



*Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología*

Universidad Nacional Autónoma de México

03098



ESTUDIO PALEOLIMNOLÓGICO DE LAS LAGUNAS  
CHIGNAHUAPAN Y LERMA, ESTADO DE MÉXICO, CON  
BASE EN SUS DIATOMEAS FÓSILES

T E S I S

que para obtener el grado académico de

**Doctor en Ciencias del Mar y Limnología  
(Limnología)**

p r e s e n t a

FRANCISCO VALADEZ CRUZ

Codirectora de tesis : Dra. Dení Claudia Rodríguez Vargas

Codirectora de tesis: Dra. Margarita Caballero Miranda

Comité tutorial: Dra. Rosa Luz Tavera Sierra

Dra. María del Socorro Lozano García

Dra. Yoko Sugiura Yamamoto

Dra. Gloria Vilaclara Fatjó

Dr. Javier Carmona Jiménez

México D. F., 2005

0349887



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.

## Agradecimientos

A las Doctoras Yoko Sugiura, Dení Claudia Rodríguez y Margarita Caballero, por el apoyo brindado para la realización de esta tesis, pero sobre todo, por su dirección y valiosos comentarios. A los revisores por sus enriquecedoras sugerencias: Dra. Rosa Luz Tavera, Dra. Yoko Sugiura, Dra. Socorro Lozano, Dra. Gloria Vilaclara y Dr. Javier Carmona.

Al Dr. Jorge González, del laboratorio de Ficología de la Facultad de Ciencias de la UNAM y a la Dra. Margarita Caballero, del laboratorio de Paleolimnología del Instituto de Geofísica de la UNAM, por el uso de instalaciones y equipo.

A la Dra. Ana María Soler, del laboratorio de magnetismo de rocas del Instituto de Geofísica de la UNAM, por el análisis de susceptibilidad magnética.

A la Dra. Aurora Armienta, del laboratorio de química analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM, por el análisis de química del agua de las muestras la Laguna Chignahuapan.

A la Dra. Socorro Lozano, del Departamento de Palinología del Instituto de Geología de la UNAM, por sus comentarios y discusión del análisis polínico de Santa Cruz Atizapán.

Agradezco también al CONACYT y a la DGEP-UNAM por las becas otorgadas para la realización de estudios de Doctorado en el Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM.

Al Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, por la asignación de una computadora personal y por los apoyos económicos para asistir a diferentes eventos académicos.

Este trabajo fue financiado por la Universidad Nacional Autónoma de México (DGAPA-PAPIIT IN104797, IN401402, IN403199), CONACyT (400358-5-30696H, 400358-5-3377PH), SEP-CONACyT (41730-H), Foundation for the Advancement of Mesoamerican Studies, Inc. Crystal River Florida, USA. Project Number 98024 y National Geographic 2000.

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo reposicional.  
NOMBRE: Francisco Valadez Cruz  
FECHA: 10 Noviembre 2005  
FIRMA: 

# Contenido

Agradecimientos.....	i
Contenido.....	ii
Lista de figuras.....	iv
Lista de tablas.....	v
Lista de láminas.....	v
Resumen.....	vi
Abstract.....	vii
<b>Capítulo 1 – Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1 - Limnología.....	1
1.2 - Paleolimnología.....	2
1.3 - Señales y archivos ambientales.....	2
1.4 - Estudios paleolimnológicos en México.....	3
1.5 - El hombre y su entorno lacustre.....	4
1.6 - Objetivos.....	5
1.7 - Metas particulares.....	5
1.8 - Hipótesis.....	5
1.9 - Antecedentes.....	6
<b>Capítulo - 2 Área de estudio.....</b>	<b>8</b>
2.1 - Geología.....	8
2.2 - Historia glacial.....	10
2.3 - Suelos.....	10
2.4 - Hidrología.....	11
2.5 - Vegetación.....	13
2.6 - Contexto climatológico.....	16
2.7 - Clima del Alto Lerma.....	17
2.8 - Arqueología.....	19
<b>Capítulo - 3 Metodología.....</b>	<b>22</b>
3.1 - Diatomeas.....	22
3.2 - Otros indicadores biológicos.....	23

3.3 - Trabajo de campo .....	24
3.4 - Trabajo de laboratorio.....	25
<b>Capítulo 4 – Diatomeas modernas de la Laguna Chignahuapan.....</b>	<b>32</b>
4.1 - Resultados.....	32
Análisis fisicoquímicos .....	32
Flora de diatomeas modernas.....	34
Abundancia total de diatomeas .....	35
Clasificación de muestras y especies de diatomeas modernas.....	36
Variación temporal de las especies de diatomeas modernas.....	37
4.2 - Discusión .....	39
4.2 - Conclusiones.....	42
<b>Capítulo 5 - Diatomeas fósiles de las Lagunas Chignahuapan y Lerma .....</b>	<b>43</b>
5.1 - Resultados.....	43
Cronología.....	43
Estratigrafía, contenido de materia orgánica (PPC) y susceptibilidad magnética ( $X_{ir}$ ) .....	45
Tefras .....	52
Flora de diatomeas fósiles.....	54
Flora de estatosporas de crisofitas.....	58
Diatomeas en el registro fósil: asociaciones y grupos ecológicos .....	58
Estratigrafía de diatomeas.....	61
5.2 - Discusión .....	78
<b>Capítulo 6 - Conclusiones generales.....</b>	<b>109</b>
<b>Literatura citada .....</b>	<b>111</b>
<b>Apéndice 1.....</b>	<b>124</b>
<b>Apéndice 2.....</b>	<b>130</b>

<b>Lista de figuras</b> .....	iv
Figura 1. Faja Volcánica Transmexicana. Principales lagos.....	8
Figura 2. Cuenca del Alto Lerma. Principales localidades.....	12
Figura 3. Distribución de la vegetación, principales manantiales y ríos.....	15
Figura 4. Centro de acción de vientos.....	18
Figura 5. Precipitación y temperatura media para la ciudad de Toluca.....	19
Figura 6. Ubicación de los pozos.....	26
Figura 7. Variación temporal de los parámetros fisicoquímicos en la Laguna Chignahuapan.....	33
Figura 8. Salida del TWINSPAN para el análisis de diatomeas de la Laguna Chignahuapan.....	38
Figura 9. Variación temporal de diatomeas modernas en la Laguna Chignahuapan.....	39
Figura 10. Fechamientos por <sup>14</sup> C, en función de su profundidad. Tasa de sedimentación.....	44
Figura 11. La Ciénaga: estratigrafía, perdida por calcinación y susceptibilidad magnética.....	45
Figura 12. Chapultepec: estratigrafía, perdida por calcinación y susceptibilidad magnética.....	46
Figura 13. San Pedro Tlaltizapán: estratigrafía, perdida por calcinación, susceptibilidad magnética y abundancia total de partículas de carbón.....	47
Figura 14. El Bañito: estratigrafía, perdida por calcinación y susceptibilidad magnética.....	48
Figura 15. Éjido de Santa Cruz: estratigrafía, perdida por calcinación, susceptibilidad magnética y abundancia total de partículas de carbón.....	49
Figura 16. Santa Cruz Atizapán: estratigrafía, perdida por calcinación, susceptibilidad magnética y abundancia total de partículas de carbón.....	50
Figura 17. La Musaraña: estratigrafía, perdida por calcinación, susceptibilidad magnética y abundancia total de partículas de carbón.....	51
Figura 18. Columnas estratigráficas de las secuencias paleolimnológicas del Alto Lerma, Estado de México.....	53
Figura 19. Estratigrafía de diatomeas del pozo La Ciénaga.....	62
Figura 20. Estratigrafía de diatomeas del pozo Chapultepec.....	64
Figura 21. Estratigrafía de diatomeas del pozo San Pedro Tlaltizapán.....	71
Figura 22. Estratigrafía de diatomeas del pozo El Bañito.....	72
Figura 23. Estratigrafía de diatomeas del pozo Éjido de Santa Cruz.....	73
Figura 24. Estratigrafía de diatomeas del pozo Santa Cruz Atizapán.....	74
Figura 25. Estratigrafía de diatomeas del pozo La Musaraña.....	77
Figura 26. Reconstrucción del nivel de agua de las secuencias del Alto Lerma.....	92
Figura 27. Condiciones ambientales y variación en el nivel de agua en la Cuenca del Alto Lerma (Pleistoceno tardío a Holoceno tardío).....	105
Figura 28. Condiciones ambientales y variación en el nivel de agua en la Cuenca del Alto Lerma (Holoceno tardío).....	107
Figura 29. Reconstrucción del nivel de agua de varios sitios de México Central.....	108

Fig. 30. Frústulo.....	125
Fig. 31. Visión valvar y visión conectiva de las diatomeas .....	125

**Lista de tablas..... v**

Tabla 1. Ubicación de los pozos estratigráficos.....	26
Tabla 2. Parámetros fisicoquímicos de la Laguna Chignahuapan .....	33
Tabla 3. Lista de especies de diatomeas modernas, abundancia relativa por época y hábitat colectado ...	34
Tabla 4. Abundancia total de diatomeas modernas por época y hábitat .....	36
Tabla 5. Fechas de <sup>14</sup> C para las secuencias del Alto Lerma.....	43
Tabla 6. Lista de especies y su distribución en los pozos de la Cuenca del Alto Lerma .....	54
Tabla 7. Grupos ecológicos de diatomeas fósiles del Alto Lerma, Estado de México .....	60

**Lista de láminas..... v**

Lámina 1 .....	143
Lámina 2 .....	144
Lámina 3 .....	145
Lámina 4 .....	146
Lámina 5 .....	147
Lámina 6 .....	148

## Resumen

Se realizó un estudio paleolimnológico con base en el análisis de diatomeas fósiles en la Cuenca del Alto Lerma, Estado de México, con el objeto de identificar las variaciones en el nivel lacustre y pH durante los últimos 10,000 años, así como relacionar estos cambios con el registro arqueológico de la zona y con factores como el cambio climático y la actividad volcánica. Como parte de dicho trabajo se analizó la flora de diatomeas modernas en la Laguna Chignahuapan, en el cual se determinaron 70 especies; *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Nitzschia amphibia*, *Saturosira construens* y *Staurosirella pinnata* caracterizan a esta laguna que actualmente es un cuerpo de agua relativamente alcalino (pH = 8.1 a 8.5) y somero (57 a 90 cm). Un análisis de clasificación (TWINSPAN) no mostró grupos de diatomeas asociados a hábitats particulares; sin embargo, *Cocconeis placentula* var. *lineata* y *N. amphibia* fueron más abundantes en condiciones de bajo nivel de agua, alta conductividad y alcalinidad; mientras que, *S. construens* y *S. pinnata* lo fueron en aguas más profundas y diluidas. Respecto a la reconstrucción paleoambiental, el análisis de diatomeas fósiles de siete pozos estratigráficos, tres de la Laguna de Lerma y cuatro de la Laguna Chignahuapan, documenta la variación en profundidad y extensión de las condiciones limnológicas de estos cuerpos lacustres durante los últimos 12,000 años. Diecinueve fechas por  $^{14}\text{C}$  y dos eventos volcánicos bien documentados -la Pómez Toluca Superior (PTS, ca. 11,600 años AP) y la Tefra Tres Cruces (TTC, ca. 8,500 años AP)- proporcionan el marco cronológico para las siete secuencias lacustres. Se reconocieron 116 especies de diatomeas fósiles y cinco morfotipos de estatosporas de crisófitas. Además, se definieron cinco grupos ecológicos de diatomeas fósiles que de acuerdo a sus afinidades por profundidad de agua y distribución estratigráfica sugieren: (i) Niveles de agua medios durante el Pleistoceno tardío (ca. 12,000 a 11,600 años AP), asociados a un periodo seco y frío que correlaciona con el avance glacial local MII-2. (ii) Durante la caída de la PTS y hasta principios del Holoceno temprano (ca. 10,000 a 8,500 años AP) se presenta un óptimo lacustre con los niveles de agua más altos registrados en este estudio. (iii) La caída de la TTC correlaciona con una fase seca ca. 7,000 años AP, intensificada entre ca. 4,000 y 2,000 años AP. (iv) Durante el Holoceno tardío (ca. 4,000 años AP al presente) se registran importantes fluctuaciones en los niveles lacustres; niveles de agua intermitentes son reconocidos entre ca. 2,000 y 1,500 años AP, bajo estas condiciones, se intensifica el crecimiento poblacional en la zona lacustre durante el Epiclásico (650 a 900 dC); alrededor de los 1,000

años AP se recuperan ligeramente los tirantes de agua, lo que obligó a las poblaciones humanas a desplazarse hacia la zona ribereña. En resumen, la reconstrucción paleolimnológica sugiere que después de los 7,000 años AP las lagunas de Lerma y Chignahuapan fueron predominantemente cuerpos de agua someros, con un balance hidrológico negativo. Probablemente, el incremento en la insolación de verano - con un periodo de máxima insolación en el ecuador *ca.* 6,000 años AP- modificó los patrones regionales de precipitación, lo cual a su vez, redujo los niveles de agua en la mayoría de los lagos de la región central de México durante el Holoceno medio y tardío. Además, la caída de diferentes tefras (PTS, TTC y TA) aceleró el proceso natural de azolvamiento de la Cuenca del Alto Lerma.

## Abstract

A palaeolimnological study based on fossil diatoms analysis was made in the Upper Lerma Basin, State of Mexico, in order to identify the water level and pH changes during last 10,000 years, as well as to correlated this changes to the archeological record and with factors such as climatic change and volcanic activity. As part of this study, the modern diatom flora from the Lake Chignahuapan was characterized. Seventy species were identified and *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Nitzschia amphibia*, *Saturosira construens* y *Staurosirella pinnata* are the characteristic species of this lake which presently it is a that characterize slightly alkaline (pH = 8.1 a 8.5), shallow (57 a 90 cm) lake. A classification analysis (TWINSPAN) did not show diatom assemblages associated with particular habitats; however, *Cocconeis placentula* var. *lineata* y *N. amphibia* were more abundant during low water levels conditions and high conductivity and alkalinity; while, *S. construens* y *S. pinnata* were more abundant during deeper and more dilute waters. With respect to the palaeolimnological reconstruction, the fossil diatom analysis from seven stratigraphic pits, tree from Lake Lerma and four from Lake Chignahuapan, in the Upper Lerma Basin, documents changes in depth and extension over last 12,000 yrs. Nineteen <sup>14</sup>C dates and two well-document volcanic events –the Upper Toluca Pumice (UTP, *c.* 11,600 yrs BP) and the Tres Cruces Tephra (TCT, *c.* 8,500 yrs BP)- give the chronological framework for the seven lacustrine sequences. One hundred and sixteen species of fossil diatoms and five morphotypes of crysophycean cysts were identified. Five fossil diatom ecological groups of fossil diatom were defined, which according to their water depth preferences and their stratigraphy indicate: (i) Medium water levels during the late Pleistocene (*c.* 12,000

to 11,600 yrs BP) indicate a dry and cold period associated to the local glacial advance MII-2. (ii) During to fall of the PTS and towards the beginning of early Holocene (c. 10,000 yrs BP) a lake optimum is present with the higher water levels recorded in this study. (iii) The fall of the TTC (8,500 yrs BP) is associated with a dry phase c. 7,000 yrs BP, intensified between c. 4,000 and 2,000 yrs AP. (iv) For the late Holocene (c. 4,000 yrs BP to present), important fluctuations in the lake levels are recorded; intermittent water levels are inferred between c. 2,000 and 1,500 yrs BP; under this conditions, the population growth intensifies in the lacustrine zone during to Epiclassic (650 to 900 AD); the water levels slowly recover around of 1,000 yrs BP, forcing human populations to move to the riparian zone. In resume, the palaeolimnological reconstruction suggests that after 7,000 yrs BP the Lerma and Chignahuapan lakes were shallow water bodies, with a negative precipitation budget. Probability, the higher summer insolation –with a maximum period c. 6,000 yrs BP- modified the regional patrons of rainfall, these decreased the water levels in the lakes from central Mexico for medium and late Holocene. The fallout of tephtras (UTP, TCT y TA) accelerated the natural infilling process of this lakes.

# **CAPÍTULO 1 - Introducción**

## **1.1 - Limnología**

El ambiente es un conjunto de factores bióticos y abióticos dominantes en un espacio-tiempo determinado, e incluye el clima, la geología, la geomorfología, los suelos, la fauna y la vegetación (Margalef 1983). En un ambiente lacustre –todo cuerpo de agua léntico y permanente (Wetzel 2001)- la interacción entre estos factores (bióticos y abióticos), así como la relación de sus parámetros, determina los procesos dominantes en el sistema. Por ejemplo: la relación entre la superficie del lago y la cuenca de drenaje influye en la naturaleza y tamaño de los tributarios que regulan la entrada de sedimentos y, en parte, controla su transporte y deposición en el ambiente lacustre. Pero es el clima el que, de diversas formas, ejerce una influencia notable en los procesos limnológicos: 1) Controla el ciclo térmico, ya que la circulación vertical del agua depende de la variación del perfil de densidades que, a su vez, depende de los cambios de temperatura, en muchos casos inducidos por las variaciones climáticas. 2) La persistencia de un lago se da porque el agua que llega a él, procedente de diversas fuentes (lluvia, aporte superficial y/o subterráneo), excede a las pérdidas (efluentes, evaporación, lixiviación), por lo que el balance entre entradas y salidas controla el nivel de agua. Las fluctuaciones de éste se producen en diversas escalas, muchas de ellas en relación con el clima o por cambios en éste. 3) La aridez en el área de drenaje incrementa el aporte de sedimentos de las corrientes, mientras que las áreas de clima más húmedo, con más vegetación, muestran un menor aporte de sedimentos alóctonos, al ser menores los procesos erosivos. En zonas de clima muy frío se puede formar una capa de hielo que inhibe la acción de las olas y aminora la sedimentación (Anadón 1992).

De lo anterior se infiere que los productos de numerosos procesos y/o impactos climáticos que ocurren alrededor y al interior de los lagos, potencialmente pueden quedar registrados en los sedimentos, los cuales llegan a constituir un archivo detallado de las variaciones climáticas, hidrológicas, sedimentológicas, geoquímicas y biológicas. La importancia relativa de unos procesos con respecto a otros en un lago dado se refleja en el tipo de sedimentos que en él se originan y en su distribución. Por ejemplo, Kukal (1971 En: Anadón 1992) considera cuatro tipos de sedimentos que se pueden presentar en los ambientes lacustres: 1) Sedimentos clásticos, característicos en lagos donde los factores físicos y los aportes externos son cuantitativamente importantes. 2) Sedimentos de origen químico (carbonatos, sales), típicos de lagos donde predominan los procesos químicos, usualmente con un balance

precipitación/evaporación <1 en la cuenca. 3) Sedimentos bioquímicos, que comprenden los depósitos formados por la actividad fisiológica de los organismos. 4) Sedimentos orgánicos, constituidos por sedimentos formados por los restos de los organismos (materia orgánica). Los dos últimos tipos de sedimentos abundan en aquellos lagos donde los procesos biológicos predominen sobre los físicos y los químicos.

## **1.2 - Paleolimnología**

De una forma sencilla, y considerando la definición de ambiente mencionada al inicio de esta introducción, el paleoambiente puede ser definido como las condiciones bióticas y abióticas dominantes en un espacio-tiempo pasado (Frey 1988; Fritz 1996; Martínez 2000). Así, la paleolimnología se encarga del análisis de la limnología pasada, almacenada en archivos naturales e interpretados a través de los proxies disponibles, entendiéndose como proxy una medida indirecta de un parámetro determinado (por ejemplo, un nivel rico en sales representa fases de evaporación; Zanon 2003).

En el presente, los factores ambientales bióticos y abióticos son los que dirigen los procesos de cambio (deposicionales y post-deposicionales) que operan en un paisaje dado, y estos procesos son responsables de las propiedades actuales que podemos determinar en las formaciones sedimentarias. Por ello, la reconstrucción es el intento de establecer el itinerario opuesto: mediante el estudio de las propiedades actuales, establecer los procesos implicados en la génesis de las mismas y las condiciones ambientales dominantes (bióticas y abióticas) que debieron estar implicadas (Martínez 2000; Zanon 2003).

## **1.3 – Señales y archivos ambientales**

Toda propiedad de una formación superficial, resultado de un proceso de cambio que puede ser interpretada en términos de reconstrucción, es una señal ambiental, mientras que las formaciones que almacenan las señales son los archivos ambientales. Por su origen podemos agruparlos en naturales (hielos árticos y de glaciares, sedimentos oceánicos y lacustres, turberas, suelos, etc.) y antrópicos (yacimientos arqueológicos, suelos de cultivo, etc.). Por la continuidad del registro podemos clasificarlos como continuos (o cuasi-continuos, con alta resolución para un periodo de tiempo largo) y discontinuos (que sólo han registrado uno o pocos eventos separados por hiatos temporales largos).

Entre los archivos que pueden almacenar señales ambientales están los sedimentos lacustres. Por sus dimensiones y localización, a diferencia de las cuencas oceánicas, la respuesta de los lagos a los cambios ambientales es más rápida, y la facilidad con que varían sus propiedades con los cambios climáticos, hace que los sedimentos lacustres sean archivos potenciales de señales ambientales regionales

que permiten enriquecer el conocimiento sobre la variabilidad ambiental a escala más grande (Anadón *et al.* 1991).

Los archivos poseen, en general, una cierta capacidad para amortiguar los cambios internos en respuesta a las condiciones externas y a no generar un aumento en sus propiedades de isotropía. Existe pues un umbral mínimo que debe ser superado para que se produzca un cambio y se registre la señal (sensibilidad del archivo). Este umbral es determinante para fijar el tiempo de reacción del archivo, el cual ha de estar en relación con la periodicidad de los cambios ambientales para que éstos queden reflejados. Un archivo con un tiempo de reacción largo (alta inercia, umbral elevado) sólo registrará procesos que ocurran a intervalos temporales largos o de magnitudes grandes (Martínez 2000).

Para poder reconstruir la historia de un lago es necesario obtener indicadores de cambios en el nivel lacustre. Lo anterior es de suma importancia, porque un cambio hidrológico en una región particular frecuentemente está mejor representado por la alteración en la relación precipitación/evaporación, que puede causar cambios en el nivel de agua (Williams *et al.* 1993). Entre los indicadores de cambios en el nivel de lacustre, destacan las diatomeas, ostrácodos, cladóceros, polen y esporas de la vegetación acuática local. En este trabajo se emplean a las diatomeas (ver apéndice uno).

#### **1.4 - Estudios paleolimnológicos en México**

En las cuencas lacustres de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) se han realizado varios estudios de cambio climático y ambiental, en los cuales se ha utilizado a las diatomeas y/u otros proxies biológicos para documentar la historia del cambio climático durante el Cuaternario tardío (Bradbury 1971, 1989, 2000; Niederberger 1979; Sanders *et al.* 1979; Watts y Bradbury 1982; Gonzáles-Quintero 1986; Lorenzo y Mirambell 1986; Metcalfe 1987, 1995; Metcalfe *et al.* 1991; Metcalfe y Hales 1994; O'Hara *et al.* 1994; Caballero y Ortega 1998; Caballero *et al.* 1999, 2001); estos estudios coinciden en señalar la ocurrencia de importantes cambios en los ambientes lacustres durante el Holoceno, *ca.* 10,000 años antes del presente (AP).

Los trabajos de Metcalfe (Metcalfe 1987; Metcalfe y Hales 1994; Metcalfe *et al.* 1997 y Bradbury, 2000) indican que en la parte oeste de la FVT (Pátzcuaro, Yuriria, Zacapu, Fig. 1) se han registrado por lo menos dos eventos de niveles lacustres bajos durante el Holoceno medio y tardío (*ca.* 4,000 y 1,500 años AP, respectivamente), sin embargo, no queda claro si estos eventos también están registrados en la zona central y oriental de la FVT (Chalco, Tecocomulco, Cuenca Alta del Lerma, Fig. 1), dada la baja

resolución de los registros disponibles (Caballero y Ortega 1998; Metcalfe *et al.* 1991; Caballero *et al.* 1999, 2001).

Para el Lago de Chalco, el análisis de diatomeas señala bajos niveles de agua durante el Holoceno temprano (*ca.* 8,000 años AP; Caballero y Ortega 1998), pero estos datos entran en contradicción con el registro polínico, que sugiere ambientes más húmedos (Lozano-García *et al.* 1993).

En los lagos de Texcoco y Tecocomulco se registran amplios hiatos que abarcan desde *ca.* 15,000 años AP hasta mediados del Holoceno temprano, los cuales se han asociado a periodos de sequía. Después de *ca.* 5,000 años AP, los niveles lacustres permanecen relativamente bajos y constantes (Bradbury 1989; Lozano-García y Ortega 1998; Caballero *et al.* 1999).

Como se puede apreciar, un control cronológico pobre, inversión de fechas y la baja resolución de los registros del Holoceno, principalmente del Holoceno tardío, dificulta la interpretación de las señales ambientales y, por consiguiente, la reconstrucción paleolimnológica.

## **1.5 - El hombre y su entorno lacustre**

La importancia histórica de la relación de los grupos culturales con su entorno lacustre muestra aspectos relevantes, como la adaptación a un medio que implicó el desarrollo de cultivos a gran altura y resistentes a las heladas, el aprovechamiento de amplias zonas boscosas y la explotación de los recursos procedentes de los ambientes lacustres (Covarrubias 2003). Sin embargo, la obtención y manejo de los recursos genera impactos directos, consecuencia inmediata de la actividad humana (deforestación) e inducidos, desencadenados de forma colateral por dicha actividad (erosión de suelos); desde esta óptica, la actividad de un grupo humano es modeladora activa del paisaje (Martínez 2000).

El impacto humano es detectable en sedimentos lacustres del centro de México desde hace aproximadamente 5,000 a 4,000 años AP (Bradbury 2000; Curtis *et al.* 1998; Metcalfe *et al.* 2000), y puede enmascarar las tendencias climáticas más recientes. En general, el efecto más notable de la actividad humana es al parecer el de acelerar los cambios hacia un clima más árido en el centro del país.

La cuenca del Alto Lerma cuenta con datos arqueológicos que señalan la estrecha relación entre los grupos prehispánicos y el ambiente lacustre y cómo estos grupos humanos pudieron adaptarse a las condiciones ambientales cambiantes de la región. Sin embargo, no se conocen del todo las condiciones ambientales –incluidos los niveles lacustres– en los que se presentaron dichas adaptaciones correspondientes a las principales fases culturales de la región (Albores 1995; Sugiura 1998).

El trabajo presentado en esta tesis es parte del proyecto “El agua, la tierra, el bosque y el hombre en la Cuenca del Alto Lerma: un estudio multidisciplinario”, coordinado por la Dra. Yoko Sugiura, del Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM. El objetivo general del proyecto es realizar un estudio integral y multidisciplinario de la región lacustre del Alto Lerma, con un énfasis en la interrelación del hombre en la época prehispánica con su entorno natural.

Esta tesis se enfoca al estudio de las diatomeas fósiles, presentes en los sedimentos de las antiguas lagunas Chignahuapan y Lerma. Dicho estudio se realizó con los siguientes objetivos y metas particulares.

## **1.6 - Objetivos**

Identificar las variaciones en el nivel lacustre y pH durante los últimos 10,000 años, mediante el análisis de diatomeas en sedimentos de las antiguas lagunas Chignahuapan y Lerma.

Relacionar estos cambios con el registro arqueológico de la zona y con factores como el cambio climático y actividad volcánica.

## **1.7 - Metas particulares**

1. Determinar y describir las diatomeas fósiles presentes en los sedimentos de las lagunas Chignahuapan y Lerma, provenientes de los pozos excavados.
2. Realizar la interpretación paleolimnológica con las diatomeas analizadas en las secciones estudiadas, mediante la comparación vertical y horizontal de las secuencias.
3. Estudiar la química básica actual del agua y las poblaciones de diatomeas en la Laguna Chignahuapan, para emplearlas como auxiliares en la interpretación del registro fósil.

## **1.8 - Hipótesis**

Mediante el análisis de diatomeas fósiles, es posible identificar las comunidades de diatomeas que señalan las variaciones en el nivel lacustre de las antiguas lagunas Chignahuapan y Lerma durante los últimos 10,000 años. Estas variaciones deberán estar correlacionadas con el patrón registrado en otras secuencias de la FVT, debido a que son consecuencia de factores de origen regional y global (como el cambio climático).

Los niveles lacustres, particularmente bajos a finales del Clásico (550 a 650 dC) y durante el Epiclásico (650 a 900 dC), hicieron posible el desarrollo de importantes asentamientos al interior de la Laguna Chignahuapan y su posterior abandono estuvo relacionado con un incremento en el nivel del lago hacia 900 años dC.

## 1.9 - Antecedentes

Los estudios realizados por Metcalfe *et al.* (1991), Sugiura *et al.* (1994), Caballero *et al.* (2001), Ludlow (2004) y Lozano-García *et al.* (2005) en la Cuenca del Alto Lerma, proporcionan información de los cambios climáticos y limnológicos que se han venido presentando en la Laguna Chignahuapan durante los últimos 10,000 años.

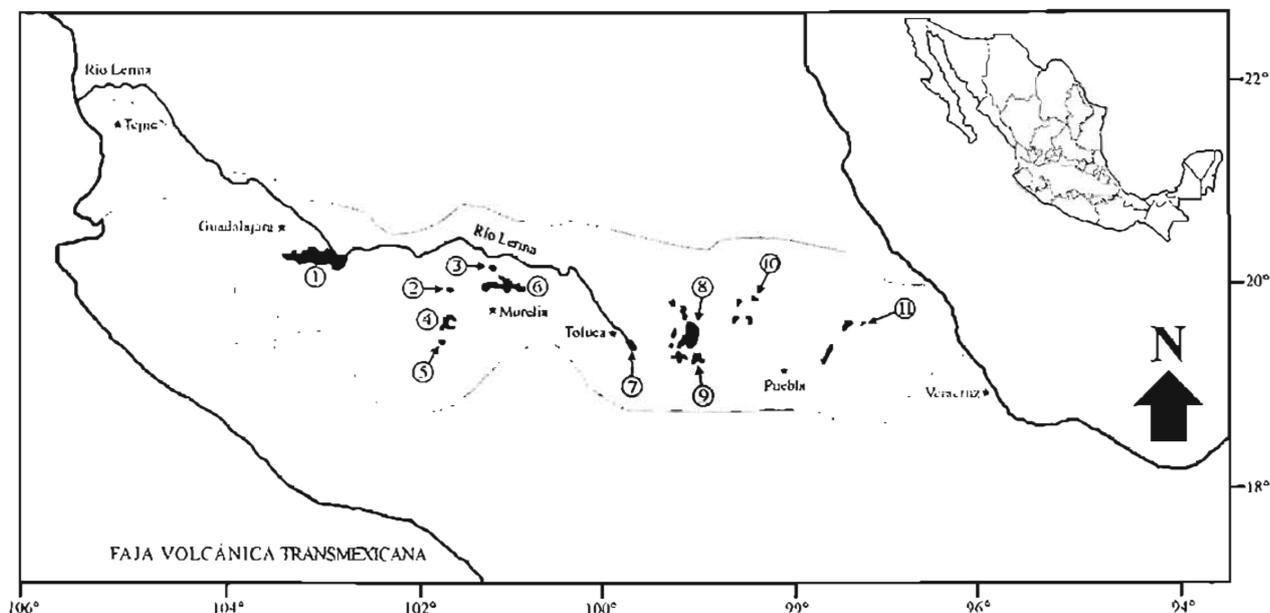
Metcalfe *et al.* (1991), con base en el análisis de diatomeas, sugieren el establecimiento de niveles altos de agua alrededor de 8,200 años AP, después de la caída de la Pómez Toluca Superior (PTS). Estos niveles altos se interrumpieron durante la deposición de la Tefra Tres Cruces (TTC), después de la cual se registra un incremento en el tirante de agua entre *ca.* 8,200 a 6,000 años AP. Niveles relativamente altos quedan registrados entre *ca.* 6,000 a 4,600 y entre *ca.* 3,600 a 1,500 años AP. Niveles particularmente bajos se reportan para los intervalos intermedios. Las secuencias estudiadas por Caballero *et al.* (2001) tienen poca resolución para el Holoceno, sin embargo, sugieren niveles de agua bajos entre *ca.* 11,000 a 7,000 años AP que señalan que la fase de bajo nivel lacustre se presentó antes de la deposición de la TTC; condiciones similares son reportadas por Sugiura *et al.* (1994). Ludlow (2004), con base en el análisis de polen de tres de las siete secuencias estudiadas en el presente trabajo, sugiere el establecimiento de un clima semifrío húmedo entre *ca.* 11,600 a 8,500 años AP en la Laguna Chignahuapan. Entre 8,500 a 5,000 años AP, los datos polínicos sugieren el establecimiento de un clima templado húmedo que favorece el desarrollo de un extenso lago de agua dulce, condición que coincide con el aumento en el nivel lacustre detectada por Metcalfe *et al.* (1991); lo anterior es contradictorio con las interpretaciones de Sugiura *et al.* (1994), quienes detectan niveles lacustres variables después de los 7,000 años AP, pero con tendencia a conservarse bajos. Entre 5,000 a 3,300 años AP, Ludlow (2004) detecta un incremento en el polen de pastizal (Asteraceae, Chen-Am y Poaceae) que concuerda con la fase seca reportada por Metcalfe *et al.* (1991). Como se puede apreciar, las señales ambientales que comprenden el Holoceno son difíciles de correlacionar, lo que indica una gran variabilidad espacial en los sedimentos lacustres. De ahí la importancia de realizar más estudios basados en sondeos continuos para detectar estos cambios con mayor precisión.

El presente estudio –que se extiende de la Laguna Chignahuapan a la de Lerma- ofrece una mayor resolución geográfica, por lo que arroja más información sobre la variabilidad espacial en relación con los trabajos de Metcalfe *et al.* (1991), Sugiura *et al.* (1994) y Caballero *et al.* (2001, 2002), y con ello integrar y mejorar la interpretación de los cambios en las condiciones limnológicas que prevalecieron en las lagunas del Alto Lerma durante el Holoceno. Además, se presentan los primeros datos para la Laguna de Lerma y se hace la integración de la interpretación paleoambiental con los datos arqueológicos que pueden, potencialmente, ofrecer una visión más aproximada de la compleja relación de los grupos humanos con el medio que habitaron.

## CAPÍTULO 2 - Área de estudio

### 2.1 - Geología

La Cuenca del Alto Lerma pertenece a la provincia geológica de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT, Fig. 1), posee los rasgos geomorfológicos de un vaso lacustre, es prácticamente plana y sólo se ve interrumpida por las cimas de pequeños cerros volcánicos que se levantan desde el fondo de depósitos aluviales y cineríticos.



**Figura 1.** Faja Volcánica Transmexicana (de las costas de Colima y Nayarit al estado de Veracruz). Principales lagos: 1. Chapala, 2. Zacapu, 3. Yuriria, 4. Pátzcuaro, 5. Zirahuén, 6. Cuitzeo, 7. Chignahuapan, 8. Texcoco, 9. Chalco, 10. Tecocomulco, 11. La Preciosa (Modificado de Metcalfe 1995).

La formación de la FVT se describe en tres etapas, de acuerdo con Mosser (1974). La primera etapa corresponde a erupciones miocénicas del Terciario inferior que dieron lugar a una serie de sierras y valles, caracterizadas por material andesítico y riolítico. En esta etapa se forma la Sierra de las Cruces, con una edad de siete millones de años, con rocas porfídicas.

La segunda etapa se vio fuertemente afectada por los movimientos tectónicos y emisiones volcánicas basáltico-andesíticas, con efusión de lavas y material cinerítico del Pleistoceno (Cuaternario); los movimientos tuvieron una orientación este-oeste, debido a una serie de fracturas por donde surgió lava, cerrando el sistema de drenaje hacia el norte, para posteriormente irse azolvando y rellenando con

aluviones y productos volcánicos. El dominio de los conos volcánicos que circundan la zona del Alto Lerma, cuya altura relativa promedio, es de 650 m y una cobertura de 1 km<sup>2</sup>, son de dos tipos: 1) los cineríticos, por ejemplo Cuautl y Tezontle, que en su mayor parte están conformados de escoria y finos fragmentos de tefras, 2) los de bloque de lava, como el Chapultepec, Tlacotepec y el Lerma (Fig. 2). Los conos del Tezontle y Cuautl han producido tefras de tamaño considerable, las cuales se han fechado en 21,869 ± 380 y 19,530 ± 160 años AP, respectivamente (Bloomfield 1973, 1975).

Durante la segunda etapa se formaron numerosos edificios volcánicos, siendo el de mayor importancia el Nevado de Toluca (Fig. 2), con una altitud de 4,575 m s.n.m. El Nevado es un volcán poligenético, sus lavas dacíticas y andésicas porfídicas, se componen de minerales como hornblenda, piroxenos, plagioclasa y cuarzo. Bloomfield (1973) y Bloomfield y Valastro (1974, 1977) señalan que la primera erupción violenta del Nevado que cubrió sus laderas con lahares, fue alrededor de los 28,000 años AP, seguida de erupciones más débiles durante los siguientes 8,000 años, las cuales dieron origen a la formación de valles de lahares. Por otro lado, la última actividad pliniana, que depositó la Pómez Toluca Superior (PTS), ocurrió alrededor de los 11,600 años AP. Esta erupción cubrió con una capa de pómez y ceniza un área aproximada de 2,000 km<sup>2</sup> en dirección noreste del volcán, donde se encuentra la Cuenca del Alto Lerma, la Sierra de las Cruces y la Cuenca de México. Sin embargo, una reinterpretación realizada por Arce *et al.* (2003) indica que es más apropiado considerar una edad aproximada para el evento de la PTS de 10,500 años AP. Macías *et al.* (1997) fecharon otro evento volcánico holocénico en aproximadamente 3,500 años AP, lo que sugiere que el Nevado de Toluca posiblemente no sea un volcán extinto que debería ser considerado como un volcán activo en estado de quietud.

La tercera etapa de formación de la FVT, que representa el Holoceno, está caracterizada por el grupo Chichinautzin, con actividad volcánica monogenética. Las edades más antiguas de los conos volcánicos y lavas oscilan entre 8,500 a 8,390 años AP. Esta etapa cuenta con un registro de la actividad del volcán Tres Cruces, localizado al sur de la cuenca (Fig. 2), que produjo una caída de ceniza (0.25 km<sup>2</sup>) y un flujo de lava andesítica alrededor de los 8,500 años AP (Bloomfield 1973, 1975; Arce *et al.* 2003). Aparentemente, la abundante tefra del Tres Cruces parece ser más antigua que los flujos asociados al volcán Texontepec. El Texontepec, localizado al poniente de San Pedro Atlapulco (Fig. 2), es un cono de escoria con una altura de 50 m, con una edad de *ca.* 8,500 años AP (Flores 2002). También sobresalen derrames de lavas basáltico-andesíticas, como el basalto de Tenango, de alrededor de *ca.* 8,500 años AP (Bloomfield 1973), que cubrió un área de 16.5 km<sup>2</sup> al oeste de Tenango. La erupción de estas lavas parece no estar asociada con la producción de capas de tefras o conos cineríticos.

Newton y Metcalfe (1999) estudiaron la tefraestratigrafía de la cuenca e incluyen algunas de las cenizas mencionadas con anterioridad y otras cuyo foco no es identificado. La más antigua corresponde a un flujo de pómez blanca con una edad de *ca.* 26,000 años AP, seguida por la Pómez Toluca Inferior (PTI, *ca.* 25,000 años AP). Por arriba de la PTI, se presenta una tefra, sin nombre asignado, de *ca.* 23,100 años AP, seguida por las Tefras Tezontle y Cuautl (*ca.* 21,900 y 19,500 años AP, respectivamente). Por arriba de la Cuautl, se tiene una ceniza gris (parecida a la PTI), seguida por la Tefra Almoloya Inferior (TAI, *ca.* 12,400 años AP). Después de la TAI, se presenta la PTS (*ca.* 11,000 a 12,500 años AP) y, por arriba de ella, se presentan un par de tefras denominadas Techuchulco I y II. Por encima de la TTC (*ca.* 8,500 a 9,000 años AP) aparece una ceniza denominada Tefra Almoloya Superior (TAS) seguida por una Tefra a la cual no se le ha asignado nombre, con una edad de alrededor de *ca.* 3,300 años AP.

## **2.2 – Historia glacial**

El Nevado de Toluca, no obstante su amplia historia volcánica, cuenta con evidencia glacial y periglacial comparable con la secuencia estratigráfica del volcán La Malinche durante el Cuaternario tardío. Heine (1988, 1994), con base en la tefracronología y fechas por radiocarbono describe los sistemas de morrenas y rocas glaciares, estableciendo una cronología glacial que correlaciona con otras secuencias glaciares de la región central de México. Recientemente, Vázquez-Selem y Heine (2004), con base en nuevas fechas y la revisión de la cronología glacial, identifican cuatro morrenas para el Nevado de Toluca: MI *ca.* 40,000 años AP, MII-1 entre *ca.* 24,000 y 17,000 años AP, MII-2 entre *ca.* 17,000 y 11,000 años AP, y la MIII *ca.* 11,600 años AP.

## **2.3 - Suelos**

Los suelos más abundantes en la zona de estudio son el histosol eútrico y gleysol húmico con textura media, estos suelos orgánicos se ubican en las partes bajas de la planicie aluvial, cerca de los cuerpos lacustres del Alto Lerma. El vertisol, rico en arcillas finas, es el segundo tipo de suelo en abundancia alrededor de las grandes lagunas (INEGI 1976).

El feozem, un suelo de color negro, de textura suave y rico en contenido orgánico, frecuentemente se encuentra asociado con vertisol pélico en las áreas semiplanas y lomeríos de la planicie aluvial. En algunos sitios se presenta solo feozem háptico, al sur de Chapultepec, en las cercanías de los poblados de Santa María Jajalpa, Almoloya del Río y Santa Cruz Atizapán (INEGI 1976).

En las partes altas de las serranías y estratos volcánicos aledaños a la zona de estudio, se presenta el andosol. Este tipo de suelo, constituido por un alto contenido de cenizas volcánicas y contenido orgánico,

se origina en zonas donde se ha presentado actividad volcánica reciente. El andosol muestra una capa superficial de color negro de consistencia suelta y esponjosa, con alta capacidad de retención de agua y nutrimentos (INEGI 1976). Otro tipo de suelo, localizado en los declives suaves de las montañas y sierras de la región, es el cambisol. El cambisol suele cambiar de color, estructura y consistencia, debido a su intemperización *in situ*, es un suelo en proceso de formación y poco desarrollado (INEGI 1976; Velásquez 1980).

En las partes altas del valle de Toluca, particularmente hacia el sureste, el suelo predominante es el regosol. Este suelo es una capa de material suelto que descansa sobre roca dura y, por tanto, no presenta distinción de capas y se parece bastante a la roca subyacente.

En las áreas erosionadas del sureste del valle de Toluca (sierras altas o volcanes), usualmente se presenta el litosol. También se localiza en laderas, barrancas y malpaís, así como en los ríos y algunos terrenos planos (INEGI 1976; Velásquez 1980).

## **2.4 - Hidrología**

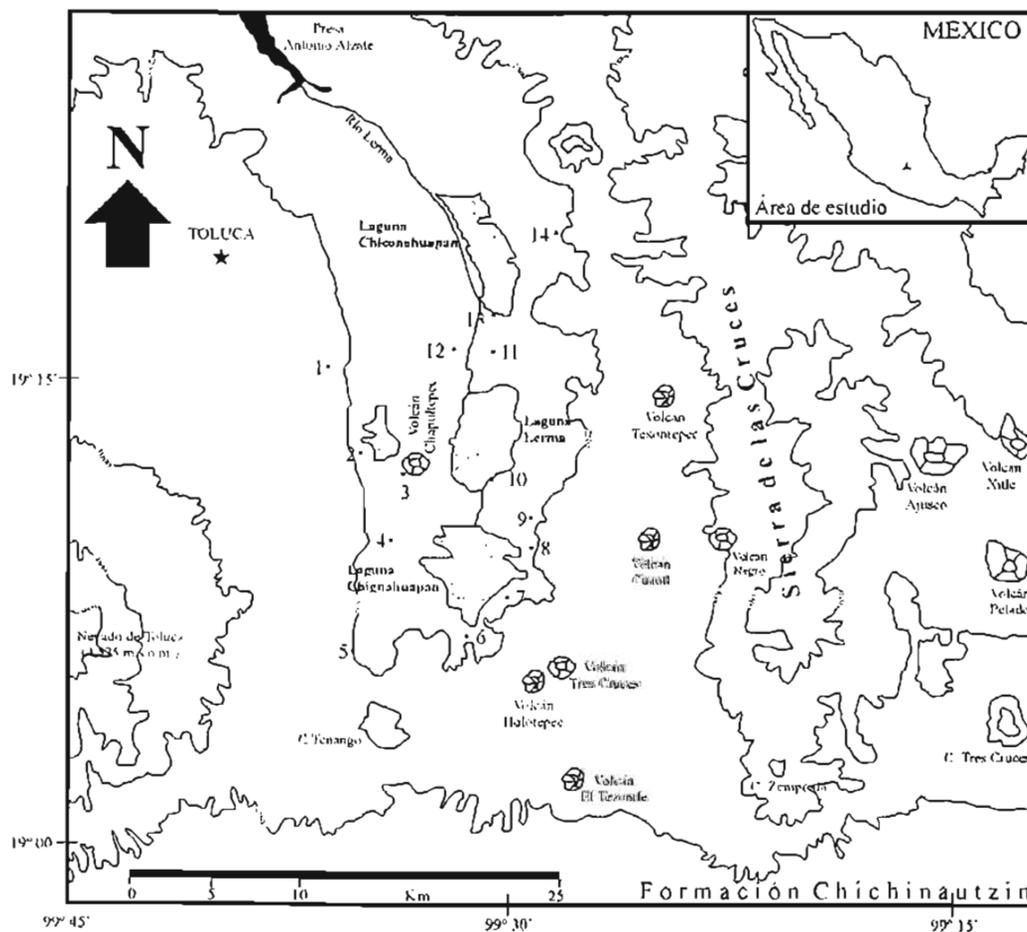
La Cuenca del Alto Lerma cuenta con un sistema escalonado de tres lagunas, la más alta aproximadamente a los 2,590 m s.n.m. y la más baja a los 2,580 m s.n.m. Actualmente abarcan una extensión, de sur a norte, de alrededor de 1,425 hectáreas, a partir de la localidad de San Pedro Techuchulco en el extremo sur (19° 06.29' N y 99° 30.53' O) y hasta Santa María Atarasquillo, en el norte (19° 21.48' N y 99° 30.13' O) (Fig. 2; INEGI 1980a).

En el extremo sur, el primer cuerpo de agua –conocido con el nombre de Laguna Chignahuapan– tiene unos 50 km<sup>2</sup> de superficie y abarca desde Texcalyacac hasta la hacienda de Atenco, municipio de Santa Cruz Atizapán. El segundo cuerpo de agua –conocido como Laguna de Lerma, con 25 km<sup>2</sup> de superficie– se extiende desde esa hacienda hasta la cabecera del municipio de San Mateo Atenco; el tercer cuerpo de agua –llamado Laguna Chiconahuapan, de 10 km<sup>2</sup> de superficie– comprende desde el pueblo de Lerma hasta San Nicolás Peralta. Por su escalonamiento y el aporte constante de los tributarios, el agua de las lagunas no se estanca, sino que fluye conformando el cauce del río Lerma (Fig. 2).

El río Lerma nace en la Laguna Chignahuapan, que se encuentra en el extremo sur de la cuenca y atraviesa el lecho de las antiguas lagunas en dirección hacia el Valle de Ixtlahuca. El río Lerma está alimentado desde el oriente por varios manantiales que surgen al pie de la Sierra de Las Cruces (Fig. 3). De las mismas sierras bajan los arroyos Río Mayorazgo, Flor de Gallo, El Jilguero, Agua Apestosa, Xalatlaco y otros más pequeños. Parte de los tributarios de este río son varios torrentes que fluyen hacia

el norte, noreste y este, procedentes de la vertiente nororiental del Nevado de Toluca. En su curso hacia el norte, el Lerma tiene otros afluentes, como los ríos Oztolotepec, Tejalpa y La Gavia (Fig. 3, INEGI 1980a; Sugiura 1998). El agua contenida en los acuíferos se filtra hacia la superficie por gradiente ascendente, propiciando la formación de extensas zonas pantanosas y de niveles freáticos someros. Así se forman las tres lagunas: Chignahuapan, Lerma y Chiconahuapan.

Actualmente, las lagunas del Alto Lerma constituyen una zona lacustre en avanzado proceso de senectud. Esta situación se agrava porque su lamentable estado actual se ve empeorado por causas antropogénicas, por explotar en forma desmedida los acuíferos subterráneos de la zona (Albores 1995; Sugiura 1998). Hoy día, quedan pocas superficies cubiertas por agua, y aunque el ritmo de desecación natural de los lagos es lento, debido al azolve por sedimentos, éste se aceleró a finales de los años cuarenta y principios de los cincuenta hasta el presente, producto de la extracción de agua para las ciudades de México y Toluca.



**Figura 2.** Cuenca del Alto Lerma, Estado de México. Principales localidades: 1. Metepec, 2. Mexicalzingo, 3. Chapultepec, 4. San Antonio la Isla, 5. Tenango de Arista, 6. San Pedro Techuchulco, 7. Texcayacac, 8. Almoloya del Río, 9. Santa Cruz Atizapán, 10. San Pedro Tlaltizapán, 11. San Pedro Tultepec, 12. San Mateo Atenco, 13. Lerma, 14. Santa María Atarasquillo (Modificado de la carta geológica de la Ciudad de México, INEGI 1998).

## 2.5 - Vegetación

Aunque la mayor parte de la cuenca se ha visto perturbada, es posible distinguir la vegetación original del área. La distribución de la vegetación, en lo general, se resume en la figura 3.

**Bosque de *Abies*.** Predomina *Abies religiosa* Schltdl. et Cham. (Oyamel) en altitudes entre los 2,560 a 3,600 m s.n.m., sobre las regiones montañosas de la Sierra de las Cruces y Nevado de Toluca (Rzendowski 1988).

**Bosque de Pino.** Dominan diferentes especies de *Pinus* Linnaeus, que forman comunidades monoespecíficas y densas en las zonas subhúmedas de las montañas que rodean la cuenca. Los macizos más representativos se localizan en el Nevado de Toluca, en altitudes que van entre los 2,600 a 2,800 m s.n.m., donde se forman asociaciones constituidas por *P. rudis* Endl. A altitudes mayores, de 3,000 a 4,000 m s.n.m., que es el límite de este tipo de bosque, se encuentran comunidades de *P. hartwegii* Lindl. (Osorio 1984; Rzendowski 1988).

**Bosque de Encino.** Se desarrolla en clima templado subhúmedo en la parte norte de la cuenca, principalmente hacia las regiones montañosas (entre 2,350 a 3,100 m s.n.m.). Son frecuentes *Quercus candicans* Née, *Q. crassipes* Humb. et Bonpl., *Q. laurina* Humb. et Bonpl. y *Q. rugosa* Née; además, se relaciona con el bosque de *Abies*, bosque mesófilo y pastizales, así como el bosque de pino, lo que proporciona una amplia distribución ecológica difícil de definir (Osorio 1984; Rzendowski 1988).

**Bosque de Pino-Encino.** Se localizan hacia el norte y sur del área de estudio, en altitudes entre los 2,300 a 3,100 m s.n.m. Las especies más frecuentes son *Pinus leiophylla* Scheide et Dieppe, *P. montezumae* Lamb., *P. oocarpa* Schiede et Schltdl., *P. teocote* Schltdl. et Cham., *Quercus candicans* Née, *Q. castanea* Née, *Q. crassifolia* Humb. et Bonpl., *Q. dysophylla* Benth., *Q. laurina* Humb. et Bonpl., *Q. rugosa* Née, *Alnus acuminata* Schlecht, *A. jorullensis* H. B. K., *Arbutus calapensis* Kunth, *Buddleja parviflora* H. B. K. y *Cornus excelsa* Kunth (Osorio 1984, Rzendowski 1988).

