáticas

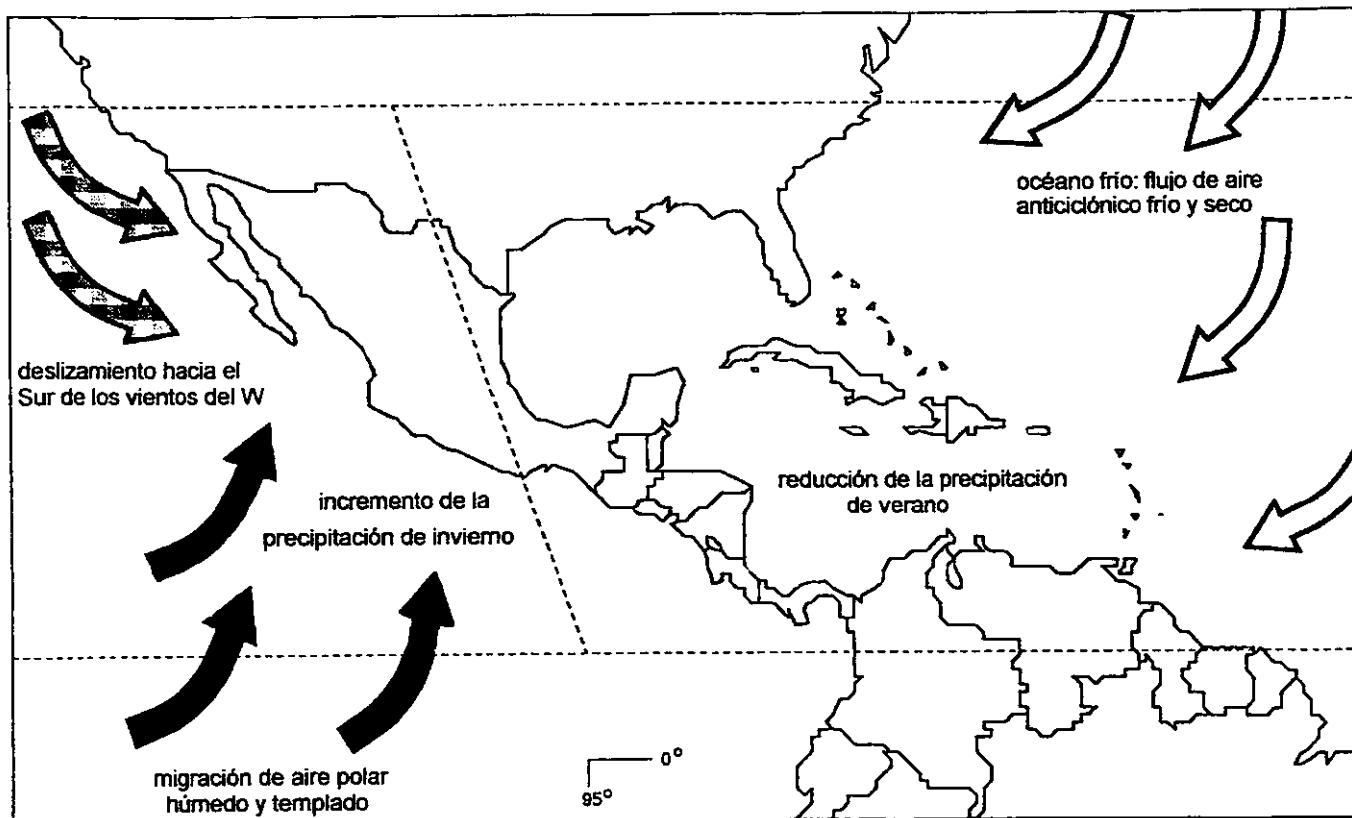


Figura 1. Fuentes de humedad durante el último glacial y parte del Holoceno en Mesoamérica de acuerdo a Bradbury, 1997 (tomado de Bradbury, 1997).

resultan ser inconsistentes y poco claras. Además, la incorporación de datos de latitudes medias y bajas se ha restringido principalmente a áreas del suroeste de Estados Unidos y algunas de África. Por esto, es necesario aportar más datos e interpretaciones paleoambientales de numerosas zonas, de variadas condiciones, para poder cotejar las hipótesis de los cambios en los patrones de circulación atmosférica propuestas para el Cuaternario. El realizar la mayor cantidad posible de estudios resulta de gran ayuda para dar fundamento a tales explicaciones y para contribuir con datos para la validación de los modelos de circulación atmosférica. Por esto, las investigaciones paleoambientales de la parte central de México y particularmente de la Cuenca de México, contribuyen con un registro climático para la reconstrucción del ambiente pasado de zonas de latitudes medias.

En los Institutos de Geología y de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), se lleva a cabo un proyecto multidisciplinario que pretende aportar registros que resulten significativos para los modelos de circulación atmosférica propuestos. Para estos fines, se obtuvieron núcleos que abarcan un periodo aproximado de 30 ka al presente. El estudio de estos sondeos se facilita dado que el periodo comprendido incluye el rango de fechamiento de radiocarbono, por lo que el control del tiempo puede ser adecuado. Se debe incluir que es un intervalo adecuado para el estudio de los procesos particulares a la región (Cuenca de México) así como las características propias al lago, al nivel local (lago de Texcoco).

1.4. Planteamiento de la hipótesis

De manera general se podría decir que la última glaciación influyó a escala mundial en el patrón climático. También se tiene evidencia de cambios importantes en éste por las fluctuaciones en la cantidad de insolación recibida durante el Cuaternario tardío. Al nivel de la Cuenca de México, ¿se encontrará un registro sensible a tal cambio? ¿Se puede considerar alternativamente que las condiciones climáticas en esta zona de estudio guardan relaciones locales y regionales especiales que dificultan su adecuación a un patrón global? De acuerdo a los modelos de cambios en los MGC, se podrían esperar en el presente estudio las siguientes condiciones propuestas:

Para los ca. 18 ka A.P., como respuesta a las condiciones glaciales, se propone un incremento en la precipitación y temperaturas más bajas que al presente en latitudes altas (Heine, 1973; Street y Grove, 1979; COHMAP, 1988). Sin embargo, zonas de latitudes más bajas (sureste de Asia, África) reflejan un sensible descenso en la humedad (Kutzbach, 1998). Heine (1988) encuentran una reducción en la humedad para este intervalo en el registro de México Central explicando esta disminución en la humedad por el desplazamiento hacia el sur del patrón global atmosférico y oceánico.

Para ca. 12 ka A.P. se observa un calentamiento global al incrementarse la insolación durante el verano. Hay una caída en la humedad en el hemisferio norte aunque se observa un balance en los niveles lacustres en los trópicos. Para la región de México, las condiciones oceánicas responden a la deglaciación provocando reducción en la temperatura superficial del Golfo de México. El aporte de los vientos del Oeste reemplaza a los vientos del Este (Street y Grove, 1979; COHMAP, 1988; Overpeck *et al.*, 1989; Oglesby *et al.*, 1989; Kutzbach, 1998).

Para ca. 9 ka A.P., se considera un episodio relativamente seco, con temperaturas más altas que en el presente debido al progresivo incremento de la insolación sobre el orbe. No obstante, se contempla la presencia sobre África, el sur de Asia y México en particular, de un flujo monzónico durante el verano proveniente del sur (Street y Grove, 1979; Kutzbach, 1981; Heine, 1984; COHMAP, 1988; Broecker *et al.*, 1988; Bradbury, 1989; Overpeck *et al.*, 1989; Teller, 1990; Metcalfe *et al.*, 1994; Kutzbach, 1998).

Bradbury (1997), de acuerdo a las fuentes de humedad oceánica, para los intervalos de tiempo mencionados, propone una frontera alrededor de los 95° longitud W en Mesoamérica, indicando que hacia el oeste de dicha longitud se esperarían condiciones de mayor humedad que hacia el este. La Cuenca de México, aunque se incluye en la zona oeste de este límite, realmente pertenecería a una zona de transición (muy cercana al límite establecido por estar entre los 98°30' y los 99°30' longitud W). Tal situación, modifica doblemente la interpretación paleoambiental para la Cuenca de México, pues no sólo se debe considerar a la Cuenca respecto a su ubicación latitudinal, sino también longitudinal.

El presente estudio deberá considerar lo plantado por los anteriores modelos, aunque, dadas las condiciones geográficas de la Cuenca de México, se podría esperar también que otros factores regionales tengan influencia sobre las condiciones climáticas y

modifiquen las esperadas. Se encuentran a considerar básicamente el vulcanismo, la altitud y la topografía de la misma.

2. ANTECEDENTES

2.1. Antecedentes generales de estudios paleoambientales del Cuaternario tardío en México

En la década de los años cuarenta fue cuando se realizaron los primeros estudios con criterios paleoecológicos en México. El grupo de investigadores con posibilidades de abordar esta área pertenecieron principalmente al ámbito de la arqueología, la antropología y la geografía cultural. De esta manera surgen trabajos como los De Terra (1948) quien relata la historia del Valle de México en la última etapa del Cuaternario con relación al hombre prehistórico. Pero realmente estos trabajos paleoecológicos, que se extienden hasta la década de los años cincuenta, inician su carácter metodológico con los estudios polínicos del contexto arqueológico de Deevey (1943, 1944 y 1957), de Sears (1951, 1952, 1953, 1955a, 1955b), de Sears y Clisby (1955), de Clisby y Sears (1955), de Foreman (1955) y de Lorenzo (1956), quienes analizaron perfiles polínicos de horizontes culturales principalmente de la Cuenca de México. Estas investigaciones, de manera general, correlacionaron los cambios de la vegetación con los patrones climáticos establecidos para Norte América. Hutchinson *et al.* (1956), basados en los criterios de interpretación paleoambientales de Sears, incursionan en otra cuenca lacustre a la previamente estudiada, el lago Pátzcuaro; incluyen en el análisis de los sedimentos datos de polen y de diatomeas. Finalmente, a manera del cierre de esta etapa, Lorenzo (1958a) elaboró una hipótesis paleoclimática para la Cuenca de México.

Hacia la década de los años sesenta, Bop-Oeste (1961), estudió perfiles polínicos de la Cuenca de México. Su análisis, aunque basado aún en los criterios ambientales de Sears y Deevey, advierte la necesidad de conjuntar mayor cantidad de criterios que los hasta entonces empleados. Para esta etapa de transición, aunque los trabajos subsiguientes estaban contenidos en diversos contextos (el arqueológico, sin embargo, seguía predominando) ya se consideraban específicamente más de carácter

paleoambiental. Así, el trabajo de Kovar (1970), compiló los estudios hechos hasta ese momento, al hacer una descripción de la Cuenca de México considerando el ambiente físico y biológico.

A partir de esa etapa, los estudios paleoambientales parecen extenderse a otras regiones, con amplios fines, desde exploratorios, hasta por la merecida necesidad de recopilar y cotejar datos de otras cuencas y otros ambientes. Tales son los casos de los estudios polínicos hechos en Tehuantepec (Habib *et al.*, 1970; Brown, 1985), en Cuatro Ciénegas, Coahuila (Meyer, 1973, 1975), y en la Cuenca Puebla-Tlaxcala (Ohngemach 1973, 1977; Ohngemach y Straka, 1978; Straka y Ohngemach, 1989). Bajo auspicios de la misma fundación de la de estos últimos, el trabajo glaciológico de Heine (1973) se concretiza aportando una hipótesis climática para los últimos 40,000 años en México. También se cuenta con los trabajos polínicos para interpretaciones paleoecológicas de González-Quintero (1980) en la costa de Guerrero, de González-Quintero y Montufar-López (1980) cerca de Tula, y los de Bryant y Riskind (1980) en el Noreste de México y de Lorenzo y Mirambell (1986) en El Cedral, San Luis Potosí quienes hacen una revisión de la evidencia de polen para el registro paleoambiental en el contexto arqueológico. Watts y Bradbury (1982) hacen un estudio paleoecológico con evidencias de polen en el Lago de Pátzcuaro y en esta misma zona de cuencas de Michoacán (Zacapu y Pátzcuaro), Metcalfe y Harrison (1984), Metcalfe *et al.* (1989), Xelhuantzi-López (1991) y Metcalfe *et al.* (1994) interpretan el cambio ambiental por estudios de diatomeas, polen y geomorfología.

Bradbury (1982) plantea una cronoestratigrafía holocénica con datos de los estudios paleoambientales hechos al momento para México y Centro América, y Valadéz (1983) hace una revisión acerca de la paleoecología de la Cuenca de México durante el Pleistoceno superior.

Este mismo periodo se ve cubierto en la Cuenca de México por nuevos estudios hechos aún en contexto arqueológico que aportan nuevos registros como el de Liddicoat *et al.* (1979), quienes tomaron un registro paleomagnético en Tlapacoya o los de análisis polínico y de contenido de diatomeas de González-Quintero y Fuentes-Mata (1980) y González-Quintero (1981) en la porción central y austral de la Cuenca de México, los de Bradbury (1986 y 1989) en paleoambientes lacustres de Chalco y de varios puntos de la Cuenca, así como los de González-Quintero (1986) y Lorenzo (1986) en Tlapacoya.

Por investigaciones que se intensificaron durante esta época (e.g. Peterson *et al.* 1979, Brunner 1982, Harrison y Metcalfe 1985, Kutzbach y Street-Perrott 1985, Oglesby *et al.* 1989, Overpeck *et al.* 1989), se observa una nueva tendencia en los estudios paleoambientales, ya que se consideran nuevos enfoques para el análisis de los climas pasados, como evaluaciones globales del registro paleoambiental con base en la glaciología, la paleoceanografía (específicamente de las aguas superficiales del Golfo de México y del Atlántico Norte), las variaciones en los niveles de lagos desde el último máximo glacial y los ciclos de Milankovitch relacionadas con las fluctuaciones de lagos tropicales, entre otras.

La propia tendencia a la que se encaminaron los estudios paleoambientales, con los nuevos métodos y técnicas, hizo propia la necesidad de los estudios multidisciplinarios y de carácter repetitivo, con la finalidad de obtener un gran archivo de datos en numerosos puntos estratégicos que permitieran posteriormente realizar correlaciones al nivel local, regional y global. Este giro, fomentado por las inconsistencias encontradas en los registros previos al ser sometidos a comparación o complementación, favoreció profundizar en las descripciones, el control cronológico y la continuidad de las secuencias para cada línea de estudio utilizada en las interpretaciones paleoambientales.

Estudios palinológicos, paleolimnológicos y de susceptibilidad magnética trabajados de manera conjunta, han aportado elementos particulares que encajan en la lógica de la interpretación del mismo fenómeno, sintetizando los diferentes lenguajes en uno solo. Esta tendencia se encuentra en las investigaciones de Lozano-García (1989 y 1996) en la Cuenca de México, de Xelhuantzi-López *et al.*, (1989) en el norte de la Cuenca de México, las de Ortega-Guerrero (1992), Lozano-García *et al.* (1993), Lozano-García y Ortega-Guerrero (1994), Caballero-Miranda (1995), Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1995) y Caballero-Miranda y Ortega-Guerrero (1998) en la subcuenca del Lago de Chalco. De manera general, estos estudios pretenden clarificar la naturaleza del cambio climático a partir de zonas susceptibles por excelencia al archivo de registro.

Es importante mencionar otras investigaciones que llevan al intento de definir la extensión y antigüedad de las tierras áridas de México, que de hecho son básicas para el entendimiento del cambio climático en la parte media del territorio mexicano. Se encuentra entre éstas la de Bradbury (1997) quien hace un análisis de las fuentes de humedad glacial en Mesoamérica, las de Van Devender (1990 a y b) en los desiertos de Chihuahua y de

Sonora a través del estudio de *packrat middens*, la de Davis y Shafer (1992) en el Desierto de Sonora en Arizona por análisis de polen, la de Brown (1992) quien analizó el registro arqueológico y paleoecológico del Norcentro de México y la de Metcalfe *et al.* (1994) en la frontera árida de Mesoamérica por análisis paleolimnológico. Así mismo, se encuentran los trabajos enmarcados en investigaciones de origen arqueológico de Turpin *et al.* (1993 y 1994) con estudios polínicos, de fitolitos y de moluscos en Boca de Potrerillos, Nuevo León.

De gran apoyo para las interpretaciones por análisis de polen, por su carácter de escasos para el territorio mexicano, se encuentran los trabajos de lluvia de polen de Meyer (1975) en la Cuenca de Cuatro Ciénegas en Coahuila, de Palacios-Chávez (1977) en habitats del Valle de México, de Lozano-García (1979) en una región de San Luis Potosí, de Tovar-González (1987) en un gradiente altitudinal del volcán Popocatepetl, y de Tejero-Diez *et al.* (1988) en un gradiente altitudinal de Ocuilan, Edo. de México.

2.2. Antecedentes para Texcoco

Aunque se han realizado numerosos estudios en la zona de Texcoco, la mayor parte corresponden a estudios arqueológicos, geohidrológicos, topográficos y geofísicos. Sin embargo, tienen carácter paleoambiental los trabajos de Sears (1952) quien analiza los sedimentos de una excavación en El Tepalcate, Texcoco, el de Litvak-King (1964) quien hace estratigrafía cultural y natural de un tlatel en el Lago de Texcoco, el de Mirambell (1972) quien hace un estudio de una osamenta fósil encontrada en el ex-lago de Texcoco describiendo los palinomorfos y sedimentos encontrados en el perfil, los de Bradbury (1971, 1989) quien hizo la paleolimnología del Lago de Texcoco con evidencias de diatomeas, el de González-Quintero y Fuentes-Mata (1980) quienes hacen una reconstrucción paleoambiental por análisis de polen en un sondeo de Texcoco, el de Lozano-García y Carreño (1987) quienes estudian los indicadores micropaleontológicos de condiciones climáticas y lacustres de la Cuenca de México por muestras del exlago de Texcoco, el de Carreño (1990) quien hace un estudio de los ostrácodos lacustres de este paleolago, el de Alcalá-Herrera *et al.* (1996) quienes mediante el análisis de la composición isotópica de ^{13}C en una secuencia de El Tepalcate, Texcoco, sugieren una serie de cambios ambientales del

exlago y el de Lozano-García y Ortega-Guerrero (1998) quienes analizan el núcleo Texcoco B integrado a un estudio comparativo.

3. OBJETIVOS

Esta investigación tiene como objetivos:

- Documentar los cambios en composición y proporción de la paleoflora local y regional durante el Cuaternario tardío, con base en el análisis palinológico de una secuencia lacustre del exlago de Texcoco, identificando los factores determinantes en el modelado del paleoambiente de la zona.
- Observar si las evidencias obtenidas de la secuencia lacustre Texcoco A de la Cuenca de México apoyan el escenario propuesto por los modelos generales de circulación para los 18 ka A.P., los 12 ka A.P. y los 9 ka A.P.

III. ÁREA DE ESTUDIO

A. CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA DE MÉXICO

1. LOCALIZACIÓN

La Cuenca de México ocupa una posición centro-meridional dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM, denominada por Mooser y Maldonado- Koerdell, 1961), cadena alineada del oeste al este entre los paralelos latitud N 18° a 22° del territorio mexicano. La Cuenca de México está situada en el borde sur de la Mesa Central, entre las longitudes W 98°11'53" y 99°30'24" y las latitudes N 19°03'53" y 20°11'09". Tiene una altitud interior que oscila entre 2230 m en su porción sur y 2400 m en su porción norte. Delimitada casi por completo por sierras volcánicas, contiene una gran planicie central cuyo eje mayor, de norte a sur, mide aproximadamente 110 km y en su eje menor de oeste a sureste mide alrededor de 80 km, cubriendo un área de unos 9 600 km² (DDF, 1975; Bellia, *et al.*, 1992).

2. AMBIENTE FÍSICO

La Cuenca de México es una cuenca endorreica de carácter lacustre y queda comprendida en el centro de una zona volcánica, cuyas erupciones ocurridas en distintas fases han formado acumulaciones de lavas, tobas y brechas. Pertenece a las cuencas lacustres escalonadas entre la FVTM y consiste de una amplia altiplanicie lacustre rodeada por sierras volcánicas y por abanicos y llanuras aluviales (DDF, 1975; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Se ha dividido a la Cuenca de México, desde el punto de vista fisiográfico, en tres partes: la zona meridional, la septentrional y la nororiental (DDF, 1975). De igual manera, hacia el norte, una serie de sierras como la de Pachuca delimita la Cuenca de la provincia fisiográfica llamada Altiplanicie Mexicana; hacia el sur, la Sierra del Chichinautzin la separa de los Valles de Cuautla y Cuemavaca; hacia el oeste se separa de la Cuenca del Lerma por la Sierra de las Cruces y por el este la Sierra Nevada y la de Río Frío hacen frontera con la Cuenca de Puebla. Estas formas dominantes del terreno son producto del vulcanismo.

La geomorfología de la Cuenca de México, con el marcado gradiente altitudinal hacia las sierras, determina cuatro zonas (DDF, 1975; Sanders *et al.*, 1979):

a) La zona baja, limitada desde el fondo de la Cuenca (2230 msnm) hasta la curva del nivel de altitud de 2250 m.

Esta región plana corresponde con la extensión de la zona de origen lacustre, casi desprovista de relieve natural. Se concentra en la mitad meridional del Valle, donde ocupa las llanuras de Chalco y de Xochimilco, el lecho del Lago de Texcoco y zonas adyacentes, gran parte de la extensión actual de la Ciudad de México prolongándose hacia las partes bajas de Azcapotzalco, Tlalnepantla y Cuauhtepac. El resto de la región plana corresponde a llanuras de origen aluvial que se ubican en la mitad septentrional del Valle, donde existe una gran superficie continua suavemente inclinada en dirección SW-NE. En la mitad meridional se encuentran llanuras formando un cinturón alrededor de la zona de origen lacustre y en contacto inmediato con las estribaciones de los cerros.

b) La zona de lomeríos, comprendidas entre las curvas del nivel, con altitudes de 2250 a 2400 m.

Se ubican en la mitad septentrional del Valle y hacia el piedemonte de las sierras elevadas de la mitad meridional de la Cuenca. El área más extensa corresponde a abanicos aluviales que forman una amplia base de lomeríos que se erosionan con facilidad.

c) La zona de piedemonte, comprendida entre el lindero de la Cuenca y la curva de nivel con altitud entre los 2400 m y los 2700 m.

Existe una gran superficie con elevaciones de poca pendiente. Por la intensa erosión, la zona correspondiente está surcada por un gran número de barrancas y cañadas. Algunos de ellos también están formados por derrames de roca basáltica (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

d) La zona de sierras, que incluye regiones por arriba de los 2700 msnm.

Las sierras de la Cuenca de México, en mayor proporción, marcan los bordes de la misma, aunque existen muchas otras en su interior en forma de islas que se levantan en medio de los terrenos de aluvión o en forma de penínsulas. Éstas son las que forman básicamente las subcuencas de Tecocomulco, Zumpango-Xaltocan, Texcoco y Xochimilco-Chalco. La Cuenca de México exhibe una gran variedad de formas volcánicas que dependiendo de su edad geológica, se hallan en distinto grado de conservación.

(Figura 2)

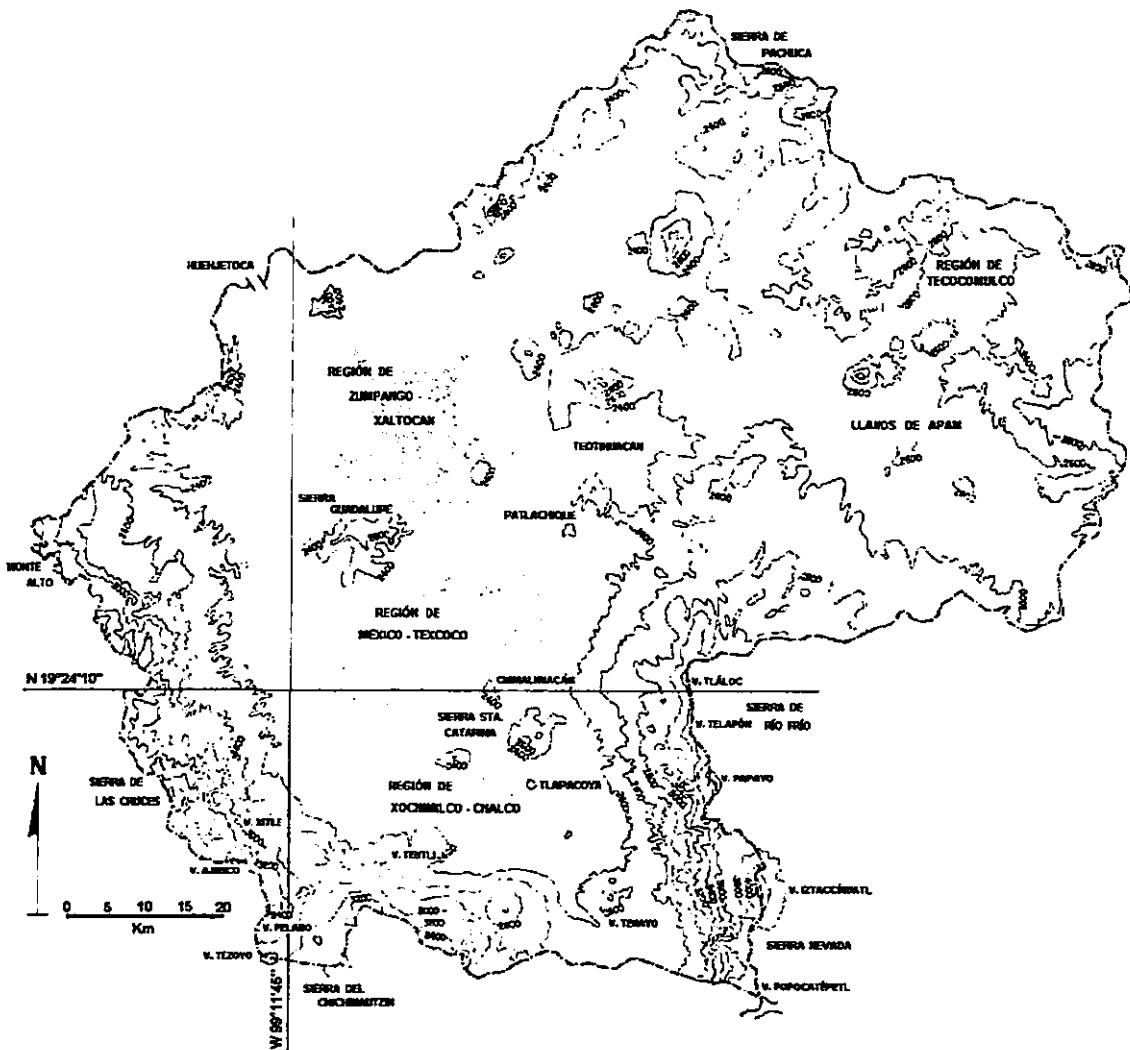


Figura 2. Mapa de relieve topográfico de la Cuenca de México (mapa base tomado de Niederberger, 1987).

3. GEOLOGÍA

3.1. GEOLOGÍA HISTÓRICA

La Cuenca de México se ha formado por procesos volcánicos y tectónicos sucedidos a partir del Eoceno (desde los últimos 50 millones de años). Previo a estos eventos entre el Aptiano y el Turoniano Tardío (Cretácico Temprano a Tardío), el espacio en el que se sitúa la Cuenca, estaba inundado por mares tropicales someros donde prevaleció la sedimentación marina calcárea. Este tipo de sedimentación continuó hasta el intervalo de tiempo comprendido entre el Coniaciano y el Campaniano Temprano (Cretácico Tardío).

Durante la Orogenia Laramidica, ocurrida entre el Maestrichtiano (límite Tardío del Cretácico) y principios del Terciario (Eoceno Temprano), se produjo el levantamiento paulatino del continente; los sedimentos calcáreos formaron secuencias orogénicas (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Así se inició la regresión de los mares del Terciario. Al finalizar dicho plegamiento, durante el Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano ocurrió un fallamiento con sedimentación clástica continental. Esto provocó un vulcanismo que produjo grandes espesores de lavas, tobas y brechas.

A este evento se sucedieron una serie de fenómenos tectónico volcánicos complejos. Las rocas volcánicas calci-alcalinias formadas durante el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano se relacionan con la actividad de un Arco Magmático del Terciario Medio. A esto se asocia gran actividad volcánica originada por el Arco Volcánico Transamericano (que da origen a la Faja Volcánica Transmexicana FVTM) aunado al fallamiento del Plio-Cuaternario que formó mesetas, sierras y picos (Bellia *et al.*, 1992). El fallamiento, asociado al vulcanismo, produjo depresiones (grabens) que constituyeron sitios en donde se formaron lagos (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Ferrusquía, 1998). Este fue el caso de la Cuenca de México a la cual se le asocia un levantamiento de aproximadamente un kilómetro al norte y sur de la cuenca a fines del Eoceno. El levantamiento y los hundimientos detectados en la Cuenca de México son también el comienzo de su actividad principal en el Mioceno (DDF, 1975), para la cual se cuenta también con evidencia de registro palinológico (Martínez-Hernández y Lozano-García, 1996). El régimen endorreico de la Cuenca de México y la consecuente sedimentación

lacustre del Pleistoceno-Holoceno se originaron por el intenso vulcanismo que edificó la Sierra Chichinautzin hace ca. 0.78 – 0.79 Ma A.P. La génesis y desarrollo de esta provincia aún son motivo de debate y especulación (Urrutia-Fucugauchi y Martín del Pozzo, 1993; Ferrusquía, 1998).

3.2. ESTRATIGRAFÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Cuenca de México se considera, estructuralmente, de origen tectónico (con lo que se ha producido un intenso fracturamiento) y originalmente cerrada (Rodríguez y González, 1989). Los eventos que han complementado la estructura que al presente muestra son emplazamientos lávicos y otros tipos de actividad volcánica. La estructura geológica de la Cuenca consiste básicamente de rocas volcánicas, originadas por varios aparatos volcánicos en diferentes periodos de actividad y sedimentos de origen lacustre. Ambos tipos de sedimentos, los de origen volcánico y los de origen lacustre, se encuentran interdigitados de manera compleja en los diferentes puntos de la Cuenca (Rodríguez y Ochoa, 1989).

Para definir unidades se toman como base las características líticas, relaciones estratigráficas, tipo de vulcanismo, datos geocronológicos y paleomagnéticos de pozos profundos tomados en diversos puntos de la Cuenca (eg. Texcoco, Copilco, Tulyehualco, etc.). Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) describieron varios elementos estructurales, entre otros:

1. Pliegues del Maestrichtiano - Eoceno Temprano
2. Fallas del Eoceno - Oligoceno Temprano
3. Fallas del Oligoceno Tardío - Eoceno Temprano
4. Fallas del Plio -Cuaternario

La actividad volcánica y los emplazamientos lávicos considerados también por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) se definen como:

a) Secuencias calci-alcálicas constituidas por depósitos piroclásticos de caída, por derrames lávicos y domos de composición variable de andesítica basáltica a dacítica. De edad del Mioceno Medio-Tardío, Plioceno Temprano, Plioceno Tardío y Cuaternario.

b) Flujos lávicos fisurales alcalinos y calci-alcálicos, de composición basáltica. Del Plio-Cuaternario.

c) Derrames lávicos y tefra de caída calci-alcálicos, de composición basáltica, andesítica basáltica, y andesítica. De edad Cuaternaria.

Las descripciones litológicas que se conocen para la Cuenca de México comprenden una amplia variedad de productos volcánicos de composición que varía de riolítica a andesítica basáltica (Enciso-De la Vega, 1992). Conforme a determinaciones realizadas por los métodos de K-Ar, ^{14}C y Pb-alfa en muestras de rocas de la Cuenca de México, se han localizado y estimado edades para el esclarecimiento de la secuencia estratigráfica.

La condensación de la información estratigráfica de la Cuenca de México obtenida hasta el momento, se ha atribuido a de Cserna *et al.* (1987), quienes en un marco geológico – tectónico cartografiaron diversas unidades separadas en las siguientes categorías:

1. Depósitos mesozoicos:

De acuerdo a las compilaciones de Enciso-De la Vega (1992) y Elías-Herrera (1993), las rocas más antiguas que se han reconocido en la Cuenca se encuentran a más de 2000 m de profundidad y son consideradas del Albiano – Cenomaniano.

2. Depósitos clásticos continentales del Terciario:

Grupo Pachuca con las Formaciones Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis, Vizcaína, Cerezo y Tezuantla. Abarca del Oligoceno tardío al Plioceno temprano (*en*: Enciso-De la Vega 1992).

3. Rocas volcánicas terciarias:

Grupo Anáhuac con las Formaciones Las Cruces, Ajusco, Zempoala y Otomí. Incluye del Mioceno tardío al Plioceno (*en*: Enciso-De la Vega 1992).

4. Depósitos pliocénico – cuaternarios:

Grupo Taranguense con las Formaciones Llano Grande, El Pino, Tláloc, Iztaccíhuatl, Tarango abarcando aproximadamente de 2.5 Ma a 0.6 Ma (*en*: Enciso-De la Vega 1992).

5. Depósitos cuaternarios:

Grupo Popocatepetl que incluye rocas, edificio superior y depósitos clásticos de origen fluvial del volcán Popocatepetl, con una edad del Pleistoceno tardío al Holoceno; el Grupo Chichinutzin con corrientes lávicas, conos cineríticos y estratos de toba y brecha con edades estimadas entre 690 ka y 2.26 ka y el Alogrupo Tenochtitlan que comprende las Formaciones Tacubaya, Gran Canal, caliches

Morales y Lomas, Tequixquiac, Becerra (con la caliche Barrilaco y el Horizonte Armenta), Totolcingo, aluviones Remedios y Río Hondo, Nochebuena y las facies lacustres, aluviales y eólicas; comprende del Pleistoceno superior al Holoceno.

A continuación se presenta una tabla que resume cronológicamente el conjunto de depósitos litoestratigráficos de la Cuenca de México:

Litoestratigrafía condensada para la Cuenca de México (tomada de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989)	
Depósitos lacustres	Cuaternario
Depósitos aluviales de grava, arena, limos y arcilla	
Secuencias eruptivas de composición variable	
Derrames de lava, capas volcánoclasticas y lahares de composición andesítica, dacítica y riódacítica	Terciario
Secuencias volcánicas	
Conglomerado oligomictico calizo con matriz limo-arcillosa	
Tronco granítica	
Turbiditas, limolitas y lutitas, calizas arcillosas	Cretácico
Facies calcáreas	
Calizas y dolomías diagenéticas	
Secuencia de calizas	

La Cuenca de México presenta una secuencia edafológica complicada. Su régimen endorreico y la consecuente sedimentación lacustre del Pleistoceno-Holoceno se originó por la intensa actividad volcánica que formó la Sierra del Chichinautzin (Mooser *et al.*, 1974). El relleno de la Cuenca ha sido intensamente estudiada por investigadores como Bryan (1948), Marsal (1975), Mooser (1978, 1990), Castillo (1978), Marsal y Mazari (1990) quienes determinaron, de manera general, los tipos principales de materiales en proceso de formación, distribuidos en diversas zonas básicas de acuerdo a su profundidad. Los criterios de clasificación y secuenciación varían conforme la línea de estudio; bien puede tratarse de trabajos realizados con criterios arqueológicos y paleontológicos o bien con criterios de propiedades mecánicas de los sedimentos. Algunas de estas zonas o Formaciones fueron correlacionadas con diferentes unidades geoclimáticas. En términos generales, se describen las diferentes etapas de sedimentación:

1. La gran sedimentación clástica aluvial del Plio-Cuaternario en la Cuenca de México; se debió al bloqueo parcial del desagüe de la Cuenca, como consecuencia del fallamiento normal Plio-Cuaternario y por el emplazamiento de derrames lávicos de la misma edad

(Mooser *et al.*, 1974). El material aluvial fue derivado de la erosión de arroyos que bajaban de las sierras. Las partículas más gruesas se depositaron en abanicos aluviales bordeando el piso de los lagos y las más finas en el seno de los mismos (Bryan, 1948). Estos depósitos aluviales son definidos por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) como una sola unidad sedimentaria. Los espesores máximos, de alrededor de 500 m, se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de la cuenca. Estos sedimentos se presentan básicamente bordeando al sistema de lagos y en especial los de Texcoco, Chalco y Zumpango (Sanders *et al.*, 1979).

2. Las capas lacustres varían según la profundidad y persistencia del lago. Un lago profundo conduce a oleaje fuerte y las corrientes del fondo lavan los depósitos sobre las márgenes del lago. Por el contrario, un lago somero forma alrededor de sus márgenes llanos pantanosos. De esta manera, las condiciones meteorológicas se reflejan en el carácter de los depósitos lacustres (Bryan, 1948). En estos depósitos lacustres se agrupan los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin. Los depósitos forman una gran altiplanicie lacustre, extendida con una altitud promedio de 2236 m, desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el Cerro de Chapultepec. Los espesores varían entre 30 y 300 m, los mayores se presentan en los centros de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco y disminuyen hacia sus márgenes. Los depósitos lacustres se encuentran interdigitados con la Formación Chichinautzin y con los depósitos aluviales. El rango de edades (4.8 a 46 ka) obtenidas por ^{14}C y los estudios de paleomagnetismo, indican que su formación corresponde del Pleistoceno tardío al Holoceno (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). El material lacustre está constituido esencialmente por limos, arenas y arcillas desarrolladas a partir de tobas, brechas y cenizas volcánicas depositadas en aguas tranquilas. Estos depósitos presentan además, horizontes de carbonato de calcio, de diatomeas, de ostrácodos e interestratificaciones de ceniza y pómez. Las arcillas contienen lentes de turba (Bellia *et al.*, 1992; Elías-Herrera, 1993).

Las capas lacustres, para este estudio, son el punto básico de partida, pues en ellas queda contenido el acervo de polen por analizar.

3. Las capas eólicas están formadas por los sedimentos que se levantan de áreas descubiertas de vegetación o lagos desecados. También se incluye el polvo volcánico y de pómez. Éstos forman depósitos eólicos en toda la superficie de la Cuenca.

4. Los suelos que rodean la cuenca y las laderas aluviales se formaron por procesos de meteorización y por fuentes diversas. La secuencia formativa de los suelos propuesta por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) y Elías-Herrera (1993) es la siguiente:

a. La Formación volcánica Tarango: toba, aglomerado, grava volcánica de origen fluvial y capas delgadas de pómez. Los depósitos clásticos cuaternarios la cubrieron discordantemente.

b. Gran lluvia de polvo y arena volcánica (tiempo Tacubaya), acumulándose arena y pómez cerca de las montañas.

c. La Formación Becerra: abanicos aluviales de capas eólicas y lacustres. Presenta amplio registro de fósiles de grandes vertebrados (mamut, caballo, bisonte, etc.: Díaz-Lozano, 1936).

d. Erosión de la Becerra dando origen a la Formación Noche Buena.

3.3. VULCANISMO

3.3.1. HISTORIA DEL VULCANISMO

La historia geológica la Cuenca de México, está íntimamente ligada a la tectónica, ya que por las fracturas ascienden los magmas y sobre ellos se forman los volcanes. Se pueden distinguir de acuerdo a la compilación obtenida por Negendank (1973), Mooser *et al.* (1974), el DDF (1975) y Elías-Herrera (1993), siete fases de vulcanismo:

Primera Fase (Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano):

El vulcanismo se inició después del plegamiento de las formaciones marinas y de su emersión (fines del Eoceno). Sus elementos no afloran en la Cuenca de México. Los depósitos de fases subsecuentes ya no contienen calizas y consisten de lavas, tobas y brechas volcánicas, asociados localmente con arcillas lacustres, travertinos y rellenos fluviales. Este vulcanismo continental persiste hasta nuestros días; se divide en las seis fases subsecuentes, cada una caracterizada por sus propias lavas y sus propias características tectónicas.

Segunda Fase (Oligoceno Medio):

Se caracteriza por series volcánicas compuestas de lavas intermedias y ácidas que contienen depósitos fluviales. Afloran en el noroeste de la Cuenca, representando complejos intensamente fracturados, distribuidos en fosas y pilares dirigidos al noreste (Tepotzotlán; Serie Huehuetoca). Periodo 1 de Negendank (1973).

Tercera Fase (Oligoceno Tardío - Mioceno):

Representada por rocas volcánicas dacíticas que afloran en la parte meridional de la Cuenca. Se encuentran en la base de las Sierras Mayores al este y al oeste: Pulpito del Diablo, Mirador y Sierra de Xochitepec. Presentan una marcada erosión y fracturamiento, lo que las define y diferencia de complejos más jóvenes. También se encuentran las elevaciones andesíticas del Peñón de los Baños, del Cerro del Tigre, del Cerro de Santa Isabel al norte del Tepeyac y de los islotes de Cuatpeque y Tepetzingo. Se incluyen también los relictos del Cerro de Tlapacoya, Zacatepec y Chapultepec. Los elementos más jóvenes de esta tercera fase se encuentran en el noroeste de la cuenca con lavas andesíticas oscuras de la Serie Humaredas y las que predominan entre Huehuetoca y Tula. Periodo 1 de Negendank (1973); Grupo Sierra Inferior (Mioceno), Grupo Xochitepec (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior) y Grupo Tezontlalpan (Oligoceno Superior) de Mooser *et al.*, (1974).

Cuarta Fase (Mioceno Tardío):

Se desarrolló desde el Oligoceno Tardío hasta el Mioceno. El complejo principal es la Sierra de Guadalupe, caracterizadas por lavas intermedias y ácidas, así como las Sierras de Tepotzotlán, Las Pitallas, El Platachique y Tepozotlán. Estas sierras constituyen el grupo de Sierras Menores que aún demuestran sus formas cónicas originales, aunque erosionadas. Una característica de esta fase es la formación de grandes domos dacíticos, como los cerros Tenayo y Chiquihuite. Grupo Guadalupe (Mioceno Superior ca. 15 Ma) de Mooser *et al.*, (1974).

Quinta Fase (Mioceno Tardío - Plioceno):

Marca la formación de las Sierras Mayores, que fijaron los límites poniente y oriente de la Cuenca: la Sierra de las Cruces (que se prolonga hasta el Plioceno Tardío), Sierra de Río Frío y Sierra Nevada. Son éstas el producto de efusiones andesíticas y dacíticas, a través de estrato-volcanes; en el curso de su actividad crearon extensos abanicos volcánicos. Este vulcanismo domina en el Terciario Superior y perdura hasta el Cuaternario.

Periodo 2 de Negendank (1973); Grupo Sierra Superior (Mioceno Superior – Plioceno: 14–4 Ma) de Mooser *et al.*, (1974).

Sexta Fase (Pliopleistoceno):

Corresponde al vulcanismo del Cuaternario que en parte constituye una continuación del vulcanismo del Terciario Superior. Se atribuyen a esta fase los cerros de Chimalhuacán, la Estrella, Los Pinos y del Peñón del Marquez y las de los Cerros de Chiconautla y Gordo y las erupciones fenobasálticas y andesíticas entre Tizayuca y Apan. Contiene rocas epiclásticas y piroclásticas que incluyen a la Formación Tarango. Es un depósito de carácter lahárico de 300 a 400 m de espesor de toba, aglomerado, lava volcánica de origen fluvial, capas delgadas de pómez y material aluvial, eólico y lacustre. La Formación Tarango, al norte de la Cuenca de México consiste de gravas, arenas, limos y arcillas transportadas y depositadas por corrientes de agua en forma de abanicos aluviales y en capas casi horizontales sobre llanuras de inundación intercaladas con tobas de grano fino. La Formación Tarango contiene sedimentos lacustres consistentes en margas, diatomitas y lentes de caliza de hasta 12 m de espesor (Elias-Herrera, 1993).

Séptima Fase (Cuaternario tardío):

Se identifica con la construcción de la Sierra del Chichinautzin. Ésta obstruyó el antiguo drenaje al sur y creó una cuenca cerrada. Además, se desarrollaron los conos y domos del Iztaccíhuatl y del Popocatepetl de la Sierra Nevada. En el norte y nororiente se produjo un extenso vulcanismo representado por conos y domos volcánicos como el cerro del Tecajete y los conos del Paredón (al este del lago de Tecocomulco). Periodo 3 de Negendank (1973); Grupo Chichinautzin (Plioceno Superior – Pleistoceno al reciente) de Mooser *et al.*, (1974).

3.3.2. VULCANISMO RECIENTE Y TEFRACRONOLOGÍA

En este apartado se considera la actividad volcánica reciente en la Cuenca de México y regiones adyacentes (dado que contienen vestigios de depósitos volcánicos en algunos sedimentos de la Cuenca), la cual pudo haber tenido incidencia en el marco de la presente investigación. En la Cuenca de México se presentan tres campos volcánicos recientes (*en*: Bellia *et al.*, 1992):

- a) Campo volcánico Chichinautzin, con 132 conos monogenéticos

- b) Campo volcánico Tezontepec, al noroeste de Teotihuacán, con 66 aparatos volcánicos
- c) Campo volcánico de la porción sur de la Cuenca, con 20 conos volcánicos

De manera general, los productos volcánicos se dividen en tres categorías, flujos de lava, gases volcánicos (volátiles) y tefras. Éstas últimas contienen material fragmentado que es expulsado con la nube volcánica, la cual tiene diferentes formas de emplazamiento. Tefra es el término colectivo para todos los piroclastos como pómez (lapilli) y ceniza volcánica; éstas se han considerado de importancia en estudios tefracronológicos. El término tefracronología se refiere a una cronología basada en medidas, correlaciones y fechamientos de capas de tefras contenidas en diferentes tipos de sedimentos. En particular, las tefras de caída son marcadores estratigráficos importantes porque se depositan a partir de columnas eruptivas que ascienden a varios kilómetros de altura. El material de la columna es después transportado por los vientos dominantes, por lo que los depósitos tienen una gran distribución areal. Así, la tefra de una sola erupción volcánica se puede extender sobre amplias áreas a largas distancias (Einarsson, 1986; Macías, *com. pers.*).

El estudio de la secuencia de tefras puede revelar la historia de un volcán en particular o de áreas volcánicas (tal es el caso de la Cuenca de México). Por su característica de ser marcadoras de tiempos en secciones de suelo y también en sedimentos marinos y lacustres, en el contexto de estudios paleoambientales resultan de gran ayuda.

Con estas consideraciones y dada la dificultad para establecer correlaciones estratigráficas en la Cuenca de México, la tefra adquiere carácter de marcador cronológico dentro de una columna. Desde luego esto implica el saber reconocer esta clase de depósitos para poder relacionarlos entre varios sectores con los eventos volcánicos correspondientes.

Las manifestaciones eruptivas recientes que se han estudiado y de las que se ha encontrado evidencia en la Cuenca de México y regiones aledañas inmediatas (algunas de ellas ya se consideran como marcadores tefracronológicos), se presentan en la siguiente tabla:

Manifestaciones eruptivas recientes		
Edad (¹⁴ C)	Volcán	Características
1 095 a 675 años A.P. (675 y 1 095 años d.C.)	Popocatepetl Siebe <i>et al.</i> , 1996 a y b	Erupción <i>pliniana</i> . Emisión de cenizas, flujos piroclásticos, explosiones freatomagmáticas y caída de pómez. Con depósito de lahar.
890 años A.P.	Jocotitlán Siebe <i>et al.</i> , 1995	Actividad explosiva
2 750 a 1 170 años A.P. (800 y 215 años a.C.)	Popocatepetl Siebe <i>et al.</i> , 1995, 1996 a y b	Erupción <i>pliniana</i> . Emisión de cenizas, flujos piroclásticos, explosiones freatomagmáticas y caída de pómez. Correlacionada con el Cerámico Inferior. Con removilización de lahar.
1945 a 2025 años A.P.	Xitle Delgado <i>et al.</i> , 1998 Urrutia, 1996 White <i>et al.</i> , 1990	Inicialmente con actividad explosiva y efusiva produciendo una columna eruptiva. Posteriormente hubo pulsos de flujo lávico.
5 150 a 4 780 años A.P. (3 195 y 2 830 años a.C.)	Popocatepetl Siebe <i>et al.</i> , 1996 a y b	"Pómez Marcadora Superior"(?) (Lambert, 1986 y Limbrey, 1986) Erupción <i>pliniana</i> . Emisión de cenizas, flujos piroclásticos, explosiones freatomagmáticas y caída de pómez. Correlacionada con el Precerámico Superior. Con depósito de lahar.
7 000 años A.P.	Popocatepetl Siebe <i>et al.</i> , 1995, 1996 a y b	Depósitos de cenizas, carbón y pómez, aún no bien estudiada
9 000 años A.P.	Popocatepetl Siebe <i>et al.</i> , 1995, 1996 a y b	Depósitos de cenizas, carbón y pómez, aún no bien estudiada
11 000 años A.P.	Popocatepetl Siebe <i>et al.</i> , 1996 a y b	Depósitos de cenizas, carbón y pómez, aún no bien estudiada
11 600 A.P.	Nevado de Toluca Macías <i>et al.</i> , 1997 Bloomfield y Valastro, 1974	"Pómez toluca superior", antes relacionada como "Pómez tripartita" (Lambert, 1986 y Limbrey, 1986) Erupción <i>pliniana</i>
14 000 años A.P.	Popocatepetl Siebe <i>et al.</i> , 1995, 1996 a y b, Lambert, 1986 Limbrey, 1986 Mooser, 1967	"Pómez con andesita" Erupción <i>freatopliniana</i> . No ocurrió por el cráter principal, sino por el flanco noroeste, en la ahora barranca de Nexpayantla. El magma que ascendía formó un cráter nuevo e interaccionó con agua creando explosiones por el sistema altamente presurizado. Los depósitos de caída fueron dispersados hacia el noroeste, ahora la Ciudad de México.
23 000 años A.P.	Popocatepetl Siebe <i>et al.</i> , 1996 a y b	Erupción tipo <i>Santa Elena</i> , el flanco sur del cono original cedió ante la presión de la erupción provocando el derrumbe del edificio volcánico hacia el sur. Se formó una columna <i>pliniana</i> magmática gigantesca (30 km). Después de esta erupción se inició la formación del actual cono volcánico.
24 000 años A.P.	Nevado de Toluca Macías <i>et al.</i> , 1997 Bloomfield y Valastro,	"Pómez toluca inferior" Erupción <i>pliniana</i> . Con depósito de lahar.

	1974	
28 000 años A.P.	Nevado de Toluca Macías <i>et al.</i> , 1997	Dstrucción de un domo central. Con extenso depósito de lahar.
ca. 34 000 años A.P.	Sierra Nevada (punto no determinado) Ortega-Guerrero y Newton, 1998	"Tefra Tláhuac" antes considerada como la "Gran Ceniza Basáltica" (Lambert, 1986 y Limbrey, 1986) Evento explosivo tipo <i>bezymianny</i> (?)

Estudios estratigráficos de los productos eruptivos del volcán Xitle (Delgado *et al.*, 1998), y paleomagnéticos de la Sierra del Chichinautzin (Delgado y Martín del Pozo, 1993; Urrutia y Martín del Pozo, 1993) y de la Sierra de Santa Catarina (Urrutia, 1995), han mostrado evidencias de la existencia de actividad volcánica en dichas sierras durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Volcanes como el Xitle (y el cono adventicio Xicontle), el Yololica (Delgado *et al.*, 1998), el Pelado (Kirianov *et al.*, 1990; Delgado *et al.*, 1997), el Xitle-Tarango, el Cima, el Raíces, el Tres Cumbres y el Malinalé (Kirianov *et al.*, 1990; Urrutia y Martín del Pozo, 1993), investigados en unidades que cubren los últimos 40 mil años han documentado la intensa actividad reciente en el Chichinautzin. Tales eventos volcánicos se deben considerar al hacer reconstrucciones paleoambientales en la Cuenca de México por la obvia influencia que ejercen en el sistema de lagos.

4. HIDROLOGÍA

4.1. CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS DE LA CUENCA

La Cuenca de México en estado natural es endorreica; el ciclo hidrológico que en ella regía aparentemente era simple. Sin embargo, el complejo geohidrológico que la constituye poco a poco se ha interpretado. Se marcan dos sistemas acuíferos básicos, el superficial y el subterráneo, que no son independientes el uno del otro.

De acuerdo con Rodríguez y Ochoa (1989), la Cuenca de México se encuentra subdividida superficialmente en once subcuencas hidrológicas (Xochimilco, Cuautitlán, Texcoco, Tochac, Churubusco, Pachuca, Chalco, Tecocomulco, México, Teotihuacan y Apan).

En cuanto al sistema acuífero subterráneo, se ha investigado que su contenedor impermeable lo constituyen rocas volcánicas y calizas, en tanto que el paquete

sedimentario da origen a un sistema acuífero complejo formado por tres grandes cuerpos (Rodríguez y Ochoa, 1989):

1. El superior, que es un paquete arcilloso de alta porosidad, baja permeabilidad y gran heterogeneidad en su constitución. Forma un acuitardo de espesor variable y que actúa como semiconfinante en el centro de la Cuenca.
2. El intermedio, formado por material granular más grueso que el del acuitardo (*piroclastos, conglomerados y otro tipo de material de origen volcánico*). Sus propiedades hidráulicas y su espesor (mayor a 200 m) son variables.
3. El inferior, constituido por rocas volcánicas fracturadas, cuya base llega a estar a los 2000 m en el centro, disminuyendo hacia las márgenes de la Cuenca.

Los tres grupos están comunicados hidráulicamente, sobre todo los dos últimos. Este multiacuífero es recargado por infiltraciones de la precipitación, actuando como áreas de recargas más importantes las sierras circundantes (Rodríguez y Ochoa, 1989). Las sierras que rodean la planicie lacustre de la Cuenca de México juegan un papel muy importante en los mecanismos de recarga del acuífero principal. La divisoria de agua subterránea no coincide con los parteaguas superficiales en los volcanes. Las divisorias subterráneas están desplazadas hacia los valles de mayor elevación que colindan con la Cuenca de México; esto hace que el agua se distribuya de la siguiente manera: en la Sierra del Chichinautzin un 40% circula hacia la Cuenca de México y un 60% hacia el Valle de Cuautla-Cuervavaca; en la Sierra de las Cruces el 70% circula hacia la Cuenca de México y el 30% hacia el Valle de Toluca; para la Sierra Nevada el 50% se distribuye hacia la Cuenca de México y el otro 50% hacia el Valle de Puebla. El basamento tan fracturado de la Cuenca (al sur, por debajo de la "cortina" del Chichinautzin y al norte, en Zumpango y noroeste, en Huehuetoca) permite algunas fugas de agua (DDF, 1975; Ortega, 1989). El comportamiento permeable de las elevaciones topográficas es por su constitución, que en su mayor parte, son rocas volcánicas (*masa de lavas y tobas jóvenes*) que funcionan como zonas de recarga natural para el acuífero. La precipitación pluvial se infiltra en las partes altas de las sierras. Sus laderas actúan como zonas de recarga o escurrientías hacia las planicies centrales, donde se almacenaba temporalmente en un cuerpo de agua. Éste posteriormente sufría evaporación, lo que permitía mantener un ciclo hidrológico en equilibrio (DDF, 1975; Bellia et al., 1992).

En este marco se introduce al sistema acuífero superficial de la Cuenca de México. Los márgenes de esta magna presa natural consisten, en el oeste, de la Sierra de las

Cruces; en el este, del Popocatepetl e Iztaccíhuatl (Sierra Nevada); en la parte norte y noroeste de complejos eruptivos como la Sierra de Pachuca y en especial, en el sur, de la Sierra del Chichinautzin, que contiene lavas y cenizas que son muy permeables (DDF, 1975). En las sierras del oeste, este y sur se concentra la mayor parte de la precipitación que entra a la Cuenca desde el noreste.

De estas sierras, además de surtir por infiltración el recargo de acuitardos, escurren corrientes superficiales. La mayor parte de los ríos de la Cuenca son de carácter torrencial, con avenidas de corta duración. Sus cauces permanecen secos durante la temporada de sequía y su afluente varía de acuerdo al promedio de precipitación estacional. Sólo los ríos Magdalena, Mixcoac, Tacubaya, Hondo, Tlalnepantla, Cuautitlán, Tepotzotlán, San Juan Teotihuacán y La Compañía tienen escurrimientos perennes. Estos cauces drenaban en varios lagos someros en las partes bajas de la Cuenca (DDF, 1975).

Se consideran también las infiltraciones en las sierras que afloraban de nuevo en manantiales a orillas de las planicies centrales o a los pies de complejos volcánicos centrales que emergen de las arcillas lacustres (DDF, 1975; Mora, 1989). La composición química de estos manantiales varía de acuerdo a la zona en la que afloran; los de la base de la Sierra del Chichinautzin (muy abundantes) y los de la Sierra de las Cruces son de aguas dulces, los de la Sierra de Santa Catarina pueden ser dulces o salinos y algunos de la base de la Sierra de Guadalupe son termales. Hacia el norte de la Cuenca, los manantiales son menos comunes, sin embargo, el Río San Juan Teotihuacán está surtido por uno muy vasto (Cortés *et al.*, 1989).

Por las características que presentan las corrientes superficiales principales de la Cuenca, se han establecido once zonas hidrológicas (DDF, 1975; Bellia *et al.*, 1992):

Zona I (Xochimilco):

Corresponden a corrientes de la sierra del Chichinautzin, cuyos basaltos tienen una gran permeabilidad. Caracteriza al sector suroccidental de la Cuenca en donde la precipitación pluvial presenta los máximos valores. Se surte por manantiales de esta Sierra y sus aportes eran de los ríos Amecameca, Tlalmanalco y Acuatla de la Sierra Nevada. También se alimentaba de ríos estacionales de la Sierra de las Cruces.

Zona II (Churubusco):

Corrientes que forman el sistema hidrográfico del Río Churubusco, originado en la Sierra de las Cruces (ríos de Eslava y Magdalena) en la parte suroeste del área urbana actual.

Zona III (Ciudad de México):

Sus corrientes (actualmente drenadas) abarcan la mayor parte de la ciudad de México.

Zona IV (Cuautitlán):

Abarca las subcuencas de los ríos Tepetzotlán y Cuautitlán (el más caudaloso la Cuenca). Éste último se genera en la Sierra de Guadalupe y baja al Lago Zumpango.

Zona V (Pachuca):

Encierra la cuenca del Río de las Avenidas de Pachuca (originado en la Sierra de Pachuca) y otras corrientes aisladas. Fluyen en el Lago Zumpango.

Zona VI (Teotihuacán):

Corresponde la cuenca del Río San Juan Teotihuacan. Éste es un río perenne que se origina en el manatí del mismo nombre; baña el Valle de Teotihuacan y desemboca en el Lago de Texcoco.

Zona VII (Texcoco):

Incluye al Lago de Texcoco y todos los ríos tributarios orientales que desaguan en él, con excepción del San Juan Teotihuacan. Drenan en él los ríos originados en la Sierra de las Cruces: Remedios, Tacubaya, Tlaine pantla, Mixcoac y Magdalena; y por la ladera contraria, Papalotla, Jalapango y Texcoco.

Zona VIII (Chalco):

Integrada por corrientes de la Sierra del Chichinautzin del área más meridional de la Cuenca. Contiene el mayor volumen de reserva hídrica subterránea. El río principal que surtía el lago era el Amecameca o Tenango, originado en la Sierra Nevada y actualmente drenado hacia Texcoco. También de la Sierra Nevada se encuentran los ríos Tlalmanalco y Acuatla.

Zona IX (Apan), X (Tochac) y XI (Tecocomulco):

Se han incorporado a la Cuenca por obras de ingeniería hidráulica recientes.