**Pastizales.** Su rango altitudinal es variable; se desarrollan en las partes bajas de las serranías, desde los 2,250 a 3,000 m de altitud. En las zonas boscosas y en las partes bajas de la Sierra de las Cruces, se pueden encontrar pastizales constituidos por las especies: *Aristida divaricata* Humb. et Bonpl. ex Willd., *Bouteloua curtipendula* (Michx.) Torr., *B. Hirsuta* Lang., *B. triaena* (Trinius) Scribn., *Eragrostis difusa*, *Hilaria coenchroides* H. B. K., *Lycurus phleoides* Kunth, *Muhlenbergia rigida* (H. B. K.) Trinius, *Setaria geniculata* (Lam.) Beauv., *Sporobolus poiretti* (Roem. & Schlt.) Hitchc. y *Stipa* sp. (Rodríguez 1967).

**Vegetación acuática.** Este tipo de vegetación se desarrolla en los remanentes lacustres de la zona y se denomina localmente como Tular. La vegetación del Tular está dominada por: *Juncus effusus* L., *Schoenoplectus americanus* (Pers.) Volk. ex Schiz. et Keiler, *S. californicus* (C. A. Mey.) Palla, *S. validus* (Vahl) A. et D. Löve y *Typha domingensis* Pers. (Ramos 2000).

En la Laguna Chignahuapan, especialmente, en las áreas anegadas de los bordes, se encuentran *Juncus effusus* L. y *Schoenoplectus validus* (Vahl) A. et D. Löve, mezcladas con *Eleocharis densa* Benth, *E. Dombeyana* Kunth, *Lemna giba* Linnaeus, *L. valdiviana* A. Lawalrée, *Ludwigia peploides* (Kunth) Raven, *Wolffia brasiliensis* Weddell, *W. columbiana* Karst. y *Wolffiella lingulata* (Hegelm.) Hegelm. Otras especies -como *Hydrocotyle ranunculoides* Linnaeus, *Polygonum punctatum* Ell. y *Rorippa nasturtium-aquaticum* (Linnaeus) Hayek- se presentan también en los canales circundantes, que están más relacionados con las áreas de cultivo o inmediaciones de las poblaciones cercanas a la laguna. *Betula erecta* (Huds.) Coville B., *Eleocharis bonariensis* Nées y *Sagittaria macrophylla* Zuccarini se encuentran en la porción sudoeste de la laguna; hacia la porción sureste, en los bordes de la laguna, se encuentran hidrófitas libres flotadoras asociadas a tular, como *Hydromystria laevigata* (Humn. et Bonpl. ex Willd) Hunz., *Lemna gibba* Linnaeus y *Wolffia columbiana* Karst (Ramos 2000)

En la Laguna de Lerma, el Tular sólo está constituido por *Juncus effusus* Linnaeus que crece desde los bordes hasta el centro de la laguna; otras especies, como *Myriophyllum aquaticum* (Veil.) Verd. y *Nymphoides fallax* Ornduff, están arraigadas en la orilla. *Hydrocotyle ranunculoides* Linnaeus y *Lemna giba* Linnaeus se encuentran cubriendo canales adyacentes a la laguna (Ramos 2000).

**Fitoplancton.** Recientemente y para la Laguna Chignahuapan, Rosiles (2003) reporta 61 especies de cuatro divisiones algales: 36 Chlorophyta, 13 Heterokontophyta, nueve Cyanoprokaryota y tres Euglenophyta, y menciona que las especies dominantes: *Chlorella* sp., *Monoraphidium minutum* (Näegeli) Kom.-Legn., *Staurisira construens* var. *venter* (Ehr.) Ham, *Aphanothece saxicola* Näegeli y *Merismopedia tenuissima* Lemmermann, han sido reportadas para ambientes mesotróficos a eutróficos. Esta autora encontró que los parámetros fisicoquímicos varían de una época a otra (secas y lluvias), lo cual se ve reflejado en la composición y densidad del fitoplancton (a nivel de división y especie). Durante agosto del 2001 registra la mayor diversidad, en tanto que en junio del mismo año contabiliza la mayor densidad. Las algas verdes y cianobacterias dominaron durante la mayoría de los meses de estudio, a excepción de marzo y septiembre del 2001. En marzo, dominan las clorofitas (*Chlorella* sp. y *M. minutum*) y en septiembre las diatomeas (*Staurisira construens* var. *venter*). La variación en el fitoplancton estuvo influenciada principalmente por cambios en el nivel de agua, transparencia, dilución del contenido iónico (medido como conductividad) y pH.

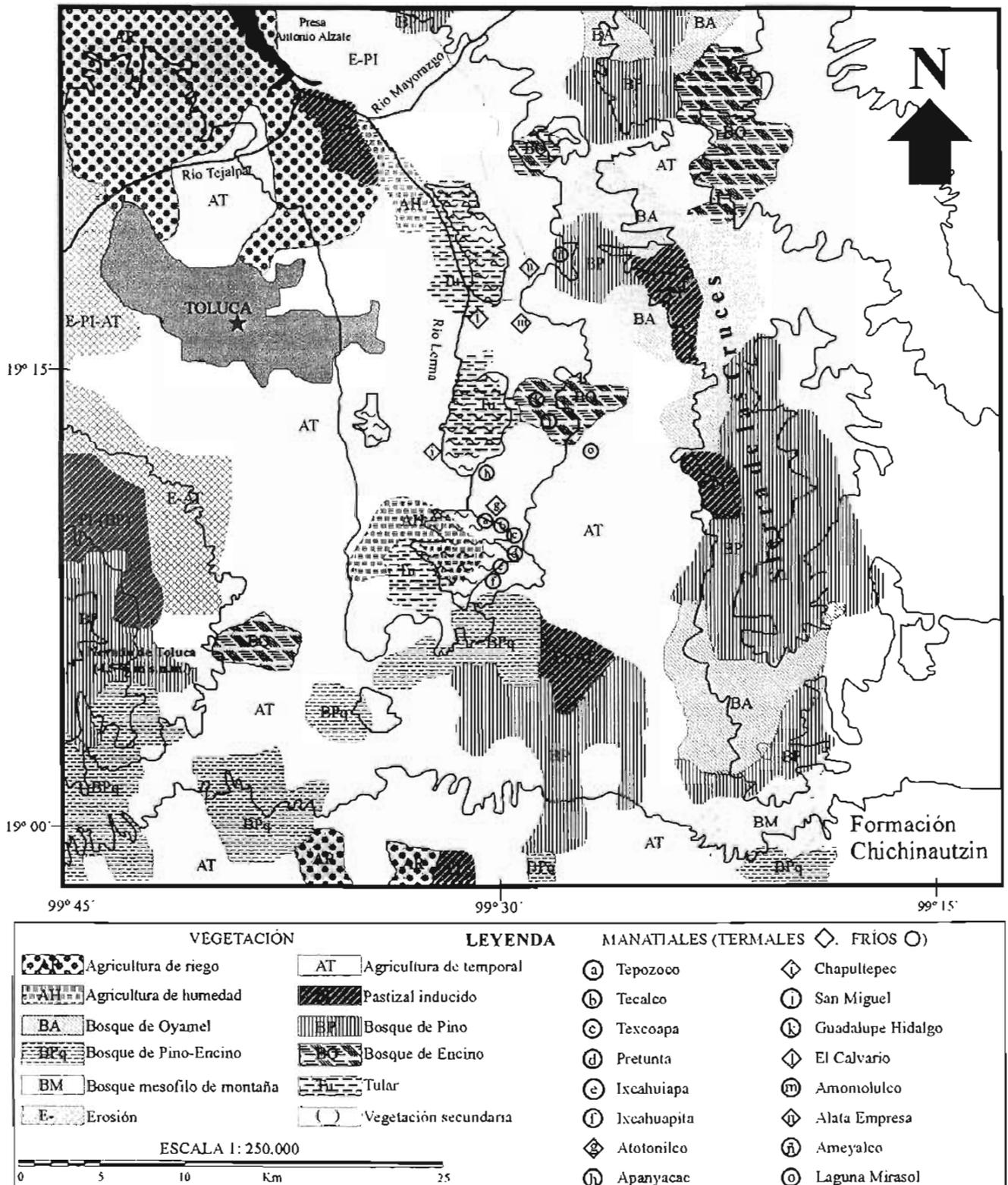


Figura 3. Distribución de la vegetación, principales manantiales y ríos en la Cuenca del Alto Lerma (Modificado de la carta estatal de vegetación y uso actual, INEGI 1980b; Sugiura 1998).

## 2.6 – Contexto climatológico

Por su ubicación en la zona de transición entre latitudes medias y tropicales, en México dominan fenómenos meteorológicos propios de ambas latitudes. Tales fenómenos sufren corrimientos estacionales hacia el norte en verano (junio a septiembre) y hacia el sur en invierno (diciembre a febrero) (Fig. 4; García 1996).

### Verano

Durante esta época del año, el país se encuentra bajo la influencia de los vientos alisios del hemisferio norte que tienen su origen en la margen sur de la celda de alta presión Bermuda-Azores (B-A), localizada en el Atlántico Norte, e introduce humedad del Océano Atlántico y Golfo de México. Los vientos alisios se ven reforzados, en numerosas ocasiones, por ondas del este, y provocan incremento en las precipitaciones en el centro y este del país (Fig. 4A; García 1996).

En el verano, la zona intertropical de convergencia (ZITC) se desplaza hacia el norte (hasta los 20° N) y aporta humedad a las costas del sur del país. Muchos de los ciclones tropicales tienen su origen durante el verano, tanto los que se forman en el Pacífico como en el Caribe. Estos fenómenos, dado su carácter giratorio, introducen humedad a la troposfera media, que de ordinario es seca, humedad que es transportada sobre el territorio nacional por los vientos dominantes (Fig. 4A; García 1996).

También durante esta época del año y debido al calentamiento del continente, sobre la Altiplanicie Mexicana se forman centros de baja presión, que contrastan con los de alta relativa de los océanos vecinos, originándose movimientos monzónicos del mar al continente. Es así como el oeste y sur del país presentan su temporada lluviosa en esta época del año (Fig. 4A; García 1996).

### Invierno

Durante el invierno, el país se encuentra bajo el influjo de las celdas de alta presión del Pacífico del norte (CPN) y de la B-A, que se han corrido hacia el sur (25 a los 35° N) y se oponen a toda clase de precipitación dado el carácter descendiente del aire que priva en ellas. El extremo noroeste de la Península de Baja California escapa a su influjo, ya que se halla dominada por los vientos del oeste que tienen su origen en el borde norte de la celda del Pacífico, y transporta humedad de dicho océano hacia el noroeste, produciendo precipitación en el litoral y en laderas de las sierras de Baja California, así como sobre las partes más elevadas de la Sierra Madre Occidental (Fig. 4B; García 1996).

Durante el invierno, el país se ve frecuentemente invadido por masas de aire polar (frío y seco); cuando ese aire llega al norte de la Altiplanicie, se presenta un ascenso orográfico sobre la Sierra Madre Occidental y las sierras transversales, liberando algo de precipitación en forma de nieve; pero cuando penetra del Golfo de México, incrementa su contenido de humedad y, al ascender por la Sierra Madre Oriental, la libera en forma de lluvia (García 1996).

Si la masa de aire polar es muy profunda, es capaz de traspasar la Sierra Madre Oriental y afectar el sur de la Altiplanicie Mexicana y otras regiones del interior, produciendo condiciones lluviosas y frías (García 1996).

A finales de invierno, el país se ve invadido por la corriente de chorro, que promueve el intercambio de aire de las latitudes bajas con las altas: es una corriente de aire a muy alta velocidad que cruza de sudoeste a noreste nuestro país, introduciendo humedad; si coincide esta corriente con un norte, la precipitación que se produce es muy abundante y se da en forma de nieve en las montañas a menudo (García 1996).

## **2.7 – Clima del Alto Lerma**

La orografía complicada y las grandes diferencias de altitud son factores que favorecen la presencia de climas muy variados en México. Además, la influencia diferencial de algunos fenómenos meteorológicos durante el verano respecto del invierno, no sólo modifica la distribución temporal de la temperatura y precipitación pluvial en México, sino que promueven su variación de sur a norte y de una región a otra. De la precipitación pluvial total para el país, buena parte cae durante los meses cálidos del año (Fig. 5). La cantidad de lluvia, en combinación con la temperatura, determina los climas, los cuales varían en distancias relativamente cortas en un país montañoso como el nuestro.

Por su altitud, la Cuenca del Alto Lerma se caracteriza por ser un lugar frío. El clima de la cuenca es el más húmedo de los templados, C (w<sub>2</sub>) b(i). La precipitación media anual es de 933 mm, con lluvias más concentradas en julio y agosto (193 y 183 mm, respectivamente), y la mínima corresponde al mes de febrero, con un valor menor a 7 mm (Fig. 5). La temperatura media anual es de 12.2° C; la temperatura media mensual más alta se registra en mayo con 14.4° C; los meses más fríos son diciembre y enero, cuya temperatura promedio mensual es de 9.4 a 9.6° C (Fig. 5; García 1980; INEGI 1980a). En cuanto a la evaporación, los valores menores que oscilan entre 83 y 100 mm se presentan durante octubre y enero; a partir de febrero, la evaporación se incrementa hasta alcanzar máximos de casi 150 mm en marzo y abril (Antón y Díaz 2000).

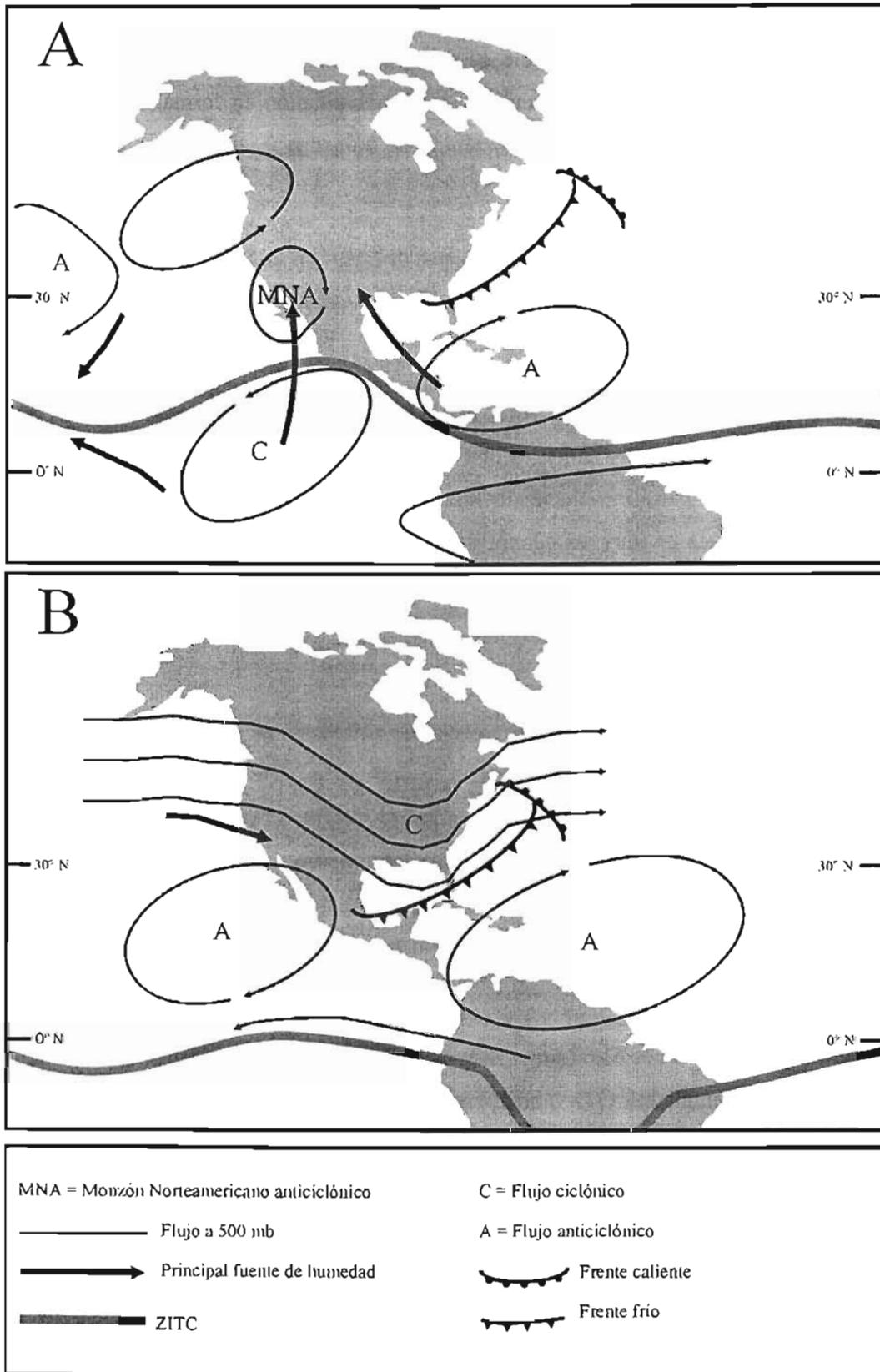
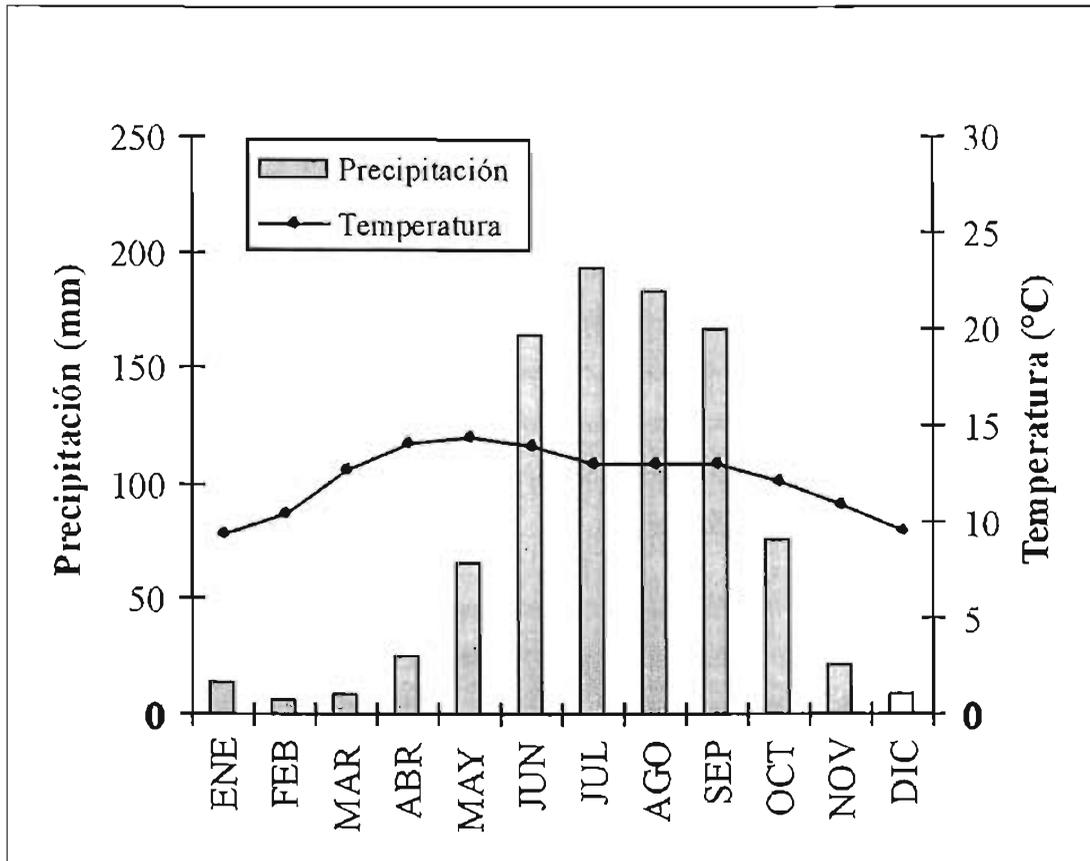


Figura 4. Centro de acción de vientos. A. Verano. B. Invierno (Modificado de Metcalfe 1987).



**Figura 5.** Precipitación y temperatura media anual para la ciudad de Toluca. Estación meteorológica de Toluca (<http://smn.can.gob.mx/>).

## 2.8 - Arqueología

La cronología elaborada por Sugiura en el 2000 a cerca de la ocupación prehispánica en la cuenca de Toluca se resume en los siguientes párrafos.

Las primeras comunidades sedentarias se remontan hasta las fases Ocotitlán y Mexztepec del Formativo Temprano (1500 a 1000 aC), cuando aparecen unos cuantos asentamientos humanos en la zona ribereña.

Durante la fase Cuautenco, correspondiente al Formativo Medio (1000 a 500 aC), se registró un aumento en la ocupación lacustre y, sin embargo, ningún sitio alcanzó el nivel de centro cívico-religioso, ya que la densidad demográfica de los sitios siguió siendo muy baja y de tamaño reducido.

Durante el Formativo Tardío (500 a 200 aC), el crecimiento poblacional de la Cuenca del Alto Lerma se interrumpió, ya que fuera de unos cuantos pequeños sitios, la cuenca quedó virtualmente deshabitada, condición que se mantiene hasta el Formativo Terminal (200 aC a 0).

La recolonización comenzó hasta la fase Atizapán (200 a 450 dC), durante la primera mitad del Clásico, cuando algunos de los sitios fundados en la ribera de las antiguas lagunas y ríos principales fueron creciendo hasta alcanzar gran tamaño (superior a las 35 hectáreas). Para la fase Azcapotzaltongo (450 a 550 dC), la cuenca albergaba más de 70 asentamientos. Posteriormente hacia finales del Clásico, - es decir, durante la fase Tilapa (550 a 650 dC)-, el crecimiento poblacional, siguió manteniendo su ritmo de crecimiento (125) en términos del número de los sitios arqueológicos. Durante esta fase, se comienzan a construir algunos islotes en la margen nororiental de la Laguna Chignahuapan, coincidiendo con la fundación del centro La Campana-Tepozoco.

Durante el Epiclásico (650 a 900 dC), no sólo se mantuvo la ocupación de la gran mayoría de los asentamientos del Clásico Tardío -tanto en la zona lacustre como a lo largo de la ribera de los ríos principales- sino que incluso se incrementó. Con la construcción de La Campana-Tepozoco, se intensificó el ritmo de construcción de islotes, la mayoría de los cuales albergaban unidades domésticas con una, o a lo sumo dos casas habitación, aunque también existían unos cuantos islotes grandes que funcionaban como centros comunitarios o espacios públicos.

De acuerdo con la nueva información arqueológica, al principio del Posclásico se dejaron de construir nuevos islotes y se abandonaron los que ya se encontraban habitados. Aparentemente, la población lacustre se desplazó hacia la zona ribereña. Prueba de ello es que el centro cívico-religioso La Campana-Tepozoco siguió funcionando aun hasta el Posclásico Temprano y Medio (900 a 1300 dC).

Durante el Posclásico Temprano (900 a 1200 dC), se consolida el estado Matlatzinca, que dominó los valles de Toluca e Ixtlahuaca y la parte sur del actual Estado de México, sometiendo a los otros pueblos otomianos. Posteriormente, en 1473 dC, los Mexicas conquistaron el valle de Toluca y, con ello, esta región quedó incorporada bajo el control de la Triple Alianza (Tenochtitlán, Texcoco y Tlacopan).

Para la época colonial -desde el siglo XVI y hasta las primeras décadas del siglo XX- la flora extraída de las lagunas se empleó como forraje, lo que propició el surgimiento de la ganadería alrededor de la zona lacustre. La actividad ganadera impulsada, en principio, por Hernán Cortes y Juan Gutiérrez Altamirano.

Durante la fase final de la Laguna de Lerma (1900 a 1970), la zona lacustre ocupó 19 municipios mexiquenses. El acelerado deterioro de la zona lacustre, a principios de 1940, se debió a la construcción de una serie de obras para captar las aguas de los manantiales que alimentaban las lagunas de Almoloya del Río y, por tanto, del río Lerma. Una de las obras más importantes fue la construcción de varias galerías, conectadas a un dren, que captaban los manantiales localizados en Almoloya del Río, Texcalténango, Alta Empresa y Ameyalco. Otras obras consistieron en la instalación de pozos en el margen oriental de las lagunas que entraron en operación en 1953, todo lo cual implicó un caudal de explotación entre 3.5 y 4.0 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. Desde entonces, el agua obtenida se transporta hacia la Ciudad de México a través del acueducto de Atarasquillo a Dos Ríos, que cruza las Sierras de las Cruces. La extracción de agua del valle de Toluca tuvo, como telón de fondo, la extinción de la ciénaga y el establecimiento del corredor industrial Lerma-Toluca, donde se desarrolló y sigue desarrollándose una intensa actividad industrial, a tal grado que llegó a ocupar el segundo lugar en la República entre 1949 y 1979 (Antón y Díaz 2000).

## CAPÍTULO 3 - Metodología

En diversos estudios paleolimnológicos se utilizan métodos de análisis de restos de organismos contenidos en los sedimentos, que en su momento vivieron en el agua. Entre los restos de organismos más importantes -en términos de abundancia, diversidad y utilidad como indicadores de condiciones ambientales- están las diatomeas y estatosporas de crisófitas, entre otros. Como se menciona en la introducción, las diatomeas son el principal proxy utilizado en el presente trabajo.

Para el empleo de cualquier proxy biológico en un estudio paleoecológico y/o paleolimnológico; es necesario considerar tres puntos importantes: 1) Tener un buen registro fósil, es decir, que los restos de los organismos sean resistentes a la degradación por acción bacteriana y agentes químicos. 2) Que sea posible la determinación a nivel taxa indicador con base en los restos preservados. 3) Conocer las preferencias ambientales lénticas de las especies, incluyendo parámetros fisicoquímicos del agua. Entonces se puede hacer una interpretación de las condiciones en las que se presentaron los organismos, con base en la información de sus análogos actuales. El siguiente paso es hacer la interpretación paleoambiental y paleoclimática. El aspecto más importante de estos modelos y de sus resultados es que permiten inferir las tendencias en la química del agua y cambios físicos en los hábitats, lo que permite reconstruir tendencias paleoclimáticas.

### 3.1 – Diatomeas

Las diatomeas, eucariontes fotosintéticos unicelulares de vida libre, se caracterizan por una pared impregnada de sílice (frústulo/valvas, ver apéndice uno). Tienen una amplia distribución mundial en todos los ambientes acuáticos con suficiente luz. Como grupo, presentan una amplia tolerancia a muchas variables ambientales, pero a nivel de especie tienen óptimos específicos, que las hacen útiles en la evaluación de características ambientales (Patrick y Reimer 1966; Werner 1977; Van Dam *et al.* 1994; Gasse 1986).

Por ejemplo, las diatomeas suelen ser buenas indicadoras de cambios en el nivel lacustre, lo cual es de suma importancia en la reconstrucción de las condiciones limnológicas pasadas. Un cambio en el volumen de agua de una región particular está relacionado frecuentemente con la alteración en la relación precipitación – evapotranspiración de la cuenca lacustre (Williams *et al.* 1993). Estas variaciones en el

balance de agua usualmente producen cambios en las condiciones de drenaje de las cuencas, en la cantidad y balance de nutrientes, en la química del agua y en la productividad acuática (Wetzel 2001). Además, proveen del mejor indicador de la historia climática de una región. La magnitud en la fluctuación del nivel de agua no sólo afecta el suministro de nutrientes y materiales orgánicos e inorgánicos vía la erosión de la línea de costa, sino que también regula la presencia o ausencia de las comunidades de diatomeas planctónicas y bentónicas (Hall *et al.* 1999).

### **3.2 - Otros indicadores biológicos**

#### **Estatosporas de crisofitas de agua dulce**

Las algas crisofitas son microorganismos unicelulares, flagelados, que pertenecen a las algas de la clase Chrysophyceae (División Heterokontophyta; Van den Hoek *et al.* 1995). La clase se caracteriza por su organización flagelar, que consiste de dos flagelos heterocontos insertados lateralmente. El flagelo más largo, presenta dos hileras de mastigonemas, usualmente está dirigido anteriormente y es aproximadamente de la misma longitud de la célula. Las células vegetativas de las crisofitas son fotosintéticas y presentan clorofila *a*, *c*<sub>1</sub> y carotenos, con el predominio de fucoxantina. Se conocen aproximadamente 1000 especies, la mayoría de ellas planctónicas (Smol 1988).

Una característica distintiva de las especies de esta clase es la producción de estatosporas, cuya estructura morfológica externa puede ser de utilidad taxonómica. Las estatosporas se caracterizan por la presencia de un solo poro que puede estar rodeado por un collar, y por el hecho de que se forman endógenamente. Las estatosporas son usualmente de forma esférica a oblonga, pero también pueden ser subtriangulares. La superficie de algunas estatosporas puede estar ornamentada por espinas rígidas, cráteres (Warner 1990) y otras ornamentaciones (Duff *et al.* 1995).

Por su composición silíceo, la pared de las estatosporas es resistente a la disolución química y actividad bacteriana y, por lo tanto, usualmente están bien preservadas y representadas en el registro fósil. Sin embargo, a diferencia de las diatomeas, la taxonomía de las estatosporas de las crisofitas está pobremente documentada. Smol (1985) estima que cerca del 95% de las estatosporas de especies de crisofitas permanece sin describir. Con excepción de algunas especies, las crisofitas tienden a ser exitosas en aguas oligotróficas de baja mineralización y con pH ácidos a circumneutrales, por lo que se consideran buenas indicadoras de este tipo de aguas (Smol 1985; Facher y Schmidt 1996).

## Partículas de carbón

Inmediatamente después de un incendio forestal, las partículas de carbón son transportadas aéreamente y se acumulan cerca de los sedimentos lacustres, creando un pulso de depositación de carbón indicativo de incendios locales. La cantidad de carbón que entra a un lago depende de la severidad o intensidad del incendio, al tipo y cantidad de combustible, y a los vientos dominantes en el tiempo del incendio (Gardner y Whitlock 2001). Las partículas de carbón pueden acumularse continuamente en los sedimentos lacustres debido a la erosión local o ser redepositados de la zona litoral décadas después del evento de incendio. De tal manera que, las partículas de carbón que se encuentran en las preparaciones de diatomeas -y su presencia en los sedimentos lacustres- pueden ser relacionadas con la ocurrencia de incendios en los bosques cercanos a los ambientes lénticos (Patterson *et al.* 1987), y pueden ser consideradas como indicativas de climas relativamente secos, o del incremento del impacto humano (Tolonen 1986).

### 3.3 - Trabajo de campo

#### Toma de muestras de diatomeas modernas

Se colectaron muestras en dos épocas de secas (marzo del 2000 y 2001) y en dos de lluvias (julio del 2000 y 2001). Las muestras se tomaron de tres diferentes hábitats del remanente de la Laguna Chignahuapan. El muestreo en la zona litoral (hábitat epífita) se realizó de la siguiente manera: se raspó -sobre los tallos de Cyperaceae (*Schoenoplectus* y/o *Eleocharis*)- un área de 484 mm<sup>2</sup> y el raspado se colocó en frascos de plástico de 50 ml con agua del sitio. Para la zona limnética (hábitat planctónico), el muestreo superficial se llevó a cabo de manera manual en frascos de plástico de 250 ml. Para el estudio de sedimento reciente (hábitat bentónico) se tomaron muestras de los primeros 5 cm de sedimentos superficiales, con la ayuda de una draga. Las muestras de crecimientos epífitos y las de la columna de agua (zona limnética) se preservaron con formol al 2%.

Los siguientes parámetros se midieron *in situ*: profundidad con una cuerda marcada cada 10 cm; transparencia con disco de Secchi; pH, conductividad y temperatura con potenciómetro Jenway 3405 ( $\pm 0.01$ ); concentración de oxígeno disuelto con oxímetro YSI 5739 ( $\pm 0.2$  mg l<sup>-1</sup>). Las muestras de agua se tomaron en botellas de plástico de un litro y se transportaron en hielo, para la determinación de la alcalinidad total, iones dominantes en el agua (CO<sub>3</sub><sup>=</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>=</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>) en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM (con base en las técnicas del APHA-AWNA-WPCF 1980).

## **Excavación de pozos y toma de muestras de sedimentos lacustres**

En la parte sur de la Laguna Lerma, se excavaron tres pozos estratigráficos (San Pedro Tlaltizapán, Chapultepec y La Ciénaga), en un transecto con dirección este-oeste aproximadamente. En la Laguna Chignahuapan se excavaron cuatro pozos estratigráficos (El Bañito, Éjido de Santa Cruz, La Musaraña y Santa Cruz Atizapán) en un transecto con dirección norte-sur, en la porción norte de la laguna (Tab. 1 y Fig. 6). La ubicación de los pozos tuvo dos propósitos fundamentales: primero, su cercanía con los sitios arqueológicos, que permite documentar las posibles fluctuaciones en el nivel de agua y cómo éstas repercutieron en la adaptación de los pueblos prehispánicos a su entorno lacustre; segundo, su orientación -del margen hacia el centro de las lagunas- que posibilitó una mayor resolución geográfica y, con ello, contar con más información sobre la variabilidad espacial.

Para los estudios de diatomeas fósiles se colectaron muestras de sedimentos a intervalos de cinco centímetros desde la superficie hasta llegar al manto freático, insertando cubos de acero de 125 cm<sup>3</sup>. De cada una de las muestras, se tomaron submuestras para los análisis de contenido de materia orgánica (PPC), susceptibilidad magnética ( $X_{lf}$ ), polen (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa) y algunas muestras se seleccionaron para fechamiento por <sup>14</sup>C.

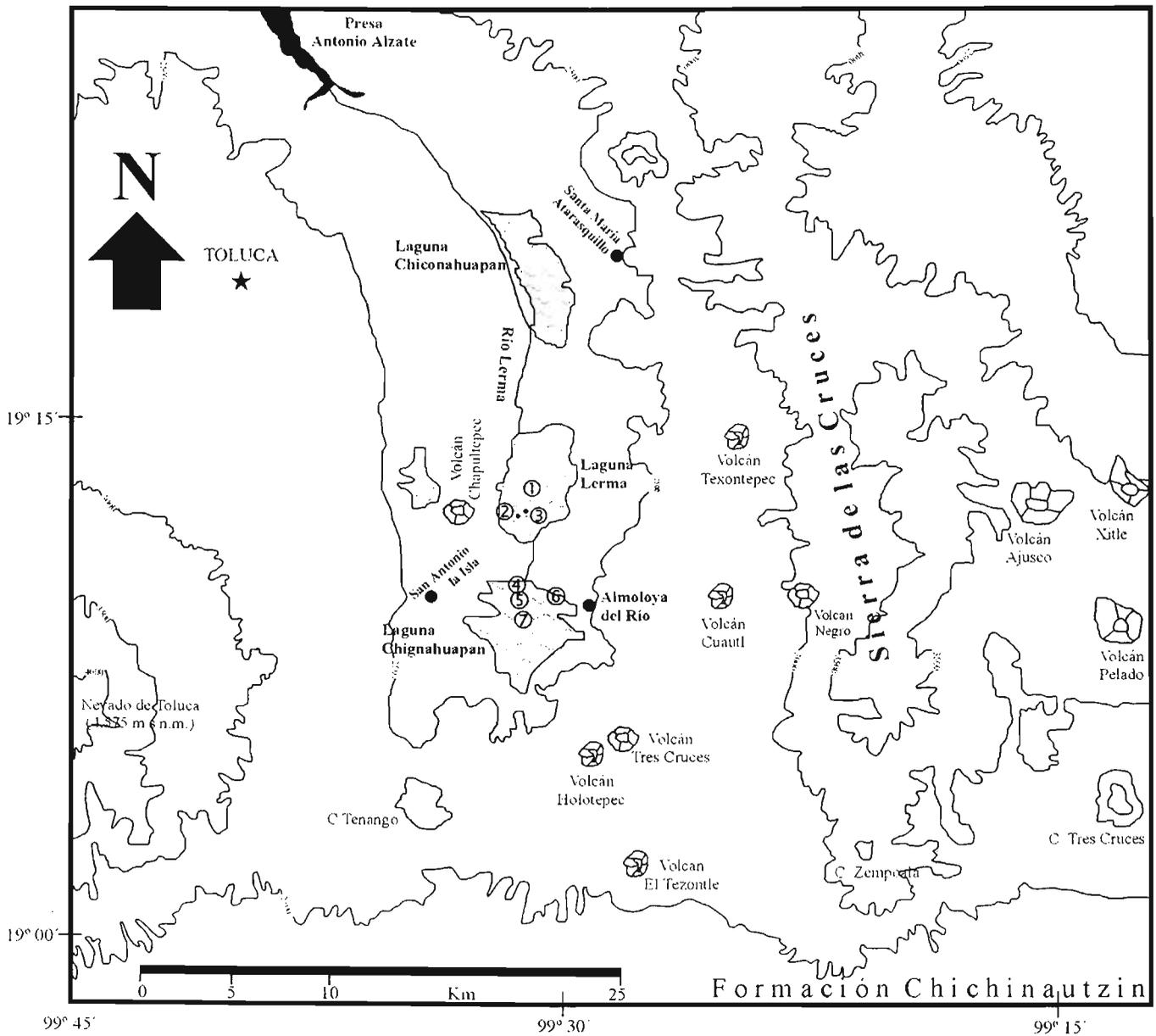
### **3.4 - Trabajo de laboratorio**

#### **Análisis de diatomeas modernas**

De los raspados de los tallos de Cyperaceae se realizaron preparaciones frescas con 50  $\mu$ l de material; mientras que, para las muestras del plancton, se sedimentaron 50 ml de material por cinco días y se concentró el material en un volumen de 10 ml, finalmente se resuspendió el material y se elaboraron preparaciones frescas con 50  $\mu$ l del material sedimentado. La abundancia relativa, para ambos tipos de muestras, se calculó como porcentaje del conteo total (200-400 diatomeas). La abundancia total, calculada con el método microdiagonal de Lackey (APHA-AWNA-WPCF 1980), se expresó como número de células mm<sup>2</sup> y número de células mililitro, respectivamente.

**Tabla 1.** Ubicación de los pozos estratigráficos.

Pozo	Profundidad (cm)	Latitud	Longitud
1. La Ciénaga	160	19° 13.50'	99° 31.10'
2. Chapultepec	125	19° 12.35'	99° 31.25'
3. San Pedro Tlaltizapán	150	19° 12.25'	99° 31.15'
4. El Bañito	90	19° 11.06'	99° 31.40'
5. Ejido de Santa Cruz	125	19° 10.42'	99° 31.39'
6. Santa Cruz Atizapán	405	19° 10.12'	99° 30.20'
7. La Musaraña	195	19° 09.89'	99° 31.22'



**Figura 6.** Ubicación de los pozos: 1. La Ciénaga, 2. Chapultepec, 3. San Pedro Tlaltizapán, 4. El Bañito, 5. Éjido de Santa Cruz, 6. Santa Cruz Atizapán, 7. La Musaraña (Modificado de la carta geológica de la Ciudad de México, INEGI 1998).

### **Método de conteo microdiagonal o de Lackey (APHA-AWNA-WPCF 1980)**

Este tipo de análisis consiste esencialmente en el conteo de organismos por especie y se relaciona con el volumen de agua o área que los contiene y consta de los siguientes puntos: 1) La muestra se homogeniza antes del análisis, 2) Se colocan 50  $\mu$ l de muestra en un portaobjetos y se cubren con un cubreobjetos (22 X 22 mm), cuidando de no formar burbujas de aire, 3) Se cuantifican un mínimo de 400 células por preparación (en algunas ocasiones, cuando las diatomeas escasearon, se cuantificaron 200 células).

$$\text{Cálculos: No. de células ml}^{-1} = \{C (At)\} / \{(As)(S)(V)\}$$

Donde: C = número de células contadas                      At = área del cubreobjetos ( $\text{mm}^2$ )

As = área de una franja ( $\text{mm}^2$ )                              S = número de transectos

V = volumen de la muestra debajo del cubreobjetos (ml)

Los resultados se expresan como densidad (No. de células  $\text{ml}^{-1}$ )

Se aplicó un análisis de clasificación para identificar grupos de diatomeas que tienden a presentarse en las mismas muestras (por lo tanto, en condiciones ecológicas similares) y que pueden ser usados como referencia en la interpretación del material fósil. Para este propósito se utilizó el programa TWINSPAN (Hill 1979).

TWINSPAN hace una clasificación jerárquica divisiva simultánea para muestras y especies, con una salida en forma de matriz de especies versus muestras, en donde las especies y muestras ordenadas por similitud se colocan juntas, las divisiones hechas por el programa se resumen a la derecha y en la base de la matriz por especies y muestras, respectivamente.

### **Limpieza de diatomeas**

Las muestras de diatomeas de sedimentos superficiales (diatomeas bentónicas) y las de los perfiles fueron preparadas con 0.5 g. de material seco y limpiadas por calentamiento lento con HCl y  $\text{H}_2\text{O}_2$  (Battarbee 1979). Se prepararon portaobjetos con 50  $\mu$ l de material limpio y se montaron en resina Naphrax.

Los conteos de diatomeas se realizaron con la ayuda de un microscopio óptico con contraste diferencial de fases (1000 X). La abundancia relativa se calculó como porcentaje del conteo total (400

valvas de diatomeas como mínimo). La abundancia total, calculada con el método de transectos diametrales (Battarbee 1986), se expresó como número de valvas por g. de sedimento seco ( $vv\ g^{-1}\ ss$ ).

En ambos casos, diatomeas modernas y fósiles, se consideran especies raras aquellas con abundancias menores al 5%, comunes aquellas con abundancias de 5 a 25%, abundantes con intervalos de 25-50% y dominantes aquellas con abundancias mayores al 50% (Caballero 1995).

### **Análisis de diatomeas fósiles**

Las diatomeas se agruparon, dependiendo de su preferencia en cuanto a química del agua, en: acidobiónticas, acidófilas, indiferentes, alcalófilas y alcalobiónticas (Lowe 1974, ver apéndice uno). También se agruparon de acuerdo a su hábitat en: planctónicas, ticoplanctónicas, epifitas, bentónicas y aérofilas (Werner 1977, ver apéndice uno). Los datos se representan como abundancia relativa de las especies con base al conteo total (%) y agrupados en abundancia relativa por química del agua y hábitat. Para definir asociaciones y zonas de diatomeas en el registro estratigráfico, se utilizó el programa CONISS y se elaboraron las gráficas con el paquete Tilia (Grimm 1991-1993).

Con base en las asociaciones de diatomeas obtenidas en las secuencias estratigráficas del Alto Lerma se definieron grupos ecológicos. Los grupos ecológicos, además, de considerar la composición específica y abundancia relativa, incluyen el contenido orgánico promedio, el cual sugiere un estimado de la producción primaria y de la cobertura vegetal local. Algunos limnólogos clasifican los ambientes lénticos con base a la cobertura vegetal; por ejemplo, Wetzel (2001) considera dos principales tipos de lagos: 1) lagos profundos, cuerpos de agua permanentes y lo suficientemente profundos para impedir a la vegetación (excepto la subacuática) echar raíces completamente de una parte a otra de su extensión, y 2) lagos someros, cuerpos de agua permanentes y lo suficientemente someros para soportar la fotosíntesis de las plantas acuáticas superiores sobre toda la cuenca. Respecto a los lagos someros, Wetzel frecuentemente hace alusión a los términos que refieren a la abundancia de la macrovegetación acuática y microflora adherida asociada. Por ejemplo, considera ciénaga (“swamp”), a un terreno saturado de agua que soporta el crecimiento de árboles, además, de acumular fango orgánico; pantano, aun terreno saturado de agua, sin árboles, pero con vegetación acuática y herbácea; lago estanque somero, aun cuerpo de agua permanente lo suficientemente somero como para soportar la fotosíntesis de las plantas acuáticas superiores sobre toda la cuenca.

Para inferir las fluctuaciones en el tirante lacustre se aplicó un índice del nivel de agua (INA), se interpretan como niveles bajos, medios y altos. El índice (M. Caballero com. per.), se estima de la siguiente manera:

$$\text{INA} = (\text{planctónicas} * 2.5) + (\text{ticoplanctónicas} * 1.5) + (\text{epífitas} * 1) + (\text{bentónicas} * -1) + (\text{aerófilas} * -1)$$

Para la determinación taxonómica de las especies se sigue el esquema propuesto por Round *et al.* (1990). En particular, Round y colaboradores señalan que no hay suficientes elementos para separar *Caloneis* de *Pinnularia*, por lo que en el presente trabajo se incluyen juntas las especies de estos dos géneros, pero se conserva el nombre genérico de *Caloneis*.

Los casos donde no fue posible la asignación de un epíteto específico, se debieron principalmente a la baja resolución de la microscopía de luz, por lo que se hace necesario la microscopía electrónica de barrido para resaltar los caracteres morfológicos diagnósticos de estas especies. Los intervalos morfológicos reportados en las descripciones de las especies corresponden a un mínimo de 10 valvas directamente medidas. Los intervalos ecológicos se tomaron de las siguientes obras: Patrick y Reimer (1966, 1975); Bradbury (1971, 1989); Gasse (1986); Round *et al.* (1990); Lowe (1974); Krammer y Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a y 1991b); Van Dam *et al.* (1994); Caballero (1995).

#### **Análisis de otros indicadores bióticos: Estatosporas de crifositas y partículas de carbón**

Los conteos de estatosporas de crisófitas y partículas de carbón se realizaron a la par con los de diatomeas. Para el caso de las estatosporas, su determinación se realizó con base en el trabajo de Duff y colaboradores (1995), y los datos se calculan para presentar su abundancia como número de estatosporas por gramo de sedimento seco (ets g<sup>-1</sup> ss). Los fragmentos de carbón se reportan como partículas de carbón por gramo de sedimento seco (pC g<sup>-1</sup> ss). Finalmente, se menciona la presencia de espículas de esponjas y se hace referencia al tipo encontrado (gemoscleras o megascleras).

#### **Determinaciones radiométricas (<sup>14</sup>C)**

Para cualquier interpretación paleolimnológica-paleoambiental es indispensable contar con un marco cronológico de referencia. En sedimentos lacustres del Cuaternario tardío, se emplea frecuentemente la técnica del radiocarbono (<sup>14</sup>C).

Los fechamientos se realizaron en los siguientes laboratorios: 1. Laboratorio de Fechamiento del Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH); 2. Geochronology Laboratory, University of Arizona (A); 3. Laboratory for AMS Radiocarbon Preparation and Research, University of Colorado (NSRL); 4. Beta Analytic Inc. Florida (BETA). En todos los casos se utilizaron muestras de materia orgánica procedentes de los sedimentos lacustres. Las edades se calibraron con el programa Calib4.3 (Stuiver y Reimer 1993, 2000).

## Contenido de materia orgánica (Pérdida por calcinación, PPC)

La materia orgánica constituye una importante fracción en los sedimentos lacustres. Se origina de la completa mezcla de lípidos, carbohidratos, proteínas y otros componentes orgánicos producidos por los seres vivos que habitan en y alrededor del lago. Por su acumulación, el contenido de materia orgánica provee información importante para las interpretaciones de cambios, tanto naturales como inducidos por actividad humana, en los ecosistemas locales y regionales (Meyers y Teranes 2001). Además, este tipo de dato es útil como herramienta de correlación entre secciones; el contenido de materia orgánica presente en los sedimentos es un indicador burdo de la productividad pasada, es decir, de la biomasa presente en la cuenca (Bengtsson y Enell 1986).

El contenido de materia orgánica puede estar tanto diluida por adición de partículas de sedimentos, como concentrada por la disolución de carbonatos en los sedimentos. Las concentraciones comúnmente se incrementan con el decremento en el tamaño de grano del sedimento.

El contenido de materia orgánica se determinó con la técnica de pérdida por calcinación (PPC, Bengtsson y Enell 1986). Esta técnica comprende la medición de la pérdida de peso de la muestra después de realizar una combustión seca del material. El procedimiento analítico varía ampliamente con respecto a la temperatura y tiempo de combustión, pero Dean (1974) encontró que las pérdidas por calcinación llevadas a 550 °C por dos horas, proveen una medida del contenido del material orgánico con una precisión comparable a otros métodos como el analizador de carbono, el cual mide este elemento en forma de CO<sub>2</sub> por cromatografía de gases. El contenido de materia orgánica se expresa como porcentaje del peso seco.

### Protocolo de determinación de materia orgánica, según Bengtsson y Enell (1986).

1. Calentar en un crisol de porcelana por una hora a 550° C en una mufla.
2. Enfriar a temperatura ambiente en un desecador y determinar el peso del crisol con una exactitud de  $\pm 0.1$  mg ( $P_c$ ).
3. Transferir 0.5 g de muestra fresca al crisol en un horno de convección a 105 °C por aproximadamente 12 horas para deshidratar la muestra y obtener un peso constante ( $P_c + m$ ).
4. Colocar el crisol con la muestra seca en una mufla durante dos horas a 550 °C y determinar el peso seco de las cenizas más el crisol ( $P_c + C$ ).
5. Cálculos:  $P_c + m - P_c = W_1$        $P_c + C - P_c = W_2$

Si tenemos que  $W_1 = 100\%$  de la muestra, entonces  $\% \text{ MO} = (W_1 - W_2 / W_1) 100$

### **Susceptibilidad magnética ( $X_{lf}$ )**

La susceptibilidad magnética es una medida de la concentración y tipo de minerales magnéticos presentes en una muestra. Estos datos constituyen un elemento útil en estudios paleoambientales, ya que facilitan establecer correlaciones entre secuencias sedimentarias provenientes de una misma cuenca. Asimismo, debido a que una gran parte de la fracción magnética presente en los sedimentos lacustres ha sido transportada por las corrientes que drenan la cuenca, el tipo y cantidad de minerales magnéticos presentes en una muestra pueden variar y están relacionados con los procesos de intemperismo y erosión de la región; dichas variaciones pueden deberse a procesos tales como sucesión vegetal y el desarrollo de suelos (Oldfield *et al.*, 1978, 1973 En: Ortega 1992), debido a que los periodos con pobre desarrollo de una cubierta vegetal, inestabilidad del suelo y soliflucción están caracterizados por aumentos en los valores de susceptibilidad magnética, en tanto que los episodios con un amplio desarrollo de bosques y maduración del suelo originan valores mínimos de susceptibilidad (Ortega 1992). En general, se sabe que cambios en la susceptibilidad magnética de los sedimentos acuáticos están correlacionados positivamente con variaciones en la cantidad de material alóctono presente en las muestras (Barendregt 1984; Thompson *et al.* 1975).

La susceptibilidad magnética de baja frecuencia para una masa específica ( $X_{lf}$ ) se midió mediante un susceptibilímetro Bartington de anillo y se expresó en unidades adimensionales en CGS, a excepción del pozo Santa Cruz Atizapán, en donde se midió en el sistema internacional (SI). Este análisis se realizó en el laboratorio de Magnetismo de rocas del Instituto de Geofísica de la UNAM, con la supervisión de la Dra. Ana María Soler Arechalde.

## **CAPÍTULO 4 – Diatomeas modernas de la Laguna Chignahuapan**

La presente sección se centra en el estudio de la flora de diatomeas modernas de la Laguna Chignahuapan, con el objeto de conocer y entender las condiciones actuales en el área de estudio, que sirva de auxiliar en la interpretación de los grupos de diatomeas fósiles. Aunque las muestras colectadas en vivo son puntuales, el análisis de las diatomeas en sedimentos superficiales aporta un elemento de integración de las poblaciones que se desarrollan en lapsos más largos.

### **4.1 – Resultados**

#### **Análisis fisicoquímicos**

En la tabla 2 y figura 7 se muestran los valores de los parámetros fisicoquímicos que se detectaron en la Laguna Chignahuapan durante los meses de marzo y julio del 2000 y 2001. Los datos se tomaron entre las 11:00 y 12:00 horas del día.

La conductividad y la concentración de oxígeno disuelto mostraron valores relativamente altos en el mes de marzo del 2000 y 2001, y valores relativamente bajos en el mes de julio de ambos años. La profundidad y transparencia mostraron un comportamiento inverso, es decir, valores altos en julio y bajos en marzo (Fig. 7 y Tab. 2).

La temperatura del agua no mostró cambios bruscos entre meses del mismo año; así, en marzo y julio del 2000 se registraron valores de  $24.7 \pm 0.6$  y  $22.7 \pm 1.2$  °C, respectivamente; sin embargo, para los mismos meses en el 2001, los valores fueron cercanos a los 18 °C. La alcalinidad fue más alta durante marzo del 2000 (época de secas) respecto de julio del mismo año (época de lluvias). El pH permaneció relativamente constante, con un valor mínimo de  $8.1 \pm 0.2$  y un máximo de  $8.5 \pm 0.2$  (Fig. 7 y Tab. 2).

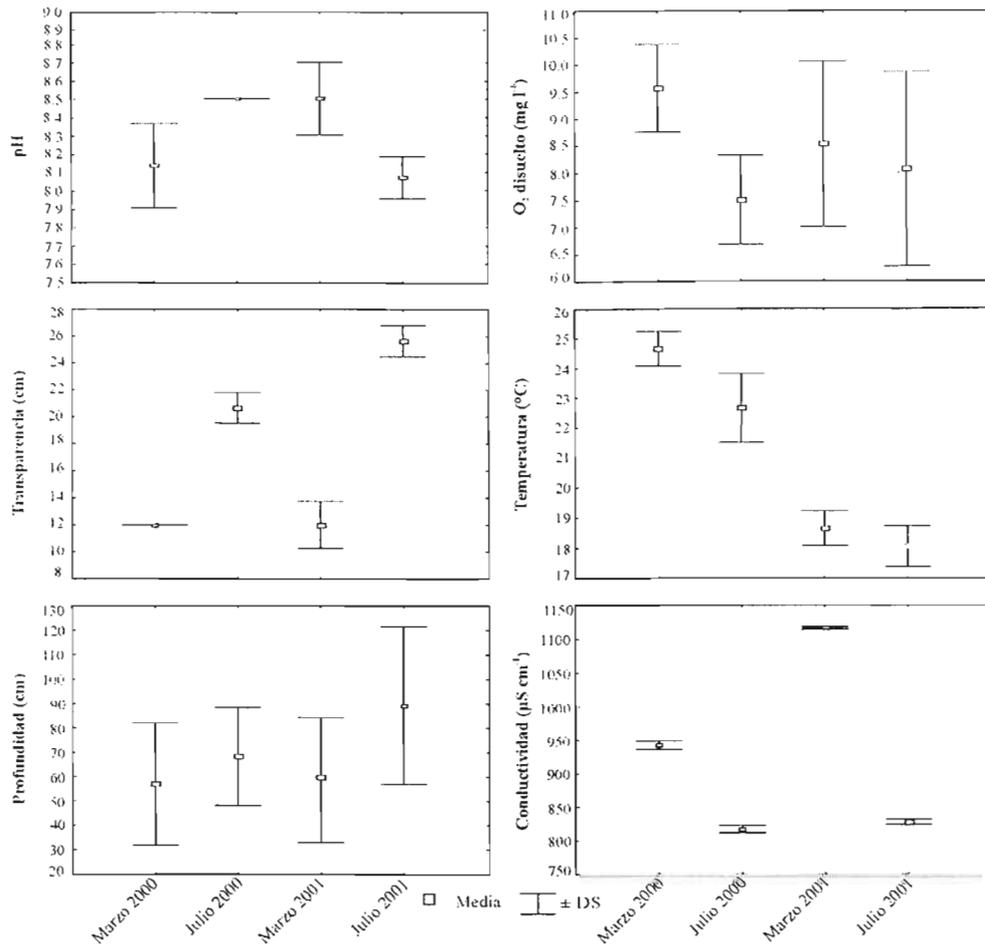


Figura 7. Variación temporal de los parámetros fisicoquímicos en la Laguna Chignahuapan (pH, transparencia, profundidad, oxígeno disuelto, temperatura y conductividad).

Tabla 2. Parámetros fisicoquímicos de la Laguna Chignahuapan

	Profundidad (cm)	Transparencia (cm)	PH	Conductividad (µS cm)	Temperatura (°C)	O <sub>2</sub> disuelto (mg l <sup>-1</sup> )	Alcalinidad Total (mg CaCO <sub>3</sub> l <sup>-1</sup> )	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	Cl <sup>-</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	Ca <sup>2+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	Mg <sup>2+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	Na <sup>+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	K <sup>+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )
	n = 3	n = 3	n = 3	n = 3	n = 3	n = 3									
MAR00	57 ± 25	12 ± 0	8.1 ± 0.2	942 ± 6	24.7 ± 0.6	14.4 ± 4.9	441	455	41	135	44	57	51	105	57
JUL00	68 ± 20	21 ± 1	8.5 ± 0.0	816 ± 6	22.7 ± 1.2	6.1 ± 2.7	182	189	16	116	18	48	35	76	40
MAR01	59 ± 26	12 ± 2	8.5 ± 0.2	1116 ± 2	18.7 ± 0.6	9.1 ± 2.5	*	*	*	*	41	*	*	*	*
JUL01	89 ± 32	26 ± 1	8.1 ± 0.1	827 ± 4	18.1 ± 0.7	8.1 ± 1.8	*	*	*	*	34	*	*	*	*

\* no se determinó

## Flora de diatomeas modernas

Se determinó un total de 70 especies de diatomeas que se incluyen en 34 géneros, de las cuales cuatro especies se ubican dentro de la clase Coscinodiscophyceae, 11 en la clase Fragilariophyceae y 55 en la clase Bacillariophyceae. En la tabla 3 se muestra la lista de especies y su abundancia relativa por época y hábitat colectado.

**Tabla 3.** Lista de especies de diatomeas modernas, abundancia relativa (%) por época y hábitat colectado.

	Marzo00			Julio00			Marzo01			Julio01		
	Bentónicas	Cyperaceae	Planctónicas									
<b>COSCINODISCOPHYCEAE</b>												
<i>Aulacoseira</i> sp.	1.4	2.5	0.5		6	1	0.9	0.7	0.3	0.9		
<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kütz.		5.3	21.1	2	0.3	0.5	1.7	0.5	1.1	6.8		7.2
<i>C. pseudostelligera</i> Hust.							0.9	0.2				
<i>Melosira varians</i> Ag.					0.3							
<b>FRAGILARIOPHYCEAE</b>												
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>mesolepta</i> (Rab.) Rab.									0.3			
<i>F. crotonensis</i> Kitton		0.2										
<i>F. vaucheriae</i> (Kütz.) Peters.	0.5	0.5			1.7	0.5	0.6	7.3	19.7	0.2		
<i>Staurosira construens</i> Ehr.	4.2	0.8	5.7	0.4	6	28.6	7.7	5.4	1.6	18.5	5.4	48.7
<i>S. construens</i> var. <i>binodis</i> (Ehr.) Ham.	0.5	0.2	0.2	0.4		1.4	0.9	0.5		0.7	0.4	
<i>S. construens</i> var. <i>venter</i> (Ehr.) Ham.	3.3		7				1.4			0.4		
<i>Staurosirella pinnata</i> (Her.) Will. & Round	4.2	1.5	17.7	7.7	7.7	15.7	17.7	4.6	4.5	3.6	7.7	6.7
<i>Pseudostaurosira brevistriata</i> (Grun.) Will. & Round		0.2	0.5		0.6		0.9			1.4		
<i>Martyana martyi</i> (Hérib.) Round						0.5						
<i>Synedra parasitica</i> (Wm. Sm.) Hust.									0.5			
<i>S. ulna</i> var. <i>ulna</i> (Nitz.) Ehr.	0.5	1.5	0.2	1.6	2.9		1.7	11.5	36.3	0.4	1.6	
<b>BACILLARIOPHYCEAE</b>												
<b>Eunotiales</b>												
<i>Eunotia eruca</i> Eher.					0.3				0.3			
<i>E. formica</i> Ehr.	0.5	0.7					0.3			0.2		
<i>E. incisa</i> Greg.								0.2	0.3			
<i>E. naegelii</i> Mingula	0.5	0.5	0.7		1.1	0.5				0.2		
<b>Cymbellales</b>												
<i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kütz.) Grun. ex Rab.	0.9	1.8	0.5		2.6	4.3	1.4	2.7	3.4	1.9	2.4	
<i>Cymbella affinis</i> Kütz.	0.5											
<i>C. mexicana</i> (Ehr.) Cleve	1.9	0.2	0.2	0.4			0.3	0.2	0.3	2.1	0.4	
<i>C. cystula</i> (Ehr.) Kirchn.	3.8	0.5	0.5	2	0.6		2.9			2.6	2	
<i>Encyonema silesiacum</i> (Bleisch in Rab.) D. G. Mann			0.2	0.8	1.1	0.5	0.6	0.5	0.3	0.9	0.8	
<i>Placoneis elginensis</i> (Greg.) E. J. Cox		0.3		0.8	0.3	1	0.9				0.8	
<i>Gomphonema acuminatum</i> Ehr.		0.7	0.2	0.4	0.3		0.3				0.4	
<i>G. gracile</i> Ehr. Emend V. H.	0.9	1.8			0.6		0.6	2.2		0.9		
<i>G. parvulum</i> (Kütz.) Kütz.	4.7	5.8	3.5	3.3	1.4	1.4	3.4	1.2	1.6	4.6	3.3	3.1
<i>G. truncatum</i> Ehr.		0.3		0.4			0.3				3.3	3.1
<b>Achnanthes</b>												
<i>Achnantheidium exiguum</i> (Grun.) Czarn.								2.2	0.3		4.9	
<i>A. hungaricum</i> Grun.	0.5	1.7		4.1	0.6		3.7	0.7	0.3	1.9	0.6	
<i>A. lanceolatum</i> Bréb. in Kütz.	0.9	0.3						1	0.5			
<i>A. lanceolatum</i> spp. <i>rostrata</i> Oastrup		0.2		0.8								
<i>A. minutissima</i> (Kütz.) Czarn.				0.8							0.8	
<i>Achnantheidium</i> sp.								2.4	1.3			

Tabla 3. Continuación	Marzo00			Julio00			Marzo01			Julio01		
	Bentónicas	Cyperaceae	Planctónicas									
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> (Ehr.) V. H.	8.5	41.5	18.2	17.1	33.5	17.6	17.7	36.1	15.5	37.7	17.1	19
<b>Naviculales</b>												
<i>Diadsmis confervacea</i> Kütz.		0.2	1.2			0.5						
<i>Luticola mutica</i> (Kütz.) D. G. Mann						1						
<i>Neidium ampliatum</i> (Her.) Kramm.			0.5									
<i>N. iridis</i> (Her.) Cleve		0.3		1.2			0.3		0.3		1.2	
<i>Fallacia pygmaea</i> (Kütz.) D. G. Mann				0.4							0.4	
<i>Sellaphora laevisissima</i> (Kütz.) D. G. Mann	0.5	1.2				0.5		0.7			0.4	
<i>S. pupula</i> (Kütz.) Meresch.	0.9	1	0.2	0.8	1.4		1.4	0.2		0.4	0.8	
<i>Caloneis limosa</i> (Kütz.) Patr.		0.2					0.3					
<i>C. silicula</i> (Ehr.) Cleve		0.5								0.2		
<i>Pinnularia acrosphaeria</i> W. Sm.		0.3	0.2	1.2				0.5				
<i>P. gibba</i> Her.	0.5	0.7	0.5				0.9	0.5			1.2	
<i>P. maior</i> (Kütz.) Rab.		0.2		0.4			0.3			0.4	0.4	
<i>P. obscura</i> Krasske				2.4	0.3		0.3	0.2				
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Cleve					0.3						0.2	
<i>Navicula capitata</i> var. <i>hungarica</i> (Grun.) Ross	1.4	1.8		2	3.4	5.2		0.7	0.8			
<i>N. cryptocephala</i> Kütz.			0.2	1.6			0.6		0.8		1.6	
<i>Nacicula</i> sp. 1		1.7	0.2	1.2							1.2	
<i>Navicula</i> sp. 2			1.2									
<i>Stauroneis phoenicenteron</i> (Nitz.) Her.		0.2										
<i>Craticula cuspidata</i> (Kütz.) D. G. Mann		0.2										
<b>Thalassiophysales</b>												
<i>Amphora copulata</i> (Kütz.) Schoem. & Arch.		0.7		7.3	2.3	1.4	0.6		1.6	0.2	7.3	1.7
<i>A. veneta</i> Kütz.	0.9	1.8	1.2	3.3	0.9		6.9	1	0.3	1.4	3.3	
<b>Bacillariales</b>												
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Her.) Grun.		0.3	0.5			1	0.6	0.2	0.3	0.4		
<i>Nitzschia acicularis</i> (Kütz.) W. Sm.			1									1.5
<i>N. amphibia</i> Grun.	51.6	13.9	5.7	17.9	14.9	11.9	13.1	9.8	3.4	3.6	17.9	8.7
<i>N. claussi</i> Hantz.								0.5				
<i>N. heufleriana</i> Grun.								0.2				
<i>N. palea</i> (Kütz.) W. Sm.		1.7	2.5	6.9	1.7	2.4	0.6	2.9	2.9		6.9	
<i>N. wuelerstorffii</i> Lange-Bertalot								0.2				
<i>Nitzschia</i> sp.			0.2									0.5
<i>Denticula elegans</i> Kütz.			0.2							0.2		
<b>Rhopalodiales</b>												
<i>Epithemia turgida</i> (Ehr.) Kütz.	4.2	3	1.7	7.3	5.2	1.4	6.3	1.5	0.8	3.4	7.3	
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll.	0.5	0.2	0.5	2.8			0.9	0.2		0.4		
<i>R. gibberula</i> (Ehr.) O. Müll.	0.5	1.3	0.5		1.7	1.4	0.6	0.2	0.5	1.7	1.7	

### Abundancia total de diatomeas

En la tabla 4 se presenta la abundancia total de diatomeas por época y hábitat colectado. La abundancia total de diatomeas para las muestras de sedimentos superficiales (hábitat bentónico) se expresa como valvas por gramo de sedimento seco ( $\text{vv g}^{-1}$  ss), para las que crecen sobre los tallos de Cyperaceae (hábitat epífita) se expresa como células por  $\text{mm}^2$  (cél.  $\text{mm}^{-2}$ ) y para las de la columna de agua (hábitat planctónico) se expresada como células por  $\text{ml}^{-1}$  (cél.  $\text{ml}^{-1}$ ).

**Tabla 4.** Abundancia total de diatomeas modernas por época y hábitat

Hábitat	Marzo 2000	Julio 2000	Marzo 2001	Julio 2001
Bentónico (sedimentos)	7.4 x10 <sup>6</sup> vv g <sup>-1</sup> ss	8.6 x10 <sup>6</sup> vv g <sup>-1</sup> ss	7.4 x10 <sup>6</sup> vv g <sup>-1</sup> ss	7.2 x10 <sup>6</sup> vv g <sup>-1</sup> ss
Epífita (Cyperaceae)	1246 céls. mm <sup>-2</sup>	721 céls. mm <sup>-2</sup>	847 céls. mm <sup>-2</sup>	618 céls. mm <sup>-2</sup>
Planctónico	664 céls. ml <sup>-1</sup>	347 céls. ml <sup>-1</sup>	628 céls. ml <sup>-1</sup>	271 céls. ml <sup>-1</sup>

### Clasificación de muestras y especies de diatomeas modernas

Si bien las unidades de abundancia total difieren entre hábitat, es posible hacer comparaciones entre abundancias relativas, para tratar de identificar grupos de diatomeas que tienden a presentarse en las mismas muestras (por lo tanto, en condiciones ecológicas similares). Para tal propósito se empleó el programa TWINSpan (Hill 1979); la serie fue formada por datos de 12 muestras que incluyen las 70 especies (Tab. 3).

Se ejecutó TWINSpan usando las opciones default, excepto para los niveles de pseudoespecies y pesos. Los niveles de lo que TWINSpan denomina como pseudoespecies fueron: 0 %, 1 %, 5 %, 10 %, 20 % y 40 %; el primer nivel, con la mitad del peso respecto de los restantes (1, 2, 2, 2, 2, 2). La salida de TWINSpan (Fig. 8) es una matriz con las especies en los renglones y las muestras en las columnas, donde la presencia y abundancia son reportadas como intervalos (en este caso de 1 a 6 que corresponden a los niveles de pseudoespecies arriba mencionados). Los números en la parte superior de la matriz refieren a los códigos de las muestras, mientras los ubicados a la derecha refieren a los códigos de las especies. En la base de la matriz, la clasificación de las muestras está dada en código binomial, la clasificación de las especies se presenta a la derecha de la matriz. La división jerárquica en que cada grupo fue dividido está representado por el número de dígitos que integran su código; por ejemplo, un grupo codificado como \*11 se formó después de la segunda división. Los grupos formados después de pocas divisiones son, en general, los más claramente definidos dentro de una serie de datos; sin embargo, TWINSpan, como un método matemático, puede continuar con las divisiones hasta el máximo nivel (sexto). Por tal razón, la interpretación de la salida de TWINSpan tiene que ser selectiva conforme a las divisiones que permitan encontrar un significado ecológico. Puede incluirse un dendrograma para dar una representación gráfica a las divisiones jerárquicas del programa (Caballero 1995).

## **Clasificación de muestras**

La salida de TWISNPAN dividió la serie de muestras en dos grupos (Fig. 8). El grupo \*1 incluye una muestra de Cyperaceae y otra del plancton (ambas de marzo de 2001). El grupo \*0, que comprende las muestras restantes, se subdividió en tres grupos: el \*01 que incluye tres muestras de Cyperaceae y dos de sedimentos superficiales (bentos); el \*001 incluye tres muestras del plancton y una del bentos, y finalmente, el \*000 incluye a una muestra del bentos. La jerarquización de las divisiones, en la serie de datos, refleja que los hábitats muestreados en la Laguna Chignahuapan no se caracterizan por una flora de diatomeas particular, es decir, no hubo una clara separación y, por tanto, tampoco un reconocimiento de hábitats (bentos, plancton y epífita) y tampoco se separan por época del año. Esto es justificable por la poca profundidad del ambiente donde las especies pueden pasar fácilmente de un hábitat al otro.

## **Clasificación de especies**

En la clasificación de especies, la primera división separó al grupo \*1 del grupo \*0. El grupo \*1 se subdividió en dos grupos: el grupo \*11 incluye especies que preferentemente se presentaron en una muestra de Cyperaceae y en otra de plancton (ambas de marzo de 2001), con abundancias relativas <5 % (Fig. 8); el grupo \*10 incluye *Gomphonema gracile*, *Cyclotella pseudostelligera*, *Synedra ulna*, *Eunotia eruca* y *Nitzschia palea*, distribuidas en el resto de las muestras con abundancia relativa <5 % (Fig. 8).

El segundo nivel de división, que corresponde al grupo \*0, mostró dos subdivisiones: grupo \*01 y grupo \*00. El grupo \*01 incluye las especies más ampliamente distribuidas en las muestras (*Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Staurosirella pinnata*, *Staurosira construens*, *Nitzschia amphibia*, *Gomphonema parvulum*, *Epithemia turgida* y *Rhoicosphenia curvata*) con abundancias relativas entre 20 y 40 %. El grupo \*00 incluye un conjunto de especies que ocurrieron una sola vez y con abundancia relativa <10 %, por lo que carecen de significado ecológico en términos de caracterización de hábitats, así como aquellas que no están presentes en la muestra de Cyperaceae y plancton de marzo del 2001 y de abundancia relativa <5 % (Fig. 8).

## **Variación temporal de las especies de diatomeas modernas**

En la figura 9 se muestra la variación temporal de las especies de diatomeas modernas (taxa con abundancia relativa >3 %).

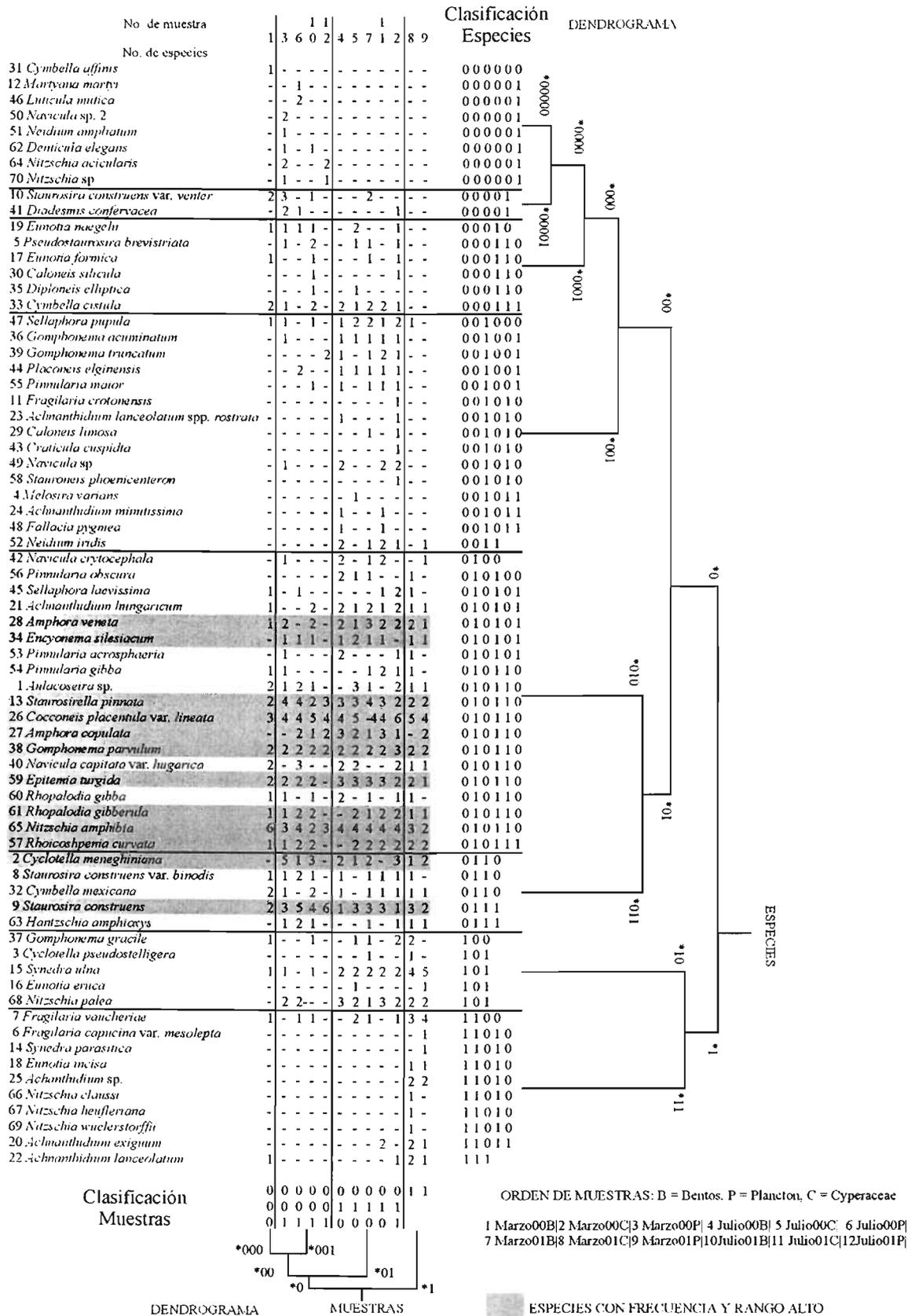
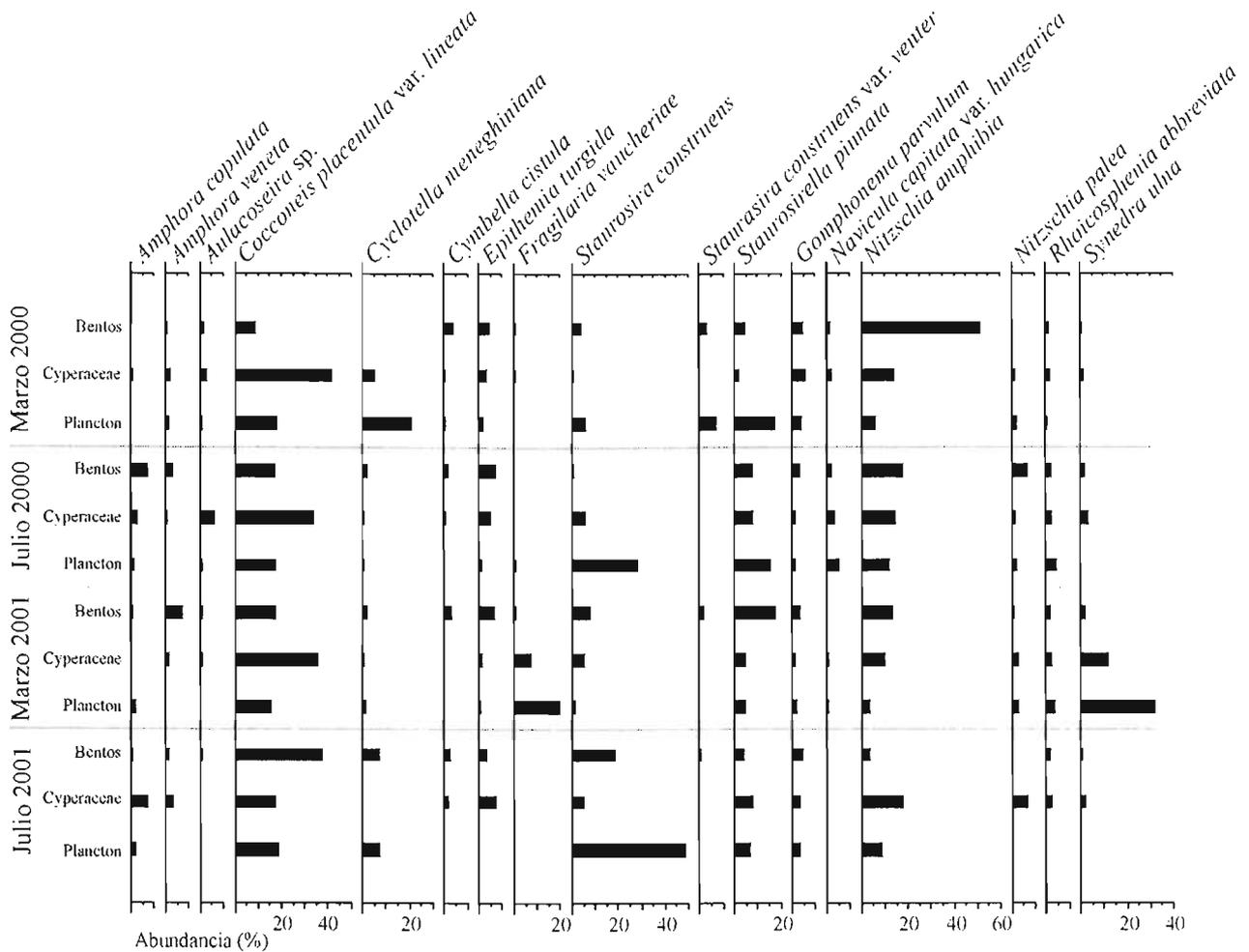


Figura 8. Salida del TWINSPLAN para el análisis de diatomeas modernas de la Laguna Chignahuapan.



**Figura 9.** Variación temporal de diatomeas modernas (taxa con abundancia relativa >3 %) en la Laguna Chignahuapan.

**4.2 - Discusión**

En época de lluvias y de secas, los valores de alcalinidad e iones principales son diferentes debido a fenómenos de dilución/concentración con valores más altos en marzo de 2000 que en Julio del mismo año. Los altos valores de alcalinidad y conductividad en marzo pudieron estar asociados con altas tasas de evaporación durante la época de secas y, en consecuencia, mayor concentración de iones. En julio, época de lluvias, se incrementa el nivel de agua, el cual diluye la concentración de iones, que a su vez provocan que disminuyan los valores de alcalinidad y conductividad eléctrica (Wetzel 2001).

Por otra parte, a pesar de las variaciones en los valores de alcalinidad entre las épocas de lluvias y de secas, es interesante hacer notar que el pH se mantuvo constante. Los valores de pH encontrados,

superiores a 8.0, coinciden con aguas con una cierta reserva alcalina como la encontrada en secas; en lluvias, aunque la alcalinidad es muy inferior, el pH se mantiene alrededor de 8.0. Esto puede explicarse porque en estas condiciones de relativa baja reserva alcalina, crecimientos fitoplácticos importantes tienden a volver el pH más alcalino para la época de lluvias y es precisamente lo que se ha reportado para las fechas de muestreo: en lluvias, la densidad algal total fue del orden de  $2.6 \times 10^5$  céls.  $\text{ml}^{-1}$ , mientras que en secas fue menor, de  $1.3 \times 10^5$  céls.  $\text{ml}^{-1}$  (Rosiles 2003).

De las 70 especies referidas en el presente trabajo, el 11.4 % han sido reportadas como ticoplanctónicas, el 45.7 % como epífitas, el 21.4 % como bentónicas y el 8.6 % como aerófilas (Patrick y Reimer 1966, 1975; Bradbury 1971, 1989; Gasse 1986; Round *et al.* 1990; Lowe 1974; Krammer y Lange-Bertalot 1986, 1988, 1991a y 1991b; Van Dam *et al.* 1994; Caballero 1995). De lo anterior resalta, por un lado, la ausencia de las formas de vida planctónica en la comunidad de diatomeas del remanente de la Laguna Chignahuapan y, por otro, el dominio de las formas de vida epífita y ticoplanctónica – consistente con las condiciones actuales someras.

Las formas de vida epífita, bentónica y ticoplanctónica, generalmente son comunes en cuerpos de agua someros, donde la escasa profundidad permite el desarrollo de vegetación, que, en ocasiones, puede extenderse por toda su superficie. Condiciones similares son encontradas actualmente en el remanente de la Laguna Chignahuapan, donde las Cyperaceae y Juncaceae predominan como la vegetación acuática enraizada y sobre éstas se establecen las comunidades epífitas y ticoplanctónicas. Además, como se mencionó con anterioridad, en ambientes poco profundos las especies pueden pasar fácilmente de un hábitat a otro, por lo que es factible encontrar formas de vida atípicas de un hábitat particular.

Por otra parte, si bien no hay patrón de comparación entre las unidades de abundancia total por hábitat, debido a la aproximación metodológica empleada en el estudio de cada uno de ellos, es posible hacer comparaciones para un mismo hábitat en las diferentes épocas trabajadas.

Por ejemplo, en el hábitat epífita, la abundancia total de diatomeas muestra concentraciones relativamente altas durante la época de secas y bajas durante la época de lluvias. Durante la época seca son abundantes y diversas las diatomeas alcalófilas, lo cual correlaciona con los altos valores de alcalinidad (o mayor reserva alcalina) y conductividad detectados en marzo. En julio, época de lluvias, con el incremento el nivel de agua y la dilución de la concentración de iones, disminuye la abundancia de diatomeas alcalífilas y se incrementan las especies indiferentes –que no llegan a ser tan diversas y abundantes como las alcalófilas, dando como resultado una ligera disminución en la abundancia total de diatomeas (Tabs. 3 y 4). Para el hábitat planctónico se tiene un comportamiento similar al epífita: durante

la época de secas son abundantes las diatomeas alcalófilas, en tanto que en lluvias, disminuye su diversidad y abundancia y se hacen más abundantes tres especies indiferentes (*Staurosira construens*, *Staurosirella pinnata* y *Synedra ulna*; Tabs. 3 y 4). En ambos casos, la abundancia total y el desarrollo de diatomeas alcalófilas o indiferentes se ve afectado por fenómenos de dilución / concentración. Cabe mencionar que la contribución de las diatomeas en la composición general del fitoplancton -para la Laguna Chignahuapan- es baja, según datos presentados por Rosiles (2003). Esta autora reporta bajas densidades de diatomeas durante muestreos mensuales comprendidos entre marzo a octubre de 2001. Por ejemplo, durante agosto -el mes con mayor abundancia de diatomeas ( $0.2 \times 10^5$  céls.  $\text{ml}^{-1}$ )- reporta  $1.4 \times 10^5$  céls.  $\text{ml}^{-1}$  de algas verde-azules y  $0.9 \times 10^5$  céls.  $\text{ml}^{-1}$  de algas verdes.

Finalmente, la abundancia total de diatomeas en los sedimentos superficiales -hábitat bentónico- no muestra variaciones bruscas en sus densidades (Tab. 4), lo cual sugiere un ritmo de acumulación más o menos constante en los sedimentos; la anterior característica, usualmente hace que los sedimentos superficiales sean considerados representativos de todas las poblaciones de un cuerpo de agua léntico. Lo anterior se basa en la suposición de que las valvas muertas de los diferentes hábitats (epífita, planctónica, bentónica), eventualmente pueden llegar a los sedimentos del fondo, y donde todas las especies presentes a través del tiempo pueden ser incluidas (Odum 1959). Sin embargo, esta aproximación tiene sus limitaciones, por lo que es importante considerar la comparación de la riqueza de especies de las muestras de sedimentos superficiales con las muestras tomadas en otros hábitats.

La salida de TWISNPAN tanto para el análisis de la serie de datos de las muestras como para las especies, no refleja una segregación y por tanto reconocimiento de hábitats particulares. Probablemente, la homogeneidad en la distribución espacial y temporal de las especies de diatomeas se relaciona con la baja profundidad de agua (57-89 cm) y los vientos dominantes en la región (4-10  $\text{watts m}^2$ ; Kebede *et al.* 1994). A pesar de no haber encontrado una flora de diatomeas particular para los hábitats trabajados, el análisis de clasificación por especies sugiere que el conjunto de diatomeas característico de la Laguna Chignahuapan actualmente está conformado por *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Staurosirella pinnata*, *Nitzschia amphibia*, *Gomphonema parvulum*, *Epithemia turgida* y *Rhoicosphenia curvata*.

Si bien, el análisis de clasificación no mostró la formación de grupos de diatomeas particulares por hábitat, al observar la variación temporal de la abundancia relativa por especie (>3 %), se aprecian algunas tendencias relacionadas con la época seca y lluviosa (Fig. 9). Por ejemplo, *Cocconeis placentula* var. *lineata* se presenta en los tres hábitats analizados, sin embargo, sus proporciones son más altas en las muestras de Cyperaceae, lo que indica una cierta preferencia por el hábitat epífita de la zona de litoral.

Por otra parte, *Staurosira construens* exhibe abundancias altas en las muestras del plánton, durante los meses lluviosos, lo que indica su preferencia por condiciones de aguas más abiertas. En contraste, *Fragilaria vaucheriae* y *Synedra ulna* presentan proporciones altas en las muestras de plancton de marzo de 2001 (Fig. 10), ambas especies han sido reportadas como epífitas (Patrick y Reimer 1975; Gasse 1986; Van Dam *et al.* 1994); sin embargo, se tienen datos de que *F. vaucheriae* tiene buen desarrollo en lagos someros, en tanto que *S. ulna* suele encontrarse en muestras de plánton (Gasse 1986), por lo que no es improbable su incorporación a este tipo de hábitat.

### 4.3 – Conclusiones

El pH mostró una constancia en sus valores, a pesar de las variaciones en alcalinidad, debido al desarrollo de importantes crecimientos fitoplántonicos durante la época de lluvias, es decir, la alta actividad biológica del fitoplancton (fotosíntesis) tendieron a volver el pH más alcalino.

La flora de diatomeas modernas de la Laguna Chignahuapan no exhibe una distribución preferencial por un hábitat particular; sin embargo, el conjunto de especies del grupo \*01 -integrado principalmente por *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Staurosira construens*, *Nitzschia amphibia*, *Staurosirella pinnata*- caracterizan a la Laguna Chignahuapan como un cuerpo de agua dulce somero (57 a 90 cm de profundidad) y alcalino (pH de 8.1 a 8.5).

La variación de la alcalinidad y conductividad, así como la constancia en la distribución estacional de las especies características de la Laguna Chignahuapan, se relacionó con las variaciones en el nivel de agua, dadas por los periodos de secas y lluvias, esperables en cuerpos de agua someros. Krebs (1985) y Moss (1998) señalan que la precipitación pluvial es determinante en muchas áreas de clima tropical, donde las temporadas de secas y lluvias ejercen efectos importantes en las características de la comunidad. Así, *Cocconeis placentula* var. *lineata* y *Nitzschia amphibia* fueron más abundantes en condiciones de bajo nivel de agua, alta conductividad y alcalinidad. Por otro lado, *Staurosira construens* var. *construens* y *Staurosirella pinnata* lo fueron durante la época de lluvias, lo que sugiere que estas especies prefieren condiciones de agua un poco más profunda y diluida, dados los bajos valores de conductividad y alcalinidad registrados durante la estación lluviosa.

El anterior conjunto de diatomeas, en términos ecológicos y paleolimnológicos, funciona como análogo moderno en la reconstrucción de las variaciones de los niveles de agua. Particularmente, en este trabajo hay una similitud en composición específica y de abundancia relativa con los grupos ecológico de diatomeas fósiles dos y cuatro (ver Tab. 7 en el capítulo cinco).

## CAPÍTULO 5 - Diatomeas fósiles de las Lagunas Chignahuapan y Lerma

En esta parte del trabajo, se presentan los resultados de los análisis realizados en los siete pozos excavados en la Cuenca del Alto Lerma, Estado de México.

### 5.1 – Resultados

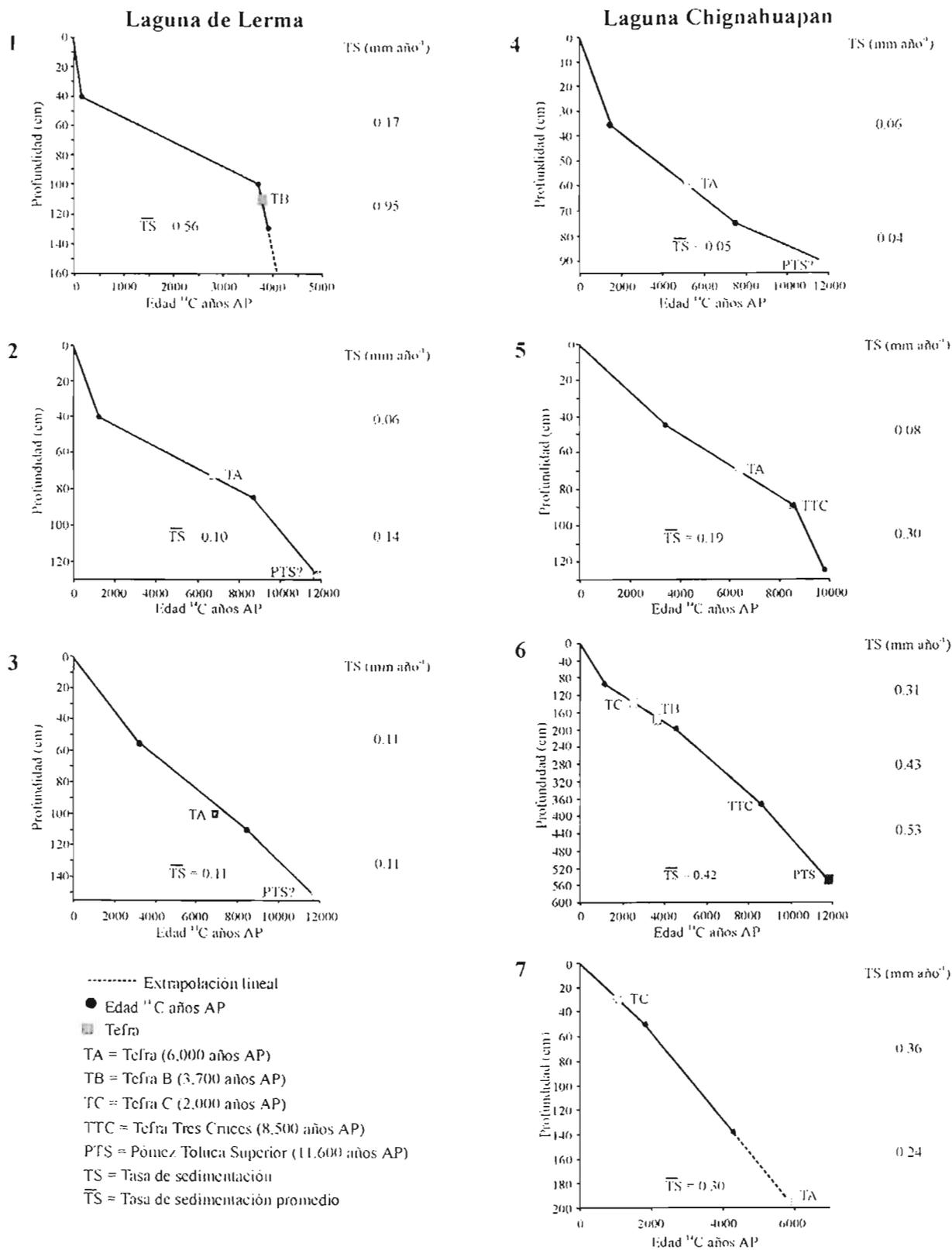
#### Cronología

Se obtuvieron 19 fechas de radiocarbono procedentes de los siete pozos (Tab. 5). Las edades se calibraron con el programa Calib4.3 (Stuiver y Reimer 1993, 2000). En la figura 10 se observan las gráficas de los fechamientos. Se considera la edad moderna para los sedimentos superficiales (punto cero). Con la interpolación entre los niveles fechados se calcularon edades aproximadas para los eventos detectados en cada secuencia y la tasa de sedimentación entre horizontes sedimentarios. Algunas secuencias incluyeron edades extrapoladas.

**Tabla 5.** Fechas de  $^{14}\text{C}$  para las secuencias del Alto Lerma

Pozo	Código de laboratorio	Profundidad (cm)	Edad $^{14}\text{C}$ años AP	Edad calibrada (años calendario)
CIE	BETA-119481	35-40	130 ± 60*	1795-1952 dC
CIE	BETA-119482	95-100	3700 ± 40	2200-2007 aC
CIE	BETA-119483	125-130	3910 ± 50	2496-2274 aC
CHA	BETA-119476	35-40	1210 ± 40	758-897 dC
CHA	BETA-119477	80-85	8690 ± 40	7828-7597 aC
SPT	BETA-119478	50-55	3220 ± 50	1618-1403 aC
SPT	BETA-119479	110-115	8520 ± 50	7603-7517 aC
BAÑ	INAH1375-3	30-35	1397 ± 33	600-687 dC
BAÑ	INAH1375-4	70-75	7498 ± 121	6531-6156 aC
ESC	INAH1375-8	40-45	3408 ± 104	1958-1489 aC
ESC	INAH1375-9	85-90	8588 ± 117	7970-7449 aC
ESC	INAH1375-10	128-130	9788 ± 146	9745-8739 aC
STA	A-9701*	90-95	1200 + 195/-190	655-1020 dC
STA	A-9702*	376-378	8630 ± 80	7750-7580 aC
STA	A-9703*	459-5519	9950 ± 110	14060-13800aC
STA	NSRL-12051*	195-200	4560 ± 45	3495-3098 aC
STA	NSRL-10408	549-551	11850 ± 110	7750-7580 aC
MUS	INAH1375-18	43.5-48.5	1849 ± 102	46 aC-414 dC
MUS	INAH1375-19	134.5-139.5	4309 ± 102	3135-2657 aC

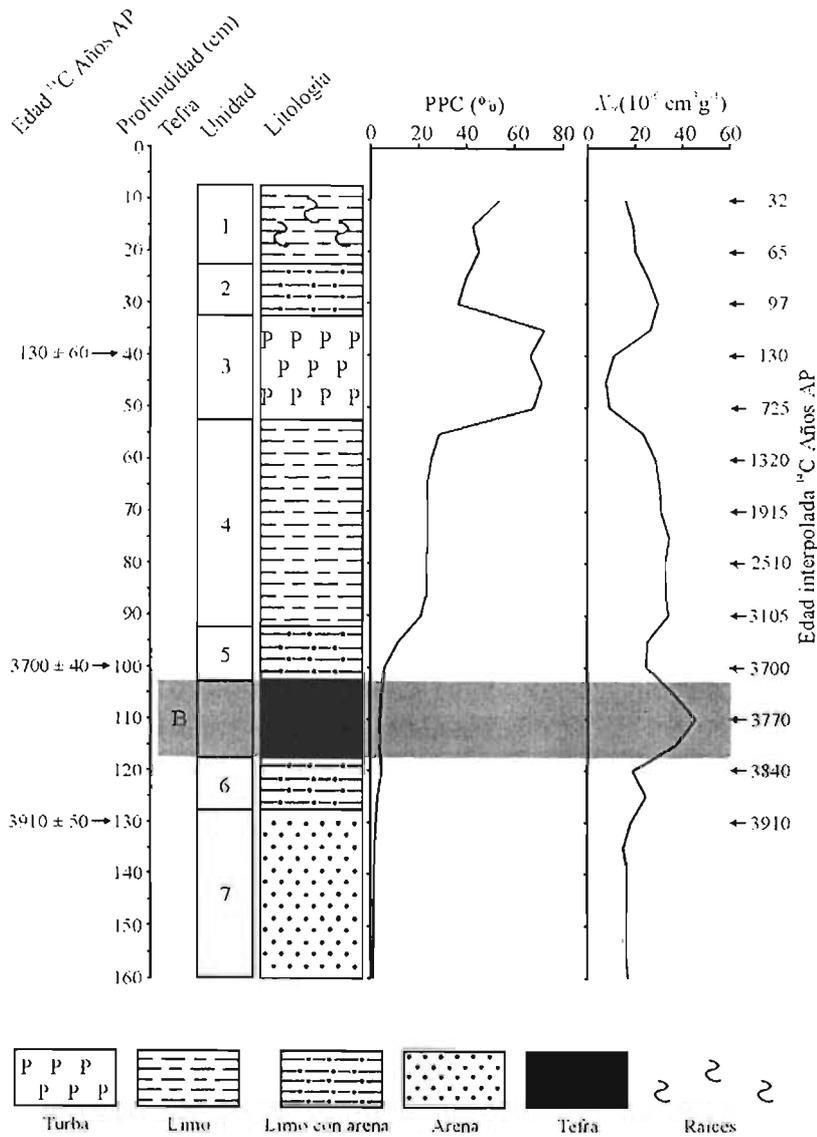
\*AMS  $^{14}\text{C}$ . CIE = La Ciénaga, CHA = Chapultepec, SPT = San Pedro Tlaltizapán, BAÑ = El Bañito, ESC = Éjido de Santa Cruz, STA = Santa Cruz Atizapán y MUS = La Musaraña.



**Figura 10.** Fechamientos realizados por <sup>14</sup>C, en función de su profundidad. Tasa de sedimentación: 1. La Ciénaga, 2. Chapultepec, 3. San Pedro Tlaltizapán, 4. El Bañito, 5. Éjido de Santa Cruz, 6. Santa Cruz Atizapán, 7. La Musaraña.

## Estratigrafía, Contenido de materia orgánica (PPC) y susceptibilidad magnética ( $X_{if}$ )

1. La Ciénaga. Este pozo presentó siete unidades estratigráficas y una tefra (Fig. 11):



**Unidad 1** (10-25 cm). Limo con raíces, PPC de 42.6-53.7 % y  $X_{if}$  de  $16.1-20.2 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 2** (25-35 cm). Limo con arena, PPC de 36.6-39.9 % y  $X_{if}$  de  $25.7-29.8 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 3** (35-55 cm). Turba, PPC de 66.5-72.3 % y  $X_{if}$  de  $7.8-26.6 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ . El intervalo que va de 35-40 cm fue fechado en  $130 \pm 60$  años AP.

**Unidad 4** (55-95 cm). Limo, PPC de 21.1-28.7 % y  $X_{if}$  de  $23.5-34.6 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 5** (95-105 cm). Limo con arena, fechado en  $3,700 \pm 40$  años AP, PPC de 5.9-11.6 % y  $X_{if}$  de  $24.9-25.4 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

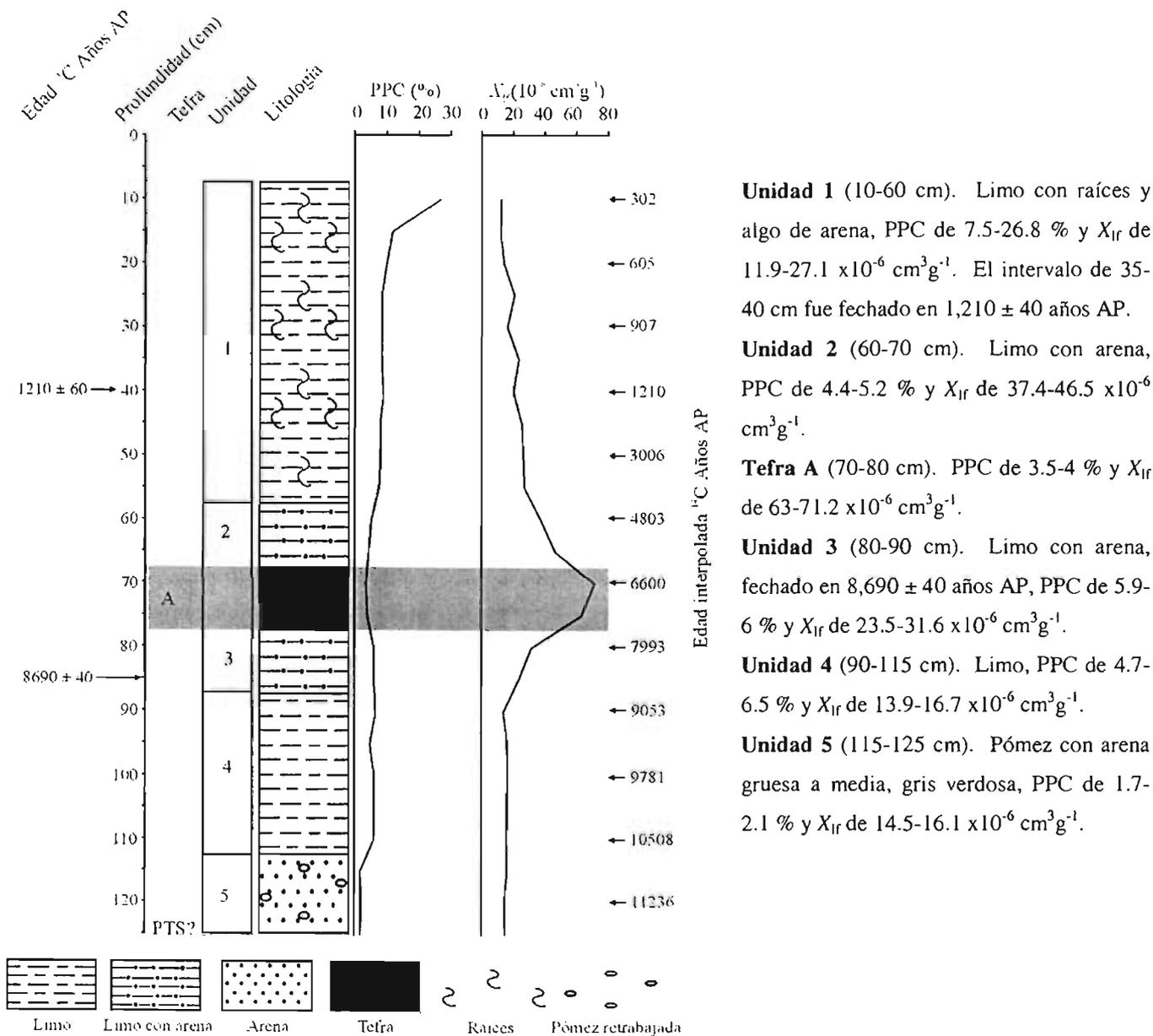
**Tefra B** (105-120 cm). PPC de 4.0-4.6 % y  $X_{if}$  de  $35.9-45.5 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 6** (120-130 cm): Limo con arena, PPC de 2.9-4.7 % y  $X_{if}$  de  $19.1-24.8 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 7** (130-160 cm). Arena, PPC de 1.1-1.8 % y  $X_{if}$  de  $15.2-18.4 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ . El intervalo que va de 125-130 cm fue fechado en  $3,910 \pm 50$  AP.