El estado original del sistema hidrológico de la Cuenca de México todavía es desconocido. Aún a la llegada de los conquistadores, ya existían obras de ingeniería hidráulica realizadas por los pobladores propios de la Cuenca (en un apartado posterior se

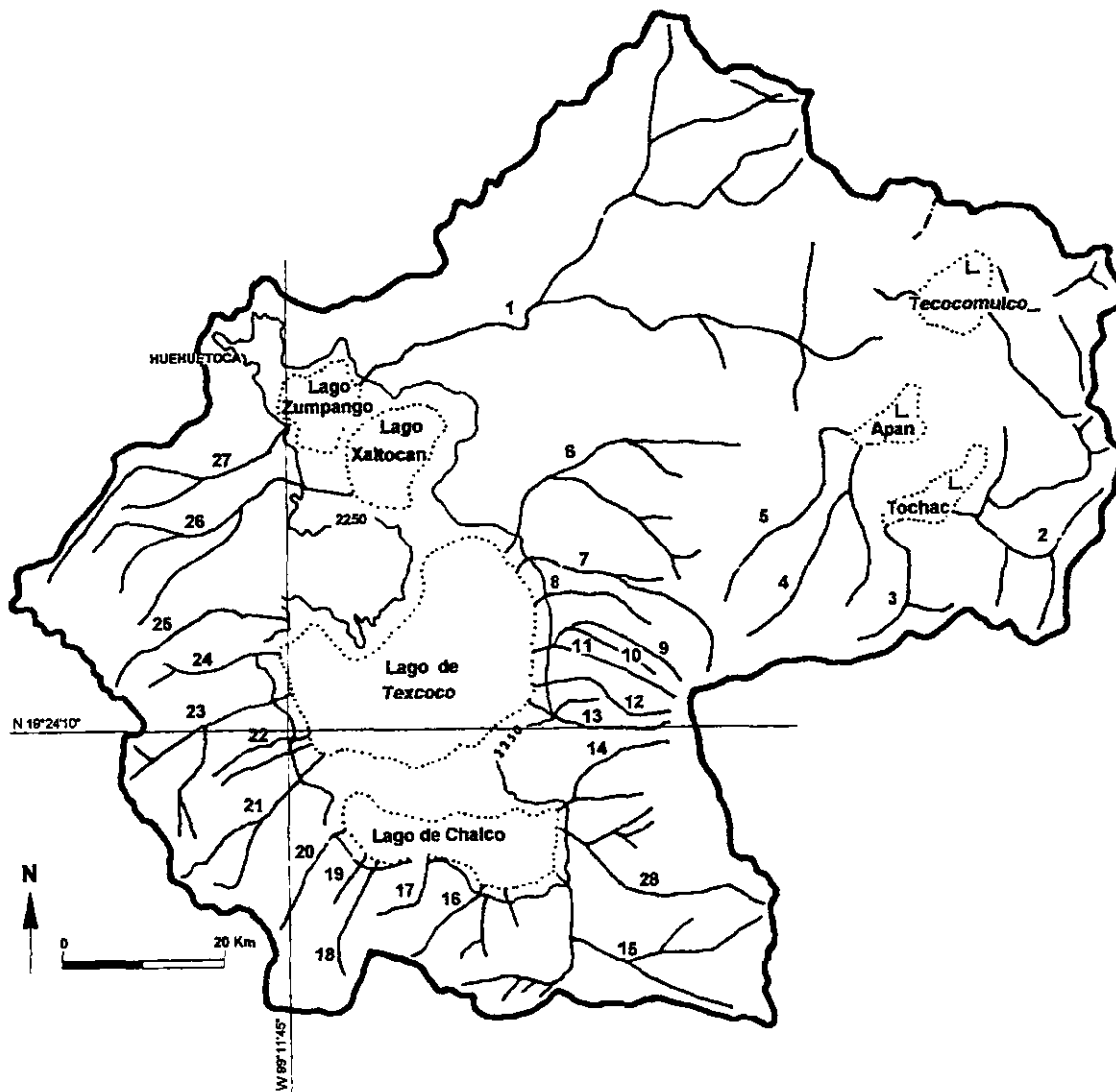


Figura 3. Sistema hidrográfico superficial hipotético de la Cuenca de México en el Pleistoceno superior – Holoceno. Los números corresponden a los principales afluentes: 1. R. de las Avenidas de Pachuca; 2. R. Barranca del Muerto; 3. R. San José; 4. R. Calpulapan; 5. R. El Tizar; 6. R. San Juan Teotihuacan; 7. R. Papalotla; 8. R. Xalapango; 9. R. Coxacoaco; 10. R. Texcoco; 11. R. Chapingo; 12. R. Sta. Mónica; 13. R. Coatepec; 14. R. San Francisco; 15. R. Amecameca; 16. R. Milpa Alta; 17. R. San Gregorio; 18. R. San Luis; 19. R. Santiago; 20. R. San Buenaventura; 21. R. Churubusco (Magdalena); 22. R. Piedad; 23. R. Consulado; 24. R. de los Remedios; 25. R. Tlalnepantla; 26. R. Cuautitlán; 27. R. Tepozotlán; 28. R. Tlalmanalco (mapa base tomado de Bellia *et al.*, 1992).

mencionarán algunas de ellas). En la actualidad, el equilibrio hidrológico natural se ha roto y se ha vuelto más complicado por las obras de desagüe de la Cuenca así como por el recubrimiento del suelo por el pavimento de la ciudad (Mora, 1989). La red hidrográfica que comprende la planicie lacustre (ahora la Ciudad de México), ha sido entubada y no contribuye al proceso de recarga de los acuíferos (Bellia *et al.*, 1992).

(Figura 3)

4.2. HISTORIA DE LOS LAGOS

Modelo propuesto:

El emplazamiento de las rocas volcánicas del grupo Chichinautzin, durante el Pleistoceno tardío (hace aproximadamente 700 mil años), marca el bloqueo del drenaje de las aguas superficiales de los valles existentes en la zona que ahora ocupa la Cuenca de México. Este drenaje tenía su salida hacia el sur, hacia la cuenca hidrográfica del antiguo Río Amacuzac y el Río Balsas (Mooser, *En*: DDF, 1975; Mooser, 1978). Una vez cerrado el espacio entre La Sierra Nevada y la Sierra de Zempoala, en el sur, y las cabeceras del sistema hidrográfico por Pachuca en el norte, la base de la Cuenca fue rellenándose. Las presas naturales constituidas, se fueron azolvando por aportes de material de los afluentes que descendían de las sierras formando hacia las partes profundas de la Cuenca un abanico de clastos. El Río Hondo, el Río Mixcoac, el Río Contreras y el río fósil del Ajusco formaron abanicos de gravas y arenas. En otras partes de la Cuenca, el Río de las Avenidas de Pachuca, el Río Cuautitlán, el Río Teotihuacán y el Río de la Compañía, también formaron deltas. Las partes centrales de la Cuenca alejadas de los bordes, se llenaron con depósitos limo-arenosos (Mooser, 1978).

Las secuencias de relleno interdigitaron con suelos, capas de cenizas y pómez provenientes de erupciones volcánicas. Como consecuencia de este relleno, se formaron una serie de lagos. Al noreste de la Cuenca los lagos de Tecocomulco, Apan y Tochac (que se desarrollaron aisladamente) y al norte el de Zumpango. En el resto de la Cuenca: el de México y el de Texcoco en la parte central baja, y al sur los de Xochimilco y Chalco, que de acuerdo a las condiciones climáticas, los últimos cinco mencionados, podían llegar a formar un solo lago (Mooser, 1978; Bellia *et al.*, 1992). Evidencia geológica apoya esta tendencia

hacia la formación de un solo cuerpo de agua sólo durante condiciones climáticas húmedas (Rudolph *et al.*, 1989). El proceso de formación de los suelos en estas partes de la Cuenca, muestra la alternancia de las condiciones climáticas en zonas de transición; a medida que disminuye el área lacustre se generan otros tipos de depósitos (Castillo, 1978).

Registros históricos mencionan que aún en el periodo de ocupación prehispánico, durante la estación de lluvia, el nivel hídrico de estos lagos se elevaba formando un gran lago (Bellia *et al.*, 1992). Por esto, los primeros trabajos que se efectuaron en los lagos de la Cuenca fueron obras hidráulicas de carácter tributario que tuvieron por objeto separar las aguas dulces de las salobres. Con relación a esta característica, se ha establecido que los lagos pleistocénicos y recientes fueron de dos tipos básicos y que dan lugar a uno tercero de características intermedias (Mooser, 1978):

- a. Lagos formados en las partes bajas. Constituyeron vasos de evaporación, por lo que fueron salobres (Xaltocan y Texcoco).
- b. Lagos formados al pie de la Sierra del Chichinautzin. Fueron nutridos por manantiales, por lo que fueron de agua dulce (Chalco, Xochimilco).
- c. Lagos que siendo de aguas dulces por sus aportes de manantiales y arroyos, tenían un aporte dinámico de aguas salobres del lago vecino (Texcoco) de acuerdo al régimen de lluvias (México y Zumpango).

Este modelo de lagos sustenta el presente trabajo, pues las fluctuaciones en la extensión de los lagos de cuencas cerradas proporcionan un registro de las variaciones regionales y locales.

(Figura 4)

4.3. HISTORIA DEL DESAGÜE

Dependiendo de las condiciones climáticas, los lagos y los afluentes en realidad sólo aumentaban o decrecían. Por esto, el desagüe de la Cuenca se considera limitado a tiempos históricos.

A la llegada de los conquistadores europeos existía una superficie lacustre de tamaño considerable, conservándose los lagos de Texcoco, México, Chalco, Xochimilco, Zumpango, San Cristóbal, Xaltocan, Apan, Tochac y Tecocomulco, así como un número

flujo de manantiales (DDF, 1975). Desde este momento y por el desarrollo de un gran centro de población durante los siguientes siglos, se alteró por completo la evolución natural de los lagos.

Como consecuencia de las repetidas inundaciones y del establecimiento de un concepto cultural desligado al mantenido hasta antes de la conquista (que ya había sobrevivido también a repetidas inundaciones pero que fueron otras las medidas tomadas), se inicia la difícil tarea del desagüe de la zona urbana ocupada en la Cuenca. A continuación se presenta una tabla con la cronología de las obras de drenaje realizadas después de la conquista de acuerdo a las compilaciones históricas de Gama (1920), Vázquez-Zepeda (1966), DDF (1975), Bellía *et al.* (1992) y Rosas-Robles (1998).

1555

Obstrucción de acequias y cierre de compuertas y calzadas. Construcción del albaradón de San Lorenzo (de la calzada de Guadalupe a la de Ixtapalapa).

1607

Primera gran inundación de la historia colonial, aún con el cierre de compuertas y calzadas y con las obras de diques y albaradas. Con el objetivo de desaguar el Lago de México, el proyecto de Enrico Martínez proponía desviar el Río Cuautitlán hacia el Lago de San Cristóbal Ecatepec, en Nochistongo. Daría salida a tajo abierto por el Río Tula.

1614

Adrián Boot hizo una evaluación de la obra de desagüe, determinando detenerla hasta analizar a fondo sus ventajas y desventajas. Por gestión política, se ordenó cerrar todas las obras.

1622

Segunda gran inundación. Mantuvo anegada a la ciudad durante seis años.

1629

Arreglo de calzadas y construcción de la presa El Rey. Controlaría el Río de las Avenidas de Pachuca, pero provocó la obstrucción del desagüe y una nueva y violenta inundación. Se discutió y se negó la posibilidad de trasladar el principal núcleo citadino de la Nueva España a otro territorio. Siguieron ocurriendo inundaciones. Se rebasan los caudales disponibles de los manantiales para la obtención del agua potable.

1707 y 1714

Severas inundaciones. La última complicada por un fuerte temblor que destruyó entre otras cosas la mayor parte de las obras de desagüe.

1747, 1767, 1795 y 1798

Se decidió reforzar puentes, caminos, presas y albarradas en Huehuetoca, Tajo de Nochistongo, Lagunas de Zumpango y San Cristóbal. Se establece la explotación de formaciones acuíferas someras por medio de norias.

1806

La opinión de A. Humboldt en su "Ensayo Político sobre la Nueva España". Proporcionó una clara idea de las consecuencias del desagüe sobre la humedad y la vegetación, así como de la poca visión de sus habitantes al tomar al agua como enemigo y no como recurso. Como ya es sabido, su discernimiento no fue considerado.

1856

Se inicia el proyecto de desagüe de Francisco de Garay. Propone hacer un canal desaguador de la Ciudad de México y otro de Chalco hacia los lagos de Texcoco, San Cristóbal y Zumpango hasta llegar a la barranca de Tequixquiac.

1884

Durante el poder de Porfirio Díaz, Luis Espinoza reinicia el desagüe iniciado 300 años antes. Se construye el Tunel de Tequixquiac, obra terminada en 1894. Traslada las aguas de Chalco y Xochimilco hacia la Ciudad de México y el Tajo de Nochistongo, saliendo hacia la vertiente del Golfo de México por el Río Pánuco.

1895

Terminación de la obra de desagüe con la construcción del Gran Canal; funcionaba con cinco potentes dragas y se unía al Túnel de Tequixquiac.

1900 a 1930

Para obtención de agua potable, se pasa de norias a pozos profundos (mayores de 50 m).

1930

Por hundimiento del suelo de la ciudad, el Tunel de Tequixquiac estaba a punto de derrumbarse.

1946

Se inauguró el segundo Tunel de Tequixquiac, mismo que seis meses después se derrumbó, entrando nuevamente en servicio el primero. Financiadas las obras por Lord Cowdray, se reforzaron los bordos limitadores y el cauce directo hasta el Lago de Texcoco y se dio salida a las aguas de los ríos del poniente.

1950's

La desecación apresuró su paso en la historia; nuevos asentamientos y desmedido crecimiento de la población desplazaron el lugar otrora ocupado por las aguas. Texcoco fue disminuyendo su extensión hasta desaparecer casi por completo. Chalco se extinguió y de Xochimilco sólo permanecen sus canales. La profundidad de los pozos de agua potable alcanzan los 100 m.

1960's y 1970's

Los flujos requeridos para la extracción de agua potable alcanzan los 200 m de profundidad. Por la acelerada subsidencia de los terrenos lacustres, se suspende la extracción de las formaciones lacustres someras.

1982

Inauguración de la Obra del Drenaje Profundo. Rebasa los 400 m de profundidad y consiste de dos canales subterráneos.

1990's

Los acuíferos de la Cuenca del Valle de México abastecen el 70% de las necesidades de su población; el resto proviene de sistemas hídricos externos, como el Sistema Lerma y Cutzamala.

5. CLIMATOLOGÍA

5.1. CLIMA ACTUAL DE LA CUENCA DE MÉXICO

La República Mexicana se encuentra bajo la influencia de la zona subtropical de alta presión y la afectan directamente las celdas subtropical del Pacífico del Norte y subtropical del Atlántico del Norte (o celda anticiclónica Bermuda-Azores). Durante el invierno estas celdas sufren desviaciones y toman una posición de acuerdo al carácter de humedad de los vientos que se originan en ellas. La fuente de precipitación en el territorio mexicano y específicamente de la parte central de México, es la de los vientos Alisios del noreste provenientes del Océano Atlántico, especialmente durante el verano que tiene las celdas subtropicales de alta presión corridas hacia el norte. Éstas se desplazan durante el invierno hacia el sur (y con ellas todos los sistemas de vientos) y el aire seco y descendente toma bajo su influjo ésta y gran parte del territorio. Los Nortes del Golfo de México, que son desplazamientos de grandes masas de aire polar provenientes del norte de Estados Unidos y el sur de Canadá, pueden tener influencia en el sureste de la Altiplanicie, produciendo descenso de temperatura y algo de lluvia invernal (García y Vidal, 1981).

Para caracterizar el clima de la Cuenca de México, además del patrón previamente expuesto, es necesario tomar en cuenta la altitud en la que se ubica y la variación de ésta localmente; de igual manera se debe considerar la distribución temporal y espacial del aporte de humedad (factores que se reflejan directamente en la vegetación de la Cuenca). El clima del Valle de México se clasifica como subtropical de altura, templado, semiseco y

sin estación invernal bien definida (García 1983). La entrada de los vientos durante el amplio verano en la Cuenca es por lo general por el noreste y el noroeste (DDF, 1975) debido a su topografía. Por esto, existe un gradiente de precipitación norte-sur, siendo el aporte máximo al choque con las sierras mayores del suroeste, sur y sureste. Las lluvias ocurren de mayo a octubre (aporte de verano de los vientos Alisios) y la época de secas ocupa el resto del año (los Nortes del Golfo de México aportan precipitación invernal ligera). La precipitación media anual es de 700 mm y difiere en cada una de sus zonas hidrológicas. En el norte y noreste las lluvias son escasas (700 mm de precipitación máxima media anual); las partes altas de la Sierras, al sur, este y oeste presentan los valores máximos (1700 a 2100 mm de precipitación media anual) y las regiones sureste a la suroeste presentan valores mayores a los 750 mm medios anuales. Así, se observa también un gradiente altitudinal en el aporte de la humedad. La temperatura media anual es de entre 17° y 15° C pero ésta se abate hacia las partes montañosas y es mayor en la planicie lacustre; también se observa un gradiente, pero éste es inverso respecto al de la humedad. Al definir los parámetros climáticos de la Cuenca, se encuentra entonces diversidad en los subtipos de climas (DDF, 1975; Bellia *et al.*, 1992).

En condiciones promedio, los valores medios de lluvia quedan comprendidos entre los 600 a 870 mm anuales, por lo que se consideran tres tipos de clima básicos para la Cuenca de México (Vázquez-Zepeda, 1966; DDF, 1975; Cardoso y García 1982 y García, 1983):

- i) El BS₁ "seco estepario": corredor orientado hacia el noreste de la Cuenca. Incluye las zonas de Pachuca, Apan, Zumpango-Xaltongo y lecho del Lago de Texcoco.
- ii) Los Cw₀, Cw₁ y Cw₂ "templado subhúmedo con lluvias en verano" (los subíndices indican un gradiente de humedad): abarcan desde el sur de la subcuenca de Texcoco hasta las laderas de las sierras del suroeste al sureste. El gradiente de humedad aumenta conforme se asciende en altitud.
- iii) Los ETH y EFH "frío, con temperatura máxima de 10°C ó 0°C, respectivamente": en altitudes superiores a los 4000 msnm y, en el segundo caso, por encima de la línea de nieves perpetuas (picos de la Sierra Nevada). Se encuentran en las sierras que circunscriben el sur de la Cuenca.

Cuando el valor medio de las precipitaciones pluviales es cercano a los 500 mm anuales (una vez por cada 8.5 años), clima de tipo "seco estepario" (BS) prevalece en dos

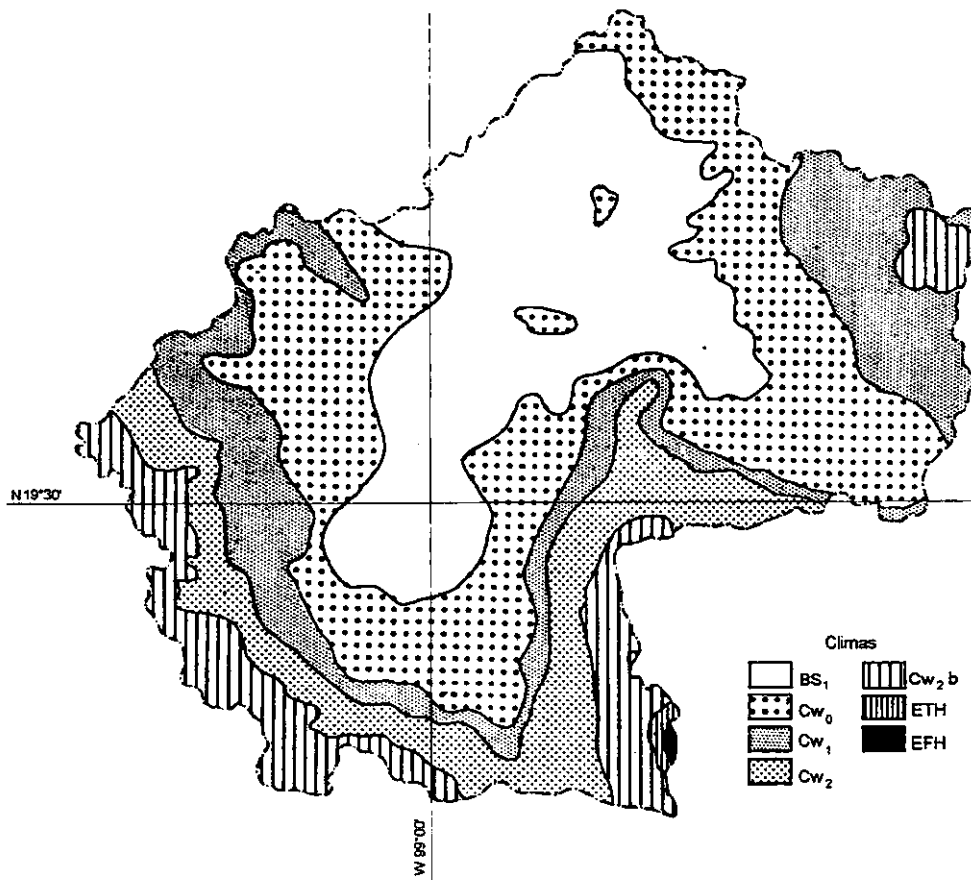


Figura 5. Mapa de distribución de climas en la Cuenca de México. BS₁: semiárido-estepario; Cw: templado subhúmedo con lluvias en verano; ETH: frío con °T máxima de 10°C a una altitud mayor a los 1500 m; EFH: frío con °T máxima de 0°C a una altitud mayor a los 1500 m (tomado de Cardoso y García, 1982).

tercios de la superficie de la Cuenca. Si el valor medio de las precipitaciones pluviales es mayor de 870 mm anuales (una vez cada 20 años), el tipo de clima es Cw "templado moderado lluvioso" y se manifiesta en dos tercios de la superficie de la Cuenca (DDF, 1975).

(Figura 5)

5.2. EVIDENCIA DE GLACIACIONES

Dado el especial interés por investigaciones del paleoclima global, los trópicos y subtrópicos constituyeron un punto clave en la respuesta al cambio climático. Siguiendo la línea de las investigaciones basadas en secuencias glaciales, se iniciaron proyectos para su estudio en los picos con mayor altitud en México. Así, fueron considerados como adecuados para las correlaciones de las glaciaciones los altos volcanes de la Faja Volcánica Transmexicana (Pico de Orizaba: 5675 msnm; Popocatepetl: 5452 msnm; Iztaccíhuatl: 5286 msnm; Malinche: 4503 msnm; Nevado de Toluca: 4680 msnm; Ajusco: 3930 msnm), pues varios de ellos contienen glaciares, morrenas o depósitos de *till*.

La más antigua de las publicaciones sobre glaciología fue la descripción de Jaeger (1925, 1926), quien observó las huellas de antiguas glaciaciones en el Iztaccíhuatl. Blásquez (1944) en su obra sobre "La edad glacial de México", hace mención de las evidencias con las que se basó para proponer cinco avances glaciares, que finalmente no pudo fundamentar adecuadamente. El trabajo de Bryan (1946, 1948) ofreció una secuencia climática (basada en geomorfología y estratigrafía) con la que estableció una correlación de sus unidades con los estadios glaciares clásicos de Norte América. Alternamente, De Terra (De Terra, 1947a, 1947c; De Terra *et al.*, 1949) se considera uno de los pioneros reales en este tipo de investigaciones al hacer estudios en morrenas del Iztaccíhuatl; consideró cinco episodios de avance y recesión glacial para establecer una secuencia glacial para México Central. Arellano (1953) compila los estudios hechos hasta el momento e intenta establecer correlaciones glaciales con otras latitudes. Sin embargo, los trabajos paleoambientales basados en análisis polínicos de Sears (1952, 1955b), Foreman (1955), Clisby y Sears (1955) y la síntesis final de Sears y Clisby (1955), están basados en criterios glaciológicos para los Estados Unidos.

La secuencia glacial mexicana consolidó su inicio básicamente con los trabajos de White (1951, 1956 y 1962) y de Heine (Heine y Heide-Weise 1973; Heine 1973). Mooser

(1956) sintetiza los trabajos realizados en formaciones geológicas, paleoclimas y glaciaciones en la Cuenca de México; en el mismo contexto White (1951, 1956) presenta sus investigaciones acerca de los avances glaciares en el Popocatepetl e Iztaccíhuatl y también en esta obra, Lorenzo (1956), presenta una correlación fechada entre las etapas wisconsinianas y las establecidas para el Centro de México. Iniciado en el área, Lorenzo (1958b), publica un inventario de los glaciares de los volcanes Citlaltépetl (Pico de Orizaba), Iztaccíhuatl y el Popocatepetl y propone una hipótesis paleoclimática para la Cuenca de México (Lorenzo, 1958a).

Bajo este marco White, en 1962, establece finalmente una secuencia completa de los acontecimientos glaciares en el Iztaccíhuatl durante el Pleistoceno Superior. Define cinco avances mayores (algunos con oscilaciones internas): San Rafael (depósito Diamictites), Tomicoxco (depósito Nexcualango), Diamantes I y II (depósito Hueyatlaco), Alcalican (depósito Milpulco) y Ayolotepito (depósito Ayoloco). Posteriormente incorporaría los avances encontrados para el Ajusco (White y Valastro, 1984; White *et al.* 1990): Marqués, Santo Tomás, Albergue y Neoglaciación I y II.

Basado en los trabajos anteriores, Lorenzo (1967 y 1973) compila e intenta nuevamente establecer correlaciones. Es entonces cuando se clarifica que la glaciología mexicana constituía un complejo problema, pues se da lugar a contradicciones, malas interpretaciones e inconsistencias.

Se incorporan así a la investigación glaciológica del Centro de México los trabajos de Heine, quien realizó estudios en el volcán Malinche de Tlaxcala (Heine y Heide-Weise, 1973). Aporta con tres avances durante el Pleistoceno (MI, MII y MIII), dos durante el Holoceno (MIV y MV "Little Ice Age"), tefracronología y fechamientos de ^{14}C , otras alternativas para abordar la secuencia glacial del Centro de México.

Siguiendo por su propia línea, estas mismas investigaciones se afinaron en su momento con los trabajos de White (1981, 1986), White y Valastro (1984) y White *et al.* (1990); y de Heine (1984, 1988, 1994a, 1994b).

Los estudios clásicos previamente mencionados se hicieron con base en una serie de perfiles de sedimentos glaciares y periglaciares. Se usaron marcadores geomorfológicos (como la altura absoluta de las morrenas terminales) así como el tipo, formación y grado de meteorización y de desarrollo del perfil de suelo y de morrenas. De esta manera, tomando como criterio base que los glaciares sólo se desarrollan bajo un clima húmedo y frío, se

consideró (como sucedería en cualquier otra parte del mundo) que la medida de la fluctuación de la línea de nieves constituiría un factor importante para la determinación de los cambios climáticos del Pleistoceno (White, 1981). Al emplearse posteriormente métodos de investigación tefracronológica y fechas de ^{14}C , se obtuvo (además de la serie de acontecimientos glaciales) un inventario de las erupciones de los volcanes cercanos y los procesos de erosión que siguieron a las deposiciones. Por esto, las diferentes capas de tefras, así como los paleosuelos específicos, se consideraron marcadores estratigráficos adecuados en depósitos del Cuaternario-tardío que ayudarían a la interpretación glaciológica (White *et al.*, 1990; Heine, 1994b).

Desde luego, el establecimiento de cronoestratigrafías glaciales hizo referencia a las fluctuaciones climáticas prestablecidas; por ejemplo, White hacía equivalencias con el registro del Pleistoceno medio y tardío y del Holoceno de la región de las Montañas Rocosas de Norte América y Heine con la cronoestratigrafía clásica del oeste de Europa del Weichselian tardío. Pero al ir evolucionando el análisis de los datos para México y Sudamérica, se constató que la cronografía clásica estaba restringida a una estratigrafía regional, por lo que no podría ser transferida a otras partes del mundo. De aquí la importancia del seguimiento y esmero que hicieron en el análisis de su propia investigación los mencionados autores.

De cualquier manera, y aunque no se pudo establecer una correlación adecuada entre los estudios dadas las diferencias sustanciales en las edades absolutas de los avances glaciales, se lograron distinguir grandes periodos caracterizados por altas intensidades de erosión climáticamente inducidas por dichos avances. Esos periodos coinciden con cambios climáticos de relativa aridez o de gran humedad y no muestran un desarrollo sincrónico entre las tendencias de temperatura y de humedad (Heine, 1988).

El enfoque del problema hace considerar en los estudios glaciales recientes, factores como la influencia del relieve local para la distribución y alcance de los glaciares en el Centro de México, además de la simple relación con la altitud. Así, se ha visto la necesidad de estudiar primero a fondo el comportamiento de los glaciares en México (Delgado, 1996) y los ambientes favorables a la acumulación y preservación de las masas de nieve a altitudes menores a la actualmente establecida línea climática de las nieves (Vázquez-Selem, 1991). Bajo el convencimiento de que las series glaciales de México Central contribuyen en el entendimiento de los acontecimientos climáticos globales y locales que prevalecieron durante el Pleistoceno y el Holoceno, Vázquez-Selem (1989, 1991, 1998)

plantea una nueva estrategia para su análisis, basada en fechamientos de ^{36}Cl y morfoestratigrafía. Encuentra, por estudios en el Táyotl (Iztaccíhuatl) evidencia de tres periodos glaciares: T1, T2 y T3.

De la historia glacial del Cuaternario tardío en México Central, que va de acuerdo a evidencias encontradas por los investigadores citados, se resaltan los eventos que pueden ser considerados para la interpretación ambiental del presente estudio:

1. Morrenas menores a los mil años A.P. del *Little Ice Age* (Vázquez-Selem, 1998).
2. Avance ocurrido entre 8.8 y 7.4 ka A.P. (Vázquez-Selem, 1998).
3. Incremento en la precipitación en el Holoceno temprano (Heine, 1988).
4. Evidencia de un avance ca. 10 ka A.P. (Vázquez-Selem, 1998).
5. Los glaciares de México Central, entre 11.6 y 9.9 ka A.P., no reavanzaron durante el periodo del *Younger Dryas*, fenómeno relacionado a los eventos de descarga y fundición de glaciares hacia el Golfo de México (Heine, 1994a).
6. Entre 12 y 10.5 ka A.P., disminuyeron significativamente áreas glaciadas (probablemente disminuyó la temperatura y/o la humedad (Vázquez-Selem, 1998).
7. Los climas fueron relativamente secos entre los 18 y 10 ka A.P. (Heine, 1988).
8. La deglaciación comenzó entre los 14 y 13 ka A.P. (Vázquez-Selem, 1998).
9. Principal avance glacial de 20 a 14 ka A.P. (morrena Hueyatenco de White), (Vázquez-Selem, 1998).

Al hacer uso de la evidencia glacial para interpretaciones ambientales se debe considerar la diferencia en edades estimadas en los estadios glaciales propuestos y la intensa actividad volcánica ocurrida intermitentemente que dificulta establecer su edad absoluta. También, la posibilidad de que las glaciaciones se presentaran como acontecimientos cortos y tardíos (y durante tiempos de erupciones volcánicas) y con posiciones recesionales o de avances con características propias de la región. Además, como lo afirma Heine (1994b), los cambios probables de temperatura o los equivalentes necesarios para producir un periodo glacial en bajas latitudes todavía no se conocen.

A continuación se presenta una tabla que intenta compilar los trabajos glaciológicos hechos para el Centro de México; no pretende hacer ningún tipo de correlación entre ellos:

Glaciaciones del Cuaternario tardío de México Central				
De Terra, 1947c (Iztaccíhuatl)	White 1962, 1984, 1987		Heine, 1973 (Malinche) 1984, 1994	Vázquez-Selem 1991, 1998 (Téyotl- Iztaccíhuatl)
	1962 (Iztaccíhuatl)	1984, 1987 (Ajusco)		
Morrenas recesionales I, II y III (4600 msnm)			MV Siglo XVIIJ-XIX "Little Ice Age" HOLOCENO	Morrenas < 1 ka A.P. "Little Ice Age"
Avance Ayolotepito (4350 msnm)	Ayolotepito ca. >5 ka A.P. (Ayoloco) HOLOCENO	Neoglaciación >8 ka A.P. I: 3385 msnm II: 3405 msnm HOLOCENO	MIV 3 < 2 ka A.P. (4080 msnm) HOLOCENO	T3 4 < 3.8 ka A.P. (4000 msnm) HOLOCENO
Caliche III (Interestadial)			MIII (1, 2 y 3) 10 < 8.5 ka A.P. HOLOCENO – PLEISTOCENO	T2 5 < 3 ka A.P. HOLOCENO
Morrenas recesionales El Circo (3800 a 3900 msnm)	Alicalcan ca. 16 < 10 ka A.P. (Milpulco) PLEISTOCENO	Albergue 15 < 11.4 ka A.P. (3050 msnm) PLEISTOCENO	MII 12.1 ka A.P. (2750 a 2650 msnm) PLEISTOCENO	T1 14.4 < 12.9 ka A.P. (3600 msnm) PLEISTOCENO
Avance Trancas (3400 msnm)		Santo Tomás 25 ka A.P. (3000 msnm) PLEISTOCENO		
Caliche II (Interestadial)	Diamantes I y II ca. 32 < 20 ka A.P. (Hueyatlaco) PLEISTOCENO	Marqués 27.2 ka A.P. (3140 msnm) PLEISTOCENO	MI 36 > 32 ka A.P. PLEISTOCENO	
Avance Xopaná (3200 a 3300 msnm) Caliche I (Interestadial)	Tomicoxco ca. 198 < 132 ka A.P. (Nexcoalango) PLEISTOCENO			
Avance El Salto (3100 msnm)	San Rafael ca. < 300 ka A.P. PLEISTOCENO			

6. VEGETACIÓN

La gran diversidad de condiciones ecológicas tiene como reflejo la existencia de numerosas comunidades vegetales dentro de la Cuenca de México. Estas comunidades, dada su cercanía a la Ciudad de México, han sido inventariadas e investigadas ampliamente (e.g. Ramírez, 1903). Sin embargo, aunque se toman como referencia básica comunidades naturales recientes para los estudios de paleoflora, se debe considerar que las poblaciones de plantas aparentemente naturales han sido objeto de manipulación humana desde épocas prehispánicas. No obstante, la vegetación actual descrita por Rzedowski y Rzedowski (1978, 1979, 1985, 1990), Rzedowski (1954, 1957) y Miranda y Hernández-Xolocotzi (1963), se toman clásicamente como modelo.

(Figura 6)

6.1. COMUNIDADES NATURALES

6.1.1. BOSQUES

Bosque de *Abies* (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Bosque de oyamel (Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

En altitudes entre 2700 y 3500 m.

Distribución:

Serranías de la mitad meridional de la Cuenca.

Requerimiento ambiental:

Casi siempre sobre suelos profundos, bien drenados, ricos en materia orgánica y húmedos durante todo el año. Esta comunidad tiene gran exigencia de humedad ambiental y una temperatura ambiental baja.

Composición:

La especie dominante y con frecuencia exclusiva en el estrato arbóreo es *Abies religiosa*. Otros árboles a veces presentes son *Alnus firmifolia*, *Cupressus lindleyi*, *Quercus laurina*, *Salix oxylepis*, *Pseudotsuga macrolepis*, *Garrya laurifolia* y *Prunus serotina*. En los estratos inferiores son comunes: *Symphoricarpos microphyllus*, *Eupatorium glabratum*, *Senecio angulifolius*, *S. platanifolius*, *S. barba-johannis*, *S. sanguisorbae*, *Acaena elongata*,

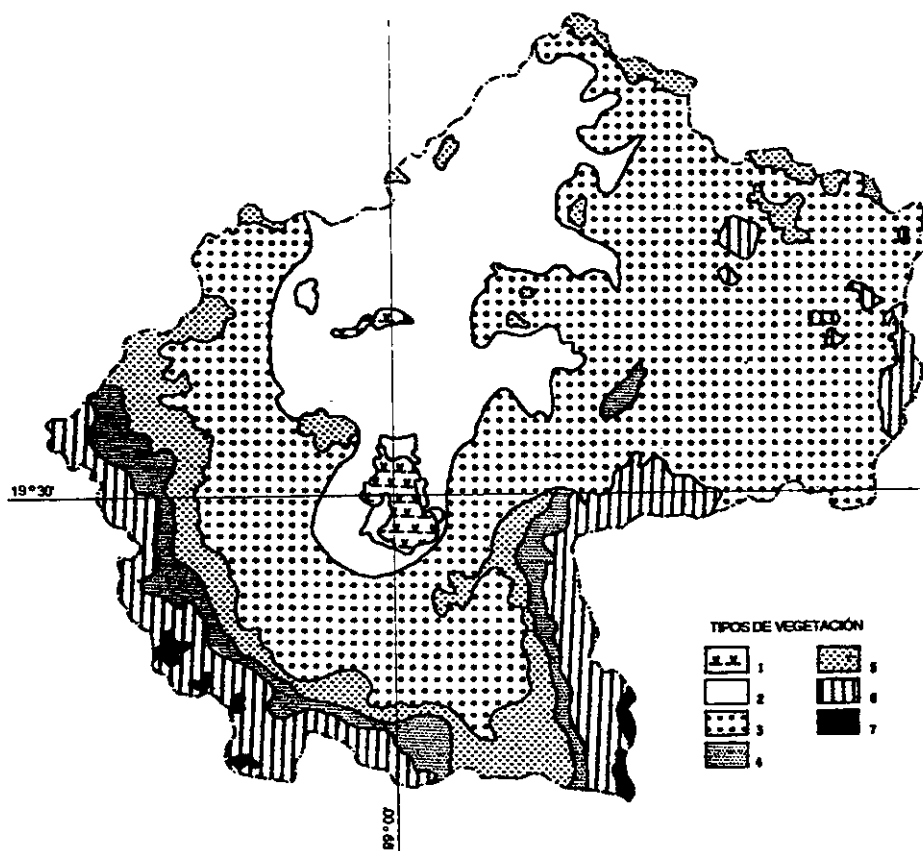


Figura 6. Mapa de vegetación actual en la Cuenca de México. Tipos de vegetación: 1. Matorral espinoso; 2. Matorrales; 3. Chaparral y pastizal; 4. Bosque de pino-encino; 5. Bosque de pino; 6. Bosque de pino-oyamel y/o pastizal; 7. Zacatonales (tomado de Cardoso y García, 1982).

Brachypodium mexicanum, *Sigesbeckia jorullensis*, *Alchemilla procumbens*, *Salvia elegans*, *Thuidium delicatulum* y *Bryum procerum*, entre otras.

Bosque mesófilo de montaña (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Ubicación:

Entre 2500 y 2800 m de altitud.

Distribución:

En laderas abruptas y fondos de algunas cañadas situadas en los declives inferiores del Iztaccihuatl y de la Sierra de las Cruces. Ocupa un área muy reducida.

Requerimiento ambiental:

Sitios protegidos de insolación fuerte y de vientos. Suelos por lo general profundos, ricos en materia orgánica y con una alta exigencia de humedad durante todo o casi todo el año.

Composición:

Son frecuentes las trepadoras, leñosas y las epífitas. Las condiciones de penumbra al nivel del suelo favorecen la presencia de diversas plantas esciófilas, entre ellas helechos. Las especies dominantes varían, pero *Clethra mexicana*, *Cornus disciflora*, *Garrya laurifolia*, *Ilex toluhana*, *Meliosma dentata*, *Prunus brachybotrya* y *Quercus laurina* son las que prevalecen. Otros árboles presentes son: *Abies religiosa*, *Alnus arguta*, *Buddleia cordata*, *Cornus excelsa*, *Cupressus lindleyi*, *Eupatorium mairetianum*, *Pinus ayacahuite*, *P. patula*, *P. pseudostrobus*, *Prunus serotina*, *Quercus rugosa*, *Sambucus mexicana*, *Viburnum stenocalyx*. Entre las trepadoras destacan *Archibaccharis hirtella*, *Celastrus pringlei*, *Clematis dioica*, *Philadelphus mexicanus*, *Smilax maranensis*, *Solanum appendiculatum*, *Valeriana clematitidis*. Los arbustos característicos son: *Archibaccharis sescenticeps*, *Cestrum terminale*, *Eupatorium aschenbornianum*, *Iresine ajuscana*, *Lamourouxia xalapensis*, *Lippia umbellata*, *Montanoa frutescens* y *Salvia mocinoi*. Entre las plantas herbáceas son notables: *Adiantum andicola*, *Bidens ostruthioides*, *Bromus dolichocarpus*, *Dryopteris parallelogramma*, *Peperomia hispidula*, *Phanerophlebia nobilis* y *Pteris cretica*.

Bosque de Pinus (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Pinar (Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

En altitudes entre 2350 y 4000 m.

Entre 2350 y 2600 msnm domina *Pinus leiophylla*

Entre 2500 y 3100 msnm domina *Pinus montezumae*

Entre 2700 y 3000 msnm prospera *Pinus rudis*

Entre los 2900 y 4000 msnm domina *Pinus hartwegii*

Distribución:

Comunidades muy características de las montañas de México. La gran mayoría de los bosques de *Pinus* se encuentran concentrados en la mitad meridional del Valle y en las montañas del lado norte y este del mismo.

Requerimiento ambiental:

Suelos profundos o someros y a veces bastante rocosos. Se les puede encontrar en localidades algo cálidas, pero casi siempre habitan zonas templadas o frías. Los bosques de *Pinus rudis* se desarrollan en suelos someros y pobres y son los pinares más xerófilos de la región. Los pinares de *Pinus hartwegii* se desarrollan sobre laderas de fuerte pendiente, cerca del límite de la vegetación arbórea. Pinares de *Pinus teocote*, *P. pseudostrobus* y *P. patula* tienen distribución restringida en el Valle y son propios de condiciones más húmedas que los anteriores.

Composición:

Poseen abundantes pastos amacollados. Las trepadoras y epífitas son escasas y tienen un sotobosque con componentes herbáceos y arbustivos representados por: *Alchemilla*, *Archibaccharis*, *Arenaria*, *Bidens*, *Eryngium*, *Eupatorium*, *Geranium*, *Gnaphalium*, *Lupinus*, *Penstemon*, *Ribes*, *Senecio*, *Stevia*, *Muhlenbergia*, *Festuca* y *Stipa*, entre otros. Las comunidades de *Pinus leiophylla* son bosques mixtos en los que intervienen una o varias especies de *Quercus*. Los bosques de *Pinus montezumae* son por lo general puros pero a veces entran en su composición otras especies de *Pinus*, *Quercus*, *Abies*, *Arbutus*, *Alnus*, *Salix* y *Buddleia*. Los bosques de *Pinus rudis*, permiten la presencia de *Quercus*, *Alnus* o *Juniperus*. Los pinares de *Pinus hartwegii* son bosques abiertos y de poca altura, en los que se han llegado a encontrar comunidades mixtas con *Alnus firmifolia*. Los bosques de *Pinus teocote*, *P. pseudostrobus* y *P. patula* contienen frecuentemente otros componentes arbóreos.

Bosque de *Quercus* (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Encinar alto (Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

En altitudes entre 2350 y 3100 m.

En altitudes menores a los 2500 m, dominan encinares de *Quercus laeta*, *Q. deserticola*, *Q. crassipes* y *Q. obtusata*.

Entre los 2500 y 2800 msnm es característico el bosque de *Quercus rugosa*.

Entre 2800 y 3100 msnm se extiende el encinar de *Quercus laurina*.

Distribución:

En la zona montañosa, la parte septentrional y partes boreales del Valle de México. En algunos puntos del Pedregal de San Ángel.

Requerimiento ambiental:

Sobre suelos profundos o someros, ocupando habitats similares a los correspondientes al bosque de *Pinus*. Los encinares tienen alta tolerancia ambiental, desarrollándose en áreas tanto de alta como de baja humedad y temperatura.

Composición:

En los encinares por lo general conviven varias especies de *Quercus*. Pueden llegar a ser bosques altos aunque en el Pedregal de San Ángel y otras partes boreales del Valle los árboles se presentan en forma casi arbustiva. En los encinares de zonas bajas, frecuentemente *Pinus leiophylla* forma parte de la asociación. El bosque de *Quercus rugosa* puede ser puro aunque llega a asociarse con *Q. mexicana*, *Q. crassipes*, *Arbutus xalapensis* y algunas especies de *Pinus*, *Cupressus*, *Garrya* y *Clethra*. El encinar de *Q. laurina* contiene a veces a *Q. crassifolia*, *Q. rugosa*, *Abies*, *Arbutus*, *Juniperus* y algunas especies de *Pinus*. En encinares secos, pueden ser dominantes *Q. microphylla*, *Q. greggii* y *Q. mexicana*. Al nivel del estrato arbustivo y herbáceo son muy numerosas las especies; los géneros más abundantes son: *Baccharis*, *Brickellia*, *Castilleja*, *Dahlia*, *Desmodium*, *Eupatorium*, *Galium*, *Geranium*, *Lamourouxia*, *Muhlenbergia*, *Penstemon*, *Salvia*, *Senecio*, *Stevia*, *Symphoricarpos*, *Thalictrum* y *Valeriana*. Las trepadoras y las epífitas no son frecuentes, pero en los cauces de los arroyos a menudo aumenta su abundancia.

Bosque de *Juniperus* (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Bosque escuamifolio (*Juniperus*) (Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

En altitudes entre 2450 y 2800 m.

Distribución:

Ocupa extensiones grandes sobre laderas de cerros y también en lugares más o menos planos en las partes norte, noreste y este del Valle.

Requerimiento ambiental:

Se desarrollan en suelos profundos de serranías bajo temperaturas templadas o frías y llegan a soportar condiciones de baja humedad. Los bosques de *Juniperus deppeana* no parecen ser una comunidad estable, sino una fase de sucesión secundaria que se establece después de la destrucción de los bosques de *Pinus* y *Quercus*. *J. monticola* forma matorrales que parecen ser también un estado sucesional tendiente al establecimiento del bosque de *Abies*. También se presenta en forma de arbusto rastrero por encima del límite de vegetación arbórea.

Composición:

Es una comunidad abierta y baja en la que domina *Juniperus deppeana*. Las trepadoras y epífitas son escasas o ausentes, pero la distribución de los árboles favorece la presencia de arbustos y plantas herbáceas heliófilas, como: *Agave atrovirens*, *Quercus microphylla*, *Gymnosperma glutinosum*, *Brickellia veronicifolia*, *Eupatorium espinosarum*, *E. scorodonioides* y *Stevia salicifolia*. Además de *J. deppeana* se pueden desarrollar *J. monticola* y *J. flaccida*.

Bosque caducifolio (Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

En altitudes alrededor de los 2250 m.

Distribución:

En las vegas de los ríos y lagos del interior del Valle y en las planicies bajas.

Requerimiento ambiental:

Suelos húmedos, subhúmedos o en condiciones semisecas.

Composición:

Son pequeños bosques de hoja caduca de álamos (*Populus spp.*), fresnos (*Fraxinus spp.*) y sauces (*Salix spp.*). Comunidad muy poco conocida y restringida.

6.1.2. MATORRALES

Matorral de *Quercus* (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Matorral de encinos (Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

En altitudes entre 2350 y 3100 m.

Distribución:

Frecuente en el noreste del Valle, pero también en el norte, este, oeste y centro. Esporádicamente en el extremo sur.

Requerimiento ambiental:

Sobre suelos poco profundos. Este tipo de matorral parece ser una comunidad inducida en el Valle de México y mantenida por el fuego. Existe en sitios en donde con anterioridad prosperaba el bosque de *Pinus* o de *Quercus*.

Composición:

Dominada por *Quercus frutex*. Pocas especies conviven con él, pero llegan a presentarse *Dasyllirion acrotriche*, *Nolina parviflora*, *Pithecellobium leptophyllum* y *Rhus standleyi*.

Matorrales xerófilos (Rzedowski y Rzedowski, 1979; Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

Se desarrollan en altitudes de 2250 a 2700 m.

Distribución:

Son muy frecuentes y cubren mucha superficie en la parte septentrional de la cuenca, pero también existen en el centro y sur de la misma.

La asociación de *Opuntia streptacantha*, *Zaluzania augusta* y *Mimosa biuncifera* prospera en la mitad boreal del Valle.

El matorral de *Hechtia* se distribuye en el extremo norte del Valle, desarrollándose sobre algunas laderas de pendiente pronunciada.

El matorral de *Eysenhardtia* es frecuente en el centro (Sierra de Guadalupe) y en la parte meridional del Valle.

El matorral de *Senecio praecox* ocupa la parte baja del Pedregal de San Angel.

Requerimiento ambiental:

Se desarrollan preferentemente en las porciones más secas del Valle; sobre suelos someros o profundos de laderas de cerros.

Composición:

Son comunidades arbustivas, constituidas por diversas asociaciones:

La asociación de *Opuntia streptacantha*, *Zaluzania augusta* y *Mimosa biuncifera* es un matorral espinoso que en ocasiones presenta árboles aislados de *Schinus molle* o *Yucca filifera*. Otras especies frecuentes son: *Eupatorium espinosarum*, *Eysenhardtia polystachya*, *Jatropha dioica*, *Brickellia veronicifolia* y *Gymnosperma glutinosum*.

El matorral de *Hechtia* es espinoso, bajo y denso. Predominan arbustos siempre verdes con hojas en roseta como *Hechtia podantha* y *Agave lecheguilla*. Otros componentes son: *Jatropha dioica*, *Eupatorium espinosarum*, *Mimosa biuncifera* y *Pithecellobium leptophyllum*.

El matorral de *Eysenhardtia* es alto, denso y mucho menos espinoso que los anteriores. Domina *Eysenhardtia polystachya* y los otros arbustos comunes son: *Montanoa tomentosa*, *Mimosa biuncifera* y *Opuntia*.

El matorral de *Senecio praecox* es característico de terrenos muy rocosos y pobres en suelo y no ocupa una gran área continua.

6.1.3. PASTIZALES

Pastizales (Rzedowski y Rzedowski, 1979; Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

En altitudes desde 2250 hasta 4300 m.

Distribución:

El pastizal de *Hilaria cenchroides* prospera en lomeríos y cerros en el noroeste del Valle, en la región de Huehuetoca, Tepetzotlán y Tlalnepantla y muchos manchones al pie y a lo largo del Monte Alto de la Sierra Nevada.

Requerimiento ambiental:

Prosperan en pendientes moderadas y por lo general en sitios donde el drenaje del suelo es lento. Los suelos, a veces profundos, derivan principalmente de rocas ígneas. Casi siempre denotan una fuerte perturbación humana.

Composición:

Son tipos de vegetación en los que predominan los pastos y en el Valle de México, los pastos tipo zacate dominan estas comunidades.

El pastizal de *Hilaria cenchroides* contiene especies acompañantes como: *Abildgaardia mexicana*, *Bouteloua radicata*, *B. hirsuta* y *Stevia serrata*.

Aristida adscensionis y *Bouteloua simplex* forman otro pastizal sin composición florística constante. En él predominan poáceas anuales, y abundan: *Lycurus phleoides*, *Hilaria cenchroides* (pastizal inducido de Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963), *Erioneuron*, *Bouteloua* y *Enneapogon desvauxii*. A menudo conviven árboles espaciados de *Schinus molle* y a veces algunos arbustos propios de los matorrales xerófilos.

La pradera de *Potentilla candicans* ocupa claros en medio del bosque de *Abies* o de *Pinus*, y presenta dos aspectos estacionales diferentes: en la temporada seca predominan *Potentilla candicans* y en la época lluviosa prevalecen poáceas y cyperáceas en conjunto como: *Muhlenbergia repens*, *Festuca myuros*, *Deschampsia pringlei*, *Cyperus seslerioides* y *Carex peucophila*.

Los **zacatonales** (Rzedowski, 1975; Rzedowski y Rzedowski, 1979; Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963) subalpinos y alpinos son comunidades en donde dominan poáceas amacolladas y altas (60-120 cm). Por debajo de la cota de 4000 m frecuentemente se trata de asociaciones secundarias surgidas después de la destrucción del bosque de *Pinus*, sin embargo más allá del límite de la vegetación arbórea constituyen vegetación estable. Las dominantes de las diferentes asociaciones de zacatonal son: *Calamagrostis tolucensis*, *Festuca amplissima*, *F. livida*, *F. tolucensis*, *Muhlenbergia macroura*, *M. quadridentata* y *Stipa ichu*.

La vegetación de los **páramos de altura** (Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963) se desarrolla por encima del límite altitudinal de la vegetación arbórea (4000 msnm) y está constituido por plantas bajas crepitosas y arrosetadas como *Arenaria bryoides* y *Draba sp.* y por pastos como *Muhlenbergia*, *Trisetum*, *Calamagrostis*, *Poa* y *Agrostis*.

6.1.4. VEGETACIÓN DEL PEDREGAL (Rzedowski, 1954).

Ubicación:

Entre los 3000 y los 2300 m de altitud.

Distribución:

Ocupa el llamado Pedregal de San Angel, al sur de la Cuenca, partiendo del volcán Xitle hacia el Cerro Zacatépetl.

Requerimiento ambiental:

Lava basáltica de edad relativamente reciente. Soporta una temporada seca y una húmeda muy pronunciadas al año. El relieve presenta una gran heterogeneidad topográfica, lo que propicia la formación de muy diversos microambientes.

Composición:

La zona es colonizada por una gran variedad de plantas con raíces superficiales. Se levanta un matorral abierto muy diverso y característico con un estrato herbáceo bien desarrollado. Las especies dominantes son *Senecio praecox*, *Schinus molle*, *Dodonaea viscosa*, *Cassia laevigata*, *Montanoa tomentosa*, *Verbesina virgata*, *Wigandia caracasana*, *Mammillaria*, *Opuntia*, *Salvia* y *Phlebodium aureum*, entre otras.

6.1.5. VEGETACION HALÓFILA (Rzedowski y Rzedowski, 1979),

Asociaciones halófitas (Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

A los 2250 m de altitud o un poco menos.

Distribución:

Situados en la parte más baja de la Cuenca.

Requerimiento ambiental:

Comunidades vegetales que habitan los suelos salinos, alcalinos y mal drenados de los fondos de antiguos lagos y de las cuencas cerradas de regiones áridas o subáridas.

Composición:

Adquiere el aspecto de un pastizal bajo y denso, en el que dominan pastos que se reproducen vegetativamente. Las especies dominantes son *Distichlis spicata* (zacatonal salado de Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963) y *Eragrostis obtusiflora*, que rara vez

conviven, pero cada una puede ocupar grandes extensiones de manera exclusiva. Otras halófitas frecuentes son *Atriplex linifolia*, *A. muricata*, *Sporobolus pyramidatus* (pastizal de zacatón alcalino de Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963) y *Suaeda nigra*.

6.1.6. VEGETACION ACUATICA, SUBACUATICA, PALUSTRE Y RIBEREÑA

(Rzedowski y Rzedowski, 1979), Tulares, carrizales (Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1963).

Ubicación:

A los 2250 m de altitud o un poco menos.

Distribución:

En otras épocas, aún a principios de este siglo, la vegetación acuática ocupaba grandes extensiones del Valle de México. En la actualidad se encuentran áreas muy restringidas de tulares de *Typha latifolia* y de *Scirpus spp.* en los lagos de Texcoco y de Zumpango; comunidades de *Polygonum-Cyperus-Juncus* en Xochimilco. Bosques de *Salix* ocupaban las orillas de los antiguos lagos.

Requerimiento ambiental:

Cuerpos de agua dulce a medianamente salobres y de estancada a corriente. Extensiones de terrenos aluviales a la orilla de los lagos y afluentes.

Composición:

Los tipos más conspicuos de comunidades arraigadas y emergidas son los tulares de *Typha latifolia* y de *Scirpus spp.* Otras comunidades de menor talla son las dominadas por especies de *Polygonum*, *Cyperus*, *Juncus*, *Echinochloa*, *Hydrocotyle*, *Eleocharis*, *Bidens*, *Berula*, *Sagittaria*, *Ludwigia* y algunas otras (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

La vegetación flotante más frecuente está compuesta por *Lemna spp.*; consiste de capas delgadas que en ocasiones cubren por completo los lagos. *Azolla* es menos común pero también constituye vegetación flotante. También puede prosperar en este tipo de comunidades *Eichhornia crassipes*. Las fanerógamas sumergidas son tan escasas que en muy pocos sitios pueden constituir una asociación. *Ceratophyllum demersum*, *C. echinatum*, *Myriophyllum aquaticum*, *Zannichellia palustris*, *Ruppia maritima* y algunas especies de *Potamogeton* pueden citarse como representantes de esta forma biológica (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Existe una vegetación propia de los arroyos permanentes de la zona montañosa y de la vegetación de las pequeñas zonas pantanosas que aún prosperan. Se mencionan como especies comunes a tales ambientes a *Juncus spp.*, *Carex spp.*, *Ranunculus spp.*, *Agrostis spp.*, *Veronica spp.*, *Epilobium mexicanum*, *Mimulus glabratrus*, *Cardamine obliqua* var. *stylosa*, *Montia spp.*, *Callitriche heterophylla*, *Sagina procumbens*, *Cotula mexicana* (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Están representados también los bosques en galería (la vegetación leñosa que bordea las corrientes de agua) por *Alnus glabrata* y *Salix bonplandiana*. Probablemente *Taxodium mucronatum*, *Fraxinus uhdei* y *Populus arizonica* fueron abundantes en estos bosques antes de la perturbación humana. En la actualidad *Taxodium*, en estado silvestre, sólo se ha observado a lo largo del río de los Remedios y *Fraxinus* en algunas cañadas de la región montañosa. También el matorral de *Baccharis glutinosa* se asocia a esta afinidad ecológica (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Miranda-Arce (1980), Hernández (1960), Sahagún (1926) y las interpretaciones de Cruz (1964) hacen referencia a las plantas acuáticas de uso humano de los lagos del Valle de México: *Scirpus spp.*, *Aganippea bellidiflora*, *Berula erecta*, *Bidens aurea*, *Cyperus esculentus*, *Phragmites communis*, *Hydrocotyle ranunculoides*, *Juncus sp.*, *Jussiaea repens*, *Lilaeopsis sp.*, *Limnobium laevigatum*, *Ludwigia palustris*, *Mimulus glabratus*, *Nasturtium palustre*, *Nymphaea flavo-virens*, *Phragmites communis*, *Pistia stratiotes*, *Polygonum amphibium*, *Polygonum hydropiperoides*, *Ranunculus dichotomus*, *Sagittaria macrophylla*, *Typha angustifolia*, *T. latifolia*, y plantas pertenecientes a las familias Alismataceae, Araceae, Asteraceae, Cruciferae, Cyperaceae, Poaceae, Hydrocharitaceae, Juncaceae, Nymphaeaceae, Onagraceae, Polygonaceae, Ranunculaceae, Scrophulariaceae, Typhaceae y Umbelliferae.

6.2. VEGETACION SECUNDARIA

Ubicación:

En todo el gradiente altitudinal.

Distribución:

Restringida o bien no determinada. El bosque de *Alnus firmifolia* sólo se presenta en localidades aisladas. El matorral de *Baccharis conferta* prospera tanto en medio del bosque

de *Abies* como en los de *Pinus* y a veces en los de *Quercus*. Los bosques de *Bursera cuneata* se desarrollan en localidades aisladas y con exposición sur en la Sierra de Guadalupe. También se encuentran vestigios de bosque de *Ipomoea murucoides* en otros sitios de la misma Sierra. Los pastizales secundarios forman manchones en las partes altitudinales bajas de la Cuenca, siendo el más amplio el que se encuentra en la orilla oriental del lago de Zumpango. Las comunidades de plantas arvenses y ruderales ocupan un espacio considerable en los cultivos agrícolas o bien en los alrededores de las habitaciones humanas y orillas de los caminos.

Requerimiento ambiental:

Comunidades derivadas de la destrucción de la vegetación original debido a perturbación continua. El bosque de *Alnus firmifolia*, aparenta ser una etapa sucesional del establecimiento de bosque de *Abies religiosa*,

Composición:

La vegetación secundaria es un tipo de vegetación sin composición florística definida o aún no conocida. Sin embargo, cabe mencionar entre estas comunidades al bosque de *Alnus firmifolia*, al matorral de *Baccharis conferta*, a los matorrales con dominancia de especies de *Eupatorium*, de *Senecio* y de otros arbustos, a los bosques de *Bursera cuneata*, y al bosque de *Ipomoea murucoides*.

Hay pastizales secundarios, determinados así por encontrarse en localidades con intensa perturbación. Uno de ellos está dominado por *Buchloë dactyloides*, poácea que forma densas carpetas.

Además de los matorrales xerófilos enumerados existen algunos otros en su mayoría de origen secundario. Ocupan extensiones bastante reducidas; su dinámica, estructura y composición florística no se han estudiado todavía (Rzedowski y Rzedowski, 1979).

Las comunidades de plantas arvenses y ruderales suman más de 200 especies que prosperan como acompañantes en todos los tipos de vegetación.

6.3. ZONAS AGRICOLAS

Ubicación:

Alrededor de los 2300 m de altitud o a mayor altitud si es un valle fluvial

Distribución:

En la zona chinampera de Xochimilco, Tláhuac, Milpa Alta con sus respectivas redes de canales. También se llegaron a desarrollar (desaparecidas ahora por urbanización) en Tlalpan, Magdalena Contreras, Cuajimalpa, Villa Obregón, Azcapotzalco, Iztapalapa, Iztacalco y Gustavo A. Madero. En el Estado de México: Chalco, Texcoco, Cuautitlán, Tlalnepantla y Ecatepec y hacia el norte en los alrededores de Pachuca.

Requerimiento ambiental:

Preferentemente en las zonas aluviales, aunque la topografía de la Cuenca puede limitarlas. En general deben ser regiones con condiciones pluviométricas favorables o en valles fluviales.

Composición:

Hacia la parte norte de la Cuenca, se encuentran por lo general cultivos de temporal de maíz (*Zea mays*), alfalfa y cebada (para el ganado lechero), trigo, frijol, papa y hortalizas (Hernández-Xolocotzi, 1953).

En regiones de Xochimilco, Tláhuac y Mixquic en donde aún se puede sostener el sistema de chinampas, de acuerdo a Miranda-Arce (1980), Aceves-García (1966) y Bassols-Batalla (1966) consiste en: maíz (*Zea mays*) de carácter temporal, acelga (*Beta vulgaris*), apio (*Apium graveolens*), col (*Brassica aleracea*), cilantro (*Coriandrum sativum*), chile (*Capsicum annum*), jitomate (*Lycopersicon esculentum*), manzanilla (*Matricaria recutita*), estafiate (*Artemisia mexicana*), haba, chícharo y ejote y una gran variedad de flores. En regiones de piedemonte prosperan frutales de clima templado como: durazno, manzana, tejocote, membrillo, higo y aguacate.

7. POBLACIÓN HUMANA Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS EN LA CUENCA DE MÉXICO

La importancia de incluir el registro humano en el contexto de las investigaciones paleoambientales radica básicamente en la relación que se puede establecer entre el movimiento, redistribución y asentamiento de los grupos humanos de acuerdo a los recursos que el ambiente natural les ofrece. El acervo de esos recursos aprovechados será a la vez reflejo del ambiente en el que se desenvuelve determinada cultura humana.

Cuando el factor humano está presente en estudios de paleoambientes, como tal es el caso en el Cuaternario tardío, se debe definir y considerar su lugar y papel en el medio natural y en los sistemas generados por la interacción hombre-naturaleza.