Figura 11. La Ciénaga: estratigrafía, pérdida por calcinación (PPC) y susceptibilidad magnética ( $X_{if}$ ).

2. Chapultepec. Este pozo contó con cinco unidades estratigráficas y una tefra (Fig. 12):



**Unidad 1** (10-60 cm). Limo con raíces y algo de arena, PPC de 7.5-26.8 % y  $X_{lf}$  de  $11.9-27.1 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ . El intervalo de 35-40 cm fue fechado en  $1,210 \pm 40$  años AP.

**Unidad 2** (60-70 cm). Limo con arena, PPC de 4.4-5.2 % y  $X_{lf}$  de  $37.4-46.5 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Tefra A** (70-80 cm). PPC de 3.5-4 % y  $X_{lf}$  de  $63-71.2 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

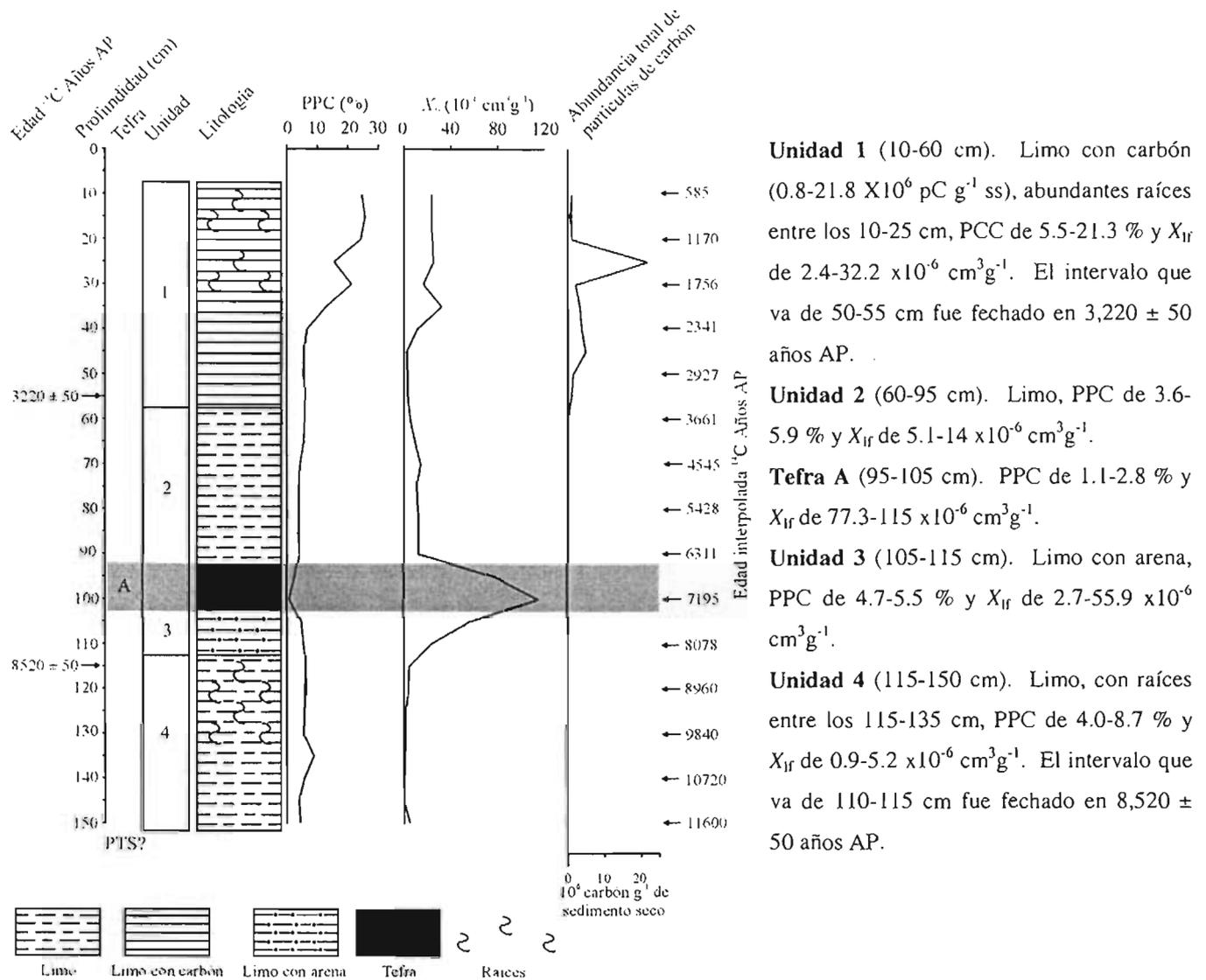
**Unidad 3** (80-90 cm). Limo con arena, fechado en  $8,690 \pm 40$  años AP, PPC de 5.9-6 % y  $X_{lf}$  de  $23.5-31.6 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 4** (90-115 cm). Limo, PPC de 4.7-6.5 % y  $X_{lf}$  de  $13.9-16.7 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 5** (115-125 cm). Pómez con arena gruesa a media, gris verdosa, PPC de 1.7-2.1 % y  $X_{lf}$  de  $14.5-16.1 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

Figura 12. Chapultepec: estratigrafía, pérdida por calcinación (PPC) y susceptibilidad magnética ( $X_{lf}$ ).

**3. San Pedro Tlaltizapán.** Este pozo mostró cuatro unidades estratigráficas y una Tefra (Fig. 13):



**Figura 13.** San Pedro Tlaltizapán: estratigrafía, pérdida por calcinación (PPC), susceptibilidad magnética ( $X_{ir}$ ) y abundancia total de partículas de carbón.

## Laguna Chignahuapan

4. **El Bañito.** Este pozo presentó cuatro unidades estratigráficas y dos tefras (Fig. 14):

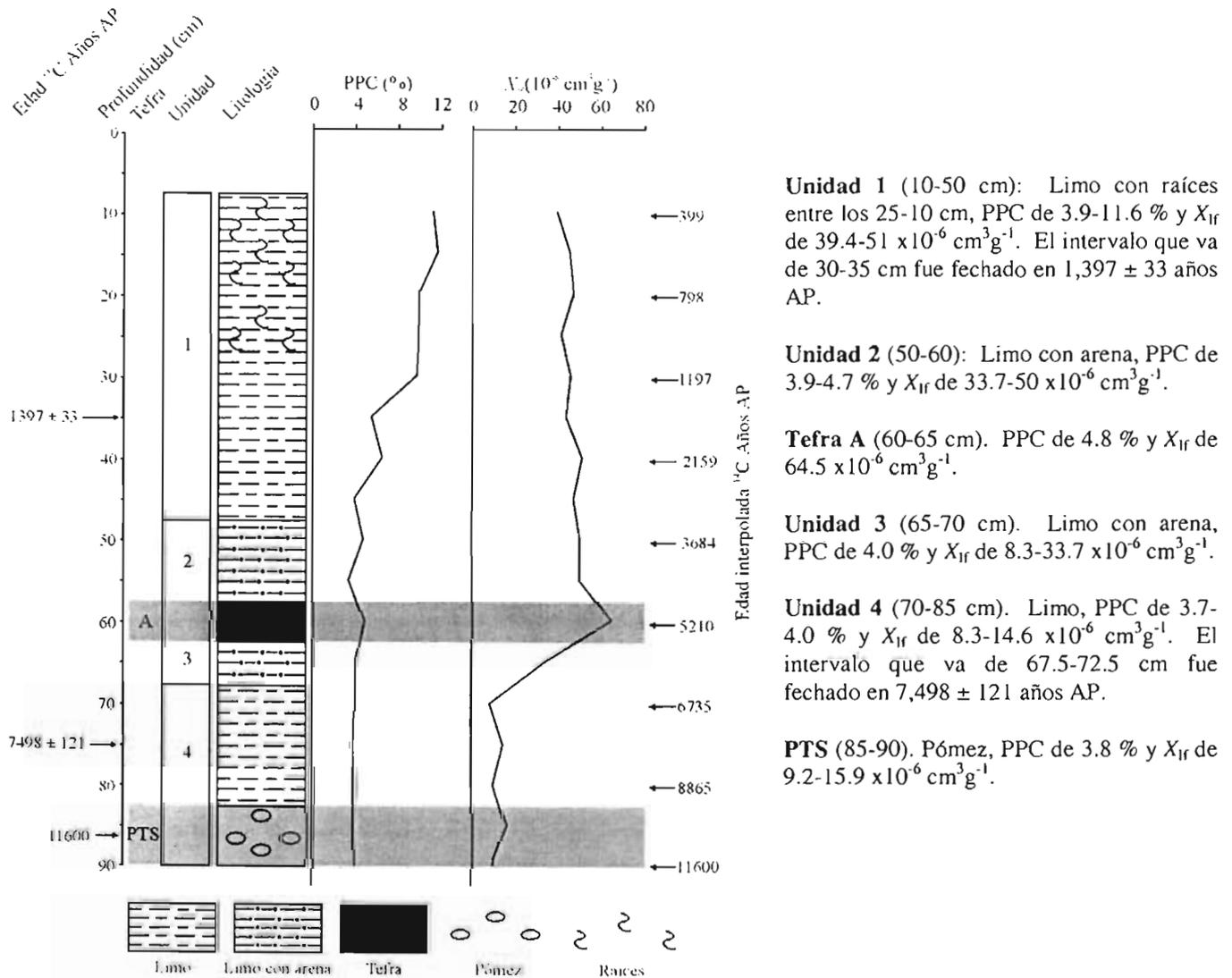
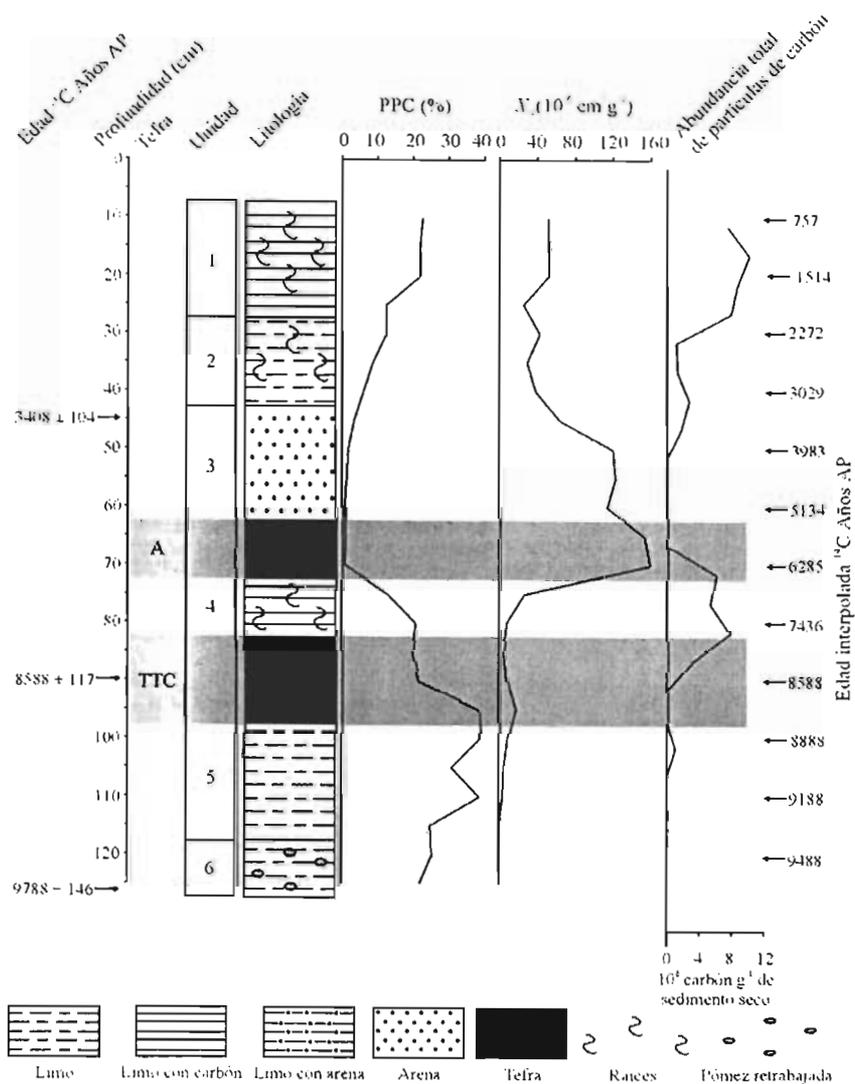


Figura 14. El Bañito: estratigrafía, pérdida por calcinación (PPC) y susceptibilidad magnética ( $X_{lf}$ ).

5. Éjido de Santa Cruz. Este pozo contó con seis unidades estratigráficas y dos tefras (Fig. 15):



**Unidad 1** (10-30 cm). Limo con carbón ( $7.4-10 \times 10^6$  pC g<sup>-1</sup> ss), raíces, PPC de 12.5-22.7 % y  $X_{ir}$  de  $25.4-52.9 \times 10^6$  cm<sup>3</sup>g<sup>-1</sup>.

**Unidad 2** (30-45 cm). Limo, PPC de 6.1-12.5 %,  $X_{ir}$  de  $29.2-42.7 \times 10^6$  cm<sup>3</sup>g<sup>-1</sup> y de  $1.1-2.7 \times 10^6$  pC g<sup>-1</sup> ss.

**Unidad 3** (45-65 cm). Arena con ceniza vítrea, PPC de 0.8-3.5 % y  $X_{ir}$  de  $63.9-129.7 \times 10^6$  cm<sup>3</sup>g<sup>-1</sup>. El intervalo que va de 40-45 cm fue fechado en  $3,408 \pm 104$  años AP.

**Tefra A** (65-75 cm). PPC de 0.6-0.9 %,  $X_{ir}$  de  $159.4-153.6 \times 10^6$  cm<sup>3</sup>g<sup>-1</sup> y fragmentos de carbón (hasta  $5.9 \times 10^6$  pC g<sup>-1</sup> ss).

**Unidad 4** (75-85 cm). Limo con carbón ( $5.3-7.7 \times 10^6$  pC g<sup>-1</sup> ss), algo de ceniza volcánica, PPC de 13-20.8 % y  $X_{ir}$  de  $7.9-26.9 \times 10^6$  cm<sup>3</sup>g<sup>-1</sup>.

**TTC** (85-100 cm). PPC de 19.9-38.6 % y  $X_{ir}$  de  $5.0-16.8 \times 10^6$  cm<sup>3</sup>g<sup>-1</sup>. El intervalo que va de 90-95 cm fue fechado en  $8,588 \pm 117$  años AP.

**Unidad 5** (100-120 cm). Limo, PPC de 24.9-39.5 % y  $X_{ir}$  de  $0.45-9.3 \times 10^6$  cm<sup>3</sup>g<sup>-1</sup>.

**Unidad 6** (120-125 cm). Limo con pómez, PPC de 22.0 % y  $X_{ir}$  de  $0.4 \times 10^6$  cm<sup>3</sup>g<sup>-1</sup>. El intervalo que va de 128-130 cm fue fechado en  $9,788 \pm 146$  años AP.

**Figura 15.** Éjido de Santa Cruz: estratigrafía, pérdida por calcinación (PPC), susceptibilidad magnética ( $X_{ir}$ ), abundancia total de partículas de carbón.

6. Santa Cruz Atizapán. Este pozo presentó once unidades estratigráficas y cuatro tefras (Fig. 16):

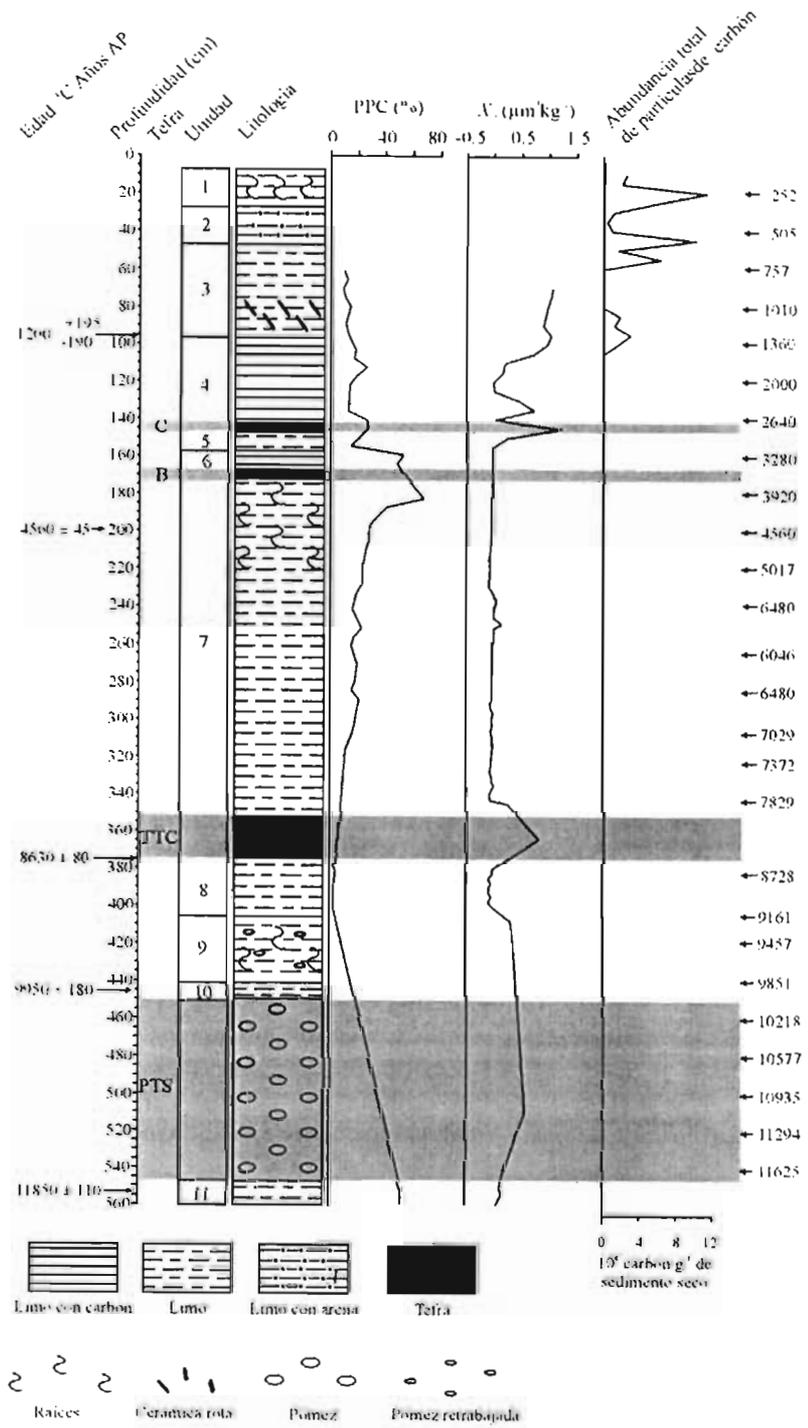


Figura 16. Santa Cruz Atizapán: estratigrafía, pérdida por calcinación (PPC), susceptibilidad magnética ( $X_{if}$ ) y abundancia total de partículas de carbón.

**Unidad 1** (10-30 cm). Limo con carbón ( $3.8-16.9 \times 10^6 \text{ pC g}^{-1} \text{ ss}$ ) y raíces.

**Unidad 2** (30-50 cm). Limo con arena y de  $0.6-15.2 \times 10^6 \text{ pC g}^{-1} \text{ ss}$ .

**Unidad 3** (50-100 cm). Limo, PPC de 9.0-14.2 % y  $X_{if}$  de  $0.8-1.05 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . Entre los 75-95 cm, contiene restos vegetales, cerámica rota y fragmentos de carbón ( $1.7-4.4 \times 10^6 \text{ pC g}^{-1} \text{ ss}$ ). El intervalo que va de los 90-95 cm fue fechado en  $1,200 +195/-190$  años AP.

**Unidad 4** (100-144 cm). Limo con carbón ( $2.3 \times 10^6 \text{ pC g}^{-1} \text{ ss}$ ), PPC de 4.9-26.2 % y  $X_{if}$  de  $-0.1$  a  $0.95 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

**Tefra C** (144-150 cm). PPC de 26.4 % y  $X_{if}$  de  $1.21 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

**Unidad 5** (150-160 cm). Limo, PPC de 5.8-27.1 % y  $X_{if}$  de  $-0.03$  a  $0.22 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

**Unidad 6** (160-169 cm). Limo con carbón, PPC de 7.4-53.1 % y  $X_{if}$  de  $-0.02 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

**Tefra B** (169-175 cm). PPC de 48.5 % y  $X_{if}$  de  $-0.04 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

**Unidad 7** (175-352 cm). Limo, PPC de 11.0-79.0 % y  $X_{if}$  de  $-0.08$  a  $0.12 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . El intervalo que va de 195-200 cm fue fechado en  $4,600 \pm 45$  años AP.

**TTC** (352-375 cm). Con una edad de  $8,630 \pm 80$  años AP, PPC de 6.1 % y  $X_{if}$  de  $0.8 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

**Unidad 8** (375-405 cm): Limo, PPC de 2.7-6.1 % y  $X_{if}$  de  $-0.09$  a  $0.16 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

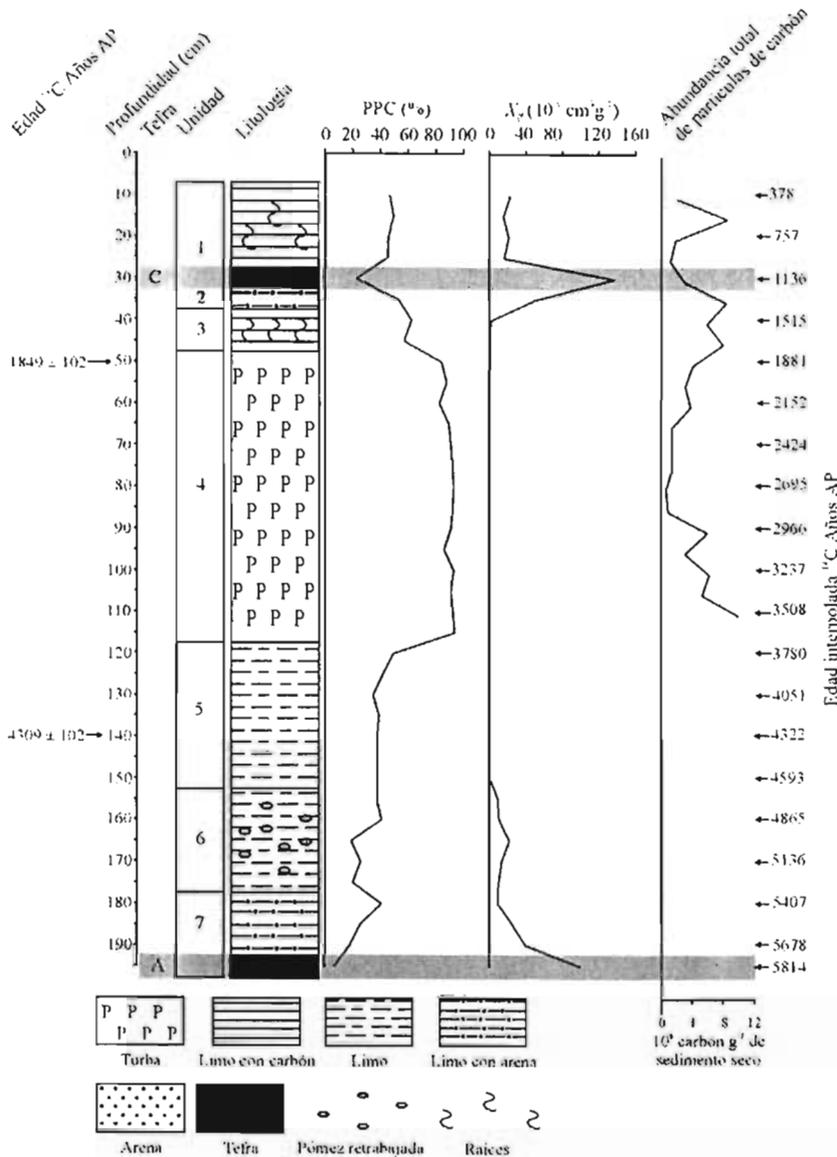
**Unidad 9** (405-440 cm). Limo con raíces y pómez retrabajada. PPC de 2.5-5.9 % y  $X_{if}$  de  $-0.005$  a  $0.11 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

**Unidad 10** (440-451 cm). Limo, PPC de 5.9-6.0 % y  $X_{if}$  de  $-0.07$  a  $0.03 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . El intervalo que va de 442-445 cm fue fechado en  $9,950 \pm 180$  años AP.

**PTS** (451-547 cm). Pómez, PPC de 6 % y  $X_{if}$  de  $-0.007$  a  $0.24 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

**Unidad 11** (547-560 cm). Limo, PPC de 51.8 % y  $X_{if}$  de  $-0.18$  a  $-0.15 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . El intervalo que va de 549-551 cm fue fechado en  $11,850 \pm 110$  años AP.

**7. La Musaraña.** Este pozo contó con siete unidades estratigráficas y dos tefras (Fig. 17):



**Unidad 1** (10-30 cm). Limo con carbón ( $1.1\text{-}8.6 \times 10^6 \text{ pC g}^{-1} \text{ ss}$ ), PPC de 45.3-49.4 % y  $X_{if}$  de  $15.5\text{-}22.8 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Tefra C** (30-35 cm). PPC de 22.7% y  $X_{if}$  de  $137.2 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 2** (35-40 cm). Limo con arena, PPC de 52.7 % y  $X_{if}$  de  $50.8 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 3** (40-50 cm). Limo con carbón ( $5.9\text{-}8.0 \times 10^6 \text{ pC g}^{-1} \text{ ss}$ ), PPC de 57-62.3 % y  $X_{if}$  de  $0.8\text{-}2.3 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ . El intervalo que va de 43.5-48.5 cm fue fechado en  $1,849 \pm 102$  años AP.

**Unidad 4** (50-120 cm). Turba, PPC de 57.0-93.2 %,  $X_{if}$  de  $0.4\text{-}1.9 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$  y de  $0.6\text{-}9.9 \times 10^6 \text{ pC g}^{-1} \text{ ss}$ .

**Unidad 5** (120-155 cm). Limo, PPC de 34.7-49.3 % y  $X_{if}$  de  $1.0 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ . El intervalo que va de 134.5-139.5 cm fue fechado en  $4,309 \pm 102$  años AP.

**Unidad 6** (155-180). Limo con pómez retrabajada, PPC de 18.7-40.7 % y  $X_{if}$  de  $10.4\text{-}21.7 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Unidad 7** (180-190 cm). Limo con arena y algo de ceniza volcánica, PPC de 17.6-40.7 % y  $X_{if}$  de  $9.3\text{-}39.5 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Tefra A** (190-195 cm). PPC de 7.0-17.6 % y  $X_{if}$  de  $39.5\text{-}99.5 \times 10^6 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ .

**Figura 17.** La Musaraña: estratigrafía, pérdida por calcinación (PPC), susceptibilidad magnética ( $X_{if}$ ), abundancia total de partículas de carbón.

## Tefras

Como se refirió antes, esta zona es volcánicamente activa y por ello hay un gran número de volcanes, siendo el más importante el Nevado de Toluca. La Pómez Toluca Superior (PTS) es el principal marcador estratigráfico de la región, pero sólo se alcanzó en dos pozos (El Bañito, 90-85 cm y Santa Cruz Atizapán, 51-547 cm; Fig. 18). En la base del pozo Chapultepec aparece una arena con pómez retrabajada y muy probablemente debajo de este horizonte se encuentre el depósito de la PTS; en San Pedro Tlaltizapán, por debajo de los 150 cm y hasta los 185 cm, se cuenta con el depósito de la PTS (Flores 2002). La PTS ha sido reportada en secuencias lacustres del Alto Lerma por Metcalfe *et al.* (1991), Newton y Metcalfe (1999) y Caballero *et al.* (2001). Según Bloomfield y Valastro (1977), la PTS tiene una edad de *ca.* 11,600 años AP; sin embargo, Arce *et al.* (2003) consideran que *ca.* 10,500 años AP es una edad más adecuada. En el presente trabajo se considera la de edad de 11,600 años AP.

La Tefra Tres Cruces (TTC, *ca.* 8,500 años AP, Blomfield 1975) es una arena fina, color negro, identificada en los pozos Éjido de Santa Cruz y Santa Cruz Atizapán (95-85 y 375-352 cm, fechada a  $8,588 \pm 117$  y  $8,630 \pm 80$  años AP, respectivamente; Fig. 18). También ha sido reportada en secuencias de sedimentos lacustres por Metcalfe *et al.* (1991), Newton y Metcalfe (1999) y Caballero *et al.* (2001).

Por arriba de la TTC se presentaron tres tefras. La primera, denominada Tefra A, se presentó en los pozos Chapultepec (75-70 cm), San Pedro Tlaltizapán (100-95 cm), El Bañito (60-65 cm), Éjido de Santa Cruz (70-65 cm) y La Musaraña (195-190 cm), como una ceniza gris amarillenta a gris oscura, de 5 a 10 cm de espesor, con una edad de *ca.* 6,000 años AP (Fig. 18). La segunda, nombrada Tefra B, se presentó como una ceniza negra en los pozos La Ciénaga (115-105 cm, con una edad de  $3,700 \pm 40$  años AP) y Santa Cruz Atizapán (170-169 cm, con una edad de *ca.* 3,600 años AP). Se considera una de edad de *ca.* 3,700 años AP para esta ceniza (Fig. 18). La tercera tefra, denominada Tefra C, se presentó como una capa de ceniza negra en los pozos Santa Cruz Atizapán (145-144 cm) y La Musaraña (35-30 cm, por arriba de la cima de una turba fechada a  $1,849 \pm 102$  años AP; Fig. 18). Se estima una edad aproximada de *ca.* 2,000 años AP para esta tefra.



## Flora de diatomeas fósiles

Se determinaron 116 especies de diatomeas, que se incluyen en 44 géneros. El número de especies por pozo fue el siguiente: 84 en La Ciénaga, 87 en Chapultepec, 87 en San Pedro Tlaltizapán, 79 en El Bañito, 74 en Santa Cruz Atizapán, 68 en Éjido de Santa Cruz y 64 en La Musaraña. En la tabla 6 se muestra la lista de especies y su distribución en cada uno de los pozos.

**Tabla 6.** Lista de especies y su distribución en los pozos de la Cuenca del Alto Lerma

Forma de vida	Intervalo de pH		La Ciénaga	Chapultepec	San Pedro Tlaltizapán	El Bañito	Santa Cruz Atizapán	Éjido de Santa Cruz	La Musaraña
		<b>BACILLARIOPHYTA</b>							
		<b>COSCIDISCOPHYCEAE</b>							
		<b>THALASSIOSIRALES</b>							
		<b>Stephanodiscaceae</b>							
T	Af	<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kütz.	x	x	x	x	x	x	x
T	I	<i>C. pseudostelligera</i> Hust.	x	x					x
P	I	<i>Stephanodiscus niagarae</i> Ehr.				x	x		x
P	Ab	<i>S. parvus</i> Stoerm. & Håk.	x	x	x	x			x
		<b>MELOSIRALES</b>							
		<b>Melosiraceae</b>							
E	Af	<i>Melosira varians</i> Ag.	x	x	x		x	x	
		<b>AULACOSEIRALES</b>							
		<b>Aulacoseiraceae</b>							
P	I	<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehr.) Simons.	x	x		x		x	x
B		<i>Aulacoseira</i> sp.	x	x	x	x	x	x	x
		<b>FRAGILARIOPHYCEAE</b>							
		<b>FRAGILARIALES</b>							
		<b>Fragilariaceae</b>							
E	I	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>mesolepta</i> (Rab.) Rab.	x		x	x		x	x
T	Af	<i>F. crotonensis</i> Kitton	x	x	x	x	x	x	
E	Af	<i>F. vaucheriae</i> (Kütz.) Petres.	x	x	x	x	x	x	
P		<i>F. nitzschiodes</i> Gruno. in V H				x			x
T	I	<i>Staurosira construens</i> Ehr.	x	x	x	x	x	x	x
T	I	<i>S. construens</i> var. <i>binodis</i> (Her.) Ham.		x	x	x	x	x	x
T	I	<i>S. construens</i> f. <i>subsalina</i> (Hust.) Hust.	x	x	x	x		x	x
T	I	<i>S. construens</i> f. <i>venter</i> (Ehr.) Hust.				x	x	x	x
T	I	<i>Staurosirella pinnata</i> (Ehr.) Will. & Round	x	x	x	x	x	x	x
T	I	<i>Pseudostaurosira brevistriata</i> (Grun.) Will. & Round	x	x	x	x	x	x	x
A	Af	<i>Martyana martyi</i> (Hérib.) Round				x			
E	Af	<i>Meridium constrictum</i> Ralfs					x		
E	Af	<i>Synedra parasitica</i> (W. Sm.) Hust.	x	x	x		x		
E	I	<i>S. ulna</i> (Nitz.) Ehr.	x	x	x	x	x	x	x

Tabla 6. Continuación

Forma de vida	Intervalo de pH		La Ciénaga	Chapultepec	San Pedro Tlatizapán	El Bañito	Santa Cruz Atizapán	Éjido de Santa Cruz	La Musaraña
<b>BACILLARIOPHYCEAE</b>									
<b>EUNOTIALES</b>									
<b>Eunotiaceae</b>									
E	Ac	<i>Eunotia</i> cf. <i>camelus</i> Ehr.	x	x	x	x	x	x	x
E	Ac	<i>E. camelus</i> var. <i>denticulata</i> Grun.	x	x	x	x		x	
E	Ac	<i>E. eruca</i> Ehr.	x	x	x	x	x	x	x
E	I	<i>E. formica</i> Ehr.	x	x	x	x	x	x	x
E	Ac	<i>E. incisa</i> Greg.	x	x	x		x	x	
E	Ac	<i>E. naegelii</i> Mingula	x	x	x	x	x	x	x
<b>MASTOGLOIALES</b>									
<b>Mastogloiaceae</b>									
A	Af	<i>Mastogloia smithii</i> var. <i>lacustris</i> Grun.			x				x
<b>CYMBELLALES</b>									
<b>Rhoicospheniaceae</b>									
E	Af	<i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kütz.) Grun. ex Rab.	x	x	x	x	x	x	x
<b>Anomoeoneidaceae</b>									
B	Ab	<i>Anomoeoneis costata</i> (Kütz.) Hust.							
B	Ab	<i>Anomoeoneis sphaerophora</i> (Ehr.) Pfitz.	x	x	x	x	x		x
B	Af	<i>A. sphaerophora</i> var. <i>sculpta</i> O. Müll.							
<b>Cymbellaceae</b>									
A	Af	<i>Cymbella aspera</i> (Ehr.) Perag.	x	x	x	x	x	x	x
A	Af	<i>C. cistula</i> (Ehr.) Kirchn.	x	x	x	x	x		x
E	Af	<i>C. mexicana</i> (Ehr.) Cleve	x	x	x	x	x		x
E	I	<i>C. naviculiformis</i> Auerw.	x		x				
E	I	<i>Encyonema silesiacum</i> (Bleisch in Rab.) D. G. Mann	x	x	x	x	x	x	x
		<i>Encyonema triangulum</i> (Ehr.) Kütz.			x				
B	Af	<i>Placoneis clementis</i> (Grun.) E. J. Cox			x		x		
E	Af	<i>P. elginensis</i> (Greg.) E. J. Cox	x	x	x	x	x	x	x
E	Af	<i>P. elginensis</i> var. <i>cuneata</i> (M. Moller ex Foged) E. J. Cox	x	x	x			x	
<b>Gomphonemataceae</b>									
E	Af	<i>Gomphonema acuminatum</i> Ehr.	x	x	x	x	x	x	x
E	Af	<i>G. angustum</i> (Kütz.) Rab.						x	
E	I	<i>G. gracile</i> Ehr. emend. V H	x	x	x	x	x	x	x
E	I	<i>G. parvulum</i> (Kütz.) Kütz.	x	x	x	x	x	x	x
E	Af	<i>G. truncatum</i> Ehr.	x	x	x	x	x	x	x
		<i>Gomphonema</i> sp.	x	x			x		
E	I	<i>Reimeria sinuata</i> (Greg.) Koc. & Stoerm.		x					
<b>ACHNANTHALES</b>									
<b>Achnanthidiaceae</b>									
E	Af	<i>Achnanthidium exiguum</i> (Grun.) Czarn.	x	x	x		x		
E	Af	<i>A. hungaricum</i> Grun.	x	x	x	x	x	x	x
E	Af	<i>A. lanceolatum</i> Bréb. in Kütz.	x	x	x	x	x	x	x
E	Af	<i>A. lanceolatum</i> spp. <i>rostrata</i> Oastrup		x		x	x	x	
E	I	<i>A. minutissimum</i> (Kütz.) Czarn.	x	x	x	x	x	x	
		<i>Achnanthidium</i> sp.					x		

Tabla 6. Continuación

Forma de vida	Intervalo de pH		La Ciénaga	Chapultepec	San Pedro Tlaltizapán	El Bañito	Santa Cruz Atizapán	Éjido de Santa Cruz	La Musaraña
<b>Cocconeidaceae</b>									
E	Af	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> (Ehr.) V H	x	x	x	x	x	x	x
		<i>C. pseudothumensis</i> Reich.			x				
<b>NAVICULALES</b>									
<b>Diadesmidaceae</b>									
E	I	<i>Diadesmis confervacea</i> Kütz.	x	x	x	x		x	x
A	Af	<i>Luticula goeppertiana</i> (Bleisch) D. G. Mann	x	x	x	x	x		
A	I	<i>L. mutica</i> (Kütz.) D. G. Mann	x	x	x	x	x	x	
<b>Amphipleuraceae</b>									
A	I	<i>Frustulia vulgaris</i> (Thw.) De Toni	x	x		x		x	
<b>Neidiaceae</b>									
	I	<i>Neidium ampliatum</i> (Ehr.) Kramm.	x				x		
B	I	<i>N. iridis</i> (Ehr.) Cleve	x	x	x	x	x	x	x
<b>Sellaphoraceae</b>									
B	Ab	<i>Fallacia pygmaea</i> (Kütz.) D. G. Mann	x	x	x		x	x	
B	Af	<i>Sellaphora americana</i> (Ehr.) D. G. Mann	x						
E	I	<i>S. laevissima</i> (Kütz.) D. G. Mann	x	x	x	x	x	x	x
B	I	<i>S. pupula</i> (Kütz.) Meresch.	x	x	x	x	x	x	x
<b>Pinnulariaceae (+ Caloneis)</b>									
A	Af	<i>Caloneis bacillum</i> (Grun.) Cleve	x	x	x	x	x	x	
B	Ab	<i>C. limosa</i> (Kütz.) Patr.		x	x	x	x		x
A	Ab	<i>C. silicula</i> (Ehr.) Cleve	x	x	x	x	x	x	x
B	Ac	<i>Pinnularia acrosphaeria</i> W. Sm.	x	x	x	x	x	x	x
B		<i>P. aestuarii</i> Cleve			x				
A	I	<i>P. borealis</i> var. <i>rectangularis</i> Carlson	x	x		x	x		x
B	I	<i>P. brebissonii</i> (Kütz.) Rab.	x	x	x	x			
B	I	<i>P. gibba</i> Ehr.	x	x	x	x	x	x	x
B	I	<i>P. maior</i> (Kütz.) Rab.	x	x	x	x	x	x	x
A	I	<i>P. obscura</i> Krasske	x	x	x	x	x	x	x
A	I	<i>P. viridis</i> (Nitz.) Ehr.				x			
<b>Diploneidaceae</b>									
B	Af	<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Cleve	x	x	x	x	x		
<b>Naviculaceae</b>									
B	Af	<i>N. capitata</i> var. <i>capitata</i> Ehr.	x	x			x		x
B	Af	<i>N. capitata</i> var. <i>hungarica</i> (Grun.) Ross	x	x	x	x		x	
B	Af	<i>N. cryptocephala</i> Kütz.	x	x	x	x	x	x	x
E	I	<i>N. ignota</i> Krasske emend. Lund	x	x		x	x	x	
B	I	<i>N. minima</i> Grun.		x	x	x	x	x	x
B	Af	<i>N. oblonga</i> (Kütz.) Kütz.		x	x	x			x
B	I	<i>N. radiosa</i> Kütz.	x	x	x	x	x	x	x
		<i>Navicula</i> sp.	x		x			x	
<b>Pleurosigmataceae</b>									
B	Af	<i>Gyrosigma spencerii</i> (Quek.) Griff. & Henfr.		x					
<b>Stauroneidaceae</b>									
A	I	<i>Stauroneis anceps</i> Ehr.	x	x	x				x
B	I	<i>S. kriegerii</i> Patr.	x		x		x		

Tabla 6. Continuación

Forma de vida	Intervalo de pH		La Ciénaga	Chapultepec	San Pedro Tlatizapán	El Bañito	Santa Cruz Atizapán	Éjido de Santa Cruz	La Musaraña
B	I	<i>S. phoenicenteron</i> (Nitz.) Ehr.	x	x	x		x	x	
E	Af	<i>Craticula cuspidata</i> (Kütz.) D. G. Mann	x	x	x	x	x	x	x
<b>THALASSIOPHYSALES</b>									
<b>Catenulaceae</b>									
B	Af	<i>Amphora copulta</i> (Küt.) Schoem. & Arch.	x	x	x	x	x	x	x
B	Ab	<i>A. veneta</i> Kütz.	x	x	x	x	x	x	x
<b>BACILLARIALES</b>									
<b>Bacillariaceae</b>									
A	I	<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun.	x	x	x	x	x	x	x
B	Af	<i>Tryblionella hungarica</i> (Grun.) D. G. Mann		x		x			
B	I	<i>T. levidensis</i> Wm. Sm.	x	x	x			x	
B	I	<i>T. victoriae</i> Grun.							
E	Af	<i>Nitzschia amphibia</i> Grun.	x	x	x	x	x	x	x
B	Af	<i>N. claussi</i> Hantz.			x	x	x	x	
B	I	<i>N. gracilis</i> Hantz.	x						x
B	Ac	<i>N. heufleriana</i> Grun.	x	x	x			x	
E	I	<i>N. palea</i> (Kütz.) Wm. Sm.	x	x	x	x	x	x	x
		<i>N. wuelerstorffii</i> L.-Bert.	x	x	x	x	x		
		<i>Nitzschia</i> sp.	x	x					
A	Af	<i>Denticula elegans</i> Kütz.		x		x	x	x	x
<b>RHOPALODIALES</b>									
<b>Rhopalodiaceae</b>									
E	Af	<i>Epithemia sorex</i> Kütz.				x		x	x
E	Ab	<i>E. turgida</i> (Ehr.) Kütz.	x	x	x	x	x	x	x
E	Ab	<i>E. turgida</i> var. <i>granulata</i> (Ehr.) Grun.			x				
E	Ab	<i>E. turgida</i> var. <i>westermanni</i> (Ehr.) Grun.			x				
E	Ab	<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll.	x	x	x	x	x	x	x
E	I	<i>R. gibberula</i> (Her.) O. Müll.	x	x	x	x	x	x	x
E	Af	<i>R. rupestris</i> (W. Sm.) Kramm.		x	x				
<b>SURIRELLALES</b>									
<b>Surirellaceae</b>									
E	Af	<i>Cymatopleura solea</i> var. <i>apiculata</i> (W. Sm.) Ralfs	x	x	x	x			
	Af	<i>Surirella bifrons</i> Ehr.	x	x	x				
P	Af	<i>S. minuta</i> Bréb.		x					
P	Af	<i>S. tenera</i> Greg.	x	x	x	x	x		x

Forma de vida: P = Planctónica, T = Ticoplanctónica, B = Bentónica, E = Epífita, A = Aerófila.

Espectro de pH: Ac = Acidófila, I = Indiferente, Af = Alcalófila, Ab = Alcalobióntica.

Se incluye una breve descripción de las especies en el apéndice dos, donde se refieren los intervalos morfológicos de los ejemplares registrados.

## Flora de estatosporas de crisófitas

Se determinó un total de cinco morfotipos de estatosporas de crisófitas. Se incluye una breve descripción en el apéndice dos, donde se refieren los intervalos morfológicos de los ejemplares registrados.

La estatospora A se presentó con altas abundancias en la mayoría de los perfiles del Alto Lerma. Esta estatospora se parece al grupo de los cistos 1, 9, 15, 42 y 120 de Duff y Smol (Duff *et al.* 1995), las cuales han sido observadas en lagos someros o estanques ligeramente ácidos a alcalinos. También, se ha detectado que estas estatosporas incrementan su abundancia después de agregar nutrimentos (P y N) en lagos manipulados de Canadá (Zeeb *et al.* 1994 En: Duff *et al.* 1995). La estatospora I de Duff y Smol también ha sido reportada en el Lago Elk, durante el clima cálido y seco del Holoceno medio (Zeeb y Smol, 1993 En: Duff *et al.* 1995). En términos generales, la señal ambiental que proporciona la presencia de la estatospora A en los perfiles del Alto Lerma es el desarrollo de cuerpos de agua someros con niveles tróficos que van de mesotróficos a eutróficos.

## Diatomeas en el registro fósil: asociaciones y grupos ecológicos

Con base en las asociaciones de diatomeas obtenidas en las secuencias del Alto Lerma se definieron cinco grupos ecológicos de diatomeas, además, se considera la clasificación de lagos someros de Wetzel (2001):

- 1. Estanque de agua dulce tipo A:** Este grupo indica aguas abiertas, aunque ésta pudo ser solo de unos cuantos metros. Domina *Stephanodiscus niagarae*, diatomea planctónica, circumneutral, de aguas abiertas (Fritz *et al.* 1993; Kilham y Kilham 1990) y mesotróficas (Hickman 1974; Moss 1998), y son comunes otras diatomeas planctónicas (*Aulacoseira granulata*, *Cyclotella pseudostelligera*; Tab. 7); los sedimentos en los que domina este conjunto cuentan con contenido orgánico del 15 %. Wilson *et al.* (1997), sugieren que los anteriores taxa se mantienen con moderada abundancia (>5 %) tanto en aguas profundas como en someras de 3 ó 4 m. La presencia de *S. niagarae* en sedimentos lacustres, tradicionalmente ha sido interpretada como indicadora de lagos de aguas dulce y profundos en la Cuenca de México (Bradbury 1971, 1986; Caballero y Ortega 1998; Caballero *et al.* 1999), Cuenca Alta del Río Lerma (Metcalf *et al.* 1991), Cuenca Media del Río Lerma (Metcalf 1995; Bradbury 2000; Israde *et al.* 2002) y Cuenca de Babícora (Metcalf *et al.* 1997). Recientemente, Valadez *et al.* (2005) sugieren que *S. niagarae*, junto con *A. granulata*, *A. granulata* var. *curvata* y *Fragilaria*

*crotonensis*, parecen ser indicativas de una tendencia hacia condiciones más eutróficas que de condiciones de aguas profundas.

2. **Estanque de agua dulce tipo B:** Indica la presencia de aguas abiertas someras y contenido orgánico del 19 %. El grupo se caracterizó por el dominio de varias especies ticoplanctónicas (*Staurosirella pinnata*, *Staurosira construens*, *S. construens* var. *venter*, *S. construens* var. *subsalina*, *Pseudostaurosira brevistriata*). El anterior conjunto de diatomeas ha sido citado para cuerpos de agua someros, circumneutrales, y los cambios en las proporciones de estas especies posiblemente estén indicando diferentes grados de eutrofización, pues todas han sido reportadas para aguas eutróficas, excepto *Staurosira construens* var. *venter*, que vive en aguas oligotróficas (Wilson *et al.* 1997). La presencia de *Nitzschia amphibia*, *Epithemia turgida* y *Hantzschia amphioxys* en bajas abundancias, señalan la influencia litoral en esta comunidad (Tab. 7). Este grupo ecológico es el que caracteriza actualmente a la Laguna Chignahuapan durante la época de lluvias, con una profundidad que va de 68 a 89 cm.
3. **Pantano de agua dulce.** Indica la presencia de aguas someras, dulces y contenido orgánico del 21 %. El grupo se caracterizó por el dominio de *Cocconeis placentula* var. *lineata* (en ocasiones puede ser común), *Staurosira construens*, *S. construens* var. *venter*, *Staurosirella pinnata* y *Pseudostaurosira brevistriata*. También son comunes: *Epithemia turgida*, *Gomphonema parvulum* (epífita, circumneutral, que puede ser referida como un indicador de contaminación cuando es muy abundante, según Ehrlich 1995). Este grupo ecológico es el que caracteriza actualmente a la Laguna Chignahuapan durante la época de secas, con una profundidad que va de 57 a 60 cm.
4. **Pantano alcalino.** Indica la presencia de aguas someras, levemente alcalinas, con contenido orgánico del 25 %. El grupo se caracterizó por el dominio o codominio de las siguientes especies epifitas: *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Epithemia turgida*, *Nitzschia amphibia* y varias especies de *Rhopalodia*. También se presentaron, en bajas abundancias, *Rhoicosphenia curvata*, *Gomphonema parvulum*, *Navicula cryptocephala*, varias especies de *Pinnularia* spp. y *Hantzschia amphioxys* (Tab. 7).
5. **Pantano de inundación.** Indica la presencia de aguas someras, con regímenes de nivel de agua intermitentes y contenido orgánico del 54 %. Es abundante *Hantzschia amphioxys* y son comunes *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Aulacoseira* sp. y varias especies de *Eunotia*. El registro de *Aulacoseira* sp. se hizo a partir de esporas de resistencia que se caracterizaron por

sus gruesas paredes celulares y ápices en forma de domo (Edlund *et al.* 1996; Caballero *et al.* 1999). Dichas esporas son conocidas como estructuras formadas sólo en condiciones de escasez de agua, por lo que su presencia sugiere niveles bajos o intermitentes de agua (Tab. 7).

**Tabla 7.** Grupos ecológicos de diatomeas fósiles del Alto Lerma, Estado de México

Grupo	Dominantes	H	pH	Comunes	H	pH
1. Estanque de agua dulce tipo A	<i>Stephanodiscus niagarae</i>	P	C	<i>Aulacoseira granulata</i>	P	C
				<i>Cyclotella pseudostelligera</i>	T/P	C
2. Estanque de agua dulce tipo B	<i>Stausosirella pinnata</i> <i>Stausosira construens</i> <i>S. construens var. venter</i> <i>Pseudostaurosira brevistriata</i>	T/P	C	<i>Stausosira construens</i> var. <i>subsalina</i>	T/P	C
				<i>Nitzschia amphibia</i>	E	AI
				<i>Epithemia turgida</i>	E	C/AI
				<i>Hantzschia amphioxys</i>	E	C/AI
3. Pantano de agua dulce	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i>	E	C/AI	<i>Epithemia turgida</i>	E	C/AI
				<i>Stausosira construens</i>	T/P	C
				<i>S. construens</i> var. <i>venter</i>	T/P	C
				<i>Stausosirella pinnata</i>	T/P	C
				<i>Pseudostaurosira brevistriata</i>	T/P	C
				<i>Aulacoseira</i> sp.	B?	?
4. Pantano alcalino	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> <i>Epithemia turgida</i> <i>Nitzschia amphibia</i> <i>Rhopalodia</i> spp	E	C/AI	<i>Nitzschia amphibia</i>	E	AI
				<i>Hantzschia amphioxys</i>	A	C/AI
				<i>Rhopalodia</i> spp.	B/E	C/AI
				<i>Rhoicosphenia curvata</i>	E	C
				<i>Gomphonema parvulum</i>	E	C
				<i>Navicula cryptocephala</i>	E	AI
				<i>Pinnularia</i> spp.	B/A	C/AI
				<i>Eunotia</i> spp.	E/B	C/Ac
				<i>Aulacoseira</i> sp.	B?	?
				5. Pantano de inundación	<i>Hantzschia amphioxys</i>	A
<i>Eunotia</i> spp.	E/B	C/Ac				
<i>Aulacoseira</i> spp.	B?	?				

H = hábitat, P = planctónica, T = ticoplanctónica, E = epífita, B = bentónica, A = aerófila, Ac = acidófila, C = circumneutral, AI = alcalina.

## Estratigrafía de diatomeas

### Laguna de Lerma

#### 1. La Ciénaga

En este pozo dominaron las diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7), que -junto con *Hantzschia amphioxys*- señalan condiciones someras durante toda la secuencia. Sin embargo, se lograron reconocer tres subzonas (fundamentalmente separadas por la abundancia total de diatomeas; Fig. 19).

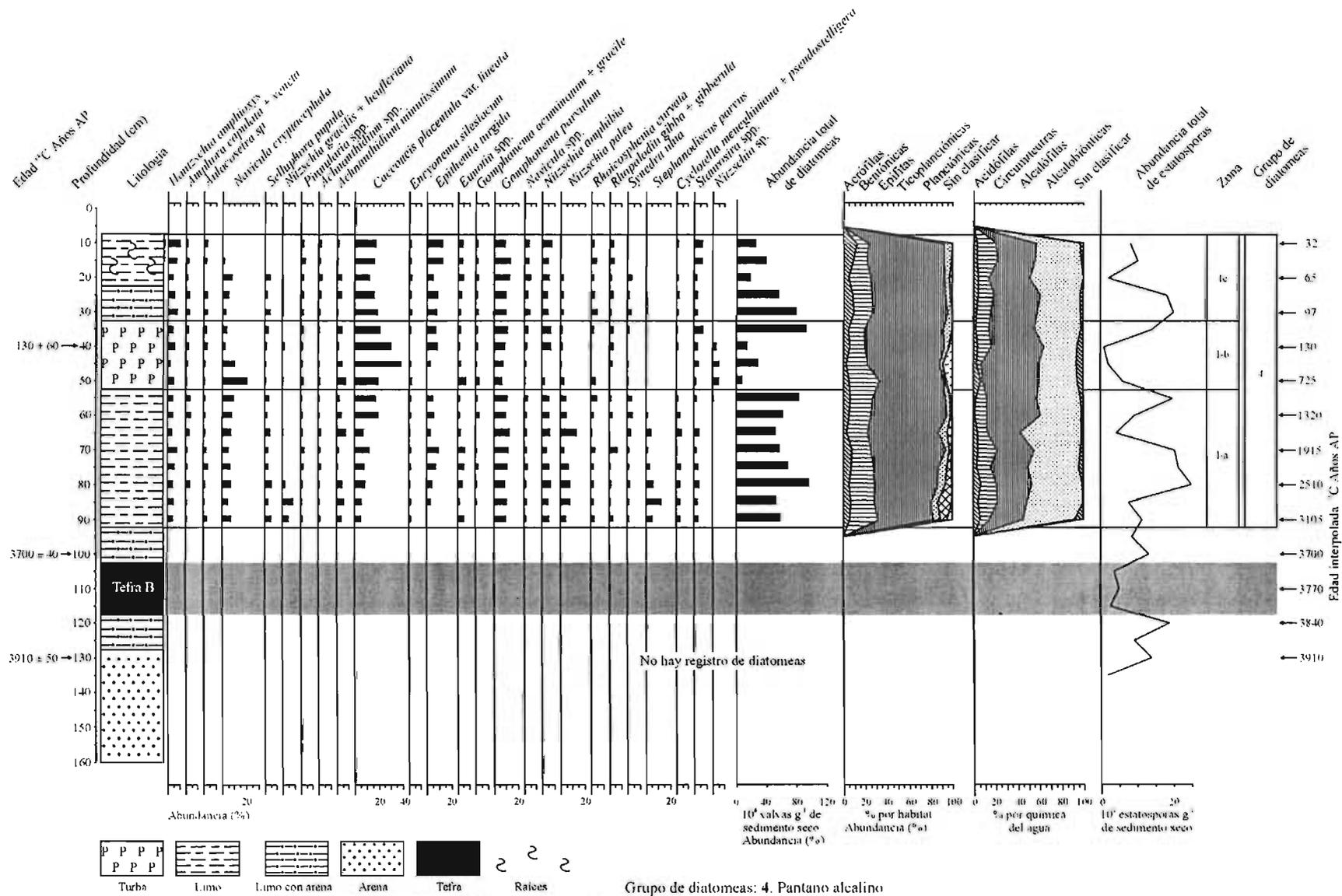
Entre 160 y 130 cm (antes de los  $3,910 \pm 50$  años AP; 2385 aC) no hubo diatomeas ni estatosporas. Los porcentajes de PPC y los valores de  $X_{If}$  fueron bajos y estables (Fig. 11).

Entre 130 y 95 cm (3,910 a 3,400 años AP; 2385-1500 aC) persiste la ausencia de diatomeas, pero aparecen las estatosporas (Fig. 19); el porcentaje de PPC persistió bajo y se alcanzaron los valores más altos de  $X_{If}$ , asociados con la Tefra B (Fig. 11). En el horizonte de esta tefra la concentración de estatosporas disminuyó, producto de dilución.

**Zona I-a (95-55 cm), ca. 3,400 a 1,000 años AP (1500 aC a 900 dC).** La abundancia total de diatomeas fue  $>50 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y la de estatosporas de 4 a  $25 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. Fueron comunes *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Gomphonema parvulum*, *Navicula cryptocephala*, *Nitzschia amphibia* y *N. palea* (Fig. 20). El porcentaje de PPC aumentó hasta el 29% y la  $X_{If}$ , asociada a un horizonte de limo, disminuyó ligeramente (Fig. 11).

**Zona I-b (55-35 cm), ca. 1,000 a 113 años AP (900 a 1800 dC).** La abundancia total de diatomeas y la de estatosporas disminuyó considerablemente. *Cocconeis placentula* var. *lineata* pasó de común a abundante y aumentó ligeramente la proporción de *N. cryptocephala* (Fig. 19). El porcentaje de PPC alcanzó sus porcentajes más altos, asociados a una capa de turba, diluyendo la señal magnética (Fig. 11).

**Zona I-c (35-10 cm), ca. 130 años AP (1800 dC) al presente.** La abundancia total de diatomeas ( $18$  a  $79 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss) y la de estatosporas ( $2$  a  $20 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss) se incrementó. *Cocconeis placentula* var. *lineata* pasó de abundante a común y *Epithemia turgida* incrementó ligeramente sus proporciones (Fig. 19). El porcentaje de PPC disminuyó, a la vez que aumentaron los valores de  $X_{If}$ , asociados a dos horizontes de limos (Fig. 11).



**Figura 19.** Estratigrafía de diatomeas del pozo La Ciénaga. Abundancia relativa (taxa seleccionados con abundancia relativa > 3%), abundancia total de diatomeas, % por hábitat, % por química del agua, abundancia total de estatosporas, zonas y grupos de diatomeas.

## 2. Chapultepec

Se reconocieron dos zonas de diatomeas, la primera dividida en dos subzonas representadas por diatomeas del grupo dos y la segunda por diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7 y Fig. 20).

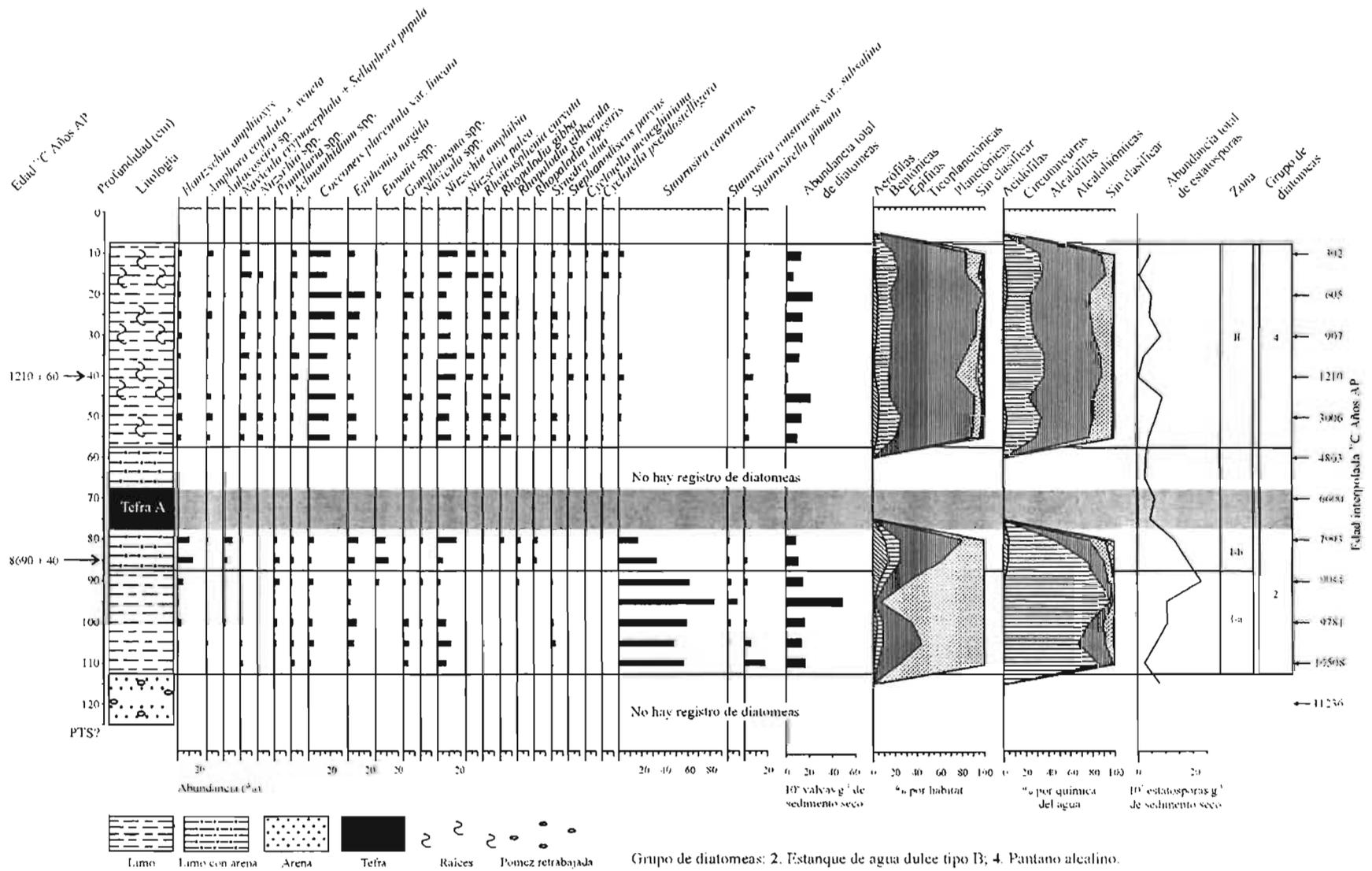
Entre 125 y 115 cm (ca. 11,600 a 10,800 años AP) no hubo diatomeas y las estatosporas sólo aparecieron en la cima de la subzona. El bajo contenido de PPC y los valores de  $X_{if}$  se asocian con un horizonte de pómez con arena (Fig. 12).

**Zona I-a (115-90 cm), ca. 10,500 a 9,400 años AP.** La abundancia total de diatomeas fue  $<16 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss, a excepción de ca. 9,400 años AP ( $49 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss). *Staurosira construens* fue dominante, mientras que *S. construens* var. *subsalina* y *Staurosirella pinnata* fueron comunes. *Nitzschia amphibia* y *Epithemia turgida* –diatomeas epífitas- señalan la influencia de la zona litoral (Fig. 20). La abundancia total de estatosporas mostró un incremento paulatino de la base a la cima de la subzona ( $1$  a  $9 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss). El bajo contenido de PPC y los valores bajos de  $X_{if}$ , asociados con un horizonte de limo, se mantuvieron estables (Fig. 12).

**Zona I-b (90-80 cm), ca. 9,400 a 7,900 años AP.** La abundancia total de diatomeas disminuyó hasta  $8 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y la de estatosporas fue de  $5$  a  $7 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss (Fig. 20). Se conservaron las diatomeas del grupo dos (Tab. 7). *Staurosira construens* fue menos abundante, mientras que *N. amphibia*, *Eunotia* spp., *Hantzschia amphioxys* y *Aulacoseira* sp. fueron más abundantes que en la subzona anterior. El contenido de PPC se conservó bajo y los valores de  $X_{if}$  -asociada con un horizonte de limo con arena- se incrementaron ligeramente (Fig. 12).

Entre 80 y 60 cm (ca. 7,900 a 4,800 años AP; 6000 a 2900 aC) no hubo diatomeas y la abundancia de estatosporas disminuyó hasta  $1 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss (Fig. 20). El contenido de PPC permaneció bajo y se alcanzaron los valores más altos de  $X_{if}$ , asociados con la Tefra A (Fig. 12).

**Zona II (60-10 cm), ca. 4,800 años AP (2900 aC) al presente.** La abundancia total de diatomeas fue  $<14 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss, con un máximo de  $22 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss ca. 600 años AP. La abundancia de estatosporas fue  $<3 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *E. turgida*, *N. amphibia*, *Rhoicosphenia curvata* y *Rhopalodia giba*, diatomeas del grupo cuatro, fueron comunes (Fig. 20). El contenido de PPC permaneció bajo, a excepción de la cima de la zona; mientras que la  $X_{if}$ , asociada a un horizonte de limo, disminuyó gradualmente hacia la cima de la zona (Fig. 12).



**Figura 20.** Estratigrafía de diatomeas del pozo Chapultepec. Abundancia relativa (taxa seleccionados con abundancia relativa > 3%), abundancia total de diatomeas, % por hábitat, % por química del agua, abundancia total de estatosporas, zonas y grupos de diatomeas.

### 3. San Pedro Tlaltizapán

Este pozo presentó dos zonas de diatomeas, la primera contó con diatomeas del grupo tres y la segunda -dividida en cinco subzonas- con diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7 y Fig. 21):

**Zona I (150-145 cm), ca. 11,600 a 11,160 años AP.** La abundancia total de diatomeas fue de 36 a  $53 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. *Cocconeis placentula* var. *lineata* fue la especie dominante y *Staurosira* spp. *Gomphonema* spp. y *Syndera ulna*, fueron comunes. La abundancia total de estatosporas fue  $<1 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss (Fig. 21). El contenido de PPC fue bajo, al igual que, los valores de  $X_{If}$  (Fig. 13).

**Zona II-a (145-125 cm), ca. 11,160 a 9,400 años AP.** La abundancia total de diatomeas fue de 9 a  $23 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss, con un máximo de  $41 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss en la base de la subzona. *Rhopalodia gibberula*, *R. gibba*, *Epithemia turgida*, *Eunotia* spp. y *C. placentula* var. *lineata*, diatomeas del grupo cuatro, fueron comunes. La abundancia de total de estatosporas fue de 2 a  $16 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss (Fig. 22). El contenido de PPC y los valores de  $X_{If}$ , asociados con un horizonte de limo, se mostraron estables (Fig. 13).

**Zona II-b (125-110 cm), ca. 9,400 a 8,000 años AP.** La abundancia total de diatomeas disminuyó hasta  $10 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se mantuvieron las diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7). *Nitzschia amphibia* pasó de común a abundante, mientras que *E. turgida*, *R. gibba*, *R. gibberula* y *C. placentula* var. *lineata* fueron comunes (Fig. 21). La abundancia total de estatosporas fue  $<3 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. El contenido de PPC y la  $X_{If}$  mostraron valores similares a los de la subzona anterior (Fig. 13).

Entre 110 y 90 cm (ca. 8,000 a 6,300 años AP) no hubo diatomeas y la abundancia total de estatosporas fue  $<1 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss (Fig. 21). El contenido de PPC fue bajo y se alcanzaron los valores más altos de  $X_{If}$ , asociados con la Tefra A (Fig. 13).

**Zona II-c (90-60 cm), ca. 6,300 a 3,600 años AP (4400 a 1700 aC).** La abundancia total de diatomeas fue de 3 a  $7 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y la de estatosporas fue  $<2 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. *Epithemia turgida*, *R. gibba*, *R. gibberula* y *N. amphibia*, diatomeas del grupo cuatro, fueron comunes (Tab. 7 y Fig. 21). El contenido de PPC y los valores de  $X_{If}$ , asociados con un horizonte de limo, fueron bajos y estables (Fig. 13).

**Zona II-d (60-35 cm), ca. 3,600 a 2,000 años AP (1700 a 100 aC).** La abundancia total de diatomeas aumentó, pero sin exceder las  $20 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se conservó la misma combinación de especies que en la subzona anterior. *Nitzschia amphibia* y *Rhopalodia gibberula* pasaron de comunes a abundantes

(Fig. 21). La abundancia total de estatosporas fue de 0.3 a  $6 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. El contenido de PPC permaneció bajo y la  $X_{if}$  disminuyó significativamente (Fig. 13).

**Zona II-e (35-10 cm), ca. 2,000 a 585 años AP (100 aC a 1300 dC).** La abundancia de diatomeas fue de 7 a  $15 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *N. amphibia*, *Epithemia turgida* y *Gomphonema* spp., diatomeas del grupo cuatro, fueron comunes (Tab. 7 y Fig. 21). La abundancia total de estatosporas mostró un mínimo de  $0.5 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss ca. 800 años AP y un máximo de  $46 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss ca. 1,400 años AP (500 dC). Se detectó un pico en las partículas de carbón ( $22 \times 10^6$  pC  $g^{-1}$  ss; Fig. 13) a los 500 dC. El contenido de PPC y los valores de  $X_{if}$ , asociados con un limo con carbón, se incrementaron (Fig. 13).

### Laguna Chignahuapan

#### 4. El Bañito

Este pozo presentó tres zonas de diatomeas, la primera contó con diatomeas del grupo dos, la segunda con diatomeas del grupo cuatro y la tercera –dividida en dos subzonas- con diatomeas del grupo tres (Tab. 7 y Fig. 22):

**Zona I (90-75 cm), ca. 11,600 a 7,400 años AP.** La abundancia total de diatomeas fue de  $7 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss ca. 11,600 años AP, con el dominio de *Pseudostaurosira brevistriata*, mientras que entre ca. 8,800 a 7,400 años AP, la abundancia total de diatomeas fue de 28 a  $59 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss, con *Stuaurosira construens* var. *venter* como la especie dominante. La abundancia de estatosporas fue de 1 a  $5 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss (Fig. 22). El contenido de PPC y la  $X_{if}$  mostraron valores bajos y estables, asociados con la PTS (Fig. 14).

**Zona II (75-70 cm), ca. 7,400 a 6,700 años AP.** La abundancia de diatomeas fue de  $32 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y la de estatosporas  $< 5 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Epithemia turgida* y *S. construens* var. *venter*, diatomeas del grupo cuatro, fueron comunes (Fig. 23). El contenido de PPC y los valores de  $X_{if}$  conservaron valores similares a los de la zona uno (Fig. 14).

Entre 70 y 50 cm (ca. 6,700 a 3,680 años AP) no hubo diatomeas y las estatosporas fueron escasas ( $< 1 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss). El contenido de PPC se conservó bajo y se alcanzaron los valores más altos de  $X_{if}$ , asociados con la Tefra A (Fig. 14).

**Zona III-a (50-35 cm): ca. 3,680 a 1,400 años AP (1780 aC a 500 dC).** La abundancia de diatomeas disminuyó ( $2$  a  $8 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss). *Staurosira construens*, *S. construens* var. *venter*, *P.*

*brevistriata*, *C. placentula* var. *lineata*, *E. turgida* y *Nitzschia amphibia*, diatomeas del grupo tres, fueron comunes (Tab. 7 y Fig. 22). El contenido de PPC se incrementó ligeramente y los valores de  $X_{if}$  se conservaron altos, asociados con un horizonte de limo (Fig. 14).

**Zona III-b (35-10 cm), ca. 1,400 años AP (500 dC) al presente.** La abundancia total de diatomeas fue de 11 a  $34 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y la de estatosporas fue  $<4 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. Continuó la presencia de las diatomeas del grupo tres (Tab. 7). *Stausirella pinnata*, *S. construens*, *S. construens* var. *venter*, *N. amphibia* y *C. placentula* var. *lineata*, fueron comunes (Fig. 22). Los valores de  $X_{if}$  se conservaron altos y se alcanzaron los porcentajes más altos de PPC, asociados con un horizonte de limo con abundantes raíces (Fig. 14).

## 5. Éjido de Santa Cruz

Este pozo presentó cuatro zonas de diatomeas: la primera contó con diatomeas del grupo dos, la segunda y cuarta con diatomeas del grupo cuatro y la tercera con diatomeas del grupo cinco (Tab. 7 y Fig. 23).

La base del perfil (125-120 cm; ca. 9,500 años AP) no presentó diatomeas ni estatosporas. Los valores bajos de PPC y  $X_{if}$  se asociaron con un horizonte de limo con pómez (Fig. 15).

**Zona I (120-100 cm), ca. 9,500 a 8,900 años.** La abundancia de diatomeas fue de 10 a  $44 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se presentaron diatomeas del grupo dos (Tab. 7). *Pseudostaurosira brevistriata* y *Staurosira construens* fueron de dominantes a abundantes, mientras que *S. construens* var. *subsalina*, *Stausirella pinnata* y *Nitzschia amphibia* fueron comunes (Fig. 23). La abundancia total de estatosporas fue  $<7 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. El contenido de PPC alcanzó sus proporciones más altas y los valores de  $X_{if}$  se conservaron bajos. Alrededor de los 9,000 años AP inicia la presencia de partículas de carbón (Fig. 15).

Entre 100 y 85 cm (ca. 8,900 a 8,000 años AP) no hubo diatomeas y la abundancia de estatosporas fue escasa ( $<0.01 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss; Fig. 23). El contenido de PPC disminuyó y los valores de  $X_{if}$  se incrementaron ligeramente, asociados con la TTC. Las partículas de carbón se incrementaron alrededor de los 8,000 años AP (Fig. 15).

**Zona II (80-75 cm), ca. 8,000 a 6,800 años AP.** La abundancia total de diatomeas fue  $<5 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y la de estatosporas  $<3 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. *Rhopalodia gibberula*, *N. amphibia*, *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Epithemia turgida*, *Hantzschia amphioxys* y *Aulacoseira* sp., diatomeas del grupo cuatro, fueron comunes (Fig. 25). El contenido de PPC disminuyó hasta el 13% y la  $X_{if}$  conservó valores

similares a los de intervalo anterior. Las partículas de carbón alcanzaron uno de sus picos más altos *ca.* 7,400 años AP (Fig. 15).

De los 75-45 cm (*ca.* 6,800 a 3,408  $\pm$ 104 años AP; 4900 a 1500 aC) no hubo diatomeas y la abundancia total de estatosporas fue  $<3 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. El contenido de PPC disminuyó significativamente y las partículas de carbón alcanzaron las  $1.7 \times 10^6$  pC  $g^{-1}$  ss. La  $X_{ir}$  alcanzó sus valores más altos, asociados con la Tefra A y con un horizonte de arena (Fig. 15).

**Zona III (45-30 cm), *ca.* 3,408 a 2,270 años AP (1500 a 370 aC).** La abundancia total de diatomeas fue de 1 a  $6 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. *Hantzschia amphioxys*, *Aulacoseira* sp, *N. amphibia* y *Epithemia turgida*, diatomeas del grupo cinco, fueron comunes (Tab. 7 y Fig. 23). La abundancia de estatosporas alcanzó un máximo de  $7 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. El contenido de PPC inició a recuperarse y la abundancia de las partículas de carbón fue  $<3 \times 10^6$  pC  $g^{-1}$  ss. La señal magnética se mantuvo alta, asociada con un horizonte de limo (Fig. 15).

**Zona IV (30-10 cm), *ca.* 2,270 años AP (370 aC) al presente.** La abundancia total de diatomeas fue  $<2 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y la de estatosporas prácticamente desapareció. Se presentaron las diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7). *Hantzschia amphioxys* y *Aulacoseira* sp. disminuyeron, mientras que la de *Nitzschia amphibia* osciló de común a abundante, en tanto que *N. palea* y *Gomphonema parvulum* fueron comunes. El contenido de PPC alcanzó proporciones  $<23$  % y las partículas de carbón alcanzaron sus valores más altos. La  $X_{ir}$  conservó valores altos (Fig. 15).

## 6. Santa Cruz Atizapán

En este pozo se reconocieron once zonas de diatomeas; la primera, segunda, cuarta, sexta y onceava contaron con diatomeas del grupo dos; la tercera, quinta y décima con diatomeas del grupo cuatro; la séptima y novena con diatomeas del grupo tres; y la octava con diatomeas del grupo cinco (Tab. 7 y Fig. 24).

**Zona I (560-547 cm), *ca.* 11,900 a 11,832 años AP.** La abundancia total de diatomeas fue de  $683 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se presentaron las diatomeas del grupo dos (Tab. 7). *Stausosirella pinnata* fue la especie dominante, mientras que *Pseudostaurosira brevistriata* fue común (Fig. 24). El contenido de PPC fue alto y bajos los valores de  $X_{ir}$  (Fig. 16).

Entre 547 y 451 cm (*ca.* 11,832 a 11,742 años AP) no hubo diatomeas. Este intervalo corresponde con la PTS, la cual presentó bajo contenido de PPC y bajos valores de  $X_{ir}$  (Fig. 16).

**Zona II (451-395 cm), ca. 11,742 a 9,200 años AP.** La abundancia total de diatomeas alcanzó un máximo de  $683 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se presentaron las diatomeas del grupo dos (Tab. 7). *Pseudostaurosira brevistriata* dominó en la base de la zona y *S. pinnata* en la cima. *Nitzschia amphibia*, *Epithemia turgida* y *Cocconeis placentula* var. *lineata* fueron comunes (Fig. 24). El contenido de PPC fue alto y bajos los valores de  $X_{if}$  (Fig. 16).

**Zona III (390-380 cm), ca. 9,200 a 8,700 años AP.** La abundancia de diatomeas fue de  $4 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se presentaron las diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7). *Rhopalodia gibba* + *gibberula* fueron abundantes, mientras que *E. turgida*, *C. placentula* var. *lineata* y *Pinnularia* spp. fueron comunes (Fig. 24). La abundancia total de estatosporas fue de  $5 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. Los datos magnéticos y el contenido orgánico fueron bajos y estables (Fig. 16).

Entre los 380 y 352 cm (ca. 8,700 a 7800 años AP) no hubo diatomeas y el contenido orgánico fue bajo. Los valores de  $X_{if}$ , asociados con la depositación de la TTC, se incrementaron significativamente (Fig. 16).

**Zona IV (352-290 cm), ca. 7,800 a 6,400 años AP.** La abundancia total de diatomeas fue de  $55$  a  $108 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se restablecen las diatomeas del grupo dos (Tab. 7). *Pseudostaurosira brevistriata* dominó en la base y *Staurosirella pinnata* lo hizo en el tope, en tanto que *Cocconeis placentula* var. *linetata* y *Navicula minima* fueron comunes. Los valores de  $X_{if}$  se mantuvieron estables y el contenido de PPC empezó a incrementarse (Fig. 16).

**Zona V (290-260 cm), ca. 6,400 a 6,000 años AP.** La abundancia total de diatomeas fue de  $32$  a  $39 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se presentaron las diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7). Dominó *C. placentula* var. *lineata*, en tanto que *S. pinnata* y *Cymbella aspera* fueron comunes. Los porcentajes de PPC y los valores de  $X_{if}$  se mantuvieron estables (Fig. 16).

**Zona VI (255-240 cm), ca. 6,000 a 5,600 años AP.** La abundancia total de diatomeas fue de  $206 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se presentaron las diatomeas del grupo dos (Tab. 7). Dominó *S. pinnata* y fue común *P. brevistriata*. La  $X_{if}$  conservó valores estables y el contenido de PPC se incrementó ligeramente (Fig. 16).

**Zona VII (240-190 cm), ca. 5,600 a 4,200 años AP (3,700 a 2,300 aC).** La abundancia de diatomeas se conservó baja en toda la zona. Se presentaron las diatomeas del grupo tres (Tab. 7). *Cocconeis placentula* var. *lineata* fluctuó de abundante a dominante, *S. pinnata* osciló de abundante a común, mientras que *Nitzschia amphibia*, *Rhoicosphenia curvata* y *C. aspera* fueron comunes. Las

estatosporas reaparecieron con abundancias  $< 4 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. Los valores de  $X_{if}$  permanecieron constantes, mientras que los porcentajes de PPC se incrementaron aún más (Fig. 16).

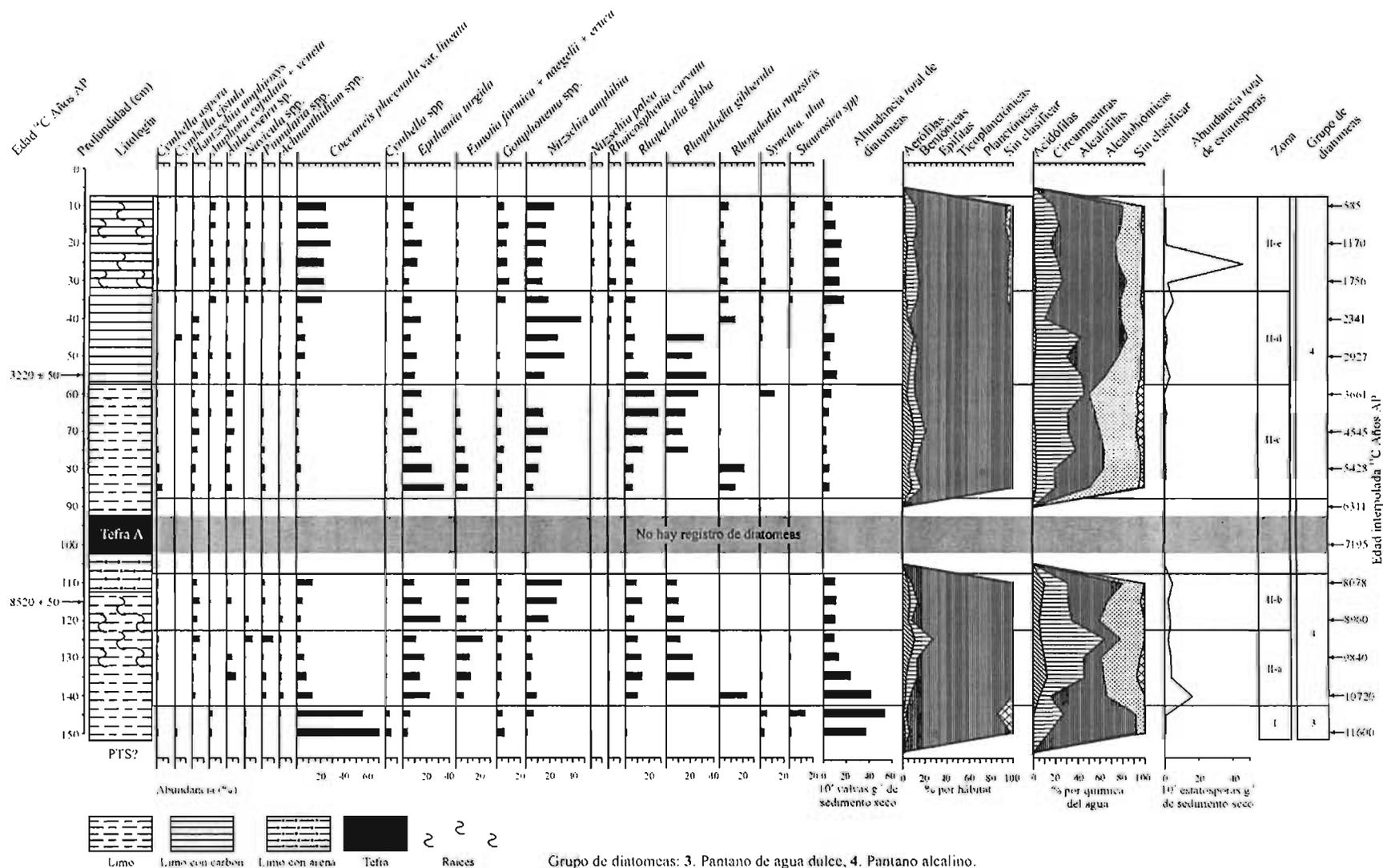
**Zona VIII (190-175 cm), ca. 4,200 a 3,700 años AP (2300 a 1800 aC).** La abundancia total de diatomeas fue baja, con un máximo de  $5 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Dominó *Melosira varians*, diatomea epífita, mientras que *Hantzschia amphioxys*, *Luticola mutica*, *N. amphibia* y *C. placentula* var. *lineata*, diatomeas del grupo cinco (Tab. 7), fueron comunes. La abundancia total de estatosporas fue de 12 a  $16 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. El contenido de PPC se incrementó notablemente (Fig. 16)

**Zona IX (175-155 cm), ca. 3,700 a 3,120 años AP (1800 a 1200 aC).** Se presentaron las diatomeas del grupo tres (Tab. 7). La abundancia total de diatomeas fue baja, con un máximo de  $46 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Dominó *Cocconeis placentula* var. *lineata* y *Staurosirella pinnata* fue común en la base y dominante en la cima de la zona. Durante este intervalo desaparecieron las estatosporas y el contenido de PPC empezó a disminuir, aunque conservó todavía altas proporciones.

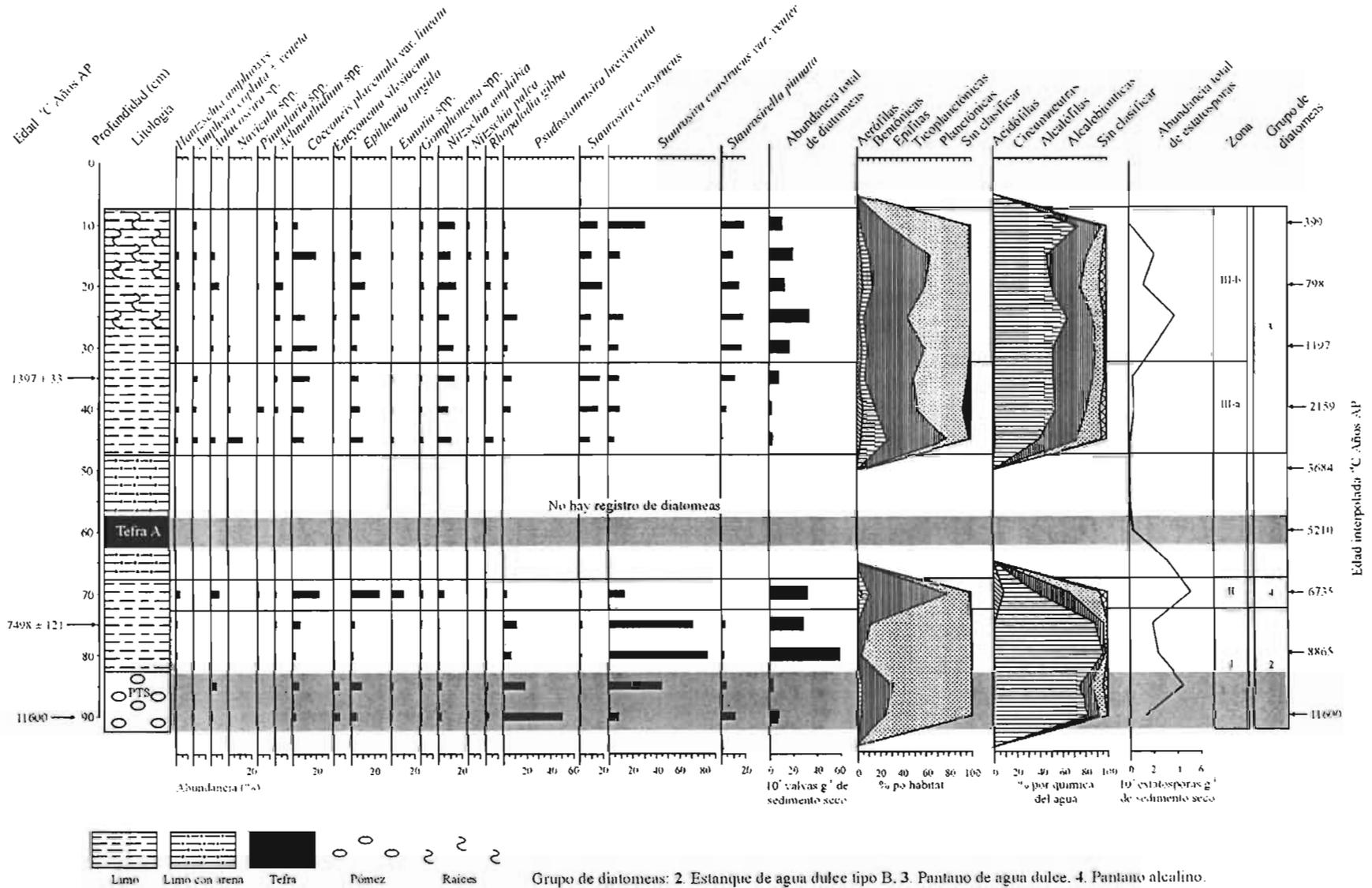
**Zona X-a (155-125 cm), ca. 3,120 a 2,160 años AP (1200 a 260 aC).** Se presentaron las diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7). La abundancia de diatomeas presentó un máximo de  $20 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Dómino *C. placentula* var. *lineata*, mientras que *N. amphibia*, *M. varians* y *Cymbella cistula* fueron comunes. Las estatosporas reaparecen con abundancias de hasta  $9 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. El contenido de PPC disminuyó notablemente y se incremento la  $X_{if}$ , principalmente por la presencia de la Tefra C (Fig. 16).

**Zona X-b (125-65 cm), ca. 2,160 a 821 años AP (260 aC a 1000 dC).** Continuó la presencia de las diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7). La abundancia total de diatomeas se recuperó hasta alcanzar un máximo de  $163 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. *Cocconeis placentula* var. *lineata* y *N. amphibia* fluctuaron de abundantes a comunes, mientras que *Rhopalodia gibba + gibberula*, *Epithemia turgida* y *Nitzschia palea* fueron comunes. La abundancia total de estatosporas fue de 3 a  $79 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. El contenido de PPC continuó disminuyendo y los valores de  $X_{if}$  se mantuvieron altos y constantes. Las partículas de carbón se incrementaron a partir de los 540 dC (Fig. 16).

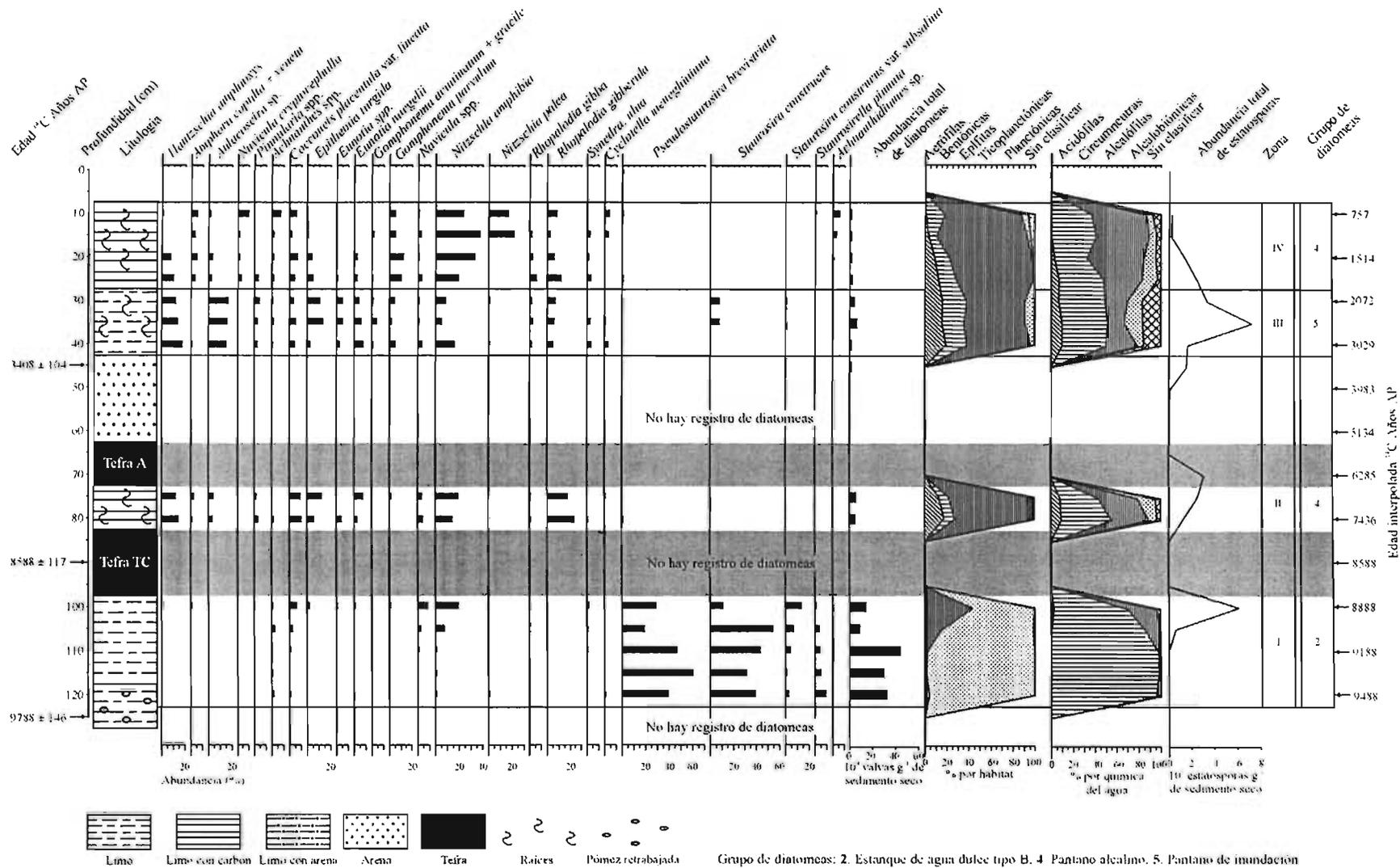
**Zona XI (65-10 cm), ca. 821 años AP (1000 dC) al presente.** Se presentaron las diatomeas del grupo dos (Tab. 7). La abundancia total de diatomeas alcanzó un máximo de  $421 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss en la base y un mínimo de  $2 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. *Staurosirella pinnata* fue abundante, mientras que *C. placentula* var. *lineata*, *N. amphibia*, *E. turgida* y *Gomphonema parvulum* fueron comunes. La abundancia total de estatosporas alcanzó un máximo de  $123 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss y un mínimo de  $1 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. La abundancia de las partículas de carbón se incrementó y mostró tres picos notables: el primero ca. 1200 dC, el segundo ca. 1300 dC y el tercero ca. 1600 años dC.



**Figura 21.** Estratigrafía del pozo San Pedro Tlaltizapán. Abundancia relativa (taxa seleccionados con abundancia relativa > 3%), abundancia total de diatomeas, % por hábitat, % por química del agua, abundancia total de estatosporas, zonas y grupos de diatomeas.



**Figura 22.** Estratigrafía de diatomeas del pozo El Bañito. Abundancia relativa (taxa seleccionados con abundancia relativa > 3%), abundancia total de diatomeas, % por hábitat, % por química del agua, abundancia total de estatoesporas, zonas y grupos de diatomeas.



**Figura 23.** Estratigrafía de diatomeas del pozo Éjido de Santa Cruz. Abundancia relativa (taxa seleccionados con abundancia relativa > 3%), abundancia total de diatomeas, % por hábitat, % por química del agua, abundancia total de estatosporas, zonas y grupos de diatomeas.



## 7. La Musaraña

Este pozo presentó seis zonas de diatomeas: la primera contó con diatomeas del grupo uno; la segunda, quinta y sexta con diatomeas del grupo dos, y la tercera con diatomeas del grupo tres (Tab. 7 y Fig. 25).

**Zona I (195-190 cm), ca. 6,000 a 5,600 años AP.** La abundancia total de diatomeas presentó un máximo de  $24 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y la de estatosporas de  $2 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. Se presentan las diatomeas del grupo uno (Tab. 7). Dominó *Stephanodiscus niagarae* y fueron raras *Pseudostaurosira brevistriata*, *Nitzschia amphibia* y *Cocconeis placentula* var. *lineata* (Fig. 25). El contenido de PPC fue bajo y se alcanza uno de los picos más altos de  $X_{if}$ , asociado con la Tefra A (Fig. 17).

**Zona II (190-155 cm), ca. 5,600 a 4,700 años AP.** La abundancia de diatomeas fue de 3 a  $52 \times 10^6$  vvs  $g^{-1}$  ss. Se presentan las diatomeas del grupo dos. *Stephanodiscus niagarae* pasó de dominante a abundante. *Staurosirella pinnata* fluctuó de abundante a dominante, mientras que *P. brevistriata* y *Aulacoseira granulata* fueron comunes. La abundancia total de estatosporas fue de 0.9 a  $27 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. La  $X_{if}$  disminuyó a la vez que se incrementó el contenido orgánico (Fig. 17).

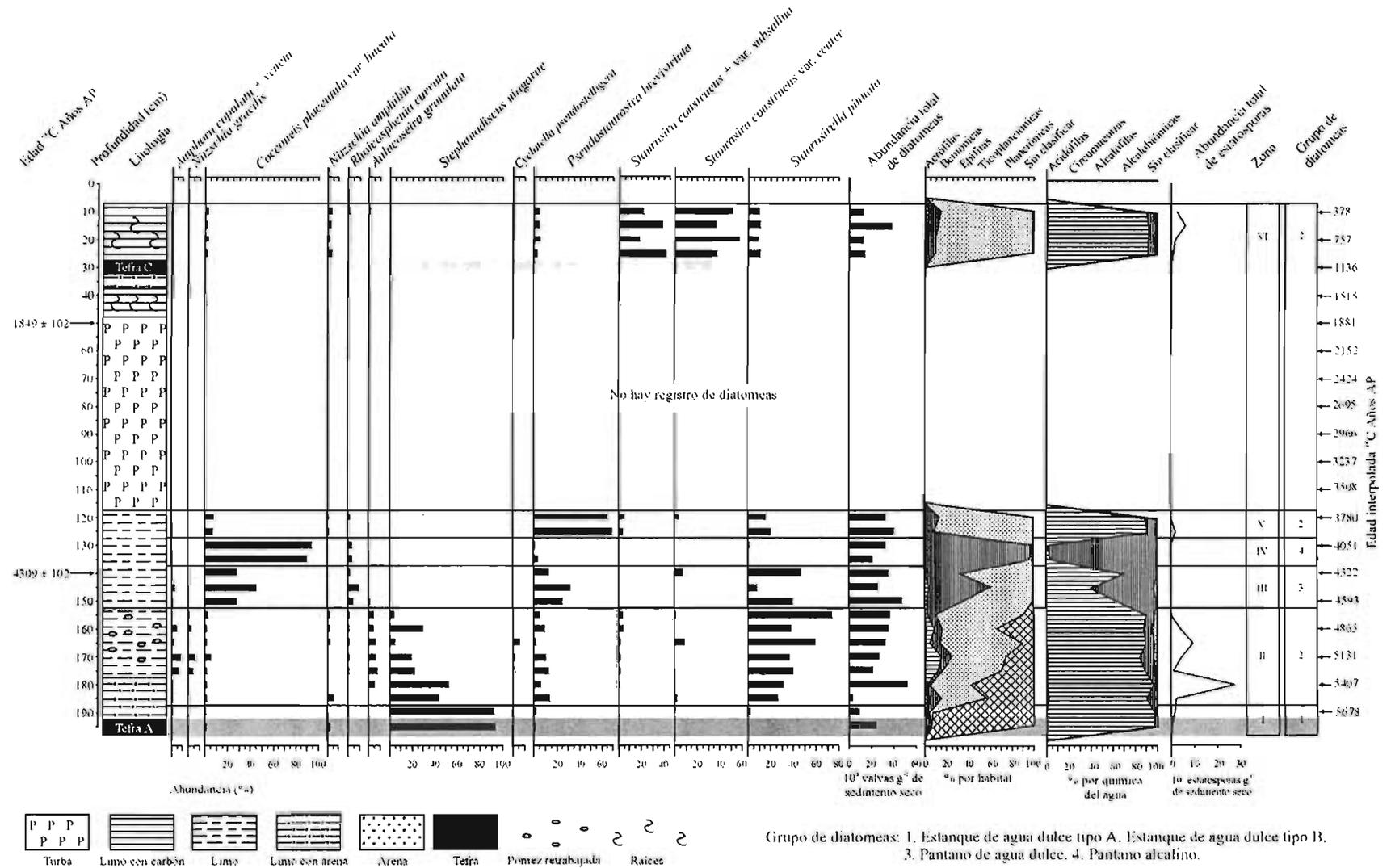
**Zona III (155-140 cm), ca. 4,700 a 4,300 años AP (2800 a 2400 aC).** La abundancia total de diatomeas fue de 25 a  $47 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y desaparecen las estatosporas. Se presentan las diatomeas del grupo tres (Tab. 7). *Staurosirella pinnata* y *Cocconeis placentula* var. *lineata* fueron abundantes, mientras que *P. brevistriata* y *Rhoicosphenia curvata* fueron comunes (Fig. 25). La  $X_{if}$  disminuyó significativamente a la vez que se incrementó el contenido orgánico (Fig. 17).

**Zona IV (140-130 cm), ca. 4,300 a 4,000 años AP (2400 a 2,100 aC).** La abundancia total de diatomeas fue de 20 a  $32 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. Se presentaron las diatomeas del grupo cuatro. Dominó *C. placentula* var. *lineata* y prácticamente desaparecieron las especies de *Staurosira* y *Pseudostaurosira* (Fig. 25). La  $X_{if}$  disminuyó y se incrementó todavía más el contenido orgánico (Fig. 17).

**Zona V (130-120 cm), ca. 4,000 a 3,700 años AP (2100 a 1800 aC).** La abundancia total de diatomeas fue de 32 a  $39 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss y reaparecieron las estatosporas con abundancias  $<3 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. Se presentaron las diatomeas del grupo dos (Tab. 7). Dominó *Pseudostaurosira brevistriata* y fueron comunes *Staurosirella pinnata* y *Cocconeis placentula* var. *lineata* (Fig. 25). El contenido orgánico siguió incrementándose (Fig. 17).

Entre 120 y 30 cm (ca. 3,700 a 1,136 años AP; 1,800 aC a 760 dC), no hubo diatomeas y sólo ca. 1,500 años AP se registraron estatosporas con abundancias  $<1 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss. Durante todo este intervalo se alcanzaron las proporciones más altas de materia orgánica (hasta 93%), que correlacionan con un amplio horizonte de turba y dos horizontes de limo. En las capas limosas, la  $X_{if}$  empezó a recuperarse, alcanzando un segundo pico que correlaciona con la Tefra C (Fig. 17). Entre ca. 3,500 a 1,136 años AP, la abundancia de las partículas de carbón fue de  $0.6$  a  $9.9 \times 10^6$  pC  $g^{-1}$  ss.