7.1. LOS PRIMEROS POBLADORES

Se tiene idea del hombre primitivo de la Cuenca de México como de un cazador de mamutes a orillas de un gran lago. Y en realidad, esta idea está fundamentada en vestigios que se han descubierto repetidamente en diversos puntos de la Cuenca (eg. De Terra, 1946a, 1946b, 1947a, 1947b, 1948; Mirambell, 1972; Lorenzo, 1974b; Álvarez, 1986). Sin embargo, aunque se encuentra bastante evidencia de su ocupación por artefactos principalmente líticos utilizados para cacería (de animales ahora extintos), las fechas obtenidas no presentan referencias exactas. Simplemente para el arribo del hombre al continente americano se plantean serias dificultades; para su llegada a la Cuenca (que al parecer fue por pulsos intermitentes), el panorama no es mucho más alentador.

La evidencia con la que se cuenta de ocupación humana temprana en la Cuenca de México es la siguiente:

1. Mirambell (1967, 1986), instrumentos líticos correspondientes a ca. 24.0 a 21.7 ka A.P. en el sitio Tlapacoya (sur de la Cuenca).
2. De Terra (1946a, 1946b, 1947a, 1947b, 1948) y De Terra, *et al.* (1949), restos de osamenta humana correspondientes de ca. 12 a 11 ka A.P. en el sitio Tepexpan (centro de la Cuenca).
3. Niederberger (1976, 1987), artefactos preagrarios corresponden a ca. 7.0 ka en el sitio Zohapilco (sur de la Cuenca).

Durante la ocupación de la Cuenca debieron acontecer más o menos cronológicamente los siguientes hechos (Lorenzo, 1961): fin de la megafauna pleistocénica y la desaparición de los cazadores que de ella hicieron la base de su economía. Aumento de actividades recolectoras; inicio de la domesticación de ciertas plantas y la fabricación de instrumentos especializados para el desmonte y la siembra. Como consecuencia de lo anterior, aparición de la cerámica para el mejor aprovechamiento de los alimentos vegetales. En muchos casos esto implica la estructuración de poblados hijos.

Los materiales, objetos y organismos encontrados en los sitios arqueológicos indican que los primeros pobladores fueron estableciéndose en las orillas de los lagos de la Cuenca; su economía estaba basada en los animales que adaptados a la vida de pantano dependían de una vegetación riparia y subacuática abundante. Los mapas de asentamientos humanos de la Cuenca muestran una distribución de poblados de diferentes culturas siguiendo la línea de cota de los 2268 msnm. Ésta corresponde al embalse máximo que pudieron haber alcanzado los lagos (Flores-Díaz, 1965). Álvarez (1986) plantea, con base en estudios de fósiles de mamíferos en el sur de la Cuenca, un tiempo intermedio al intervalo de ca. 33.2 a 0.9 ka A.P. en el cual los animales de mayor tamaño se extinguieron o migraron a otras partes de América. Las fechas, otra vez, no ayudan mucho a establecer el paso de cazadores de megafauna al de recolectores. Lorenzo (1961) relaciona este periodo de transición, de acuerdo a los estudios paleoambientales de la época, con un cambio climático (ca. 7.5 a 4.0 ka A.P.) hacia una sequía (aunque no se descartan motivos culturales). Esta sequía pudo haber provocado el fin de una flora y una fauna sobre la que se centraba una economía básica. Si la nueva biota era ajena a sus costumbres y conocimientos, había una transformación cultural. Así, un cambio climático puede ser considerado el incentivo y condicionante hacia una nueva, o al menos una especialización alternativa a los recursos que ofrece el nuevo ambiente.

Las nuevas culturas seminómadas o móviles (producto de la extinción de la megafauna o de inmigraciones por el norte de la Cuenca) subsistían de recursos silvestres (plantas y animales) que aprovechaban de una amplia variedad de pequeños nichos ecológicos dentro de un patrón estacional. Las variaciones que se podían dar en el microambiente (dadas a su vez por variaciones climáticas) ya no provocaron cambios drásticos, al menos por el tipo de recursos obtenidos, en la economía básica de los grupos humanos. Ni siquiera la adquisición de la práctica de la agricultura (la cual provoca el asentamiento los pueblos), que al parecer no fue rápida ni el único recurso explotable en las culturas prehispánicas (Coe y Flannery, 1964), fue un reflejo directo de las condiciones ambientales de la Cuenca.

7.2. CULTURAS PREHISPÁNICAS

7.2.1. HISTORIA DE LOS ASENTAMIENTOS

1. La población humana parece estar concentrada hacia la parte sur de la Cuenca, en los lindes con los lagos de Chalco y Xochimilco, en sitios como Zohapilco y Tlapacoya (Niederberger, 1976, 1979; Lorenzo, en: Mirambell, 1991). La agricultura se establece formalmente ca. 4.5 a 4.0 ka A.P.. Sin embargo, los recursos lacustres siguen siendo aprovechados (Formativo).
2. Las poblaciones se extendieron hacia tierras más altas o se establecieron nuevos asentamientos como al este del Lago de Texcoco o en la región de Cuiculco (ca. 2.7 a 2.4 ka A.P.), (Formativo).
3. Hacia ca. 2.4 a 2.1 ka A.P. se establece, en el centro de la Cuenca, Teotihuacan; éste es característicamente desarrollado tecnológicamente y socialmente (Parsons, 1976), (Formativo al Clásico).
4. Abandono de la ciudad de Cuiculco ca. 2.1 ka A.P.. Aún no se ha podido determinar si salieron previamente o como consecuencia del derrame del Xitle (Formativo).
5. Abandono de la ciudad de Teotihuacán ca. 1.2 ka A.P.. No se conoce la causa, pero autores como Lorenzo (1968), García (1974) y McClung (1998) sugieren que hay evidencia de cambios hacia un clima más seco (Clásico).
6. Establecimiento de la ciudad de Tula, al norte de la Cuenca de México ca. 1.1 ka A.P. Constituyó un gran imperio pero también fue abandonada hacia ca. 0.9 ka A.P. (Post-Clásico).
7. Florecimiento de las culturas de Texcoco y Atzacapotzalco ca. 0.8 a 0.5 ka A.P. (Post-Clásico).
8. Establecimiento (1325 d.C.) y florecimiento de la ciudad de Tenochtitlán ca. 0.7 a 0.5 ka A.P. en el centro del Lago de México.
9. A la llegada de los conquistadores españoles, la Cuenca de México se encontraba densamente poblada (Niederberger, 1987):
 - En la región meridional: Chalco, Ayotzingo, Mixquic, Cuitláhuac, Xochimilco, Tlapacoya, Atenco, Cuauhtzinco, Cuauhtetelco, Xico, Tezompa y Tecomiltl.

- En la región central: Coyoacán, Tenochtitlan, Tacuba (Tlacopán), Tacubaya, Texcoco, Azcapotzalco e Iztacalco.
- En la región septentrional: Tequixquiac, Citlaltepec, Xaltocan, Cuauhtitlán, Ehecatepec, Zumpango, Tehuilooyacán, Acalhuacán y Tultitlán.

7.2.2. TRABAJOS HIDRÁULICOS PREHISPÁNICOS

El establecimiento de los grupos humanos a orillas de los lagos y la oportunidad de obtener recursos de ellos, favoreció el desarrollo de obras que optimizaran su uso. Al occidente de la subcuenca de Chalco se desarrolló el primer sistema de acuacultura. Las zonas pantanosas fueron transformadas en áreas cultivables separadas por acequias navegables, creando islotes artificiales de fango, carrizos y tierra flotando en un sistema de canales: las *chinampas* (Bellia *et al.*, 1992). Las chinampas proliferaron en los lagos del sur de la Cuenca (Chalco, Xochimilco), en Tenochtitlán (Lago de México) y hasta en Texcoco (que se mencionará con más detalle en un apartado posterior). Aunque éstas inicialmente tenían fines agrícolas, algunas chinampas se utilizaron para extender la población sobre la superficie del lago. Este sistema de chinampas dio origen a su vez a un complejo sistema hidráulico que permitió a los pobladores regular el nivel de las aguas dentro del lago. Así, se construyeron diques entre lagos y ciudades, que estratégicamente protegían tanto sus cultivos como su poderío militar. La conquista de las aguas se amplió con la creación de todo un sistema de irrigación y de control de ríos en las zonas de piedemonte para la agricultura (Niederberger, 1987).

Los acuerdos entre los pueblos y el avance de las técnicas permitieron una planeación conjunta de aprovechamiento del recurso hídrico. Tal es el caso de la separación del agua dulce de la salobre del área de Texcoco por medio del bordo de Netzahualcóyotl, la primera gran obra hidráulica de la Cuenca. También resultó una verdadera obra de ingeniería la construcción del albardón que iba del Cerro de la Estrella al Peñón de los Baños. Las fuentes de abastecimiento de agua para uso urbano de Tenochtitlán fueron manantiales de la zona oeste, noroeste y sur de la Cuenca, por medio de acueductos (Bellia *et al.*, 1992).

7.2.3. OBTENCION DE RECURSOS

De acuerdo a los estudios arqueológicos realizados en la Cuenca de México, la riqueza ambiental que ésta seguramente contuvo fue uno de los factores principales para la gran concentración de grupos humanos.

Los recursos de la Cuenca de México, como son los lagos, planicies aluviales y zonas boscosas, permitieron una economía más o menos sedentaria a los primeros pobladores aprovechando su ambiente al máximo (Serra-Puche, 1988). Por evidencias presentadas por Niederberger (1979), eran aprovechados peces, anfibios y aves de los lagos; en el bosque se practicaba la caza y la recolecta y en las planicies se llegó a establecer la agricultura (además del complejo desarrollo del sistema de chinampas).

Los conjuntos humanos quedaron representados por las actividades que realizaron en su medio ambiente. En el caso de la Cuenca de México, además de la actividad agrícola, el medio lacustre tenía una importancia sustancial en la economía (Serra, 1988). Si la agricultura llegaba a ser imposible, se utilizaban los recursos que el medio inmediato ofrecía (e.g. pesca, recolección de productos acuáticos).

La adquisición de los cultígenos fue posterior a la economía base recolectora. Lorenzo (1977) comenta que desde la etapa en que el producto se obtiene de los granos caídos o de las raíces, bulbos, rizomas o tubérculos (que sufrían una regeneración natural) hasta la separación y conservación de esas partes para plantarlas, debió haber pasado mucho tiempo y más aún desde que esta actividad se asentó con el conocimiento preciso del sitio y de la estación en la que debía hacerse. La agricultura no fue el principal sistema de producción y fue avanzando conforme a la especialización de oficios y a la división social, de acuerdo a las relaciones entre los pueblos de la región.

La cultura del agua incluyó un amplio uso etnobotánico. Los enormes vegetales de la orilla de los lagos se utilizaron para la construcción de viviendas y de chinampas, como agentes de fertilización, medicinales, combustible y para la fabricación de utensilios. La fauna lacustre también cobró importancia en la alimentación de los pobladores. Se consumía una gran variedad de pescados, ranas y especialmente el ajolote (*axólotl*), serpientes de agua, tortugas de las aguas dulces (*ayotl*), pequeños crustáceos (*acocil*), larvas de libélulas (*aneneztli*), huevo de hemíptero acuático (*ahuautli*), larvas de coleópteros (*ocuiliztac*), así como una amplia variedad de aves acuáticas (en su mayoría patos,

pelícanos, garzas y grullas). También se incluye como recurso la caza eventual de mamíferos de bosque o de planicies como el ciervo (*mazatl*), pecarí (*coyámetl*), marsupial *opossum* (*tlacuache*), varias especies de conejo (*tochtli*), puma, lince y ocelote (*ocelotl*), coyote (*coyotl*), prociónido (*cacomiztli*) y zorrillos (*tlalcoyotl*), por mencionar sólo algunos (Niederberger, 1987).

7.3. HISTORIA RECIENTE

La Cuenca de México, durante la época prehispánica, fue sede de los más poderosos sistemas de gobierno de las culturas Mesoamericanas. Aún con la llegada de los conquistadores españoles, el centro de poder permaneció en el mismo territorio. Con la destrucción de la cultura de los pobladores originales, que incluía el sistema de obras hidráulicas y el aprovechamiento del resto de los recursos de los lagos y zonas aledañas, el modelo de *ambiente* se modificó de acuerdo y a beneficio de la cultura europea. Con la toma de la ciudad de Tenochtitlán en 1521 y la decisión de establecer en el mismo punto la principal ciudad de la Nueva España, se inicia la historia del desecamiento artificial de la Cuenca de México. Durante el virreinato de la Nueva España y aún durante y después del movimiento de Independencia, continuó este mismo esquema que se reafirmó con la creación el Distrito Federal en 1824 (centro de los poderes de la Federación de Estados). Durante la Revolución Mexicana, la Ciudad de México se define también como centro de desarrollo; esto trae como obvia consecuencia una expansión urbana acelerada. El resto es bien conocido; la problemática relacionada con el manejo del agua, crecimiento poblacional, el establecimiento de la fuerza industrial y comercial, el rezago o ausencia de programas de planeación urbana y el centralismo político, por mencionar sólo algunos factores (Bellia *et al.*, 1992).

B. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE TEXCOCO

1. CONTORNO NATURAL

1.1. FISIOGRAFÍA Y CLIMA

El área de Texcoco se ubica aproximadamente entre los 98°50' y los 99°05' de longitud W y entre los 19°22' y los 19°40' de latitud N, dentro de la Cuenca de México. Ocupa la porción más baja y central de la misma, a los 2236 m de altitud, constituyendo el llamado Vaso de Texcoco, que es el más vasto depósito de agua de todos los que se asientan en la Cuenca. Ocupa el noreste de la actual Ciudad de México y carece de límites fisiográficos fijos. Por esta causa, las estimaciones de la superficie que llegó a ocupar el antiguo Lago varían desde las 14500 hasta 27000 hectáreas. La región es de figura irregular con una mayor dimensión lineal de norte a sur. Para el año de 1521, se relata que constituía parte de una extensión lacustre continua; sus riberas llegaban por el occidente hasta los poblados de Tlalnepantla, Atzacapotzalco, Tacuba, Tacubaya y Mixcoac y sus aguas se mezclaban con las del lago de México. En esta región también se incluyen una serie de pequeños valles que se abren en el piedemonte paralelo a la orilla del Lago. Estos valles se estrechan a medida que van ganando altura hasta convertirse en cañadas estrechas. Hay otra serie de valles aún más reducidos y de mayor altitud entre la cadena montañosa y la sierra alta (Gama 1920; Batalla-Rodríguez, 1945; Vizcaíno, 1949; Rzedowski, 1957; Palerm y Wolf, 1961; DDF, 1975; CETENAL, 1981, 1985; INEGI, 1990, 1995).

(Figura 7)

El clima de la región del ex-Lago de Texcoco corresponde al de la parte baja de la Cuenca de México, BS₁ (seco estepario) en transición hacia la parte más meridional y alta a Cw (templado subhúmedo con lluvias en verano). La temperatura media anual es de 14° C con pequeñas fluctuaciones anuales y fuertes fluctuaciones diurnas. Los valores más altos se presentan de marzo a junio (25 a 30° C); después la temperatura desciende paulatinamente hasta enero donde se alcanzan los valores mínimos (7° C) que rara vez bajan de los 0°C. La precipitación media anual es de 570 a 600 mm, de los cuales el 90% corresponde a los meses de mayo a octubre; presenta una elevada tasa de evaporación

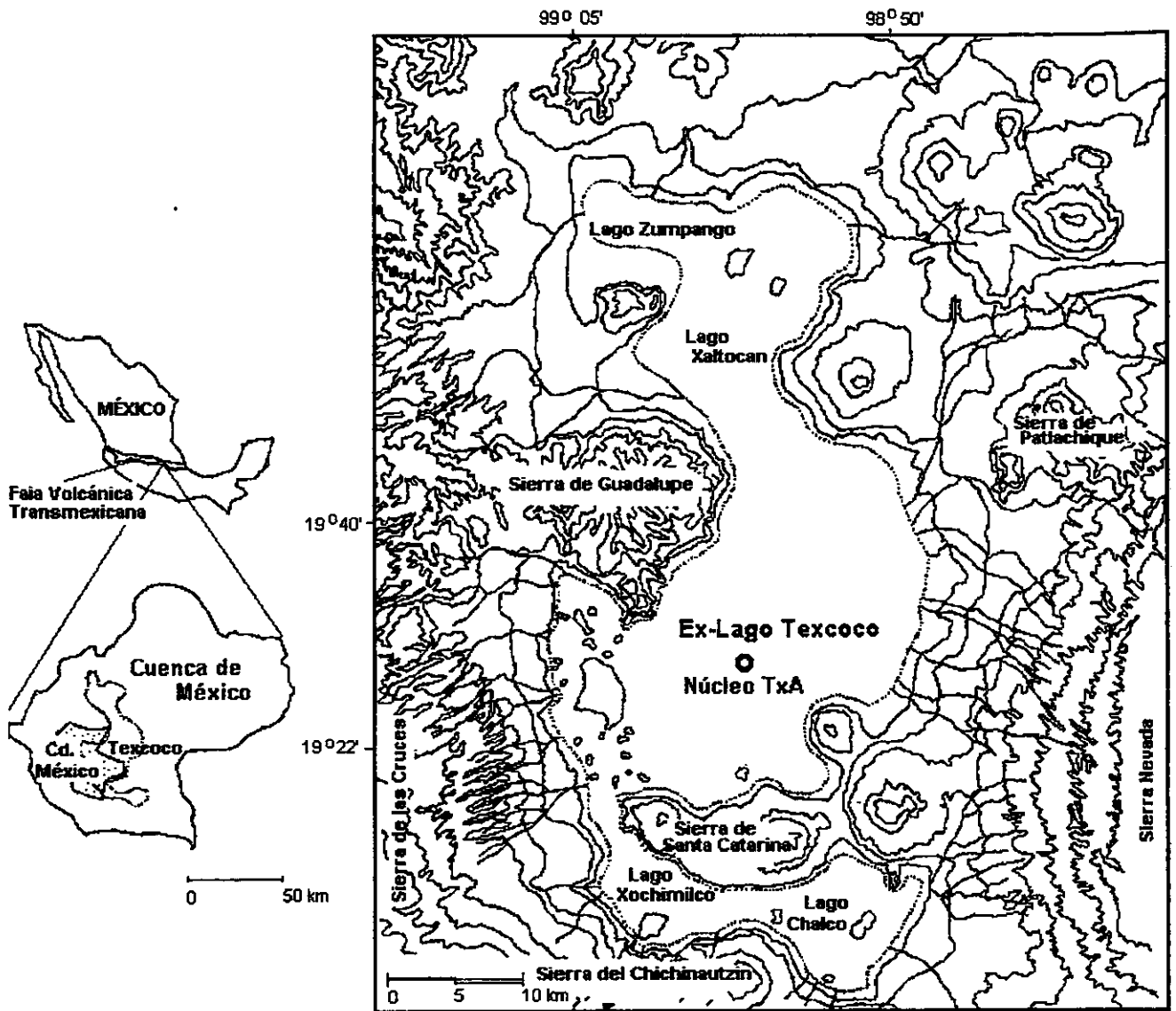


Figura 7. Mapa de relieve topográfico de la región de Texcoco, Cuenca de México.

anual (1800 a 2000 mm) y la humedad atmosférica es media. Así, domina el clima de la región de Texcoco septentrional, con condiciones de sequía y de heladas, acentuadas por la sombra pluvial creada por las grandes sierras y por la proximidad a la Sierra Nevada, interponiéndose en el camino de las lluvias provenientes del Golfo de México (Rzedowski, 1957; Paierm y Wolf, 1961; Tirado y Echegaray, 1970; Cruickshank, 1995).

1.2. SEDIMENTOS LACUSTRES

El fondo del Lago de Texcoco está asentado sobre una gran depresión, creada por tectonismo. De acuerdo al análisis del pozo Texcoco-1 perforado en 1968, cuyo barreno atravesó 2065 m, se demostró la existencia de secciones desde el Terciario hasta el Cuaternario por medio de estudios de palinoestratigrafía (Martínez-Hernández y Lozano-García, 1996). Con éste se representó una de las mayores acumulaciones de sedimentos en la Cuenca de México (Marsal y Graue, 1969; DDF, 1975; Elías-Herrera, 1993; Martínez-Hernández y Lozano-García, 1996).

Las secciones más superficiales mostraron arcillas, arenas, y limos con interestratificaciones de tobas de grano fino y lapillicas. Hacia la base de este intervalo, se encontraron arcillas, margas y calizas lacustres; esto indicaría un tiempo de depósito aluvial y piroclástico entre el Plioceno y el Pleistoceno. A partir de estas secciones, se atravesó un potente espesor de arcillas, arenas y gravas con horizontes de ceniza y pómez con derrames basálticos interestratificados, así como horizontes de marga y caliza lacustres. La aparición de basalto sobre arcilla lacustre permite afirmar que derrames lávicos han ocurrido hasta en épocas en las que el Lago de Texcoco hubo alcanzado elevaciones considerables (Castillo, 1978; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Elías-Herrera, 1993).

Todos estos sedimentos lacustres cubren densos depósitos de arenas y gravas que parecen ser una continuación de los sedimentos que forman un complejo sistema de acuitardos. Estos sedimentos consisten de arcilla con intercalaciones de material clástico cementado (conocidos como las "*capas duras*"). Tales unidades forman los acuíferos de los que también son extraídas las sales (Rudolph *et al.*, 1989).

Así, de manera general se encuentra que la zona del Lago de Texcoco está compuesta por un *manto superficial duro* arcilloso; una secuencia de arcillas blandas y plásticas intercaladas con estratos delgados de arena, limos, material volcánico y fósil

(llamada *formación arcillosa superior FAS*); una *capa dura* de limo arenoso cementado de espesor variable; una *formación arcillosa inferior (FAI)* de espesor variable compuesto por secuencias delgadas de arcillas plásticas con elevado contenido de agua y finalmente los *depósitos profundos*, constituidos por limos compactos y arcillas menos plásticas que las superiores, interestratificados por capas de arena cementadas. De esta manera, se puede encontrar arcilla estratificada con limo y arena hasta grandes profundidades (Marsal y Graue, 1969; Castillo, 1978; Jaime, 1989).

Considerando la naturaleza de la base del ex-Lago de Texcoco, se retoman las investigaciones de las arcillas contenidas en éste que conforman el material sedimentario aluvial (Rzedowski, 1957; Rudolph *et al.*, 1989).

La capa superficial (que es la que concierne a la presente investigación) está representada por arcillas afectadas por secado. Los materiales están surcados por grietas generalmente infiltradas por suelos transportados por vientos. Las arcillas del lecho del Lago son de naturaleza volcánica, muy plásticas e impermeables, de color gris azulado que pasa a moreno cenizo al secarse. Dan una baja resistencia a la compresión y ofrecen la posibilidad de construcción de lagos sobre ellos y de la formación de vacíos que contienen y se rellenan también con agua (Batalla-Rodríguez, 1945; Cruickshank, 1995). Este sistema está compuesto por tres acuíferos continuos relativamente independientes. Los superficiales están siendo explotados para la extracción de minerales industriales y el acuífero más profundo, que contiene agua más potable, es utilizado para abastecer a la Ciudad de México (Rudolph *et al.*, 1989).

Las condiciones ambientales *superficiales* de esta parte baja de la Cuenca de México, como la falta de drenaje y la fuerte evaporación, provocaban que se depositaran tanto materiales en suspensión como sales solubles. Además, es característico al tipo de material de depósito del lecho del lago, el presentar movimientos verticales de sales, cíclicamente anuales. Este fenómeno, acentuado en regiones áridas y semiáridas, consiste en que durante la época seca las sales de los depósitos de agua alcalina son arrastradas hacia la superficie por el agua que se evapora atravesando por los puntos desprovistos de capa impermeable que en general las recubre; a menudo llegan a formar una costra blanca de material cristalizado en la superficie del Lago. En la época de lluvias estas sales se disuelven y sumergen temporalmente a niveles más profundos. El depósito de aguas

alcalinas profundas se concentra y cambia en su composición (Batalla-Rodríguez, 1945; Rzedowski, 1957).

Si el lecho del Lago queda expuesto temporal o estacionalmente, por su naturaleza arcillosa e impermeable, se forma una masa gelatinosa que al secarse se agrieta. Esto da lugar a un incipiente suelo alcalino de características especiales. En el caso del Lago de Texcoco la capa arcillosa forma un horizonte de espesor considerable y por encima de él existe algunas veces un suelo de pocos centímetros de grosor, constituido por migajón arcilloso y una capa de sales llamada comunmente tequesquite (Batalla-Rodríguez, 1945; Rzedowski, 1957).

El agua que se llegaba a acumular en el Vaso de Texcoco, al menos en la primera mitad del siglo XX, era turbia y despedía el olor propio de las ciénegas y pantanos; era salada y tequesquitosa y tenía una reacción fuertemente alcalina. Su temperatura era de 20°C aún cuando la de la atmósfera fuera de 15°C y tenía una densidad es de 1.8. La elevada cantidad de carbonatos era la causante de que el pH alcanzara valores hasta de 10 y 11. Esta alta concentración de hidroxiliones impide casi por completo la vida de microorganismos en el suelo y la cantidad de humus es insignificante (Batalla-Rodríguez, 1945; Rzedowski, 1957).

El estudio realizado por Tirado y Echegaray (1970) en Texcoco, constató que las sales solubles en altas concentraciones (pH varía de 7.6 a 10.6) afectan los procesos de fertilidad del suelo por la reducida actividad microbiológica. No se encontraron microorganismos reductores de sulfatos y los procesos estuvieron influenciados por el bajo contenido de materia orgánica y nitrógeno total del suelo. Las cantidades de actinomicetos y hongos aumentan conforme los perfiles se toman más *terrestres* y de acuerdo a la cantidad de materia orgánica en los suelos.

Muchas de las características especiales del sustrato del lecho del Lago de Texcoco estuvieron dadas por la composición química del agua en el momento de sedimentarse las cenizas volcánicas, así como por la alternancia de periodos secos y húmedos que ocurrieron durante el proceso de sedimentación (Marsal y Graue, 1969).

Esta compleja depositación ha dado características específicas a la región de Texcoco, cuyo funcionamiento e interrelaciones entre su estructura fisicoquímica y el medio, se encuentran aún en debate. Aquí nos enfrentamos con una de las principales dificultades para la integración del registro de palinomorfos, ya que se deberá considerar que su conservación ha sido consecuencia de condiciones muy particulares.

1.3. EL SISTEMA HIDROLÓGICO

De los cinco lagos que forman el sistema lacustre de la Cuenca, el Lago de Texcoco estuvo localizado en la parte más baja y recibió drenaje de los otros lagos actuando como un regulador natural (Vizcaíno, 1949). El principal volumen de agua que contenía estaba dado por precipitación pluvial. El cuerpo de agua captado se consumía por evaporación durante los meses de estiaje. Las demás aportaciones al Lago de Texcoco provenían de ríos que escurrían sobre zonas impermeables, arrastrando materiales sólidos. Este lago reguló los caudales de los ríos San Juan Teotihuacan, Papalotla, Xalapango, Coxcacoco, Texcoco, Chapingo, San Bernardino, Santa Mónica, Coatepec, San Francisco, de la Compañía, Churubusco, Amecameca y parte de algunos ríos al poniente de la Cuenca (DDF, 1975; Castillo, 1978). En tiempos de sequía, al no recibir el agua pluvial ni la que escurría de las sierras, este Lago bajaba su nivel. Era entonces cuando el agua dulce de los lagos vecinos, proveniente de los manantiales, invadía esta zona. Por el contrario, en épocas de lluvia subía el nivel del agua del Lago de Texcoco e invadía la zona de agua dulce (Lugo y Palomino, 1996). Palerm (1973) propone que las aguas de los Lagos Xochimilco-Chalco y Texcoco-México estaban comunicadas entre sí por un estrecho natural entre el Cerro de la Estrella y Coyoacán. Posiblemente lo estuvieron también por una zona baja, pantanosa, entre el Cerro de la Estrella y la Sierra de Santa Catarina, susceptible a ser inundada.

Debido a que el Lago no tuvo flujo de salida natural, de que estuvo sometido a una alta tasa de evaporación (fenómeno que provoca acumulación de sales en el fondo de cuencas hidrográficas cerradas) y a una movilización activa de los minerales alcalinos contenidas en los acuitardos, se concentraron aguas salinas en éste (Vizcaíno, 1949; Rudolph *et al.*, 1989).

Dentro del sistema hidrológico se incluye también a la red de acuitardos existentes en el subsuelo del área del lecho del Lago de Texcoco. Como se mencionó en el apartado anterior, están contenidos en diferentes niveles del depósito de la secuencia arcillosa. Los análisis químicos indican que el agua retenida en los poros de las arcillas lacustres superiores es fósil y probablemente de origen magmático. La extraída de los acuíferos más profundos, que fluye por los estratos arenosos, es meteórica (y es más potable). Los

principales compuestos que se encuentran en el agua intersticial son: bicarbonato de sodio, carbonato sódico y cloruro de sodio (Marsal y Graue, 1969).

En cuanto al cuerpo agua que formó el Lago de Texcoco se sabe que es de naturaleza salobre y alcalina. El agua que lo compone sufre cambios constantes y muy acentuados; aunque se conoce el efecto de la estacionalidad y de otros factores propuestos, aún no se han determinado con seguridad las causas. Los minerales que contiene proceden de la erosión de materiales sólidos de las partes superiores de la Cuenca. Se supone que el carbonato de sodio, cuya presencia se debe a la concentración elevada de hidroxiliones, procede de la descomposición de rocas ricas en sodio, en este caso de las andesitas de homblenda, que son rocas ígneas muy abundantes en la región. Es posible que el sodio sea transportado en forma de bicarbonato y más tarde, por pérdida de anhídrido carbónico, se convierta en carbonato (Rzedowski, 1957).

Además a esta condición de aporte y a la estacionalidad y condiciones fisiográficas previamente expuestas, se agrega el aporte de sales por evaporación provenientes del agua de acuitardos. Este efecto complica aún más el entendimiento del origen salino del agua del lago. Se encontró por determinaciones de la concentración salina de bombeos en diferentes puntos del Lago que el contenido de carbonatos tiene una distribución diferencial en la región. La concentración de carbonatos y cloruros disminuye hacia el sur y al este del Lago, o sea, en la proximidad de zonas en que existían manantiales de agua dulce alimentados por precipitación pluvial (al pie de la Sierra de las Cruces y la Sierra Nevada). También hay evidencia de que había actividad hidrotermal importante. Lo anterior sugiere que las aguas del lago formaban una masa heterogénea de líquidos meteóricos y magmáticos, al tiempo que se depositaron nubes de ceniza volcánica. La evaporación más intensa al norte del valle, las corrientes térmicas y la difusión lenta entre los líquidos sugieren estas variaciones en los contenidos de sales (Marsal y Graue, 1969; Marsal, 1975).

Por otra parte, la extrema inestabilidad del nivel lacustre del Lago de Texcoco es de suma importancia en el contexto de estudios paleoambientales, para la flora y la fauna que lo ha habitado. De acuerdo a la topografía, es fácil suponer que probablemente el lago nunca fue muy profundo. Por registro histórico se observó que el volumen de agua se evaporaba rápidamente al agotarse las fuentes de alimentación en los primeros meses del año. Se secaba casi por completo, dejando al descubierto el fondo para volver a cubrirse

con una capa de agua cuya extensión y profundidad dependían del volumen de la precipitación.

En 1862, se instaló (en la Catedral Metropolitana de la Ciudad de México) un indicador de los niveles del agua en el Lago de Texcoco. En 1863 se señaló 0.583 m como la mayor profundidad observada en época de lluvia, suponiéndose que durante la época de secas la profundidad era mucho menor.

En 1891, se hacen mediciones de nivelación de la ciudad refiriéndolas al banco TICA (Tangente Inferior Comisión de Fomento). Así, durante el periodo 1803-1891, se concluye que el Lago de Texcoco había tenido un tirante máximo de agua de 1.6 m. De acuerdo a la Comisión Hidrográfica del Valle, de 1862 a 1877, la profundidad del Lago de Texcoco había oscilado entre 0.5 y 1.8 m (Gama, 1920; Batalla-Rodríguez, 1945; DDF, 1975).

De esta manera se puede concluir que en estado natural y con condiciones climáticas semejantes a las actuales, el Lago de Texcoco probablemente pudo haber tenido un tirante mínimo de 0.5 m y uno máximo de 1.8 m.

Existen otros índices reveladores de la antigua extensión del Lago de Texcoco. Se puede señalar la presencia de plantas halófitas en distintos puntos de la región, bastante alejados del lugar en el que se desarrollan actualmente (Batalla-Rodríguez, 1945) o evidencias, precisamente en sedimentos, de ocupación de vegetación palustre, acuática o ribereña.

1.4. DIVERSIDAD BIOLÓGICA

1.4.1. VEGETACIÓN

Para el área de Texcoco, se cuenta con los trabajos de vegetación de Batalla-Rodríguez (1945) y de Rzedowski (1957) quienes hicieron descripciones de las plantas que habitaron el Lago de Texcoco y las praderas que lo circundaron o que permanecían sumergidas durante determinada época del año. Se incluyó también a la vegetación de los márgenes del Lago, de las zanjas y canales derivados y de lomeríos o pequeñas sierras que lo circundan. Trabajos de vegetación más recientes, dada la intensa intervención

humana, han sido casi imposibles de realizar, pues únicamente se han encontrado remanentes aislados de lo que fue la vegetación original.

El estudio de la vegetación de estos lugares mostró características notables por las particulares adaptaciones de las plantas en relación con el medio en que viven. Por las condiciones extremas de esta área, es diagnóstica una escasez de especies, de individuos, de formas conspicuas, de estratificación y por lo tanto, de materia orgánica vegetal. Es la zona de la mayor concentración salina en la Cuenca y fue afectada por desecaciones e inundaciones periódicas. Las plantas halófitas dominan (adaptadas a desarrollarse en regiones salobres). Un gran número de ellas presentan estructuras suculentas, otras, como *Distichlis spicata*, eliminan sales mediante el proceso de gutación. Como el contenido en sales altera los procesos osmóticos inherentes a la nutrición, todas ellas reducen considerablemente su desarrollo en la época seca que también corresponde a la de mayor concentración salina en la capa superficial del suelo.

Hay especies vegetales que se desarrollan en condiciones diferentes que las anteriores (mucho menos abundantes que las halófitas) como las que viven en las orillas de las zanjas y en éstas, cerca de caminos, en campos cultivados y pastoreados y en algunos otros sitios. Una gran parte de estas plantas está constituida por especies ruderales, que además de adaptarse a hábitats antropógenos se desarrollan también en lugares con abundantes sales. Así, las plantas acuáticas y las de las zanjas son consideradas hidrófitas, mientras que otras poseen características de xerófitas. En términos generales, la vegetación de los terrenos del Lago de Texcoco, se puede dividir como acuática y terrestre (Rzedowski, 1957):

1. VEGETACIÓN ACUÁTICA

Los sitios que aún sostienen vegetación acuática fanerogámica son algunos canales, zanjas y desembocaduras de arroyos y lugares cercanos a manantiales y pequeños contingentes lacustres que conservan agua durante todo el año. Son hábitats restringidos, que tienen afluencia más o menos constante de agua dulce o poco salobre. Las especies de este tipo de hábitat son: *Aganipea bellidiflora*, *Nymphaea sp.*, *Cyperus bourgaei*, *Potamogeton pectinatus*, *Eleocharis dombeyana*, *Hydrocotyle verticillata*, *Juncus balticus*, *Jussieua repens*, *Leersia hexandra*, *Polygonum hydropiperoides*, *Myriophyllum*

hippuroides, *Polygonum punctatum*, *Sagittaria macrophylla*, *Scirpus lacustris*, *Scirpus pungens*, *Typha latifolia*, *Azolla caroliniana*, *Eichhornia crassipes*, *Lemna minor*, *Ceratophyllum demersum*, *Lemna gibba*, *Lemna valdiviana*, *Wolffia columbiana*.

La vegetación flotante se constituyó por los géneros *Wolffia* y *Lemna*; también apiáceas de los géneros *Hydrocotyle* y *Eichornia*. Destacó por su abundancia *Azolla caroliniana*. En la orilla del lago, en las zanjas y canales se encontraban los árboles *Salix bonplandiana* y *Populus mexicana*. Esta vegetación acuática también estaba representada por asociaciones de *Jussieuia* alternando con otras de *Ranunculus* o de *Hydrocotyle*. Una de las típicas fue la de *Scirpus lacustris* que llegaba a medir hasta de 2 m de alto y que cubría extensiones grandes de canales cercanos al ex-Lago. Se llegó a observar en márgenes de zanjas asociaciones de *Urtica dioica* var. *angustifolia* y en el fondo *Hydrocotyle* y *Juncus* (Batalla-Rodríguez, 1945).

Las especies mencionadas son también características de la vegetación de las aguas dulces del Valle de México y ya que en la porción norte del Lago se encuentran varios manantiales de agua dulce, se llegó a desarrollar una vegetación muy típica en los charcos formados por éstos. Consistía de *Juncus balticus* (tulillo), que ocupaba orillas e islotes poco elevados y fondos poco profundos. Pocas especies, *Aster pauciflorus*, *Bacopa monnieri* y *Scirpus pungens*, convivían con el tulillo. En la proximidad inmediata de los manantiales y en el radio de varios metros se desarrollaron manchones muy densos de *Typha latifolia* y *Scirpus pungens* (Rzedowski, 1957).

La vegetación palustre es la que contó con mayor número de individuos. Se podía distinguir una asociación de porte extendido (de *Bacopa-Erigeron*) al borde de los márgenes del Lago y de las zanjas y canales. Otro tipo de vegetación palustre estaba constituido por plantas erguidas, con número variable de individuos y diversidad de familias. La formaron: *Rumex mexicana*, *R. maritimus*, *Aster exillis*, *Polygonum punctatum*, *P. lapathifolium*, *Urtica dioica* var. *angustifolia*, *Agrostis verticillata*, *Verbena litoralis*, *Bidens tetragona* (Batalla-Rodríguez, 1945).

2. VEGETACIÓN TERRESTRE

El gran vaso del lago de Texcoco, al ir reduciendo sus aguas, dejó al descubierto extensos terrenos que se revistieron de una vegetación halófito y que además quedaron

sujetos a una intensa acción erosiva (Batalla-Rodríguez, 1945). La vegetación de tierra firme que ocupa la superficie de lo que fue un lago (primero en vía de desaparición y ahora en parcial y artificial recuperación) quedó muy relacionada con el agua. Muchos de sus componentes siguieron siendo las mismas especies hidrófitas antes citadas. Esta vegetación ahora ocupa las llanuras del antiguo fondo y las orillas de canales y zanjas.

La vegetación de los llanos aluviales salobres es el zacahuistal, estepa o pradera salina de *Distichlis spicata* (Batalla-Rodríguez, 1945; Rzedowski, 1957). Antiguamente, este tipo de vegetación ocupaba sólo los márgenes salobres del lago (Ezcurra, 1995), pero hacia la actualidad, rodea en forma de un anillo a la porción central desértica del lecho del lago y es la primera colonizadora de los terrenos emergidos. Su avance hacia el centro del Lago está limitado generalmente por la alcalinidad elevada. Los elementos florísticos que lo acompañan, son mucho menos abundantes y en su mayor parte halófitos: *Suaeda nigra*, *Juncus balticus*, *Chenopodium mexicanum*, *Trianthema portulacastrum*, *Sesuvium portulacastrum*, *Atriplex muricata*, *Heliotropium curassavicum*, *Sporobolus argutus*, *Hordeum jubatum*, *Xanthocephalum humile*.

En este tipo de comunidad, se distinguen dos facies: la primera se caracteriza por estar constituida por *Distichlis spicata* (zacahuistle) y *Suaeda nigra* (romerillo); la segunda admite compañía de otras especies. El límite entre el zacahuistal y el área deshabitada es por lo general muy brusco. Es común observar en estos sitios la tendencia colonizadora de individuos de *Distichlis* que se extienden mediante rizomas hacia el terreno desertificado. La segunda facie se desarrolla sobre suelos más tolerantes, en donde las especies subordinadas cubren la superficie de manchones desnudos. Se han observado además en la comunidad, en escasa cantidad: *Ambrosia peruviana*, *Medicago denticulata*, *Arenaria bourgaei*, *Muhlenbergia tenuiflora*, *Atriplex linifolia*, *Nierembergia angustifolia*, *Bouteloua simplex*, *Petunia parviflora*, *Cyperus esculentus*, *Ranunculus donianus*, *Cyperus melanostachys*, *Sanvitalia procumbens*, *Euphorbia* sp., *Euphrosyne parthenifolia*, *Sonchus asper*, *Leptochloa dubia*, *Trifolium amabile*, *Lippia nodiflora*, *Xanthocephalum centauroides*, *Lythrum alatum* (Rzedowski, 1957).

Batalla-Rodríguez (1945) analiza las características de este tipo de comunidades vegetales y propone las siguientes asociaciones:

Asociación *Distichlis spicata*.

Con amplia distribución y abundancia *Distichlis spicata*, forma grupos densos tanto en las márgenes del lago como en las de las zanjas, en las praderas alternando con otras asociaciones. Contribuyen a sujetar las arenas (principalmente los arenales salobres) con sus rizomas especialmente adaptados a esta función. *Hordeum jubatum* es otra poácea con amplia distribución y forma con la anterior asociaciones densas. También se cita a *Sporobolus plumbeus* como característica de terrenos salobres.

Asociación *Atriplex-Sesuvium*.

Con las especies *Atriplex muricata*, *A. linifolia*, y *A. semibaccata*. Planta forrajera introducida y que actualmente se encuentra ampliamente distribuída. *Sesuvium portulacastrum* se encuentra abundantemente representada.

Asociación *Heliotropium curassavicum*.

Asociación típica de praderas salinas. *Chenopodium murale* y *Ch. mexicanum* enriquecen esta asociación.

Asociación *Suaeda*.

Suaeda diffusa constituye asociaciones más o menos puras o se asocia con otras halófitas como *Muhlenbergia plumbea*.

Tirado y Echegaray (1970), describen una pradera salina de *Distichlis spicata* y *Chenopodium mexicanus*.

En la vegetación de las orillas de canales, zanjas y otros pequeños depósitos de agua no puede distinguirse una comunidad vegetal definida. El área ya es muy restringida y el hábitat influído constantemente por actividades humanas. Existen algunas especies típicas y probablemente de dispersión natural, otras son malezas. Son propios de esta vegetación de borde, dos especies leñosas cuya espontaneidad puede ponerse en duda: *Salix bonplandiana* (ahuejote), principalmente del lado oriente del Lago y el arbusto *Baccharis glutinosa*, frecuente del lado poniente. Además, se han observado como propias de habitat: *Agrostis semiverticillata*, *Erigeron scaposus*, *Ambrosia peruviana*, *Juncus balticus*, *Aster exilis*, *Medicago denticulata*, *Atriplex muricata*, *Nasturtium mexicanum*, *Bacopa monnieri*, *Panicum repens*, *Beta vulgaris*, *Polygonum hydropiperoides*, *Bidens chrysanthemoides*, *Polygonum punctatum*, *Cyperus bourgaei*, *Polypogon elongatus*, *Cyperus esculentus*, *Polypogon monspeliensis*, *Cyperus melanostachys*, *Ranunculus cymbalaria*, *Distichlis spicata*, *Ranunculus dichotomus*, *Echinochloa rusgalli*, *Rumex*

maritimus, *E. crusgalli* var. *Zelayensis*, *Rumex mexicanus*, *Eleocharis dombeyana*, *Sagittaria macrophylla*, *Erigeron bonariensis* y *Urtica dioica*.

También los bordes de la vegetación del Lago están habitados por *Distichlis spicata*. Entre ella a veces se encuentran pequeños grupos de *Sphaeralcea angustifolia*, *Lobelia laxiflora* var. *angustifolia* y *Mirabilis jalapa*.

Como plantas propiamente terrestres Batalla-Rodríguez (1945) cita a *Polygonum* y distintos géneros de poáceas: *Setaria*, *Echinochloa*, *Agrostis*, entre otras.

La vegetación herbácea enlistada no cubría por completo el suelo ni siquiera en la época lluviosa y su densidad y riqueza florística iban disminuyendo a medida que se acercaba hacia la parte central del Lago.

Los cerros cercanos (cerros del Peñón, Peñón Viejo y Chimalhuacán) están rodeados por una gran extensión de terrenos arenosos aprovechados para cultivo. A medida que se asciende, se encuentra un piso parcial o totalmente cubierto por poáceas, como *Aristida* y *Bouteloa*, así como *Aplopappus*, *Loeselia coccinea*, *Notholaena* y *Salvia*. En la parte media domina *Notholaena* y destacan entre las formas cespitosas *Brogniartia* y *Astragalus*. En la parte media y alta del cerro se ve *Senecio praecox* y *Agave* cultivados. En las fisuras de las rocas se observan plantas que habitan campos abiertos y las rocas están cubiertas de musgos, crasuláceas (*Cotyledon*) y helechos como *Polypodium* y *Cheilanthes*. En las partes bajas con terrenos húmedos y salitrosos se cultiva maíz y magueyes y las partes libres se encuentran cubiertas por las poáceas *Bouteloua* y *Stipa*. Las formas arbustivas que se observan son el pirú (*Schinus*), y el mezquite (*Prosopis*). Las formas herbáceas están representadas por *Verbesina*, *Notholaena* y *Selaginella*, que es rupícola. En la parte más alta, entre las piedras de tezontle, hay pequeños grupos de gramíneas. A la sombra de los pirús viven representantes de *Chenopodium* y *Salvia* y ampliamente distribuidos se encuentran *Opuntia tunicata* y *O. pallida* (Batalla-Rodríguez, 1945).

3. VEGETACIÓN ANTROPÓGENA.

Es difícil distinguir lo nativo y lo espontáneo de lo introducido y lo artificial en la región de Texcoco. Muchas de las especies que se han acomodado en las comunidades características mencionadas, suelen considerarse malezas en otros sitios. Aparte de estos elementos hay otros cuya distribución en el terreno comprueba su procedencia y son

básicamente especies arbóreas introducidas, especies ruderales, arvenses y especies cultivadas.

Las especies arbóreas introducidas son *Alnus acuminata*, *Populus mexicana*, *Buddleia cordata*, *Populus alba*, *Casuarina equisetifolia*, *Schinus molle*, *Eucalyptus spp.* y *Tamarix juniperina*.

Las especies ruderales son *Amaranthus hybridus*, *Galinsoga parviflora*, *Argemone mexicana*, *Lepidium intermedium*, *Bidens pilosa*, *Malva parviflora*, *Brassica campestris*, *Nicotiana glauca*, *Buddleja sessiliflora*, *Physalis aequata*, *Chenopodium album*, *Raphanus raphanistrum*, *Chenopodium ambrosioides*, *Reseda luteola*, *Chloris virgata*, *Setaria geniculata*, *Conyza sophiaefolia*, *Sisymbrium irio*, *Cynodon dactylon*, *Solanum rostratum*, *Datura stramonium*, *Sphaeralcea angustifolia*, *Eleusine indica*, *Sporobolus atrovirens*, *Encelia mexicana*, *Sporobolus poiretii*, *Eragrostis limbata*, *Taraxacum officinale*, *Erodium cicutarium*, *Verbena carolina* y *Eruca sativa*.

Las formas ruderales y arvenses (que se observan como consecuencia de la actividad humana) las constituyen representantes de familias como las poáceas, asteráceas, leguminosas, crucíferas, euforbiáceas, malváceas y solanáceas. Así se observa en lugares abandonados cercanos a Texcoco grupos de *Malva parviflora*, *Rumex obtusifolius*, *Alternanthera achyrantha* y *Portulaca oleracea*, entre arbustos de *Mirabilis*, *Bidens* y *Solanum*. Es común *Taraxacum*, *Cynodon* y *Eragrostis*. Otra asociación es la constituida por *Urtica dioica var. angustifolia* a la orilla de las zanjas. En otros lugares cercanos a la habitación humana se encuentran *Alternanthera*, *Triantema*, *Malva*, *Sphaeralcea*, *Ambrosia*, *Piqueria*, *Verbesina*, *Parthenium*, *Erigeron* y *Aster*.

Las plantas arvenses constituyen los tipos de vegetación natural que suceden a la actuación agrícola del hombre e inician una nueva subserie. Está representado por *Melilotus indica*, *Malva parviflora*, *Verbena polystachya*, *Brassica campestris*, *Raphanus*, *Lepidium*, *Eruca sativa*, *Parthenium hysterophorus*, *Aster*, *Erigeron*, *Encelia* y *Bidens*.

Las especies citadas pueden encontrarse a lo largo de los caminos y canales. *Casuarina equisetifolia* y *Eucalyptus spp.* se plantaron en masa sobre suelos lavados (Batalla-Rodríguez, 1945).

Las plantas principalmente cultivadas son: *Zea mays* (maíz), *Triticum* (trigo), *Hordeum* (cebada), *Medicago* (alfalfa), *Avena* (avena), *Phaseolus* (frijol), *Capsicum* (chile), *Physalis* (tomate), *Lycopersicum* (jitomate), *Lactuca* (lechuga), *Cucurbita* (calabaza),

Amaranthus (amaranto), *Brassica* (flor de nabo) *Beta* (betabel) y *Helianthus* (maíz de Texas). Se encuentran plantas ornamentales como *Solanum* (gloria), *Bougainvillea* (buganvilea), *Callistephus* (margaritas), *Dianthus* (claveles), *Begonia*, *Xanthosoma* (hoja elegante), así como *Cupressus* (ciprés), *Ligustrum* (trueno) y *Casuarina* (casuarina).

1.4.2. FAUNA

Las poblaciones de animales se distribuyen de acuerdo a una intrínseca dinámica con las comunidades vegetales. Para el caso de la Cuenca de México, y en particular en la región de Texcoco, la fauna ha sufrido transformaciones al paso de los últimos milenios y al parecer se ha colapsado por acción humana. Ceballos y Galindo (1984) identificaron una amplia lista de mamíferos silvestres de la Cuenca actual, que no concuerda al menos, con los hallazgos fósiles de grandes herbívoros; esto implica el análisis de las causas de la desaparición de estos mamíferos, si estuvieron dadas por presión natural o humana. Por este motivo y por la acelerada desaparición de los cuerpos de agua, ha resultado difícil la determinación de especies animales existentes en las distintas regiones. Para la región de Texcoco, además de algo de registro fósil, se cuenta con registro histórico o con estudios aislados de grupos de animales que tenían utilidad para los pobladores de esta área. Este registro de animales posteriormente podría tomar significado al relacionarlo con particulares evidencias del registro palinológico en la reconstrucción paleoambiental. De manera general, se presenta a continuación los grupos faunísticos representados en el área de Texcoco.

En una excavación en el ex-Lago de Texcoco, Flores-Díaz (1965), encontró ostracodos y pedazos de conchas de gasterópodos. Los caparazones de ostrácodos se presentan muy engrosados en su superficie interna y externa, debido a la precipitación de carbonato y bicarbonato de sodio. Los ostrácodos encontrados fueron *Limnocythere aff. reticulata*, *Limnocythere aff. verrucosa*, y *Candona sp.*. Comenta que los géneros y especies de ostrácodos determinados indican variaciones climáticas de humedad y sequía.

Para el grupo de peces, Soto-González (1953) obtuvo ejemplares en el Lago de Texcoco de *Algansea tincella* (juil), *Girardinichthys innominatus* (meplapique) y tres especies de *Chirostoma*: *C. jordani*, *C. regani* y *C. humboldtianum*.

Las aves acuáticas que se llegan a encontrar en el Vaso de Texcoco (Ezcurra, 1995) son en su mayoría migratorias (invernales). Se incluían 22 especies de patos, gansos y cisnes, 3 especies de pelícanos y cormoranes, 10 especies de garzas y cigueñas, 4 especies de macáes, 19 especies de chorlos y chichicuilotos y 9 especies de grullas, gallaretas y gallinetas de agua.

A este grupo de animales citados se puede añadir a los que, de acuerdo al registro histórico, eran producto de la caza y la recolección para la alimentación de los texcocanos (Lugo y Palomino, 1996): conejo – *tochtli* (*Sylvilagus audobonii*, *S. Floridanus*, *S. cunicularis*), liebre - *mahtochtli* (*Lepus californicus*, *L. callotis*), tlacuache - *tlacuachtli* (*Didelphis virginiana*), codorniz – *taltototl* (*Colinus virginianus*, *Callipepla squamara*), gusano blanco de maguey - *metzocuil* (*Aegiale hesperiaris*), gusano rojo de maguey - *chilmetzocuil* (*Comadia redtenbacheri*), escamol – *otzcuicuil* (*Leometopum apiculatum*, *L. occidentale*, *L. luctuosum*), chapulín - *chapollin* (*Sphenarium spp.*, *Melanoplus spp.*), jumil (*Euchistus spp.*, *Edessa petersii*), huevo de hemíptero – *ahuahutli* (*Krizousacorixa azteca*, Ancona, 1933) y cochinilla o grana del nopal (*Dactylopius coccus*).

2. CONTORNO INDUCIDO

2.1. ASENTAMIENTOS HUMANOS Y AMBIENTE

La región cultural de Texcoco (territorio de Acolhuacan) estaba delimitada al oeste por el Lago de Texcoco, al norte por los cerros Tezoyuca y las sierras de Tezontlaxtle y Patlachique; al oriente y sureste por las serranías de San Telmo, Tlamacas, Tlaloc, Telapón y Ocotepc y al sur por el Cerro de Chimalhuacán. El Lago era un magnífico medio de comunicación hacia Tenochtitlan y por tierra hacia Tlaxcala. El señorío Texcocano comprendía propiamente la parte septentrional de Acolhuacan y era una llanura de un ancho entre 5 y 10 km, ribereña al Lago de Texcoco (Palerm y Wolf, 1961).

El área de Texcoco, al ser una región sin cuerpo de agua dulce y sin corrientes de agua constantes, se convirtió en una zona de ocupación humana secundaria. Sin embargo, aunque se puede pensar que tenía un vacío ecológico, se fue rellenando progresivamente con grupos chichimecas. Los chichimecas no constituían una unidad étnica o lingüística y estaban en diversos grados de transculturación. Además, encontraron en la región grupos

sobrevivientes y ciudades-estados bien organizados de toltecas. Al instalarse en la región texcocana, los chichimecas establecieron con los toltecas una convivencia pacífica basada en la distribución de áreas ecológicas (Palerm y Wolf, 1961).

Los habitantes de la llanura ribereña podían utilizar los recursos del Lago de Texcoco, pescando, cazando aves, explotando la sal y otros productos; en los montes abundaban la caza y los recursos forestales. Poco a poco se fue combinando esta forma *aleatoria* de vida con una agricultura de no grandes posibilidades, pues la región de Texcoco careció de las condiciones naturales para un gran desarrollo agrícola. El agua del lago y el suelo inundado eran salitrosos. Ni el regadío mediante canales servía porque las corrientes de agua eran muy irregulares (y arrastraban gran cantidad de feldespatos sódicos y potásicos nocivos para la agricultura) y los valles muy accidentados; además, los manantiales principales estaban muy lejos de los terrenos propios para el cultivo. La zona meridional ofrecía mejores oportunidades para el desarrollo temprano de una agricultura por la mayor amplitud de sus valles y por su altura que los protegía del agua salitrosa; no obstante, para el regadío se requería una tecnología avanzada. En su momento, se resolvió la crisis a favor de la agricultura, hecho que convirtió al territorio texcocano en un centro de poder en el Valle. Se realiza un programa de trabajos hidráulicos que combinan los regadíos por medio de canales y las terrazas de cultivo. Así se conquistan los empinados valles para la agricultura y a la vez se intensifica la especialización artesanal y el comercio. Finalmente, los valles de piedemonte meridionales y la sierra alcanzaron importancia agrícola hasta el tardío desarrollo de los sistemas de riego y de terrazas (Palerm y Wolf, 1961).

La adaptación humana prehispánica a la región texcocana se puede interpretar en un proceso interrelacionado de aprovechamiento óptimo y especializado a los recursos inmediatos del medio (Charlton, 1973), de transculturación, de integración política, y de obras hidráulicas (Palerm y Wolf, 1961). La ocupación humana en la región texcocana se presenta en la siguiente secuencia (Parsons, 1969; Charlton, 1973; Serra-Puche, 1988):

La primera ocupación, durante el *Formativo Medio* (ca. 3 a 2.6 ka A.P.), se encuentra a los 2240 msnm, cerca de la orilla del lago, al pie del cerro Chimalhuacán. Aparecieron una serie de pequeños sitios en los pantanos, lejos de las tierras potencialmente cultivables. Estos sitios representan quizá residencias de gente especializada en la explotación de recursos lacustres y que aprovechaban pozos de poca profundidad. Constituyeron uno de los asentamientos aislados con significado sociopolítico.

Para el Formativo Tardío (ca. 2.4 a 2.2 ka A.P.) hay un gran crecimiento de la población (de aproximadamente 15000 personas) concentrada densamente en tres centros regionales y en una serie de aldeas. Éstas son sitios numerosos y de variados tipos, fundándose en lugares no ocupados con anterioridad, a lo largo de barrancas o corrientes y en el bajo y medio piedemonte. También hay extensión hacia cotas más bajas, lo que indicaría la caída del nivel del Lago. Para este periodo también se encuentra evidencia de explotación intensa y especializada de recursos lacustres.

Para el Formativo Terminal sigue la ocupación en cotas bajas del Lago y la ocupación de las cumbres de cerros bajos. Se distinguen cuatro principales zonas demográficas que podrían representar cuatro unidades políticas.

Para el Clásico Temprano y Tardío hay una terminación abrupta de las tendencias de crecimiento de la población y la ocupación de tierras desocupadas. Las zonas demográficas se dispersan y hay una concentración de ocupación entre los 2300 y 2500 msnm. Esta etapa coincide con el crecimiento de población y urbanismo de Teotihuacán.

En la etapa Tolteca temprana (ca. 1.3 ka A.P.) hay concentración de tres centros urbanos principales, restringidos a tierras más bajas a los 2350 msnm, en la zona meridional y septentrional de la Región Texcocana. Esto se relaciona con la decadencia y caída de Teotihuacán.

Para la Tolteca tardía (ca. 1.0 ka A.P.), hay un patrón de aldeas pequeñas y pueblos dispersos con una tendencia a fundar nuevas comunidades a lo largo de la orilla del Lago.

En el periodo Azteca temprano a tardío (después de los 0.8 ka A.P.) crecieron densamente las aldeas con excepción de las de la orilla del Lago. En la azteca temprana se desarrolló Huexotla y Coatlinchan. En la azteca tardía aparecen tres centros grandes: Texcoco, Chimalhuacán y Tepetlaoxtoc. Se reconoce el máximo florecimiento de la cultura texcocana que contó con grandes poblaciones en zonas más altas a los 2500 msnm y en las zonas más bajas a los 2300 msnm.

La etapa más intensa de cambios tuvo lugar durante el reinado de Nezahualcóyotl. Hubo una gran crisis reflejada de la inseguridad del cultivo de roza y de temporal, el agotamiento del suelo, de la erosión y el exceso relativo de población. De esta manera, se necesitó un mayor rendimiento de los cultivos en las chinampas, pero las condiciones salinas del agua y del sustrato del Lago de Texcoco lo dificultaban. Sin embargo, este fue un problema que los texcocanos solucionaron utilizando agua dulce para la lixiviación

(lavado) de las sales e incorporar nuevas superficies al cultivo. Establecieron dos tipos de chinampas: unas en los márgenes del Lago, de forma rectangular, flotantes en lugares poco profundos (*tzinanpayotl*); este tipo de chinampa es el que predominaba hacia el sur de la Cuenca. El otro tipo de chinampa (*telmilli*) que se desarrolló en Texcoco era rectangular con zanjas excavadas delimitando su perímetro. Las zanjas servían como drenaje en tiempos de lluvia y como reserva de humedad en los periodos de sequía (Lugo y Palomino, 1996).

Así, la crisis fue resuelta por el cambio a una agricultura intensiva de regadío y terrazas, por las chinampas de cultivo y habitación, y por las obras hidráulicas en Texcoco y Tenochtitlán. Aquí se puede plantear la posibilidad de la influencia de algún cambio climático en las crisis mencionadas.

2.2. SISTEMA HIDROLÓGICO INDUCIDO

El hombre, a voluntad y desde la época prehispánica, ha regulado el escurrimiento de la Cuenca de México mediante sistemas de presas, canales, desviaciones y túneles. Para los pobladores asentados alrededor de los lagos, el aporte periódico de agua salobre a las aguas dulces, ocasionaba daños en los cultivos e inundaciones en los pueblos y ciudades establecidos. Uno de los primeros reportes históricos que se tienen al respecto, en 1449, corresponden a la invasión de las aguas salobres del Lago de Texcoco a las aguas mucho menos saladas del lago que circundaba Tenochtitlán. El nivel del agua subió tanto que el rey Moctezuma de Tenochtitlán mandó llamar a al rey Nezahualcóyotl de Texcoco para que le ayudara a controlar tal inundación. Para solucionar el problema se acordó separar las aguas dulces de las saladas. Fue necesario realizar obras de ingeniería hidráulica, proyectadas y dirigidas por Nezahualcóyotl. Las fuentes sugieren que éste proyectó y diseñó la construcción de un dique con una longitud aproximada de 16 km y una anchura de 6 m. Se orientaba en dirección norte-sur probablemente de Atzacolco o del Tepeyac en Santa Clara hasta el Cerro de la Estrella en la Sierra de Santa Catarina. Ha sido llamado "Albarradón de Nezahualcóyotl", y ha sido motivo de investigaciones arqueológicas que precisen su trazo y técnica de construcción. También se habla de una amplia calzada que iba de este a oeste que dividía el mismo Lago México-Texcoco y de obras de defensa contra inundaciones en la orilla septentrional y en el recodo formado por

el Cerro de Chimalhuacán en el Lago de Texcoco. Las calzadas servían de caminos, con excepción del albaradón de Nezahualcóyotl, y algunas servían como diques o presas (Palerm, 1973; Lorenzo, 1974a; Lugo y Palomino, 1996).

También Nezahualcóyotl, diseñó y dirigió la obra de los acueductos que surtían de agua potable a la ciudad de Tenochtitlán, así como las reparaciones que fueron necesarias por las frecuentes inundaciones. Retomó los conocimientos del pueblo para la creación de las obras de ingeniería hidráulica para la irrigación del sistema de cultivo en terrazas, el cual formaba tres sistemas: el de Texcoco en la parte central, el de Coatlinchan en el sur y el de Teotihuacán en el norte (Lugo y Palomino, 1996).

El grado de conocimientos hidráulicos desarrollados por los pobladores fue sorprendente, ya que también hay registro de curiosas obras. Tal es el caso del acceso subterráneo por medio de canoas al palacio de Texcoco; la entrada en canoas desde el Lago salado a los estanques de agua dulce y huertas de Ixtapalapa; los estanques de agua dulce y salada para aves, en los que se podía renovar el agua periódicamente en Tenochtitlán; el acueducto doble de Chapultepec con el sistema de distribución de agua a los palacios, estanques y viviendas, y otros más que se describen con detalle en la obra de Palerm (1973).

Texcoco se surtía de agua potable mediante la perforación de pozos; el agua para riego era llevada a la ciudad por medio de canales y acequias. Posteriormente, para abastecer de agua a la ciudad, Nezahualcóyotl cambió el curso de varios ríos, muchas veces desde su nacimiento, para formar un solo cauce, distribuyendo el agua por medio de canales y acequias. La canalización de las aguas del manantial Atexoac (situado al oriente) llevaba agua a la ciudad. De hecho, el sistema de canales aumentaba su caudal mediante los manantiales que encontraban en su camino. En algunos lugares fue necesario construir acueductos para salvar desniveles importantes. Ninguna de las obras importantes se remonta a una antigüedad mayor a la del reinado de Nezahualcóyotl (Palerm y Wolf, 1961; Lugo y Palomino, 1996).

Para la época de la conquista, la historia hidrológica de la Cuenca de México se tomaría por un curso completamente diferente. Aunque para el abastecimiento de agua de la población se respetaron la mayor parte de los canales que siguieron sus viejos cursos y la explotación por medio de pozos superficiales, la política de asentamiento humano dio la pauta para sacar el agua de la Cuenca. Esta secuencia de desagüe se muestra en un apartado anterior.

A fines del siglo XIX, fue construido el Gran Canal de Desagüe y el Túnel de Tequixquiac para permitir la salida de las aguas del drenaje urbano que se reflejó específicamente en la región de Texcoco en el control de los niveles del Lago de Texcoco. Además provocó la disminución en extensión del Lago y el abatimiento en las elevaciones del nivel freático. En 1911 se inició el proyecto de desecación del Lago de Texcoco para fraccionar y cultivar sus terrenos. En 1917 y 1934 se experimentó bonificando la tierra. Estas obras se continuaron hasta 1947 cuando era una prioridad el combate de las tolveneras. Para este fin se urgió el cultivo de estas tierras aportándoles aguas dulces provenientes de otros puntos de la Cuenca, de las lluvias, de pozos profundos y de aguas negras provenientes del Gran Canal de Desagüe. Desde esas fechas se trató de recubrir los terrenos desecados con vegetación, particularmente en las porciones sur y oeste de la región. Para facilitar los lavados se estableció una red de canales, zanjas y caminos. Se introdujeron especies arbóreas exóticas y se propagaron artificialmente especies nativas (Vizcaíno, 1949; Rzedowski, 1957; DDF, 1975).

Con el paso de los años, el desarrollo de un gran centro de población pronto hizo sentir su influencia sobre el reservorio acuífero. Al abrir artificialmente la Cuenca, se redujo la dimensión de la superficie lacustre a menos de la mitad. El agua de la mayor parte de los vasos confluye a una instalación especial en el ex – Lago de Texcoco destinada a la concentración de sales para su utilización industrial y tiene la forma de un caracol (Rzedowski, 1957).

En 1965, el Ing. Nabor Carrillo planeó la retención de las aguas superficiales dentro de la Cuenca para fines de riego y para intercambiarlas por agua natural procedente de acuíferos localizados en la zona oriental aledaña a Texcoco, así como su rehabilitación ambiental (Marsal y Mazari, 1990). El excedente de aguas del Lago de Texcoco, se vierte al sistema general de desagüe de la Cuenca, el ahora Drenaje Profundo (DDF, 1975; Cruickshank, 1995).

Se estimó en 1991, que los cuerpos de agua naturales del Lago de Texcoco cubrían 70 km², los cuales comprenden cuerpos permanentes (15 km²) y cuerpos temporales o tierras anegadas (55 km²). Se han construido varios reservorios; el "Lago Churubusco" y el "Lago Regulación Horaria" fueron designados como reguladores. El Lago Nabor Carrillo es una reserva y regulador del afluente de la planta de tratamiento de aguas. La Laguna Xalapango retiene el drenaje del gasto de agua. El Lago Recreativo y el Lago Churubusco incrementan el almacenaje de agua del municipio de Texcoco. El Caracol funciona como un

evaporador solar (Alcocer y Williams, 1996). Por obras con el método de lavado, una zona de aproximadamente 25 km² se destina actualmente a la agricultura. Por otra parte, y como resultado del impacto de la ciudad, grandes áreas están siendo urbanizadas, o bien se encuentran ocupadas por industrias, el aeropuerto, y amplias vías de comunicación.

IV. MATERIALES Y MÉTODOS

1. LOCALIZACIÓN DEL SONDEO Y OBTENCIÓN DEL NÚCLEO

La elección del sitio de referencia paleoecológica para la obtención del núcleo constituye la base del estudio por análisis de polen y su respectivo control cronológico.

El interior de una cuenca es una área de referencia ideal, como fue previamente mencionado, en especial si ésta contiene lagos de cuyo lecho se pueda obtener un núcleo que otorgue una secuencia estratigráfica. Este sitio debe captar el material de los alrededores y del sitio mismo por lo que al hacer el análisis se contará con un gradiente de vegetación y por lo tanto del clima (Berglund, 1986a). Dentro de los puntos a considerar para la elección del sitio de muestreo se encuentran el transporte y preservación del polen, el tipo de sedimento y las dimensiones de la superficie del lago. Se deben considerar además, las áreas de donde provenga el sedimento y el polen para definir la superficie geográfica representada por los datos del análisis de los palinomorfos (Jacobson y Bradshaw, 1981).

El proyecto que sustenta el presente estudio está conformado por una serie de núcleos que se pretenden correlacionar estratigráficamente. La región de Texcoco fue elegida como punto central de la Cuenca de México, ya que, aunque en la actualidad no conserva un lago natural, se tiene registro histórico reciente de que fue uno de los principales cuerpos de agua de la cuenca.

De lo que fuera la superficie del lago de Texcoco, se eligió un sitio céntrico, accesible y con condiciones apropiadas para la extracción de un núcleo. Se sondeó aproximadamente en latitud N 19°30' y 99°00' longitud W, en las proximidades del Norte de la Sierra de Santa Catarina (ver Figura 7).

Para efectuar el sondeo se contrató a la compañía TGC Geotecnia. El núcleo se extrajo con un sistema de cono eléctrico, programable de acuerdo al tipo de estratificación a penetrar. Para estratos de mayor resistencia se utilizó un muestreador de tubo Shelby y para estratos blandos un muestreador de tipo TGC (aluminio). La perforación y extracción permitió un adecuado control de la profundidad, la cual se marcó para cada sección del

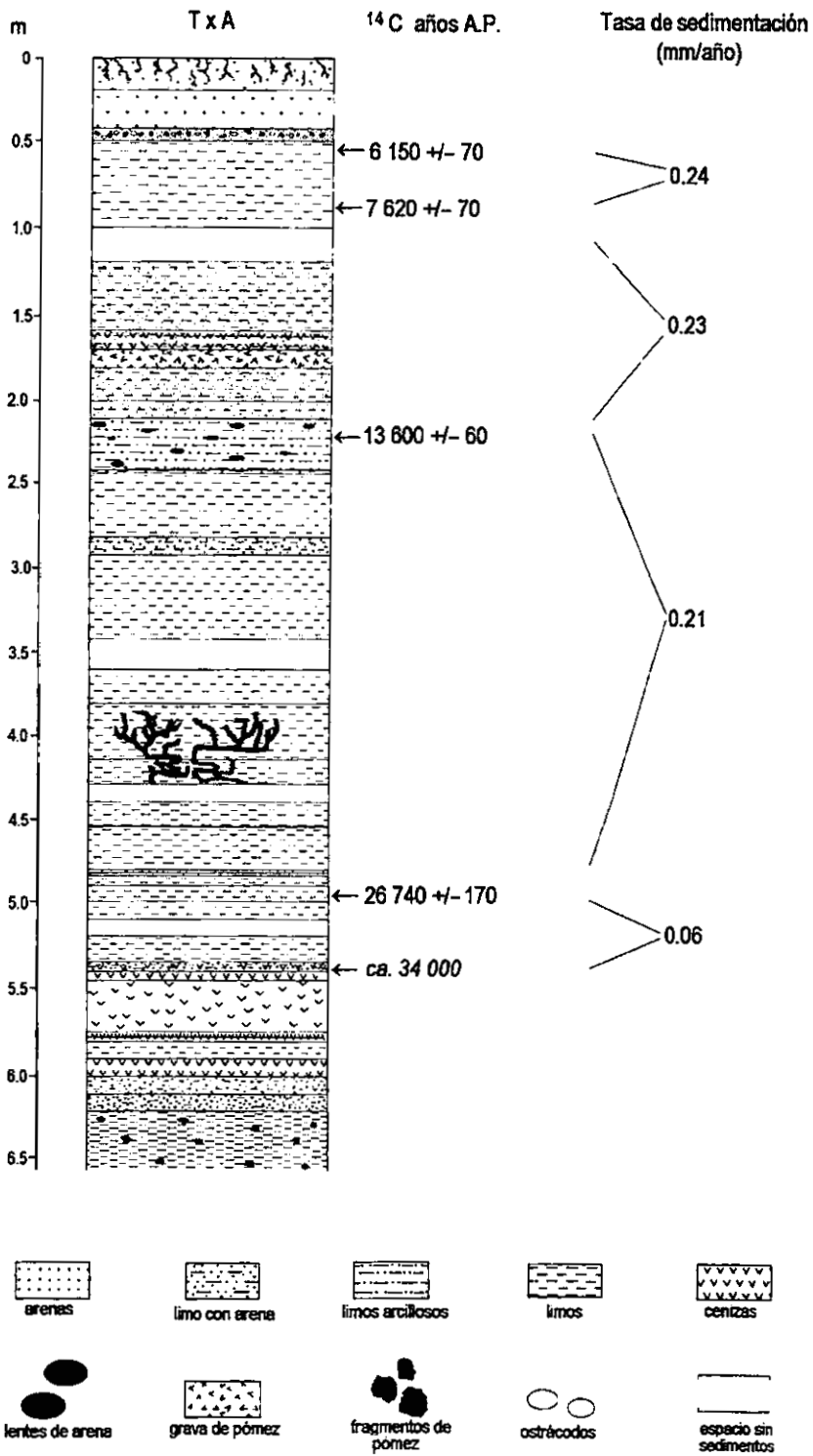


Figura 8. Columna estratigráfica del núcleo Texcoco A

núcleo. Se obtuvieron dos núcleos (Texcoco A y B) de aproximadamente 10 metros cada uno. El Texcoco A (TxA) es el que se analiza en el presente estudio.

Se protegieron los núcleos para su manejo y transporte; las secciones en tubos Shelby con manta de cielo, parafina y brea y las secciones de aluminio con tapas de plástico y cinta adhesiva.

En el espacio designado como *cámara de conservación y almacenamiento*, se extrajeron las secciones del núcleo con un émbolo. Los tubos se cortaron longitudinalmente por su parte media conservando las secciones del núcleo en los tubos Shelby originales y las secciones contenidas en tubos de aluminio se trasladaron a tubos PVC.

Una vez abiertos los tubos, se describió la litología incluyendo su color en húmedo y se señalaron los contenidos biológicos relevantes como ostrácodos, raicillas y macrorrestos vegetales carbonizados.

(Figura 8)

Ya descrito el núcleo, se seccionó cada 5 cm, obteniendo muestras de 1 cm de espesor extraídas con una espátula. Cada muestra fue controlada marcando la profundidad y el núcleo al que pertenecía. También cada una de éstas fue dividida en submuestras, colocándolas en pequeñas bolsas de plástico. Estas submuestras fueron asignadas para estudios de polen, de diatomeas, de medición de susceptibilidad magnética y para la aplicación de técnicas de calcinación.

2. TÉCNICA PARA ANÁLISIS PALINOLÓGICO

2.1. Elaboración de laminillas

Del núcleo TxA de 10.4 metros, se obtuvieron muestras 191 de sedimento a intervalos de 5 cm y se separaron para su tratamiento. Para iniciar la técnica de laboratorio, de cada una de las secuenciales submuestras separadas se pesaron 3 gramos o con un émbolo se tomó una medida de 2 ml de sedimento correspondientes aproximadamente a 1 cm³.

A partir de este volumen constante se procedió a la separación de los palinomorfos por técnicas de eliminación de minerales (Martínez-Hernández *et al.*, 1980; Moore *et al.*, 1991).

Cada una de las muestras medidas reposaron en Sigmaclin al 10% durante 24 horas con el fin de dispersar arcillas.

Se les incorporó una pastilla marcadora de carbonato de calcio (13,500 esporas de *Lycopodium clavatum* en cada pastilla) para posteriormente poder obtener valores absolutos de los conteos.

Para disolver la pastilla marcadora y para eliminar la abundancia de carbonato de calcio, que es frecuente en sedimentos de lagos, se agregó HCl al 10% y se incorporó a "baño María" previamente calentado a 70°C durante 10 minutos.

Se dejó reposar la muestra en HF durante 24 horas para disolver silicatos, asegurando contener las muestras en vasos de precipitados y tubos de centrifuga de polipropileno.

Se sometió el material a acetolización para eliminar la materia orgánica aún adherida en los granos de polen. El método de acetólisis establecido por Erdtman (1960), consiste en la remoción de celulosa por hidrólisis ácida, usando mezcla de anhídrido acético (CH₃CO)₂ y ácido sulfúrico H₂SO₄ concentrado en proporciones 9:1. Se agrega la mezcla acetolítica a las muestras y se instalan en un "baño María" previamente calentado a 70°C durante 10 minutos. Se deshidrata previa y posteriormente al proceso con ácido acético glacial.

Para neutralizar los ácidos húmicos que aún puedan quedar como residuos, se agregó KOH al 5% y se colocaron los tubos en "baño María" calentado de antemano a 70°C durante 5 minutos. Esto también asegura que la tinción sea retenida eficazmente.

Entre cada uno de los procedimientos se aclaró con agua destilada por centrifugación-decantación hasta obtener pH neutro.

Se hizo teñido de las muestras obtenidas añadiendo una gota de solución de safranina al 5%. Se resuspendió la muestra con agua destilada, se centrifugó y se decantó. Este procedimiento aumenta el contraste en la imagen óptica de la pared del grano de polen, lo que es de gran ayuda cuando se necesita fotografiar el polen en el microscopio.

Se montaron las muestras en gelatina glicerizada pues ésta presenta ventajas prácticas y tiene también excelentes propiedades ópticas. Aunque llega a mostrar las desventajas de absorber la humedad atmosférica y de que las estructuras de la pared de

los granos, después de varias décadas, se hacen poco claras, las ventajas sobre otros medios siguen siendo mayores que las desventajas.

De las 191 muestras tratadas, 177 resultaron positivas. Al ser analizadas las laminillas bajo el microscopio y al ser establecida una cronología preliminar (basada esencialmente en la localización de una tefra marcadora), se determinó el intervalo conveniente a estudiar del núcleo, correspondiendo esta condición de los 5 a los 615 cm de profundidad. De esta manera, la sección del núcleo quedaría incluida dentro del rango de control cronológico por radiocarbono.

2.2. Análisis de laminillas y cuantificación de palinomorfos

Para determinar la cantidad de palinomorfos adecuados a contar para este tipo de muestras específicamente, se cuantificaron en un microscopio óptico (ML) a 400 aumentos los palinomorfos que aparecieran en transectos espaciados a un milímetro. Para el reconocimiento e identificación de los granos se utilizaron 1000 aumentos. Se fue graficando el número de granos contra el número de diferentes tipos de palinomorfos que fuesen apareciendo en el conteo. Cuando la curva se estabilizó, fue cuando se decidió que la cantidad de palinomorfos contados correspondían a un registro representativo a las características de las laminillas a analizar. Para este estudio se obtuvo que podría ser suficiente un conteo mínimo de 300 palinomorfos por muestra. Este mínimo conteo establecido se respetó salvo en los casos en que la cuantificación no se ajustaba aún después de recorrer las tres o cuatro laminillas preparadas por muestra. Además, la mayor parte de las laminillas contenían pocos palinomorfos y muy deteriorados. Los granos de polen de *Pinus* no quedaron incluidos en el conteo mínimo, pues en el espectro polínico se muestran sobrerrepresentados. Para obtener el valor absoluto del conteo, las esporas adicionales de *Lycopodium clavatum* fueron contadas como cualquier otro tipo de palinomorfo (Stockmarr, 1971) aunque descartándolas de la cuenta mínima establecida. También se contaron fungosporas y se anotaron características especiales observadas en las laminillas, como el grado de deterioro de los granos, el contenido de cristales y la cantidad de materia orgánica.

Del intervalo preestablecido a considerar del núcleo en el presente estudio, se recorrieron al microscopio 68 muestras (con dos o tres laminillas para cada una), de las cuales 54 resultaron positivas.

3. CONTROL CRONOLÓGICO

3.1. Fechamiento ^{14}C

Los isótopos cosmogénicos (por ejemplo, ^{14}C , ^{39}Ar , ^{36}Cl , ^{10}Be), al ser atrapados en un medio que constituye un sistema cerrado, decaen a determinada fracción por unidad de tiempo. La medida de esta actividad determina el tiempo que ha pasado desde que el material quedó aislado. Por esto, el principal factor a contemplar en el uso de un isótopo para fechamientos es su tiempo de vida media, pues éste debe incluir el rango de tiempo que abarque el estudio (Olsson, 1986).

El utilizar la técnica de fechamiento por isótopos de ^{14}C , se considera hasta el momento una de las más accesibles, económicas y apropiadas para intervalos de tiempo no mayores a 40 mil años (alrededor de siete vidas medias) y para depósitos no calcáreos y con materia orgánica (Berglund, 1986b). Como este estudio posee hasta cierta medida los tres requerimientos básicos anteriores, el fechamiento por radiocarbono se consideró adecuado.

Los niveles del núcleo a los que fueron tomadas las muestras para el fechamiento se determinaron inicialmente de acuerdo al análisis del contenido de palinomorfos y su comparación con otros núcleos de la Cuenca de México, estableciéndose puntos estratégicos (Figura 8). Se tomaron cuatro muestras de sedimento del núcleo de aproximadamente medio kilogramo. Otro aspecto determinante al momento de tomar la muestra, además de los puntos predeterminados, fue que contuviera cierta cantidad de materia orgánica. Las muestras fueron cortadas con espátulas de metal, eliminando las superficies del núcleo que pudiesen estar expuestas a contaminación. Se envolvieron en papel aluminio para su protección y se les colocó su respectiva etiqueta de control. Las muestras se enviaron a Beta Analytic Inc. en Miami, Florida para su fechamiento.

La medida de actividad del isótopo es un parámetro objetivo, pero el resultado final depende en gran parte de cómo fueron colectadas y procesadas las muestras, así como su

naturaleza. De esta manera, en la evaluación final se deben considerar además las fuentes de contaminación, la sedimentación y la geoquímica del material propia del lugar de estudio (Olsson, 1986).

Los problemas encontrados ante este método fueron las condiciones carbonatadas del sedimento y la poca cantidad de materia orgánica; no obstante las muestras lograron ser fechadas por el método de acelerador de partículas (AMS) de ^{14}C .

3.2. Tefracronología

La cronología de erupciones volcánicas puede ser identificada en una secuencia estratigráfica, por lo que las tefras pueden considerarse como marcadores estratigráficos.

Las tefras analizadas en secciones presentan composiciones específicas. De esta manera, los depósitos contienen características físicas y químicas similares aún en núcleos distintos, por lo que se pueden identificar correlacionándolas. Por medio de fechamientos se puede determinar la edad de éstas y por consiguiente establecer la secuencia cronológica de los principales eventos volcánicos (Siebe *et al.*, 1996a).

Si se cuenta con una serie de tefras en un núcleo, puede resultar útil identificarlas y relacionarlas con secuencias ya establecidas y en periodos de tiempos definidos. Esto nos da una idea del tiempo al que se depositaron. El establecimiento de esta tefracronología también nos permite hacer comparaciones con otras secuencias obtenidas en zonas cercanas.

De la serie de posibles tefras reconocidas en el núcleo en estudio (Figura 8) y que presentaban problemas para su identificación debido al intervalo de tiempo en el que quedaron incluídas de acuerdo al fechamiento por ^{14}C , se separó parte del material para su examen. Se les hicieron los siguientes análisis:

1. Prueba de histeresis. Para obtener la composición magnética de material de pómez del núcleo. Instituto de Geofísica de la UNAM.
2. Análisis de elementos mayores. Para obtener la composición química de dos de los horizontes de material volcánico del núcleo. Laboratorio de Rayos X - LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM. Se realizó en muestra fundida con el programa MIRMOD. QAN.

3. Análisis de elementos mayores. Para obtener la composición química de tres de los horizontes de material volcánico del núcleo. Microscopio electrónico y energía dispersiva de Rayos X. Instituto de Geología de la UNAM.
4. Análisis de elementos traza. Para obtener la composición química de dos de los horizontes de material volcánico del núcleo. Laboratorio de Rayos X - LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM. Se realizó en muestra prensada con el programa Traza98.QAN.

4. SOFTWARE UTILIZADO

Una vez hechos los conteos polínicos, éstos se vaciaron a una tabla de frecuencias con una secuencia establecida por profundidades. Para facilitar el proceso, se utilizó el paquete de software *Tilia* que consiste en una serie de programas que analizan y grafican datos estratigráficos y están diseñados especialmente para datos de polen.

El programa *Tilia* tiene un formato base y una hoja de frecuencias de polen que puede presentarse con el número y características seleccionados, pues el usuario tiene control sobre la hoja de cálculo. Esto ayuda a la interpretación de los datos con criterios claramente preestablecidos. Para el presente estudio, los resultados de los conteos se expresan como valores absolutos en porcentajes.

El programa *Tilia-graph* traza los diagramas de polen, de estudios complementarios y de los datos estratigráficos. Las gráficas pueden ser siluetas, histogramas, presencia-ausencia o simplemente números. Se puede definir la presentación de los diagramas. Para este estudio se presentan como siluetas.

El software permite hacer una aproximación a la zonación del diagrama polínico resultante. Para la presente investigación se consideró la propuesta base de zonación del programa, aunque posteriormente se normalizaron las curvas y se redujeron el número de zonas y subzonas de acuerdo al análisis del contenido y proporciones de palinomorfos.

5. METODOLOGÍA DE ESTUDIO Y CRITERIOS DE INTERPRETACIÓN

5.1. Bases para la interpretación de cambios de la vegetación

Los cambios climáticos modifican las distribuciones geográficas de muchas especies (Graham, 1990). Al cambio en la composición de las comunidades en el tiempo se le llama sucesión. Ésta se detecta por el reemplazamiento de comunidades vegetales de una manera progresiva tanto en el espacio como en el tiempo. La sucesión ocurre por gran variedad de formas ya que cada especie modifica su hábitat para crear subambientes especializados o nichos a través del tiempo (Gibson y Clarke, 1968). Se debe considerar que los cambios son producidos por la actividad de la asociación vegetal que ocupa el lugar en combinación con los elementos climáticos. Esto altera, a su vez, las condiciones del suelo donde vivía, lo que facilita el desarrollo de una asociación distinta (García, 1983).

Las dimensiones de los cambios en la vegetación están determinados fundamentalmente por (García, 1983):

- a) diversidad de constitución orgánica de las especies y
- b) heterogeneidad de los medios geográficos

La constitución orgánica de una especie se halla en cierta armonía con el ambiente en que se desarrolla; esto se conoce como adaptación. Como consecuencia de esto, la flora debe tener una organización íntimamente relacionada a un medio determinado. De esta manera, las plantas pueden servir como *indicadoras de las características del medio* en que viven.

En cuanto a las condiciones más importantes que ofrece el medio se encuentran el clima y el suelo. Clima y suelo constituyen un sistema complejo cuyos elementos pueden cambiar con cierta independencia. De los elementos más importantes del clima para las plantas son la temperatura y la precipitación (que incluye a la humedad del sistema de vientos), pues son los que hacen cambiar los tipos de vegetación. Se ha llegado a considerar que un mapa de las asociaciones vegetales, resulta en cierta manera, un mapa de distribución de los climas y de los suelos, y viceversa (García, 1983).

Se ha establecido que los cambios en las frecuencias del espectro de polen muestran las aparentes tendencias sucesionales de las plantas. El método palinológico-

estratigráfico utiliza conjuntos de abundancia de palinomorfos que reflejan cambios en el tiempo equivalentes a eventos ecológicos (Gibson y Clarke, 1968).

Ya que el modelo de referencia para este tipo de estudios es la vegetación actual y su ecología, la interpretación palinológica deberá estar basada en el principio del uniformitarismo. Los aspectos a considerar de la ecología de la vegetación básicamente son (Horowitz, 1992a):

1. Grado de dependencia de la vegetación en las características específicas naturales ambientales (involucra el mismo patrón de establecimiento de flora)
2. Relaciones de las formaciones vegetales o comunidades de plantas con su representatividad en el espectro polínico
3. Cambios hechos en la vegetación natural por actividades humanas. Éstas pueden ser de dos tipos; la primera causada por actividades directas del hombre, que involucran procesos como deforestación y agricultura (que disminuyen áreas ocupadas por vegetación natural) y la segunda, causada por actividades indirectas del hombre, como el desarrollo de vegetación ruderal y oportunista que se desarrolla ventajosamente cerca de asentamientos humanos.

Si asumimos que el ambiente puede ser definido por sus tipos de comunidades vegetales presentes, se deben hacer reconsideraciones sobre ciertos conceptos ecológicos. Por ejemplo, existen condiciones ecológicas en donde ciertos taxa de plantas se rigen por su fisiología individual, propiciando su crecimiento y expansión, lo que también ocurre al nivel de comunidades vegetales.

En cuanto a la representatividad de los palinomorfos en los sedimentos, se debe considerar su dispersión, su transporte, su depositación, su destrucción o desgaste, su acarreo e incluso la influencia antropogénica. Debido a esto, el espectro de palinomorfos obtenido de una sección es sólo un acervo muy general de la fuente original, especialmente si la fuente de la comunidad vegetal es lejana y/o el sitio de depositación es grande (Horowitz, 1992a; Gibson y Clarke, 1968).

El conjunto de polen presente en el espectro polínico de una cuenca sedimentaria se constituye por los siguientes fuentes (Horowitz, 1992b):

- a) Vegetación que rodea el punto de muestreo, considerada como local y que refleja condiciones hidrológicas en contraste con la del ambiente regional, más lejana.

- b) Palinomorfos que ocasionalmente llegan de distancias considerables por ríos y vientos, por ejemplo.
- c) Palinomorfos que representan la influencia humana actual o de poblaciones que hayan habitado en la zona en periodos históricos o prehistóricos.

El espectro de polen reciente es el representante de la vegetación y está basado en características comunes de cada uno de los componentes del grupo. Lo más común son las afinidades ambientales.

Aunque las conclusiones deben estar basadas en los datos, éstos no son ajenos a un proceso de interpretación subjetiva. Los métodos palinológicos están basados en relaciones cuantitativas pero los parámetros cualitativos ganan importancia para la interpretación del material.

El establecimiento del tipo de vegetación y los gradientes de una región florística demandan análisis cuantitativo, basado en el estudio sistemático de la composición del espectro polínico establecido. Asignar un tipo de cubierta de vegetación es por tanto, el tipo de resultado más accesible (Zaklinskaja, 1981).

Para la presente investigación, con el fin de facilitar el análisis de las categorías de estudio y como referente al caracterizar los tipos climáticos probables de acuerdo al conjunto polínico, se consideran las asociaciones vegetales actuales en la Cuenca de México y la relación con los tipos climáticos propuestos por Cardoso y García (1982) y García (1983):

Relación clima-vegetación en la Cuenca de México (de acuerdo a Cardoso y García, 1982 y García, 1983)		
Clima	Asociación Vegetal	Espacio y características ecológicas
BS Semiárido, cálido, templado y semifrío	Matorral de encinos	Transición en la distribución de encinos de pastizales a climas húmedos C
	Pastizal	Pastos ocupando áreas primarias, secundarias o entre agrupaciones vegetales de zonas áridas
	Asociación de halófitas	En terrenos de alta salinidad

Ca Templado húmedo con verano cálido	Matorral de encinos	Matorrales de hojas medianas e inermes que cubren grandes extensiones en el límite de los climas C y de áreas calientes y secas
	Matorral de <i>Dodonaea viscosa</i>	
	Bosques escuamifolios de <i>Juniperus spp.</i>	
Cb Templado húmedo con verano fresco	Encinares altos (<i>Quercus spp.</i>)	En laderas con suelos profundos de regiones templadas y algo húmedas
	Pinares (<i>Pinus spp.</i>)	Pinares de hojas flexibles: cubren amplias zonas desde la línea de encinos y pueden ceder paso a bosques de <i>Abies</i> . Pinares de hojas rígidas: asociaciones extensas en las partes altas y secas de las sierras.
	Bosque de oyameles (<i>Abies religiosa</i>)	En zonas altitudinales altas, húmedas, en declives con suelos profundos
	Zacatonal	En las partes más altas de las serranías, sobre suelos profundos. También en claros de bosques de oyameles y pinares. En suelos someros cuando forma parte de vegetación secundaria.
Cf Templado húmedo sin estación seca bien definida En transición a: Cw Templado subhúmedo con lluvias en verano	Bosques caducifolios (<i>Liquidambar, Salix, Taxodium, Populus, Fraxinus</i>)	En vegas húmedas de ríos y lagos de áreas húmedas, subhúmedas y semihúmedas
Cwc Semifrío húmedo con verano corto	Pinar de <i>Pinus hartwegii</i>	Ocupa el piso altitudinal del límite superior de bosques en las serranías
	Zacatonal	Sobre el piso superior de límite de bosque de las serranías
Cwa Templado subhúmedo con verano caliente En transición a Cwb Templado subhúmedo con	Bosques de <i>Juniperus spp</i>	Por encima del límite de vegetación arbórea

verano fresco		
ETH Frío con temperatura máxima de 10°C	Asociaciones vegetales alpinas	En las partes más altas de las serranías, con una breve estación de crecimiento de plantas como helechos, musgos, líquenes y algunos pastos
EFH Frío con temperatura máxima de 0°C	No es posible que haya vegetación	Hielos perpetuos de los picos de mayor altitud de las sierras volcánicas

(También Figuras 5 y 6)

5.2. Estudios que complementan la interpretación paleoambiental

5.2.1. Cantidad de trozos de carbón microscópicos (fusinita)

El análisis estratigráfico de trozos de carbón es usado para estimar la importancia de la actividad de los fuegos pasados. Este método consiste en cuantificar los fragmentos de carbón encontrados en las laminillas durante el mismo conteo de los palinomorfos. Su presencia queda expresada proporcionalmente dentro del conteo polínico. De esta manera, la cuantificación de las partículas carbón en preparaciones de polen indica la historia de las quemadas en ese sitio. Este método permite reconstruir la historia de la vegetación, introduciéndonos a su vez en su dinámica. El conocimiento de la tasa de acumulación de los fragmentos de carbón puede ser usado para inferir la frecuencia y la intensidad de los incendios pasados (Clark, 1988).

Los trozos de carbón encontrados en secuencias estratigráficas sugieren que su presencia puede ser debida a (Burney, 1987):

- a) Fuegos de origen natural que ocurren bajo determinadas condiciones de clima y vegetación, con o sin la presencia humana.
- b) Otros eventos de origen natural, principalmente descargas eléctricas de rayos, erupciones volcánicas o deslizamientos de rocas.
- c) Acción directa o indirecta humana.

Básicamente hay dos métodos utilizados para el conteo de trozos carbón: el conteo de partículas de carbón y la medida del área que cubren los trozos de carbón en la laminilla. Ambos métodos consisten en un conteo y una estimación directa ante la imagen del

microscopio (*manual point count*). Se recurre a transectos paralelos o a una cuadrícula en la laminilla (Clark, 1988).

Para su interpretación se debe considerar el contexto y su relación con los palinomorfos a los que se encuentran asociados. Además se debe prestar atención a factores que expliquen su presencia y la manera en que se depositaron (por ejemplo: los fragmentos de carbón grandes permanecen cerca de la fuente y los más pequeños se extienden por áreas más extensas). Adicionalmente, se pueden hacer comparaciones y relaciones del mismo espectro polínico con los picos de fragmentos de carbón (por ejemplo: relacionar un decremento en *poaceas* o en plantas leñosas con el incremento en fragmentos de carbón). Se debe tener cautela al interpretar el espectro de trozos de carbón, pues los fuegos son eventos discretos y en los diagramas polínicos se representan como una secuencia casi continua (Clark, 1988; Horn, 1993).

Para el presente estudio, se hizo un conteo por estimación directa ante la imagen del microscopio de los fragmentos de carbón. Se consideraron los que presentaron un tamaño mayor a 10 micras y se contaron en seis transectos para cada muestra. Este método de análisis otorga, para este trabajo, la relativa importancia del fuego a diferentes tiempos y su consiguiente asociación a los eventos presentes en la secuencia estratigráfica.

5.2.2. Susceptibilidad magnética

Los métodos que utilizan medidas magnéticas se han usado ampliamente en estudios del Cuaternario ya que resultan eficaces por la rapidez en las mediciones y porque la técnica aplicada no destruye o altera el material que contiene la muestra. Involucran minerales férricos que están presentes en una amplia variedad de ambientes sedimentarios y que son sensibles a muy diversos cambios (Thompson, 1973). Otra ventaja que ofrece la medición de la susceptibilidad magnética es su alta resolución pues la técnica permite analizar la totalidad de la secuencia.

La susceptibilidad magnética es la medida de la concentración de minerales ferromagnesianos en una muestra (Ortega-Guerrero, 1992). Esta susceptibilidad depende de la concentración y tipo de minerales, especialmente los que presentan comportamiento ferrimagnético (Xelhuantzi-López y Urrutia-Fucugauchi, 1989). Las propiedades magnéticas de los minerales están sujetas a los procesos a los que éstos han sido sometidos. Hacia este punto, se considera la acción del magnetismo ambiental en situaciones en las cuales el

transporte, la depositación o la transformación de minerales magnéticos están influenciados por procesos ambientales en la atmósfera, hidrósfera y litósfera (Verosub y Roberts, 1995). Por tanto, las variaciones en la concentración de estos minerales en el depósito reflejan cambios en el entorno y las fluctuaciones de estos registros indican cambios ambientales. Así se establece una estrecha relación entre las variaciones de susceptibilidad magnética con los cambios ecológicos y climáticos (Ortega-Guerrero, 1992).

La fracción magnética presente en los sedimentos lacustres se transporta por los mismos sedimentos que drenan a la cuenca. Los cambios en la susceptibilidad de estos sedimentos se relacionan con el material inorgánico alóctono depositado (Thompson, 1973; Thompson *et al.*, 1975; Thompson, 1986). Las propiedades magnéticas de susceptibilidad y magnetización en sedimentos lacustres además de asociarse con los procesos de transporte (erosión en suelos y rocas), se vinculan con actividad volcánica (principalmente cenizas), ocupación humana (quema de combustibles fósiles) y actividad industrial (Xelhuantzi-López y Urrutia-Fucugauchi, 1989).

También se ha observado que los periodos con pobre desarrollo de una cubierta vegetal, inestabilidad del suelo y solifluxión están caracterizados por aumentos en los valores de susceptibilidad magnética, en tanto que en episodios con un amplio desarrollo de bosques y maduración del suelo se originan valores mínimos de susceptibilidad (Ortega-Guerrero, 1992).

Para el presente estudio, se hicieron las mediciones en el Instituto de Geofísica de la UNAM. El submuestreo se efectuó en el laboratorio utilizando las muestras reservadas para estos fines en recipientes cúbicos de acrílico. La susceptibilidad magnética se midió en cada muestra con un sensor Bartington MS2 y se expresó en unidades de masa de susceptibilidad específica del Sistema Internacional (χ). En este trabajo se evalúa la susceptibilidad magnética (χ) en términos de variaciones en las condiciones ambientales.

5.2.3. Pérdida por ignición (Calcinación)

La pérdida por ignición es una indicación aproximada de la cantidad de materia orgánica en una muestra. La cantidad de materia orgánica autóctona o alóctona depositada en un lago representa hasta cierto punto la cantidad de biomasa presente en una cuenca.

En la primera etapa de la técnica de pérdida por ignición, en donde se hace un calentamiento del material a 500° C, se garantiza la eliminación de compuestos de carbono asociado con oxígeno, que constituyen la materia orgánica directamente depositada sobre los sedimentos. Esta cantidad de materia orgánica puede ser indicadora de las características y la evolución del sistema biótico del lago.

Además, se llega a correlacionar con la técnica de pérdida por ignición el contenido de carbón orgánico (en muestras no calcáreas). Esto representa una medida indirecta de evaluación de la cantidad de carbonatos integrados al sistema (Digerfeldt, 1986; Aaby, 1986).

Las altas temperaturas (1000° C) de esta segunda parte de la técnica de pérdida por ignición, garantizan que los carbonatos (CO_3) contenidos en las muestras de sedimentos sean eliminados. La concentración de CO_3 en depósitos lacustres tiene que ver con la naturaleza de los sedimentos que forman su lecho y los fenómenos físico-químicos que estén ocurriendo a su alrededor. El agua dura o con muchos minerales, cuando precipita sus sales en los sedimentos que la contienen, forma material rico en carbonatos que son de naturaleza inorgánica. Estos carbonatos son los registrados en el análisis de pérdida por ignición. El origen de estos carbonatos está relacionado directamente con el contenido de bicarbonatos en el agua, como tal es el caso del agua del Lago de Texcoco y también, particularmente para éste, el comportamiento de las sales contenidas en los acuitardos del subsuelo del lecho del Lago. Por tanto, por el pH que se llegó a registrar en las aguas del ex lago de Texcoco (de 8 a 11) y el alto contenido de bicarbonatos, se está haciendo referencia a que el lago contenía agua alcalina. De acuerdo a las propiedades físicas de solutos se puede establecer que en aguas que contienen mucho bicarbonato, habrá una alta depositación de carbonatos en el sedimento, pues cuando existe un nivel y volumen de agua elevados, se facilita la disolución de dichos carbonatos. Si existe poco volumen de agua, con muchos bicarbonatos, la disolución se dificulta, pero si existe una alta temperatura en estas mismas condiciones, se facilitará la depositación de bicarbonatos. Entre más variedad de sales existan en el agua, se dificultará en mayor medida la disolución de bicarbonatos y por tanto su precipitación en carbonatos. De esta manera, el contenido de carbonatos estaría reflejando las características de la interrelación del contenido de las sales contenidas en el agua, las circunstancias físico-químicas que rodean a éstas y la naturaleza de los sedimentos (Ramos-Mejía *com. pers.*).

Dependiendo de la temperatura de ignición, ocurren pérdidas de sales volátiles, agua y amonio estructural. Los compuestos de carbono llegan a ser muy volátiles por lo que la estimación de contenido de carbonatos requiere de factores de conversión determinados por diferentes autores. Para compensar esta pérdida, se ha considerado una regla general que establece que el peso perdido obtenido entre 500 y 925°C deberá ser multiplicado por 1.36 para obtener el contenido de carbono. Otra medida de precaución a tomar durante la técnica, es el guardar las muestras en un desecador o ser resecadas para su futuro uso, pues el sedimento seco absorbe agua con gran facilidad del ambiente. La técnica utilizada fue la siguiente (Bengtsson y Enell, 1986):

En un crisol de 10 ml se colocan 2 cm³ aproximadamente de muestra. Se introducen los crisoles con las muestras en una estufa a 100° C durante 24 horas y en una balanza se mide el peso seco (g) inicial. Se introducen a la mufla durante 90 min a 500°C, se dejan enfriar para tomar su peso. Con estos parámetros se puede obtener el contenido de materia orgánica. Se vuelven a introducir las muestras a la mufla durante 90 min a 1000°C, se dejan enfriar y se toma nuevamente su peso. Con estos datos se puede obtener el contenido de carbonatos en la muestra. Al sacar las muestras de la mufla para pesarlas, se debe evitar su hidratación introduciéndolas en un desecador.

Contenido de materia orgánica:

Para obtener los valores de contenido de materia orgánica (LOI) se hace la siguiente conversión:

$$\text{LOI} = \frac{100 (\text{PESO SECO}) - \text{PESO A } 500^{\circ}\text{C}}{\text{PESO SECO} - \text{PESO DEL CRISOL}}$$

Contenido de carbonatos:

Para obtener los valores de contenido de carbonatos (LOI_{CO3}):

$$\text{LOI}_{\text{CO}_3} = \frac{\text{PESO A } 500^{\circ}\text{C} - \text{PESO A } 1000^{\circ}\text{C}}{\text{PESO SECO} - \text{PESO DEL CRISOL}} * f1$$

donde f1=1.36

En este trabajo se evalúa la pérdida por ignición en términos de variaciones en las condiciones ambientales locales.

V. RESULTADOS Y ANÁLISIS

1. ESTRATIGRAFÍA DE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES

Descripción de la secuencia de sedimentos del núcleo Texcoco A

Se describe la columna estudiada hasta una profundidad de 6.55 m, intervalo en el que se observan variaciones en el espesor y en las características del material depositado (ver también Figura 8). Los horizontes que contienen material volcánico son resaltados en color gris y en su descripción se anota el que fue sometido a pruebas a para su identificación:

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TEXCOCO A			
PROFUNDIDAD (m)	ESPESOR (m)	DESCRIPCIÓN	FECHA ¹⁴ C (años AP)
0 - 0.20	0.20	Capas de arena media a grava, con estratificación irregular y contacto inferior irregular Compuesto por cristales muy retrabajados, redondeados, con raíces 10YR 6/2 café grisáceo claro	
0.20 - 0.43	0.23	Arena gruesa contacto inferior irregular	
0.43 - 0.50	0.07	Horizonte de arena gruesa a media y contacto inferior ondulado con pómez <0.5 cm Rico en cristales; homblenda, plagiclasas, cristales angulosos a semiangulosos de tamaño homogéneo y matriz carbonatada. Se considera como una tefra arrastrada Con ostrácodos 5YR 3/2 café rojizo oscuro	
0.50 - 0.58	0.08	Limo con contacto inferior ondulado inclinado 5YR 3/2 café rojizo oscuro	6150 +/- 70
0.58 - 0.70	0.12	Horizonte de Limo con contacto inferior ondulado Con escasos fragmentos de pómez muy alterados y retrabajados 10YR 4/1 gris oscuro	
0.70 - 1.0	0.30	Limos con contacto inferior plano Con concreciones de carbón 10YR 3/1 gris muy oscuro	7620 +/- 70
1.00 - 1.20	0.20	Espacio sin sedimento	
1.2 - 1.6	0.4	Limos arenosos con contacto inferior plano Arenas transicionales de 10YR 2/2 ascendiendo hacia 5YR 2.5/2	

		anaranjada * Análisis de elementos mayores y Análisis de elementos traza	
1.7 - 1.8	0.1	Horizonte retrabajado de lapilli de pómez empotrado en matriz limosa con su contacto inferior irregular * Prueba de histeresis, Análisis de elementos mayores y Análisis de elementos traza	
1.8 - 2.0	0.2	Limos arenosos con contacto inferior ondulado 10YR 3/1 gris muy oscuro	
2.0 - 2.1	0.1	Limos arenosos con contacto inferior transicional 10YR 3/1 gris muy oscuro	
2.1 - 2.4	0.3	Limos arcillosos con lentes de arena negra heterolitológica compuesta por escoria, pómez, cristales volcánicos (apatitos), fragmentos de roca anaranjada y contacto inferior ondulado inclinado 10YR 4/2 café grisáceo oscuro	13600 +/- 60
2.4 - 2.42	0.02	Limos arenosos con contacto inferior ondulado inclinado	
2.42 - 2.8	0.38	Limos con contacto inferior irregular inclinado 10YR 4/1 gris oscuro	
2.8 - 2.9	0.1	Limos con zonas arenosas y contacto inferior irregular inclinado 10YR 4/2 café grisáceo oscuro	
2.9 - 3.4	0.5	Limos con contacto inferior irregular 10YR 4/2	
3.4 - 3.6	0.2	Espacio sin sedimento	
3.6 - 3.8	0.2	Limos con contacto inferior transicional 10YR 4/2 café grisáceo oscuro	
3.8 - 4.15	0.35	Limos con fisuras rellenas de material negro y fragmentos de pómez muy pequeños y angulosos con contacto inferior irregular ondulado inclinado 2.5 YR 4/2 café grisáceo oscuro	
4.15 - 4.3	0.15	Limos con fisuras rellenas de arena y pómez muy redondeado y contacto inferior irregular	
4.3 - 4.4	0.1	Espacio sin sedimento	
4.4 - 4.55	0.15	Limos con contacto inferior ondulado 10YR 4/2 café grisáceo oscuro	
4.55 - 4.8	0.25	Limos con contacto inferior plano 10YR 4/4 café amarillento oscuro	
4.8 - 4.82	0.02	Arena rojiza muy fina con limo y contacto inferior irregular	
4.82 - 4.84	0.02	Arena gris muy fina con limo y contacto inferior ondulado	
4.84 - 4.9	0.06	Limos con contacto inferior transicional 7.5YR 3/4 café oscuro	
4.9 - 5.0	0.1	Limos con contacto inferior transicional 10YR 4/2 café grisáceo oscuro	26740 +/- 170
5.0 - 5.1	0.1	Limos con contacto inferior irregular 10YR 4/4 café amarillento oscuro	

5.1 - 5.2	0.1	Espacio sin sedimento	
5.2 - 5.35	0.15	Limos con contacto inferior plano 10YR 4/3 café oscuro	
5.35 - 5.4	0.05	Estratificación alternada de arenas rojizas finas con matriz de limo y cenizas negras con contacto inferior plano	ca. 34000
5.4 - 5.45	0.05	Estratificación alternada de material verdoso y cenizas negras con olor a azufre y contacto inferior plano	
5.45 - 5.75	0.3	Ceniza negra con olor a azufre y limo muy fino y contacto inferior plano	
5.75 - 5.8	0.05	Limos con horizontes de ceniza con olor a azufre y contacto inferior plano	
5.8 - 5.9	0.1	Limo con olor a azufre y contacto inferior transicional	
5.9 - 6.0	0.1	Ceniza negra con olor a azufre y contacto inferior transicional	
6.0 - 6.1	0.1	Limos arenosos con olor a azufre y contacto inferior transicional 10YR 4/3 café oscuro	
6.1 - 6.2	0.1	Arena limosa amarillenta con contacto inferior plano	
6.2 - 6.55	0.35	Limos con escasos fragmentos de pómez alterado y contacto inferior plano 10YR 4/2	

2. CRONOLOGÍA DEL NÚCLEO TEXCOCO A (TxA)

La cronología del núcleo TxA se determinó por medio de cuatro fechas de ^{14}C y por correlación de tefras que han sido previamente establecidas como marcadores estratigráficos para la Cuenca de México.

2.1. Fechamiento por ^{14}C

Se hicieron cuatro determinaciones de radiocarbono en sedimentos del núcleo Texcoco

A:

Fechamientos por ^{14}C del Núcleo TxA			
Profundidad (m)	Fecha ^{14}C (años)	Fecha ^{14}C (años) (con corrección por razón de vida media)	Clave Beta Analytic, Inc.
0.5 – 0.55	6120 +/- 70 A.P.	6150 +/- 70 A.P.	Beta-107242 AMS
0.85 – 0.9	7600 +/- 70 A.P.	7620 +/- 70 A.P.	Beta-107243 AMS
2.21 – 2.26	13520 +/- 60 A.P.	13600 +/- 60 A.P.	Beta-87002 AMS
4.92 – 4.98	26640 +/- 170 A.P.	26740 +/- 170 A.P.	Beta-87003 AMS

La materia orgánica en las muestras fue escasa, por lo que se utilizó el método de fechamiento de ^{14}C por AMS con pretratamiento químico y mecánico.

2.2. Análisis del material volcánico

Este análisis está basado en el material volcánico encontrado en la columna estratigráfica en estudio y en las curvas de valores obtenidos en su medición de susceptibilidad magnética.

La única tefra representada corresponde a la de la *Tefra Tláhuac*, descrita por Ortega-Guerrero y Newton (1998) como de composición andesita-basáltica con una edad mínima de 34 ka A.P. y considerada como uno de los marcadores estratigráficos para la Cuenca de México. En el núcleo TxA, consiste en una acumulación de cenizas negras, alternada principalmente con limos y algunas arenas finas y cuyo material conserva un característico olor a azufre. Abarca entre los 6.55 y los 5.35 m de profundidad, con material volcánico en un intervalo de 1.2 m. Esta tefra se ha identificado frecuentemente en otros núcleos en el centro y en el sur de la Cuenca de México (Lambert, 1986; Limbrey, 1986; Lozano-García *et al.*, 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994, 1998).

El resto del material volcánico se encuentra indistintamente distribuido sin formar capas definidas en la columna estratigráfica (ver Figura 8). Sin embargo, se distinguen niveles que a continuación se describen.

A una profundidad entre los 4.3 y los 3.8 m, se encuentran fisuras rellenas de pómez muy redondeado hasta pómez pequeño y anguloso y arenas. Este material volcánico se encuentra empotrado en un depósito de limos posterior a la fecha de ^{14}C de 26740 años A.P. De

acuerdo a la cronología de manifestaciones eruptivas recientes, los fragmentos de pómez podrían corresponder a un depósito posterior a la erupción del volcán Popocatepetl de hace ca. 23 ka A.P. (Siebe *et al.* 1996; Macias, *com. pers*), cuyo material acumulado en laderas del volcán y zonas aledañas, se pudo haber depositado por arrastre en zonas del Lago de Texcoco.

Hacia la profundidad de 2.9 m del núcleo TxA, se observan limos con zonas arenosas con contacto irregular y que presenta significativos valores de χ . La depositación abrupta de arenas y la cercana fecha de ^{14}C de 13.6 ka A.P., apoyan la idea de que tal evento erosivo pudiera estar relacionado con la erupción volcánica del Popocatepetl de hace ca. 14 ka A.P. (Mooser, 1967). La tefra corespondiente a este evento es considerada como marcador estratigráfico para la Cuenca de México en la que ha sido ampliamente identificada.

Entre los 2.1 y los 2.4 m de profundidad se encuentra una capa de limos arcillosos con lentes de arena negra heterolitológica compuesta por escoria, pómez, cristales volcánicos y otros tipos de fragmentos de roca. Las características de formación de los lentes, así como su contenido, podrían indicar el arrastre de material lodoso hacia estas zonas de la subcuenca. Considerando que este evento se encuentra inmediatamente después a la fecha de ^{14}C de 13.6 ka A.P., se puede inferir que podría corresponder a uno de los lahares identificados por Siebe *et al.* (1999) en Tocuila, sitio muy cercano al borde este del ex Lago de Texcoco. Tal evento, de acuerdo a fechas de radiocarbono, se ha establecido que ocurrió a los 10220 y a los 12615 años A.P., y el material volcánico que arrastró incluye el producto de la explosión del volcán Popocatepetl de hace ca. 14 ka A.P. De acuerdo a este planteamiento, este nivel del núcleo TxA, se ordena cronológicamente con el lahar de Tocuila de los 12615 ka A.P.

Posterior al evento planteado se encuentra un intervalo con depositación alta en arenas y otros materiales arrastrados, que llegan a formar horizontes propiamente definidos. Así, entre los 1.2 y 1.7 m de profundidad, se encuentran dos horizontes con un alto contenido de material volcánico. El primero contiene ceniza negra con matriz cementante de arena fina y limo y cristales angulosos con fragmentos de roca. El segundo corresponde a un horizonte retrabajado de lapilli de pómez empotrado en una matriz limosa. De acuerdo a los análisis con microscopio electrónico y energía dispersiva de rayos X y a la comparación de la pómez por pruebas de histeresis, el material volcánico es más cercano a pertenecer a productos de eventos volcánicos del Popocatepetl, aunque no se confinan a la pómez marcadora de los 14 ka A.P. o a algún otro

evento específico. Sin embargo, por la cronología otorgada por ^{14}C , que sitúa al evento posterior a los 13.6 ka A.P. y previo a los 7.62 ka A.P., se infiere que el arrastre pudo haber ocurrido entre los 11 ka y 9 ka A.P., fechas que también incluyen manifestaciones explosivas del volcán Popocatepeti.

Finalmente, a los 0.5 m de profundidad, se encuentra una tefra arrastrada, también cotejada por análisis con microscopio electrónico y energía dispersiva de rayos X. Consiste de variados tipos de pómez y es rica en cristales angulosos a semiangulosos; se encuentra en una matriz carbonatada. Las características de este último intervalo, posterior a los 6.15 ka A.P., no son correlacionables a evento alguno, por lo que una cronología general para éste resulta infructuosa.

2.3. Tasas de sedimentación

Las tasas de sedimentación se establecieron básicamente de acuerdo a las fechas de ^{14}C , pues no se encontró para la columna en estudio una correlación definida de tefras. La *Tefra Tiáhuac* fue la única considerada para la curva de sedimentación del núcleo TxA.

Tasas de acumulación de sedimentos:

0.5 a 0.85 m de profundidad = 0.24 mm / año

0.85 a 2.21 m de profundidad = 0.23 mm / año

2.21 a 4.92 m de profundidad = 0.21 mm / año

4.92 a 5.4 m de profundidad = 0.06 mm / año

Si bien es amplio el intervalo entre las fechas de radiocarbono como para mostrar una secuencia cronológica detallada, se observa similitud en las tasas de sedimentación, a excepción del primer intervalo, posterior al gran evento volcánico en donde se muestra sumamente reducida la sedimentación (ver Figura 8). Por los bajos valores obtenidos, se podría inferir una lenta y escasa depositación a lo largo de la columna estratigráfica. Los cambios litológicos, como los aportes masivos de sedimentos o la formación de fisuras que se observan en el núcleo, probablemente se reflejan en la curva de sedimentación disminuyendo los valores reales hacia un promedio. De igual manera, el intervalo inmediato a la superficie, que ocupa

3. ANÁLISIS PALINOLÓGICO

3.1. CONTENIDO DE PALINOMORFOS DEL NÚCLEO

Los poliniferos encontrados dentro del intervalo estudiado del núcleo Texcoco A se presentan en la siguiente tabla:

PALINOMORFOS TEXCOCO A	
REGIONALES:	
ARBÓREOS	
<i>Pinus</i>	Pinaceae
<i>Quercus</i>	Fagaceae
<i>Juglans</i>	Juglandaceae
<i>Abies</i>	Pinaceae
<i>Alnus</i>	Betulaceae
Tipo CuTaJu	Cupressaceae-Taxodiaceae-Cupressaceae
<i>Podocarpus</i>	Podocarpaceae
<i>Picea</i>	Pinaceae
<i>Fraxinus</i>	Oleaceae
<i>Carya</i>	Juglandaceae
<i>Corylus-Carpinus</i>	Corylaceae-Carpinaceae
<i>Tsuga</i>	Pinaceae
<i>Ulmus</i>	Ulmaceae
<i>Celtis</i>	Ulmaceae
<i>Bursera</i>	Burseraceae
<i>Liquidambar</i>	Altingiaceae
<i>Buddleia</i>	Buddleiaceae
<i>Engelhardtia</i>	Juglandaceae
<i>Salix</i>	Salicaceae
<i>Ilex</i>	Aquifoliaceae
* <i>Eucalyptus</i>	Myrtaceae
* <i>Casuarina</i>	Casuarinaceae
*contaminantes del núcleo	

HIERBAS Y ARBUSTOS	
<i>Artemisia</i> Tipo ChenoAm <i>Ambrosia</i>	Poaceae Asteraceae Asteraceae Chenopodiaceae-Amaranthaceae
<i>Cirsium</i>	Asteraceae Caryophyllaceae
<i>Eryngium</i>	Asteraceae Apiaceae Apiaceae
<i>Thalictrum</i> <i>Plantago</i> <i>Urtica</i>	Loranthaceae Ranunculaceae Plantaginaceae Urticaceae
<i>Arceuthobium</i> <i>Polygonum</i> <i>Clematis</i>	Viscaceae (Loranthaceae) Polygonaceae Ranunculaceae Solanaceae
LOCALES:	
ACUÁTICAS	
LITORALES	
<i>Typha</i>	Typhaceae Cyperaceae
EMERGIDAS	
<i>Isoetes</i> <i>Potamogeton</i>	Isoetaceae Potamogetonaceae
FLOTANTES	
<i>Myriophyllum</i>	Haloragidaceae
ALGAS	
<i>Pediastrum</i> <i>Botryococcus</i> <i>Spirogyra</i> <i>Mougeotia</i>	Chlorophyceae Botryococcaceae Zygnemataceae Zygnemataceae Zygnemataceae
ESPORAS	
<i>Polypodium</i> <i>Anthoceros</i> <i>Asplenium</i> Espora micorrízica Fungosporas	Polypodiaceae Anthocerotaceae Polypodiaceae Tipo vesículo-arbuscular varias familias
PROTOZOARIOS	
	Liosferidae

Otros palinomorfos presentes no identificados pero que alcanzaron valores de representatividad en el diagrama polínico son los siguientes:

Monolete P: espora monolete psilada

Trilete P: espora trilete psilada

Trilete V: espora trilete verrugada

Se observaron palinomorfos que tampoco se pudieron identificar pero que alcanzaron valores importantes dentro del espectro polínico. Éstos posiblemente se puedan incluir dentro del grupo de acritarcas, que de acuerdo a la definición de Evitt (1963) y Tappan (1980) incluyen palinomorfos indeterminados, presumiblemente de variadas afinidades biológicas, pero todos ellos con una cavidad central circundada por una pared orgánica que se abre al exterior por un poro, fisura o ruptura irregular. Los acritarcas del Cuaternario no se han estudiado, pero muchos de ellos parecen ser zigosporas de clorofitas o dinoflagelados (Mudie y Harland, 1996), por lo que en el presente estudio se decidió llamarles indistintamente algas. Los tipos mencionados en el registro de palinomorfos son: Alga GL, Alga L, Alga PD, Alga E, Alga C y Alga PF.

Los valores porcentuales y de abundancia del registro de palinomorfos del núcleo TxA se muestran en la Tabla de conteos en la sección de Apéndices. También se ejemplifican algunos de los palinomorfos registrados en el núcleo Texcoco A con microfotografías de ellos en las Láminas (1 a 7) de la sección Apéndices.

Los grupos, familias y géneros de palinomorfos representados se analizaron e interpretaron dentro del contexto ecológico planteado por: Rzedowski (1954, 1957, 1968, 1969, 1972(a), 1972(b), 1973, 1978, 1990, 1996); Rzedowski y Rzedowski (1979, 1985, 1990); Rzedowski y Calderón (1993); Rzedowski y Palacios (1977, 1985); Miranda y Hernández-Xolocotzi (1963); Ramamoorthy *et al.* (1998); Batalla (1945); Cardoso y García (1982); García (1983); Almeida *et al.* (1994); Velázquez y Cleef (1993); Velázquez (1994); Airy-Shaw (1973); Bonilla-Barbosa y Novelo-Retana (1995); Takhtajan (1969); Da Vidse *et al.* (1995); Lauer (1978); Van Geel (1986); Van Geel y Van der Hammen (1978); Safir (1987); Nielsen y Sorensen (1992); Prescott y Brown (1951) y Samano-Bishop (1934). Las referencias de interpretación paleoambiental y de lluvia de polen fueron mencionadas ampliamente en apartado introductorio. Estos estudios se tomaron como referentes para obtener un panorama de la ecología y distribución dentro de las comunidades vegetales de los palinomorfos registrados para el núcleo Texcoco A, independientemente de la utilización de conjuntos polínicos para la interpretación de los paleoambientes.