**Zona VI (30-10 cm): ca. 1,500 años AP (400 DC) al presente.** La abundancia de diatomeas fue de  $12$  a  $37 \times 10^6$  vv  $g^{-1}$  ss. se presentaron las diatomeas del grupo dos (Tab. 7). Dominó *Staurosira construens* var. *venter*, mientras que *S. construens construens*, *S. construens* var. *subsalina*, *S. pinnata* y *P. brevistriata* fueron comunes. La abundancia total de estatosporas fue de  $0.9$  a  $6 \times 10^5$  ets  $g^{-1}$  ss y las partículas de carbón se incrementaron hasta  $8.6 \times 10^6$  pC  $g^{-1}$  ss. El contenido de PPC disminuyó, pero conservó proporciones altas, mientras que los valores de  $X_{if}$  disminuyeron notablemente (Fig. 17).



**Figura 25.** Estratigrafía de diatomeas del pozo La Musaraña. Abundancia relativa (taxa seleccionados con abundancia relativa > 3%), abundancia total de diatomeas, % por hábitat, % por química del agua, abundancia total de estatosporas, zonas y grupos de diatomeas.

## 5.2 – Discusión

Las fechas disponibles indican una edad máxima de *ca.* 11,600 años AP para los sedimentos estudiados en las lagunas de Lerma y Chignahuapan.

Los sedimentos colectados en las lagunas del Alto Lerma consisten principalmente de limo, limo con carbón, limo con arena, arena y turba (material vegetal). También, en gran parte de las unidades es frecuente la presencia de tefras volcánica, cuya incidencia no resulta difícil de explicar, dado la alta actividad volcánica en la región ocurrida durante los últimos 10,000 años.

Las tefras, transportadas por el viento cientos -en algunas ocasiones miles de kilómetros de su fuente de origen- frecuentemente se acumulan en lagos, estanques, suelos, dunas y sedimentos marinos (Sarna-Wojcicki *et al.* 1983). Los depósitos de caída de tefra representan un importante marcador estratigráfico del Cuaternario, además, de proveer de un control cronológico para los arqueólogos, geólogos y paleoecólogos en una amplia variedad de secuencias estratigráficas de la región central de México (Caballero *et al.* 2002; Newton y Metcalfe 1999; Arce *et al.* 2003). Telford *et al.* (2004) señalan que los depósitos de tefras no son únicamente marcadores pasivos, sino que causan importantes cambios en los ambientes lacustres y sus áreas de captación; por ejemplo, a escala local, la sedimentación de grandes cantidades de tefra caliente -inmediatamente después de su emisión- puede tener impactos directos inmediatos (incendios, destrucción de la vegetación y/o control sobre la recolonización vegetal). Por otra parte, la sedimentación de las tefras distales y frías tienen importantes impactos sobre los lagos; por ejemplo, cambian los ciclos de los nutrientes, reducen la disponibilidad de luz para las plantas acuáticas y algas fotosintéticas.

Como se mencionó anteriormente, cinco tefras fueron identificadas en la estratigrafía de las secuencias de los pozos del Alto Lerma. Dada la posición relativa de estas cenizas y con base en las determinaciones de radiocarbono disponibles, se proponen algunas correlaciones entre estas capas con las edades de las tefras reportadas en anteriores trabajos.

### ***Pómez Toluca Superior (PTS)***

En la cuenca del Alto Lerma, la tefra más común y ampliamente distribuida para el Pleistoceno tardío es la PTS. Esta tefra ha sido reportada por Bloomfield y Valastro (1977), Metcalfe *et al.* (1991), Newton y Metcalfe (1999) y Caballero *et al.* (2001, 2002). Según Bloomfield y Valastro (1977), la PTS tiene una edad de *ca.* 11,600 años AP. En el presente trabajo, la PTS se presenta en los pozos El Bañito y Santa Cruz Atizapán. En el pozo El Bañito (85-90 cm; Fig. 18) aparece como una capa de 10 cm de

espesor con presencia de diatomeas, lo que sugiere que se depositó en un cuerpo de agua. En Santa Cruz Atizapán (451-547 cm) se presenta como una capa de 95 cm de espesor sin registro de diatomeas.

Los restantes pozos no se alcanzó el horizonte de la PTS, sin embargo, en los pozos Chapultepec (115-125 cm), Éjido de Santa Cruz (120-125 cm) y La Musaraña (155-175 cm) se presentan horizontes limosos y/o arenosos incrustados con fragmentos de pómez –que, por la edad, pueden representar las capas superiores de la PTS-, donde domina el material retrabajado. Por las características de color y grado de alteración, posiblemente se traten de depósitos de transporte, lo cual indica la amplia distribución de esta pómez en los sedimentos lacustres del Alto Lerma. Bloomfield y Valastro (1977) señalan que esta tefra dacítica cubrió una superficie de 2,000 km<sup>2</sup>, con un volumen de 1.4 km<sup>3</sup>, con importantes caídas hacia el noreste del Nevado de Toluca. Arce y colaboradores (2003) mencionan la importancia de la PTS como marcador estratigráfico, no sólo para la cuenca del Alto Lerma, sino también para la vecina cuenca de México, en donde asimismo se ha reportado.

### ***Tefra Tres Cruces (TTC)***

La TTC (ca. 8,500 años AP) ha sido reportada por Blomfield (1975), Metcalfe *et al.* (1991), Newton y Metcalfe (1999) y Caballero *et al.* (2001, 2002). Esta capa de tefra negra sólo se presenta en los pozos sureños de la Laguna Chignahuapan (Éjido de Santa Cruz y Santa Cruz Atizapán, 85-95 y 352-375 cm, respectivamente), que son los más cercanos al cono que dio origen a la TTC (Volcán Tres Cruces, Figs. 6 y 18) por su ubicación geográfica. Newton y Metcalfe (1999) reportan una distribución similar para esta tefra, es decir, sólo la encuentran en sus sitios más sureños (Almoloya del Río y Canal del Río Lerma).

Por arriba de la TTC se presentan tres tefras (A, B y C), de las cuales se proponen algunas correlaciones con algunas cenizas reportadas en anteriores trabajos.

### ***Tefra A***

La tefra A (a la cual se le ha asignado una edad de ca. 6,000 años AP) se presenta en los pozos Chapultepec (70-75 cm), San Pedro Tlaltizapán (95-100 cm), El Bañito (60-65 cm), Éjido de Santa Cruz (65-70 cm) y La Musaraña (190-195 cm; Fig. 18). Esta tefra muestra una amplia distribución, ya que se encuentra tanto en los sedimentos de la Laguna Chignahuapan como en los de Lerma.

Newton y Metcalfe (1999) reportan la presencia de una tefra por arriba de la TTC en el núcleo Almoloya del Río, la cual presenta propiedades geoquímicas diferentes a las tefras reportadas en la

Cuenca del Alto Lerma. Estos investigadores la nombran tentativamente como Tefra Almoloya Superior (TAS); sin embargo, no le asignan una edad aproximada. Por otra parte, M. Caballero (com. pers.) encuentra una ceniza negra, de 8 cm de espesor (núcleo Xilotzin, Laguna Chiconahuapan, Cuenca del Alto Lerma), por arriba de un limo arcilloso fechado en  $6,620 \pm 130$  años AP. Por su posición estratigráfica, posiblemente la Tefra A (ca. 6,000 años AP) correlacione con la ceniza detectada en el núcleo Xilotzin.

### *Tefra B*

La tefra B se presenta en los pozos La Ciénaga y Santa Cruz Atizapán (105-115 y 169-170 cm, respectivamente; Fig. 18) y se le atribuye una edad de ca. 3,700 años AP. Macías *et al.* (1997) registran, para la reciente historia volcánica del Nevado de Toluca, la producción de una ceniza de ca. 3,300 años AP. Sin embargo, esta tefra no se reporta en el exhaustivo trabajo de Newton y Metcalfe (1999). Posiblemente, la Tefra B correlacione con la tefra reportada por Macías y colaboradores.

### *Tefra C*

La tefra C se presenta en los pozos Santa Cruz Atizapán y La Musaraña (144-145 y 30-35 cm, respectivamente; Fig. 18) y se le ha asignado una edad aproximada de ca. 1,900 años AP.

Respecto del origen de estas tres últimas tefras, no es difícil suponer que pudieron haber sido originadas por alguno de los numerosos conos que se encuentran en la región (Fig. 6). Sin embargo - considerando lo delgado de la capa, el tamaño de grano y el área de influencia de las nubes de ceniza producidas por conos volcánicos distantes, así como las condiciones de dispersión de las cenizas de acuerdo con la actividad eruptiva y la época en la que está pudiera darse-, no se descarta una posible fuente externa. Por ejemplo, las cenizas producidas por el Popocatepetl alcanzan altitudes de varios kilómetros por arriba de la cima, sin necesidad de una alta tasa eruptiva. En el caso de eventos de tipo estromboliano o vulcaniano de baja magnitud, ocurridos entre octubre y mayo, las tefras se distribuirían preferentemente hacia el oriente del volcán (Estado de Puebla), mientras que en los meses de junio a septiembre, lo harían hacia el occidente (Estado de México y DF) (Delgado 2001). De acuerdo a las velocidades del viento a estas altitudes (5,800 m), la distribución de las tefras más finas podrían alcanzar hasta 100 km respecto a la fuente (la Cuenca del Alto Lerma se ubica al noroeste, aproximadamente a 100 Km del Popocatepetl).

Si se presentara una erupción de tipo pliniana, los vientos dominantes transportarían la ceniza hacia el sector occidental del Volcán (Estado de México y D. F.), a excepción de los meses de enero a marzo, en

que se tienen vientos del oeste y oeste-sureste y, por tanto, la distribución sería hacia el oriente (Estado de Puebla) (Delgado 2001).

En este contexto, Siebe y colaboradores (1996) mencionan que el Popocatepetl experimentó una erupción pliniana de gran magnitud entre *ca.* 2,200 y 2,000 años AP, edades cercanas a la de la Tefra C de nuestra zona de estudio. Pero no sólo se cuenta con registros de actividad del Popocatepetl para este periodo de tiempo, pues alrededor de los márgenes de la lava del Xitle, una capa de ceniza fechada a  $1,670 \pm 35$  años AP sugiere una fase eruptiva de este volcán. Cervantes y Molinero (1995 En: Siebe 2000) estiman una columna eruptiva de 8 a 11 km por encima del cráter y concluyen que el Xitle produjo  $0.96 \text{ km}^3$  de lava y  $0.12 \text{ km}^3$  de ceniza. En su mayor parte, la ceniza se dispersó hacia el sur y oeste, más o menos en dirección a la Cuenca del Alto Lerma (Fig. 6).

Por su cercanía y edad, la Tefra C (*ca.* 1,900 años AP) presente en dos pozos sureños de la Laguna Chignahuapan (La Musaraña y Santa Cruz Atizapán), probablemente correlacione con la ceniza eructada por el Xitle ( $1,670 \pm 35$  años AP); sin embargo, es necesario corroborar esta hipótesis con el análisis más detallado de las tefras.

### **Estratigrafía de diatomeas: condiciones ambientales y variación en el nivel de agua**

A continuación se discuten las condiciones ambientales y variaciones en el nivel de agua derivadas de las señales paleoambientales de las secuencias estratigráficas del Alto Lerma.

#### **Laguna Lerma**

##### **1. La Ciénaga**

En este pozo se presenta un ambiente dominante de pantano caracterizado por diatomeas del grupo cuatro (Tab. 7).

Antes de *ca.* 4,000 años AP, la señal magnética y el contenido orgánico indican condiciones ambientales estables, con aporte rápido de sedimento ( $TS = 0.95 \text{ mm año}^{-1}$ ; Fig. 10), probablemente de origen aluvial.

Entre *ca.* 4,000 y 3,000 años AP (2100 a 1100 aC), el rápido aporte de sedimentos, aunado a la deposición de la Tefra B, diluyen la concentración de diatomeas y de contenido orgánico (Fig. 11); sin embargo, la presencia de estatosporas sugieren el desarrollo de un cuerpo de agua somero (Figs. 21 y 26). Para este intervalo de tiempo, la información arqueológica señala la presencia de unos cuantos

asentamientos humanos en la zona ribereña del Alto Lerma durante el Formativo Temprano (1500 a 1000 aC) (Sugiura 2000).

Después de *ca.* 3,000 años AP, las diatomeas del grupo cuatro y las altas abundancias de estatosporas indican el establecimiento de un pantano de aguas dulces alcalino con abundante vegetación acuática (Tab. 7 y Figs. 19 y 26). Alrededor de los 700 años AP (1200 dC) se infiere un periodo levemente más somero y por lo tanto seco. El nivel de agua se recupera después de los 700 años AP (Figs. 19 y 26), pero se conserva con tirante bajo.

## 2. Chapultepec

Entre *ca.* 11,600 y 10,800 años AP, la entrada de sedimentos ( $TS = 0.14 \text{ mm año}^{-1}$ ; Fig. 10) diluye la concentración de diatomeas, pero la presencia de estatosporas *ca.* 10,800 años AP sugiere el desarrollo de un cuerpo de agua somero (Figs. 22 y 26). El bajo nivel de agua, sugerido por las estatosporas, correlaciona con las condiciones de pantano en los márgenes este y oeste de la laguna Chignahuapan *ca.* 12,400 años AP (Caballero *et al.* 2002).

Entre *ca.* 10,500 y 8,700 años AP, el dominio de diatomeas del grupo dos sugiere la presencia de un estanque de agua dulce, de nivel lacustre medio, mesotrófico a eutrófico (Tab. 7 y Fig. 26). Apartir de *ca.* 8,700 años AP y hasta antes de la sedimentación de la Tefra A (*ca.* 6,600 años AP), la presencia de *Hantzschia amphioxys* y *Aulacoseira* sp., así como el aumento en la abundancia de estatosporas, indican una disminución en el tirante de agua marcando el inicio de un período seco (Figs. 20 y 26). Esta disminución en el nivel de agua correlaciona con la presencia de diatomeas aerófilas, indicadoras de condiciones subaéreas, *ca.* 8,500 a 7,000 años AP en la Laguna Chignahuapan (Metcalf *et al.*, 1991; Caballero *et al.* 2002).

Entre *ca.* 7,300 a 4,000 años AP, la deposición de la Tefra A y la entrada de arena al lago diluyen la concentración de diatomeas y de contenido orgánico (Fig. 12); bajo estas condiciones, la presencia de estatosporas sugieren la permanencia del cuerpo de agua somero (Fig. 20); lo cual correlaciona con la presencia de un ambiente de pantano -sugerido por el análisis de diatomeas- en la Laguna Chignahuapan (Metcalf *et al.* 1991; Caballero *et al.* 2002).

Entre *ca.* 4,000 años AP (2100 aC) al presente, las diatomeas del grupo cuatro sugieren el desarrollo de un pantano de aguas dulces alcalino de nivel de agua bajo, mesotrófico a eutrófico y poca vegetación acuática (Tab. 7, Figs. 20 y 26). Niveles de agua un poco más bajos son detectados *ca.* 3,000 años AP (1100 aC), con el desarrollo de un pantano de inundación. De acuerdo a los datos arqueológicos, esta fase

somera correlaciona con un incremento de la ocupación humana en la zona lacustre del Alto Lerma (Formativo Temprano, 1500 a 1000 aC) (Sugiura 2000). Después de los 1,500 años AP (400 dC; Fig. 26), los niveles lacustres se recuperan.

### 3. San Pedro Tlaltizapán

Alrededor de los 11,600 años AP, las diatomeas del grupo tres sugieren nivel de agua medio y el desarrollo de un pantano de agua dulce, mesotrófico, con poca vegetación acuática (Tab. 7, Figs. 21 y 26). Después, entre *ca.* 11,000 y 8,000 años AP, la señal magnética y el contenido orgánico muestran valores bajos y constantes -que sugiere condiciones ambientales estables-, mientras que, las diatomeas del grupo cuatro señalan la transición del pantano de agua dulce a pantano de aguas dulces alcalino y una reducción del nivel lacustre, con nivel de agua bajo *ca.* 9,300 años AP (Tab. 7 y Figs. 21 y 26). La reducción en el nivel de agua correlaciona con el ambiente de pantano en el margen este y oeste de la Laguna Chignapooan *ca.* 12,400 años AP (Caballero *et al.* 2002).

Entre *ca.* 8,000 y 6,300 años AP se incrementan los valores de la susceptibilidad magnética, que culminan con el máximo asociado con la Tefra A (7,000 años AP; Fig. 13). La entrada de sedimentos a la cuenca ( $TS = 0.11 \text{ mm año}^{-1}$ ; Fig. 10), entre *ca.* 8,000 a 6,300 años AP, diluyen la concentración de diatomeas, pero la permanencia del cuerpo de agua somero queda señalada por la presencia de estatosporas (Fig. 21). La presencia de un cuerpo de agua somero correlaciona con los niveles lacustres bajos sugeridos por las diatomeas aerófilas detectadas en la Laguna Chignahuapan *ca.* 8,500 a 7,000 años AP (Metcalf *et al.* 1991; Caballero *et al.* 2002).

Entre *ca.* 6,300 y 2,600 años AP, la constancia en los valores de la señal magnética y del contenido orgánico sugieren condiciones ambientales estables, mientras que las diatomeas del grupo cuatro indican la persistencia del pantano de aguas dulces alcalino con una etapa un poco más somera entre *ca.* 4,800 y 3,900 años AP (Figs. 21 y 26), lo que correlaciona con el ambiente de pantano sugerido por los datos de Caballero *et al.* (2002).

Entre *ca.* 2,600 años AP (700 aC) al presente, las diatomeas sugieren la permanencia del pantano de aguas dulces alcalino con nivel de agua bajo a medio (Fig. 26); para este mismo intervalo de tiempo, el incremento tanto en la señal magnética como en el contenido orgánico (Fig. 13), sugieren condiciones ambientales más secas con un mayor aporte de sedimentos. Niveles de agua más someros -indicados por las diatomeas entre *ca.* 1,700 a 1,400 años AP (200 a 500 dC)- correlacionan con un pico de estatosporas y otro de partículas de carbón (Figs. 13 y 21). Los datos arqueológicos -durante este tiempo- sugieren un importante crecimiento poblacional en la ribera de las antiguas lagunas del Alto Lerma. Después de los

1,400 años AP (500 dC), las diatomeas del grupo cuatro indican una recuperación en el nivel de agua y la persistencia del pantano de aguas dulces alcalino (Tab. 7, Figs. 21 y 26).

## **Laguna Chignahuapan**

### **4. El Bañito**

Entre *ca.* 11,600 y 10,200 años AP, durante la depositación de la PTS, *Pseudostaurosira brevistriata* empieza a colonizar las aguas de la Laguna Chignahuapan y junto con *Staurosira construens* var. *venter*, indican nivel medio de agua y el desarrollo de un estanque de agua dulce, oligotrófico (Figs. 22 y 26).

Entre *ca.* 10,200 y 7,400 años AP, los datos magnéticos y el contenido orgánico sugieren condiciones ambientales estables (Fig. 14) que favorecen el desarrollo de una cobertura vegetal y limitan la entrada de terrígenos a la cuenca ( $TS = 0.04 \text{ mm año}^{-1}$ ; Fig. 10); el dominio de *S. construens* var. *venter*, indica la permanencia del estanque de agua dulce (Figs. 22 y 26).

Entre *ca.* 7,400 y 6,700 años AP, las diatomeas del grupo cuatro sugieren una baja en el nivel de agua y el desarrollo de un pantano de aguas dulces alcalino con poca vegetación acuática (Figs. 22 y 26), lo que correlaciona con el incremento en los valores de susceptibilidad magnética asociados a la entrada de sedimentos a la cuenca (Fig. 14).

La caída de la Tefra A y la entrada de sedimentos a la cuenca diluyen la concentración de diatomeas; sin embargo, la persistencia del cuerpo de agua está indicada por la ocurrencia de estatosporas entre *ca.* 6,700 y 3,700 años AP (Fig. 22). Los niveles lacustres bajos correlacionan con los datos de polen de Ludlow (2004), que indican la expansión de la pradera inundable entre *ca.* 6,700 a 3,700 años AP.

Después de la caída de la Tefra A, entre *ca.* 3,700 años AP (1800 aC) al presente, las diatomeas del grupo tres sugieren el desarrollo de un pantano de agua dulce, de nivel de agua variable y algo de vegetación acuática (Tab. 7 y Figs. 22 y 26). Niveles más bajos, *ca.* 3,000 años AP (1,100 aC) y *ca.* 700 años AP (1200 dC), correlaciona con los datos de polen de Ludlow (2004), que registran un incremento en las proporciones de polen de la pradera inundable (*Arenaria*) y de las subacuáticas (*Cyperus*). La información arqueológica señala que *ca.* 3,000 años AP, durante el Formativo Temprano, aparecen las primeras comunidades humanas en la zona ribereña del Alto Lerma (Sugiura (2000)).

Después de los 700 años AP (1200 dC), las diatomeas del grupo tres (Tab. 7) sugieren una ligera recuperación en el tirante de agua, que correlaciona con el aumento en las proporciones de *Schenopectus*, *Marsiela*, *Potamogeton* y *Typha* (Ludlow 2004); estos géneros, suelen presentarse entre 0.5 a 3 m de profundidad (Kebede y Belay 1994, Wetzel 2001), por lo que su presencia sugiere tirantes de agua de este orden. Durante la recuperación del nivel de agua (ca. 700 años AP), la nueva información arqueológica sugiere que se dejaron de construir islotes artificiales y la población humana se desplazó hacia la zona ribereña durante el Posclásico Temprano y Medio (900 a 1300 dC) (Sugiura 2000).

## 5. Éjido de Santa Cruz

Entre ca. 9,800 y 9,500 años AP, el alto contenido de materia orgánica diluye la señal magnética, así como la concentración de diatomeas y estatosporas ( $TS = 0.30 \text{ mm año}^{-1}$ ; Figs. 10 y 23). Entre ca. 9,500 y 8,900 años AP, las diatomeas del grupo dos sugieren el desarrollo de un estanque de agua dulce de nivel lacustre medio, mesotrófico a eutrófico (Tab. 7 y Figs. 23 y 26). La presencia de estatosporas durante este tiempo -con un pico a los 8,900 años AP- señalan el inicio de la disminución en el nivel de agua, que correlaciona con el dominio de polen de las subacuáticas (*Cyperus*) y, en menores proporciones, de las acuáticas estrictas (*Schenopectus*) (Ludlow 2004); probablemente, el nivel de agua fue <3 m, dado que estos géneros han sido reportados en este intervalo de profundidad (Wetzel 2001).

Entre 8,900 y 8,000 años AP, la caída de la TTC diluye la concentración de diatomeas, estatosporas y contenido orgánico. Durante este tiempo, los datos de polen de Ludlow (2004) sugieren el desarrollo de un pantano somero, indicado por la presencia de polen de las subacuáticas (*Cyperus*) y acuáticas estrictas (*Schenopectus*). Durante y después de la caída de la TTC se incrementa hasta un 25 % el bosque de *Alnus*, que con frecuencia reemplaza al bosque de coníferas después de una fuerte perturbación, como la ocasionada por la TTC (Velásquez *et al.* 2000 En: Lozano-García *et al.* 2005, en prensa).

Después de la caída de la TTC, entre ca. 7,400 y 6,800 años AP, la presencia de importantes cantidades de partículas de carbón y la permanencia del bosque de *Alnus* (Ludlow 2004) reflejan una serie de incendios asociados a la actividad del volcán Tres Cruces (Figs. 6 y 15). Por otro lado, las diatomeas del grupo cuatro indican el desarrollo de un pantano de aguas dulces alcalino de nivel de agua bajo, con algo de vegetación acuática (Tab. 7 y Figs. 23 y 26). Esta interpretación difiere de la propuesta por Metcalfe *et al.* (1991), para el Pozo 1, que sugieren una fase corta de altos niveles de agua ca. 7,000 años AP señalada por el dominio de varias diatomeas centrales (*Aulacoseira granulata*, *Cyclotella meneghiniana*, *Stephanodiscus subtilis* y *S. niagarae*) que correlaciona con la presencia de *Stephanodiscus neoastreae* en el núcleo Almoloya del Río (Caballero *et al.* 2002). *Stephanodiscus niagarae* es

típicamente mesotrófica de lagos profundos y someros de Canadá (Wilson *et al.* 1997); mientras que en México, ha sido reportada bajo condiciones tróficas altas, tanto de aguas profundas (>25 m, Valle de Bravo) como someras (<3 m, Santa Elena), con importantes abundancias en estas últimas (Valadez *et al.* 2005). *Aulacoseira granulata* es abundante en las zonas someras y eutróficas de la región de los grandes lagos (Stoermer *et al.* 1996) y en lagos profundos, eutróficos, al sur de Saskatchewan, Canadá (Dixit *et al.* 2000); además, se sabe que *Aulacoseira granulata* tolera la turbidez y bajas condiciones de luz (Unrein 2002). *Aulacoseira granulata* y *A. granulata* var. *curvata*, fueron abundantes en sedimentos superficiales de Valle de Bravo y en la columna de agua de Santa Elena, Estado de México, bajo condiciones eutróficas (Valadez *et al.* 2005). *Cyclotella meneghiniana* crece en aguas eutróficas y condiciones de alta turbidez, tanto en aguas profundas como someras (Battarbee 1986; Caballero 1995; Unrein 2002). *Stephanodiscus neoastraea* es típicamente eutrófica (Van Dam *et al.* 1994). Como se pudo observar, la presencia -en altas proporciones- de estos taxa planctónicos en las secuencias del Pozo 1 y Almoloya del Río (Metcalf *et al.* 1991 y Caballero *et al.* 2002, respectivamente), pudo ser favorecida por la entrada de nutrimentos -bajo condiciones de agua somera- y desplazar a las diatomeas bentónicas, una vez reducida la penetración de luz.

Entre ca. 6,800 y 3,400 años AP (4900 a 1500 aC) la caída de la Tefra A y el aporte de arena –posiblemente de origen aluvial- diluyen la concentración de diatomeas, así como del contenido de materia orgánica (Fig. 15 y 23); pero, la permanencia del cuerpo de agua queda indicada por las estatosporas (Fig. 23). La presencia de partículas de carbón, con un pico ca. 6,300 años AP (Fig. 23), sugieren la presencia de una serie de incendios, probablemente, ocasionados por la caída de la Tefra A. La presencia de un cuerpo de agua somero, sugerido por las estatosporas, difiere de la interpretación del estudio de polen de Ludlow (2004), quien propone el establecimiento de un extenso lago ca. 5,700 años AP, indicado por las altas proporciones de *Botryococcus* y *Pediastrum*. Sin embargo, Comas (1984) y Kaljj y Watson (1986) señalan que *Botryococcus braunii* Kütz. y varias especies de *Pediastrum* (*P. boryanum* var. *brevicone* A. Br., *P. boryanum* (Turp.) Menegh., *P. duplex* Meyen y *P. tetras* (Ehrenb.) Ralfs), son frecuentes en lagos alcalinos, eutróficos, tanto someros como profundos. Por otra parte, Kebede y Belay (1994) reportan a *Botryococcus braunii* y algunas especies de *Pediastrum* en un lago alcalino, eutrófico, de 18 m profundidad; además, señalan que después de un incremento en las concentraciones de fósforo, *B. braunii* fue la especie dominante entre 0 a 5 m de profundidad. *Pediastrum duplex*, *P. tetras* y *P. simplex* (Mainx) Fott, fueron comunes en un cuerpo de agua eutrófico y somero (<2 m), cercano a la presa Danxhó, Estado de México (Valadez *et al.* 2005). Como se puede apreciar, las especies de *Botryococcus* y *Pediastrum* parecen ser mejores indicadoras de condiciones tróficas (eutrofia) que de profundidad. Así, la interpretación limnológica sugerida por las estatosporas coincide con la de los datos palinológicos en

cuanto a la permanencia del cuerpo de agua, pero, no con la interpretación de un extenso lago de agua dulce *ca.* 5,700 años AP.

Entre *ca.* 3,400 AP (1500 aC) al presente, las diatomeas de los grupos 4 y 5 sugieren fluctuaciones en el nivel de agua (Tab. 7 y Fig 27). Niveles lacustres bajos se presentan entre *ca.* 3,000 a 2,500 años AP (1100 a 600 aC), asociados a un período seco que favorece la entrada de sedimentos y el desarrollo de *Hantzschia amphioxys* (diatomea aerófila), así como de vegetación acuática enraizada (Figs. 23 y 26). Los niveles lacustres bajos, correlacionan con los datos de polen de Ludlow (2004), que indican la presencia de polen de las subacuáticas (*Cyperus*) y acuáticas estrictas (*Schoenoplectus*, *Botryococcus* y *Pediastrum*), probablemente con nivel de agua <3 m, dado que estos géneros han sido reportados en este intervalo de profundidad (Wetzel 2001).

Después de los 2,500 años AP (600 dC), las diatomeas del grupo cuatro indican la recuperación del tirante de agua y el desarrollo de un pantano de aguas dulces alcalino de nivel de agua bajo a medio. La presencia humana es detectada entre *ca.* 100 a 400 dC, como lo indican las partículas de carbón (Fig. 15) y la presencia de Asteraceae, Chenopodiaceae y Poaceae (Ludlow 2004).

## 6. Santa Cruz Atizapán

Entre *ca.* 12,000 y 11,800 años AP, las diatomeas del grupo dos sugieren el desarrollo de un estanque de agua dulce con nivel de agua medio (Tab. 7 y Figs. 24 y 26), que se asocia con un limo con alto contenido de materia orgánica y valores bajos de susceptibilidad magnética (Fig. 16). El nivel lacustre bajo correlaciona con la presencia de polen de *Arenaria* -que suele crecer en suelos húmedos- y con polen de Cyperaceae y algunas esporas de hongos -que crecen en la línea de costa- (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa).

Entre *ca.* 11,800 y 10,000 años AP, durante la deposición de la PTS no hay diatomeas y disminuye el contenido de materia orgánica, a la vez que, se incrementa la señal magnética. Después de la PTS, entre *ca.* 10,000 y 8,700 años AP, el dominio de diatomeas del grupo dos (Tab. 7) indican la persistencia del estanque de agua dulce con tirante de agua medio (Figs. 24 y 26), que correlaciona con las altas cantidades de las esporas de *Isoetes* aff. *mexicana* (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa).

Antes de la TTC (*ca.* 8,700 a 8,630 ± 80 años AP), las diatomeas del grupo cuatro señalan la transformación del estanque de agua dulce a pantano de aguas dulces alcalino con nivel de agua medio (Tab. 7, Figs. 24 y 26). Después de la deposición de la TTC, entre *ca.* 7,900 y 6,500 años AP, las diatomeas del grupo dos señalan la continuación del nivel lacustre medio y el desarrollo de un estanque de

agua dulce (Tab. 7 y Figs. 24 y 26); durante este tiempo, la señal magnética permanece con valores bajos y constantes, pero, el incremento en los valores de contenido orgánico sugiere una fase más somera – asociada al inicio de una fase seca. La interpretación de nivel lacustre bajo, entre *ca.* 7,900 y 6,500 años AP, concuerda con el análisis de diatomeas de Metcalfe *et al.* (1991) y Caballero *et al.* (2002), así como con los datos de polen de Lozano-García *et al.* (2005, en prensa), a excepción de una pequeña fase de nivel lacustre alto *ca.* 6,800 años AP. Probablemente, durante esta fase -que correlaciona con el incremento en el contenido orgánico- se incrementaron los procesos de erosión local que acarrearán sedimentos y nutrientes a la cuenca. La entrada de sedimentos favoreció el desarrollo de vegetación acuática enraizada, como lo indica el polen del pastizal (Poaceae, Chenmo-Am) y la pobre representación del polen de las acuáticas estrictas (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa). La entrada de nutrientes –en un ambiente somero- favoreció el crecimiento de fitoplancton planctónico: diatomeas centrales (*Aulacoseira granulata*, *Cyclotella meneghiniana*, *Stephanodiscus subtilis*, *S. niagarae* y *S. neoastreae*) y del alga verde *Pediastrum*, del orden Chlorococcales (Metcalfe *et al.* 1991; Caballero *et al.* 2002; Lozano-García *et al.* 2005, en prensa).

Entre 6,500 y 4,200 años AP (4600 a 2300 aC), las diatomeas de los grupos 4, 2 y 3, señalan fluctuaciones en el nivel de agua, con un cuerpo de agua que evoluciona de pantano de aguas dulces alcalino a estanque de agua dulce y a pantano de agua dulce (Tab. 7, Figs. 24 y 26). Los datos magnéticos se mantienen estables hasta *ca.* 3,100 años AP, mientras que el contenido orgánico -que incrementa sus proporciones entre *ca.* 6,500 a 4,500 años AP (4600 a 2600 aC; Fig. 16)-, sugiere la disminución en el nivel de agua, facilitando el desarrollo de vegetación acuática enraizada. La disminución en el nivel de agua correlaciona con la pobre representación de polen de Cyperaceae y de las acuáticas estrictas, así como, con la persistencia de polen del pastizal (Poaceae, Chen-Am) (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa). Durante el desarrollo del pantano de agua dulce, indicado por el grupo tres de diatomeas (Tab. 7), Lozano-García y colaboradores (2005, en prensa) registra un pico de *Botryococcus* y *Pediastrum* *ca.* 5,100 años AP y lo asocia a un corto evento de nivel de agua alto. Sin embargo, durante esta edad, las condiciones ambientales secas -señaladas por el contenido orgánico- sugieren la entrada de sedimentos y nutrientes que posibilitaron el desarrollo de *Botryococcus* y *Pediastrum* bajo condiciones someras y eutróficas más que en tirantes de agua altos.

Entre 4,200 y 3.700 años AP (2300 a 1800 aC), las diatomeas del grupo cinco indican el desarrollo de un pantano de inundación con nivel de agua intermitente (Tab. 7, Figs. 24 y 26) que correlaciona con las altas proporciones de contenido orgánico (Fig. 16). El nivel de agua bajo también es sugerido por los datos polínicos, que muestran una pobre representación de polen de las acuáticas estrictas y del

incremento de Cyperaceae y *Arenaria*, características de la zona litoral (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa).

Después de la depositación de la Tefra B, entre 3,700 y 3,100 años AP (1800 a 1200 aC), las diatomeas del grupo tres sugieren la recuperación del tirante de agua y el desarrollo de un pantano de agua dulce, con niveles de agua bajo (Tab. 7, Figs. 24 y 26); durante este intervalo se mantiene la concentración de polen de Cyperaceae y *Arenaria*, lo que confirma el bajo tirante de agua (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa). De acuerdo a los datos arqueológicos, durante este tiempo (Formativo temprano, 1500 a 1000 aC) se establecen las primeras comunidades humanas en la zona ribereña del Alto Lerma (Sugiura 2000).

Entre ca. 3,100 años AP (1200 aC) al presente, las diatomeas de los grupos dos y cuatro (Tab. 7) sugieren fluctuaciones en el nivel lacustre (de bajos a medios). Entre ca. 3,100 y 2,000 años AP (1200 aC a 100 dC) el pantano de agua dulce se transforma en pantano de aguas dulces alcalino, con nivel de agua medio; lo cual, correlaciona con una extensión de la población humana en la zona lacustre del Alto Lerma durante el Formativo Medio (1000 a 500 aC) (Sugiura 2000).

Entre ca. 2,000 y 1,200 ± 195/190 años AP (100 aC a 750 dC) -cuando se deposita la Tefra C – el pantano de aguas dulces alcalino se hace más somero y después de los 1,200 años AP (750 dC) se recupera gradualmente el tirante de agua (Fig. 26), con la transformación del pantano de aguas dulces alcalino a estanque de agua dulce, con nivel de agua bajo. Los datos de polen, para este intervalo, sugieren una clara evidencia de la actividad humana en la región, dada la presencia de polen de Chenopodiaceae y *Zea mays* (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa), lo cual correlaciona la información arqueológica, que sugiere la construcción de numerosos islotes artificiales y del centro ceremonial La Campana-Tepozoco durante el Epiclásico (650 a 900 dC) (Sugiura 2000).

## 7. La Musaraña

Entre *ca.* 6,000 y 5,600 años AP, la depositación de la Tefra A pudo incrementar la turbidez, y una vez reducida la penetración de luz, se impidió el desarrollo de las diatomeas bentónicas, al tiempo que se favoreció el dominio de los taxa planctónicos, característicos del grupo uno de diatomeas (Tab. 7 y Fig. 25). Como se discute en párrafos anteriores, las diatomeas centrales de hábitat planctónico -presentes en los sedimentos del Alto Lerma- son mejores indicadoras de condiciones tróficas que de profundidad y su presencia en altas proporciones sugieren nivel de agua medio y estado trófico alto (Figs. 25 y 26). Durante este tiempo, la presencia de polen de *Alnus* -con proporciones del 15-20 %- (Ludlow 2004), probablemente, señalan una perturbación ambiental regional ocasionada por la caída de la Tefra A.

Entre *ca.* 5,600 y 4,700 años AP, el incremento en el contenido orgánico sugiere el establecimiento de un periodo seco que intensificó los procesos de erosión en las inmediaciones del lago, lo cual permite la entrada de sedimentos y facilita el crecimiento de vegetación acuática enraizada. Lo anterior correlaciona con el análisis de polen que indica una escasa presencia de polen de pastizal (Poaceae) y una pobre representación del polen de las subacuáticas y acuáticas estrictas Ludlow (2004). Con la entrada de sedimentos, se limita el crecimiento de diatomeas bentónicas y se favorece el de los taxa planctónicos (*Stephanodiscus niagarae*, *Aulacoseira granulata* y *Cyclotella pseudostelligera*) y ticoplanctónicas (*Staurosirella pinnata* y *Staurosira construens*) en un estanque de agua dulce de nivel de agua medio. Una vez azolvado el lago, los niveles lacustres pudieron no haberse recuperado, dejando el nivel de agua bajo; como resultado, los taxa ticoplanctónicos (*Staurosirella pinnata* y *Pseudostaurosira brevistriata*) se volvieron dominantes (Tab. 7 y Figs. 25 y 26). Condiciones similares se presentan en el Pozo 2 (Metcalf *et al.* 1991), donde *Melosira distans* var. *africana* sugiere el desarrollo de un pantano somero con abundante vegetación acuática emergente.

Entre *ca.* 4,700 y 4,300 años AP (2800 a 2400 aC), las diatomeas del grupo tres indican niveles lacustres bajos y el desarrollo de un pantano de agua dulce con abundante vegetación acuática (Tab. 7, Figs. 25 y 26), condiciones similares son señaladas por la pobre representación de polen de las acuáticas estrictas (*Typha*, *Sagittaria* y *Schoenoplectus*; Ludlow 2004), las cuales suelen crecer en profundidades < 3 m de la zona litoral (Wetzel 2001).

Niveles de agua particularmente bajos son sugeridos por el dominio de diatomeas del grupo cuatro *ca.* 4,000 años AP (2100 aC). Estas condiciones correlacionan con los datos de diatomeas del Pozo 2 de Metcalfe *et al.* (1991), así como con el estudio de polen de Ludlow (2004).

Después de los 4,000 y hasta los 3,700 años AP (1800 aC), los niveles de agua se recuperan nuevamente, como lo señala la presencia de las diatomeas del grupo dos (Tab. 7 y Figs. 25 y 26). Lo cual correlaciona con los datos de polen de Ludlow (2004), que señalan un incremento en las proporciones de las subacuáticas (*Cyperus*) y acuáticas estrictas (*Schenoeplectus*).

Entre ca. 3,700 a 1,136 años AP (1800 aC a 764 dC), los altos contenidos orgánicos (hasta 93%), diluyen tanto la concentración de diatomeas como la señal magnética (Figs. 17 y 25). Sin embargo, la presencia de un cuerpo de agua somero es señalada por la escasa representación de estatosporas (Figs. 25 y 26). Bajo estas condiciones, la interpretación paleoambiental sugiere nivel de agua bajo, que se mantienen hasta después de sedimentación de la Tefra C (ca. 1,136 años AP, 764 dC). Durante este tiempo, se detectan tres importantes picos en las partículas de carbón: los dos primeros se presentan entre ca. 3,500 y 3,000 años AP (1600 a 1100 aC) y ca 1,700 años AP (200 dC), que correlacionan con la expansión del pastizal, de la pradera inundable y del bosque de *Alnus* (Ludlow 2004), así como con el establecimiento de las primeras comunidades humanas en la zona lacustre del Alto Lerma (Sugiura 200); el tercero, se presenta ca. 1,300 años AP (600 dC) y correlaciona con la expansión de la pradera inundable (Ludlow 200) y con la caída de la Tefra C –durante este tiempo, empieza la construcción de islotes artificiales en el borde nororiental de la Laguna Chignahuapan, hacia finales del Clásico (550 a 650 dC)- (Sugiura 2000).

Entre ca. 1,136 años AP (764 dC) al presente, las diatomeas del grupo dos señalan la una ligera recuperación del tirante de agua (Tab. 7, Figs. 25 y 26). Esta interpretación, correlaciona con los datos de polen de Ludlow (2004), que sugieren profundidades <3 m, dado el incremento de polen de las acuáticas estrictas (*Schoenoplectus*, *Typha* y *Zygnema*), que con frecuencia son encontradas en la zona litoral y en este intervalo de profundidad (Wetzel 2001). Los datos arqueológicos indican que durante este tiempo se construyó el centro ceremonial La Campana-Tepozoco, así como numerosos islotes artificiales durante el Epiclásico (650 a 900 dC) (Sugiura 2000). La influencia humana resulta sugerida por la permanencia de las partículas de carbón, con un pico ca. 568 años AP (1300 dC; Fig. 17).

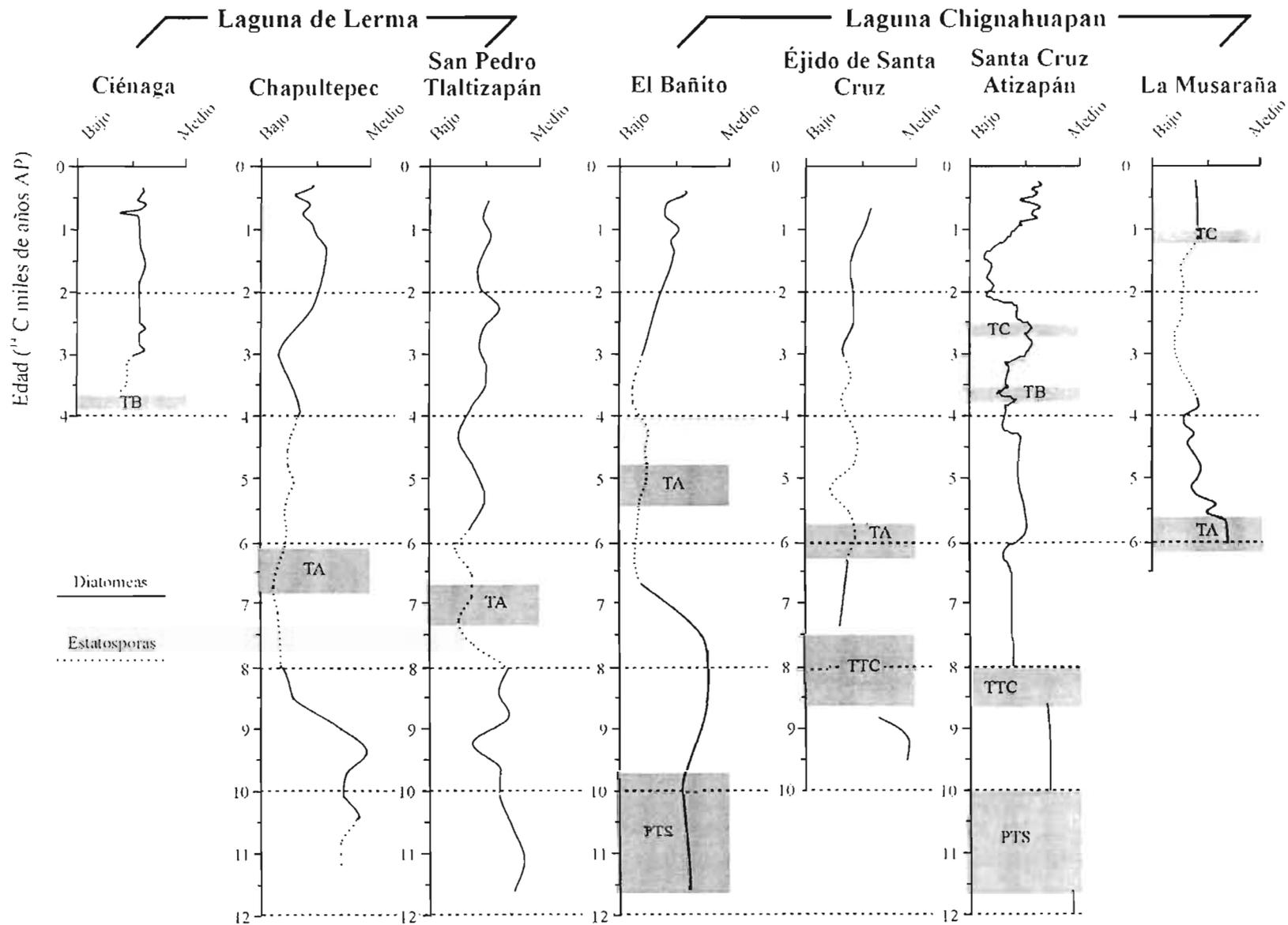


Figura 26. Reconstrucción del nivel de agua de las secuencias del Alto Lerma. PTS = Pómez Toluca Superior, TTC = Tefra Tres Cruces, TA = Tefra A, TB = Tefra B, TC = Tefra C.

## Variación espacio-temporal de las condiciones ambientales

Para una mejor correlación cronológica de las variaciones ambientales y del nivel de agua en la cuenca del Alto Lerma, se hace una distinción entre Pleistoceno tardío (ca. 12,000 a 10,000 años AP), Holoceno temprano (ca. 10,000 a 7,000 años AP), Holoceno medio (ca. 7,000 a 4,000 años AP) y Holoceno tardío (ca. 4,000 años AP al presente).

### **Pleistoceno tardío (ca. 11,600 a 10,000 años AP)**

Intervalo representado en cuatro pozos, dos pozos de la Laguna de Lerma (Chapultepec y San Pedro Tlaltizapán) y dos de la Laguna Chignahuapan (El Bañito y Santa Cruz Atizapán).

Antes y después de la deposición de la PTS (ca. 11,600 años AP), las diatomeas indican el desarrollo de un estanque de agua dulce, de nivel de agua medio, oligotrófico, con poca vegetación acuática (Figs. 26 y 27A). *Staurosira construens* y *S. construens* var. *venter* son dominantes ca. 10,500 años AP en Chapultepec y El Bañito, mientras que, *Staurosirella pinnata* lo es Santa Cruz Atizapán ca. 12,000 años AP. *Pseudostaurosira brevistriata* es dominante en El Bañito y Santa Cruz Atizapán, después de la intensa perturbación causada por la PTS. En San Pedro Tlaltizapán, la influencia litoral se manifiesta por la ocurrencia de varias diatomeas epífitas (*Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Epithemia turgida* y *Gomphonema* spp.). Esta interpretación correlaciona bien con los datos de diatomeas de Metcalfe *et al.* (1991) y Caballero *et al.* (2001), así como, con los datos de polen de Lozano-García *et al.* (2005, en prensa), que sugieren niveles lacustres medios a bajos, señalados por los valores altos de pastizal y Cyperacea para la Laguna Chignahuapan hace ca. 12,500 a 10,000 años AP (Fig. 27A).

El dominio de *Staurosira construens*, *S. construens* var. *venter*, *Staurosirella pinnata* y *Pseudostaurosira brevistriata*, no obstante, reflejar niveles lacustres medios durante el Pleistoceno tardío, probablemente, indican que durante este tiempo se establecieron los niveles más altos para las lagunas del Alto Lerma del registro estudiado (Figs. 26 y 27A).

### **Holoceno temprano (ca. 10,000 a 7,000 años AP)**

Intervalo representado en dos pozos de la Laguna de Lerma (Chapultepec y San Pedro Tlaltizapán) y tres en la Laguna Chignahuapan (El Bañito, Éjido de Santa Cruz y Santa Cruz Atizapán).

A pesar de que una gran porción de la cuenca del Alto Lerma pudo ser rellenada por la caída de la PTS, entre ca. 10,000 y 9,000 años AP, las diatomeas indican la continuidad de los niveles lacustres

medios registrados en el Pleistoceno tardío y el desarrollo de un estanque de agua dulce, mesotrófico, en Chapultepec, El Bañito, Ejido de Santa Cruz y Santa Cruz Atizapán; mientras que en San Pedro Tlaltizapán, se establece un pantano de aguas dulces alcalino (Fig. 27B). Las especies dominantes en el estanque de agua dulce (*Staurosira construens*, *S. construens* var. *venter*, *Pseudostaurosira brevistriata* y *Staurosirella pinnata*) disminuyen, a la vez, que se incrementan las proporciones de las diatomeas epifitas (*Rhopalodia gibba*, *R. gibberula* y *Epithemia turgida*) en el pantano de aguas dulces alcalino (Figs. 19-23, 27B). La diferencia en las condiciones ambientales -sugeridas por el análisis de diatomeas- entre San Pedro Tlaltizapán y los restantes pozos que registran al Holoceno temprano, es acorde con la posición litoral de San Pedro Tlaltizapán durante una etapa de niveles de agua someros en la Laguna de Lerma (Fig. 27B). Durante este intervalo, la presencia de polen de *Picea* (ca. 9,700 años AP) –que sugiere condiciones ambientales frías- es interpretada como el avance del glacial M-III (ca. 11,600 años AP; Heine 1994) del Nevado de Toluca (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa), que correlaciona con el avance glacial Milpulco-I en el Iztaccíhuatl (ca. 10,000 a 9,000 años AP; Vázquez-Selem y Heine 2004).

La actividad del volcán Tres Cruces -localizado al sudeste de la cuenca- produjo una Tefra con dispersión norte-noroeste ca. 9,000 a 8,500 años AP (Bloomfield 1975), acelera el proceso de azolvamiento de las lagunas de la Cuenca del Alto Lerma. Durante este tiempo, importantes cantidades de partículas de carbón –presentes en Ejido de Santa Cruz- correlacionan con un pico de polen de *Alnus* (25%) y son asociadas a la actividad del volcán Tres Cruces. Asociado a este nuevo aporte de sedimentos, las diatomeas *Hantzschia amphioxys* –indicadora de condiciones subáreas- y *Aulacoseira* sp., así como, la presencia de estatosporas indican la disminución en el nivel de agua en Chapultepec y Santa Cruz Atizapán y la transformación del estanque de agua dulce a pantano de aguas dulces alcalinas. Condiciones ambientales someras, alrededor de la caída de la TTC, son encontradas en el Pozo 2 (Metcalf *et al.* 1991) y en los núcleos La Isla I, La Isla II y Almoloya del Río (Caballero *et al.* 2001, 2002) que sugieren ambientes todavía más someros hacia el oeste de la cuenca (Fig. 27B). Durante este tiempo y hasta ca. 3,700 años AP, un clima más cálido es inferido por los datos de polen de Lozano-García *et al.* (2005, en prensa), que muestran una buena representación de las comunidades de bosque de *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*.

Después de la TTC, entre ca. 8,500 y 7,000 años AP, las diatomeas señalan la persistencia del pantano de aguas dulces alcalino, eutrófico, con abundante vegetación acuática en Ejido de Santa Cruz y el establecimiento de un estanque de agua dulce en Santa Cruz Atizapán (Fig. 27B).

### **Holoceno medio (ca. 7,000 a 4,000 años AP)**

Este intervalo está representado en todos los pozos, a excepción de la Ciénaga (Laguna de Lerma).