PALINOMORFO	ECOLOGÍA DEL PRODUCTOR DE POLEN
Árboles:	
<i>Abies</i>	Restringidos a climas fríos y húmedos, en valles alpinos y laderas pronunciadas de montaña. Forma parte de bosque nublado de coníferas de montaña.
<i>Alnus</i>	De flora templada a subtropical
<i>Buddleia</i>	Forma parte de matorrales, pastizales y bosques. Frecuente en vegetación secundaria y lugares muy perturbados. Termófilos.
<i>Bursera</i>	De matorral xerófilo y pastizal. En selvas altas y medianas perenifolias, subperenifolias y subcaducifolias. Termófilos.
<i>Corylus-Carpinus</i>	De flora templada y en ocasiones subtropical. Como elemento de bosque caducifolio frecuentemente se acompaña de <i>Ostrya</i> y <i>Liquidambar</i> .
<i>Carya</i>	De amplia tolerancia ecológica, de bosques secos y húmedos. Árboles de límite superior de bosque.
<i>Casuarina</i>	De amplia tolerancia ecológica, introducido a México.
<i>Celtis</i>	De tierras bajas formando parte de bosques templados y selvas. También se desarrolla en laderas rocosas, crestas secas y bosques bajos.
Tipo CuTaJu	De flora templada, formando parte de bosques de límite superior de montaña o de laderas bajas. De hábito xerofítico.
<i>Engelhardtia</i>	De bosques mesófilos de montaña
<i>Eucalyptus</i>	De amplia tolerancia ecológica, introducido a México.
<i>Fraxinus</i>	De amplia tolerancia ecológica, en zonas montañosas, matorral xerófilo, bosque de <i>Quercus</i> , mesófilo de montaña, de galería, mixto y tropical caducifolio. Ocupa microhabitats húmedos.
<i>Ilex</i>	De bosques templados a subtropicales húmedos. Bosques arenosos y claros de éstos; de laderas rocosas y orillas arenosas de arroyos.
<i>Juglans</i>	De bosques templados con suelos ricos en nutrientes y en terrazas de ríos.
<i>Liquidambar</i>	De bosque mesófilo de montaña y caducifolio.
<i>Picea</i>	Forma amplios bosques en climas fríos y templados. Algunas especies ocupan el límite superior de bosque.
<i>Pinus</i>	De amplia tolerancia ecológica. En bosques templados ocupando un amplio intervalo altitudinal y variadas condiciones de humedad y temperatura.
<i>Podocarpus</i>	De regiones templadas y tropicales, frecuentemente forma parte del bosque mesófilo de montaña.
<i>Quercus</i>	De amplia tolerancia ecológica en regiones templadas. Forma parte de bosques y matorrales húmedos a secos sobre todo tipo de suelos.
<i>Salix</i>	De amplia tolerancia ecológica, de zonas templadas y frías. En bosque de <i>Quercus</i> , <i>Pinus</i> , <i>Abies</i> y mesófilo de montaña aunque preferentemente forma parte de bosques de galería, orilla de arroyos y zonas pantanosas

<i>Tsuga</i>	De regiones frías y templadas, frecuentemente acompañando a <i>Picea</i> .
<i>Ulmus</i>	En el límite superior de las selvas altas perenifolias o en el límite inferior del bosque caducifolio, formando parte de tierras altas o bajas ricas en nutrientes y humedad y en bosques mesófilos de montaña.
Hierbas y arbustos:	
<i>Ambrosia</i>	De ambientes perturbados, cosmopolita.
Apiaceae	Cosmopolitas pero preferentemente de zonas templadas. Acuáticas o terrestres; con frecuencia presentan adaptaciones a la perturbación.
<i>Arceuthobium</i>	De regiones templadas y frías. Arbustos parásitos de gimnospermas; en el Valle de México parasita a <i>Abies</i> y a dos especies de <i>Pinus</i> y en otras regiones a <i>Picea</i> .
<i>Artemisia</i>	Cosmopolita aunque frecuentemente en suelos áridos y matorrales halofíticos. En lugares perturbados.
Asteraceae	Cosmopolitas, con gran variedad de hábitos y amplia tolerancia ecológica.
Caryophyllaceae	Preferentemente de regiones templadas y perturbadas.
<i>Cirsium</i>	De lugares perturbados en medio de encinares y pinares, y praderas alpinas y subalpinas. Malezas arvenses.
<i>Clematis</i>	De distribución preferente en zonas montañosas templadas, dentro de zacatonales, matorrales y bosques de <i>Abies</i> .
Tipo Chenop-Am	Cosmopolitas con preferencia a pastizales halofíticos, matorrales de suelos salinos o como malezas. Muchas exhiben características xerofíticas.
<i>Eryngium</i>	De regiones templadas y tropicales. En bosques de <i>Pinus</i> , <i>Alnus</i> , <i>Quercus</i> y en claros de éstos.
Loranthaceae	De afinidades termófilas.
<i>Plantago</i>	Cosmopolita aunque de preferencia xerofítica. Se desarrolla en suelos arenosos.
Poaceae	Cosmopolitas, prosperan en todo tipo de habitats. Se desarrollan rápidamente en lugares perturbados, semiáridos o salinos.
Solanaceae	Preferentemente termófilos aunque llegan a desarrollarse en zonas templadas.
<i>Thalictrum</i>	En lugares perturbados templados y tropicales. En bosques húmedos, alpinos y abiertos; a la orilla de éstos y en praderas.
<i>Urtica</i>	Termófilos de lugares perturbados húmedos y secos.
Acuáticas, subacuáticas y ribereñas:	
Cyperaceae	Cosmopolitas aunque están mejor representadas en las zonas templadas y frías. Ambientes lacustres poco profundos, de la zona litoral somera pero con agua permanente o de suelos húmedos. Soportan altas tasas de evapotranspiración.

<i>Isoetes</i>	De lugares templados y cálidos. Acuático (de cuerpos de agua poco profundos), subacuático, anfibio y terrestre.
<i>Myriophyllum</i>	Cosmopolita, hidrófita flotante o sumergida con hibernación.
<i>Polygonum</i>	Cosmopolitas pero de preferencia en áreas templadas. Acuático, palustre o terrígeno xerófito.
<i>Potamogeton</i>	Cosmopolita de regiones templadas y ambientes acuáticos someros. Soporta aguas salobres y periodos de sequía.
<i>Typha</i>	Cosmopolitas, de aguas someras, de márgenes de cuerpo lacustre y de pantano.
Esporas:	
<i>Polypodium</i>	Cosmopolitas, especialmente de trópicos húmedos. Preferentemente epífitas.
<i>Anthoceros</i>	Algunas ocurren como pioneras en tierras ricas en limo.
<i>Asplenium</i>	Cosmopolitas, pioneras y epífitas.
Fungosporas	Pueden ser indicadoras de cambios locales en las condiciones de humedad y en la descomposición de materia orgánica. Algunas otras, de pantano, indican la incidencia de fuegos cercanos; también en fases de sobrecubrimiento de restos vegetales.
Algas:	
<i>Pediastrum</i>	Planctónica, libre flotadora, formando parte del tycoplancton o el euplancton. Las diferentes especies son buenas indicadoras de diferentes niveles tróficos del cuerpo de agua.
<i>Botryococcus</i>	Euplanctónica, soporta aguas salobres y altas tasas de evapotranspiración. De aguas oligotróficas.
Zygnemataceae <i>Spirogyra</i>	Acuáticas de aguas someras; prosperan en condiciones relativamente extremas o fluctuantes. Se acomodan en pequeños lagos, en su zona litoral o sobre suelo húmedo.
<i>Mougeotia</i>	Planctónica, de zonas templadas.

El contenido de palinormorfos a lo largo del núcleo es relativamente bajo, tal como se puede observar en el espectro de concentración de polen (ver Figura 16), respecto al obtenido en estudios polínicos del sur de la Cuenca (e.g. Lozano-García *et al.*, 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994) y esto se puede observar en la suma polínica y suma total de palinormorfos. Las condiciones físico-químicas a las que está sometida la depositación en la región central de Texcoco, en cierta medida, explican las bajas frecuencias de polen. Las condiciones alcalinas de las aguas del lago y los periodos estacionales que propician aumento y disminución en el nivel lacustre podrían ser las responsables del avanzado deterioro que muestran los palinormorfos del núcleo estudiado. La ubicación topográfica de lo que fuera el Lago de Texcoco también condicionó que fuera uno de los principales espacios físicos recaudadores de materiales re trabajados de amplias y variadas regiones de la Cuenca, tanto por transporte acuático como por los estratos altos de la atmósfera.

Por lo anterior, se observa una constancia y predominio de los elementos regionales en el espectro polínico. Los elementos locales disminuyen notablemente hacia la parte superior de la columna, aunque a estos niveles también disminuye el registro en general. De acuerdo al contenido de palinomorfos, aunque se seccionó el diagrama polínico para su interpretación, se observa una tendencia general en la distribución espacial de las de los géneros y grupos adecuado a un gradiente térmico altitudinal.

Pinus, se encuentra constantemente representada con altos valores; aquí se considera para su interpretación, la amplia distribución geográfica, la gran diversidad de especies, su amplia producción de polen y la alta tolerancia y adaptación ecológica del género. Para su distribución específica dentro de la Cuenca de México también se considera su predilección por suelos ácidos y su resistencia a fuegos continuos.

Las Apiaceae (antes Umbelliferae), aquí están consideradas como elementos herbáceos de la vegetación regional, ya que esta familia, en la actualidad, posee numerosos géneros ampliamente distribuidos en la zona montañosa, de pastizales y de matorrales de la Cuenca de México. Sin embargo, cabe aclarar la posibilidad de que algunos de los palinomorfos registrados pertenezcan al género *Hydrocotyle*, que es de hábitos acuáticos.

El palinomorfo de *Polygonum*, que corresponde a un género de amplia distribución ecológica, se considera rupícola, aunque no se descarta la posibilidad de incluirlo en la categoría subacuática e incluso terrestre.

Existen palinomorfos de diferentes familias o géneros, que presentan dificultad para ser diferenciados frente al microscopio por su similitud morfológica. En tales casos se nombran estas formas como tipos polínicos. Tal es el caso del tipo CuTaJu, que corresponde a una palinofoma que puede pertenecer a los géneros *Cupressus*, *Taxodium* o *Juniperus*. También se encuentra en el presente estudio el caso del tipo Cheno-Am que corresponde a una forma de la familia Chenopodiaceae o al género *Amaranthus* (Martin, 1963).

Se encontraron en el registro ejemplares de *Eucalyptus*, *Casuarina* y algunos casos de *Fraxinus* que se descartaron para la interpretación del estudio ya que fueron considerados como elementos que contaminaron el núcleo durante su manipulación dada su continua presencia a lo largo de la columna estratigráfica y su poco desgaste comparado con el polen fósil obtenido para esta zona de Texcoco. (Figura 13)

3.2. DESCRIPCIÓN Y ZONACIÓN DEL ESPECTRO POLÍNICO TEXCOCO A (TxA)

De acuerdo al análisis basado en el programa estadístico Tilia, por medio de un método de subdivisión del espectro polínico y al agrupamiento de las entidades características, se establecieron cinco zonas, nombradas y caracterizadas de acuerdo a condiciones climáticas que ocupan rangos fríos, templados o cálidos para designar la temperatura y rangos que van de húmedo a seco incluyendo un gradiente intermedio que pasa de subhúmedo a semihúmedo para señalar la cantidad de humedad ambiental:

ZONA V

(5.50 - 6.5 m)

FRÍA A TEMPLADA Y HÚMEDA A SEMIHÚMEDA

Esta parte del núcleo tiene una edad mayor a los 26.74 ka. Subyace a la tefra correlacionada con la "Tefra Tláhuac", por lo que se podría considerar que abarca un periodo de edad con mayor antigüedad a los 34 ka. La depositación de palinomorfos corresponde a un sustrato limoso, con estratificaciones de arena, pómez y cenizas; esto fundamenta la existencia de un cuerpo de agua.

Se caracteriza por contener altos valores de polen arbóreo; el mayor corresponde a *Pinus* (46%); se registran también *Quercus* (14%), *Alnus* (8%) y tipo CuTaJu (7%), y con porcentaje bajo se encuentran *Abies*, *Picea* y *Carya* (0.4-0.6 %).

Los palinomorfos del estrato herbáceo y arbustivo contenidos en mayor proporción son las Poaceae (17%) y se encuentran representadas las tipo Chen-Am (3%) y *Artemisia* (2%). Con menores valores, pero presentes, están Apiaceae, Asteraceae y *Thalictrum* (0.2-0.6%).

Representando a las acuáticas, subacuáticas y ribereñas se encuentran Cyperaceae (15), *Isoetes* (2), *Polygonum* (0.2-0.6%) y Trilete P y Trilete V (0.2%).

Las algas presentes son *Botryococcus* con 3 individuos y *Mougeotia* (1) y se observa un alto registro de fungosporas (27).

La representación arbórea de esta zona propone condiciones regionales de características templadas (*Pinus*, *Quercus*, *Alnus*) a frías (tipo CuTaJu, *Abies*, *Picea*, *Carya*)

y de acuerdo a la presencia de estos elementos en conjunto se puede interpretar en la existencia de bosques de coníferas de alta montaña de condiciones húmedas y semihúmedas, con posibilidades de extensiones cubiertas por *Pinus*, *Quercus* y *Carya* en condiciones semiáridas. A pesar de ser cosmopolitas las Poaceae y las Asteraceae, se pueden considerar como elementos importantes del sotobosque, mismo que se asumiría sometido a constantes perturbaciones por la considerable presencia del tipo Cheno-Am, *Artemisia*, Apiaceae y *Thalictrum*.

En el ambiente local se presentan Cyperaceae, *Isoetes* y *Polygonum* que reflejan condiciones de orilla de lago pantanoso o mosaico con nivel lacustre poco profundo pero con un cuerpo de agua permanente. Son congruentes a las regiones templadas y frías y en el caso de las Cyperaceae con gran adaptación a los lugares con altas tasas de evapotranspiración. *Isoetes* apoya la idea de la persistencia de un cuerpo de agua somero, pues la especie mexicana es una hidrófita enraizada, sumergida, erecta, con disposición de habitar en márgenes de lagos de poca profundidad o bien en zonas pantanosas. La presencia de *Polygonum* como acuática a subacuática apoya el ambiente de lago permanente somero por ser una hidrófita enraizada, aunque por tener un amplio rango de adaptación, se puede extender hacia ambientes pantanosos o incluso terrestres perturbados. Como ocurre con la mayor parte de las esporas, las Trilete P y Trilete V pueden representar lugares húmedos, en especial ambientes rupícolas.

Las algas presentes son *Botryococcus* que son grupos de organismos euplanctónicos y libres flotadores, que prefieren aguas semiduras y de poca profundidad. *Mougeotia* se desarrolla en condiciones relativamente extremas con fluctuaciones de nivel, de pH y de temperatura del agua (aunque prefiere rangos entre los 10-15° C; Van Geel y Van der Hammen, 1978), prosperando a las orillas de grandes lagos. Las fungosporas pueden ser concomitantes con altos grados de descomposición de materia orgánica. Bajo las condiciones anteriores se puede interpretar en la existencia de un gran cuerpo de agua permanente, somero, con fluctuaciones de nivel y de pH (dentro de rangos alcalinos) estacionales; la poca profundidad del lago pudo haber permitido la existencia de zonas pantanosas no sólo a las orillas del lago, sino en diversos puntos interiores de la extensión total del espejo de agua. Aunque se observa que existió un gradiente altitudinal termal de acuerdo al registro arbóreo, la presencia de *Mougeotia* y la ausencia de

Pediastrum parecen reflejar que también hubo una tendencia a menores temperaturas que las actuales en la planicie baja.

(Figuras 9, 10, 11 y 12)

ZONA IV

(5.50 – 2.00 m)

TEMPLADA A FRÍA Y SUBHÚMEDA A SEMIHÚMEDA

Comprendida entre los 5.50 m y los 2.00 m, superior a la “*Tefra Tláhuac*”, en un periodo comprendido entre los ca. 26.74 ka y los ca.13.6 ka A.P.. El sustrato en el que se depositaron los palinomorfos corresponde básicamente a limos, que indicaría la existencia de un cuerpo lacustre establecido. Estos limos también se encuentran como limos arenosos o limos arcillosos; además existen horizontes de arenas y estratificaciones, fisuras y lentes conteniendo arenas, fragmentos de pómez de diversas formas y material negro.

Esta condición de depósito parece reflejar un amplio periodo fluctuante dentro de un rango ambiental similar, descrito en la presente zona. Por los valores del registro de palinomorfos, se pueden distinguir cuatro subzonas asociadas a los eventos de depósito. En la zona, en general, predominan elementos regionales arbóreos como *Pinus* (55-95%), que al igual que en el resto de las zonas se encuentra sobrerrepresentado; también se observan *Alnus* (0.3-10%), *Quercus* (0.2-12%), tipo CuTaJu (0.1-9%), *Abies* (0.1-3%), *Juglans* (0.1-2%) y *Picea* (0.1-1%). En porcentajes menores a 1% se encuentran *Fraxinus* (0.1-0.3%) y *Carya* (0.1-0.2%) y presentes en una o tres subzonas se reportan *Podocarpus* (0.1-0.3%), *Corylus-Carpinus* (0.1-0.4%), *Celtis* (0.1-0.3%), *Ulmus* (0.1%), *Bursera* (0.1-0.3%), *Buddleia* (0.1-0.4%) y *Engelhardtia*, *Tsuga*, *Liquidambar*, *Salix* e *Ilex* (0.1%).

Las hierbas mejor representadas en la zona son las Poaceae (2-20%) y en menor medida las Asteraceae (0.1-2%), las tipo Cheno-Am (0.1-3%), *Artemisia* (0.1-1%) y *Thalictrum* (0.1-1%). Con porcentajes menores al 1% se encuentran las Apiaceae (0.1-0.4%), las Caryophyllaceae y las Solanaceae (0.1-0.3%), *Ambrosia* y *Urtica* (0.1-0.2%) y *Cirsium*, *Eryngium*, Loranthaceae, *Plantago*, *Arceuthobium* y *Clematis* con 0.1%.

La flora local contiene como elementos dominantes a Cyperaceae (2-60), *Isoetes* (1-13), *Myriophyllum* (1-3), *Typha* y *Potamogeton* (1) y con menor presencia a *Polypodium*

(0.1-0.3%) y *Polygonum* (0.1%). Las esporas registradas son: Trilete P (0.1-0.6%), Monolete P, Trilete P, *Anthoceros* y Trilete V (0.1-0.4%) y *Asplenium* y *Riccia* (0.1%). Las algas presentes con más individuos son *Botryococcus* (3-271) y *Pediastrum* (1-187) y en menor medida *Spirogyra* (1-3), Zygnemataceae (1-2), *Mougeotia* (1) y estructuras algales como Alga E, Alga C y Alga PF con un individuo. Otros elementos representados son: *Espora micorrízica* (1-433), Fungosporas (1-143) y Liosferidae (1-2).

(Figuras 9, 10, 11 y 12)

En la Subzona IV d (4.50 – 5.50 m)

FRÍA A TEMPLADA Y HÚMEDA A SEMIHÚMEDA

Se ubica en el intervalo de la columna que va de los 5.5 a los 4.5 m en un periodo de tiempo que oscila alrededor de los 26.74 ka. La depositación corresponde a limos con dos estratificaciones de arenas.

Contiene altas proporciones de representación arbórea; *Pinus* (55-90%) mantiene la dominancia, *Quercus* (2-12%), tipo CuTaJu (1-9%) y *Alnus* (1-7%) tienen un buen registro y *Abies* (0.3-3%), *Juglans* (0.1-2%), *Picea* (0.1-0.7%), y *Podocarpus* (0.1-0.3%) marcan su presencia con un porcentaje considerable. También se encuentran *Buddleia* (0.4%), *Celtis* (0.3%) y *Fraxinus*, *Carya*, *Corylus-Carpinus*, *Bursera* y *Engelhardtia* (0.1%).

Del estrato herbáceo se estiman las Poaceae (4-20%) con valores considerables; Asteraceae (0.2-2%), tipo Cheno-Am (0.1-2%), *Artemisia* (0.2-1%), *Ambrosia* (0.1-0.2%), *Thalictrum* (0.1-1%), Apiaceae (0.1-0.4%) y Caryophyllaceae, *Eryngium*, *Arceuthobium*, *Urtica*, Solanaceae, y *Clematis* (0.1%) hacen muestra de su presencia.

Los palinomorfos de carácter local son Cyperaceae (2-41), *Isoetes* (1-13), *Mriophyllum* (1-2), *Typha* (1), *Polygonum* (0.1%), Trilete P (0.1-0.6%), *Anthoceros* (0.1-0.4%), Monolete P (0.2-0.3%), *Polypodium* (0.1-0.2%) y *Riccia* (0.1%).

Las algas registradas son *Botryococcus* (3-73), *Pediastrum* (1-7), Zygnemataceae (1), *Spirogyra* (1) y *Mougeotia* (1). Otros elementos representados son la *Espora micorrízica* (1-58), Fungosporas (1-47) y Liosferidae (1).

Las condiciones regionales, de acuerdo a la representación arbórea, dan lugar a pensar en la existencia de condiciones favorables para el desarrollo de una gran variedad de tipos de bosques. La presencia de *Abies*, tipo CuTaJu, *Juglans* y *Picea* se puede

interpretar en una tendencia hacia temperaturas frías, y para el caso de *Abies* en particular (y su parásita *Arceuthobium*), y en ciertas ocasiones de *Fraxinus*, valores importantes de humedad. *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*, por su amplia distribución, representan los elementos adaptables a las condiciones ambientales fluctuantes propuestas dentro de un rango de temperaturas templadas. Se encuentran también especies arbóreas que en la actualidad se desarrollan en condiciones templadas como *Corylus-Carpinus* y *Engelhardtia* como elemento de bosque mesófilo (que en la actualidad ya no se distribuye en la Cuenca de México). De afinidades termófilas y atribuible a las tierras bajas de área, se encuentran *Celtis* y *Buddleia*, el primero afín además a suelos de origen volcánico y el último asociado a matorrales, pastizales y bosques de ambientes perturbados. De ambientes templados se puede considerar a *Podocarpus*. *Bursera* y *Carya* están asociados a condiciones xerófilas, el primero de amplias afinidades paleo y neotropicales y el segundo de flora templada - boreal a subtropical.

Poaceae y Asteraceae se consideran de sotobosque, tipo Cheno-Am, *Artemisia*, *Ambrosia*, *Thalictrum* y Caryophyllaceae hablan de un lugar perturbado; Apiaceae y *Urtica*, pueden presentar adaptaciones al disturbio o algunas de ellas pueden ser de ambientes subacuáticos. Las Solanaceae son elementos de amplia distribución, pero al igual que *Clematis*, son especialmente de zonas templadas montañosas. *Eryngium*, género cosmopolita, parece estar relacionado con los bosques de coníferas, claros de bosques, sobre rocas basálticas, en la pradera alpina y en ocasiones en los matorrales a las orillas del lago.

La presencia de Cyperaceae, *Isoetes*, *Typha* y *Polygonum* indican la existencia de un ambiente palustre de orilla de lago y aunado a la presencia de *Myriophyllum* se obtienen indicios de un cuerpo de agua somero permanente, ya que corresponde a una hidrófita enraizada y sumergida. La diversidad de esporas (Trilete P, *Anthoceros*, Monolete P, *Polypodium* y *Riccia*) es muestra de la riqueza de ambientes con condiciones de humedad.

Las algas que predominan son las del género *Botryococcus*, indicadoras de ambientes lacustres de poca profundidad y de aguas semiduras. La presencia de las *Pediastrum*, también libres flotadoras, no parece ser excluyente con la de las primeras. Estas últimas, al preferir aguas eutróficas, tibias y al aumentar o disminuir marcadamente su población después de la restauración de un lago, parecen indicar un cambio en la composición química del agua y temperatura ambiental ligeramente superior a la de la zona

anterior. El registro de Zygnemataceae, *Spirogyra* y *Mougeotia*, indicaría condiciones relativamente extremosas asociadas a fluctuaciones de temperatura, nivel y pH del agua, por lo que se pudieron haber encontrado en la zona litoral del lago somero.

Otros elementos representados son la *Espora micorrízica*, Fungosporas y Liosferidae que pueden estar asociados a la materia orgánica depositada y existente en el interior del lago.

(Figuras 9, 10, 11 y 12)

En la Subzona IV c (3.50 – 4.50 m)

TEMPLADA A FRÍA Y HÚMEDA A SEMIHÚMEDA

Se incluye en un intervalo de tiempo cercano pero menor a los 26.74 ka y a uno mayor a los 13.6 ka. El tipo de sedimentos sobre los que se llevó a cabo la depositación corresponde a limos, lo cual indicaría la existencia de un ambiente lacustre. Además se observan fisuras rellenas de material negro, arenas y fragmentos pequeños de pómez de diversas formas.

El conjunto arbóreo está representado por *Pinus* (66-91%) con el mayor porcentaje, seguido de *Quercus* (2-10%), *Alnus* (1-5%), tipo CuTaJu (0.1-3%), *Abies* (0.1-1%) y *Picea* (0.1-1%) con valores importantes. También quedan registrados una gran diversidad de elementos como *Podocarpus* (0.1-0.3%) y *Juglans*, *Fraxinus*, *Carya*, *Corylus-Carpinus*, *Ulmus*, *Liquidambar*, *Buddleia*, *Salix* e *Ilex* con 0.1%.

De la flora regional compuesta por hierbas y arbustos, tienen mayor porcentaje de presencia las Poaceae (2-14%), seguidas por tipo Cheno-Am (0.4-3%), Asteraceae (0.2-2%) y *Artemisia* (0.1-1%). Con valores menores al 1%, pero presentes, se encuentran los palinomorfos de *Thalictrum* (0.1-0.5%), Apiaceae (0.1-0.4%) y Caryophyllaceae, *Cirsium*, *Eryngium*, *Plantago*, *Arceuthobium*, Solanaceae, *Polygonum* y *Clematis* con 0.1%.

Dentro de los elementos locales, se encuentran bien representadas las Cyperaceae (3-53), *Isoetes* (2-12) y *Myriophyllum* (1-2). Formas tales como *Typha* (1), *Polypodium* (0.1-0.3%) y Monolete P, Trilete P, *Anthoceros*, Trilete V y *Asplenium* con 0.1%, se encuentran registrados en baja proporción. Las algas del género *Botryococcus* (12-149) son las de mayor presencia constante, aunque *Pediastrum* (1-52) se expresa también en un pico importante. *Spirogyra* (1-3), Zygnemataceae (1) y *Mougeotia* (1) se registran en baja

proporción, pero de manera continua, en el intervalo de tiempo de la subzona. Otros elementos presentes son la *Espora micorrízica* (1-433), las Fungosporas (2-23) y el Liosferidae (1).

Por la amplia diversidad de géneros representados en palinomorfos arbóreos, al igual que en el nivel anterior, se puede pensar en una gran variedad de ambientes en los que se pudieron desarrollar diversos tipos de bosques, o bien, los diversos tipos de bosques representados en el gradiente altitudinal. Los árboles mejor representados en el espectro polínico son *Pinus* y *Quercus*, que pudieron haber formado bosques semihúmedos a semiáridos de pie de montaña. Si se incluye el registro de *Alnus*, tipo CuTaJu, *Abies* (y *Arceuthobium*), *Liquidambar* (que aparece sólo en esta subzona) y *Juglans*, se puede hacer referencia a bosques de coníferas de alta montaña, mixtos u ocupando microambientes ecológicamente específicos para cada una de las formas; los tres últimos pueden hacer referencia a bosques húmedos y fríos. La presencia de *Picea* nos indicaría ambientes más fríos, asociándolos básicamente a la faja altitudinal de límite de bosque. *Carya* se puede asociar a esta misma faja, pero en caso de pertenecer a partes más bajas, éstas corresponderían a ambientes fríos. En esta subzona también son representativos *Podocarpus* y *Corylus-Carpinus*, elementos de bosque templado. La versatilidad de *Fraxinus* nos permitiría incluirlo en matorrales o en bosques de galerías de la planicie, o como elemento de montaña asociado en un bosque mixto o mesófilo. *Ulmus*, al pertenecer al límite inferior de bosque caducifolio cercano a fuentes de humedad, podría haber compartido un complejo ambiente con *Fraxinus*, *Salix* e *Ilex* (estos dos últimos exclusivos a esta subzona). *Buddleia* pudo haberse desarrollado en matorrales, pastizales y lugares perturbados limitando la vegetación regional y de la local.

Las Poaceae se encuentran bien representadas y junto con las Asteraceae, Solanaceae, *Clematis* pudieron ser elementos tanto de sotobosque como del piedemonte; las tipo Cheno-Am, *Artemisia*, Caryophyllaceae, Apiaceae y *Thalictrum* podrían ser reflejo de perturbación. *Cirsium* y *Eryngium* se pueden considerar de bosque y zona alpina y subalpina, en lugares algo perturbados. De igual manera *Plantago* y *Polygonum* reflejarían perturbación en un medio xerofítico y de suelo arenoso.

La buena representación de Cyperaceae, *Isoetes* y *Myriophyllum* pueden indicar la presencia de un cuerpo de agua permanente, somero y con condiciones pantanosas de orilla de lago. Esto se reafirma con la presencia de *Typha* y la gran variedad de esporas

(*Polypodium*, *Monoete* P, *Trilete* P, *Anthoceros*, *Trilete* V y *Asplenium*) confirman la existencia de variados microambientes húmedos. La gran dominancia de *Botryococcus*, considerada como libre flotadora, mostraría la existencia de un cuerpo de agua regularmente presente, aunque somero y de agua alcalina. El pico de *Pediastrum*, asociado posiblemente a las partes del lago de acopio de afluentes de aguas dulces, indicaría probablemente un proceso hacia la eutroficación de las aguas del lago. Estas algas decrecen y se incrementan después de la restauración de un lago y son más bien termófilas. *Spirogyra*, *Zygnemataceae* y *Mougeotia* indicarían condiciones fluctuantes de nivel, pH y temperatura del agua, prosperando en la orilla del gran lago. La marcada expansión de la *Espora micorrízica* podría relacionarse con la alta productividad del lago, desarrollándose en raíces de las formas rupícolas. Las Fungosporas indicarían medianas tasas de descomposición.

(Figuras 9, 10, 11 y 12)

La subzona IVb (2.30 – 3.50 m)

TEMPLADA SUBHÚMEDA A SEMIHÚMEDA

Abarca un periodo de tiempo intermedio entre los 26.74 y 13.6 ka A.P., con una edad más cercana a los 13.6 ka. Incluye un depósito que consiste en limos con algunas intercalaciones de arenas, lo que indica un ambiente propiamente lacustre.

Dentro de la categoría de árboles de la flora regional se encuentra con dominancia de porcentaje *Pinus* (65-95%) y le siguen con valores significativos *Alnus* (2-10%), *Quercus* (1-7%), tipo CuTaJu (0.1-3%) y *Abies* (0.2-1%). También se registra la presencia de *Picea* (0.1-0.5%), *Corylus-Carpinus* (0.1-0.4%), *Fraxinus* (0.1-0.3%), *Carya* (0.1-0.2%) y *Juglans*, *Podocarpus*, *Tsuga*, *Celtis*, *Ulmus* y *Engelhardtia* con 0.1%.

Las hierbas de la vegetación regional que aparecen en mayor porcentaje en el espectro polínico son las *Poaceae* (2-18%), seguidas de tipo Cheno-Am (0.2-1%) y *Artemisia* (0.1-1%). Los grupos presentes con valores menores al 1% son las *Caryophyllaceae* y *Thalictrum* (0.1-0.3%), *Asteraceae* y *Urtica* (0.1-0.2%) y *Ambrosia*, *Apiaceae*, *Loranthaceae* y *Polygonum* con 0.1%.

En la vegetación local se encuentran básicamente las Cyperaceae (11-60) e *Isoetes* (1-13) y se registran *Myriophyllum* (1), *Typha* (1), *Potamogeton* (1), Monolete P (0.1-0.4%), *Anthoceros* (0.1-0.3%), *Polypodium* (0.1-0.2%) y Trilete P y Trilete V con 0.1%. Tanto las algas *Botryococcus* (35-271) como *Pediastrum* (1-187) quedan muy bien representadas en el registro; también están presentes *Spirogyra* (2-3) y Zygnemataceae (1-2). Los otros elementos notoriamente presentes son las Fungosporas (1-143) y la *Espora micorrízica* (9-89). Se reporta un individuo de Liosferidae.

La sobrerrepresentación de *Pinus*, indicador de variadas condiciones templadas sigue siendo manifiesta; pero otros elementos arbóreos de importancia son *Alnus*, que hacia el final de la subzona llega a valores máximos y *Quercus*, cuyos valores parecen presentar un comportamiento contrario al de *Alnus* en esta subzona. Este conjunto arbóreo parece representar bosques templados que pasan de condiciones semihúmedas (*Pinus-Quercus*) a bosques de condiciones subhúmedas (*Pinus-Quercus-Alnus*). La presencia del tipo CuTaJu y *Picea*, así como la aparición de *Tsuga*, quienes son indicadores de límite superior de vegetación arbórea, puede representar condiciones frías, aunque la disminución en presencia de *Abies* hacia esta subzona indicaría una tendencia hacia condiciones más templadas. La combinación de *Pinus-Abies-CuTaJu-Quercus-Alnus* se podría interpretar como bosques de coníferas templados subhúmedos de alta montaña. La presencia de *Engelhardtia*, mostraría la posibilidad de la conservación de microambientes propios para el desarrollo de bosques mesófilos. Los componentes *Corylus-Carpinus* y *Podocarpus* denotan condiciones templadas. La diversidad de bosques estaría complementada con el desarrollo de bosques en tierras más bajas, cercanos a fuentes de humedad y de condiciones más cálidas que los anteriores, compuestos por *Fraxinus*, *Carya*, *Juglans*, *Celtis* y *Ulmus*. Las Poaceae y las Asteraceae tienen presencia como para distribuirse en un amplio rango, pudiendo ser componentes de vegetación subalpina, de sotobosque, de piedemonte y de los alrededores de la zona litoral. Otros elementos de bosque de amplia distribución son Apiaceae, Loranthaceae y *Polygonum*. Existen elementos de perturbación como tipo Cheno-Am, *Artemisia*, Caryophyllaceae, *Ambrosia*, *Thalictrum* y *Urtica*. Estos dos últimos son parte de sitios perturbados y húmedos.

Al igual que en las dos subzonas anteriores, la presencia de elementos locales es marcadamente dominante. Cyperaceae, *Isoetes* y *Typha* (y *Polygonum*, en caso de referirse a su forma palustre) denotan una condición de orilla de lago o condición mosaico

muy desarrollada. *Myriophyllum* y *Potamogeton* (e *Hydrocotyle*, en caso de incluirse en el registro de las Apiaceae) indican un cuerpo de agua permanente por su característica de hidrófitas; *Potamogeton* se llega a asociar a aguas duras. La diversidad de esporas (Monolete P, *Anthoceros*, *Polypodium*, Trilete P y Trilete V), demuestra la existencia de variados microambientes con la suficiente humedad como para propiciar el desarrollo de musgos y helechos.

Los altos valores de las algas como *Botryococcus*, euplanctónicas y que indican aguas semiduras, y *Pediastrum*, de aguas de condiciones relativamente cálidas y hacia niveles de eutroficación, aunadas a las hidrófitas antes mencionadas, fundamentan la existencia de un cuerpo de agua permanente. *Spirogyra* y Zygnemataceae podrían estar indicando condiciones fluctuantes de temperatura, pH y nivel del agua del lago. Hacia el final de la subzona, se observa un incremento muy marcado de las Fungosporas, lo que puede denotar altas tasas de descomposición. La *Espora micorrízica*, con su presencia continua, puede indicar su ventajosa asociación con vegetación local, que optimice su función dentro del sistema del lago.

(Figuras 9, 10, 11 y 12)

La Subzona IVa (2.30 – 2.00 m)

TEMPLADA SEMIHÚMEDA

Abarca un periodo de tiempo que oscila alrededor de los 13.6 ka. La depositación se llevó a cabo con sedimentos de limos arcillosos a limos arenosos, con gran cantidad de materiales de arrastre, lo que indicaría un ambiente lacustre con eventos de depósito adicional abruptos de las tierras altas circundantes.

En este nivel, permanece la dominancia del elemento regional *Pinus* (79-94%) y continúa la presencia de *Alnus* (0.3-5%) y *Abies* (0.5-1%). Se registra, aunque con valores bajos, *Quercus* (0.2-1%), *Fraxinus* (0.3%), *Bursera* (0.3%) y tipo CuTaJu, *Juglans*, *Picea* y *Carya* con 0.1%. Las hierbas quedan mejor representadas, al igual que en los otros intervalos de esta zona, por las Poaceae (3-11%). También están presentes las tipo Cheno-Am (2.2%), *Artemisia* (0.1-0.4%), Asteraceae (0.1-0.3%), Solanaceae (0.3%) y Caryophyllaceae y Apiaceae con 0.1%.

La flora local queda manifestada por las Cyperaceae (2-26), aunque sus valores decaen bruscamente hacia el final del intervalo. Se encuentran *Isoetes* (1), Trilete P (0.1-0.6%), *Polypodium* (0.2%) y Monolete P, Trilete V y *Asplenium* (0.1%). Dentro del grupo de las algas, se registra la dominancia de *Botryococcus* (7-140), que presenta valores fluctuantes. *Pediastrum* (1-14) decae hasta casi desaparecer y se muestran siempre *Spirogyra* (1-2), la *Espora micorrízica* (5-11) y las Fungosporas (1-13).

Los niveles del sobrerrepresentado *Pinus*, después de haber decaído un poco en la subzona anterior, nuevamente se recuperan, indicando condiciones regionales templadas. Por el contrario, el resto de los elementos del espectro polínico, en esta subzona y en general en el periodo restante hacia el actual, disminuyen significativamente. *Alnus*, *Quercus*, tipo CuTaJu, *Abies* y *Picea* tienen valores decrecientes, aunque su presencia sostiene la interpretación de la existencia de bosques mixtos semihúmedos a subhúmedos en el amplio gradiente altitudinal. El registro de *Abies* se recupera en valores y constancia con respecto a los de las dos subzonas anteriores, lo que indicaría que hay un posible nuevo incremento en los niveles ambientales de humedad y una disminución en la temperatura, al menos en determinados puntos de la región. En las tierras bajas del gradiente pudieron haber prosperado asociaciones con elementos arbóreos como *Fraxinus*, *Juglans* y *Carya* desarrollándose cerca de afluentes y cuerpos de agua. *Bursera* aparece como elemento termófilo, de las probables áreas más secas de la planicie.

Al igual que en el registro anterior al de esta subzona, las Poaceae, por su registro abundante (que tiende a decrecer al final de la zona) se le puede considerar como una acompañante de variados tipos de vegetación. En esta categoría se podría incluir a grupos como las Asteraceae, las Solanaceae y las Apiaceae, que aunque disminuyen su registro se encuentran presentes. Se registran tipo Cheno-Am, *Artemisia* y Caryophyllaceae como indicadores de perturbación.

En esta zona se observa un marcado decaimiento de los elementos locales, tanto de los que representan la vegetación ribereña como los de la vegetación acuática y subacuática. Las Cyperaceae pasan de relativamente altos a bajos valores; esta condición podría indicar la existencia de un área rupícola. *Isoetes* también declina hasta permanecer con bajos valores. Otros elementos estrictamente acuáticos desaparecen. Sin embargo, diversas esporas (Trilete P, *Polypodium*, Monolete P, Trilete V y *Asplenium*) se encuentran representadas indicando ambientes que aún guardan humedad.

Las algas *Botryococcus*, que dominan en el registro, denotan condiciones locales de cuerpo de agua permanente (porque son euplanctónicas), de poca profundidad y agua semidura. En menor proporción está *Pediastrum*, que indica aguas de variadas condiciones tróficas con tendencias hacia la eutroficación y más tibias; por esto, las aguas no corresponderían exactamente a las condiciones que necesitarían para desarrollarse. La presencia de *Spirogyra* también puede corresponder a un ligero incremento de temperatura y por desarrollarse a la orilla de grandes lagos o en lagos pequeños de poca profundidad, se podría inferir un lago con distribución de vegetación pantanosa (de *Cyperaceae* e *Isoetes*) en la extensión del amplio lago somero. La *Espora micorrízica* y las Fungosporas, al igual que los otros elementos locales disminuyen en presencia, probablemente a que la preferencia de desarrollo de estos organismos es más bien en vegetación acuática o terrestre y no pantanosa.

(Figuras 9, 10, 11 y 12)

ZONA III

(2.0 - 1.0 m)

CÁLIDA SECA

Se encuentra entre los 2.0 y el 1.0 m de profundidad de la columna estratigráfica y queda incluida en una edad mayor a los 7.6 ka y menor a los 13.6 ka A.P.. Los sedimentos en que ocurrió la depositación corresponden a limos arenosos con estratificaciones intermedias a la zona de ceniza negra y lapilli de pómez, ambas retrabajadas y empotradas en una matriz de limo y arena fina. Las arenas podrían denotar un ambiente en cierto grado más terrígeno que las zonas anteriores y la siguiente.

Pinus (47-97%) representa los más altos valores de la vegetación regional, seguido de las *Poaceae* (1-30%) y las tipo Cheno-Am (1-21%). *Quercus* (0.5-5%), tipo CuTaJu (0.4-2%), *Alnus* (0.3-2%), *Carya* (0.3-1.4%) y *Fraxinus* (0.3-1%) tienen una representación significativamente más baja que en las zonas anteriores y *Abies* (0.4-0.5%), *Podocarpus* (0.3%) e *Ilex* (0.1%) se registran con valores muy bajos. Las hierbas presentes son las *Caryophyllaceae* (0.3-3%) y en menor proporción *Asteraceae* (0.3%) y *Urtica* (0.1%).

Los elementos locales disminuyen drásticamente en este intervalo y también representan los valores más bajos del espectro polínico. Se registran los palinomorfos de *Cyperaceae* (1-3), *Typha* (1), *Polypodium* (0.4%), *Asplenium* (0.3%) y Monolete P, Trilete P y Trilete V con 1%. Dentro del grupo de las algas se llega a presentar con valores bajos *Botryococcus* (2-22) y *Pediastrum* (1-6) y en mucha menor proporción *Zygnemataceae* (1) y *Spirogyra* (1). La *Espora micorrízica* (8-86) queda bien representada así como las Fungosporas (1-19); se registra la presencia de Liosferidae (1-3).

Justo en la recuperación de esta ceniza se observa una sensible baja en el *Pinus*, *Quercus*, *Alnus* y tipo CuTaJu, se presenta *Carya*. Por el contrario se observa en este punto una rápida recuperación de poáceas, tipo Cheno-Am, *Caryophyllaceae*, *Cyperaceae*, y de manera leve *Pediastrum* y un poco después *Botryococcus*.

En un punto intermedio de esta zona, justo después del depósito de ceniza y pómez, se observa un decremento en los ya de por sí altos valores de *Pinus*; esta disminución es concomitante con el incremento marcado de las *Poaceae*, las tipo Cheno-Am y las *Caryophyllaceae* (que alcanzan de los más altos valores de su registro). Este comportamiento refleja un marcado evento de perturbación que pudo haber impedido el establecimiento y desarrollo de vegetación arbórea y favoreciera el desarrollo de hierbas tolerantes a sequía y temperaturas mayores probablemente manifestadas en la erosión que acarreó el material volcánico. Sin embargo, se encuentran presentes, aunque en una menor proporción que en el resto de las zonas del espectro polínico, *Quercus*, tipo CuTaJu, *Alnus*, *Abies* y *Podocarpus*, que representarían el mosaico remanente de bosques de la región. *Fraxinus*, *Carya* e *Ilex* son tolerantes, bajo las condiciones expuestas, a condiciones de baja humedad en suelos arenosos. Las *Asteraceae* y *Urtica* son elementos que pudieron desarrollarse en amplios espacios del gradiente y además son resistentes a la perturbación.

La vegetación local disminuye drásticamente; hay un bajo registro de individuos de *Cyperaceae* y *Typha*, lo que indicaría las restringidas condiciones para el establecimiento de un pantano. El nulo registro de acuáticas y subacuáticas, así como el pobre registro de las algas indicaría que el cuerpo de agua desapareció. Las esporas (*Polypodium*, *Asplenium*, Monolete P, Trilete P y Trilete V) podrían asociarse a microambientes que pudieran aún resguardar los pocos indicios de humedad.

Al igual que con los otros elementos locales, las algas declinan significativamente a partir de esta zona. *Botryococcus* es el alga con mediana presencia, pudiendo indicar un

cuerpo de agua muy somero o que pudiera sobrevivir aún en suelos húmedos. *Pediastrum* también casi desaparece, su característica de euplanctónica indicaría la falta de un cuerpo de agua bien establecido. La presencia hacia el final de la zona, aunque poca, de Zygnemataceae y *Spirogyra* indicaría la posibilidad de un incipiente restablecimiento del Lago. La *Espora micorrízica* y las Fungosporas tienen bajo registro, lo que se podría asociar a la poca cantidad de materia orgánica vegetal en donde se desarrollan de manera óptima.

(Figuras 9, 10, 11 y 12)

ZONA II

(1.0 – 0.5 m)

FRÍA HÚMEDA

Esta zona se ubica en el núcleo entre 1.0 y 0.5 m de profundidad en un periodo de tiempo comprendido entre los ca. 7.6 y los ca. 6.15 ka A.P.. El sustrato sobre el que se llevó a cabo la depositación corresponde a limos, lo que habla de un ambiente propiamente lacustre.

Queda representada en su vegetación regional por *Pinus* (91-97%) que al igual que en las zonas anteriores está sobrerrepresentado; por *Abies* (1-4%), que responde a los más altos valores porcentuales de su presencia en la columna y por tipo CuTaJu (1%) y *Alnus* (0.3-1%) que muestran un registro significativo. También se presentan *Quercus*, *Podocarpus*, *Picea* (quien presenta su último registro; en la actualidad no se distribuye más en la Cuenca de México) y *Fraxinus* (0.3%) y *Juglans* (0.1%). Las hierbas y los arbustos como Poaceae (1-4%) y Asteraceae, tipo Cheno-Am, Caryophyllaceae y *Urtica* (0.3%), realmente corresponden a un pobre registro de presencia tanto en esta zona como en el resto del núcleo.

Los elementos locales, a excepción del alga *Pediastrum* (8-62), tienen poca relevancia en el registro: Cyperaceae (1-3), *Isoetes* (1), *Botryococcus* (2-16), Zygnemataceae y *Spirogyra* (1-3), *Polypodium* y Trilete P (0.3-1%) y Monolete P (0.6%). Sin embargo, se incluyen en esta zona nuevas formas de estructuras algales dentro de la secuencia estratigráfica. Tales elementos son el Alga PD (90) y el Alga L (18). También se observan los máximos valores de presencia de la *Espora micorrízica* (17-755) y de

Liosferidae (2-14). Las Fungosporas (3-11) tienen una representación relativamente media pero constante.

El registro de *Pinus* se recupera marcadamente respecto al de la zona anterior y al del resto del espectro polínico. Esto, aunado al mayor registro y presencia continua de *Abies* en el diagrama, puede fundamentar una interpretación de condiciones ambientales húmedas y frías. La presencia de tipo CuTaJu, *Alnus*, *Quercus*, *Podocarpus* y *Picea* indicarían el establecimiento de bosques mixtos templados subhúmedos de montaña, así como bosques de galerías de *Fraxinus* y *Juglans*. El registro de las Poaceae corresponde a los menores valores lo que, aunado a los bajos valores de elementos que se podrían considerar de perturbación como las Asteraceae, las tipo Cheno-Am, las Caryophyllaceae y *Urtica*, indicarían un periodo de relativa estabilidad climática.

La vegetación local correspondiente a formas ribereñas como las Cyperaceae e *Isoetes* que se muestran escasas, pueden expresar el poco desarrollo de ambiente litoral. Tal condición no parece contraponerse a la existencia de microambientes húmedos, indicados por las esporas *Polypodium*, Trilete P y Monolete P. Por el notable incremento de la presencia de *Pediastrum*, se podría denotar un restablecimiento del lago dada su característica de ticoplanctónica. Esto se podría asociar a un marcado aporte de aguas de ríos y manantiales hacia la subcuenca. *Botryococcus*, permanece en el registro con bajos valores; justo cuando *Pediastrum* decae en valores, se incrementa su presencia, probablemente debido a que *Botryococcus* prefiere aguas semiduras, condición que para ese momento ya habría alcanzado el lago. Aparecen en gran número diversas estructuras algales, como Alga PD y Alga L, que al menos podrían indicar un cambio en la composición del agua que permitiera su desarrollo. Las Zygnemataceae y *Spirogyra*, aunque con bajos valores, muestran el restablecimiento del cuerpo de agua con una zona litoral marcada o en un lago pequeño. La *Espora micorrízica* y los Liosferidae presentan los más altos valores del espectro polínico, probablemente relacionados con vegetales que pudieran prosperar en las cercanías del lago; las Fungosporas denotan moderadas tasas de descomposición.

Aunque se propone un aumento en la humedad ambiental, tal condición no parece estar reflejada en un aumento en el nivel lacustre. La existencia del lago pudo haber estado sometido a un régimen hidrológico que sostuviera, dadas las características fisiográficas de la subcuenca, un nivel lacustre bajo. Por la poca existencia de un ambiente palustre, se podría inferir que los cinturones de vegetación boscosa húmeda regional bajaron hacia

cotas altitudinales menores que restringieron el establecimiento de otros tipos de vegetación entre la vegetación boscosa regional y la orilla del lago.

(Figuras 9, 10, 11 y 12)

ZONA I

(0.5 – 0 m)

TEMPLADA A CÁLIDA Y SEMIHÚMEDA A SEMIÁRIDA

IMPACTO HUMANO

CONDICIONES SIMILARES A LAS PRESENTES

Esta zona se extiende en el último intervalo del núcleo, de 0.5 m a la superficie y queda comprendida en una edad de ca. 6.15 ka al presente. La depositación de los palinomorfos ocurrió en sedimentos arenosos, ricos en cristales y materiales volcánicos arrastrados, matriz carbonatada y abundantes raicillas. Estas condiciones reflejan un ambiente terrígeno y probablemente de relleno.

Únicamente esta zona muestra una vegetación regional en donde ambos elementos, arbóreos y herbáceos, están representados de manera proporcional. Aunque *Pinus* (7-86%) sigue dominando, se observa un notable decremento al inicio y hacia el final del intervalo. Los palinomorfos registrados de *Quercus* (1-8%), tipo CuTaJu (1-4%), *Abies* (1-3%), *Alnus* (0.3-4%) y *Fraxinus* (2%) muestran una riqueza arbórea y una presencia considerable. *Juglans* y *Buddleia* (0.3%) y *Corylus-Carpinus* y *Celtis* (0.1%) se expresan característicamente. Las tipo Chen-Am (4-81%) muestran los más altos valores de la columna y las Poaceae (2-26%), *Artemisia* (1-4%), Caryophyllaceae (2%), Asteraceae (1-2%) y *Ambrosia* (0.3%) quedan bien representadas.

Algunos elementos locales apenas hacen su presencia: Cyperaceae (1-2), Monolete P (1%), *Riccia* (0.1%), *Botryococcus* (1-4) y *Pediastrum* (1). La *Espora micorrízica* (14-469) presenta valores altamente representativos; también se registran las Fungosporas (1-18) y Liosferidae (3).

Se observa un decremento notable en los elementos arbóreos, llegando a ser su presencia igualmente proporcional a la de los elementos herbáceos. *Pinus*, por primera vez en el registro, disminuye notablemente sus valores; su decremento es paralelo al

crecimiento en las tipo Cheno-Am quienes presentan los máximos valores en su perfil polínico. Se presentan picos intermedios a la zona de elementos regionales: el incremento de *Pinus* corresponde al incremento de *Quercus*, tipo CuTaJu y *Alnus*, que se puede relacionar con bosques templados semiáridos a semihúmedos (*Pinus-Quercus*) y con bosques templados de montaña subhúmedos (*Pinus-Quercus-CuTaJu-Alnus*). Otros árboles y hierbas que pudieron desarrollarse en tierras más bajas son *Celtis*, *Corylus-Carpinus*, las Caryophyllaceae y *Artemisia*; estas dos últimas denotan cierto grado de perturbación.

Al inicio de la zona se observa el significativo registro de *Abies* y *Fraxinus* y en menores proporciones pero presentes *Juglans*, *Alnus*, *Pinus* y *Quercus*. Esto se podría interpretar en ambientes fríos y de humedad, probable prolongación de condiciones climáticas de la zona anterior o áreas de refugio de estos bosques como ocurre en la actualidad. A estos bosques les acompañan altos valores de tipo Cheno-Am, que plantearían la posibilidad de un marcado evento de perturbación. Con valores moderados se encuentran las Poaceae, Asteraceae, *Artemisia* y *Ambrosia*, quienes indicarían la existencia de bosques abiertos a lo largo del gradiente altitudinal.

Hacia la parte superior del diagrama, en donde los valores de *Pinus* son muy bajos, se observa un decaimiento general en los valores de los elementos regionales. En este nivel, cercano al presente, se presenta uno de los picos máximos de las tipo Cheno-Am; los valores de las Poaceae también son significativamente altos. Con la poca presencia de *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*, aunado al registro de *Buddleia*, se puede inferir la existencia de bosques abiertos con pastizal en condiciones relativamente secas y alto grado de perturbación.

La vegetación local decae drásticamente, incluso en mayor proporción que en la Zona III considerada como de condiciones cálidas y secas. Las Cyperaceae parecen apenas recordar la existencia de un ambiente pantanoso en la primera y última etapa de la zona. La presencia de *Riccia*, género pionero, parece indicar el aumento en superficie de tierra firme de áreas antes húmedas. Esta interpretación podría apoyar el aumento en el registro de la *Espora micorrízica*, que reflejaría el aumento de sustratos, ahora terrígenos, en dónde desarrollarse. Las Fungosporas parecen mostrar medianas tasas de descomposición, probablemente por las condiciones de sequía.

Se puede considerar la desaparición casi completa de las algas, existiendo un bajísimo registro de *Botryococcus* que permitiría guardar la posibilidad de un cuerpo de agua muy somero alimentado por afluentes estacionales (por la presencia de *Pediastrum*), de alcalinidad marcada.

Las condiciones abruptamente fluctuantes de esta zona dan lugar a pensar en condiciones similares a las presentes, en donde se refleja posiblemente la actividad humana en el sentido de un manejo de las tierras, ya sea para la siembra o en aumento de espacio antes lacustre para uso habitacional.

(Figuras 9, 10,11 y 12)

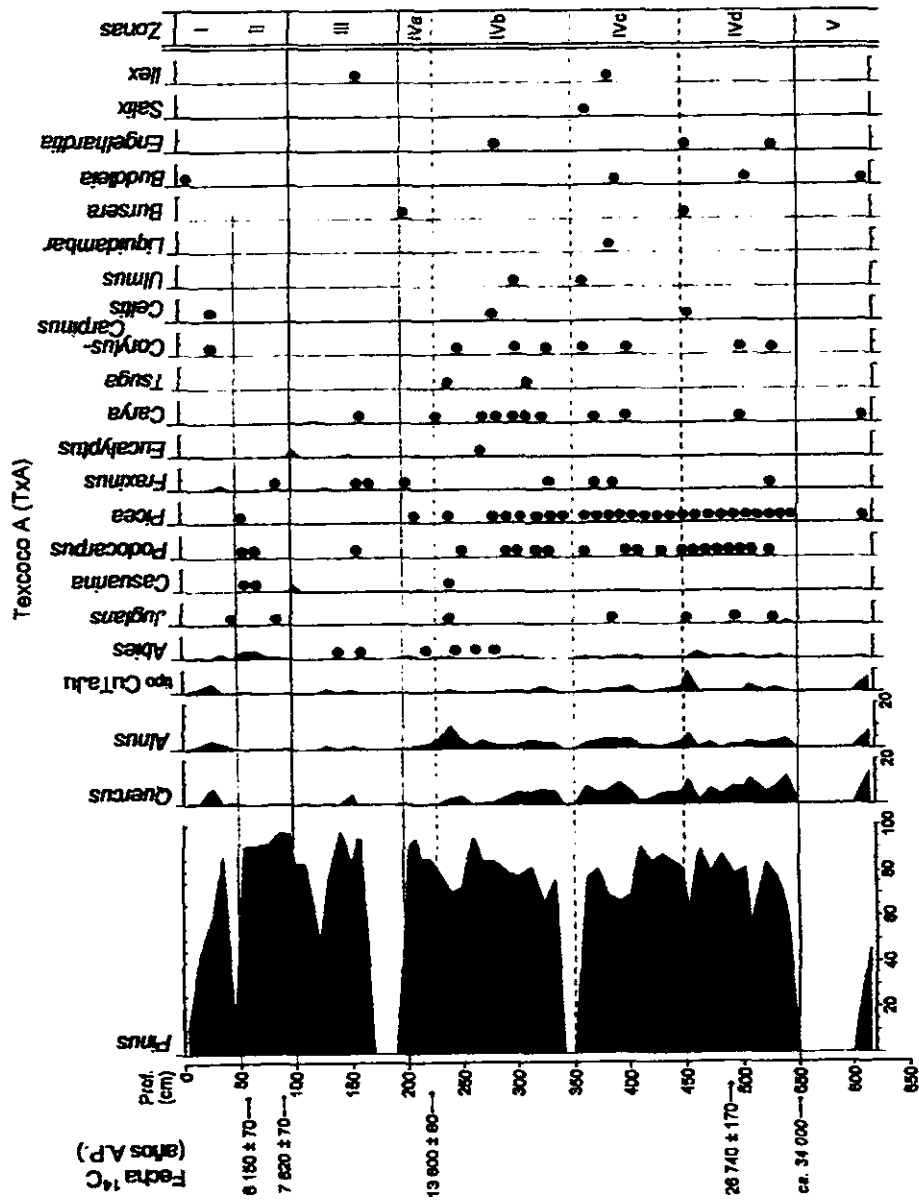


Figura 9. Diagrama de porcentaje de polen arbóreo del núcleo TxA, Cuenca de México. Se expresan las zonas polínicas determinadas con base en un análisis estadístico por agrupamientos. Palinomorfos con porcentajes menores al 1% se marcan en el diagrama con un punto negro. Las fechas de radiocarbono y de la *Tefra Tiánhuac* se indican a la izquierda.

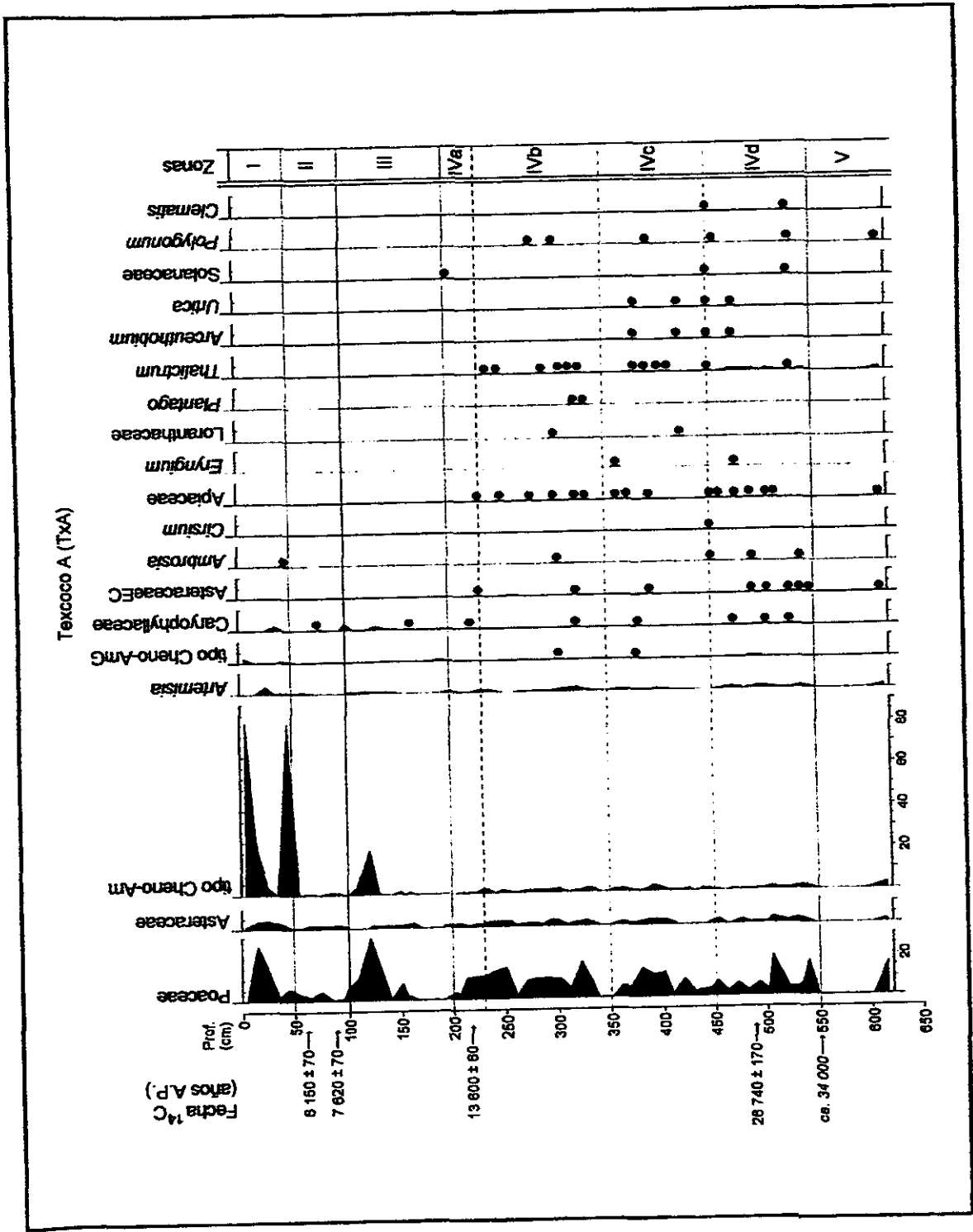


Figura 10. Diagrama de porcentaje de polen herbáceo y arbustivo del núcleo TxA, Cuenca de México. Se expresan las zonas polínicas determinadas con base en un análisis estadístico por agrupamientos. Palinomorfos con porcentajes menores al 1% se marcan en el diagrama con un punto negro. Las fechas de radiocarbono y de la *Terra Téhuac* se indican a la izquierda.

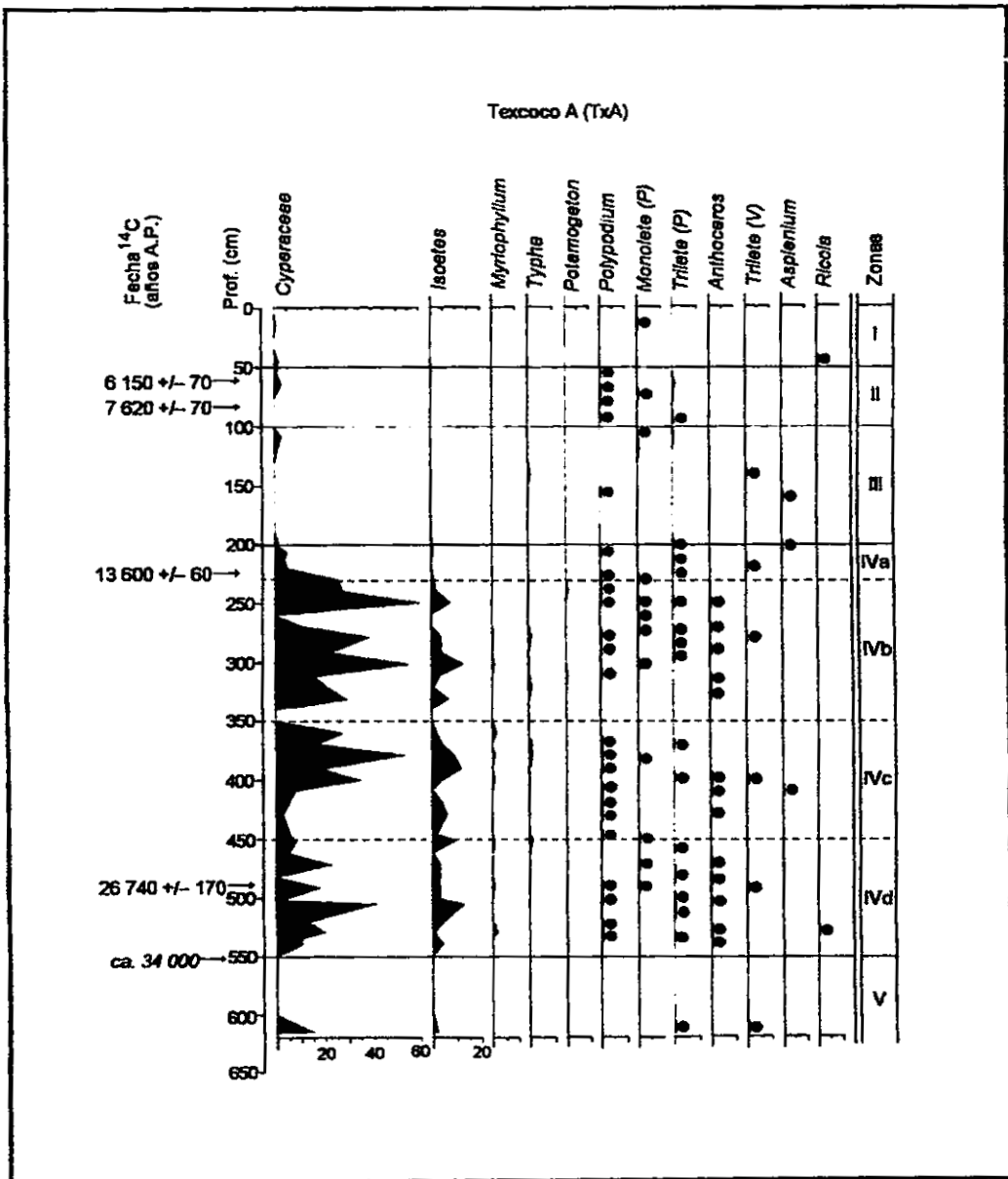


Figura 11. Diagrama polínico local TxA que incluye polen de acuáticas, subacuáticas y ribereñas (registro expresado en número de individuos) así como de esporas (registro expresado en porcentajes). Se indican las zonas polínicas determinadas con base en un análisis estadístico por agrupamientos. Las fechas de radiocarbono y de la *Tefra Tláhuac* se marcan a la izquierda.

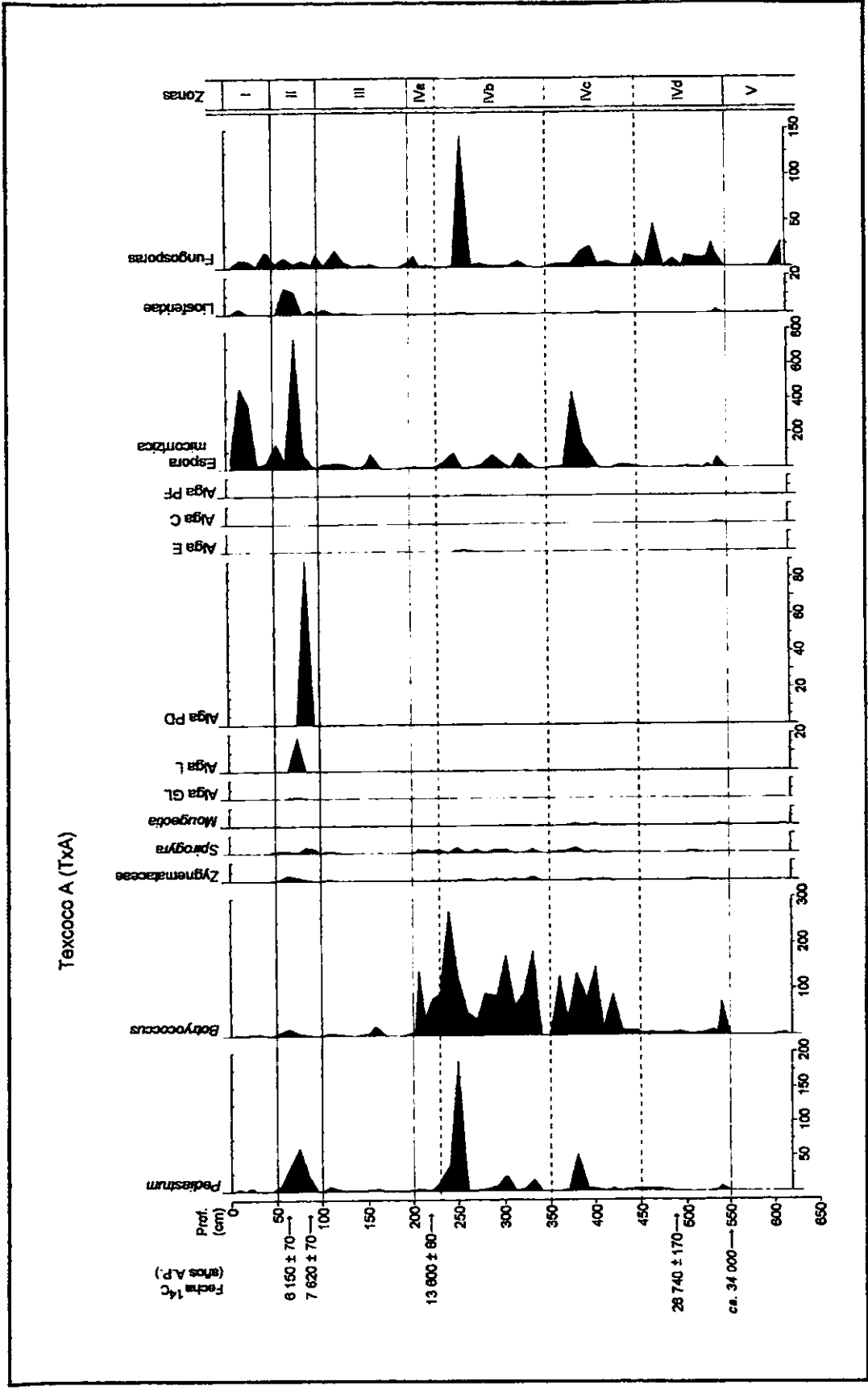


Figura 12. Diagrama de algas y otras estructuras del núcleo TxA, Cuenca de México. Se indican las zonas polínicas determinadas con base en un análisis estadístico por agrupamientos. Tanto las algas como las esporas se expresan por número de individuos. Las fechas de radiocarbono y de la *Tefra Tláhuac* se marcan a la izquierda.

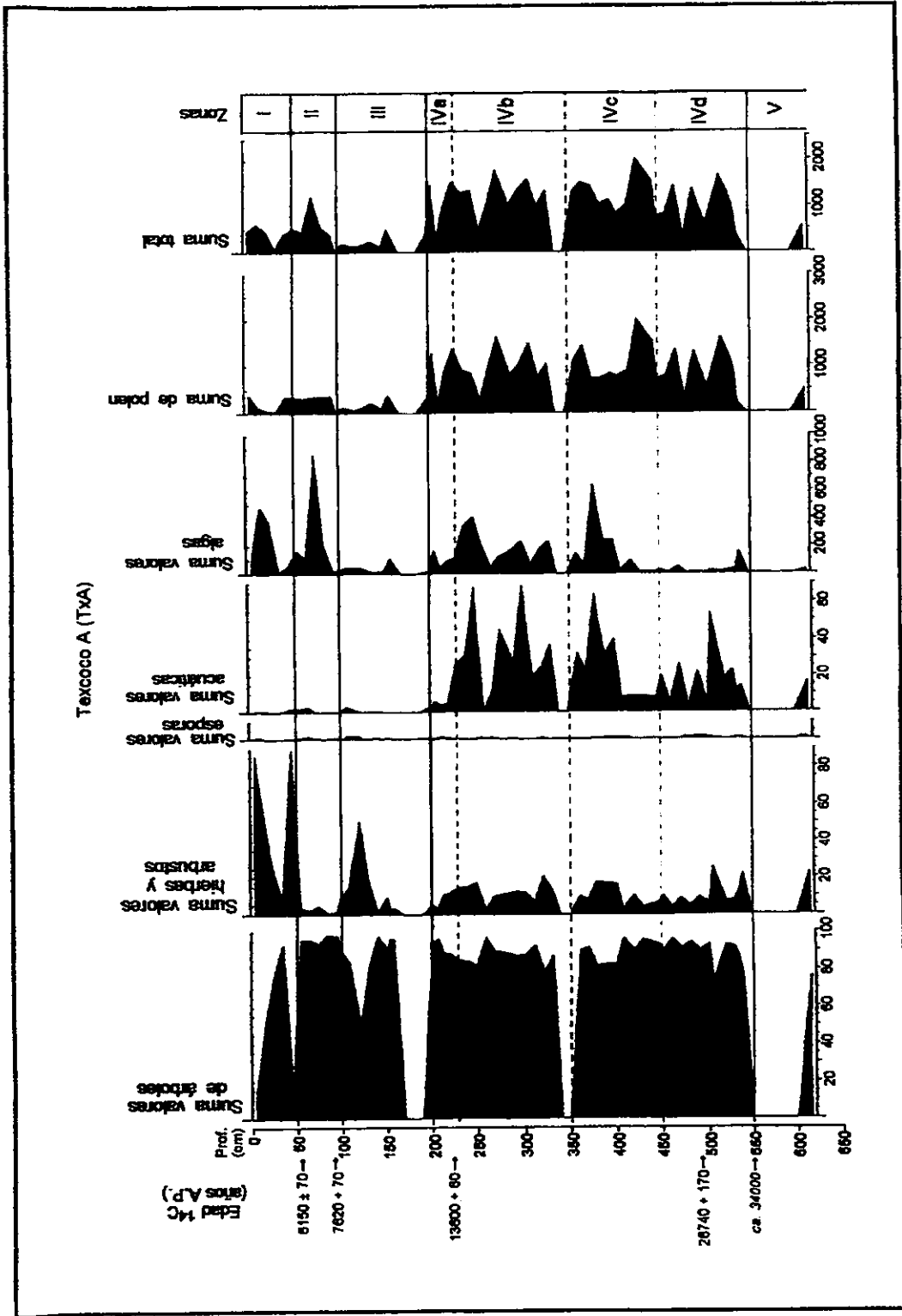


Figura 13. Diagrama polínico que incluye las sumas de valores para cada uno de los grupos de palinomorfos del registro del núcleo TxA, Cuenca de México. La vegetación regional se expresa en porcentajes y la local en número de individuos. La suma de polen considera el polen y esporas contadas para cada muestra; la suma total incluye a la anterior los valores del conteo de algas. Se indican las zonas polínicas determinadas con base en un análisis estadístico por agrupamientos. Las fechas de radiocarbono y de la *Teira Tláhuac* se marcan a la izquierda.

4. REGISTRO DE LOS ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS

En este apartado se incluye la descripción del registro obtenido en las muestras del núcleo Texcoco A por medio de los estudios complementarios de pérdida por ignición (contenido de materia orgánica y de carbonatos), del conteo de trozos microscópicos de carbón y de los valores χ de susceptibilidad magnética (ver Tabla de valores del registro en la sección Anexa).

De manera general se observaron las siguientes situaciones:

a) La precipitación de carbonatos no parece tener relación directa con el contenido de materia orgánica, ni con el registro de susceptibilidad magnética, ni con el tipo de sedimentación y aporte terrígeno; tampoco con el de los palinomorfos presentes a lo largo de la zona.

b) El registro de valores en el conteo de los trozos de carbón se interpreta en la ocurrencia de fuegos en la región. Los picos de máximos, a excepción de la parte basal de la columna analizada, se presentan posteriores a los eventos de arrastre de sedimentos, en cuyo intervalo correspondiente, se observan los valores mínimos de estos fragmentos de carbón.

c) El alza en los valores del registro de susceptibilidad magnética parece estar relacionado con el movimiento abrupto o acarreo de los sedimentos hacia esta parte baja de la Cuenca. En algunos casos se podría asociar al material volcánico que contiene la depositación, aunque a excepción de la "Tefra Tláhuac", las cenizas y fragmentos de pómez que se observan en el núcleo, muestran un arrastre al presentarse con arenas y en ciertos niveles de retrabajado, dadas las formas redondeadas de pómez. Existe una mayor sensibilidad del registro de susceptibilidad magnética hacia las cenizas que hacia los fragmentos de pómez.

Se mencionan a continuación las características de este registro:

ZONA V

(6.5 a 5.5 m de profundidad)

El contenido de materia orgánica en el nivel de la "Tefra Tláhuac" es casi nulo (en promedio 1.7 unidades LOI). Por las características de la erupción volcánica, con

deposición de cenizas negras, limos, arenas y otros materiales volcánicos fragmentados, se puede inferir que ocurrió en un periodo de tiempo muy corto. Tal condición pudo evitar la acumulación de otro tipo de materia. Previo a este evento se observan medianas cantidades de materia orgánica acumulada (18.3) aunque para la columna misma representa un valor relativamente alto.

Previo al evento volcánico manifestado en la columna estratigráfica, el contenido de carbonatos es de medianos valores (8.6 unidades LOI). Esto se puede interpretar en la existencia de aguas con bicarbonatos y una movilización de sales de los acuitardos a través de las arcillas del subsuelo de la subcuenca de Texcoco hacia la superficie. La presencia de la "*Tefra Tláhuac*" elimina el registro de carbonatos, posiblemente por la alta diversidad de solutos adquiridos en el agua del lago a la caída de las cenizas en un ambiente de condiciones relativamente frías. Se debe aunar que esta caída de material volcánico pudo haber ocurrido en un intervalo de tiempo corto que no permitió la precipitación y acumulación de bicarbonatos.

Hacia la base de la zona, se observan los más altos valores del conteo de trozos de carbón de la columna (733000). La deposición estratificada y alternada de cenizas negras, limos, arenas y fragmentos de pómez, referida como la "*Tefra Tláhuac*" carece de este tipo de material carbonizado. La abundancia de fragmentos de materia carbonizada hacia la base de esta tefra y la desaparición de palinomorfos tanto regionales como locales, podrían indicar una quema masiva y repentina de la vegetación, tanto la regional como la local por la existencia de grandes incendios como producto de tales eventos volcánicos. Aunque el depósito de cenizas y otros materiales volcánicos y sedimentarios aparentemente fue posterior a la quema, se podría inferir que ambos eventos fueron simultáneos; la ubicación inferior en la deposición de los trozos carbonizados puede responder a la misma mecánica de caída en el medio acuoso de los materiales, más que a su ocurrencia temprana.

En la columna estratigráfica consta de estratificaciones alternadas de cenizas negras con limos, arenas y escasos fragmentos de pómez alterados. Los sedimentos conservan olor azufroso. En esta zona se registran los máximos valores de susceptibilidad magnética; por el amplio espesor (1.2 m) en que se presentan las estratificaciones de ceniza negra se

relacionan los altos valores de χ (entre 125 y 232) con la "Tefra Tláhuac". En este intervalo no se conserva registro alguno de palinomorfos. (Figura 14)

ZONA IV

(5.5 a 2.0 m de profundidad)

En esta zona se presentan de los máximos valores de contenido de materia orgánica (14.6 en promedio). Su comportamiento, dentro de rangos considerables, parece ser ligeramente fluctuante con una tendencia hacia una menor acumulación en la parte superior de la zona. La acumulación ocurre básicamente en un ambiente lacustre, con algunos eventos de arrastre de diversos materiales hacia el lecho del lago.

Del inicio hacia el final de la zona se observa un decremento con ciertas fluctuaciones en los valores de carbonatos acumulados en los sedimentos.

El conteo de los trozos de carbón corresponde a valores medianamente altos (en promedio 165000), con periódicas fluctuaciones y con una tendencia a disminuirlos hacia el final de la zona (en promedio 30000) hacia donde se intensifica la depositación de materiales de arrastre. La presencia de las partículas de carbón es concordante con los valores del registro de hierbas (en especial de las Poaceae) y de los árboles de la región.

La sedimentación corresponde a limos, limos arenosos y arcillosos, arenas finas, lentes de arena negra y diversos materiales de arrastre (pómez, escoria, cristales volcánicos, fragmentos de rocas). De manera general el registro de susceptibilidad magnética se mantiene bajo ($\chi = 5.3$ promedio), pero hacia el final se marcan dos eventos de importancia que coinciden con la depositación de limos con zonas arenosas alrededor de los 2.07 y los 2.70 m de profundidad.

(Figura 14)

Subzona IV d

(5.5 a 4.5 m de profundidad)

La subzona presenta los máximos valores de contenido de materia orgánica tanto en su misma zona como del resto de la columna (22.4). La parte basal de la subzona, que

corresponde a una sedimentación estratificada de arenas finas en limo con reminiscencias de material volcánico, muestra el mayor pico del registro total (51.2). Se relaciona con una máxima depositación de materia orgánica inmediata al destructivo evento volcánico detectado en la zona anterior. El resto de la subzona, con limos, también presenta relativamente altos valores de contenido de materia orgánica, interpretados en una alta productividad local.

Se observa un pico de acumulación de carbonatos al iniciar la subzona (21.7), que coincide con la recuperación del lago después del evento volcánico manifestado en la zona anterior. El resto de la subzona conserva valores relativamente mayores a los del resto de las subzonas (10.8). Se puede interpretar en un significativo contenido de bicarbonatos en el agua (que le otorgaría calidad de agua alcalina) sin descartar la acción continua de las arcillas características del subsuelo de Texcoco.

Se encuentran altos valores en el conteo de trozos de carbón, entre diversos materiales de depositación. Dentro de la zona presenta los máximos valores (con 264000 hasta 14000; en promedio 148000). Este registro podría indicar una alta incidencia de fuegos en la vegetación regional. Considerando que tales eventos son de carácter discreto, se interpretan tres fuegos representados por los tres picos observados en los diagramas. El primero se muestra en un pico a una profundidad aproximada de 5.4 m con un conteo de 264000 trozos de carbón; el segundo entre los 4.90 y los 5.05 m con 241000 a 245000 y el tercero aproximadamente a los 4.7 m con 209000. El incremento en los valores de los fragmentos carbonizados va de acuerdo al registro de formas leñosas y pastos.

Al iniciar la zona, y al culminar esta subzona se observan estratificaciones de arenas rojizas y grises muy finas en limo. En la parte intermedia de la subzona se depositaron limos. El ligero aumento en el registro de susceptibilidad magnética ($\chi = 16.9$) corresponde al depósito de arenas, por lo que se puede atribuir al aporte mecánico de éstas al lecho del lago.

(Figura 14)

Subzona IV c

(4.5 a 3.5 m de profundidad)

Presenta altos y constantes valores de contenido de materia orgánica (12.3). Éstos, con el depósito esencialmente de limos, podrían representar condiciones de relativo equilibrio en la productividad del lago.

Se conservan valores medianamente altos (7.7 en promedio) y sin obvias fluctuaciones en la depositación de carbonatos. Se interpreta en un intervalo de tiempo relativamente estable en el que el agua del Lago de Texcoco contenía niveles de bicarbonatos en concentraciones similares con condiciones circundantes que favorecieron una precipitación de éstos de manera continua.

Se observan valores medios, entre 98000 y 38000 fragmentos carbonizados en una matriz básicamente de limos. Existe un pico cercano a los 4 m (con 215000 trozos de carbón), en el que disminuye el registro de *Pinus* y que podría también corresponder a una depositación posterior al evento de arrastre de material volcánico incluido en fisuras.

Los sedimentos consisten básicamente de limos. Sin embargo, hacia la parte media de la subzona se observan fisuras rellenas de material negro, arenas, fragmentos pequeños de pómez angulosos y redondeados; en tal nivel se presenta un aumento en los valores del registro de susceptibilidad magnética ($\chi = 10.7$). Éste se puede atribuir al contenido de las fisuras que podría haberse depositado incluso con una antigüedad mayor a la correspondiente en dicho nivel. (Figura 14)

Subzona IV b

(3.5 a 2.3 m de profundidad)

Hacia la parte media de la subzona se presenta un pico máximo de valores de contenido de materia orgánica (28), concomitante con la presencia de limos. La depositación de estos últimos se asocia un evento de máxima productividad de los organismos locales.

Se observa un menor registro de contenido de carbonatos en los sedimentos (4 en promedio) con respecto al de las dos subzonas anteriores. Su disminución puede asociarse, más que a una disminución en la concentración de bicarbonatos en el agua, a una reducción en extensión o nivel lacustre.

Esta subzona contiene valores desde medianos hasta muy bajos (de 92000 a 5000) con dos picos importantes: alrededor de los 3 m (203000 trozos de carbón) y de los 2.5 m (117000 trozos de carbón). Éstos pueden corresponder a dos fuegos, uno previo y otro posterior al evento erosivo expresado en esta subzona coincidiendo con la disminución en el registro de palinomorfos de algunas formas leñosas y de pastos.

Consiste de limos con intervalos arenosos hacia el final de la subzona, en la cual se observa un levantamiento del registro de susceptibilidad magnética ($\chi = 39.2$). Tales valores se podrían estar expresando por el transporte abrupto de sedimentos hacia la parte baja de la Cuenca.

(Figura 14)

Subzona IV a

(2.3 a 2.0 m de profundidad)

El contenido de materia orgánica en esta subzona tiene menores valores que los de las subzonas anteriores, manteniéndose medianamente constantes (6 en promedio). Esta condición probablemente se deba al mayor aporte de sedimentos bajo el que se vio sometido este intervalo, que disminuyera el potencial productivo del lago.

Los valores del contenido de carbonatos son los de menor registro del resto de las subzonas de la presente zona (3.1 en promedio). Se puede interpretar en la prolongación de la tendencia observada en la subzona anterior: una menor extensión o nivel del cuerpo de agua. Además se puede considerar la presencia de los abundantes materiales heterolitológicos depositados en esta sección de la columna estratigráfica, que pudieron haber dificultado la precipitación de los bicarbonatos.

La subzona presenta valores bajos de contenido de trozos de carbón, representando también uno de los intervalos con menor cantidad de fragmentos carbonizados (de 29000 a 8000). La aparente ausencia de fuegos no parece estar asociada al decremento en pastos y vegetación leñosa. Aunque el tipo de depositación corresponde a productos de arrastre (limos arcillosos con lentes de arena negra, materiales heterolitológicos y limos arenosos) que podría propiciar el depósito conjunto de los fragmentos de carbón, éstos no se

observan en una cantidad significativa. Su ausencia confirmaría que tal material de arrastre se sedimentó en condiciones climáticas de humedad

La subzona inicia con la presencia de limos arcillosos con lentes de arena negra y materiales heterolitológicos (escoria, pómez, cristales volcánicos) y sobre esta capa se observa la depositación de limos arenosos. La presencia de estos sedimentos por un acarreo continuo hacia el lecho del lago podría explicar los altos valores de susceptibilidad magnética (registro de χ entre 23.2 y 56.6) en esta subzona. Probablemente, este movimiento se relacione al acopio de materiales del lahar correspondiente a ca. 11 ka A.P. detectado en Tocuila, localidad situada en lo que fueran las orillas del Lago de Texcoco (Siebe *et al.*, 1999). (Figura 14)

ZONA III

(2.0 a 1.0 m de profundidad)

Los valores del contenido de materia orgánica hacia la transición de esta zona declinan paulatinamente mostrando un registro ligeramente menor al de la Zona II pero conservándolo mediano (5.2 en promedio), con una acumulación más o menos homogénea y no muy abundante de material orgánico.

Representa esta zona la menor cantidad de carbonatos depositados en los sedimentos (1.7 en promedio) de la columna. La interpretación de estos bajos valores resulta difícil; se podría asociar a la presencia de variados horizontes retrabajados de lapilli de pómez, limos, limos arenosos, ceniza negra y fragmentos de roca. La depositación de estos materiales indicaría un periodo de tiempo de intensa inestabilidad para la precipitación o conservación de bicarbonatos, descartando además la movilización de sales de los acuitardos hacia la superficie, posiblemente por las características y el tipo de materiales que rellenaron el depósito a este tiempo.

Esta zona representa los valores más bajos de contenido de trozos de carbón de la columna (entre 27000 y 6000). Esta carencia de materiales carbonizados, a pesar del aporte de materiales volcánicos, no denota la existencia de fuegos, aunque esto podría ser concomitante con la carencia del contenido polínico en la presente zona, que es también

muy escaso. Sin embargo y a pesar de la abundancia en poáceas, la población de éstas no parece afectada por fuegos sino hasta el final de la zona. A este nivel se marca un pico (con 120000 a 44000 fragmentos carbonizados), que puede corresponder a una quema.

La transición de la Zona II anterior a esta zona, consiste en la existencia de un horizonte retrabajado de lapilli de pómez empotrado en una matriz limosa y que descansa sobre limos arenosos. Sobre ésta, existe una capa de ceniza negra con cristales angulosos y fragmentos de roca en matriz cementante de arena fina y limo. La transición hacia la siguiente zona corresponde a limos arenosos. La ceniza parece ser la condición para los mayores valores de susceptibilidad magnética ($\chi = 70.8$) presentes a este nivel. El remanente de este tipo de valores ($\chi = 17.8$) hacia el final de la zona podría pertenecer a la depositación de las arenas. (Figura 14)

ZONA II

(1.0 a 0.5 m de profundidad)

El contenido de materia orgánica sigue declinando con respecto al de la zona anterior, hasta llegar a valores sensiblemente menores pero continuos a lo largo de esta zona (4.6 en promedio). La presencia de concreciones de carbón en la parte baja de esta zona no parece inducir mayores valores a la acumulación de la materia orgánica. Aún con la presencia de un ambiente lacustre por la depositación de limos, el lago aparentemente no pudo ser muy productivo.

Se observa en general un bajo registro de concentraciones de carbonatos (3.7 en promedio) pero con una tendencia a incrementarlas paulatinamente hacia el final de la zona (14.6). Esto se podría interpretar de varias formas: en el bajo contenido de bicarbonatos en el agua, ya que el sustrato limoso denotaría la existencia de un cuerpo de agua; un cuerpo de agua, aunque con altas concentraciones de bicarbonatos, pequeño que impidiera una disolución y precipitación a carbonatos y/o una tendencia paulatina hacia la activación del movimiento de solutos del subsuelo hacia la parte superficial del lecho sedimentario del lago de acuerdo al comportamiento de la zona anterior.

Esta zona se expresa con medianos valores de contenido de fragmentos carbonizados (de 75000 a 16000) con una tendencia a disminuirlos hacia el final de la zona (hasta 5000). Las concreciones de carbón que se muestran en la base de la zona no parecen tener relación con la acumulación de trozos de carbón, y las proporciones de las formas leñosas y la poca cantidad de pastos no exponen la posibilidad de la existencia de fuegos importantes.

Consiste esencialmente de limos. En la base muestra concreciones de carbón y hacia la parte media se observan escasos fragmentos de pómez muy alterados y retrabajados. Este último material depositado no parece reflejarse en el registro de susceptibilidad magnética ya que los valores son realmente bajos (χ promedio de 6.5) y relativamente estables. (Figura 14)

ZONA I

(0.5 a 0 m de profundidad)

Esta zona es la que presenta los más bajos valores de contenido de materia orgánica (2.8 en promedio). Aún con la alta producción de hierbas, la materia orgánica depositada sobre el sustrato esencialmente arenoso, carbonatado y removido, no parece conservarse.

Esta zona muestra los máximos valores de contenido de carbonatos del presente núcleo de Texcoco (24.8 en promedio). La acumulación de abundantes arenas y materiales volcánicos de arrastre no parecen limitar la formación de una marcada matriz carbonatada, a la que se atribuye el alto registro. También se debe enunciar que, aunque ya no se denota un ambiente propiamente lacustre, existió un alto aporte de carbonatos como una mera movilización de solutos de la parte inferior de la superficie del exlago por exposición directa a las nuevas condiciones terrígenas y a las altas tasas de evapotranspiración que estacionalmente secaban por completo la poca acumulación de agua y que por tanto propiciaba la concentración de sales en la superficie.

Se caracteriza esta zona con la presencia de dos picos marcados de contenido de trozos de carbón, concomitantes al aumento de hierbas y disminución de vegetación arbórea y de pastos. El primero alcanza valores de 92000 a 16000 y el segundo de 196000 a 146000. Éstos

pueden suponer la existencia de fuegos durante esta última etapa que, a pesar de que se ha inferido con una marcada actividad humana, no parecen ser de mayores magnitudes a los expresados en otras zonas. Sin embargo, esta relativa abundancia de partículas carbonizadas podría deberse a una depositación inmediata de la vegetación del ahora propiamente ambiente terrígeno del exlago y el aumento de temperatura ambiental, a la quema periódica posiblemente de inducción humana en la región y a fuegos naturales producidos por actividad volcánica.

Desde el inicio de esta zona se muestra un cambio abrupto a arenas, que van de gruesa a media y a gravosa. Se observa en las arenas de la parte inferior, un horizonte con pómez y cristales angulosos de tamaño homogéneo en una matriz carbonatada. Sin embargo, los altos valores de susceptibilidad magnética, con registro promedio de χ en 70.3 (el segundo pico de mayores magnitudes, después del correspondiente al de la "*Tefra Tláhuac*"), al igual que en la zona anterior, no parecen corresponder a la presencia de pómez. Los valores podrían responder más bien a la depositación básicamente de arenas, que implica un intenso acarreo y movimiento del suelo.

(Figura 14)

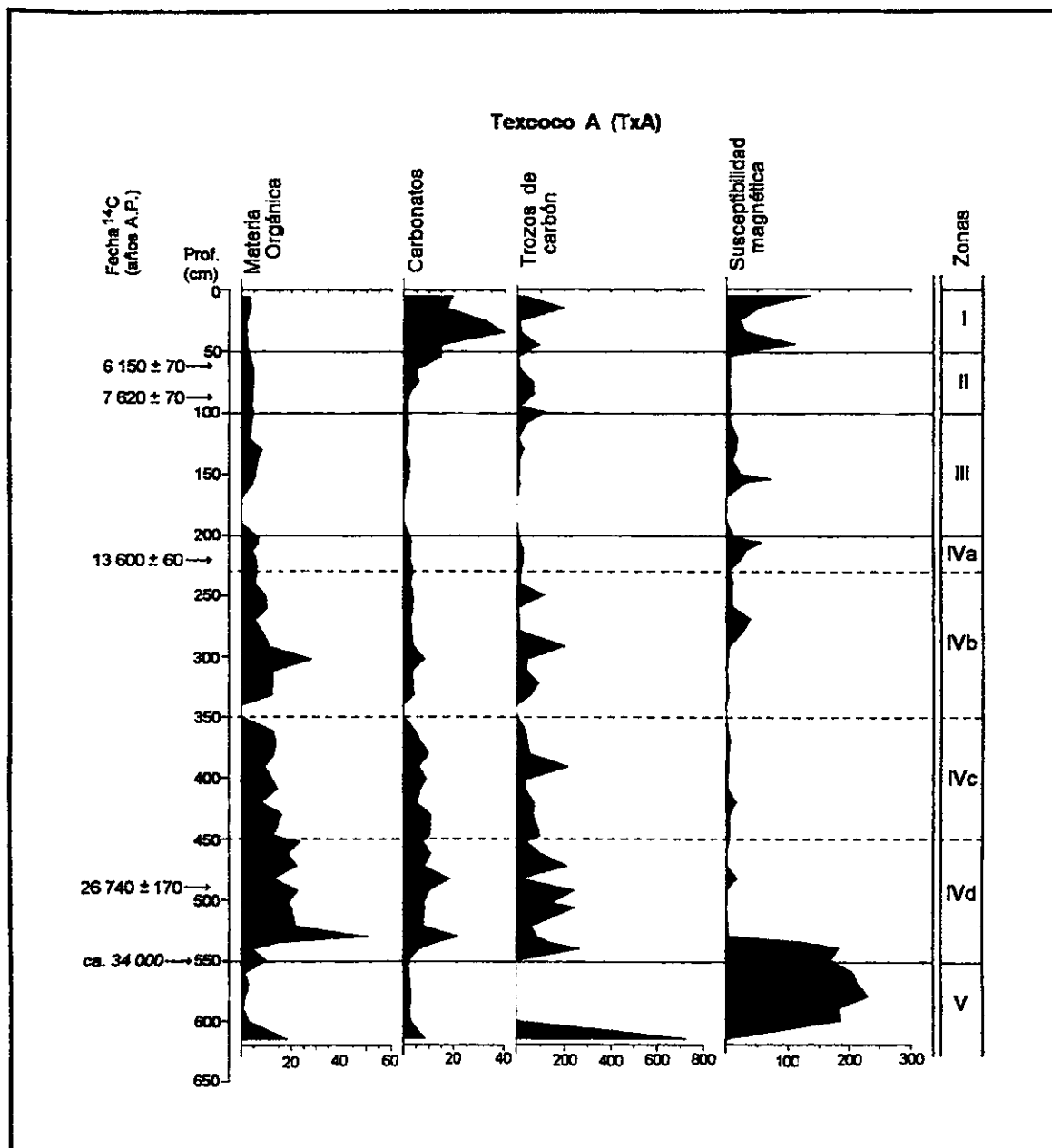


Figura 14. Diagrama del registro de estudios complementarios para el núcleo TxA, Cuenca de México. Los valores del contenido de materia orgánica y carbonatos se incluyen en unidades LOI; los trozos microscópicos de carbón en cantidad contada y la susceptibilidad magnética en unidades de masa de susceptibilidad específica χ . Se indican las zonas polínicas determinadas con base en un análisis estadístico por agrupamientos. Las fechas de radiocarbono y de la *Tefra Tláhuac* se marcan a la izquierda.

5. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DEL NÚCLEO TxA

ZONA V

(5.5 m de profundidad y mayores; ca. 30 000 años A.P.)

FRÍA A TEMPLADA Y HÚMEDA A SEMIHÚMEDA

Puede corresponder a un Glacial temprano, al que White (1962, 1984 y 1987) y Heine (1973) denominaron bajo los nombres "*Diamantes*", "*Marqués*" y "*MI*". Este probable evento glacial se podría relacionar con las bajas temperaturas que refleja el registro de palinomorfos de esta zona. El análisis palinológico parece mostrar variedad en la composición de los bosques; se reconstruyen bosques fríos (tipo CuTaJu, *Abies*, *Picea*, *Carya*), bosques templados (*Pinus*, *Quercus* y *Alnus*), diversas expresiones de bosques de coníferas de alta montaña de condiciones húmedas y semihúmedas e incluso bosques de condiciones semiáridas (*Pinus*, *Quercus*, *Carya*). Estos tipos de vegetación regional bien cabrían en una distribución altitudinal. Sin embargo, al interpretar el registro local, se incorpora la evidencia de una planicie con condiciones de temperatura también menores que las actuales. La existencia de un lago somero permanente con fluctuaciones estacionales de nivel de agua y pH, dentro de rangos alcalinos, estaría de acuerdo con las propias condiciones topográficas, de estructura del subsuelo y del régimen hidrológico endorreico.

Esta sección del núcleo, se ve enmascarada para su interpretación por un evento volcánico que se ha relacionado con la "*Tefra Tláhuac*". El olor azufroso que conserva la tefra (cuya depositación se observa de manera estratificada) y los más altos valores de susceptibilidad magnética de la columna, indican la gran magnitud del evento. Además se debe aunar como producto del evento la desaparición del registro de palinomorfos durante dicha depositación, la gran cantidad de trozos de carbón y la acumulación de materia orgánica; esto es reflejo de extensos incendios tanto de la vegetación regional como de la local.

(Figuras 15 y 16)

ZONA IV**(5.5 a 2.0 m de profundidad; ca. 26 620 a 11 600 años A.P.)****TEMPLADA A FRÍA Y HÚMEDA A SEMIHÚMEDA**

De acuerdo a la sedimentación básicamente de limos y al registro de palinomorfos, esta zona corresponde a una fase con un cuerpo de agua definido.

De manera general, en esta zona se observa una tendencia climática de condiciones subhúmedas hacia semihúmedas y un paso paulatino de temperaturas frías a templadas. Aunque constituye un rango fluctuante, reflejado en el tipo de poblaciones vegetales establecidas, lo que caracteriza a esta zona es la presencia de un lago permanente. Los niveles lacustres, aunque en ninguna etapa se podrían considerar altos, oscilan en un intervalo en el que formas acuáticas, semiacuáticas y palustres se pudieron desarrollar. Reflejo de esta misma condición son los contenidos de materia orgánica, sustentados por la dinámica de productividad del lago.

Se detectan eventos de arrastre de diversos materiales hacia el lecho del lago, dos de ellos con registro de susceptibilidad magnética, así como la existencia de eventuales y periódicos fuegos, concordantes con los valores del registro de hierbas y de árboles de la región.

(Figuras 15 y 16)

Subzona IV d**(5.5 a 4.5 m de profundidad; ca. 26 620 años A.P.)****FRÍA A TEMPLADA Y HÚMEDA A SEMIHÚMEDA**

El registro de palinomorfos denota la existencia de una gran variedad de tipos de bosques mixtos, dispuestos muy probablemente dentro de un gradiente altitudinal. La presencia de *Abies*, tipo CuTaJu, *Juglans* y *Picea*, podrían indicar la tendencia hacia temperaturas frías y húmedas. Elementos como *Engelhardtia*, que en la actualidad no se

encuentra distribuido en la Cuenca de México, muestran la posibilidad de la existencia de considerables valores de humedad.

Localmente se define un lago somero permanente y alcalino, rico en especies vegetales (con máximos valores de contenido de materia orgánica) y de composición química ligeramente fluctuante probablemente por los cambios estacionales y por aporte de materiales sedimentarios. También se interpreta la existencia continua y natural de fuegos en la región.

(Figuras 15 y 16)

Subzona IV c

(4.5 a 3.5 m de profundidad; menor a 26 620 y mayor a 13 600 años, ca. 23 000 años A.P.)

TEMPLADA A FRÍA Y HÚMEDA A SEMIHÚMEDA

Las proporciones del conjunto arbóreo nos indicarían temperaturas templadas y de menor humedad que la anterior subzona. La representación de palinomorfos litorales indica un lago más somero y alcalino, pero el sistema parece haber sostenido una alta productividad por los altos y costantes valores de contenido de materia orgánica. En la columna se presentan dos pequeños vacíos y fisuras rellenas de material negro, arenas, fragmentos pequeños de pómez angulosos y redondeados. La manera en que se encuentran y las características de este material parecen determinar condiciones especiales de depositación correspondientes a algún evento volcánico (se ha propuesto que corresponden al evento volcánico del Popocatepetl de hace ca.23 ka A.P.) que repercutió de alguna manera en el lago. Esto se podría relacionar con el pequeño pico de susceptibilidad magnética y en los valores de los fragmentos carbonizados, que sólo indicarían la ocurrencia de quemaduras naturales constantes en la región. El contenido de las fisuras que podría haberse depositado incluso con una antigüedad mayor a la correspondiente a la parte media de la subzona. Se registra un pico de valores superiores de materia carbonizada ubicado inmediatamente posterior a la depositación albergada en

fisuras de material volcánico arrastrado, por lo que los fragmentos de carbón se podrían relacionar con la quema de vegetación por el evento volcánico antes mencionado.

(Figuras 15 y 16)

Subzona IV b

(3.5 a 2.3 m de profundidad; ca. 14 000 años A.P.)

TEMPLADA SUBHÚMEDA A SEMIHÚMEDA

Por el conjunto arbóreo representado, se interpreta a la subzona como templada y con menor humedad respecto a la subzona anterior. No obstante, se siguieron conservando microambientes fríos y húmedos que pudieron haber resguardado el desarrollo de géneros arbóreos propios de estos ambientes registrados en palinomorfos como *Tsuga*, *Engelhardtia* y *Abies*. La presencia de las plantas acuáticas, semiacuáticas y litorales indica un cuerpo de agua somero, sobre un depósito de limos rico en materia orgánica y que aparentemente fue menos alcalino respecto a las subzonas anteriores. Este lago permanente parece denotar fluctuaciones estacionales en su nivel de agua o en su extensión. Se expresa un abrupto transporte de sedimentos arenosos hacia la parte baja de la Cuenca. De acuerdo a la cronología del núcleo, al registro de χ y a un ligero aumento en la cantidad de fragmentos carbonizados, se indica la posibilidad de una relación de lo anterior con el evento volcánico del Popocatepetl de hace 14 ka A.P.

(Figuras 15 y 16)

Subzona IV a

(2.3 a 2.0 m de profundidad; ca. 13 600 a 11 000 años A.P.)

TEMPLADA SEMIHÚMEDA A HÚMEDA

Se interpreta con una vegetación regional de bosques templados, mixtos, con probable menor humedad que las subzonas anteriores. El lago tiene una tendencia a niveles someros cada vez más bajos y de menor alcalinidad; esto se ha interpretado de acuerdo al registro polínico como un incremento en extensión del área pantanosa del lago.

El aporte de variados sedimentos hacia el lecho del lago pudieron haber dificultado la precipitación de bicarbonatos y por lo tanto mostrar un bajo registro de carbonatos, así como haber disminuído el potencial productivo del lago, reflejado en el decaimiento en la representación de la flora local.

La condición de depósito, de limos, arcillas y lentes de arenas con materiales heterolitológicos, aunada a los valores de susceptibilidad magnética, se ha relacionado con el lahar detectado en Tocuila por Siebe *et al.* (1999), correspondiente a una edad ca. 11 ka A.P. Analizando los valores del contenido de material carbonizado, que son los menores de la zona, se infiere una disminución en la incidencia de fuegos en la región. A diferencia de lo interpretado en otros intervalos, en donde el aporte y arrastre de sedimentos puede incluir fragmentos de carbón, en esta subzona que están ausentes se ha intuído que los depósitos ocurrieron bajo condiciones climáticas de humedad. Retomando el registro polínico en donde se observa a *Abies*, con valores bajos pero proporcionalmente mayores a los de otros géneros arbóreos de la región, se podría confirmar la probable interpretación contraria, pero alterna, en el aumento en las condiciones de humedad en este intervalo de tiempo.

(Figuras 15 y 16)

ZONA III

(2.0 a 1.0 m de profundidad; entre 10 000 y 7 620 años A.P.)

Holoceno temprano

CÁLIDA SECA

Se caracteriza esta zona por una depositación de arenas y limos arenosos y la existencia de dos horizontes de material volcánico con un arrastre posterior al evento, no determinado en este estudio, al que pudiera corresponder. Tanto los elementos de flora local como regional disminuyen considerablemente. De acuerdo al análisis palinológico esto se interpretó como un aumento brusco de temperatura y una baja notable en la humedad. Desafortunadamente la poca representación de los palinomorfos no permite definir de manera clara las comunidades vegetales que pudieran haber poblado la zona, por lo que la

casi desaparición de elementos locales se infirió como reflejo de que el lago se hubiera secado. La baja en las proporciones de *Pinus* y el incremento en las Poaceae y otras hierbas como las Caryophyllaceae, se consideraron como indicio de que el lugar se pobló de amplios pastizales y de vegetación de ambientes perturbados. Reconstruyendo el evento y las condiciones en las que esto hubiera ocurrido, se podría suponer que una acelerada evaporación del cuerpo de agua traería como consecuencia un alto registro en el contenido de carbonatos y al menos mediana cantidad de materia orgánica acumulada por las altas tasas de mortandad. Aunado a esto también, de acuerdo al clima propuesto, se esperaría una alta incidencia de fuegos naturales. Sin embargo, el contenido de materia orgánica y los valores de carbonatos son los más bajos de toda la columna y el registro de los trozos de carbón es mínimo.

En la cronología ya propuesta para el presente núcleo, se propone, de acuerdo a su análisis, que las tefras arrastradas presentes en esta zona pudieran pertenecer a eventos volcánicos del Popocatepetl de hace 11 ka y/o 9 ka A.P.. No se puede hablar de una desaparición del registro polínico por una explosión volcánica propiamente, pues el resto de las evidencias tampoco lo confirman. Sin embargo, si se observa al menos el tipo de depósito, se puede llegar a pensar en un relleno abrupto del lecho del lago, fenómeno que imposibilitaría una recuperación y respuesta inmediata de la flora local y el sistema limnológico. También se podría suponer la ocurrencia de este evento en un periodo de tiempo muy corto, intervalo en el que el depósito de polen de la vegetación regional debiera ser escaso. No obstante, para este tipo de movimiento de sedimentos propuesto, el registro de susceptibilidad magnética es relativamente bajo. Si se considera el probable rápido depósito, no se puede confirmar que el ambiente hubiese sido cálido, aunque sí muy probablemente seco. No se debe descartar que el tipo de depositación sea una respuesta a otro tipo de evento en la Cuenca, no asociado a una fluctuación climática.

(Figuras 15 y 16)

ZONA II

(1.0 a 0.5 m de profundidad; entre 7 620 y 6 150 años A.P.)

FRÍA HÚMEDA

Representa una zona con condiciones climáticas marcadamente diferentes respecto a las de la Zona III anterior. También corresponde a un intervalo con registro local confuso, pues aunque el depósito está constituido casi en su totalidad por diversos limos (y por lo tanto en la existencia de un cuerpo de agua permanente), el registro de palinomorfos acuáticos, semiacuáticos y ribereños no es muy abundante. Sin embargo, se presentan los mayores valores de flora arbórea, en especial de *Pinus* y de *Abies*. Básicamente por la alta representación de *Abies*, se ha considerado a esta zona como fría y con alto contenido de humedad. Se une a esta inferencia la presencia del tipo CuTaJu, *Juglans*, *Podocarpus*, *Picea* y *Fraxinus*, propios de tales ambientes. Este intervalo contiene el último registro regional de *Picea*. También se ha interpretado, de acuerdo al registro polínico, que estos bosques no poseían un estrato herbáceo desarrollado.

Las condiciones ambientales de menor temperatura y mayor humedad propuestas, parecen contraponerse al registro local. Si bien, un aumento en la humedad se podría expresar en un cuerpo de agua profundo y extenso, los palinomorfos propios de un lago o un área pantanosa no son suficientes en el registro para así entenderlo. No obstante, es de mención que elementos que no eran tan abundantes en otros intervalos o no habían aparecido previamente, en éste se expresan. Tal es el caso de *Pediastrum*, de la *Espora micorrízica* y de las diversas estructuras algales. Por la poca materia orgánica, no parece que se hubiera podido sostener un lago muy productivo y el cuerpo de agua, en el caso de ser permanente, parece haber sido de menor extensión y de menor alcalinidad respecto a las otras zonas. Los fuegos ocasionales, pero no marcados, pudieron extenderse en la región y los valores de $\delta^{13}C$ no parecen mostrar una significativa movilización de los sedimentos o reflejar algún evento volcánico. Si bien existen fragmentos de pómez y concreciones de carbón en el depósito, éstos se encuentran retrabajados.

Conforme al análisis anterior, se propone la existencia de bosques mixtos húmedos y fríos en el gradiente altitudinal incluído el próximo a la orilla del lago, sin un sotobosque pronunciado. Se considera un lago muy somero y/o de poca extensión sin una zona ribereña o pantanosa, poco productivo pero de composición química propia, no observada

en el registro de las amplias zonas anteriores y con una alcalinidad moderadamente creciente.

(Figuras 15 y 16)

ZONA I

(0.5 a 0 m de profundidad; menores a 6 150 años A.P.)

TEMPLADA A CÁLIDA Y SEMIHÚMEDA A SEMIÁRIDA

PRESENCIA HUMANA

CONDICIONES SIMILARES A LAS PRESENTES

El tipo de depósito, consistente en arenas y material volcánico arrastrado en una matriz carbonatada, así como la disminución marcada en la flora local, indican un ambiente propiamente terrígeno. Esta condición se ha interpretado en una desaparición del cuerpo de agua y por los altos valores de susceptibilidad magnética también se ha considerado que esta área de la subcuenca, por inducción humana, hubiera sido rellenada. Por la gran diversidad de palinomorfos arbóreos como *Pinus*, *Alnus*, *Quercus*, tipo CuTaJu, *Juglans*, *Abies*, *Fraxinus*, *Corylus-Carpinus*, *Celtis* y *Buddleia*, aunados a los altos valores de Poaceae, Asteraceae, tipo Cheno-Am, *Artemisia* y Caryophyllaceae, se ha inferido que las condiciones ambientales fueron muy similares a las presentes. La escasa materia orgánica, la máxima cantidad de carbonatos, los altos valores de χ y la gran cantidad de trozos de carbón concomitantes con la representación de hierbas y árboles, muestran un medio muy perturbado. Si bien las reminiscencias de Cyperaceae podrían indicar la existencia de manchones pantanosos, el registro de palinomorfos restante nos indica condiciones climáticas de menor humedad y más cálidas respecto a las de la zona anterior.

Desafortunadamente, el registro y la cronología de esta zona, no aportan más indicios para identificar un ambiente más preciso para este intervalo de tiempo que incluye

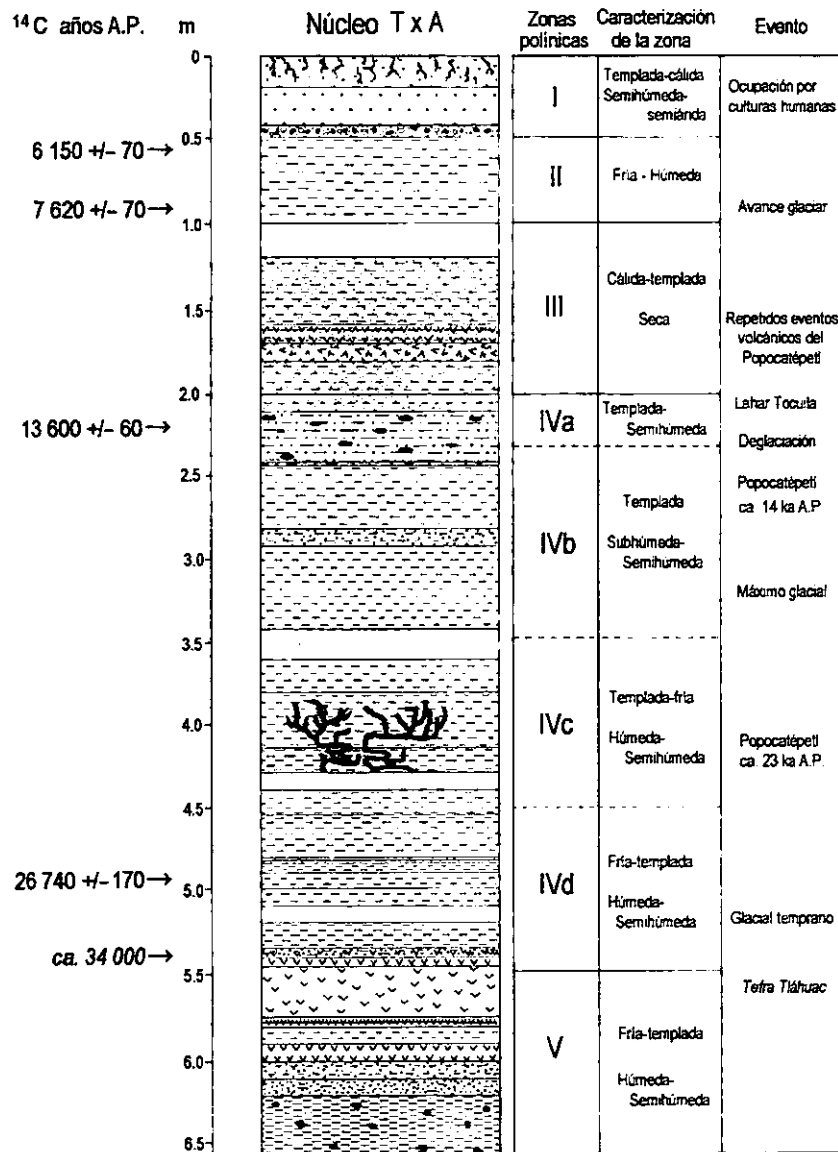


Figura 15. Relación del registro e interpretación del núcleo Texcoco A con eventos cronológicamente correspondientes de posible impacto en el centro de la Cuenca de México. Se presenta la columna estratigráfica con las fechas de radiocarbono (la simbología se incluye en la Figura 8 de este estudio), la zonación polínica con el paleoambiente propuesto y eventos alternos.

VI. DISCUSIÓN

1. Registro Paleoambiental

1.1. Caracterización de las condiciones para la interpretación paleoambiental en la zona del Lago de Texcoco

A pesar de que el registro de palinomorfos en el presente núcleo TxA resultó relativamente pobre y escaso, el obtenido para este estudio aporta datos, que a grandes rasgos, demuestran la existencia de fluctuaciones ambientales en un intervalo de tiempo de ca. 34 ka al presente. De acuerdo a los valores de concentración de polen registrados para la secuencia estratigráfica, se puede inferir que la disminución en tal concentración va de acuerdo al mayor aporte de sedimentos hacia el lecho del lago. Así, la disminución en la concentración de polen puede indicar eventos de perturbación de la vegetación.

Se observan claramente, en el registro local del diagrama polínico, dos fases; la primera con formas acuáticas, subacuáticas y ribereñas, que denotan un evidente cuerpo de agua (zonas V y IV), y la segunda, con marcadas fluctuaciones en las condiciones del lago (zonas III, II y I). Si bien la cantidad propia de granos de polen, esporas y algas para este punto de Texcoco se ve opacada por el muy probable recaudo tanto de formas locales como regionales de zonas aledañas (como lo demuestra el gran deterioro y desgaste observado en los palinomorfos), se ha trabajado en el supuesto de que el material palinológico pertenece a esta amplia y baja región.

También debe ser considerada para este tipo de estudios, la existencia de la extensa red de fracturas en la región del Lago de Texcoco reportada por Rudolph *et al.* (1989). Esto puede tener importancia en el flujo del manto acuífero y el comportamiento del transporte de solutos en la arcilla, que seguramente también estarán afectando al registro de palinomorfos (removilización y grado de conservación) y a los fechamientos por ^{14}C . Es importante remarcar que para la técnica de fechamiento empleada, el contaminante principal de la muestra fue su abundante contenido de carbonato. Por tal razón, así como por la poca materia orgánica contenida, se trató de minimizar el riesgo de secuencias cronológicas erróneas prefiriendo el método de radiocarbono AMS. No obstante, siempre cabe la posibilidad de que las interpretaciones ambientales tengan deslizamientos

temporales, como lo han demostrado trabajos como los de Curtis y Hodell (1996) y Curtis *et al.* (1998). Estos autores encuentran que existen discrepancias en edades de radiocarbono tomadas de dos tipos de restos orgánicos en las mismas muestras. Estos “deslizamientos” en edad llegan a ser de hasta 1.75 ka, atribuyendo tal diferencia al agua alcalina de los lagos sobre el material carbonatado que contiene. Bajo estas consideraciones, para la presente investigación, se procede con cautela sobre todo al plantear correlaciones con otros núcleos.

Sin embargo, las observaciones mostraron que finalmente la zona de Texcoco, a pesar de que se encuentra, para este tipo de estudios, en una subcuenca extremadamente extensa, con posibilidades de albergar un lago somero y alcalino, y que además representa la más baja subcuenca del sistema topográfico al que pertenece, expresó sensibilidad a condiciones climáticas cambiantes, así como a algunos otros tipos de eventos. De acuerdo a lo aseverado por García (1974), el área puede ser susceptible a ser afectada por cambios climáticos por el hecho de estar localizada en una zona de transición entre climas secos y subhúmedos. Desde esta perspectiva, los datos obtenidos pueden dar resultados fructuosos si son bien interpretados.

1.2. Vegetación local

La vegetación local, para la que se tomó como referente en este estudio vegetación encontrada en el Lago de Texcoco por Batalla (1945) y Rzedowski (1957), mostró ser pobre y en general, poco frecuente. Los palinomorfos registrados se agrupan en sólo algunas especies identificadas por los mencionados autores. A habitats acuáticos coinciden los palinomorfos de *Potamogeton*, *Apiaceae*, *Cyperaceae*, *Polygonum*, *Myriophyllum* y *Typha*. De vegetación palustre, incluye el registro a *Polygonum*, *Urtica*, *Cyperaceae* y probablemente alguna forma de las *Asteraceae*. La vegetación de los alrededores del Lago, pero considerada como terrestre, queda representada en el registro de palinomorfos por algunas formas del tipo Cheno-Am, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Asteraceae*, *Caryophyllaceae*, *Ambrosia*, *Artemisia*, *Polygonum*, *Polypodium* y *Urtica*. Sin embargo, estos palinomorfos identificados representan un bajo porcentaje de la ya de por sí escasa vegetación descrita en los estudios actuales. En el registro local de la presente investigación, se incluyen formas como *Isoetes* y *Riccia*, que no han sido identificadas para esta zona de Texcoco. De

igual manera, importantes formas algales del registro como *Pediastrum*, *Botryococcus*, *Mougeotia*, *Spirogyra* y algunas otras Zygnemataceae no son reportadas en los estudios presentes de Samano-Bishop (1934) y Ortega *et al.* (1994) en las aguas de Texcoco. Esta misma situación se presentó al encontrar altamente representada a la *Espora micorrízica*, estructura sin referencia actual (Pérez-Silva, *com. pers.*; Gavito-Pardo, *com. pers.*) pero que se presenta característicamente en la región de Texcoco.

La dificultad del trabajo con la vegetación local se basa en la falta de estudios actuales para este tipo de habitats así como sus perfiles de lluvia de polen (para este estudio se utilizaron como referencia los trabajos de lluvia de polen previamente citados y las investigaciones de flora de lagos de Bonilla y Novelo, 1995 y de Rojas, 1991). Si bien el tipo de dispersión y la producción de los palinomorfos incluidos en la categoría de locales (Mahabalé, 1968) no son los ideales para mantener un registro polínico lo suficientemente representado, referencias de su depósito son necesarias para su integración en las interpretaciones paleoambientales. Sin embargo, las palinofomas encontradas, suponiéndolas subrepresentadas y probablemente alóctonas a la zona de Texcoco, se han considerado como indicadoras de determinadas condiciones propias del lago, aunque no representen la totalidad de la vegetación (Hevly *et al.*, 1965; Meyer, 1973, 1975).

1.3. Vegetación regional

El registro polínico de las comunidades vegetales establecidas en las tierras más altas de los alrededores del lago, reflejan cambios en las condiciones ambientales temporales y espaciales (considerado dentro del gradiente altitudinal). De las especies identificadas en los estudios recientes en el Valle de México y áreas altas circundantes, en el presente estudio se incluyen porcentajes de polen arbóreo de *Pinus*, *Quercus*, *Alnus*, tipo CuTaJu, *Abies*, *Juglans*, *Fraxinus*, *Corylus-Carpinus*, *Bursera*, *Buddleia*, *Salix* e *Ilex*. El registro correspondiente a arbustos y hierbas queda incluido en su totalidad en la vegetación expresada en la actualidad.

Los palinomorfos registrados en esta investigación, correspondientes a los géneros *Picea*, *Tsuga*, *Podocarpus*, *Ulmus*, *Engelhardtia*, *Liquidambar* (de manera natural), *Carya* y *Celtis*, no se encuentran distribuidos en el presente en la Cuenca de México.

Picea en la actualidad sólo ocupa zonas altas del norte de México (Graham, 1998); aparentemente es muy sensible a cambios de clima y migra rápidamente. Esto se ve reflejado en el diagrama polínico al presentar su último registro en la zona II (ca. 6 ka A.P.) que se ha caracterizado como fría húmeda. Esta misma situación podría corresponder a los componentes templados *Tsuga*, *Carya* y *Celtis* (Graham, 1996, 1999a).