Entre ca. 7,000 y 6,000 años AP, la caída de la Tefra A y el aporte de sedimentos influenciado por una fase seca –iniciada alrededor de los 8,500 años AP- diluye la concentración de diatomeas en Chapultepec y San Pedro Tlaltizapán. Sin embargo, en Éjido de Santa Cruz, Santa Cruz Atizapán y La Musaraña, las diatomeas señalan niveles lacustres bajos a medios y el desarrollo de un estanque de agua dulce, mesotrófico, con poca vegetación acuática (Fig. 27C), lo cual correlaciona con los datos de polen de Lozano-García *et al.* (2005, en prensa), que sugieren un moderado incremento de *Pediastrum*, asociado a la entrada de sedimentos y nutrimentos al sistema –como lo muestran los perfiles de PPC y  $X_{ir}$  (Figs. 12-17). Con la entrada de sedimentos y nutrimentos, entre ca. 6,000 y 5,600 años AP, probablemente se incrementó el estado trófico y la turbidez en la Laguna Chignahuapan, favoreciendo el crecimiento de algas planctónicas, mesotróficas como *Stephanodiscus niagarae*, *Botryococcus* y *Pediastrum* en La Musaraña. Condiciones similares pudieron haberse presentado en los Pozo 1 y 2 (Metcalf *et al.* 1991), donde son dominantes varias diatomeas planctónicas, mesotróficas (*Aulacoseira paffiana*, *A. granulata*, *Cyclotella meneghiniana*, *Stephanodiscus subtilis* y *S. niagarae*), así como, en el núcleo Almoloya del Río (Caballero *et al.* 2002) donde dominaron *Stephanodiscus neoastreae* y *Aulacoseira italica* (Fig. 27C).

Entre ca. 5,600 y 4,500 años AP, la disminución en las proporciones de *Stephanodiscus niagarae* y el incremento en las de *Staurosirella pinnata* y *Pseudostaurosira brevistriata* –en el pozo La Musaraña– señalan la persistencia del estanque de agua dulce (Fig. 25), pero con un descenso en el nivel de agua y menor concentración nutrimentos. Para el mismo tiempo, en Santa Cruz Atizapán se desarrolla un pantano de agua dulce, donde domina *Cocconeis placentula* var. *lineata*, mientras que *Staurosirella pinnata* es abundante (Fig. 24). Este descenso en el nivel de agua, también, se observa en las secuencias estratigráficas de Metcalf *et al.* (1991) y Caballero *et al.* (2001) de la Laguna Chignahuapan. Metcalf y colaboradores (1991) asocian los niveles lacustres bajos a un hiato de sedimentación ca. 4,600 años AP, que correlacionan con un incremento en el contenido orgánico detectado entre ca. 5,000 a 4,000 años AP por Caballero y colaboradores (2001).

Después, entre ca. 4,500 y 4,000 años AP, el alto contenido de materia orgánica sugiere el establecimiento de otra fase seca que favorece el crecimiento de vegetación acuática enraizada. Lo cual correlaciona con un ligero incremento en el polen de pantano (Cyperacea y *Typha*) en Santa Cruz Atizapán (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa) y La Musaraña (Ludlow 2004). Bajo estas condiciones, la presencia de *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Epithemia turgida* y *Nitzschia amphibia* –diatomeas

epífitas- indican niveles lacustres bajos y el desarrollo de un pantano de aguas dulces alcalino en San Pedro Tlaltizapán (Lerma) y un estanque de agua dulce con abundante vegetación acuática en Santa Cruz Atizapán y La Musaraña (Chignahuapan). La diferencia en las condiciones ambientales, entre las secuencias de ambas lagunas, sugiere una menor profundidad en la Laguna de Lerma que en Chignahuapan.

### **Holoceno tardío (ca. 4,000 años AP al presente)**

Este intervalo está representado en los siete pozos trabajados.

La señal magnética muestra importantes fluctuaciones –con tendencia a mantener valores altos- que sugieren la persistencia del periodo seco iniciado durante el Holoceno medio. Condiciones ambientales secas y niveles lacustres bajos son sugeridos por la señal magnética ca. 3,000 años AP, ca. 2,000 años AP, y ca. 1,400/1,200/1,000 años AP (950 dC).

Entre ca. 4,000 y 3,000 años AP (2100 a 1100 aC) en las tres secuencias de la Laguna de Lerma, *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Nitzschia amphibia*, *Epithemia turgida*, *Rhopalodia gibba* y *R. gibberula*, sugieren niveles lacustres bajos y el desarrollo de un pantano de aguas dulces alcalino, mesotrófico a eutrófico, con abundante vegetación acuática (Fig. 27D). Condiciones similares son registradas en los Pozos 1 y 2 (Metcalf *et al.* 1991) y los núcleos La Isla II y Almoloya del Río (Caballero *et al.* 2001 y 2002, respectivamente; Fig. 27D). Para el mismo intervalo, *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Staurosira construens*, *S. construens* var. *venter*, *Staurosirella pinnata* y *Pseudostaurosira brevistriata*, indican niveles de agua bajos y el desarrollo de un pantano de agua dulce, con abundante vegetación acuática enraizada, en El Bañito, Santa Cruz Atizapán y La Musaraña (Chignahuapan). Los bajos niveles de agua también son sugeridos por la baja representación de polen de las acuáticas y subacuáticas, así como por la presencia de *Pediastrum* y *Botryococcus* en Éjido de Santa Cruz (Ludlow 2004). Bajo este panorama y durante el Formativo Temprano (1500 a 1000 aC), se asientan las primeras comunidades humanas en la zona ribereña de la cuenca del Alto Lerma (Sugiura 2000).

Las diferencias en las condiciones ambientales –sugeridas por el análisis de diatomeas- entre las secuencias de ambas lagunas sugieren que la Laguna de Lerma fue más somera que la de Chignahuapan. Sin embargo, esta última inicia una sensible retracción de su espejo de agua y profundidad ca. 3,000 años AP. El margen este es relativamente profundo, con el desarrollo de un pantano de agua dulce representado por los pozos El Bañito, Santa Cruz Atizapán y La Musaraña, mientras que el borde oeste es más somero, donde se establece un pantano de aguas dulces alcalino integrado por los Pozos 1 y 2 (Metcalf *et al.* 1991), los núcleos La Isla II y Almoloya del Río (Caballero *et al.* 2000 y 2002, respectivamente; Fig. 27D).

La presencia humana correlaciona con picos de partículas de carbón entre *ca.* 3,500 a 3,000 años AP (1500 a 1000 aC) y con el aumento de las Chen-Am. Asteraceae, Poaceae y la aparición de Cucurbitaceae y *Zea mays*, alrededor de los 3,500 años AP (Ludlow 2004).

Entre 3,000 y 2,000 años AP (1100 a 100 aC) al presente, en la Laguna de Lerma se conserva el pantano de aguas dulces alcalino con nivel de agua bajo. Con este panorama como telón de fondo, los datos arqueológicos indican que durante el Formativo Medio (1000 a 500 aC) los asentamientos humanos en la zona lacustre permanecen reducidos (Sugiura 2000). Niveles de agua particularmente bajos, en ambas lagunas, son detectados *ca.* 3,000 años AP (1100 aC).

Después, entre los 2,000 y 1,500 años AP (100 aC a 400 dC), en la Laguna Chignahuapan, *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Staurosira construens* y *Staurosirella pinnata* sugieren una ligera recuperación en los tirantes de agua y el desarrollo de un pantano de agua dulce, lo que correlaciona con el aumento de las acuáticas (*Schenoeplectus*, *Marsiela*, *Potamogeton* y *Typha*), así como con el descenso de las subacuáticas (*Cyperus* y Juncaceae) y de la pradera inundable en La Musaraña (Ludlow 2004). Condiciones similares, *ca.* 1,600 años AP, son registradas en el Pozo 2 (Metcalf *et al.* 1991), donde son frecuentes *Aulacoseira ambigua*, *Cyclotella meneghinina*, *Nitzschia amphibia* y *Cocconeis placentula*.

Alrededor de 1,500 años AP (400 dC), *Hantzschia amphioxys*, *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Epithemia turgida* y *Navicula cryptocephala* sugieren niveles de agua que van de bajos a intermitentes en la Laguna Chignahuapan. En Éjido de Santa Cruz se desarrolla un pantano de inundación, eutrófico, con abundante contenido orgánico, que correlaciona con la escasa representación del polen de las acuáticas (*Schoenoplectus*, *Typha*, *Botryococcus* y *Pediastrum*) y los de la pradera inundable (*Arenaria*) (Ludlow 2004). En Santa Cruz Atizapán, las diatomeas sugieren niveles de agua bajos y el establecimiento de un pantano de aguas dulces alcalino, eutrófico, con abundante vegetación acuática enraizada, que correlaciona con la escasa representación del polen de las acuáticas y por las altas abundancias de *Spirogyra*, *Mougeotia* y otras Zygnemataceae (Lozano-García *et al.* 2005, en prensa). En la Musaraña, la ausencia de diatomeas, la escasa representación de estatosporas y el alto contenido orgánico, sugieren el establecimiento de un periodo seco y el desarrollo de un pantano de inundación, de nivel de agua intermitente (Fig. 28A). Lo anterior correlaciona con los datos de polen de Ludlow (2004), que sugiere un incremento en de los elementos del pastizal, la disminución del polen de las subacuáticas y de la pradera inundable (Ludlow 2004). De acuerdo a la evidencia arqueológica, los niveles lacustres someros (*ca.* 2,000 a 1,500 años AP) correlacionan con un incremento en la población humana asentada en la zona lacustre del Alto Lerma durante la primera mitad del Clásico (200 a 450 dC; Fig. 28B y C) (Sugiura 2000).

Entre *ca.* 1,500 y 1,000 años AP (400 a 900 dC), *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Nitzschia amphibia*, *Rhopalodia gibba* y *R. gibberula* señalan una ligera recuperación en el tirante de agua en Santa Cruz Atizapán, pero conservando niveles de agua bajos. Condiciones similares -niveles lacustres bajos- son encontradas en los Pozos 1 y 2 de Metcalfe *et al.* (1991). Estos investigadores asocian la presencia de un horizonte de “root mat” con la desaparición del espejo de agua de la Laguna Chignahuapan entre  $1,620 \pm 50$  años AP y  $1,380 \pm 50$  años AP, lo cual apoya la idea de que el lado oeste de la laguna fue el más somero. Con este panorama, los datos arqueológicos señalan la construcción del centro ceremonial La Campana-Tepozoco y de un número importantes de islotes artificiales durante el Epiclásico (650 a 900 dC; Fig. 28C y D) (Sugiura 2000).

Entre *ca.* 1,000 años AP (900 dC) al presente, *Staurosira construens*, *S. construens* var. *verter* y *Staurosirella pinnata*, sugieren la recuperación del nivel de agua y el desarrollo de un estanque de agua dulce en La Musaraña, Santa Cruz Atizapán y El Bañito (Fig. 28E). La recuperación del tirante de agua también es sugerida por el aumento de polen de las acuáticas estrictas (*Schoenoplectus*, *Typha* y *Zygnema*; Ludlow 2004). El incremento de los niveles lacustres y del espejo de agua en la zona noreste de la Laguna Chignahuapan –a principios del Posclásico (900 a 1300 dC; Sugiura 2000)- probablemente obligó a la población lacustre a desplazarse hacia la zona ribereña.

La presencia humana en la región resulta sugerida por la ocurrencia de picos de partículas de carbón entre *ca.* 1,200 a 900 años AP en San Pedro Tlaltizapán, Éjido de Santa Cruz y La Musaraña, y confirmada por la presencia de polen de *Zea mays*, Chenopodiineae, Asteraceae, y Poaceae en las secuencias de Santa Cruz Atizapán (Lozano-García *et al.* 2005) y La Musaraña (Ludlow 2004).

### **Correlación con los registros del suroeste de los Estados Unidos, noroeste, centro y sureste de México**

A continuación se comparan las señales paleolimnológicas y paleoambientales de las zonas aledañas a la región del Alto Lerma, dada la influencia de diferentes controles climáticos que afectan al suroeste de Estados Unidos y noroeste de México, centro y sureste de México, la región del Caribe y norte de Sudamérica. Para una mejor correlación cronológica se hace una distinción entre Pleistoceno tardío (*ca.* 12,000 a 10,000 años AP), Holoceno temprano (*ca.* 10,000 a 7,000 años AP), Holoceno medio (*ca.* 7,000 a 4,000 años AP) y Holoceno tardío (*ca.* 4,000 años AP al presente).

### **Pleistoceno tardío (ca. 12,000 a 10,000 años AP)**

Durante el Pleistoceno tardío, las cuencas de los grandes desiertos de Norteamérica (Mojave, Sonora y Chihuahua) registran condiciones húmedas y niveles lacustres altos –con respecto a las condiciones actuales- entre ca. de 12,000 a 10,000 años AP (Benson *et al.* 1990; Ortega *et al.* 1999; Metcalfe *et al.* 1997). En la región central de México, los niveles lacustres medios –los más altos para la Cuenca del Alto Lerma entre ca. 12,000 a 10,000 años a 9,000 años AP- correlacionan con los niveles lacustres medios observados en Pátzcuaro (Bradbury 1997, 2000), Zacapu (Metcalfe 1995), La Piscina de Yuriria (Metcalfe y Hales 1994; Caballero *et al.* 2002), así como, con las condiciones de pantano encontradas en Chalco (Caballero y Ortega 1998), mientras que, en Tecocomulco (Caballero *et al.* 1999) y Texcoco (Lozano-García *et al.*, 1993) correlacionan con un hiato de sedimentos (Fig. 29). Condiciones diferentes –secas y niveles lacustres bajos- se registran en el sureste de México (Hodell *et al.* 1995), norte de Guatemala (Curtis *et al.* 1998), la región del Caribe y norte de Sudamérica (Bradbury *et al.* 2001).

Al parecer, durante el Pleistoceno tardío el suroeste de Estados Unidos, noroeste y centro de México registran niveles lacustres similares, pero, regidos por controles climáticos diferentes. Alrededor de los 12,000 años AP, la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) y las celdas de alta presión subtropical: Bermuda-Azores (B-A) y la del Pacífico Norte (CPN) empiezan a moverse hacia posiciones más norteñas, después, de haber alcanzado su posición más sureña a finales del último máximo glacial (ca. 18,000 años AP). Con el movimiento de la ZITC y de las celdas de alta presión B-A y CPN se modifica la posición e intensidad de los vientos del oeste y de los vientos alisios en el hemisferio norte del continente americano (Metcalfe 2000; Fritz *et al.* 2001; Bradbury *et al.* 2001). Los vientos del oeste –influenciados por el remanente de la capa de hielo Laurentide- continúan transportando humedad del Pacífico al suroeste de Estados Unidos y noroeste de México, lo que, posiblemente, explica los altos niveles lacustres registrados en la región ca. 12,000 años AP (Metcalfe 2000; Fritz *et al.* 2001; Bradbury *et al.* 2001); hay quienes proponen que los lagos de la región central de México, también, permanecieron bajo la influencia de los vientos del oeste (Bradbury 1989; Bradbury *et al.* 2001). Por otra parte, los vientos alisios –todavía con una posición sureña- se mantiene sin aportar humedad al sureste de México, norte de Guatemala, la región del Caribe y norte de Sudamérica.

### **Holoceno temprano (ca. 10,000 a 7,000 años AP)**

Durante el Holoceno temprano, los niveles lacustres de las lagunas del Alto Lerma empiezan a disminuir –pero conservan niveles de agua medios hasta ca. 9,000 años AP- lo cual correlaciona con el descenso de los niveles lacustres en los lagos del suroeste de los Estados Unidos ca. 7,000 años AP (Fritz

*et al.* 2001) y noroeste de México (Metcalf *et al.* 1997; Ortega *et al.* 1999), al igual, que en la mayor parte de la región central de México (Fig. 29). Condiciones opuestas –húmedas- son reportadas en el sureste de México *ca.* 8,200 años AP (Hodell *et al.* 1995), norte de Guatemala *ca.* 9,000 a 7,300 años AP (Curtis *et al.* 1998), la región del Caribe (Bradbury *et al.* 2001) y norte de Sudamérica (Bradbury *et al.* 2001).

Durante el Holoceno temprano, el incremento en la insolación de verano –forzado por el ciclo de precisión de la Tierra (Berger 1978; Hodell *et al.* 1995; Fritz *et al.* 2001)- aceleró el retroceso y la disminución de la capa de hielo Laurentide, que a su vez, ocasionó una posición media anual más norteña de la ZITC y de las celdas de alta presión CPN y B-A. Bajo estas condiciones, probablemente, se corrió la zona de subsidencia subtropical reduciendo la humedad relativa en el suroeste de Estados Unidos y noroeste de México, pero con mayor precipitación a la actual, dada la influencia de los vientos del oeste en esa región de Norteamérica. El flujo de viento superficial que corre de la zona de subsidencia subtropical hacia el ecuador y que origina a los vientos alisios –ligeramente desplazados hacia el norte- aportó mayor humedad de verano al centro y sureste de México, así como, al norte de Guatemala, la región del Caribe y norte de Sudamérica (Bradbury *et al.* 2001); bajo estas condiciones, se explican los altos niveles de agua en el sureste de México; posiblemente, la influencia de los alisios no fue tan intensa en el centro de México como en el sureste, de allí los niveles lacustres medios en esta parte de México.

#### **Holoceno medio (*ca.* 7,000 a 4,000 años AP)**

Las lagunas del Alto Lerma, durante el Holoceno medio, se caracterizan por el establecimiento de condiciones secas –particularmente intensas entre *ca.* 5,600 a 4,000 años AP- y ambientes lacustres someros. Condiciones similares son registradas en los grandes desiertos de Norteamérica: en el desierto de Mojave (Benson *et al.* 1990), al este de Nuevo México y las Planicies Altas de Texas (Holliday, 1989 En: Benson *et al.* 1990), correlacionan con la sequía más extrema y prolongada entre *ca.* 7,000 y 4,500 años AP, así como, con las condiciones secas observadas alrededor de los 7,000 años AP en el desierto de Chihuahua (Metcalf *et al.* 1997). En la región central de México, correlacionan con niveles de agua bajos detectados en Pátzcuaro (Bradbury 1997, 2000), Chalco (Caballero y Ortega 1998) y hiatos sedimentarios en Texcoco (Bradbury 1989) y Tecocomulco (Caballero *et al.* 1999) (Fig. 29); condiciones diferentes –húmedas y niveles de agua altos- son observados, tanto, en La Piscina de Yuriria *ca.* 6,000 años AP (Metcalf y Hales 1994), como en la cuenca de Zacapu entre *ca.* 7,000 y 6,000 años AP (Metcalf 1995) (Fig. 29). En el sureste de México, la señal es opuesta a la de las lagunas del Alto Lerma, con el establecimiento de condiciones húmedas en la Península de Yucatán entre *ca.* 7,000 y 4,000 años AP (Hodell *et al.* 1995), así como, en las tierras bajas del Petén, Guatemala entre *ca.* 6,800 a 4,800 años

AP (Curtis *et al.* 1998) y norte de Sudamérica (Bradbury *et al.* 2001). Por otra parte, el acentuado periodo seco y los bajos niveles de agua detectados entre *ca.* 5,600 y 4,000 años AP en las lagunas de Lerma y Chignahuapan también son detectados en La Piscina de Yuriria (Metcalf y Hales 1994), Zacapu (Metcalf 1995), Pátzcuaro (Bradbury 1997, 2000; Watts y Bradbury 1982), Cuitzeo (Israde *et al.* 2002) y Chalco (Caballero *et al.* 1995; Caballero y Ortega 1998), así como, con la permanencia de los hiatos sedimentarios en los lagos de Texcoco y Tecocomulco (Caballero *et al.* 1999) (Fig. 29).

Tradicionalmente, la sequía y los bajos niveles lacustres se han atribuido al aumento de la evaporación –ocasionada por el incremento en la insolación de verano- que excede cualquier incremento de precipitación. Sin embargo, recientes estudios sugieren que el incremento en la insolación de verano pudo desarrollar e intensificar el monzón norteamericano (MNA) durante el Holoceno medio, que a su vez, favoreció el establecimiento de condiciones tan secas como las actuales en las partes continentales medias de Norteamérica, debido al incremento de subsidencia en las áreas cercanas al centro de acción del MNA (Higgins *et al.* 1997 En: Harrison *et al.* 2003). Actualmente, el centro de acción del MNA se localiza al Noroeste de México (Sinaloa, Durango, Sonora y Chihuahua) con movimientos hacia el norte (Arizona, Nuevo México y Colorado). En junio, la isobata subtropical de 500 mb –localizada al noroeste de México- produce un flujo cálido del suroeste que causa condiciones climáticas secas a través de Arizona (Douglas *et al.* 1993).

En el presente, en la zona ecuatorial ocurren dos insolaciones máximas cada año durante los solsticios de primavera y otoño. Berger y Loutre (1997), señalan que los periodos de máxima insolación de primavera y otoño en el ecuador ocurrieron a los 17,000 años AP y 6,000 años AP, respectivamente. Para los últimos 12,000 años AP, los niveles de agua más bajos en el suroeste de los Estados Unidos y norte de México (*ca.* 7,000 a 3,000 años AP), así como, el acentuado periodo seco y los bajos niveles de agua detectados en la región central de México están precisamente centrados en el último periodo de máxima insolación en el Ecuador. Harrison *et al.* (2003) proponen que la combinación de la respuesta termal y su dinámica a la fuerza orbital durante el Holoceno medio explica los patrones regionales de cambio en aridez mostrados durante el Holoceno medio.

#### **Holoceno tardío (*ca.* 4,000 años AP al presente)**

Durante el Holoceno tardío, entre *ca.* 4,000 y 2,000 años AP (2100 a 100 aC), los bajos niveles lacustres detectados en la cuenca del Alto Lerma son contradictorios con las condiciones húmedas encontradas en la Gran Cuenca y Desierto de Mojave entre *ca.* 4,000 y 3,500 años AP (Waters 1989) y con la permanencia de las condiciones húmedas en la Península de Yucatán *ca.* 4,000 años AP (Hodell *et al.* 1995; Curtis *et al.* 1998). Sin embargo, correlacionan bien con el establecimiento de las actuales

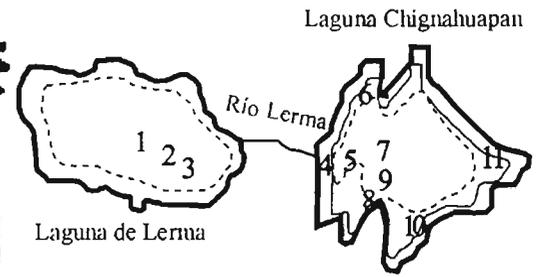
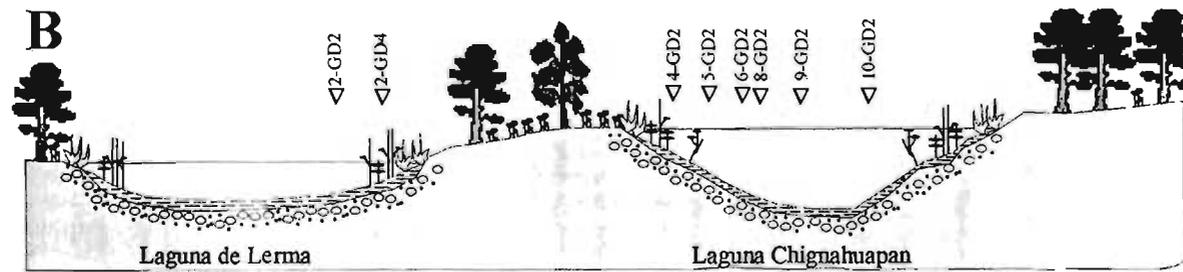
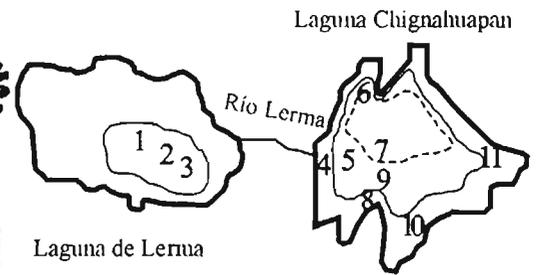
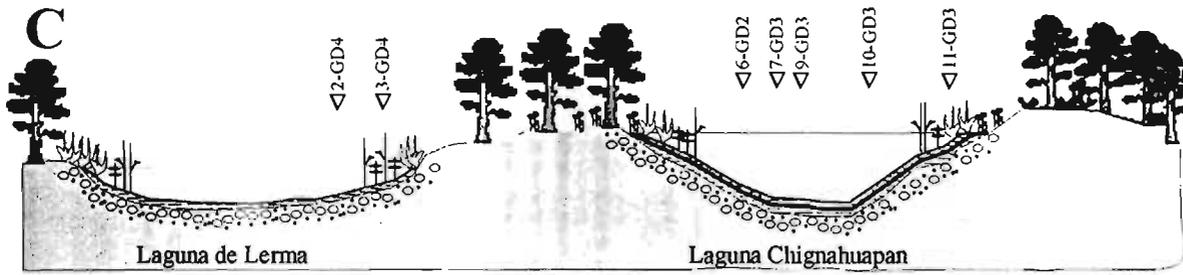
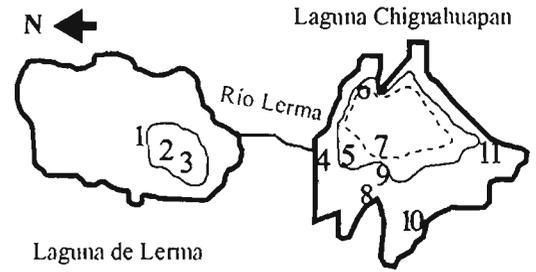
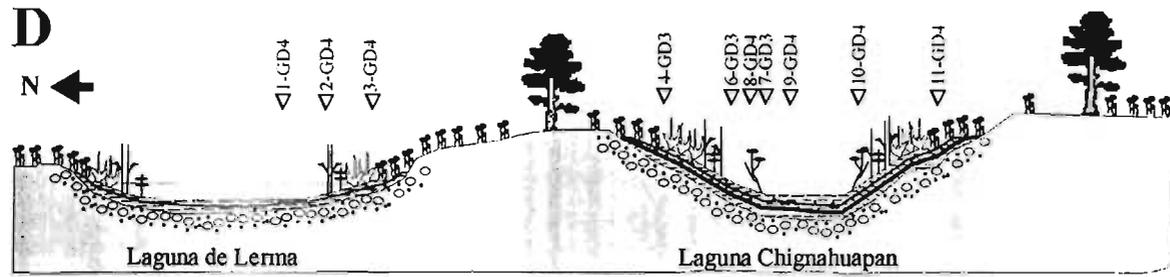
condiciones climáticas en los desiertos de Chihuahua (Metcalf *et al.* 1997) y Sonora (Ortega *et al.* 1999), así como, con las condiciones secas en la región central de México (Bradbury 1989, 2000; Metcalf y Hales 1994; Metcalf *et al.* 1994; Caballero *et al.* 1999, 2002), a excepción de la cuenca de Zacapu, donde se registra un breve incremento en los niveles lacustres *ca.* 2,900 años AP (Metcalf 1995, 1997; Ortega 1995). Condiciones diferentes –húmedas- son detectadas en el sureste de México y norte de Guatemala entre *ca.* 3,500 a 3,000 años AP (Hodell *et al.* 1995; Curtis *et al.* 1998), región del Caribe y norte de Sudamérica (Fritz *et al.* 2001).

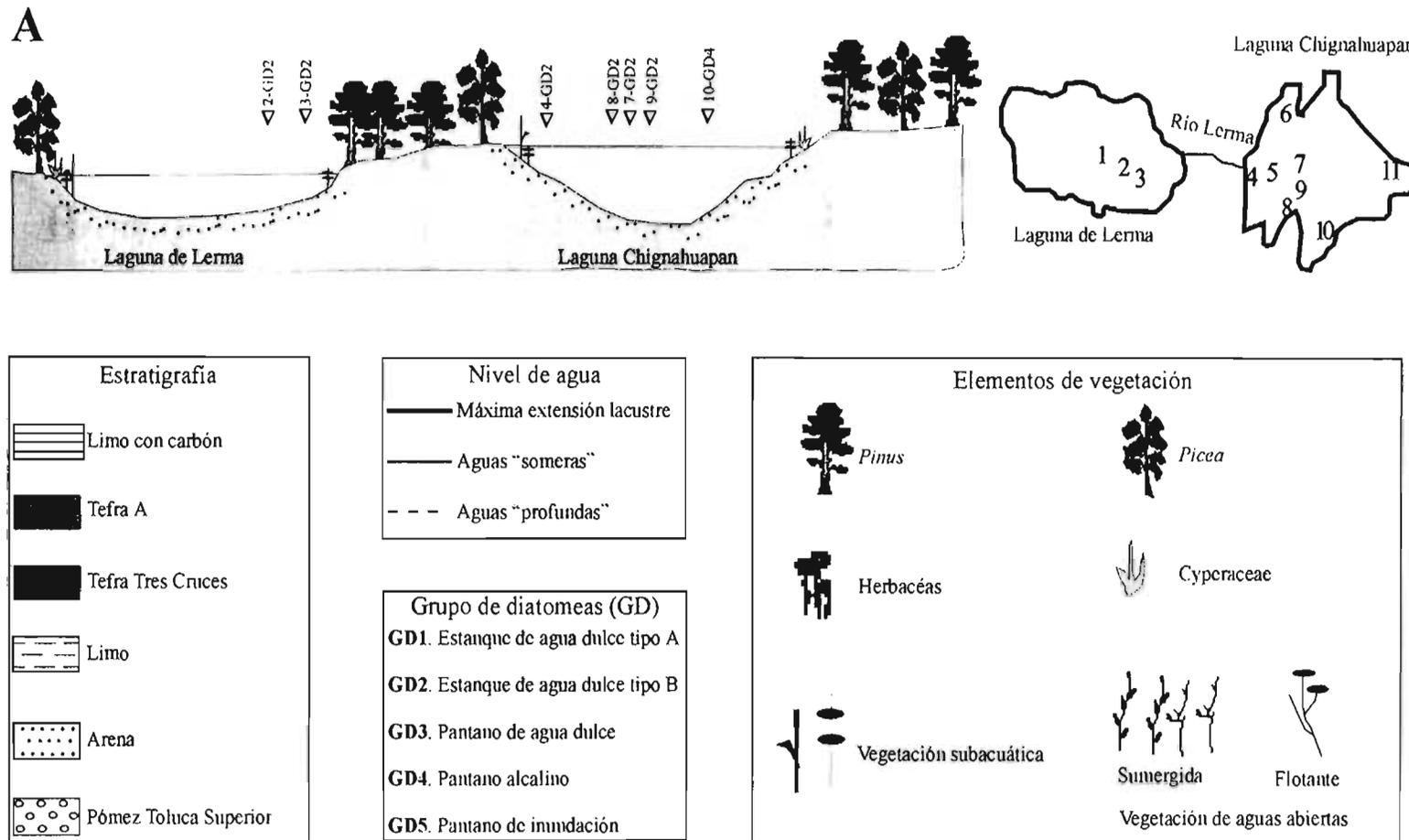
A principios del Holoceno tardío (*ca.* 4,000 años AP) se presenta una disminución de la estacionalidad de la insolación y un incremento en el flujo meridional, probablemente asociado con el componente de precisión de 21,000 años de los ciclos de Milankovitch (Fritz *et al.* 2001; Haug *et al.* 2001). Bajo estas condiciones, la ZITC y las celdas de alta presión del CPN y B-A inician a moverse hacia el sur de su posición actual, lo que ocasiona que los vientos del oeste aporten mayor humedad al suroeste de Estados Unidos durante el invierno; mientras que, los vientos alisios –ligeramente desplazados hacia el sur- disminuyen el aporte de humedad en el centro de México, a la vez que, la incrementan en el sureste de México. Fritz *et al.* (2001), con base en los datos paleolimnológicos de Norteamérica, sugiere el establecimiento de un gradiente oeste a este en los regímenes de humedad durante el Holoceno tardío, que refleja una serie de cambios en la posición de los sistemas de alta y baja presión, probablemente, en respuesta al incremento de los patrones de circulación meridional como en la disminución de la insolación de verano, lo que posiblemente explica los niveles lacustres bajos detectados en la región central de México.

Entre 2,000 y 1,500 años AP (100 aC a 400 dC), los niveles de agua que van de intermitentes a bajos en las lagunas del Alto Lerma, correlacionan con las condiciones someras registradas en la Piscina de Yururia *ca.* 1,400 a 900 años AP (Metcalf y Hales 1994), Zacapu *ca.* 1,000 años AP (Metcalf 1995) y Pátzcuaro entre *ca.* 1,200 a 800 años AP (Bradbury 2000) (Fig. 29) y con el incremento de las condiciones secas en la Península de Yucatán entre *ca.* 2,200 a 1,200 años AP. Los niveles lacustres bajos, registrados entre *ca.* 2,000 a 1,000 años AP (900 dC) -asociados a una severa sequía-, probablemente, tuvieron un gran impacto en las áreas densamente pobladas del centro de México y Península de Yucatán (O'Hara *et al.* 1994; Curtis *et al.* 1996; Metcalf *et al.* 2000). Alrededor de los 900 dC, ocurrió el colapso de la civilización Maya (Hodell *et al.* 1991, 1995; Curtis y Hodell 1996; Fritz *et al.* 2001), a la vez que, se aceleró el crecimiento poblacional en la zona lacustre del Alto Lerma durante el Epiclásico (650 a 900 dC) (Sugiura 2000). Condiciones secas y bajos niveles lacustres, también, son detectados en la región de Caribe y norte de Sudamérica alrededor de los 2,000 años AP (Fritz *et al.* 2001).

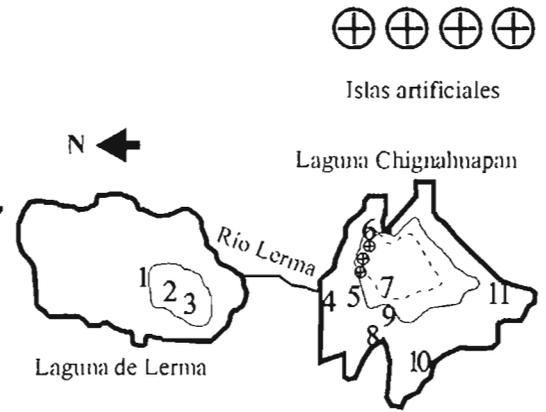
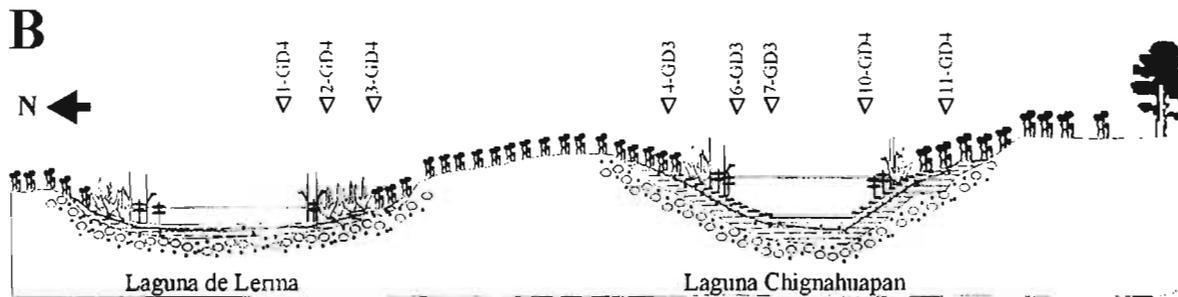
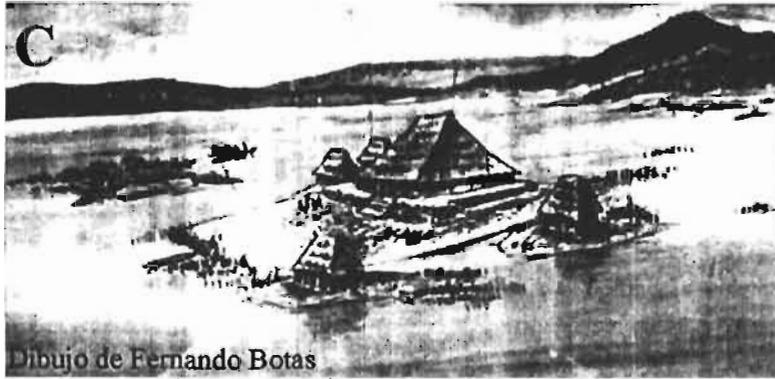
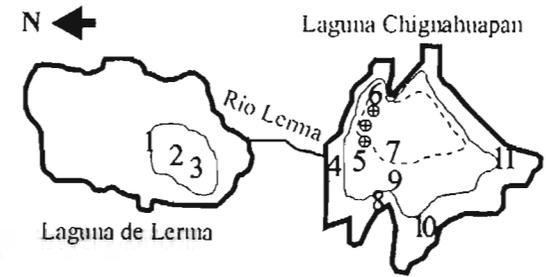
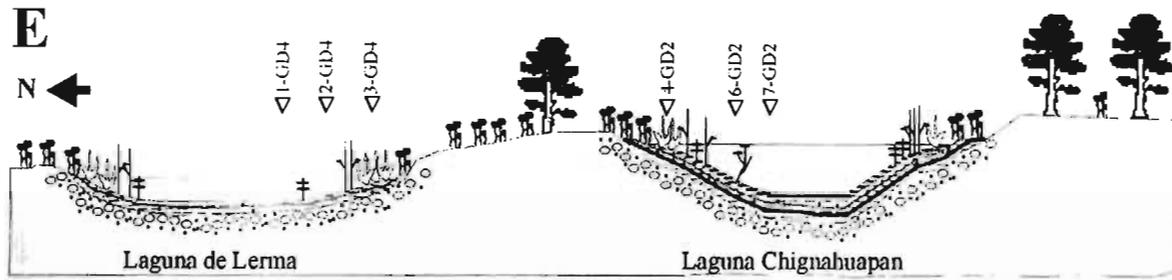
Entre *ca.* 1,500 años AP (400 dC) al presente, la recuperación de los niveles de agua en las secuencias del Alto Lerma –pero con niveles bajos- correlaciona con las condiciones húmedas en la Gran Cuenca y Desierto de Mojave *ca.* 1,000 años AP (Waters 1989), así como, con el establecimiento de condiciones húmedas alrededor de los 1,000 años AP en el norte de Guatemala (Curtis *et al.* 1998). Condiciones diferentes –secas- son registradas en La Piscina de Yuriria *ca.* 800 años AP (Metcalf *et al.* 1994).

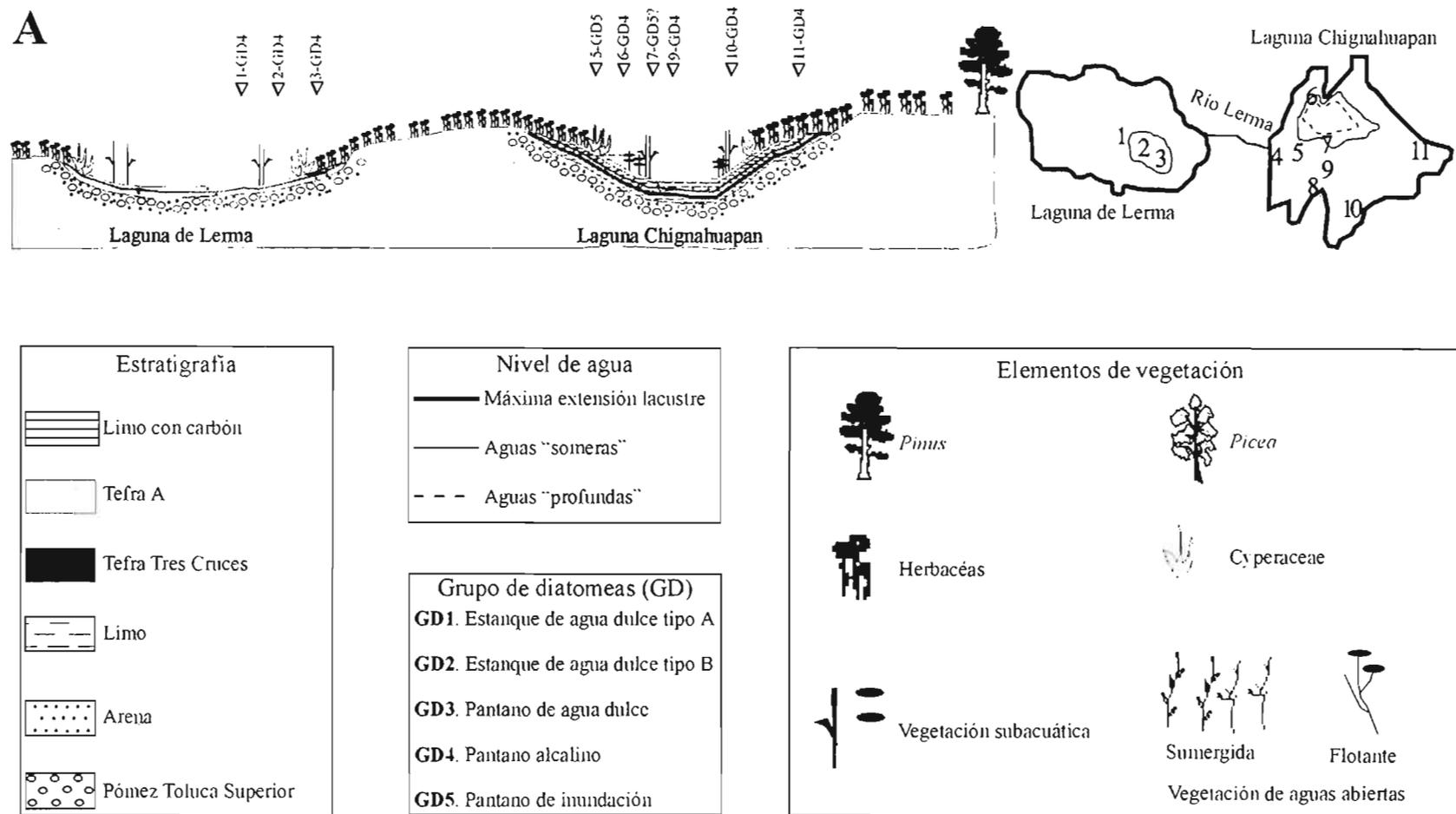
El actual patrón de lluvias –para la mayor parte de México- esta asociado a la posición de la ZITC, localizada al norte del ecuador de junio a septiembre, que conducen humedad desde el Atlántico a través de los vientos alisios del noreste; durante el invierno, la ZITC se localiza al sur del ecuador y el clima es seco (García 1996; Metcalf *et al.* 2000). Cuando se presenta un desplazamiento más sureño o norteño –al de las condiciones normales- en la ZITC y de las celdas de alta presión subtropicales se presentan anomalías en el patrón de precipitación sobre varias regiones norte y Centroamérica. Hodell *et al.* (2005) sugieren que el desplazamiento hacia el sur –en su posición media anual- de la ZITC y de la celda de alta presión subtropical B-A *ca.* 550 años AP (1480 dC) produjeron cambios en las temperaturas superficiales del mar y en la circulación atmosférica sobre el mar Caribe; consecuentemente, las bajas temperaturas pudieron haber reducido la evaporación y convección sobre el mar Caribe, resultando en una disminución en la precipitación en la Península de Yucatán y norte de Sudamérica. Esta sequía regional es asociada a la pequeña edad de hielo, la cual es cercana al colapso de la civilización Maya (Hodell *et al.* 2005).



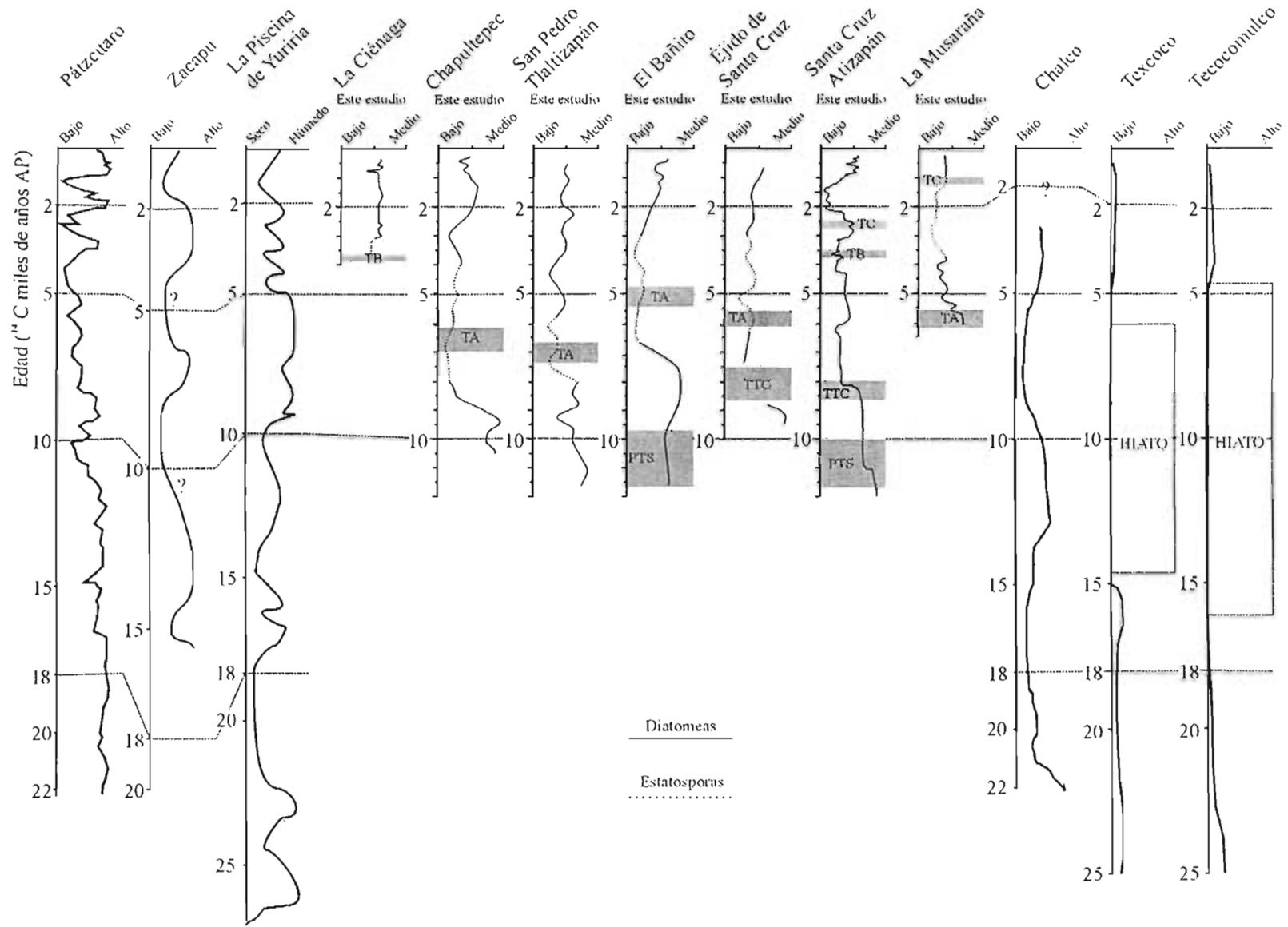


**Figura 27.** Condiciones ambientales y variación en el nivel de agua en la Cuenca del Alto Lerma. A. Pleistoceno tardío (ca. 12,000 AP), B. Holoceno temprano (ca. 10,000 años AP), C. Holoceno medio (ca. 6,600 años AP), D. Holoceno tardío (ca. 4,000 años AP). 1. La Ciénaga, 2. Chapultepec, 3. San Pedro Tlaltizapán, 4. El Bañito, 5. Éjido de Santa Cruz, 6. Santa Cruz Atizapán, 7. La Musaraña, 8. La Isla II (Caballero *et al.* 2001), 9. Almoloya del Río (Caballero *et al.* 2002), 10. Pozo 2 (Metcalf *et al.* 1991), 11. Pozo 1 Metcalf *et al.* 1991).





**Figura 28.** Condiciones ambientales y variación en el nivel de agua en la Cuenca del Alto Lerma. A. Holoceno tardío (ca. 2,000 años AP), B. Holoceno tardío (ca. 1,000 años AP), C. Clásico (200-450 dC), D. Epiclásico (650-900 dC), E. Posclásico (900-1,300 dC). 1. La Ciénaga, 2. Chapultepec, 3. San Pedro Tlaltizapán, 4. El Bañito, 5. Éjido de Santa Cruz, 6. Santa Cruz Atizapán, 7. La Musaraña, 8. La Isla II (Caballero *et al.* 2001), 9. Almoloya del Río (Caballero *et al.* 2002), 10. Pozo 2 (Metcalf *et al.* 1991), 11. Pozo 1 Metcalf *et al.* 1991).



**Figura 29.** Reconstrucción del nivel de agua de varios sitios de México Central (Modificado de Caballero *et al.* (2002). PTS = Pómez Toluca Superior. TTC = Tefra Tres Cruces, TA = Tefra A, TB = Tefra B, TC = Tefra C..

## CAPÍTULO 6 – Conclusiones generales

El estudio de diatomeas recientes y su clasificación en grupos ecológicos, en términos paleolimnológicos, funciona como análogo moderno en la reconstrucción de las variaciones de los niveles de agua, pH y estado trófico, además ofrece una visión de las condiciones paleolimnológicas generales en un espacio y tiempo determinado –como se discute en el capítulo cinco- en que se asocia con la presencia humana. Lo anterior es fundamental para interpretar con mayor precisión la información arqueológica y entender cuáles fueron las condiciones lacustres a las que se adaptaron los pueblos prehispánicos asentados en la Cuenca del Alto Lerma.

Las comunidades de diatomeas que viven actualmente en la Laguna Chignahuapan la caracterizan como un cuerpo de agua somero, de aguas dulces y alcalinas. Las fluctuaciones en la composición específica de las comunidades de diatomeas estuvieron asociadas con variaciones en alcalinidad y conductividad registradas durante los periodos de secas y lluvias. *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Nitzschia amphibia* y en menores proporciones *Epithemia turgida*, que se desarrollan en condiciones de bajo nivel de agua, relativamente alta conductividad y alcalinidad, resultan ser el análogo moderno del grupo cuatro de diatomeas fósiles (pantano de aguas dulces alcalino) detectado en los perfiles de las lagunas de Lerma y Chignahuapan. *Staurosira construens* var. *construens* y *Staurosirella pinnata* que crecen en condiciones más diluidas -dados los bajos valores de conductividad y alcalinidad registrados durante la estación lluviosa, son el análogo moderno del grupo dos de diatomeas fósiles (estanque de agua dulce tipo B). Además, se reconocieron otros tres grupos ecológicos de diatomeas fósiles: estanque de agua dulce tipo A, pantano de agua dulce y pantano de inundación.

Por otra parte, la distribución vertical y horizontal de los grupos ecológicos de diatomeas fósiles en los perfiles de la Laguna Chignahuapan señalan un retraimiento importante en el espejo de agua ca. 2,000 a 1,500 años AP (500 a 200 aC) y un avance alrededor de los 1,000 años AP (900 dC). Estas fluctuaciones en el espejo de agua y el establecimiento diferencial de los grupos ecológicos de diatomeas indican que la parte Este de la Laguna Chignahuapan ha sido la zona más profunda –donde se encuentra el remanente actual de este cuerpo de agua-. Además, sugieren que las zonas norte y noreste son las más propensas a inundaciones cuando se incrementa el tirante de agua.