Engelhardtia (*Oreomunnea*) sólo está dispuesto en la actualidad en bosques húmedos de montaña del sur de México (Rzedowski, 1969, 1996; Rzedowski y Palacios, 1977; Graham, 1998). Formas que acompañan frecuentemente a este elemento son *Podocarpus*, *Ulmus*, *Corylus-Carpinus* y *Liquidambar* (Graham, 1998, 1999b; Graham y Palacios, 1996). Estos géneros, propios de climas húmedos para medianas altitudes, no se encuentran en la escasa área de los bosques mesófilos de montaña que aún prevalecen en la Cuenca de México (Rzedowski, 1969) y todos ellos desplazaron su distribución actual hacia el sur de México; característico es también que tales elementos no quedan incluidos en bosques mesófilos actuales de otras regiones de México (Luna-Vega *et al.*, 1989; Tejero-Diez *et al.*, 1988). En el registro palinológico de TxA, elementos de montaña mencionados como *Engelhardtia*, *Ulmus* y *Liquidambar* no se presentan en el conteo a partir de la subzona IVb, intervalo en el que se propone que el grado de humedad se toma de subhúmedo a semihúmedo (ca. 14 ka A.P.). Esto es indicio de que las condiciones húmedas en las partes altas y protegidas de la montaña desaparecieron en la Cuenca de México en dicho intervalo de tiempo y de que probablemente tales elementos no soportaron la constante perturbación a la que estuvo sometida la Cuenca por el intenso vulcanismo. Desde el punto de vista de la influencia glacial, este punto se podría relacionar también con la deglaciación, que podría explicar la ligera expansión en el registro polínico a este nivel de formas termófilas como *Bursera*. Se podría pensar que los taxa ausentes en la actualidad pudieron formar comunidades vegetales diferentes, sin análogo moderno. La representación polínica en el núcleo TxA de éstos, no es lo suficientemente alta como para hacer este tipo de reconstrucciones.

En cuanto a las formas herbáceas representadas en el espectro polínico, siempre están bien representadas las Poaceae quienes, de acuerdo a Rzedowski (1975) y a Salgado-Labouriau (1976), se desarrollan preferentemente en tierras bajas y medias en lugares trabajados, perturbados, semiáridos o salinos. Esto, aunado al alto registro de las tipo Cheno-Am, Asteraceae, Caryophyllaceae y otras formas de perturbación, es reflejo del

intenso proceso de sucesión y movilización a que estuvo sometido continuamente el suelo del área estudiada.

Los porcentajes del espectro palinológico al ser relacionados con los de las posibles lluvias de polen para la determinación de la comunidad vegetal productora se interpretaron bajo implicaciones similares. Ciertas formas, como *Pinus*, resultaron sobrerrepresentadas y otras, que se determinaron como elementos diagnósticos de la comunidad propuesta (e.g. *Abies*, *Engelhardtia*), tuvieron un pobre conteo. En estos casos, se dió peso a los organismos índice de condiciones climáticas, disturbio, aspectos fitogeográficos, etc. Refiriéndose al caso de los grupos sobrerrepresentados, se partió del criterio de que tanto en las lluvias de polen y por lo tanto en los espectros de polen fósil, no siempre el elemento más abundante es el característico o dominante y de que ciertos tipos de comunidades presentan en sus perfiles polínicos elementos que no le son propios. En tal situación la herramienta ideal fue usar, además, otras condiciones en las que se desarrolló el espectro palinológico (como la estratigrafía de los sedimentos).

Los palinomorfos con mayores porcentajes de representación resultaron ser los anemófilos y palinomorfos que tienen importante presencia en comunidades vegetales como las interpretadas tuvieron bajos valores. En este punto se debe considerar la fácil dispersión y en muchos casos la alta producción de polen anemófilo (tal es el caso de *Pinus*, por ejemplo), mientras que las que contienen dominio de plantas con dispersión de polen entomófilo (como las *Solanaceae*, *Leguminosae*, *Rubiaceae*, *Scrophulariaceae*, entre otras, del sotobosque de bosques templados) producen cantidades limitadas de polen o por contener una dispersión específica, su depositación y cobertura es limitada (Hevly *et al.*, 1965; Tejero-Diez *et al.*, 1988).

Se esperaba que el nivel superior del núcleo, descrito como la zona I (que corresponde del Holoceno medio a la actualidad), mostrara evidencia en palinomorfos de la definitiva ocupación humana en la región como lo demuestra el registro histórico. Tal evidencia no se identifica aunque se observan abundantes formas polínicas asociadas a perturbación con significativos valores de representación.

1.4. Relación de la interpretación paleoambiental del núcleo TxA con otros registros en la zona de Texcoco

Los estudios de carácter ambiental y paleoambiental no han sido escasos en la zona del exlago de Texcoco. Sin embargo, no se ha podido establecer un criterio unánime para la comparación de datos que permita homologar secuencias de condiciones climáticas. Si bien los estudios han sido realizados en muy variados contextos, los resultados todavía distan a adecuarse a un patrón al menos regional.

La secuencia paleoclimática presentada perteneciente al núcleo TxA, contiene semejanzas y diferencias sustanciales que a continuación se enuncian:

El periodo más antiguo del presente estudio (ca. 30 ka A.P.) se ha reportado también en los estudios de Lozano-García y Ortega-Guerrero (1998), quienes interpretan este periodo con una vegetación regional fría y de afinidades con bosques húmedos de montaña. No obstante, el tirante del lago fue considerado largo y de aguas claras. Tal condición también es detectada por Alcalá-Herrera *et al.* (1996). En el presente registro, si bien también se ha considerado un cuerpo de agua establecido, éste mas bien se ha correspondido a un lago medianamente somero y alcalino. El criterio de Bradbury (1971, 1989), establecido por estudios con diatomeas, representa una fase intermedia y fluctuante, de un cuerpo de agua dulce con orilla pantanosa con posibilidades de reducción del Lago en pozas salinas. Desafortunadamente, la falta de cronología del trabajo de González-Quintero y Fuentes-Mata (1980) no permite hacer comparaciones directas de los paleoambientes de la zona; sin embargo hacen referencia a zonas frías y húmedas que pueden corresponder a los dos últimos grandes eventos glaciares.

Para la etapa del último máximo glacial, el presente registro y el estudio de Lozano-García y Ortega-Guerrero (1998) tienen un análisis similar; se proponen condiciones locales fluctuantes con un cuerpo de agua alcalino establecido y con temperaturas frías a templadas con una tendencia decreciente en la humedad. Bradbury (1971, 1989), similarmente, hace referencia a fluctuaciones en el nivel del lago dentro de un rango alcalino. Alcalá-Herrera *et al.* (1996) proponen para este periodo un estado transicional de un ambiente dulceacuícola y de humedad hacia otro de condiciones salinas y más secas.

El glacial tardío es documentado en el núcleo TxA como una etapa de compleja interpretación, con posible reducción en las condiciones de humedad y aumento paulatino

en la temperatura, tal como lo consideran Lozano-García y Ortega-Guerrero (1998). Estos últimos autores consideran el fluctuante ambiente como una consecuencia del marcado vulcanismo, a diferencia del presente registro en el que no se asocia a una actividad volcánica directa, sino a la posibilidad de intensas precipitaciones. Alcalá-Herrera *et al.* (1996) y Bradbury (1971, 1989) mencionan para este periodo condiciones del Lago someras salinas o de pantano alcalino con una alta tasa de evaporación, lo que indicaría un aumento en la temperatura. Paralelamente, González-Quintero y Fuentes-Mata (1980) proponen un periodo seco y cálido, que se puede incluir en el que se está analizando, ya que es posterior a uno considerado como glacial.

La etapa siguiente (ca. 9 a 10 ka A.P.), no encontrada por Lozano-García y Ortega-Guerrero (1998), por Alcalá-Herrera *et al.* (1996), ni por Bradbury (1971, 1989) es caracterizada en parte en el presente estudio, pero es de compleja interpretación. (Bradbury, 1997) sin embargo, propone que las condiciones pudieron haber sido más secas, al igual que en TxA, por todo un cambio en el modelo de circulación atmosférica. Así, Lozano-García y Ortega-Guerrero (1998) explican el hiatus en el registro proponiendo una desecación del lago con la consecuente pérdida de sedimentos por erosión fluvial y eólica. No obstante, Mirambell (1972) reporta, en el contexto del estudio de una osamenta de mamut encontrada en Texcoco, la existencia de un lago somero salino con vegetación pantanosa de hace ca. 10 ka A.P.

Es importante notar que el inicio del Holoceno es frecuentemente perdido en las secuencias litológicas no sólo de Texcoco, sino también de otros puntos en la Cuenca de México. Dicho intervalo parece presentarse en el presente estudio y se infiere que puede corresponder a la zona en la que aparece un aumento en el registro de *Abies*. Este registro es manifiesto en otros trabajos palinológicos (aunque comparativamente con cronologías desplazadas) para la Cuenca de México (Lozano-García *et al.*, 1993). De igual manera, aunque la investigación de Sears (1952) no tiene un control cronológico, se observa en el perfil Texcoco, previo a los horizontes que reporta como correspondientes a horizontes arqueológicos conocidos, una zona con relativa mayor humedad por el aumento en la representación polínica de *Quercus*.

El registro restante corresponde al más reciente Holoceno y es detectado en el presente estudio con un ambiente similar al presente. Las condiciones locales, en TxA y TxB (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998), son consideradas como de un lago somero

alcalino intermitente con un intenso manejo hasta la desaparición del cuerpo de agua con un posterior arribo de abundantes hierbas pioneras y halófilas. Alcalá-Herrera *et al.* (1996) consideran un somero cuerpo de agua en condiciones salinas y con tendencia a la aridez, concordante con Bradbury (1971, 1989), al reportar diatomeas aerófilas en un pantano ligeramente salino. En el estudio de Sears (1952), dentro del contexto arqueológico, se encuentra tanto en el perfil Texcoco como en El Tepalcate un horizonte de cenizas y material volcánico, con características de arrastre. Este horizonte aunque no se encuentra fechado, se puede homologar al encontrado en la presente investigación en Texcoco A. El relleno superior a este horizonte, ya considerado como el más próximo reciente para Sears, es interpretado de acuerdo al registro de polen de *Pinus* como de condiciones secas.

El trabajo arqueológico de Litvak-King (1964) se ve circunscrito a los dos últimos milenios de historia de la zona de Texcoco, periodo en el que se ha perdido registro en el núcleo Texcoco A. El aporte ambiental de dicho estudio consiste en la inferencia de la subida del nivel del Lago de Texcoco desde el Clásico hasta la época de la Conquista; tal aumento no cree atribuirlo a un aumento en la precipitación, sino al relleno paulatino del lecho del Lago.

Los estudios paleoambientales de Lozano-García y Carreño (1987) y Carreño (1990) con indicadores microambientales y ostrácodos en el Lago de Texcoco, salen del intervalo de tiempo aquí expuesto.

1.5. Parámetros determinantes para el paleoambiente de la zona

El presente estudio plantea importantes variables para el análisis de procesos climáticos de la Cuenca de México. Los intervalos propuestos son adecuados para las características particulares a la región y las propias al lago, al nivel local. Aunque resulta aventurado hacer conjeturas acerca de los factores relacionados en los cambios de temperatura y humedad, se deduce una aproximación de los resultados de la presente investigación hacia su significado en el contexto de la historia glacial.

De acuerdo a Heine (1994a, 1994b), no se conocen aún los equivalentes necesarios para llegar a producir un periodo glacial en la región central de México, por lo que se considera un principio fundamental el entendimiento de la naturaleza de estas

regiones de México a través de las reconstrucciones paleoambientales del Cuaternario. Sin embargo, dicha tarea no ha sido sencilla, ya que el carácter del periglaciario, al menos en las regiones de la Cuenca de México investigadas, han variado de manera importante. Por esto, se deben considerar modificaciones al modelo típicamente trabajado que incluye un simple desplazamiento altitudinal de los cuerpos glaciares. Así, en el caso de México central, este cambio probablemente también pueda ser atribuible, por ejemplo, a la disminución en las precipitaciones (Vázquez-Selem, 1991). A este punto se recurrirá frecuentemente al hacer el análisis del presente estudio en este contexto.

El Glacial temprano (ca. 32 ka A.P.) cronológicamente corresponde en el núcleo Texcoco A a la zona V y la subzona IVb, caracterizadas por un clima frío a templado y húmedo a semihúmedo. La cronología va de acuerdo a los estudios de White (1962, 1984, 1987) y de Heine (1984, 1994b). El mosaico de vegetación, así como el depósito de la "Tefra Tláhuac" enmascaran la caracterización de un ambiente propicio para el desarrollo de una glaciación. No obstante, se debe recordar la presencia en este intervalo de un cuerpo de agua establecido y de elementos regionales con afinidades holárticas y de ambientes fríos y húmedos. También en este punto se vería justificada la interpretación de Mirambell (1967, 1986) de una ocupación humana temprana en el sur de la Cuenca de México, si tales grupos humanos hubiesen ingresado a América en el intervalo de tiempo de esta glaciación.

A esta secuencia se incorpora otro avance glacial iniciado ca. 20 ka A.P. (Vázquez-Selem, 1998). El glacial máximo correspondiente a este último avance glacial (ca. 18 ka A.P.) incluye las subzonas IVc y IVb del núcleo TxA, en las que se proponen condiciones templadas a frías y húmedas, subhúmedas y semihúmedas; se consideró que el gradiente de humedad se incrementó de acuerdo al aumento en altitud. También en éstas se supone la ocurrencia de importantes eventos volcánicos del Popocatepetl a los 14 ka y los 23 ka A.P. De acuerdo a Heine (1973), Street y Grove (1979) y COHMAP (1988), para este periodo que se incluye en los 18 ka A.P., se propone un incremento en la precipitación y temperaturas más bajas que al presente en latitudes altas, como respuesta a las condiciones glaciales. Esta versión se ve apoyada con el presente registro palinológico en el que se encuentran elementos afines a condiciones de humedad y de bajas temperaturas circunscritas a las partes altas de los volcanes, así como la existencia de un lago establecido (que denotaría condiciones de humedad). Sin embargo, el planteamiento de

Bradbury (1997) para el máximo glacial, atribuye condiciones ambientales de sequía dado el desplazamiento hacia el sur de los patrones de circulación atmosférica. En el presente registro de TxA, esta condición se podría inferir cronológicamente desplazada hacia las zonas IVb y IVa, en las cuales se detecta una ligera disminución en la humedad de acuerdo al registro polínico regional. Como ya se mencionó desaparece la representación de elementos como *Engelhardtia* y aumenta la de *Bursera*, indicador xerófilo, atribuido a las partes bajas de la subcuenca. El problema ante esta situación lo constituye la presencia del cuerpo de agua permanente, pues en caso de una disminución en la humedad se esperaría la desaparición del lago somero o la formación de pantanos. No obstante, dado que la tendencia climática pudo haber sido de templada a fría y la tasa de evaporación pudo haber mantenido bajos valores (ya que para este periodo de tiempo también la insolación era menor), el lago, situado en una zona topográficamente baja, podría haber conservado un volumen de agua mas o menos constante.

A partir de este momento, se pueden considerar los procesos climáticos de la fase de deglaciación, que comenzaron entre los 14 y los 13 ka A.P. (Vázquez-Selem, 1998). El registro glacial presenta un complejo comportamiento, reflejado en diversas variantes en las diferentes latitudes del globo. Heine (1988) propone que los climas fueron relativamente secos entre los 18 y 10 ka A.P., tendencia que se observa, de manera general, en las subzonas IVb y IVa de Texcoco A; Maasch y Oglesby (1990) consideran un incremento de precipitación invernal en el oeste de México previo a los 12 ka A.P. observando un decremento en el registro de *Pinus*, tal como ocurre al inicio de la subzona IVa del presente registro. Este fenómeno de circulación relacionado con el máximo glacial, influyó a escala mundial en el patrón climático (Bradbury, 1997). En el presente registro de Texcoco, parece incluirse en la subzona IVa y probablemente en la zona III, aunque otra vez, los datos parecen confundirse con el aporte masivo de sedimentos hacia la parte baja de la Cuenca de México.

Este glacial tardío, observado en la subzona IVa del núcleo TxA (ca. 12 ka A.P.), ha sido considerado como templado y semihúmedo, ya que elementos sensibles a la disminución de humedad, se retiran del registro regional o sufren un decremento en su representación al ser elementos locales. Tal conjetura, queda apoyada por los planteamientos de Street y Grove (1979), COHMAP (1988), Overpeck *et al.* (1989), Oglesby *et al.* (1989) y Bradbury (1997), quienes proponen un calentamiento al incrementarse la

insolación durante el verano. De manera alterna, Vázquez-Selem (1998) considera que entre los 12 y los 10.5 ka A.P., disminuyeron las áreas glaciadas por una disminución en la humedad más que por un incremento en la temperatura. Sin embargo, en el presente registro, se ha propuesto la posibilidad de la existencia de periodos de alta humedad durante este intervalo, al inferirse incluida la presencia de un lahar (Siebe *et al.*, 1999) que no parece ser consecuencia directa de una actividad volcánica.

Esta secuencia continúa con un evento que ha sido de gran importancia para el paleoclima de zonas principalmente europeas. Tal periodo, llamado Younger Dryas, se considera un episodio relativamente seco ocurrido ca. 9 ka A.P., con temperaturas más altas que en el presente (Street y Grove, 1979; Kutzbach, 1981; Heine, 1984; COHMAP, 1988; Broecker *et al.*, 1988; Bradbury, 1989; Overpeck *et al.*, 1989; Teller, 1990; Metcalfe, *et al.*, 1994). El Younger Dryas ha sido investigado por Heine (1994) en los glaciares de México Central, entre 11.6 y 9.9 ka A.P. Tal fenómeno, relacionado a los eventos de descarga y fundición de glaciares hacia el Golfo de México, ha sido relacionado por el citado autor con la interrupción del avance de los glaciares durante este periodo, y por lo tanto, con una disminución en la humedad. En el presente registro de Texcoco, aunque el intervalo podría estar contenido en la zona III (cálido-seca), no ha sido identificado por falta de evidencias en el conteo de palinomorfos (en el que realmente disminuye la suma polínica, más que presentar elementos termófilos).

Otro episodio de singular importancia, propuesto por Vázquez-Selem (1998) alrededor de ca. 10 ka A.P., consiste en una evidencia de avance glacial. Ésta probablemente corresponda a la zona II (ca. 7.62 a 6.15 ka A.P.) del presente núcleo, en la que se observa una evidente representación de *Abies* (lo que se infirió en condiciones climáticas frías y de humedad). Sin embargo, la cronología de ambos estudios no coincide ya que las fechas se establecieron por método distintos. El mismo autor propone que este intervalo de avance se extendió hacia los ca. 8.8 y 7.4 ka A.P., periodo que estaría más acorde a la zona del espectro propuesta con condiciones propicias para la existencia de glaciares en la región. Tal condición también estaría de acuerdo con la propuesta de Heine (1988) de un incremento en la precipitación durante el Holoceno temprano. No parece haber una congruencia en el desplazamiento de las condiciones de humedad en los diferentes estudios de esta zona de la Cuenca de México. Sin embargo, definitivamente se pueden considerar otros factores específicos de la región con importante influencia sobre

las condiciones climáticas, mayores o al menos iguales a las esperadas por el efecto de una glaciación. Es fácil pensar que, durante este intervalo de tiempo en el que la actividad humana no ejercía gran presión sobre el ambiente, la intensa actividad volcánica registrada para el Cuaternario tardío llegara a tener gran influencia en el desarrollo de los tipos de vegetación y en las condiciones climáticas regionales, que de manera específica pudiesen estar variando a las del patrón general climático.

Los pequeños avances glaciares del Holoceno más reciente (como las morrenas menores a los mil años detectadas por Vázquez-Selem, 1998) y los procesos climáticos de ca. 5 ka al presente, por lo general se ven enmascarados por la definitiva influencia humana. Esta problemática de estudio se incrementa al adicionar la actividad volcánica (al igual que en los otros intervalos). La complejidad de la interacción de los diversos factores no permiten distinguir el efecto climático sobre las áreas en estudio. El registro de palinomorfos incluidos en la zona I para este intervalo de tiempo es completamente confuso, sólo muestra un mosaico de variadas comunidades vegetales, muy parecidas a las de la actualidad y la sedimentación muestra un intenso manejo del suelo, muy probablemente resultado de la actividad humana. Resultaría arriesgado afirmar el momento de la ocupación humana en la Cuenca de México por medio del registro de palinomorfos en la que se intensificó el uso del suelo. El registro histórico ya ha mostrado la gran extensión y el gran número de pobladores existentes en la Cuenca en los últimos milenios, el manejo de las tierras y de los recursos, así como las importantes obras hidráulicas realizadas por los pobladores prehispánicos del centro del Valle de México (Texcoco y Tenochtitlan). Sin embargo, es evidente que la desecación artificial relativamente acelerada de los lagos de la Cuenca para el establecimiento de grupos europeos, intensificó los procesos de erosión y empobreció el registro adecuado para estudios paleoambientales.

2. Posibilidades de integración de los datos del núcleo TxA a otros registros paleoambientales de la Cuenca de México

Es evidente que el primer problema para la correlación de estudios en la Cuenca de México es el establecimiento de una adecuada cronología en los núcleos. Si tales correlaciones son difíciles en las mismas zonas de estudio, con mayor razón en otras con diferentes condiciones locales. Texcoco, además, presenta el problema de la estimación correcta de edades por radiocarbono por el alto contenido de carbonatos en el sedimento y el relativo poco contenido de materia orgánica. De igual manera, la acumulación directa de tefras en esta zona es rara, por lo que también por medio de tefracronología resulta complicado establecer una secuencia cronológica. Ya ha sido mencionado el resto de las condiciones desfavorables para el trabajo de interpretación paleoambiental en la zona de Texcoco, por lo que más bien se debe buscar la ventaja de tales condiciones.

Por tanto, la cronología particular del núcleo de Texcoco A deberá ajustarse como secuencia a los otros núcleos más que a sus edades absolutas. Se recomienda observar las caracterizaciones del núcleo correlacionando además la estratigrafía, interpretación paleoambiental, contenido de palinomorfos y otros datos obtenidos para auxiliar la reconstrucción. De ser posible y si se cuenta con un núcleo adecuadamente fechado en alguna otra zona de la Cuenca, tomarlo como muestra base para la correlación. Bajo estas condiciones, las posibilidades de que el presente núcleo se incorpore al registro de la Cuenca de México, pueden ser altas.

De los estudios recientes en la Cuenca de México que más han profundizado en la utilización y diversificación en los métodos de análisis de las variables ambientales, se encuentran los realizados en la subcuenca de Chalco. Han sido elaborados por Ortega-Guerrero (1992), Lozano-García *et al.* (1993), Lozano-García y Ortega-Guerrero (1994), Caballero-Miranda (1995), Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1995), Lozano-García (1996) y Caballero y Ortega-Guerrero (1998) cuyos núcleos representan un marco de referencia bastante claro para plantear correlaciones paleoclimáticas con otros sondeos en la Cuenca. Para el caso particular de la secuencia planteada en el presente estudio en Texcoco, se han encontrado datos que complementan o que se pueden integrar a las propuestas paleoambientales de la subcuenca de Chalco.

El glacial temprano no queda ampliamente documentado en Chalco, aunque Caballero y Ortega-Guerrero (1998) encuentran que el lago era profundo y alcalino. En Texcoco A, se proponen condiciones ambientales frías a templadas y húmedas a semihúmedas, a reserva de que este periodo pudiera ser estudiado a mayores profundidades en este núcleo. Hacia los 23 ka A.P. de Texcoco y los 20 ka A.P. de Chalco, se observa una disminución paulatina en la humedad, aunque los lagos, dadas las diferencias topográficas de cada una de las subcuencas, no se pueden comparar en cuanto al tirante de agua contenida, que a su vez constituye una de las variables determinantes para el desarrollo de tipos específicos de vegetación local. A este tiempo, los niveles de agua de Chalco eran relativamente altos mientras que en Texcoco se han interpretado como someros aunque formando un lago propiamente.

El máximo glacial queda muy bien documentado en Chalco. En éste se interpreta un franco decremento de la humedad y el establecimiento de un lago más somero de aguas con condiciones alternantes de dulces a ácidas; se llega a inferir la existencia de un pantano. A diferencia de Chalco, en Texcoco sólo se detectan condiciones fluctuantes con un ligero decremento en humedad ambiental, pues el lago parece conservar un cuerpo de agua definido, aunque más somero. El registro de TxA muestra una gran diversidad de bosques y los elementos termófilos no se expresan en mayor medida como para interpretar la formación de pantanos. Entre los 19 y los 18.3 ka A.P. en Chalco, empieza la tendencia a la aridez. Se expresa polen xerofítico y reducción en la extensión de bosques. El lago, de agua dulce a ligeramente alcalina, decrece en profundidad y se establece vegetación de pantano. Así, el clima propuesto para Chalco durante el máximo glacial (18 ka A.P.), es frío y seco con un pantano alcalino fluctuante. También se ha propuesto en las secuencias de Chalco, para el máximo glacial y hasta los 15 ka A.P., condiciones secas y cálidas dado el establecimiento de matorrales xerófitos. De cualquier manera, para este importante y controvertido periodo, es relativamente claro que existió en el área de Chalco un muy bajo contenido de humedad ambiental. En caso de no hacer una correspondencia directa de las cronologías de Chalco y la presentada en el presente estudio de Texcoco, la tendencia hacia una disminución en la humedad en la región de Texcoco se localizaría hacia el final de la zona IVb (ca. 14 ka A.P.), en donde elementos característicos de humedad se presentan por última vez en el registro de palinomorfos y se observa un abrupto transporte de sedimentos hacia el lecho del lago. Desafortunadamente, la intensa actividad volcánica

en la Cuenca de México dificulta la interpretación del efecto de las glaciaciones en ambas áreas.

Entre los 16.5 y los 14.5 ka A.P. en Chalco, se observa un incremento paulatino en la humedad, al aumentar en extensión los bosques y disminuir los pastizales. Las temperaturas también se incrementan y el lago se recupera hacia niveles someros. Posiblemente este intervalo coincida con el propuesto en Texcoco A entre los 13.6 y los 11 ka A.P., en donde se interpretan condiciones templadas semihúmedas a húmedas. Aunque no se pueden homologar ambas áreas, la coincidencia puede consistir en el aparente y eventual aumento de humedad, relacionado en Texcoco A con el lahar de Tocuila (Siebe *et al.*, 1999).

En Chalco, a partir de los ca.15 y hasta los ca. 9 ka A.P., se detecta un incremento en el nivel del agua dulce, proponiéndose un clima frío y subhúmedo a húmedo (aunque Miranda y Ortega-Guerrero, 1998 encuentran un lago somero y alcalino). A este tiempo (ca. 14 ka A.P.) en Texcoco A, aunque el lago se interpreta como somero, también se muestra ligeramente menos alcalino. Dentro de este contexto, se podría inferir que la disminución en la alcalinidad y el mantenimiento de un cuerpo de agua somero en el Lago de Texcoco pudieron haber sido consecuencia de aportes de agua dulce de los lagos del sur de la Cuenca. Esta tendencia de menor alcalinidad en las aguas de Texcoco se mantuvo hasta los 11 ka A.P., tiempo al cual, el lago pudo haber incrementado su área pantanosa. Así, el final del Pleistoceno en Chalco es caracterizado por un incremento en la humedad y temperaturas frías, mientras que en Texcoco A la tendencia correspondería en un incremento en la temperatura y disminución en la humedad.

El inicio del Holoceno no se ha caracterizado, dada su ausencia, en Chalco. En Texcoco A podría corresponder a una sección de la secuencia de ca. 10 a 7.6 ka A.P., inferida como cálida o templada y seca aunque resulta de confusa interpretación. Al comparar las columnas estratigráficas, también se podría apoyar la idea de que este periodo de Texcoco pudiera haber sido un evento muy rápido y local.

Durante el Holoceno medio de Chalco las condiciones cambiaron a subhúmedas, decreció el nivel del lago y los bosques de encino se extendieron. El inicio del registro palinológico para el Holoceno de Chalco, muestra un incremento en la representación de *Abies*. Esto también es característico en Texcoco A, aunque aparece desplazado cronológicamente entre los 7.62 y los 6.15 ka A.P. Ambas áreas de estudio se han

interpretado en una tendencia hacia la disminución de la temperatura y con niveles lacustres bajos y alcalinos (en Chalco de dulces a alcalinos), tal condición sin considerar condiciones menores de humedad ambiental.

El impacto humano es detectado en Chalco, aunque entre los 5 y los 4 ka A.P. hay un incremento en el nivel del lago con la formación intermitente de pantanos dulces y alcalinos. Se propone que incluye periodos de erosión y cambios en la composición de los bosques. Al igual que en Texcoco se observa una variedad de ambientes, cálidos a templados y de subhúmedos a húmedos incluso semiáridos, todos ellos con una marcada influencia humana.

Para hacer consideraciones de esta índole, los trabajos regionales e integrados deben incluir el uso de diversos proxies para las interpretaciones y ser abundantes, abarcando con la mayor amplitud posible la zona en estudio.

3. Consideraciones finales

El cambio en la composición de las comunidades vegetales en el intervalo de tiempo estudiado es reflejo directo de fluctuaciones en las condiciones ambientales. Es difícil determinar por el momento si tales condiciones son reflejo de cambios climáticos globales o si se han generado localmente o aún regionalmente para esta zona. Tal circunstancia se toma como justificación para demostrar la dificultad para adecuar los datos obtenidos a un patrón climático global. Por tanto, un modelo estrictamente apegado a los periodos glaciales resultaría poco realista para la Cuenca de México. Episodios de frecuentes e intensas erupciones volcánicas productoras de cenizas y otros materiales volcánicos, como ha sucedido en la Cuenca de México, se deberán asociar a tipos de vegetación propios que se puedan ajustar específicamente a las condiciones de continua perturbación.

VII. CONCLUSIONES

De acuerdo al análisis polínico y complementado con técnicas de estudio de pérdida por ignición, susceptibilidad magnética, conteo de fragmentos carbonizados y análisis de sedimentos se detectan secuencialmente los siguientes eventos climáticos para el Cuaternario tardío en el área de Texcoco:

- El Glacial temprano detectado en otras zonas corresponde en Texcoco A a bosques fríos y templados, así como a un lago somero, alcalino y permanente. En este nivel se incluye el registro de la tefra *Tláhuac* de hace ca. 34 ka A.P.
- Un amplio periodo que abarca entre los ca. 26 y los 11 ka A.P. y que es de condiciones ambientales fluctuantes, de frías a templadas y de húmedas a semihúmedas. Se infieren una gran variedad de tipos de bosques acomodados dentro de un gradiente altitudinal y un cuerpo de agua definido y permanente.
- No se detecta la influencia del Máximo Glacial (18 ka A.P.) de condiciones frías y secas. Sin embargo, alrededor de los ca. 14 ka A.P., se observa un probable decremento en la humedad, un marcado acarreo de sedimentos hacia el lecho del lago y las últimas representaciones en el espectro de palinomorfos de elementos regionales sensibles a la intensa perturbación y a las variaciones en humedad. La inferencia se dificulta por el registro diverso de material volcánico arrastrado durante este intervalo.
- Para el Holoceno temprano se observa una sección de la columna con características de depósito por arrastre. Se interpreta como un evento de sequía.
- Un periodo con un aumento en la extensión de bosques de condiciones frías y húmedas entre los 7.6 y los 6.1 ka A.P., probablemente coincidente con un avance glacial. Sin embargo, el lago ligeramente menos alcalino, parece haber sido de muy somero a pantanoso.
- Un Holoceno reciente, posterior a los 5 ka A.P., con material sedimentario terrígeno, removido o arrastrado y con abundantes elementos del espectro polínico asociados a perturbación y probablemente a influencia humana. Tal situación no permite un análisis detallado ambiental que incluya el intervalo del establecimiento de culturas humanas.
- Un impacto definitivo del vulcanismo en la región y una respuesta en la composición específica de las comunidades vegetales ante la continua perturbación.

VIII. LITERATURA CITADA

- AABY, B.**, 1986. Palaeoecological studies of mires. En: BERGLUND, B.E. (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, New York. 869 pp.
- ACEVES-GARCÍA, R.M.**, 1966. Regiones agrícolas del Distrito Federal. *Unión Geográfica Internacional. Conferencia Regional Latinoamericana. Simposio sobre el Valle y la Ciudad de México*. Tomo IV. Edición de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, México. 229 pp. p. 137-143.
- AIRY-SHAW, H.K.**, 1973. A dictionary of flowering plants and ferns. (The Late J.C. Willis). Cambridge University Press, G.B. 1245 pp.
- ALCALÁ-HERRERA, J.A., C. CÓRDOVA, M.L. MACHAIN-CASTILLO, J. URRUTIA y R. GÍO-ARGAEZ**, 1996. Composición isotópica ($d^{13}C$) de la materia orgánica en la secuencia de El Tepalcate, Lago de Texcoco, México. *5th Latin American Congress on Organic Geochemistry*.
- ALCOCER, J. y W.D. WILLIAMS**, 1996. Historical and recent changes in Lake Texcoco, a saline lake in Mexico. *International Journal of Salt Lake Research*, no. 5, p.45-61. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- ALMEIDA, L., A.M. CLEEF, A. HERRERA, A. VELÁZQUEZ e I. LUNA**, 1994. El zacatonal alpino del Volcán Popocatepetl, México, y su posición en las montañas tropicales de América. *Phytocoenologia*, 22(3):391-436.
- ÁLVAREZ, T.**, 1986. Fauna pleistocénica. En: LORENZO, L.J. y L. MIRAMBELL (eds.). *Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco*. Colección Científica 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- ANCONA, L.**, 1933. El Ahuautle de Texcoco. *An. Inst. Biol. Mex.*, 4(1):51-69.
- ARELLANO, A.R.**, 1953. Estratigrafía de la Cuenca de México. *Memoria del Congreso Científico Mexicano p.172-186. Conmemoración del 400 Aniversario de la Universidad de México, Tomo III*.
- BARTLEIN, P.J.**, 1988. Late-Tertiary and Quaternary palaeoenvironments. En: HUNTLEY, B. y T. WEBB III (EDS.), *Vegetation history*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 803 pp.
- BASSOLS-BATALLA, A.**, 1966. La Ciudad de México y su región económica. En: Unión Geográfica Internacional. Conferencia Regional Latinoamericana. Simposio sobre el Valle y la Ciudad de México. Tomo IV. Edición de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, México. 229 pp. p. 113-136.
- BATALLA-RODRÍGUEZ, M.A.**, 1945. *Observaciones florísticas y geobotánicas en el Lago de Texcoco y sus alrededores*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 57 pp.
- BELLIA, S., G. CUSIMANO, T. GONZÁLEZ M., R. RODRÍGUEZ C. y G. GIUNTA**, 1992. El Valle de México. Consideraciones preliminares sobre los riesgos geológicos y análisis hidrogeológico de la Cuenca de Chalco. Quaderni IILA. Serie Scienza 3. *Instituto Italo-Latino Americano, Roma*. 96 pp. p 7-48.
- BENGTSSON, L. y M. ENELL**, 1986. Chemical analysis. En: BERGLUND, B.E. (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, New York. 869 pp.
- BERGLUND, B.E.**, 1986a. Palaeoecological reference areas and reference sites. En: BERGLUND, B.E. (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley and Sons Ltd. Chichester, New York. 869 pp.

- BERGLUND, B.E., 1986b. Pollen analysis and pollen diagrams. En: BERGLUND, B.E. (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, New York. 869 pp.
- BLÁSQUEZ, L., 1944. La Edad Glacial en México. *Bol. Soc. Mex. Geogr. y Estad., Tomo 58, vol.3-6*: 263-305. Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, México.
- BLOOMFIELD, K. y S. VALASTRO, Jr., 1974. Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, Central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 85:901-906.
- BONILLA-BARBOSA, J.R. y A. NOVELO-RETANA, 1995. *Manual de identificación de plantas acuáticas del Parque nacional Lagunas de Zempoala, México*. Cuadernos 26, Instituto de Biología, UNAM. p.29-67.
- BOPP-OESTE, M.G., 1961. El análisis de polen con referencia especial a dos perfiles polínicos de la Cuenca de México. En: *Homenaje a Pablo Martínez del Río*, México, INAH, p.49-56.
- BRADBURY, J.P., 1971. Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from diatoms. *Limnology and Oceanography*, 16:180-200.
- BRADBURY, J.P., 1982. Holocene chronostratigraphy of Mexico and Central America. *Striae*, 16:46-48.
- BRADBURY, J.P., 1986. Paleolimnología del lago de Chalco, México. El medio ambiente litoral. En: LORENZO, L.J. y L. MIRAMBELL (eds.). *Tapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco*. Colección Científica 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. p.167-172.
- BRADBURY, J.P., 1989. Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 8:75-100.
- BRADBURY, J.P., 1997. Sources of glacial moisture in Mesoamerica. En: URRUTIA-FUCUGAUCHI J., S.E. METCALFE y M. CABALLERO (Guest eds.), *First International Conference on Climate Change in Mexico, Taxco 1993*. *Quaternary International*, 43/44:97-110.
- BROECKER, W.S., M. ANDREE, W. WOLFLI, H. OESCHGER, G. BONANI, J. KENNETT y D. PETEET, 1988. The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography*, 3(1):1-19.
- BROWN, R.B., 1985. A summary of Late-Quaternary pollen records from Mexico west of the Isthmus of Tehuantepec. En: BRYANT, V.M. y R.G. HOLLOWAY (eds.). *Pollen Records of Late Quaternary North American Sediments*. American Association of Stratigraphic Palynologists, Dallas:71-93.
- BROWN, R.B., 1992. *Arqueología y Paleoecología del Norcentro de México*. Colección Científica, Serie Arqueología. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. 123 pp.
- BRUNNER, CH.A., 1982. Paleoceanography of surface waters in the Gulf of Mexico during the Late Quaternary. *Quaternary Research*, 17:105-119.
- BRYAN, K., 1946. Comentario e intento de correlación con la cronología glacial. *Memorias del Segundo Congreso Mexicano Cs. Socs.*, 5:220-225, México.
- BRYAN, K., 1948. Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XIII:1-20.
- BRYANT, V.M. Jr. y D.H. RISKIND, 1980. Late Quaternary pollen records from the east-central periphery of Chihuahuan Desert. *Transactions of the Symposium on the biological resources of Chihuahuan Desert region, United States and Mexico, no. 3*. Washington D.C.: U.S. National Park Service (1977).

- BURNEY, D.A., 1987. Late Quaternary stratigraphic charcoal records from Madagascar. *Quaternary Research*, 28: 274-280.
- CABALLERO-MIRANDA, M., 1995. Late Quaternary palaeolimnology of Lake Chalco, the Basin of Mexico: New evidence for palaeoenvironmental and palaeoclimatic change in Central Mexico during the last 45,000 years. PhD thesis, University of Hull, United Kingdom. (Tesis Doctoral.)
- CABALLERO, M. y ORTEGA-GUERRERO, 1998. Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research*, 50:69-79.
- CARDOSO, M.D. y E. GARCÍA, 1982. Vegetation and climate in the basin of Mexico. En: *Latin American Regional Conference, IGU, Brazil. Geographical topics of Mexico City and its environs.* p.19-25.
- CARREÑO, A.L., 1990. Ostrácosos lacustres del paleolago de Texcoco. *Rev. Soc. Mex. Paleont.*, 3:117-135.
- CASTILLO, DEL, R., 1978. Ciudad de México. En: RODRÍGUEZ, J.M. y R. POUCELL-PADRON (eds.). *Simposio sobre el subsuelo y la ingeniería de cimentaciones en el área urbana del Valle de México.* Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, México. 263 pp.
- CEBALLOS, G. y C. GALINDO, 1984. *Mamíferos silvestres de la Cuenca de México.* Limusa, México. 300 pp.
- CETENAL, 1981. Hoja Chalco E14B31. Carta Topográfica. Escala 1: 50000.
- CETENAL, 1985. Hoja Cuahutitlán E14A29. Carta Topográfica. Escala 1: 50000.
- CHARLTON, T.H., 1973. Texcoco region archaeology and de Codex Xolotl. *American Antiquity*, 38(4): 412-423.
- CLARK, J.S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research*, 30: 67-80.
- CLISBY, K.H. y P.B. SEARS, 1955. Palynology in Southern North America. Part III: Microfossil profiles under Mexico City correlated with the sedimentary profiles. *Bulletin of the Geological Society of America*, 66:511-520.
- COE, M.D. y K.V. FLANNERY, 1964. Microenvironments and mesoamerican prehistory. *Science*, 143: 650-654.
- COHMAP MEMBERS, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241: 1043-1052.
- CORTÉS, A., R. ARIZABALO y R. ROCHA, 1989. Estudio hidrogeoquímico isotópico de manantiales en la Cuenca de México. *Geof. Int.*, 28(2): 265-282.
- CRUICKSHANK, G., 1995. Proyecto Lago Texcoco. En: RESTREPO, I. (comp.). *Agua, salud y derechos humanos.* Comisión Nacional de Derechos Humanos, México. p. 305-363.
- CRUZ, M. DE LA, 1964. *Libellus de Medicinalibus Indorum Herbis.* Manuscrito Azteca de 1552. Instituto Mexicano del Seguro Social, México. 394 pp.
- CSERNA, Z., L.M. MITRE, R. MOTA-PALOMINO, M. PALACIOS-NIETO, L. TRIAY y M. FUENTE-DUCH DE LA, 1987. Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la

Cuenca de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología. Serie Boletín 0372-3739 vol. 104. 71 pp.*

CURTIS, J.H. y D.A. HODELL, 1996. Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya Cultural evolution. *Quaternary Research*, 46:37-47

CURTIS, J.H., M. BRENNER, D.A. HODELL, R.A. BALSER, G.A. ISLEBE y H. HOOGHIEMSTRA, 1998. A multi-proxy study of Holocene environmental change in Maya lowlands of Peten, Guatemala. *Journal of Paleolimnology*, 19:139-159.

DA VIDSE, G., M. SOUSA y S. KNAPP (eds.), 1995. Flora Mesoamericana. Volumen I. Psilotaceae a Salviniaceae. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Biología-Missouri Botanical Garden-The Natural History Museum (London). 470 pp.

DAVIS, M.B., 1963. On the theory of pollen analysis. *Am. Journ. Sci.*, 261:897-912.

DAVIS, O.K. y D.S. SHAFER, 1992. A Holocene climatic record for the Sonoran Desert from pollen analysis of Montezuma Well, Arizona, USA. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 92:107-119.

DDF. 1975. Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. Tomo I. Secretaría de Obras y Servicios. Talleres Gráficos de la Nación, México, D.F. 180 pp.

DE TERRA, H., 1946a. New evidence for antiquity of early man in Mexico. *Rev. Mex. Ests. Antrops.*, 8(123):69-88.

DE TERRA, H., 1946b. Discovery of an upper Pleistocene human fossil at Tepexpan, Valley of Mexico: Preliminary announcement. *Rev. Mex. Ests. Antrops.*, 8(123):287-288.

DE TERRA, H., 1947a. El hombre fósil de Tepexpan y la estratigrafía del Cuaternario de la Cuenca de México. *Ciencia*, vol. 8, no. 6-9, p. 153-156. Universidad de Zulia, Facultad Experimental de Ciencias, Maracaibo.

DE TERRA, H., 1947b. Discovery of an upper Pleistocene human skeleton at Tepexpan, Valley of Mexico. *Science*, 105(2732):493-494.

DE TERRA, H., 1947c. Teoría de una cronología geológica para el Valle de México. *Rev. Mex. Ests. Antrops.*, 9(123):1-16.

DE TERRA, H., 1948. Historia del Valle de Méjico en las postrimerias del Cuaternario en relación con el hombre prehistórico (Resumen). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, XIII:77-79.

DE TERRA, H., J. ROMERO y T.D. STEWART, 1949. Tepexpan Man. *Viking Fund. Pubs. Antrop.*, II, New York.

DEAN, W.E., J.P. BRADBURY, R.Y. ANDERSON y C.W. BARNOSKY, 1984. The variability of Holocene climate change: evidence from varved sediments. *Science*, 226(4679):1191-1194.

DEARING, J.A. y I.D.L. FOSTER, 1986. Lake sediments and palaeohydrological studies. (Capítulo 2). En: BERGLUND, B.E. (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, New York. 869 pp.

DEEVEY, E.S., 1943. Intento para datar las culturas medias del Valle de México mediante análisis de polen. *Ciencia*, 4(4,5): 97-105.

- DEEVEY, E.S., 1944. Pollen analysis and mexican archaeology: an attempt to apply the method. *American Antiquity*, 10:135-149.
- DEEVEY, E.S., 1957. Limnological studies in Middle América. *Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences*, 39:213-328.
- DELGADO, H., 1996. Los glaciares del Popocatepetl ¿Huéspedes efímeros de la montaña?. *Ciencias* 41:24-32.
- DELGADO, H. y A.L. MARTIN DEL POZZO, 1993. Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional* 32(3):511-522.
- DELGADO, H., L. ARANA-SALINAS, J. NIETO-OBREGÓN, C. MENDOZA ROSALES y G. SILVA-ROMO, 1997. Pelado volcano in southern Mexico City – A young monogenetic volcano (<1,000 years old) and its possible impact in human settlements. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Volcanic Activity and the Environment. Puerto Vallarta, Jal., México. Abstracts* p.123.
- DELGADO, H., R. MOLINERO, P. CERVANTES, J. NIETO-OBREGÓN, R. LOZANO-SANTA CRUZ, H.L. MACÍAS-GONZÁLEZ, C. MENDOZA-ROSALES y G. SILVA-ROMO, 1998. Geology of Xitle volcano in southern Mexico City – A 2000 year- old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2):115-131.
- DÍAZ-LOZANO, E., 1936. Estratigrafía de un yacimiento fosilífero encontrado en la colonia de "Los Alamos", D.F.. *Bol. Soc. Geól. Méx.*, IX(5):289-293.
- DIGERFELDT, G., 1986. Studies on past lake-level fluctuations. En: BERGLUND, B.E. (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, New York. 869 pp.
- EINARSSON, T., 1986. Tephrochronology. En: BERGLUND, E.B. (ed.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley and Sons. G.B. 869 pp.
- ELÍAS-HERRERA, M. (ed.), 1993. *Estratigrafía y Recursos Minerales del Estado de México. Parte I: Estratigrafía del Estado de México*. Gobierno del Estado de México, Dirección General de Industria, Minas y Artesanías y Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. 118 pp.
- ENCISO-DE LA VEGA, S., 1992. Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, vol.10, no.1:26-36.
- ERDTMAN, G., 1960. The acetolysis method; a revised. *Svensk. Bot. Tidskr.*, 54:561-564.
- EVITT, W.R., 1963. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagelates, hystrichospheres and acritarchs. *The National Academy of Sciences Proceedings*, 49(2):158-164.
- EZCURRA, E., 1995. *De las Chinampas a la Megalopolis. El Medio Ambiente en la Cuenca de México*. La Ciencia desde México, No. 91. SEP, Fondo de Cultura Económica, México. 119 pp.
- FERRUSQUÍA, I., 1998. 1. Geología de México: Una Sinopsis. En: RAMAMOORTHY, T.P., R. BYE, A. LOT y J.E. FA (EDS.). *Diversidad Biológica de México: Orígenes y Distribución*. New York, Oxford University Press e Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México. p. 3-108.
- FLORES-DÍAZ, A., 1965. *Estudios preliminares de ostrácodos y sus relaciones edáficas en los exlagos de Zumpango, Xaltocan, Texcoco, México, Xochimilco y Chalco*. Tesis Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 60 pp.

- FOREMAN, F., 1955. Palynology in Southern North America. Part II: Study of Two Cores from Lake Sediments of the Mexico City Basin. *Bulletin of the Geological Society of America*, 66:475-510.
- FOSTER-FLINT, R., 1974. Three theories in time. *Quaternary Research*, 4:1-8.
- GAMA, V., 1920. Descripción del Valle de México. En: Memoria para la carta del Valle de México. Sría. de Guerra y Marina. Comisión de Ingenieros. Dpto. de Aprovisionamientos Generales, México. 57 pp.
- GARCÍA, E., 1974. Situaciones climáticas durante el auge y la caída de la cultura Teotihuacana. *Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geografía*, 5:35-69.
- GARCÍA, E., 1983. *Apuntes de Climatología*. Instituto Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 153 pp.
- GARCÍA, E. y R. VIDAL, 1981. La tendencia de la precipitación en la parte central de México en los últimos 50 años. *Biotica*, 6(1):103-115.
- GIBSON, L.B. y R.T. CLARKE, 1968. Floral succession and palynological correlation. *Journal of Paleontology*, 42(2):576-581
- GONZÁLEZ-QUINTERO, L., 1980. Paleoecología de un sector costero de Guerrero, México (3 000 años). *Memorias del III Coloquio sobre Paleobotánica y Palinología. Colección Científica Prehistoria 86*. Departamento de Prehistoria, SEP-INAH. p. 133-157.
- GONZÁLEZ-QUINTERO, L., 1981. Análisis polínicos en la porción austral de la Cuenca de México. II. Tlaltengo. *Revista de la Escuela Nacional de Antropología e Historia, Cuicuilco, I.N.* Año II, No.3: 12-16.
- GONZÁLEZ-QUINTERO, L., 1986. Análisis polínico de los sedimentos. En: LORENZO, L.J. y L. MIRAMBELL (eds.). *Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco*. Colección Científica 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. p. 157-166.
- GONZÁLEZ-QUINTERO, L. y M. FUENTES-MATA, 1980. El Holoceno de la porción central de la Cuenca del Valle de México. En: *Memorias del III Coloquio Paleobotánica y Palinología. Colección Científica Prehistoria*, 86:113-132. Departamento de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia- Secretaría de Educación Pública, México.
- GONZÁLEZ-QUINTERO, L. y A. MONTUFAR-LOPEZ, 1980. Interpretación paleoecológica de un núcleo cercano a Tula, Hgo. En: *Memorias del III Coloquio Paleobotánica y Palinología. Colección Científica Prehistoria*, 86 :185-193. Departamento de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia- Secretaría de Educación Pública, México.
- GRAF, W.L., 1974. Quaternary research workers find consensus and conflict. *Geotimes*, 19(9):20-21.
- GRAHAM, A., 1996. Paleobotany of Puerto Rico. From Arthur Hollick's (1928) Scientific Survey Paper to the Present. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 776:103-114.
- GRAHAM, A., 1998. Studies in Neotropical Paleobotany. XI. Late Tertiary vegetation and environments of southeastern Guatemala: Palynofloras from the Mio-Pliocene Padre Miguel Group and the Pliocene Herreria Formation. *American Journal of Botany*, 85(10):1409-1425.
- GRAHAM, A., 1999a. The Tertiary history of the northern temperate element in the northern Latin American biota. *American Journal of Botany*, 86(1):32-38.

- GRAHAM, A.**, 1999b. Studies in Neotropical Paleobotany. XIII. An Oligo-Miocene palynoflora from Simojovel (Chiapas, Mexico). *American Journal of Botany*, 86(1):17-31.
- GRAHAM, A. y R. PALACIOS**, 1996. Additions and preliminary study of an Oligo-Miocene palynoflora from Chiapas, Mexico. *Rhedeia*, 6(1):1-12.
- GRAHAM, R.W.**, 1990. Evolution of New Ecosystems at the end of the Pleistocene. En: AGENBROAD, L.D., J. MEAD y L.W. NELSON (EDS.). *Megafauna and Man: Discovery of Americas Heartland. The mammoth site of South Dakota, Inc., Scientific Papers*, vol. 1:54-60.
- HABIB, D., D. THURBER, D. ROSS y J. DONAHUE**, 1970. Holocene Palynology of the Middle American Trench near Tehuantepec, Mexico. *Memoirs of the Geological Society of America*, 126:233-261.
- HARRISON, S.P. y S.E. METCALFE**, 1985. Spatial variations in lake levels since the last glacial maximum in the Americas North of the Equator. *Band* 21:1-15.
- HARRISON, S.P., I.C. PRENTICE y J. GUIOT**, 1993. Climatic controls on Holocene lake-level changes in Europe. *Climate Dynamics*, 8:189-200.
- HECHT, A.D., R. BARRY, H. FRITTS, J. JIMBRIE, J. KUTZBACH, J. MURRAY MITCHEL y S.M. SAVIN**, 1979. Paleoclimatic research: status and opportunities. *Quaternary Research*, 12:6-17.
- HEINE, K.**, 1973. Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40 000 años en México. *Comunicaciones* 7:51-58, Puebla. Proy. Pue. Tlax., México.
- HEINE, K.**, 1984. The classical Late Weichselian climatic fluctuations in Mexico. En: N.A. Mörner y W. Karlén (eds.), *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*. D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, Lancaster. 95-115.
- HEINE, K.**, 1988. Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. *Die Geowissenschaften*, 6:197-205.
- HEINE, K.**, 1994a. The late-glacial moraine sequences in Mexico: is there evidence for the Younger Dryas event? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112:113-123.
- HEINE, K.**, 1994b. Present and past geocryogenic processes in Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5:1-12.
- HEINE, K. y H. HEIDE-WEISE**, 1973. Secuencias de erupciones en el volcán de la Malinche y en la Sierra Nevada durante los últimos 40,000 años. *Comunicaciones* 7:7-10, Puebla. Proy. Plue. Tlax.
- HERNÁNDEZ, F.**, 1960. Historia Natural de Nueva España. En: *Obras Completas*, UNAM, México. vols. 2, 3.
- HERNÁNDEZ-XOLOCOTZI, E.**, 1953. Zonas agrícolas de México. En: Ateneo Nacional Agronómico, *Nueva Agronomía, estudios del campo mexicano*. Atenagro, México
- HEVLY, R.H., P.J. MEHRINGER JR. y H.G. YOCUM**, 1965. Modern pollen rain in the sonoran desert. *Jum. Arizona Acad. Science*, 3(3):123-135.
- HORN, S.P.**, 1993. Postglacial vegetation and fire history in the Chimipó Páramo of Costa Rica. *Quaternary Research*, 40:107-116.

- HOROWITZ, A.**, 1992a. Principles of interpretation. En: *Palynology of Arid Lands*. Elsevier, The Netherlands, 546 pp.
- HOROWITZ, A.**, 1992b. Reconstruction of past environments. En: *Palynology of Arid Lands*. Elsevier, The Netherlands, 546 pp.
- HUTCHINSON, G.E., R. PATRICK y E.S. DEEVEY**, 1956. Sediments of Lake Patzcuaro, Michoacan, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67:1491-1504.
- INEGI**, 1990. Hoja Texcoco E14B21. Carta Topográfica. Escala 1: 50000.
- INEGI**, 1995. Hoja Ciudad de México E14A39. Carta Topográfica. Escala 1: 50000.
- JACOBSON, JR., G.L. y R.H.W. BRADSHAW**, 1981. The selection of sites for paleovegetational studies. *Quaternary Research*, 16:80-96.
- JAEGER, F.**, 1925. Untersuchungen uber das diluviale Klima in Mexiko. *Gesell. Erdkunde Berlin Zeitschr. Vol. 9-10*: 366-373.
- JAEGER, F.**, 1926. Forschungen uber das diluviale Klima von Mexiko. *Petermanns Mitteilungen, Ergaenzungsheft, vol. 190*. 64 pp.
- JAIME, A.**, 1989. La arcilla del Valle de México desde el punto de vista de la Ingeniería Civil. (manuscrito).
- KIRIANOV, V., A. KILOSKOV, S. DE LA CRUZ y A.L. MARTIN DEL POZZO**, 1990. The major stages of manifestation of recent volcanism in the Chichinautzin zone. *Geol. Ser. URSS Acad. Sci.*, 311(2):430-434.
- KOVAR, A.**, 1970. The physical and biological environment of the Basin of Mexico. En: *The Natural Environment, Contemporary Occupation and 16th Century of the Valley. The Teotihuacan Valley Project. Final report. Vol. 1. Occasional papers in Anthropology* 3:15-25. Department of Anthropology, Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania.
- KUTZBACH, J.E.**, 1981. Monsoon climate of the Early Holocene: Climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science* 214:59-61.
- KUTZBACH, J.E. y F.A. STREET-PERROTT**, 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 10 kyr BP. *Nature*, 317:130-134.
- KUTZBACH, J.E. y T. WEBB III**, 1993. Conceptual basis for understanding late-Quaternary climates. En: WRIGHT Jr., H.E., J.E. KUTZBACH, T. WEBB III, W.F. RUDDIMAN, F.A. STREET-PERROTT y P.J. BARTLEIN (EDS.), *Global climates since the last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis. 569 pp.
- KUTZBACH, J.E., R. GALLIMORE, S. HARRISON, P. BEHLING, R. SELIN y F. LAARIF**, 1998. Climate and Biome simulations for the past 21,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 17: 473-506.
- LAMB, H.H. y A. WOODROFFE**, 1970. Atmospheric circulation during the last Ice Age. *Quaternary Research*, 1:29-58.
- LAMBERT, W.**, 1986. Descripción preliminar de los estratos de tefra en Tlapacoya I. En: LORENZO, L.J. y L. MIRAMBELL (eds.). *Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco*. Colección Científica 115, Serie Prehistoria. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. p. 77-100.

- LAUER, W., 1978. Medio ambiente y desarrollo cultural en la región de Puebla-Tlaxcala. En: LAUER, W. y K. TYRAKOWSKI (eds.). *Procedimientos del Segundo Simposio*. 316 pp.
- LEET, D. y S. JUDSON, 1968. *Fundamentos de Geología Física*. Limusa, México. 450 pp.
- LIDDICOAT, J.C., R.S. COE, P.W. LAMBERT y S. VALASTRO, JR., 1979. Palaeomagnetic record in Late Pleistocene and Holocene dry lake deposits at Tlapacoya, México. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 59:367-377.
- LIMBREY, S., 1986. Análisis de los suelos y sedimentos. En: LORENZO, L.J. y L. MIRAMBELL (eds.). *Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco*. Colección Científica 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. p. 67-76.
- LITWAK-KING, J., 1964. *Estratigrafía cultural y natural en un tlatal en el lago de Texcoco*. Publicación 13, Depto. de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. 27 pp.
- LORENZO, J.L., 1956. Notas sobre arqueología y cambios climáticos en la Cuenca de México. En: MOOSER, F., S. WHITE, y J.L. LORENZO. *La Cuenca de México; Consideraciones geológicas y arqueológicas*. Depto. de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. p. 29-46.
- LORENZO, J.L., 1958a. Una hipótesis paleoclimática para la Cuenca de México. XXXI Congreso Internacional de Americanistas, Universidad Nacional Autónoma de México, p.579-584.
- LORENZO, J.L., 1958b. Glaciología mexicana. *Bol. Bibl. Geof. Oceanogr.Americanas*, I Pte. Geof: 131-136, IPGH, CPAGI, México.
- LORENZO, J.L., 1961. *La revolución Neolítica en Mesoamérica*. Depto. Prehistoria 11, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- LORENZO, J.L., 1967. *La etapa lítica en México*. Depto. Prehistoria 20, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- LORENZO, J.L., 1968. Clima y agricultura en Teotihuacán. *Materiales para la arqueología de Teotihuacán, Serie Investigación 17*, p. 53-72. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- LORENZO, J.L., 1973. Las glaciaciones del Pleistoceno Superior en México. *Estudios dedicados al Profr. Luis Pericot*. Universidad de Barcelona, España.
- LORENZO, J.L., 1974a. Algunos datos sobre el Albarradón de Nezahualcóyotl. *Boletín INAH*, 10: 3-10 (2ª época), Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- LORENZO, J.L., 1974b. Sobre la fauna pleistocénica de Tequixquiac y los artefactos que se han hallado en la misma región. *Boletín INAH*, 9: 41-46 (2ª época), Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- LORENZO, J.L., 1977. Agroecosistemas prehistóricos. En: *Agroecosistemas de México: contribuciones a la enseñanza, investigación y divulgación agrícola*. Colegio de Posgraduados, Chapingo, México.
- LORENZO, J.L., 1986. Conclusiones. En: LORENZO, L.J. y L. MIRAMBELL (eds.). *Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco*. Colección Científica 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. 297 pp.

- LORENZO, J.L. y L. MIRAMBELL., 1986. Mamutes excavados en la Cuenca de México (1952-1980). Departamento de Prehistoria. Cuaderno de Trabajo 32, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. 151 pp.
- LOWE, J.J. y M.J.C. WALKER, 1984. Cap.1: The Quaternary period. En: *Reconstructing Quaternary environments*. Longman, London & New York. 389 pp.
- LOZANO-GARCÍA, S., 1979. Première approche de l'analyse pollinique dans la région de San Luis Potosí (México): La représentation pollinique de la végétation actuelle. Tesis Doctoral. L'Université D'Aix Marseille III. 100 pp.
- LOZANO-GARCÍA, S., 1989. Palinología y paleoambientes pleistocénicos de la Cuenca de México. *Geof. Int.*, 28(2):335-362.
- LOZANO-GARCÍA, S., 1996. La vegetación del Cuaternario tardío en el Centro de México: Registros palinológicos e implicaciones paleoclimáticas. *Bol. Soc. Bot. México*, 58:1-9.
- LOZANO-GARCÍA, S. y A.L. CARREÑO, 1987. Indicadores micropaleontológicos de condiciones climáticas y lacustres de la Cuenca de México: Ex-Lago de Texcoco. *Rev. Soc. Mex. Paleontología*, 1(1):192-202.
- LOZANO-GARCÍA, S., B. ORTEGA-GUERRERO, M. CABALLERO-MIRANDA y J. URRUTIA FUCUGAUCHI, 1993. Late Pleistocene and Holocene Paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research* 40:332-342.
- LOZANO-GARCÍA, S. y B. ORTEGA-GUERRERO, 1994. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109:177-191.
- LOZANO-GARCÍA, S. y B. ORTEGA-GUERRERO, 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99:77-93.
- LUGO, R. y G. PALOMINO, 1996. *Nezahualcoyotl. El hacedor de todas las cosas. Programa de Homenaje "El Rey Poeta Nezahualcoyotl en la cultura mexicana"*. DIF Texcoco, Instituto Mexiquense de Cultura, Academia de Historia Regional de Texcoco, México. 143 pp.
- LUNA-VEGA, I., L. ALMEIDA-LEÑERO y J. LLORENTE-BOUSQUETS, 1989. Florística y aspectos fitogeográficos del bosque mesófilo de montaña de las cañadas de Ocuilán, Estados de Morelos y México. *Anales. Inst. Biol. Univ. Nac. Autón. México, Ser. Bot.*, 59(1):63-87.
- MAASCH, K.A. y R.J. OGLESBY, 1990. Meltwater cooling of the Gulf of Mexico: a GCM simulation of climatic conditions at 12 ka. *Paleoceanography*, 5(6):977-996.
- MACÍAS, J.L., P.A. GARCÍA, J.L. ARCE, C. SIEBE, J.M. ESPÍNDOLA, J.C. KOMOROWSKI y K. SCOTT, 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. *Byu Geology Studies* 42, Part I: 493-528.
- MAHABALÉ, T.S., 1968. Spores and pollen grains of water plants and their dispersal. *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, 7:285-296.
- MARKGRAF, V., J.R. DODSON, A.P. KERSHAW, M.S. McGLONE y N. NICHOLLS, 1992. Evolution of late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. *Climate Dynamics*, 6:193-211.

- MARSAL, R.J.**, 1975. The lacustrine clays of the Valley of Mexico. Contribution of the Instituto de Ingeniería to the 1975 International Clay Conference. Instituto de Ingeniería, E16, Universidad Nacional Autónoma de México.
- MARSAL, R.J. y R. GRAUE**, 1969. El subsuelo del Lago Texcoco. En: SHCP y Nacional Financiera. Nabor Camillo. *El hundimiento de la ciudad de México y Proyecto Texcoco*. Contribución de Proyecto Texcoco al VII Congreso Internacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones. México, 328 pp.
- MARSAL, R.J. y M. MAZARI**, 1990. Desarrollo de la Mecánica de Suelos en la Ciudad de México. En: OVANDO-SHELLEY, E. y F. GONZALEZ-VALENCIA (eds.). *El subsuelo de la Cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo*. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, A.C. 228 pp.
- MARTIN, P.S.**, 1963. *The last 10,000 years: a fossil pollen record of the American Southwest*. Univ. Arizona Press, Tucson. 87 pp.
- MARTÍNEZ-HERNÁNDEZ, E. y S. LOZANO-GARCÍA**, 1996. Volcanismo, cambios climáticos y sucesión de floras, durante el Neogeno de la Cuenca de México. *Memorias del IX coloquio de Paleobotánica y Palinología*. México, D.F. p. 48-49.
- MARTÍNEZ-HERNÁNDEZ, E., B. LUDLOW-WIECHES y M. SÁNCHEZ-LÓPEZ**, 1980. *Palinología y sus aplicaciones geológicas. Cuenca Carbonífera de Fuentes-Río Escondido, Coahuila*. Comisión Federal de Electricidad, Ediciones del Sector Eléctrico, México, D.F. 65 pp.
- McCLUNG, E.**, 1998. Archaeological approaches to the reconstruction of paleoenvironments: An example from Teotihuacan, México. *American Quaternary Association. Program and Abstracts of the 15th Biennial Meeting. Puerto Vallarta, México*.
- METCALFE, S.E. y S.P. HARRISON**, 1984. Cambio ambiental del Cuaternario Tardío en depósitos lacustres de la Cuenca de Zacapu, Michoacán. Reconstrucción preliminar. *Boletín del Instituto de Geografía*, No. 14. p.127-151. Universidad Nacional Autónoma de México.
- METCALFE, S.E., F.A. STREET-PERROTT, R.B. BROWN, P.E. HALES, R.A. PERROTT y F.M. STEININGER**, 1989. Late Holocene human impact on lake basins in Central Mexico. *Geoarchaeology*, 4:119-141.
- METCALFE, S.E., F.A. STREET-PERROT, S.L. O'HARA, P.E. HALES y R.A. PERROTT**, 1994. The palaeolimnological record of environmental change: Examples from the arid frontier of Mesoamerica. En: MILLINGTON, A.C. y K. PYE (eds.). *Environmental change in drylands: Biogeographical and geomorphological perspectives*. Ed. John Wiley & Sons Ltd. p.131-145.
- MEYER, E.R.**, 1973. Late Quaternary Palaeoecology of the Cuatro Ciénegas Basin, Coahuila, Mexico. *Ecology*, 54(5):982-995.
- MEYER, E.R.**, 1975. Vegetation and pollen rain in the Cuatro Ciénegas Basin, Coahuila, Mexico. *The Southwestern Naturalist*, 20(2):215-224.
- MIRAMBELL, L.**, 1967. Excavaciones en un sitio pleistocénico de Tlapacoya, México. *Boletín INAH*, 29:37-41. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.
- MIRAMBELL, L.**, 1972. Una osamenta fósil en el ex-lago de Texcoco. *Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia*, No.2, Epoca II, Julio-Septiembre, México: 9-16.

- MIRAMBELL, L., 1986. Restos culturales en horizontes pleistocénicos. En: LORENZO, L.J. y L. MIRAMBELL (eds.). *Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco*. Colección Científica 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. p. 207-217.
- MIRAMBELL, L. (coord.), 1991. José Luis Lorenzo: Prehistoria y Arqueología. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. 434 pp.
- MIRANDA-ARCE, M.G., 1980. *Plantas acuáticas útiles del Valle de México*. Tesis Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 88 pp.
- MIRANDA, F. y E. HERNÁNDEZ-XOLOCOTZI, 1963. Los Tipos de Vegetación de México y su clasificación. *Bol. Soc. Bot. México*, 28:29-179.
- MOORE, P.D., J.A. WEBB y M.E. COLLINSON, 1991. *Pollen Analysis*. Blackwell Scientific Publications. 2a. ed. Oxford, Great Britain. 216 pp.
- MOOSER, F., 1956. Consideraciones geológicas acerca de la formación del Lago de Texcoco. En: MOOSER, F., S. WHITE y J.L. LORENZO. *La Cuenca de México; Consideraciones geológicas y arqueológicas*. Depto. de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. p. 9-18.
- MOOSER, F., 1967. Tefracronología para la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. *Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. Boletín 30*. p. 12-15.
- MOOSER, F., 1978. Geología del relleno Cuaternario de la Cuenca de México. En: RODRIGUEZ, J.M. y R. POUCELL-PADRON (eds.) *Simposio sobre el subsuelo y la ingeniería de cimentaciones en el área urbana del Valle de México*. Sociedad Mexicana de Mecánica de suelos, México, 263 pp.
- MOOSER, F., 1990. Estratigrafía y estructura del Valle de México. En: OVANDO-SHELLEY, E. y F. GONZALEZ-VALENCIA (eds.) *El subsuelo de la Cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo*. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, A.C. 228 pp.
- MOOSER, F. y M. MALDONADO-KOERDELL, 1961. Mexican national report of volcanology. 12th General Assembly of the I.U.G.G., Helsinki, Finland, July 25 – Aug. 5, 1960. *Anales del Instituto de Geofísica (México)*, vol. 7. Universidad Nacional Autónoma de México.
- MOOSER, F., A. NAIRN y J. NEGENDANK, 1974. Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VII A palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rundschau*, 63:451-483.
- MORA, J., 1989. Hidrología en la Cuenca de México. En: GUERRA, L.M. y J. MORA-RODRÍGUEZ (comps.). *Agua e Hidrología en la Cuenca del Valle de México: Antecedentes, diagnóstico, perspectivas y alternativas*. Fundación Friedrich Ebert, Instituto Autónomo de Investigaciones Ecológicas. México, 136 pp.
- MUDIE, P.J. y R. HARLAND, 1996. Chapter 21. Aquatic Quaternary. En: JANSONIUS, J. y D.C. MCGREGOR (EDS.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 2, p.843-877.
- NEGENDANK, J.F.W., 1973. Geochemical Aspects of Volcanic rocks of the Valley of México. *Geof. Inter.*, 13(3):267-278.
- NIEDERBERGER-BETTON, C., 1976. El Sitio. En: Zohapilco. Cinco milenios de ocupación humana en un sitio lacustre de la Cuenca de México. Capítulo II, p.23-30. Colección Científica 30, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.

- NIEDERBERGER-BETTON, C., 1979. Early sedentary economy in the Basin of Mexico. *Science*, 203(4376):131-142.
- NIEDERBERGER-BETTON, C., 1987. *Paleopaysages et Archeologie pré-urbaine du Bassin de Mexico (Mexique)*. Etudes Mesoamericaines, Volume XI, Tome I. Centre d'études Mexicaines et Centramericaines. México. 357 pp.
- NIELSEN, H. y I. SORENSEN, 1992. Taxonomy and stratigraphy of late-glacial *Pediastrum* taxa from Lysmosen, Denmark - a preliminary study. *Rev. Paleobotan. Palynol.*, 74:55-75.
- OGLESBY, R.B., K.A. MAASCH y B. SALTZMAN, 1989. Glacial meltwater cooling of the Gulf of Mexico: GCM implications for Holocene and present-day climates. *Climate Dynamics*, 3:115-133.
- OHNGEMACH, D., 1973. Análisis polínico de los sedimentos del Pleistoceno reciente y del Holoceno en la región Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones* 7:47-49. Puebla. Proy. Pue. Tlax., México.
- OHNGEMACH, D., 1977. Pollen sequence of the Tlaloqua crater (La Malinche volcano, Tlaxcala, Mexico). *Bol. Soc. Bot. México*, 36:33-40.
- OHNGEMACH, D. y H. STRAKA, 1978. La historia de la vegetación en la región Puebla-Tlaxcala durante el Cuaternario Tardío. *Comunicaciones* 15:189-204. Proy. Pue. Tlax., México.
- OLSSON, I.U., 1986. Radiometric dating. En: BERGLUND, B.E. (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons. Chichester, New York. 869 pp.
- ORTEGA, M.A., 1989. Las condiciones de frontera hidráulicas naturales en la Cuenca de México, usando modelado matemático. *Geof. Int.*, 28(2): 283-295.
- ORTEGA-GUERRERO, B., 1992. Paleomagnetismo, Magnetoestratigrafía y Paleoecología del Cuaternario Tardío en el Lago de Chalco, Cuenca de México. Tesis Doctorado en Geofísica (Sismología y Física del interior de la Tierra), Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. 161 pp.
- ORTEGA-GUERRERO, B. y A.J. NEWTON, 1998. Geochemical characterization of late Pleistocene and Holocene tephra layers from the Basin of Mexico, Central Mexico. *Quaternary Research*, 50:90-106.
- ORTEGA, M., J.L. GODÍNEZ, G. GARDUÑO y M.G. OLIVA, 1994. *Ficología de México. Algas Continentales*. AGT Editor, México. 221 pp.
- OVERPECK, J.T., L.C. PETERSON, N. KIPP, J. IMBRIE y D. RIND, 1989. Climate change in the circum-North Atlantic region during the last deglaciation. *Nature*, 338:553-557.
- PALACIOS-CHÁVEZ, R., 1977. Lluvia de polen moderno en diferentes habitats del Valle de México. *Bol. Soc. Bot. Méx.*, 36:45-69.
- PALERM, A., 1973. *Obras hidráulicas prehispánicas en el sistema lacustre del Valle de México*, México. Secretaría de Educación Pública-Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. 244 pp.
- PALERM, A. y E. WOLF, 1961. Sistemas agrícolas y desarrollo del área clave del imperio texcocano. *Revista Interamericana de Ciencias Sociales*, 1(2):281-287. Panamerican Union, Washington, D.C., Segunda época.
- PARSONS, R.J., 1969. Patrones de asentamiento prehispánico en la región texcocana. *Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia*, 35:31-37.

- PARSONS, R.J., 1976. Settlement and population history of the Basin of Mexico. En: WOLF, E.C. (ed.), *The Valley of Mexico. Studies in pre-Hispanic ecology and society*. New York Press, U.S.A.
- PETERSON, G.M., T. WEBB II, J.E. KUTZBACH, T. VAN DER HAMMEN, T.A. WIJMSTRA y F.A. STREETS, 1979. The continental record of environmental conditions at 18,000 yr B.P.: An initial evaluation. *Quaternary Research*, 12:47-82.
- PRENTICE, I.C., 1988. Records of vegetation in time and space : the principles of pollen analysis. En: HUNTLEY, B. y T. WEBB III (EDS.), *Vegetation history*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 803 pp.
- PRESCOTT, G.W., 1951. *Pediastrum*. En: W.M.C. BROWN. *Algae of the Western Great Lakes area*. Co. Publ.
- RAMAMOORTHY, T.P., R. BYE, A. LOT y J.E. FA (EDS.), 1998. *Diversidad Biológica de México: Orígenes y Distribución*. New York, Oxford University Press e Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México. 792 pp.
- RAMÍREZ, J., 1903. Introducción para una flora del Valle de México. *La Naturaleza. Sociedad Mexicana de Historia Natural*. Segunda Serie, Tomo III, pte. 3, p. 696-707.
- RODRÍGUEZ-CASTILLO, R y T. GONZÁLEZ-MORÁN, 1989. Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México. *Geof. Int.*, 28(2): 207-217.
- RODRÍGUEZ-CASTILLO, R y C. OCHOA, 1989. Estudio geoelectrico del sistema acuifero de la Cuenca de México. *Geof. Int.*, 28(2): 191-205.
- ROJAS-MORENO, J., 1991. Estudio de la flora y la vegetación acuática vascular del Lago de Cuitzeo, Michoacán. Tesis Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 78 pp.
- ROSAS-ROBLES, A., 1998. Historia de los lagos. En: GONZÁLEZ DE LEÓN, T., A. ROSAS-ROBLES, A. KALACH, G. QUADRI DE LA TORRE. *La ciudad y sus lagos*. Instituto de Cultura de la ciudad de México, Clío. México, 87 pp.
- RUDOLPH, D.L., I. HERRERA y R. YATES, 1989. Groundwater flow and solute transport in the industrial well fields of the Texcoco saline aquifer system near Mexico City. *Geof. Int.*, 28(2): 363-408.
- RZEDOWSKI, J., 1954. Vegetación del pedregal de San Ángel, Distrito Federal, México. *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas, México*, 15: 141-158
- RZEDOWSKI, J., 1957. Algunas asociaciones vegetales de los terrenos del Lago de Texcoco. *Bol. Soc. Bot. México*, 21:19-33.
- RZEDOWSKI, J., 1968. Las principales zonas áridas de México y su Vegetación. *Bios*, 1(1):4-24.
- RZEDOWSKI, J., 1969. Nota sobre el bosque mesófilo de montaña en el Valle de México. *An. Esc. Nac. Cienc. Biol. Mex.*, 18:91-106.
- RZEDOWSKI, J., 1972a. Contribuciones a la fitogeografía florística e histórica de México. II. Afinidades geográficas de la flora fanerogámica de diferentes regiones de la República Mexicana. *An. Esc. nac. Cienc. biol., Méx.*, 19:45-48.

- RZEDOWSKI, J., 1972b. Contribuciones a la fitografía florística e histórica de México. III. Algunas tendencias en la distribución geográfica y ecológica de las Compositae mexicanas. *Ciencia, Méx.*, XXVII(4-5):123-132.
- RZEDOWSKI, J., 1973. Geographical relationships of the Flora of Mexican Dry Regions. En: GRAHAM, A., *Vegetation and Vegetational History of Northern Latin America*. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, London, New York. 393 pp.
- RZEDOWSKI, J., 1975. An ecological and phytogeographical analysis of the grasslands of Mexico. *Taxon*, 24(1):67-80.
- RZEDOWSKI, J., 1978. *Vegetación de México*. Ed. Limusa. México, 432 pp.
- RZEDOWSKI, J., 1990. Nota sobre el elemento africano en la flora adventicia de México. *Acta Botánica Mexicana*, 12:21-24.
- RZEDOWSKI, J., 1996. Análisis preliminar de la flora vascular de los bosques mesófilos de montaña de México. *Acta Botánica Mexicana*, 35:25-44.
- RZEDOWSKI, J. y G. CALDERÓN, 1993. Datos sobre la dinámica de la flora fanerogámica del Valle de México, con énfasis en especies nativas raras, en peligro de extinción y aparentemente extintas. *Acta Botánica Mexicana*, 25:81-108.
- RZEDOWSKI, J. y R. PALACIOS CHÁVEZ, 1977. El Bosque de Engelhardtia (*Oreomunnea*) mexicana en la región de La Chinantla (Oaxaca, México) Una reliquia del Cenozoico. *Bol. Soc. Bot. Méx.*, 29(36):93-123.
- RZEDOWSKI, J. y R. PALACIOS-CHÁVEZ, 1985. La presencia de *Commiphora* (*Burseraceae*) en México. *Taxon*, 34(2):207-210.
- RZEDOWSKI, J. y G.C. RZEDOWSKI (eds.), 1979. *Flora Fanerogámica del Valle de México. Volumen I: Generalidades, Gymnospermae, Dicotyledoneae (Saururaceae-Polygalaceae)*. Compañía Editorial Continental, México. 403 pp.
- RZEDOWSKI, J. y G.C. RZEDOWSKI (eds.), 1985. *Flora Fanerogámica del Valle de México. Volumen II: Dicotyledoneae (Euphorbiaceae-Compositae)*. Escuela Nacional de Ciencias Biológicas, IPN e Instituto de Ecología, México. 674 pp.
- RZEDOWSKI, J. y G.C. RZEDOWSKI (eds.), 1990. *Flora Fanerogámica del Valle de México. Volumen III: Monocotyledoneae*. Instituto de Ecología, Centro Regional del Bajío, Pátzcuaro, Mich., México. 494 pp.
- SAARNISTO, M., 1998. Time-scales and dating. En: HUNTLEY, B. y T. WEBB III (EDS.), *Vegetation history*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 803 pp.
- SAFIR, G.R., 1987. *Ecophysiology of VA mycorrhizal plants*. CRC Press, Inc. Boca Raton, Florida. 244 pp.
- SAHAGÚN, B., 1926. *Código Florentino*. Talleres Gráficos del Museo Nacional de Antropología, Historia y Etnografía, México. 158 pp.
- SALGADO-LABOURIAU, M.L., 1976. Compositae versus Gramineae in pollen analysis. *The Palaeobotanist*, 25:439-447.
- SAMANO-BISHOP, A., 1934. Contribución al conocimiento de las algas verdes de los Lagos del Valle de México. *An. Inst. Biol. México*, 5(2):149-177.

- SÁNCHEZ, W.A. y J.E. KUTZBACH**, 1974. Climate of the American Tropics and Subtropics in the 1960s and possible comparisons with climatic variations of the last millenium. *Quaternary Research*, 4:128-135.
- SANDERS, W.T., J.R. PARSONS y R.S. SANTLEY**, 1979. *The Basin of Mexico. Ecological processes in the evolution of a civilization*. Academic Press, New York, 561 pp.
- SEARS, P.B.**, 1951. Pollen profiles and culture horizons in the Basin of Mexico. En: *The civilizations of ancient America. Selected papers of the XXIXth International Congress of Americanists*: 57-69. University of Chicago Press.
- SEARS, P.B.**, 1952. Palynology in Southern North America. I: Archeological horizons in the Basins of Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63(3):241-254.
- SEARS, P.B.**, 1953. The interdependence of archaeology and ecology, with examples from Middle America. *The New York Acad. Of Sciences, ser. II, vol. 15*:113-117.
- SEARS, P.B.**, 1955a. Palynology in Southern North America: Introduction and Acknowledgments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 66(5):471-474.
- SEARS, P.B.**, 1955b. Palynology in Southern North America. Part IV: Pleistocene Climate in Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 66(5):521-530.
- SEARS, P.B. y K.H. CLISBY**, 1955. Palynology in Southern North America. Part IV: Pleistocene climate in Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66:521-530.
- SERRA-PUCHE, M.**, 1988. *Los recursos lacustres de la Cuenca de México durante el Formativo*. Colección Posgrado 3, Coordinación General de Estudios de Posgrado. Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM, México. 272 pp.
- SIEBE, C., J.L. MACÍAS, M. ABRAMS, S. RODRÍGUEZ, R. CASTRO y H. DELGADO**, 1995. Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East Central Mexico: Implications for future hazards. *Geological Society of America. Annual Meeting 1995, New Orleans, Louisiana. Field Trip Guide Book #1*.
- SIEBE, C., M. ABRAMS, J.L. MACÍAS y J. OBENHOLZNER**, 1996a. Repeated volcanic disasters in prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future?. *Geology*, 24(5):399-402.
- SIEBE, C., J.L. MACÍAS, M. ABRAMS y J. OBENHOLZNER**, 1996b. La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl. *Ciencias*, No. 41:36-45.
- SIEBE, C., P. SCHAAF y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI**, 1999. Mammoth bones embedded in late Pleistocene lahar from Popocatepetl Volcano, near Tocuila, Central Mexico. *Bulletin Geological Society of America (en prensa)*.
- SOTO-GONZÁLEZ, C.**, 1953. *Peces de la Cuenca de México. Estudio zoológico y etnológico*. Tesis Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 44pp.
- STOCKMARR, J.**, 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 13(4):615-621.
- STRAKA, H. y D. OHNGEMACH**, 1989. Late Quaternary vegetation history of mexican highland. *Pl. Syst. Evol.*, 162:115-132.
- STREET, F.A. y A.T. GROVE**, 1979. Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 yr B.P. *Quaternary Research*, 12:83-118.

- TAKHTAJAN, A., 1969. *Flowering plants. Origin and dispersal*. Smithsonian Institution Press, Washington. 310 pp.
- TAPPAN, H., 1980. *The paleobiology of plant protists*. W.H. Freeman & Company, San Francisco. 1028 pp.
- TEJERO-DIEZ, J.D., M. REYES-SALAS y E. MARTÍNEZ-HERNÁNDEZ, 1988. Lluvia de polen moderno en un gradiente altitudinal con vegetación templada en el Municipio de Ocuilan, Edo. de Méx., (Méx.). *Palynol. et Palaeobot.*, 1(1):61-80.
- TELLER, J.T., 1990. Meltwater and precipitation runoff to the North Atlantic, Arctic, and Gulf of Mexico from the Laurentide ice sheet and adjacent regions during the Younger Dryas. *Paleoceanography*, 5(6):897-905.
- THOMPSON, R., 1973. Palaeolimnology and Palaeomagnetism. *Nature*, 242:182-184.
- THOMPSON, R., 1986. Palaeomagnetic dating. En: BERGLUND, B.E. (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, New York. 869 pp.
- THOMPSON, R., R.W. BATTARBEE, P.E. O'SULLIVAN, y F. OLDFIELD, 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5):687-698.
- TIRADO Y OLIVA, J.F. y A. ECHEGARAY, 1970. Estudio biológico de algunos suelos del Lago de Texcoco. *Rev. lat-amer. Microbiol.*, 12:93-101.
- TOVAR-GONZÁLEZ, C., 1987. Lluvia de polen en el volcán Popocatepetl: un estudio a lo largo de un gradiente altitudinal. Tesis Biólogo, Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 68 pp.
- TURPIN, S.A., H.H. ELING y M. VALADEZ-MORENO, 1993. From marshland to desert: The late prehistoric environment of Boca de Potrerillos, Nuevo Leon, Mexico. En: MOELLER, R.W. (ED.). *North American Archaeologist*, 14(4):305-323. Baywood Publishing Company, Amityville, NY.
- TURPIN, S.A., H.H. ELING y M. VALADEZ-MORENO, 1994. The archaic environment of Boca de Potrerillos, Nuevo Leon, Mexico. En: MOELLER, R.W. (ED.). *North American Archaeologist*, 15(4):331-357. Baywood Publishing Company, Amityville, NY.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1995. Paleomagnetic constraints on spatial/temporal volcanic activity in the Santa Catarina-Chalco region, southeastern basin of Mexico. *Geofísica Internacional*, 34(1):55-66.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1996. Palaeomagnetic study of the Xitle-Pedregal de San Angel lava flow, southern Basin of Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 97: 177-196.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y A.L. MARTIN DEL POZZO, 1993. Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 32(3):523-533.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., S. LOZANO-GARCÍA, B. ORTEGA-GUERRERO y M. CABALLERO-MIRANDA, 1995. Palaeomagnetic and palaeoenvironmental studies in the southern basin of Mexico - II late Pleistocene - Holocene Chalco lacustrine record. *Geofísica Internacional*, 34(1):33-53.
- VALADÉZ, A.R., 1983. Paleoecología de la Cuenca de México durante el Pleistoceno Superior. Tesis Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México.

- VAN DEVENDER, T.R.**, 1990a. Late Quaternary vegetation and climate of the Chihuahuan Desert, United States and Mexico. En: Betancourt, J.L., T.R. Van Devender y P.S. Martin (eds.). *Packrat Middens*. Tucson, University of Arizona Press, p.104-133.
- VAN DEVENDER, T.R.**, 1990b. Late Quaternary vegetation and climate of the Sonoran Desert, United States and Mexico. En: Betancourt, J.L., T.R. Van Devender y P.S. Martin (eds.). *Packrat Middens*. Tucson, University of Arizona Press. p. 134-165.
- VAN GEEL, B.**, 1986. Application of fungal and algal remains and other microfossils in palynological analyses. En: BERGLUND, B.E. (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, New York. 869 pp.
- VAN GEEL, B. y T. VAN DER HAMMEN**, 1978. Zygnemataceae in quaternary colombian sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25:377-392.
- VÁZQUEZ-SÁNCHEZ, E. y R. JAIMES-PALOMERA**, 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geof. Int.*, 28(2): 133-190.
- VÁZQUEZ-SELEM, L.**, 1989. Geomorfología glacial y periglacial del volcán Táyotl. Tesis Maestría Universidad Nacional Autónoma de México.
- VÁZQUEZ-SELEM, L.**, 1991. Glaciaciones del Cuaternario Tardío en el volcán Táyotl, Sierra Nevada. *Investigaciones Geográficas. Bol. Inst. Geogr.*, 22:25-45.
- VÁZQUEZ-SELEM, L.**, 1998. Glacial chronology of Iztaccíhuatl volcano, central Mexico, based on cosmogenic ³⁶Cl exposure ages and tephrochronology. *American Quaternary Association. Program and Abstracts of the 15th Biennial Meeting. Puerto Vallarta, México.*
- VÁZQUEZ-ZEPEDA, P.**, 1966. Climas del Valle de México. Unión Geográfica Internacional. Conferencia regional Latinoamericana. *Simposio sobre el Valle y la Ciudad de México. Tomo IV. Edición de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, México.* 229 pp. p. 49-59.
- VELÁZQUEZ, A.**, 1994. Multivariate analysis of the vegetation of the volcanoes Tláloc and Pelado, México. *Journal of Vegetation Science*, 5:263-270.
- VELÁZQUEZ, A. y A.M. CLEEF**, 1993. The plant communities of the volcanoes "Tláloc" and "Pelado", Mexico. *Phytocoenología* 22(2):145-191.
- VEROSUB, K.L. y A.P. ROBERTS**, 1995. Environmental magnetism: past, present and future. *Journal of Geophysical Research*, 100(B2):2175-2192.
- VIZCAÍNO, F.M.**, 1949. El lago de Texcoco. *Ingeniería Hidráulica en México*, 3(4):16-22.
- WATTS, W.A. y J.P. BRADBURY**, 1982. Paleocological studies at Lake Patzcuaro on the West-Central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research*, 17:56-70.
- WHITE, S.E.**, 1951. *A geological investigation of the Late Pleistocene history of the volcan Popocatepetl, México.* Abstract of Dissertation, Syracuse.
- WHITE, S.E.**, 1956. Geología glacial del Iztaccíhuatl. En: MOOSER, F., S. WHITE y J.L. LORENZO. *La Cuenca de México: consideraciones geológicas y arqueológicas.* Departamento de Prehistoria 2, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.

- WHITE, S.E.**, 1962. Late Pleistocene Glacial Sequence for the West Side of Iztaccihuatl, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 73:935-958.
- WHITE, S.E.**, 1981. Equilibrium line altitudes of Late Pleistocene and recent glaciers in Central Mexico. *Geografiska Annaler*, 63(A):241-249.
- WHITE, S.E.**, 1986-1987. Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. En: SIBRAVA, V., D.Q. BOWEN y G.M. RICHMOND (eds.). Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, *Quaternary Science Reviews*, 5(1-4):201-206, Pergamon Press, Oxford (1987).
- WHITE, S.E. y S. VALASTRO**, 1984. Pleistocene glaciation of volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with the standard Mexican glacial sequence. *Quaternary Research*, 21:21-35.
- WHITE, S.E., M. REYES-CORTÉS, J. ORTEGA y S. VALASTRO Jr.**, 1990. *El Ajusco: Geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno Superior y comparación con las series glaciales mexicanas y de las Montañas Rocallosas*. Serie Arqueología. Colección Científica Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. 77 pp.
- XELHUANTZI-LÓPEZ, M.S.**, 1991. Estudio palinológico y reconstrucción paleoambiental del ex-lago de Zacapu, Michoacán. Tesis Maestro en Ciencias (Biología), Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 145 pp.
- XELHUANTZI-LÓPEZ, M.S. y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI**, 1989. Propiedades magnéticas de depósitos lacustres de Zacapu, Michoacán. Nueva herramienta en investigaciones arqueológicas. *Trace* 16:116-120.
- XELHUANTZI-LÓPEZ, M.S., M. MEZA-SÁNCHEZ, E. MARTÍNEZ-HERNÁNDEZ, J.F. CERVANTES-BORJA y S. LOZANO-GARCÍA**, 1989. *Deducción de cambios climáticos en el norte de la Cuenca de México*. Cuaderno de Trabajo 39. Primera edición, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 45 pp.
- ZAKLINSKAJA, E.D.**, 1981. On problems of modern palynology. *The Palaeobotanist*, 28-29:433-437.

IX . APÉNDICES

06 | 521 | 530 | 535 | 540 | 550 | 560 | 570 | 580 | 590 | 600 | 615
 / d | | | | | | | | | | | |
 ZONA V

2	83.4	77.2	70.6	58.6							46.3
8	5.5	8.1	10.4	12.4							14.1
11	2.5	3.3	3.4	4.3							7.8
11	0.8	2.2	1.4	0.5							6.7
14	0.4	0.7	1.4	0.5							0.4

12	0.2	0.3	0.3								0.6
	0.1										0.4

		0.1									
--	--	-----	--	--	--	--	--	--	--	--	--

14		0.1									0.2
----	--	-----	--	--	--	--	--	--	--	--	-----

18	5.3	5	7	17.1							16.7
8	0.6	1.2	1	0.5							0.4
3	0.5	1	1.8	1.4							2.7
19	0.4	0.6	1.3	1.4							1.8

14	0.1		0.1	0.5							0.4
			0.4								
			0.1								

14		0.1	0.1								0.8
----	--	-----	-----	--	--	--	--	--	--	--	-----

19	0.1			1							0.4
----	-----	--	--	---	--	--	--	--	--	--	-----

	0.1										
		0.1									

41	13	20	10	10							15
13	5	1	2	4							2

											0.2
--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-----

0.6		0.1	0.2								0.2
	0.2		0.2								0.2

			0.1								
--	--	--	-----	--	--	--	--	--	--	--	--

3	6	12	1	7							3
1	1		6	73							
											1

8		2	1	58							
13	10	11	26	14							27
59	21.4	51.2	14.8	4.4	9.8	1.5	2.9	1.3	1	2.9	18.3
53	7.8	21.7	12.9	6.3	2.1	2.2	2.5	2.9	2.2	2.8	6.6
	3.2	4.2	125	184	170	208	218	232	184	187	1.8
45	60	85	136	264							733

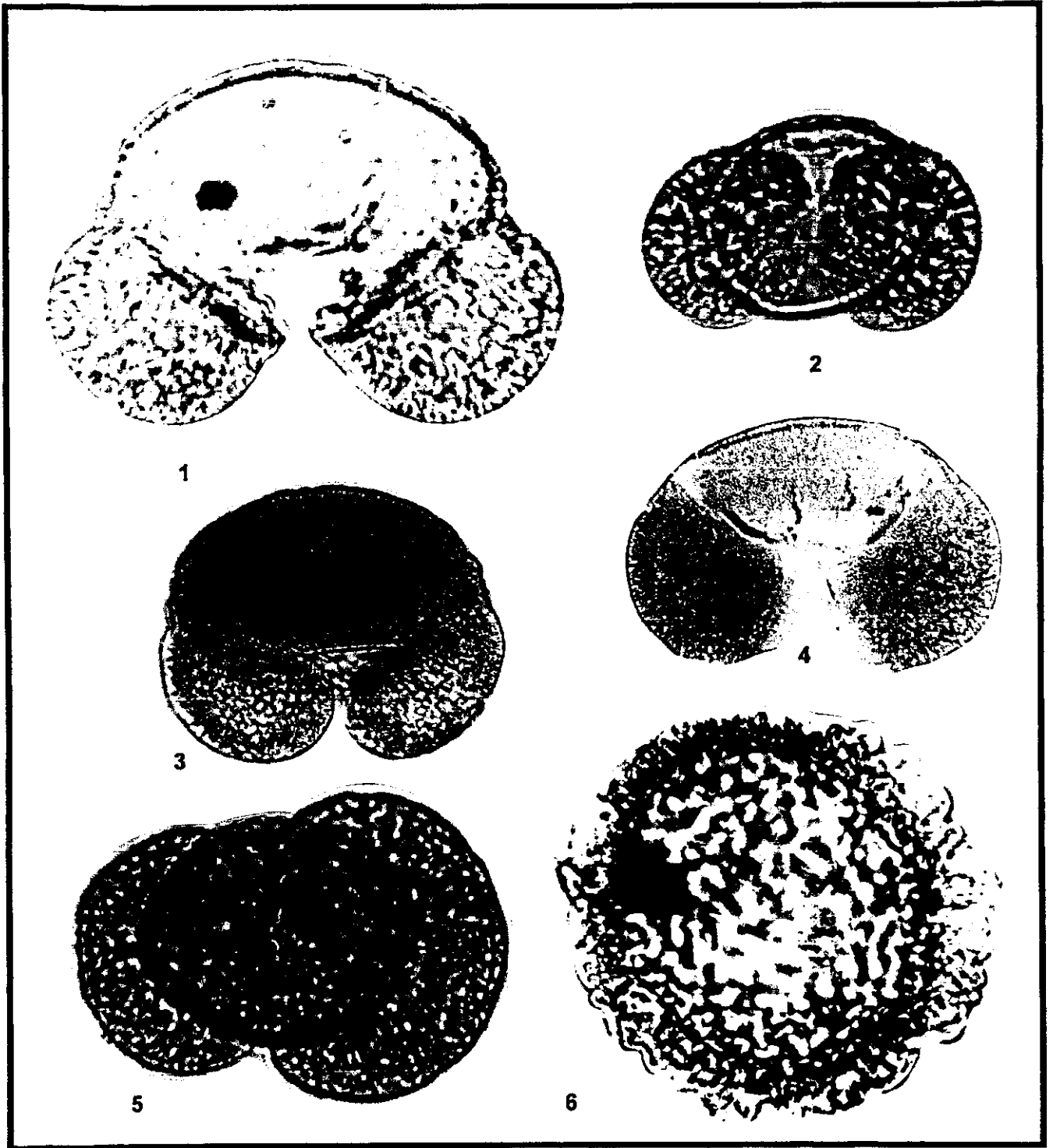
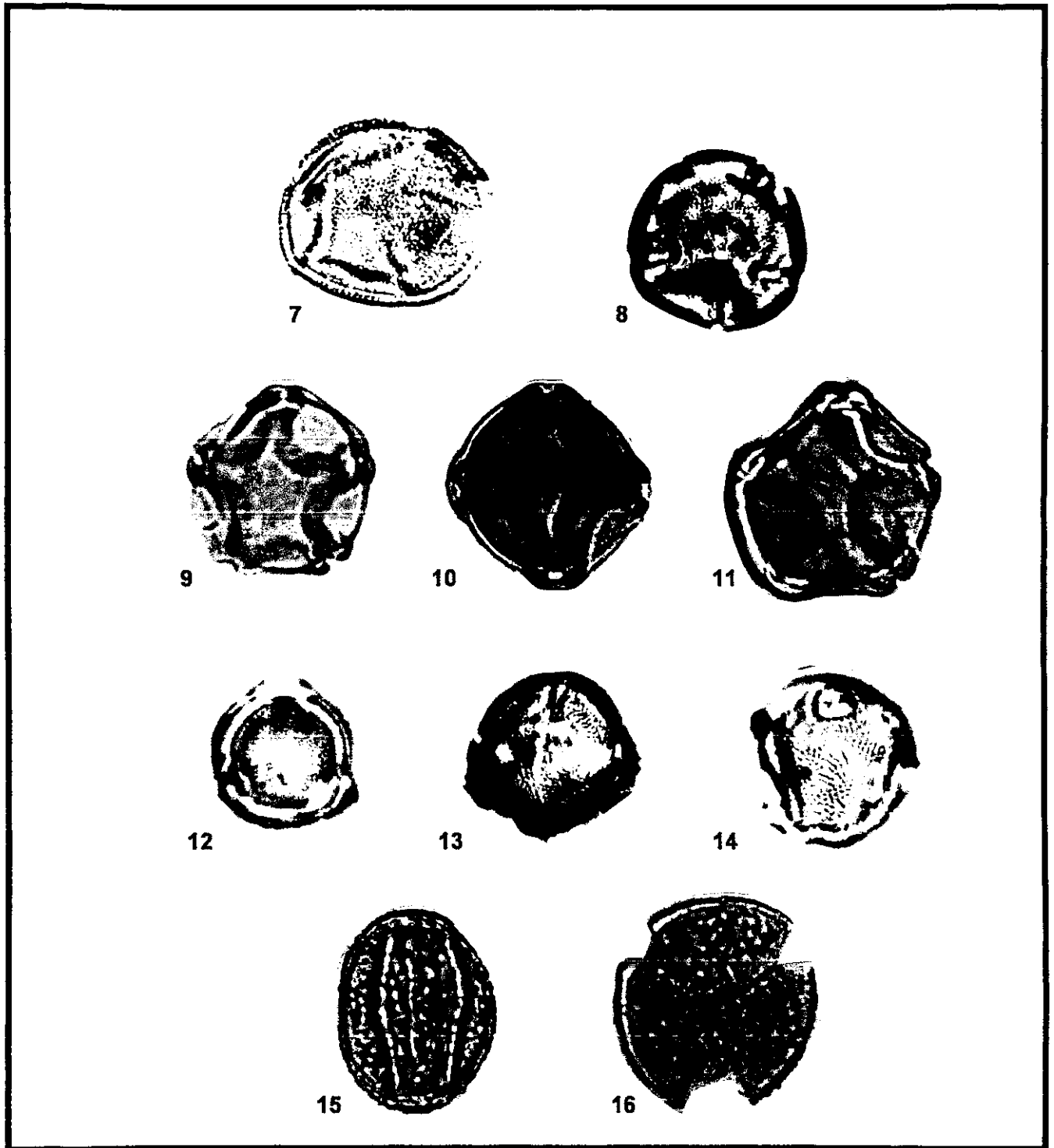
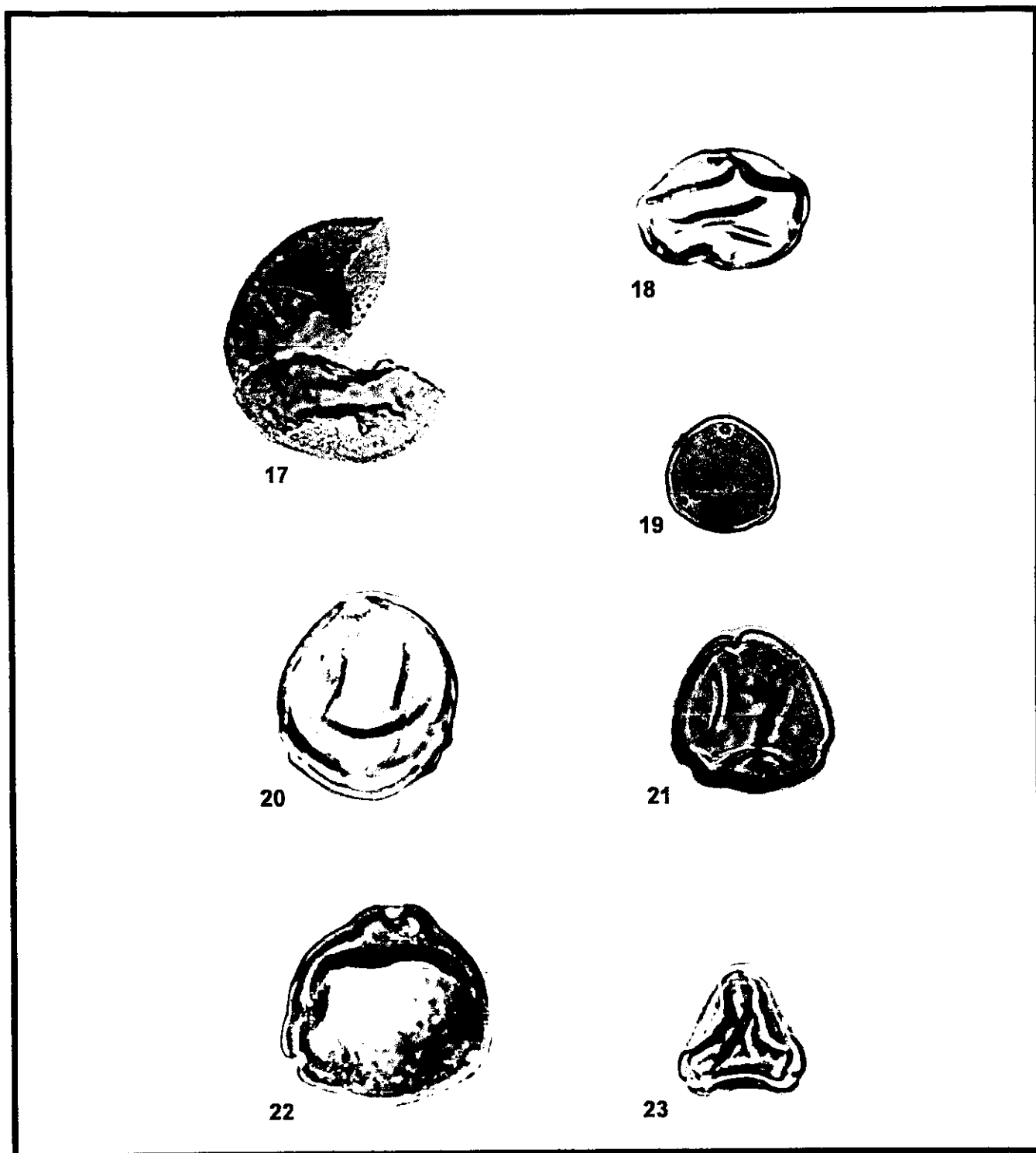


Lámina 1. 1) *Pinus* (ML x 1000; Pb6070); 2) *Pinus* (ML x 1000; Pb6070); 3) *Abies* (ML x 400; Pb6070); 4) *Picea* (ML x 400; Pb6070); 5) *Podocarpus* (ML x 1000; Pb6070); 6) *Tsuga* (ML x 1000; Pb6279).



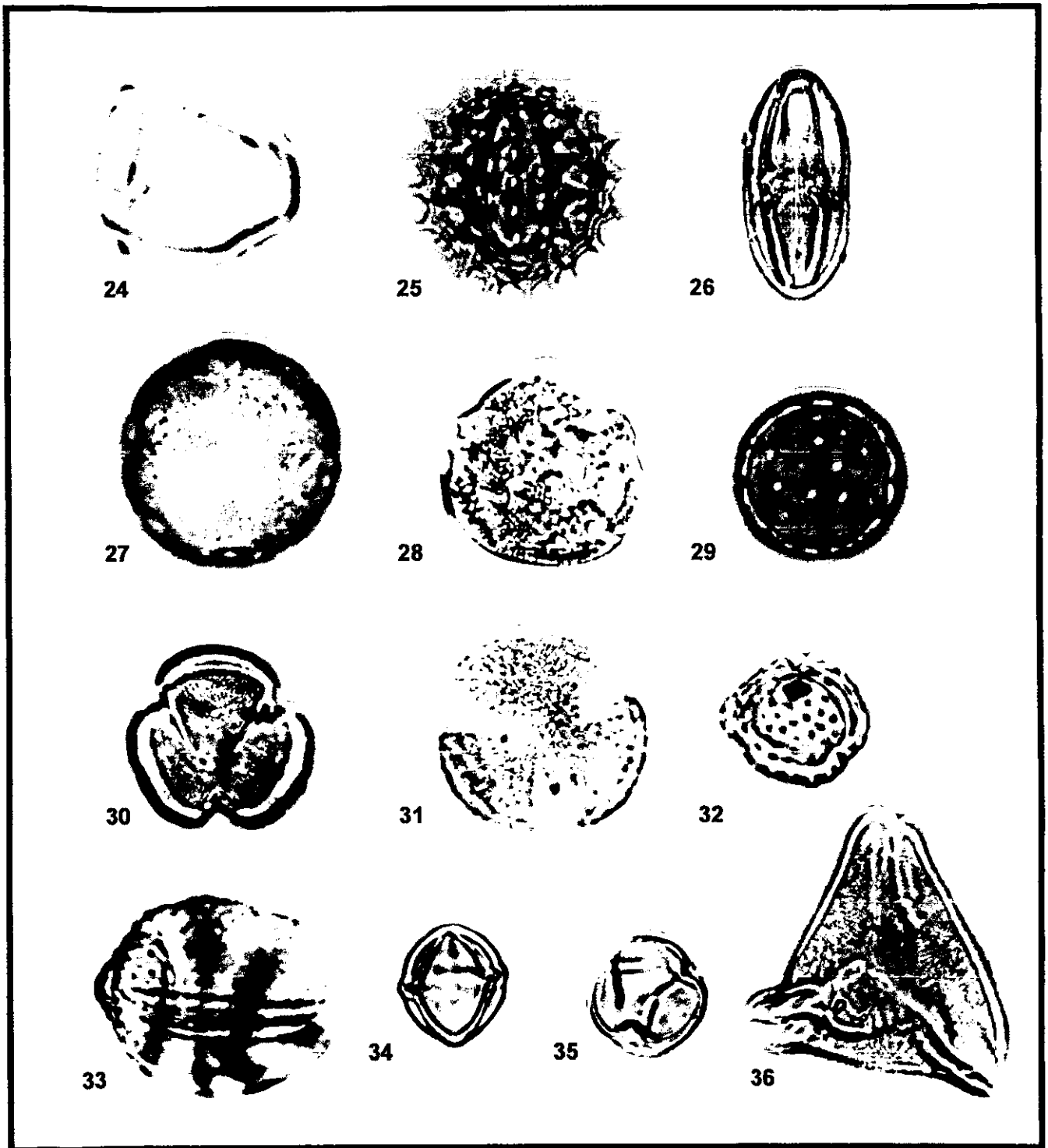
0 50 μ

Lámina 2. 7) *Fraxinus* (ML x 1000; Pb6039); 8) *Fraxinus* (ML x 1000; Pb6008); 9) *Alnus* (ML x 1000; Pb6070); 10) *Alnus* (ML x 1000; Pb6067); 11) *Alnus* (ML x 1000; Pb6055); 12) *Bursera* (ML x 1000; Pb6005); 13) *Bursera* (ML x 1000; Pb6008); 14) *Bursera* (ML x 1000; Pb6056); 15) *Quercus* (ML x 1000; Pb6070); 16) *Quercus* (ML x 1000; Pb6070)



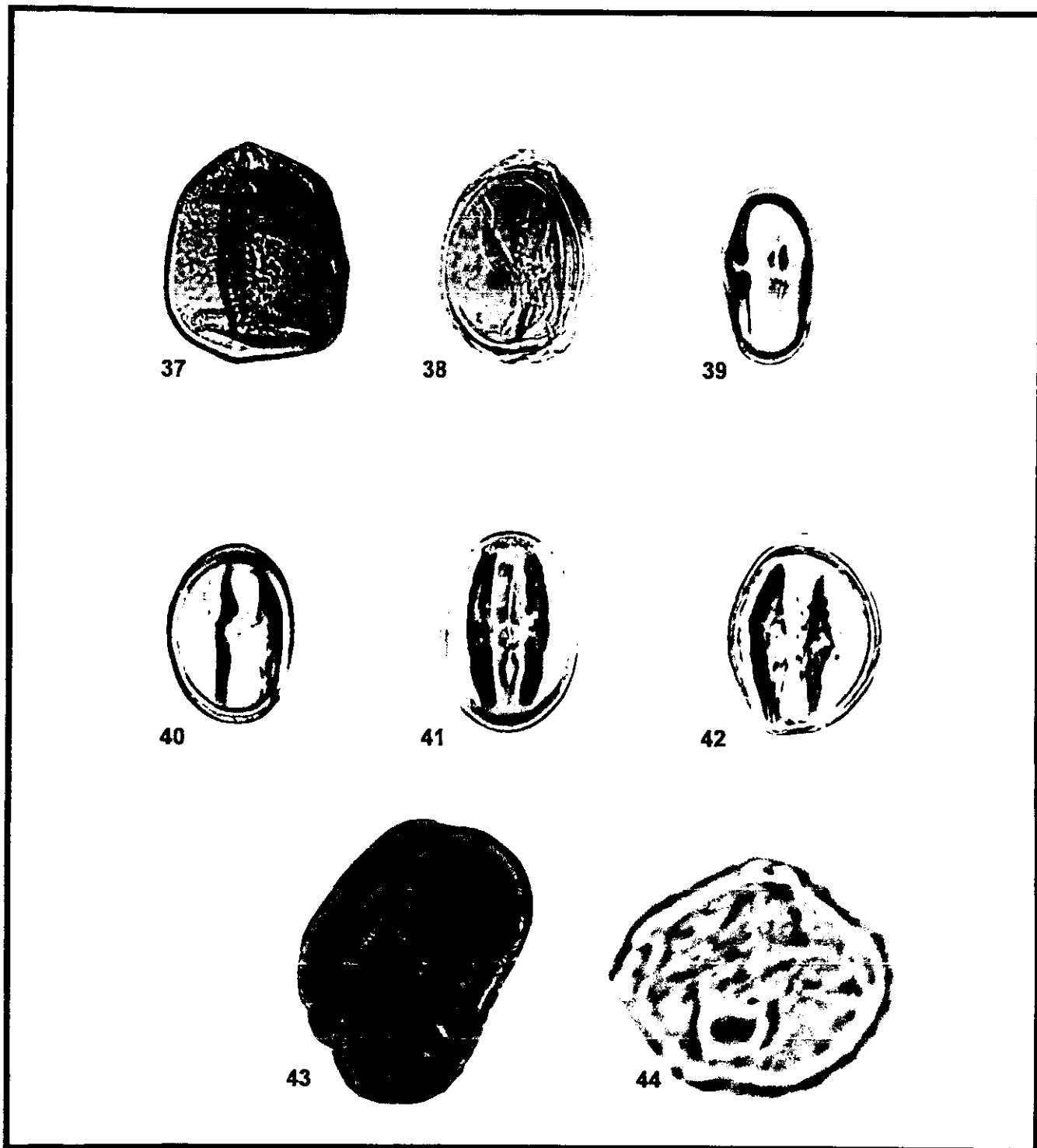
0 50μ

Lámina 3. 17) Tipo CuTaJu (ML x 1000; Pb6210); 18) *Carya* (ML x 1000; Pb6039); 19) *Carya* (ML x 400; Pb6067); 20) *Corylus-Carpinus* (ML x 1000; Pb6056); 21) *Engelhardtia* (ML x 1000; Pb6070); 22) *Casuarina* (ML x 1000; Pb5977); 23) *Eucalyptus* (ML x 1000; Pb6005)



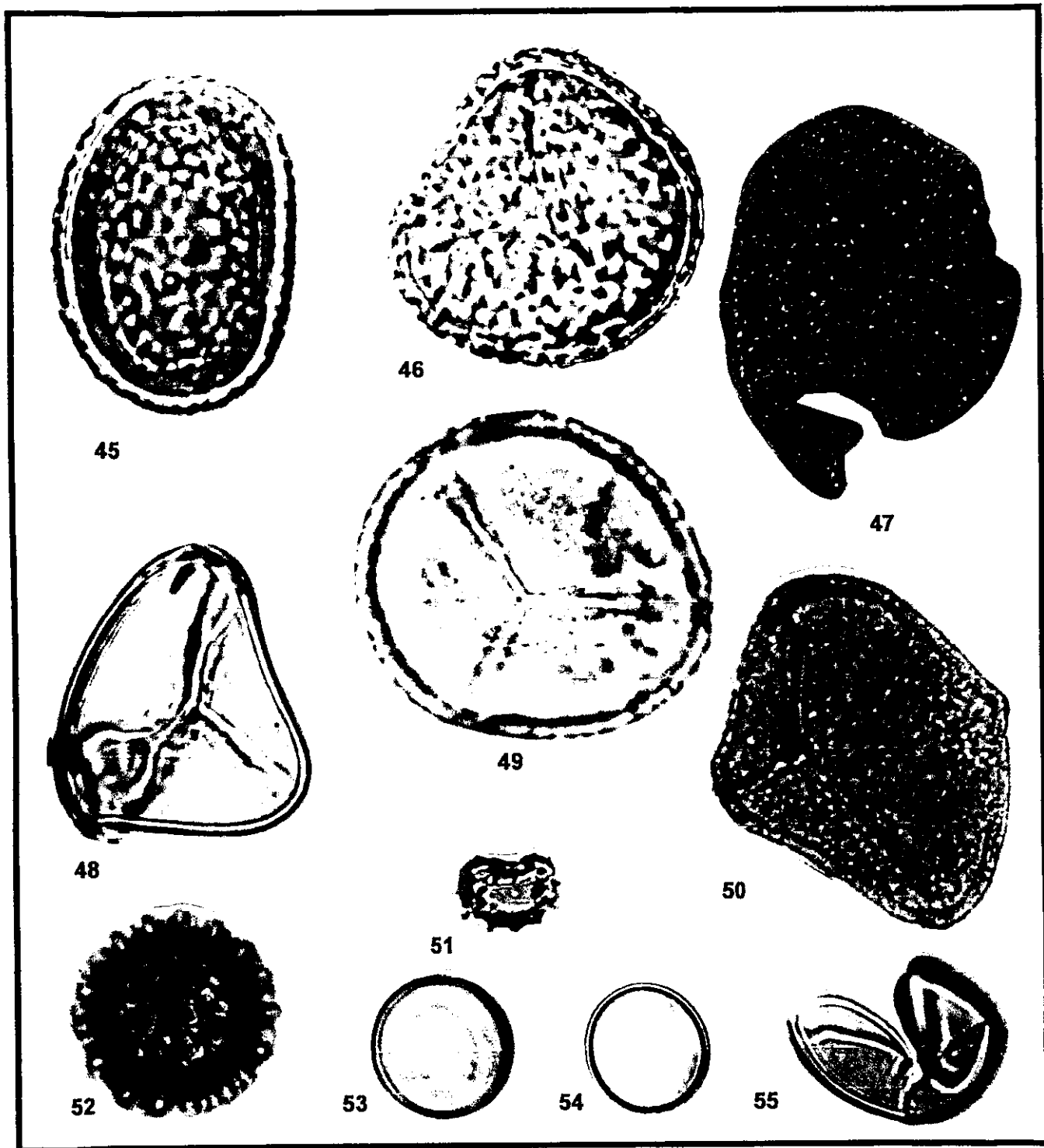
0 50 μ

Lámina 4. 24) Poaceae (ML x 1000; Pb6033); 25) Asteraceae (ML x 1000; Pb6070); 26) Apiaceae (ML x 1000; Pb6040); 27) Caryophyllaceae (ML x 1000; Pb6011); 28) Caryophyllaceae (ML x 1000; Pb6039); 29) Tipo Cheno-Am (ML x 1000; Pb6070); 30) *Artemisia* (ML x 1000; Pb6039); 31) *Artemisia* (ML x 1000; Pb6256); 32) *Ambrosia* (ML x 1000; Pb6210); 33) *Plantago* (ML x 1000; Pb6040); 34) Solanaceae (ML x 1000; Pb6008); 35) Solanaceae (ML x 1000; Pb6256); 36) Loranthaceae (ML x 1000; Pb6294)



0 50 μ

Lámina 5. 37) Cyperaceae (ML x 1000; Pb6035); 38) *Isoetes* (ML x 1000; Pb6210); 39) Apiaceae aff. *Hydrocotyle* (ML x 1000; Pb6039); 40) *Polygonum* (ML x 1000; Pb6056); 41) *Polygonum* (ML x 1000; Pb6294); 42) *Polygonum* (ML x 1000; Pb6039); 43) *Typha* (ML x 1000; Pb6070); 44) *Myriophyllum* (ML x 1000; Pb6039)



0 50μ

Lámina 6. 45) Monolete V (ML x 1000; Pb6050); 46) Trilete R (ML x 1000; Pb6011); 47) Trilete MV (ML x 1000; Pb6070); 48) Trilete P (ML x 1000; Pb6070); 49) Trilete MR (ML x 1000; Pb6070); 50) Trilete MR (ML x 1000; Pb6033); 51) Monolete E (ML x 1000; Pb6070); 52) *Riccia* (ML x 1000; Pb5975); 53) Espora micorrízica (ML x 1000; Pb5969); 54) Espora micorrízica (ML x 1000; Pb6039); 55) Espora micorrízica (ML x 1000; Pb5971)

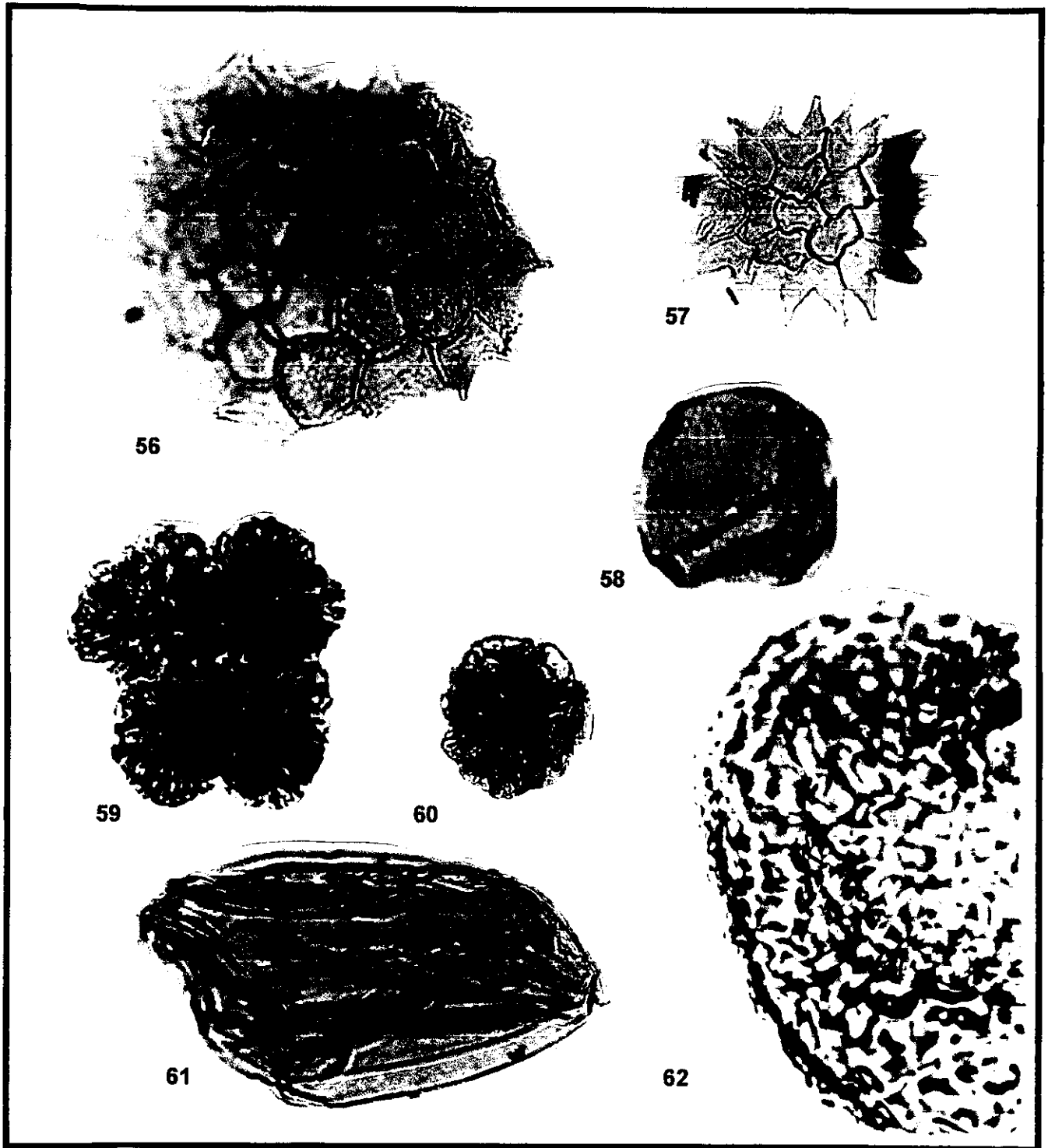


Lámina 7. 56) *Pediastrum* (ML x 1000; Pb6017); 57) *Pediastrum* (ML x 1000; Pb6017); 58) *Mougeotia* (ML x 1000; Pb5981); 59) *Botryococcus* (ML x 1000; Pb6015); 60) *Botryococcus* (ML x 400; Pb6070); 61) Alga L (ML x 1000; Pb5979); 62) Zygnemataceae (sección) (ML x 1000; Pb6279)