Respecto a la reconstrucción paleoambiental, los registros paleolimnológicos de las lagunas del Alto Lerma -como en otros sitios de la región central de México- sugieren: (i) Niveles de agua medios - durante el Pleistoceno tardío (ca. 12,000 a 11,600 años AP)- asociados a un periodo seco y frío que correlaciona con el avance glacial local MII-2. (ii) Durante la caída de la Tefra PTS (ca. 11,600 años AP)

y hasta principios del Holoceno temprano (*ca.* 10,000 a 8,500 años AP), se infiere un óptimo lacustre con los niveles de agua más altos para la zona; si bien estos nunca fueron particularmente profundos dada la topografía de la cuenca, la caída de la PTS contribuyó al azolvamiento de la cuenca, dejando cuerpos de aguas más someros. (iii) Alrededor de la caída de la TTC, empieza una fase seca *ca.* 7,000 años AP, que se intensifica entre *ca.* 4,000 y 2,000 años AP, la cual contrasta con las condiciones húmedas observadas en la Península de Yucatán y los lagos de las tierras bajas de Guatemala *ca.* 3,000 años AP. Estas observaciones sugieren que el balance de agua en la cuenca del Alto Lerma, como en la región central de México, fue negativo después de los 7,000 años AP. (iv) Durante el Holoceno tardío (*ca.* 4,000 años AP al presente), se registraron importantes fluctuaciones en los niveles lacustres; entre *ca.* 2,000 y 1,500 años AP se registran niveles de agua intermitentes que correlacionan con las condiciones someras en la región central de México, así como, con las condiciones secas de la Península de Yucatán; bajo estas condiciones –como lo indican los datos arqueológicos– se presentó el colapso de la civilización Maya durante el Clásico tardío (800 a 1000 dC), al tiempo que se intensificó el crecimiento poblacional en la zona lacustre del Alto Lerma durante el Epiclásico (650 a 900 dC). Después de los 900 dC se recuperan ligeramente los tirantes de agua –probablemente, con niveles similares a los observados durante el Holoceno temprano–, lo que obligó a población humana a desplazarse hacia la zona ribereña del Alto Lerma.

En resumen, la reconstrucción paleolimnológica –con base en el análisis de diatomeas fósiles– sugiere que las lagunas de Lerma y Chignahuapan fueron cuerpos de agua someros, que estuvieron bajo la influencia de un presupuesto de precipitación pluvial negativo después de los 7,000 años AP, influenciado por el desplazamiento de la ZITC. En adición, como es sugerido por la actividad volcánica en la región, la caída de diferentes tefras (PTS, TTC y TA) aceleró el proceso natural de azolvamiento de las lagunas del Alto Lerma haciendo prácticamente imposible su recuperación. El establecimiento de un pantano de aguas dulces alcalino –caracterizado por diatomeas del grupo cuatro– *ca.* 4,000 años AP y hasta 1940, señalan que la Laguna de Lerma se azolvó con mayor rapidez que la Laguna Chignahuapan.

## Literatura citada

- Albores B. 1995. *Tules y sirenas. El Impacto ecológico y cultural de la industrialización en el alto Lerma*. El Colegio Mexiquense, A. C. Gobierno del Estado de México. Secretaria de Ecología. 478 pp.
- Anadón F. 1992. Lagos. En: Arche A. 1992. *Sedimentología*. Volumen I. CSIC. Madrid.
- Anadón P., Cabrera L. I. y K. Kelts. 1991. *Lacustrine facies análisis*, Special publication number 13 of the International association of Sedimentologists. Blackweel Scientific Publications. Great Britain. 318 pp.
- Antón D. y C. Díaz. 2000. *Sequía en un mundo de agua*. Piriguazú Ediciones y CIRA-UAEM
- Apha-Awna-Wpcf. 1980. Métodos normalizados para el análisis de aguas potables y residuales. 17ª Edición, editorial ediciones Díaz de Santos, Madrid España. 221 pp.
- Arce J. L., Macías J. L. and L. Vázquez-Selem. 2003. The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México: Stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of American Bulletin* 115: 230-248
- Barendregt R. W. 1984. Using paleomagnetic remanence and magnetic susceptibility data for the differentiation, relative correlation and absolute dating of Quaternary sediments. pp 101-102 In Mahaney W. C. (Eds.): *Quaternary dating methods. Developments in palaeontology and stratigraphy* 7, 431 pp.
- Battarbee R. W. 1979. *Diatoms in lake sediments* In: B. W. Berland (ed.) *Paleohydrological Changes in the temperate zone in the last 15,000 years*. Lund. Sweden.
- Battarbee R. W. 1986. Diatom analysis. In: E. B. Berglund (Ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Jonh Wile and Sons Ltd., New York. P. 527-569.
- Bengtsson L. and M. Enell. 1986. Chemical analysis In: B. E. Berglund (Ed.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Jonh Wiley and Sons, Ltd., New York. p. 423-448.

- Benson L. V., Curie D. R., Dorn R. I., Oviatt C. G. Robinson S. W., Smith G. I. and S. Stine. 1990. Chronology of expansion and contraction of four Great Basin Lake system during the past 35,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **78**: 241-286.
- Berger A. 1978. Long-term variations of the caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*. **9**: 139-167.
- Berger A. and M. F. Loutre. 1997. Intertropical latitudes and precessional and half-precessional cycles. *Science* **278**, 1476-1478.
- Bloomfield K. 1973. The age and significance of the Tenango basalt, central Mexico. *Bulletin of Volcanology* **37**: 586-595.
- Bloomfield K. 1975. A Late-Quaternary monogenetic volcano field in Central Mexico. *Geologische Rundschau* **64**: 476-497.
- Bloomfield K. and S. Valastro. 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Geological Society of American Bulletin*. Vol. **85**: 901-906.
- Bloomfield K. and S. Valastro. 1977. Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *Overseas Geology Mineral Resources* **46**: 1-15.
- Bradbury J. P. 1971. Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from diatoms *Limnology and Oceanography* **16**: 180-200.
- Bradbury J. P. 1986. Paleolimnología del Lago de Chalco. México, el medio ambiente litoral. En: Lorenzo, J. L. y Mirambell L. (Eds.) *Tlapacoya: 35,000 años de Historia del Lago de Chalco*. Colección Científica. Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 297 pp.
- Bradbury J. P. 1989. Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico. *Quaternary Science Reviews* **8**: 75-100.
- Bradbury J. P. 2000. Limnologic history of Lago Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **163**: 69-95.

- Bradbury J. P., Grosjean M., Stine S. and F. Sylvestre. 2001. Full and Late Glacial Lake Records Along the PEP 1 Transect: Their Role in Developing Interhemispheric Paleoclimate Interactions In: Markgraf (ed.). *Interhemispheric Climatic Linkages*. Academic Pres. p. 265-291.
- Caballero M. 1995. *Late Quaternary Palaeolimnology of Lake Chalco, the Basin of Mexico*. Ph. D. thesis. Univ. of Hul, UK.
- Caballero M. y Ortega B. 1998. Lake levels since about 40,000 Years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research* **50**: 60-70.
- Caballero M., Lozano G. S., Ortega G. B., Urrutia F. J., Macias J. L. 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal Paleolimnology* **22**: 399-411.
- Caballero M., Macías J. L., Lozano-García S., Urrutia-Fucugauchi J. y Castañeda-Bernal. 2001. Late Pleistocene-Holocene volcanic stratigraphy and palaeoenvironments of the upper Lerma Basin, Mexico. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **30**: 247-261.
- Caballero M., Ortega B., Valadez F., Metfalce S., Macías J. L. y Y. Sugiura. 2002. Sta Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **186**: 217-235
- Comas A. 1984. Chlorococcales (Chlorophyceae) de algunos acuatorios de Pinar del Río, Cuba. *Acta Botánica Cubana. Academia de Ciencias de Cuba* **17**: 1-60
- Covarrubias M. 2003. Arquitectura de un sitio lacustres del Valle de Toluca desde finales del clásico y durante el epiclásico (550-9001 DC) una reconstrucción de las estructuras públicas del montículo 20 de Santa Cruz Atizapán. Tesis de Arqueología. INAH. SEP. 183 pp.
- Curtis J. H. and D. A. Hodell. 1996. Climate variability on the Yucatán Peninsula (México) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research* **46**: 37-47.
- Curtis J. H., Brenner M., Hodell D. A. y R. A. Balser. 1998. A multi-proxy study of Holocene environmental change in the Maya Lowlands of Peten, Guatemala. *Journal of Paleolimnology* **19**: 139-159.

- Dean W. E. Jr. 1974. Determination of Carbonate and Organic Matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sedim. Petrol.* **44**: 242-248.
- Delgado H. 2001. Patrones de viento en las cercanías del volcán Popocatepetl , los productos balísticos y sus efectos. P. 50-98. En: SEGOB, CENAPRED, UNAM, IGF (Eds.). *Las cenizas volcánicas del Popocatepetl y sus efectos para la aeronavegación e infraestructura aeroportuaria*. México.
- Dixit A. S., Hall R. I. Leavitt P. R. Quinland R. and J. P. Smol. 2000. Effects of sequential depositional basins on lake response to urban and agricultural pollution: a palaeoecological analysis of the Qu'Appelle Valley, Saskatchewan, Canada. *Freshwater Biology* **43**: 319-337.
- Douglas M., Maddox R. and K. Howard. 1993. The Mexican monsoon. *Journal of Climate* **6**: 1665-1677.
- Duff K. E., Zeeb B. A. and J. P. Smol. 1995. Atlas of Chrysophycean Cysts. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. 189 pp.
- Edlund B. M., Stroermer F. E., Taylor M. C. 1996. *Aulacoseira skvortzowii* sp. nov. (Bacillariophyta), a poorly understood diatom from Lake Baikal, Russia. *Journal Phycology*. **32**: 165-175.
- Ehrlich A. 1995. Atlas of the inland-water diatom flora of Israel. The Israel Academy of Sciences and Humanities. Israel. 166 pp and LX plates.
- Facher E. and R. Schmidt 1996. A siliceous chrysophycean cyst-based pH transfer function for Central European lakes. *Journal of Paleolimnology* **16**: 275-321.
- Flores P. 2002. Geomorfología de la cuenca de Tenango y áreas adyacentes, Estado de México. Tesis de Maestría. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. 126 pp.
- Frey D. G. 1988. What is palaeolimnology? *Journal of Paleolimnology* **1**: 5.8
- Fritz S. C. 1996. Paleolimnological records of climate change in North America. *Limnology and Oceanography* **41**: 882-889
- Fritz S. C., Juggins S. and Battarbee R. W. 1993. Diatom assemblages and ionic characterization of lakes of the Northern Great Plains, North America: A tool for reconstructing past salinity and climate fluctuations. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **50**: 1844-1856.

- Fritz S. C., Metcalfe S. E. and D. Walter. 2001. Holocene Climate Patterns in the Americas Inferred from Paleolimnological Records In: Markgraf (ed.). *Interhemispheric Climatic Linkages*. Academic Pres. p. 241-263
- García E. 1980. *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana)*. Instituto de Geografía. UNAM. 245 pp.
- García E. 1996. Diversidad Climático Vegetal en México. En: Biodiversidad, Taxonomía y Biogeografía de Artrópodos de México. México D. F. CONABIO-UNAM. Primera Edición. 15-27 pp.
- Gardner , J. J. and Whitlock. 2001. Charcoal accumulation following a recent fire in the Cascade Range, northwestern US, and its relevance for fire-history studies. *Holocene* **11**: 541-549.
- Gasse F. 1986. *East African Diatoms: Taxonomy and Ecological Distribution*. Bibliotheca Diatomologica **11**. 201 pp.
- Germain H. 1981. Flore des *Diatomées*. *Diatomophycees*. Société Nouvelle des éditions Boubée. París. 444 pp.
- González-Quintero L. 1986. Análisis polínicos de los sedimentos. En: J. L. Lorenzo y L. Mirambell, *Tlapacoya: 35,000 Años de Historia del Lago de Chalco* (pp. 157-166): Colección Científica, Serie Prehistoria, Instituto de Antropología e Historia.
- Grimm E. C. 1991-1993. "*Tilia Software*". Illinois State, Springfield.
- Hall R. I., Leavitt P. R., Dixit A. S., Quinlan R. and Smol J. P. 1999. Limnological succession in reservoirs: a paleolimnological comparison of two methods of reservoir formation. *Can. J. Fish. Aquat. Sc.* **56**: 1109-1121.
- Harrison S. P., Kutzbach J. E., Liu Z., Bartlein P. J., Otto-Bliesner B., Muhs D., Prentice I. C., and R. S. Thompson. 2003. Mid-Holocene climates of the Americas: a dynamical response to changed seasonality. *Climate Dynamic* **20**: 663-688
- Haug G. H., Konrad A., Sigman D. M., Peterson L. C. and U. Röhl. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science* **293**: 1304-1308.
- Heine K. 1988. Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes. *Die Geowissenschaften* **7**: 197-205.

- Heine K. 1994. The late-glacial moraine sequences in Mexico: is there evidence for the Younger Dryas event? *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology* **112**: 113-123.
- Hickman M. 1974. Effects of the Discharge of Thermal Effluent from a Power Station on Lake Wabamum, Alberta, Canada –The epipelagic and epipsammic algal communities. *Hydrobiologia* **45**: 199-215.
- Hill M. O. 1979. TWINSPLAN – A Fortran program for arranging multivariate data in an ordered two way table by classification of the individuals and the attributes. Cornell University, Department of Ecology and Systematics, Ithaca, New York.
- Hodell, D. A., Curtis J. H., Jones G. A., Higuera-Gundy A., Brenner M., Binford M. W. and K. T. Dorsey. 1991. Reconstruction of Caribbean climate change over past 10,500 years. *Nature* **352**: 790-793.
- Hodell D. A., Curtis J. H. and M. Brenner. 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* **375**: 391-393.
- Hodell D. A., Brenner M., Curtis J. H., Medina-González R., Can E. I., Albornaz-Pat A. & T. O. Gui.derson. 2005. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary research* **63**: 109-121.
- Hustedt F. 1937-1939. Systematische und ökologische Untersuchungen über die Diatomeen-Flora von Java, Bala und Sumatra. *Arch. Hydrobiol. (Suppl.)* **15**: 131-177, **16**: 187-295, 393-506.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1976. *Tenango E14-A48. Carta Edafológica. Escala 1:50,000*. CETENAL.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1980a. *Síntesis Geográfica del Estado de México*. SPP. 174 pp.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1980b. Carta estatal de vegetación y uso actual. Escala 1:400,000
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 1998. Ciudad de México. E14-2. Carta Geológica. Escala 1:250,000
- Israde I., Garduño-Monroy V. H. and Ortega R. 2002. Paleoambiente lacustre del cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológica* **12**: 6178.

- Kaljj J. and Watson. 1986. Phytoplankton and its dynamics in two tropical lakes: a tropical and temperate zone comparison. *Hydrobiologia* **138**: 161-176.
- Kebede E., Mariam G. Z. and I. Ahlgren. 1994. The Ethiopian Rift Valley lakes: chemical characteristics of a salinity-alkalinity series. *Hydrobiologia* **288**: 1-12.
- Kebede E. and A. Belay .1994. Species composition and phytoplankton biomass in a tropical African lake (Lake Awassa, Ethiopia). *Hydrobiologia* **288**: 13-32.
- Kilham P. and S. S. Kilham. 1990. Endless summer: internal loading processes dominate nutrient cycling in tropical lakes. *Freshwater Biology* **23**: 379-389.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1986. *Süßwasserflora von Mitteleuropa. Band 2/1: Bacillariophyceae. 2. Teil: Naviculaceae*. Gustav Fischer. 586 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1988. *Süßwasserflora von Mitteleuropa. Band 2/2: Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariaceae (Epithemiaceae, Surirellaceae)*. Gustav Fischer. 596 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1991a. *Süßwasserflora von Mitteleuropa. Band 2/3: Bacillariophyceae. 3. Teil: Bacillariaceae (Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae)*. Gustav Fischer. 576 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1991b. *Süßwasserflora von Mitteleuropa. Band 2/4: Bacillariophyceae. 4. Teil: Bacillariaceae (Achnanthes, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema)*. Gustav Fischer. 437 pp.
- Krebs J. 1985. Ecología. Estudio de la distribución y la abundancia. Harla, México 753 pp.
- Lorenzo J. L. y L. Mirambell. 1986. Tlapacoya, 35,000 años de historia del lago de Chalco. *Colección científica, serie prehistoria. IHAN, México* **115**: 297 pp.
- Lowe R. L. 1974. *Environmental requirements and pollution tolerance of freshwater diatoms*. Environmental Monitoring Series. Environmental Protection Agency Report 670/4-74-055. 334 pp.
- Lozano-García M. S., Ortega Guerrero B., Caballero Miranda M. y Urrutia-Fucuguachi J. 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, central Mexico. *Quaternary Research* **40**: 332-342.

- Lozano M. S. and B. Ortega 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of México; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology* **99**: 77-93.
- Lozano-García M. S., Sosa-Nájera S., Sugiura Y. and M. Caballero. 2005. 23,000 years of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high altitude Basin in central México. *Quaternary Research* (en prensa).
- Ludlow Wiechers B. M. 2004. *El Holoceno en la Ciénaga de Almoloya, Estado de México, una reconstrucción ambiental*. Tesis de doctorado. Facultad de Ciencias. UNAM. 94 pp.
- Macías J. L., Arce J. L., García P. A., Siebe C., Espíndola J. M., Komorowski J. C. and Scott K. 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. In: *Guidebook of Geological Excursions for the 1997 Annual Meeting of the Geological Society of America, Salt Lake City*, (Ed. By K. P. Link and B. Kowallis), Book 1, pp. 1-28. BYU Press, USA.
- Margalef R. 1983. *Limnología*. Omega. Barcelona. 1010 pp.
- Martínez A. 2000. Archivos geoquímicos para la reconstrucción de los ambientes cuaternarios: ideas y ejemplos. II jornadas do Quaternário da APEQ; Porto, FLUP, 12-13 Outubro.
- Metcalf S. E. 1987. Historical data and climatic change in Mexico: A review. *Geographical Journal* **153**: 211-222.
- Metcalf S. E. 1995. Holocene environmental change in the Zacapu Basin, Mexico: a diatom-based record. *The Holocene* **5**: 196-208.
- Metcalf S. E. and Hales P. E. 1994. Late Holocene diatoms from a Mexican crater lake-La Piscina de Yurira, In: Kociolek P. (ed.) *Proceedings of the 11<sup>th</sup> International Diatom Symposium San Francisco, 1990*, 501-515.
- Metcalf S. E., Street-Perrot F. A., Perrot, R. A. and Harkness D. D. 1991. Palaeolimnology of the Upper-Lerma Basin, Central Mexico. A record of climatic change and antropogenic disturbance since 11,600 yr. BP. *Journal of Palaeolimnology* **5**: 197-218.

- Metcalf S. E., Bimpson A., Courtice A. J., O'Hara S. L. and Taylor D. M. 1997. Climate change at the monzón/Westerly boundary in Northern México. *Journal of Paleolimnology* **17**: 155-171.
- Metcalf S. E., O'Hara S. L., Caballero M. and S. J. Davis. 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico –a review. *Quaternary Science Reviews* **19**: 699-721.
- Meyers P. A. and J. L. Teranes. 2001. Sediment Organic Matter. 239-269 p. In: William M. Last and J. P. Smol. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Vol. 2. Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers. Netherlands.
- Moss B. 1998. *Ecology of Freshwater. Man and Medium, past to future*. Third edition. Blackwell Science. 557 pp.
- Mosser F. 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geol. Rundsch.* **63**: 451-483.
- Niederberger C. 1979. Early sedentary economy in the basin of Mexico. *Science* **203**: 131-142.
- Newton A. and Metcalfe S. 1999. Tephrochronology of the Toluca Basin, central Mexico. *Quaternary Science Reviews* **18**: 1039-1059.
- Odum P. E. 1959. *Ecología*. 2ª. Ed. Interamericana. S. A. México. 412 pp.
- O'Hara S., Metcalfe S. and Street-Perrott A. 1994. On the arid margin: The relationship between climate, humans and the environment. A review of evidence from the highland of Central Mexico. *Chemosphere*, Vol. 29, No. 5: 965-1995.
- Oldfield F., Dearing J., Thompson R. and Garret-Jones S. 1978. Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosional rates. *Polskie Archive Hydrobiologia*. **25**. pp. 321-331.
- Osorio M. L. 1984. *Flora y vegetación de la parte superior de la sierra de Monte Alto en el Valle de México*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. UNAM. México D. F. 109 pp.
- Ortega B. 1992. Paleomagnetismo, Magnetoestratigrafía y Paleoecología del cuaternario tardío en el lago de Chalco, Cuenca de México. Tesis de Doctorado en Sismología y Física del Interior de la Tierra. Instituto de Geofísica. UNAM. 172 pp.

- Ortega B., Caballero M., Lozano S., Dela O M. 1999. Palaeoenvironmental record of the last 70,000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, México. *Geofísica Internacional* **38**: 153-163
- Patrick R. and Reimer C. W. 1966. *The Diatom Flora of the United States*. Vol 1, No. 13. Monographs of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia.
- Patrick R. and Reimer C. W. 1975. *The Diatom Flora of the United States*. Vol. 2, No 13. part 1. Monographs of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia.
- Patterson W. A., Edwards K. J. and J. Maguire. 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews* **6**: 3-23.
- Ramos V., L. J. 2000. Estudio de la flora y al vegetación acuáticas vasculares de la cuenca alta del río Lerma, en el estado de México. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias. UNAM. 135 pp.
- Rodríguez C. 1967. *Estudio ecológico de las malas hierbas del Valle de Toluca, México*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. UNAM. México D. F. 85 pp.
- Rosiles G., G. 2003. Variación temporal del Fitoplancton en la Laguna Chignahuapan, Estado de México. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. UNAM.
- Round F., Crawford E. and D. Mann. 1990. *The Diatoms*. Biology and Morphology of the Genera. Cambridge G. B. Cambridge University Press. 747 pp.
- Rzendowski J. 1988. Vegetación de México. Limusa, México. 432 pp.
- Sanders W. T., Parsons J. R. and R. S. Santley. 1979. *The Basin of Mexico: Ecological Processes in the Evolution of a Civilisation*. Academic Press, N. Y., 645 pp.
- Sarna-Wojcicki A. M., Chaption D. E. and J. O. Davies. 1983. Holocene volcanism in the conterminous United States and the role of silicic volcanic ash layer in correlation of the latest-Pleistocene and Holocene deposits, in late-Quaternary environments of United States. In: Wright H. E. (Ed.). *The Holocene*, p. 277. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Siebe C. 2000. Age and archeological implications of Xitle volcano, southwestern of México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **104**: 45-64

- Smol J. P. 1985. The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: A useful paleolimnological index. *Hydrobiologia*. **123**: 199-208.
- Smol J. P. 1988. Chrysophycean microfossils in paleolimnological studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **62**: 287-297.
- Smol J. P., Birks H. J. B. and W. M. Last. 2001. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, The Netherlands.
- Stoermer E. F., Emmert G., Julius M. L., and Schelske C. L. 1996. Paleolimnologic evidence of rapid recent change in Lake Erie's trophic status. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* **53**: 1451-1458.
- Stuiver M. and Reimer P. J. 1993. Radiocarbon, 35, p. 215-230.
- Stuiver M. and Reimer P. J. 2000. Radiocarbon Calibration Program CALIB rev. 4.3
- Sugiura Y. 1998. *La caza, la pesca y la recolección: etnoarqueología del modo de subsistencia lacustre en las ciénagas del Alto Lerma*. IIA. UNAM. 246 pp.
- Sugiura Y. 2000. Cultura lacustre y sociedad del valle de Toluca. *Arqueología Mexicana*. **VIII**: 32-37.
- Sugiura Y., Flores A. Ludlow B., Valadez F., Gold M. y Maillol J. 1994. El agua, la tierra, el bosque y el hombre en el Alto Lerma: un estudio multidisciplinario. Resultados preliminares. *Arqueología* **11-12**: 29-45.
- Telford R. J., Barker P., Metcalfe S. and A. Newton. 2004. Lacustrine responses to tephra deposition: examples from Mexico. *Quaternary Science Reviews* **23**: 2337-2353
- Thompson R., Battarbee R. W., O'Sullivan P. E. and F. Oldfield. 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography* **20(5)**: 687-698.
- Tolonen K. 1986. Charred particle analysis. In: E. Berglund (ed.) *Handbook of Holocene palaeoecology*. John Wiley and Sons, New York: 485-495.
- Unrein F. 2002. Changes in phytoplankton community along a transversal section of the Lower Paraná floodplain, Argentina. *Hydrobiologia* **468**: 123-134.

- Valadez F., Oliva G., Vilaclara G. Caballero M. Rodríguez D. C. 2005. On the presence of *Stephanodiscus niagarae* Ehrenberg in Central Mexico. *Journal of Paleolimnology* 33(4) (en prensa).
- Van Dam H., Mertens A. and Sinkeldam J. 1994. A coded Checklist and Ecological Indicator Values of Freshwater Diatoms from Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* 28: 117-133.
- Van den Hoek, Mann C. and H.M. Johns. 1995. *Algae. An introduction to phycology*. Cambridge. University Press. 540 pp.
- Vázquez-Selem L. and K. Heine. 2004. Late Quaternary glaciation of Mexico. In: Ehlers J. and P. L. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations –Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica*, Amsterdam, Elsevier, pp. 233-242.
- Velásquez D. 1980. *El Valle de Toluca. Asentamientos humanos, Espacio Geográfico*. UAEM
- Warner B. G. 1990. *Quaternary Ecology*. Geoscience. Canadá 170 pp.
- Waters M. R. 1989. Late Quaternary lacustrine history and paleoclimatic significance of pluvial Lake Cochise, southeastern Arizona. *Quaternary Research* 32: 1-11.
- Watts W. A. y J. P. Bradbury. 1982. Paleoeological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican plateau and Chalco in the basin of Mexico. *Quaternary Research* 17: 56-70.
- Werner D. 1977. *The Biology of Diatoms*. Botanical Monographs. Volume 13. Blackwell Scientific Publications. London. 498 pp.
- Wetzel R. G. 2001. *Limnology. Lake and River Ecosystems*. Academic Press. San Diego, California. USA. 1006 pp.
- Williams M. A. J., Dunkerley D. L., de Deckker P., Kershaw A. P. y T. J. Stokes. 1993. *Quaternary Environments*. Edward Arnold. Great Britain. 330 pp.
- Wilson S. E., Smol J. P. and D. J. Sauchyn. 1997. A Holocene paleosalinity diatom record from southwestern Saskatchewan, Canada: Harris Lake revisited. *Journal of Paleolimnology* 17: 23-31

Zanor G. A. 2003. *Patrón de explicación genética en el desarrollo de un sistema hidrológicamente cerrado* En: Problemas del Conocimiento en Ingeniería y Geología, Vol. I. Editor L. A. Editorial Universitarias. Córdoba, Argentina. pp. 3-18.

Paginas web consultadas

<http://smn.cna.gob.mx/>

# Apéndice 1

## Diatomeas

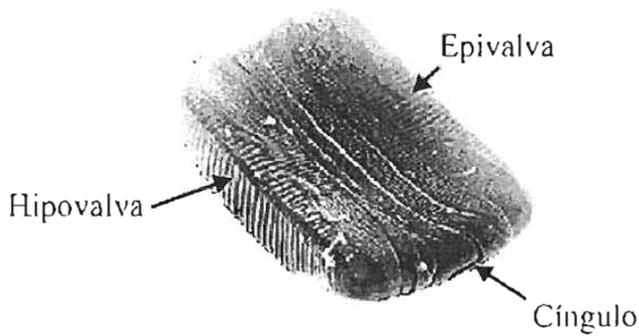
Las diatomeas, eucariontes fotosintéticos unicelulares, pertenecen a las algas de la clase Bacillariophyceae (Heterokontophyta, Van Heurck 1896) y comprenden células vegetativas no flageladas. Sus características más sobresalientes son la presencia de sílice en su pared celular (frústulo), clorofila *a* y *c* y fucoxantina. El tamaño, forma y ornamentación de la pared celular son los principales criterios empleados para las descripciones taxonómicas de las diatomeas (Patrick y Reimer 1966), por lo que la identificación al nivel de especie y variedad en el material fósil es posible.

### Estructura celular

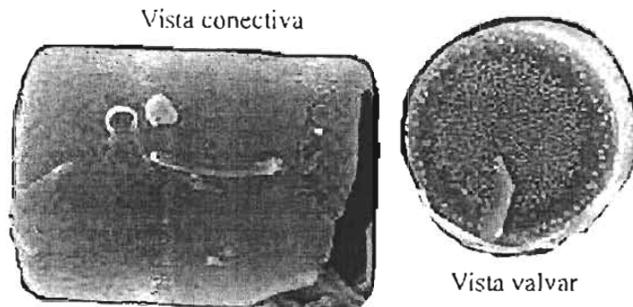
Las células de las diatomeas presentan una elevada complejidad. Están formadas por dos mitades encajadas, denominadas tecas. El 95% de la pared celular es de dióxido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ), el cual se deposita en una matriz orgánica compuesta por azúcares, lípidos y aminoácidos. El silicio se distribuye sobre el material constituyente de la pared celular. La teca externa, que recubre en parte a la otra, recibe el nombre de epiteca, mientras que la interna se denomina hipoteca (Fig. 30). Cada teca consiste de una pieza de sílice aplanada o convexa llamada valva. Cuando se observa la célula por encima o por debajo, se obtiene una visión valvar (Fig. 31). La parte lateral de cada una de las tecas, que se hallan encajadas una dentro de la otra, constituye la región del cingulo (Fig. 30), de modo que cuando observamos la célula lateralmente se obtiene una visión cingular (Fig. 30). La existencia de bandas intercalares (cópulas) en el área del cingulo incrementa la anchura de esta zona.

El modelo de deposición del sílice en los frústulos da lugar a una ornamentación característica. Las deposiciones de sílice que rodean a los pequeños orificios se les denomina criba; contienen una pared silíceo agujereada de poco espesor. Los engrosamientos longitudinales pueden ser macizos (costillas), o bien huecos (alvéolos), con aberturas en ambos extremos. Las punteaduras y los alveolos dispuestos en línea constituyen las estrías (Germain, 1981; Round *et al.* 1990).

El tamaño de las diatomeas va de 2 a 200  $\mu\text{m}$ . El tamaño, además del peso del sílice, tiene importantes consecuencias para el equilibrio flotación/hundimiento, y su susceptibilidad a ser consumidas por el zoopláncton. El peso de las diatomeas también está relacionado con el tamaño celular y la acumulación de los productos fotosintéticos de reserva (Germain 1981; Round *et al.* 1990).



**Figura 30.** Frústulo: la valva que recubre en parte a la otra, recibe el nombre de epiteca; mientras que la interna se denomina hipoteca.



**Figura 31.** Cuando se observa la célula por encima o por debajo, se obtiene una visión valvar. Cuando observamos la célula lateralmente se obtiene una visión conectiva.

Las diatomeas son productores primarios (fotosintéticos), tienen uno, dos, o más cloroplastos parietales de color café dorado, discoidales o anulares. Las formas céntricas suelen tener numerosos cloroplastos, mientras que las pennadas tan sólo uno o dos, aunque de gran tamaño. La ultraestructura del cloroplasto es similar a la de otras Heterokontophyta. Las clorofilas ( $a$ ,  $c_1$ ,  $c_2$ ) quedan enmascaradas por los carotenoides, en particular la fucoxantina y otras xantofilas. La fucoxantina es el pigmento carotenoides más abundante y es el responsable de la coloración típica de las diatomeas (Germain 1981).

El núcleo es de gran tamaño y se localiza en el centro o en la periferie de la célula. En muchas de las diatomeas pennadas, el núcleo está situado sobre un puente citoplasmático que atraviesa la gran vacuola central. Los productos de reserva suelen ser grasas, aceites o carbohidratos (crisolaminarina); las gotitas de aceite se almacenan en los cloroplastos o en las vacuolas. Algunas diatomeas presentan pirenoides. Los productos de la fotosíntesis suelen situarse junto a los pirenoides, pero siempre fuera de los cloroplastos (Round *et al.* 1990).

### Reproducción asexual

Las diatomeas son capaces de reproducirse asexualmente, duplicación de las células sin intercambio de gametos o material genético (ADN). La reproducción inicia cuando el núcleo y el citoplasma se dividen por mitosis (las células vegetativas son diploides). Un núcleo hijo se mueve hacia la hipovalva mientras que el otro se dirige hacia la epivalva; durante la división se produce un aumento

simultáneo de las vesículas originadas en el aparato de Golgi, en el interior de las cuales tendrá lugar la formación de las nuevas valvas. Las dos valvas están separadas por la formación de un surco. Así, cada célula hija recibe una valva del frústulo paterno (la epivalva), y una nueva hipovalva es secretada. El resultado es una célula del mismo tamaño que la célula madre, y una célula ligeramente más pequeña. Debido a la rigidez del material del frústulo, el crecimiento celular es imposible una vez que el frústulo es secretado. Así, el tamaño promedio de las diatomeas va disminuyendo progresivamente con cada división celular, hasta alcanzar un poco menos de la mitad de su máximo tamaño (Round *et al.* 1990).

### **Reproducción sexual**

Una vez que se alcanza un tamaño crítico, puede dispararse la reproducción sexual, la cual respondería a un diferencial en los gradientes ambientales tales como: la temperatura, luz y niveles de nutrientes. Para las diatomeas pennadas, el tamaño que activa la sexualidad está entre 30 y 50% de su máximo tamaño, mientras que para las diatomeas céntricas es algo más bajo, alrededor del 20% (Round *et al.* 1990).

Existen varios tipos de reproducción sexual: isógama, anisógama y oógama. La meiosis tiene lugar durante la formación de los gametos. El cigoto resultante, que con frecuencia presenta un aspecto distinto al de la célula vegetativa, aumenta de tamaño y se transforma en una auxóspora, o bien pasa a un estado de reposo adquiriendo una forma esférica (Germain 1981; Round *et al.* 1990).

Las diatomeas céntricas son oógamas; los gametos masculinos apigmentados tienen por lo menos un flagelo barbulado. Algunas especies no presentan las dos microfibrillas flagelares en el centro. Los espermatozoides son liberados a través del cíngulo; así mismo, la penetración del óvulo –que permanece en el interior del frústulo- parece producirse también a través del cíngulo. Por el contrario, las diatomeas pennadas son isógamas y carecen de flagelos. Las células progenitoras se unen a nivel del cíngulo y, como resultado de la meiosis, se producen uno o dos gametos viables (Round *et al.* 1990).

La fusión de los núcleos de los gametos puede tener lugar inmediatamente o con posterioridad a la singamia. En la formación de la auxóspora se producen dos divisiones nucleares; uno de los núcleos degenera durante el final de la telofase. La auxóspora es distinta a la célula vegetativa y cuando la célula se divide, la primera célula es atípica y carece del molde típico para la formación de las nuevas valvas. Este hecho podría indicar la existencia de una cierta plasticidad genética en la estructura de las valvas (Round *et al.* 1990).

A la formación de la auxóspora le sigue un largo período de reproducción vegetativa. La mayoría de las diatomeas presentan autofecundación, por lo que la reproducción sexual conlleva una segregación genética muy reducida o prácticamente nula, ya que los protoplasmas fusionados proceden de la misma célula progenitora (así, a pesar de sufrir una meiosis, no existe segregación ni recombinación genética y, por ende, tampoco se produce un genotipo nuevo). Por ello, la producción de auxósporas debe considerarse como un tipo de reproducción que ayuda a mantener una elevada uniformidad específica y reestablece el tamaño celular máximo (Round *et al.* 1990).

### **Células y esporas de resistencia**

En condiciones de baja concentración de nutrimentos, poca luz solar u otro factor limitante, las diatomeas pueden formar esporas metabólicamente inactivas. Estas esporas pueden perder sus sustancias de reserva y presentar un fuerte engrosamiento en su pared celular. Se hunden hacia el piso lacustre y, al restablecerse las condiciones favorables, las células pueden regresar a su funcionamiento celular normal (Round *et al.* 1990).

La producción de verdaderas esporas de resistencia, o hipnosporas, es especialmente común en diatomeas marinas neríticas templadas, pero raramente se presentan en diatomeas de agua dulce. Las esporas de resistencia se distinguen fácilmente de las células vegetativas por su engrosamiento, modificación del frústulo silicio que presumiblemente provee de una protección a la disminución de insolación, desecación y pastoreo. La mayoría de las diatomeas planctónicas de agua dulce, por la fisiología de sus células, incrementan sus esporas de resistencia como estrategia de perennación. Las valvas de las células de resistencia son morfológicamente indistinguibles de las células vegetativas; sin embargo, las células de resistencia son citológicamente distinguibles de las células vegetativas por su oscurecimiento o condensación citoplasmática. Las células de resistencia son capaces de sobrevivir bajo condiciones anóxicas por largos períodos de tiempo incorporadas en los depósitos de sedimentos. Las esporas de resistencia, en cambio, permanecen viables por sólo un par de años. Muchas diatomeas planctónicas han sido reportadas por su reproducción de esporas o células de resistencia como una estrategia de perenación, pero algunas utilizan ambas estrategias (Edlund *et al.* 1996).

### **Diversidad morfológica y clasificación**

La forma de las valvas y las marcas que existen sobre ellas pueden ser radiales (que incluyen las formas triangulares) y bilaterales. La simetría radial es la que presentan las diatomeas Centrales, mientras que la simetría bilateral es propia de las diatomeas Pennales.

Muchas de las diatomeas Pennales poseen una estructura adicional denominado rafe, íntimamente relacionada con el movimiento. Se trata de un surco o fisura no silificada que puede ser recta, ondulada o en forma de “s”. Parte del rafe puede contener citoplasma, el cual a su vez se halla rodeado por la membrana plasmática; en ocasiones, la rafe puede situarse en una especie de canal (quilla) (Germain 1981, Round *et al.* 1990).

### **Ecología**

Las diatomeas están ampliamente distribuidas, desde aguas dulces a marinas. Las formas pennadas son frecuentes en las aguas dulces, mientras que las céntricas son típicas del medio marino. Las diatomeas pueden encontrarse en multitud de medios: como componentes del plancton, en la superficie de sustratos sólidos, en el fango, en medios estuáricos y epífitas sobre otras algas o plantas acuáticas (Germain 1981).

Determinadas especies de diatomeas se desarrollan dentro de un intervalo de condiciones ambientales muy estricto, por cuyo motivo se las ha utilizado como especies indicadoras de las características fisicoquímicas de ciertos tipos de agua. La composición cualitativa de las poblaciones de diatomeas también se ha utilizado como indicadora de condiciones ecológicas concretas. Las muestras extraídas del sedimento de los lagos contienen frústulos de diatomeas que reflejan la historia del lago en relación con la dinámica de los elementos nutritivos, variaciones en el nivel del agua y variaciones climáticas locales o globales. La forma de vida planctónica domina en la zona limnética, mientras que en la zona litoral se desarrollan las formas de vida bentónica y epífita (Odum 1959). Así, el análisis de los hábitats y las formas de vida de diatomeas que en ellos se desarrollan proveen importante información de las condiciones ambientales en los que se desarrollan, lo que permite caracterizar ambientes con atributos bióticos y abióticos particulares. Varios investigadores han designado “intervalos espectrales” para parámetros químicos, físicos y biológicos específicos (Lowe 1974; Werner 1977; Van Dam 1994), algunos de ellos se describen a continuación:

#### **Forma de vida (Lowe 1974):**

1. Planctónica: normalmente suspendida en el agua.
2. Ticoplanctónica: asociada con perifiton o hábitats terrestres, pero frecuentemente suspendidos en el agua.
3. Bentónica: normalmente adherida al sustrato de fondo.
4. Epífita: sobre plantas.
5. Aerófila: características de hábitats no sumergidos.

**Intervalo de pH (Hustedt 1937-1938):**

1. Acidobiótica: presente a pH < 7, con óptimo por debajo de 5.5
2. Acidófila: presente a pH de 7
3. Circumneutral o indiferente: mejor desarrollo alrededor de pH por debajo de 7
4. Alcalófila: con mejor desarrollo por encima de pH de 7
5. Alcalobiótica: presente sólo en aguas alcalinas.

**Salinidad (Van Dam 1994):**

	Cl <sup>-</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	Salinidad (‰)
1. Dulce (muy baja)	<100	<0.2
2. Dulce-salobre (baja)	<500	<0.9
3. Salobre-dulce (alta)	500-1000	0.9-1.8
4. Salobre (muy alta)	1000-5000	1.8-9.0

**Temperatura (Lowe 1974):**

1. Fría
2. Templada
3. Cálida

**Intervalo de corriente (Hustedt 1937-1938):**

1. Limnobiótica: característica de aguas estancadas o sin movimiento.
2. Limnófilas: característica de agua sin movimiento, pero que se puede encontrar en aguas corrientes.
3. Indiferente: común tanto en aguas sin movimiento como corrientes.
4. Reófila: característica de agua corriente, pero que puede encontrarse en agua sin movimiento.
5. Reobiótica: característica sólo de agua corriente.

## Apéndice 2

### Descripción de especies

La información se abrevia como sigue: L: longitud, A: anchura, Est: estría, E: espina, Cs: costilla y Fb: fíbula. En el caso de las diatomeas céntricas, el diámetro de la valva se abrevia como D y la altura de la valva como H. Adicionalmente, se dan datos ecológicos: *Fv*: forma de vida (Lowe 1974), *pH*: intervalo de pH (Hustedt 1937-1939), *En*: intervalo de contenido de nutrientes (Smith 1966: En Lowe 1974), *Sa*: salinidad (Van Dam *et al.* 1994), *Et*: intervalo de temperatura (Lowe 1974), *Ec*: intervalo de corriente (Hustedt 1937-1938: En Lowe 1974).

#### BACILLARIOPHYTA

#### COSCINODISCOPHYCEAE

#### THALASSIOSIRALE

#### Stephanodiscaceae

*Cyclotella meneghiniana* Kütz. (Lám. 1, Fig. 3). D: 4-8.5  $\mu\text{m}$ , Est: 4-8/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: ticoplanctónica; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada.

*Cyclotella pseudostelligera* Hust. (Lám. 1, Fig. 4). D: 8.5-10.0  $\mu\text{m}$ , Est: 18-20/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: ticoplanctónica; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Stephanodiscus niagarae* Ehr. (Lám.1, Fig. 5). D: 30.7-54.6  $\mu\text{m}$ , Est: 15-18/10  $\mu\text{m}$ , E: 4/10  $\mu\text{m}$ , ancho del manto 3.1-5.0  $\mu\text{m}$ , número de espinas por valva 20-44, número de areolas 13-22/10  $\mu\text{m}$ , número de fascículos 6-7/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: planctónica; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Et*: fría; *Ec*: limnófila.

*Stephanodiscus parvus* Stoerm. & Håk. (Lám. 1, Fig. 6). D: 6.4-10.0  $\mu\text{m}$ , Est: 13-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: planctónica; pH: alcalobióntica; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre.

#### MELOSIREALES

#### Melosiraceae

*Melosira varians* Ag. (Lám. 1, Fig. 7). H: 17.2-35.1  $\mu\text{m}$ , D: 19.0-29.0  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada.

## AULACOSEIRALES

### Aulacoseiraceae

*Aulacoseira granulata* (Ehr.) Simons. (Lám. 1, Fig. 1). H: 7.8-9.8 (15.9)  $\mu\text{m}$ , D: 8.1-13.8  $\mu\text{m}$ , Est: 9-16/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: planctónica; *pH*: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Aulacoseira* sp. (Lám. 1, Fig. 2). H: 25.0-30.0  $\mu\text{m}$ , D: 8.3-10.9  $\mu\text{m}$ , Est: 18-20/10  $\mu\text{m}$ . Ápices en forma de domo, con espinas cortas; vista conectiva finamente punteada; pared celular gruesa. Posiblemente se trata de una estructura de resistencia.

## FRAGILARIOPHYCEAE

### FRAGILARIALES

#### Fragilariaceae

*Fragilaria capucina* var. *mesolepta* (Rab.) Rab. (Lám. 1, Fig. 9). L: 28.5-38.2  $\mu\text{m}$ ; A: 2.7-3.2  $\mu\text{m}$ , Est: 18-19/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Ec*: limnófila.

*Fragilaria crotonensis* Kitton (Lám. 1, Fig. 15). L: 86.4-124.5  $\mu\text{m}$ , A: 3.3-4.8  $\mu\text{m}$ , Est: 15-17/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada.

*Fragilaria vaucheriae* (Kütz.) Peters. (Lám. 1, Fig. 10). L: 10-35.7  $\mu\text{m}$ ; A: 2-4.3  $\mu\text{m}$ , Est: 11-12/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: fría; *Ec*: reófila.

*Fragilaria nitzschoides* Grun. in V H (Lám. 1, Fig. 17). L: 15.0-32.6  $\mu\text{m}$ ; A: 3.0-4.9  $\mu\text{m}$ , Est: 15-16/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: planctónica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada.

*Staurosira construens* Ehr. (Lám. 1, Fig. 12). L: 13.1-14.0  $\mu\text{m}$ , A: 8.1-9.0  $\mu\text{m}$ , Est: 15-16/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: ticoplanctónica; *pH*: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Staurosira construens* var. *binodis* (Ehr.) Ham. (Lám. 1, Fig. 11). L: 15.7-20.6  $\mu\text{m}$ , A: 4.4-4.8  $\mu\text{m}$ , Est: 15-16/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: ticoplanctónica; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Staurosira construens* var. *subsalina* (Hust.) Ham. (Lám. 1, Fig. 13). L: 14.0-20.5  $\mu\text{m}$ , A: 2.0-4.5  $\mu\text{m}$ , Est: 15-17/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: ticoplanctónica; *pH*: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada.

*Staurosira construens* var. *venter* (Ehr.) Ham (Lám. 1, Fig. 14). L: 5.4-17.0  $\mu\text{m}$ , A: 3.5-4.5  $\mu\text{m}$ , Est: 15-16/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: ticoplanctónica; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Staurosirella pinnata* (Ehr.) Will. & Round (Lám. 1, Fig. 18). L: 7.5-17.0  $\mu\text{m}$ , A: 3.4-6.0  $\mu\text{m}$ , Est: 8-13/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: ticoplanctónica; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: fría; *Ec*: limnófila.

*Pseudostaurosira brevistriata* (Grun.) Will. & Round (Lám. 1, Fig. 8). L: 12.5-32.4  $\mu\text{m}$ , A: 3.7-5.4  $\mu\text{m}$ , Est: 13-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: ticoplanctónica; *pH*: circumneutral; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Ec*: reófila.

*Martyana martyi* (Hérib.) Ropund (Lám. 1, Fig. 16). L: 6.4-10.4  $\mu\text{m}$ , A: 4.2-4.5  $\mu\text{m}$ , Est: 7-8/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: alcalófila; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Meridium constrictum* Ralfs (Lám. 1, Fig. 19). L: 12.0-32.8  $\mu\text{m}$ ; A: 4.7-8.0  $\mu\text{m}$ , Est: 15-16 /10  $\mu\text{m}$ , Cs: 3-5/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: ticoplanctónica; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Synedra parasítica* (W. Sm.) Hust. (Lám. 1, Fig. 20). L: 18.7-21.6  $\mu\text{m}$ , A: 5.4-6.4  $\mu\text{m}$ , Est: 15-16/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: circumneutral.

*Synedra ulna* (Nitz.) Ehr. (Lám. 1, Fig. 21). L: 83.7-203.6  $\mu\text{m}$ , A: 4.3-6.4  $\mu\text{m}$ , Est: 8-9/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

## BACILLARIOPHYCEAE

### EUNOTIALES

#### Eunotiaceae

*Eunotia cf. camelus* Ehr. (Lám. 1, Fig. 22). L: 16.7-30.4  $\mu\text{m}$ , A: 5.3-7.2  $\mu\text{m}$ , Est: 11-12/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: acidófila; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce; *Et*: fría; *Ec*: limnófila.

*Eunotia camelus var. denticulata* Grun. (Lám. 1, Fig. 23). L: 39.2-50.9  $\mu\text{m}$ , A: 5.6-6.7  $\mu\text{m}$ , Est: 11-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: acidófila; *Et*: fría.

*Eunotia eruca* Ehr. (Lám. 1, Fig. 24). L: 30.8-56.5  $\mu\text{m}$ , A: 8.6-13.8  $\mu\text{m}$ , Est: 9-13/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: acidófila.

*Eunotia formica* Ehr. (Lám. 1, Fig. 25). L: 22.0-138.9  $\mu\text{m}$ , A: 8.0-14.3  $\mu\text{m}$ , Est: 10-12/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnobiótica.

*Eunotia incisa* Greg. (Lám. 1, Fig. 26). L: 16.2-22.9  $\mu\text{m}$ , A: 2.8-3.5  $\mu\text{m}$ , Est: 16-17/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: acidófila; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce; *Et*: fría.

*Eunotia naegelii* Mingula (Lám. 1, Fig. 27). L: 63.0-140.0, W: 2.3-4.5  $\mu\text{m}$ , Est: 15-16/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: acidófila; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce; *Et*: templada.

## MASTOGLOIALES

### Mastogloiaceae

*Mastogloia smithii* var. *lacustris* Grun. (Lám. 3, Figs. 62 y 63). L: 24.9-41.6  $\mu\text{m}$ , A: 8.4-9.8  $\mu\text{m}$ , Est: 15-16/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 6-8/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

## CYNBELLALES

### Rhoicospheniaceae

*Rhoicosphenia curvata* (Kütz.) Grun. ex Rab. (Lám. 4, Fig. 91). L: 25.6-45.5  $\mu\text{m}$ , A: 4.0-7.7  $\mu\text{m}$ , Est: 9-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

### Anomoeoneidaceae

*Anomoeoneis costata* (Kütz.) Hust. (Lám. 2, Fig. 45). L: 85.5-110.9  $\mu\text{m}$ , A: 32.5-42.7  $\mu\text{m}$ , Est: 13-16/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalobióntica; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Anomoeoneis sphaerophora* (Ehr.) Pfitz. (Lám. 2, Fig. 44). L: 49.0-110.8  $\mu\text{m}$ , A: 17.9-35.3  $\mu\text{m}$ , Est: 13-14/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalobióntica; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Anomoeoneis sphaerophora* var. *sculpta* O. Müll. (Lám. 1, Fig. 39). L: 44.5-110.8  $\mu\text{m}$ , A: (10.9) 22.0-35.3  $\mu\text{m}$ , Est: 13-16/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalófila; *Sa*: salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

### Cymbellaceae

*Cymbella aspera* (Ehr.) Perag. (Lám. 2, Fig. 46). L: 97.3-156.8  $\mu\text{m}$ , A: 20.5-31.5  $\mu\text{m}$ , Est: 7-10/10  $\mu\text{m}$  en el centro de la valva y de 11-12/10  $\mu\text{m}$  en los ápices. Ecología: *Fv*: aerófila; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Cymbella cistula* (Ehr.) Kirchn. (Lám. 3, Fig. 57). L: 64.9-145.4  $\mu\text{m}$ , A: 13.3-25.3  $\mu\text{m}$ , Est: 7-9/10  $\mu\text{m}$ , 3-6 estigmas sobre el lado ventral. Ecología: *Fv*: aerófila; pH: alcalófila; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Cymbella mexicana* (Ehr.) Cleve (Lám. 3, Fig. 56). L: 118.5-147.5  $\mu\text{m}$ , A: 26.5-32.0  $\mu\text{m}$ , Est: 7-8/10  $\mu\text{m}$ . Un estigma sobre el lado ventral. Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Cymbella naviculiformis* Auerw. (Lám. 1, Fig. 43). L: 29.0-39.0  $\mu\text{m}$ , A: 9.5-10.0  $\mu\text{m}$ , Est: 12-14/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Encyonema silesiacum* (Bleisch in Rab.) D. G. Mann (Lám. 2, Fig. 47). L: 44.5-57.6  $\mu\text{m}$ , A: 10.0-14.0  $\mu\text{m}$ , Est: 10-14/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Encyonema triangulum* (Ehr.) Kütz. (Lám. 2, Fig. 49). L: 53.5-60.0  $\mu\text{m}$ , A: 19.0-25.0  $\mu\text{m}$ , Est: 9-10/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Et*: frío.

*Placoneis clementis* (Grun.) E. J. Cox (Lám. 3, Fig. 66). L: 27.7-29.4  $\mu\text{m}$ , A: 10.0-10.9  $\mu\text{m}$ , Est: 8-12/10  $\mu\text{m}$ , 2-4 estigmas sobre uno de los lados del área central. Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Placoneis elginensis* (Greg.) E. J. Cox (Lám. 3, Fig. 69). L: 22.4-34.2  $\mu\text{m}$ , A: 6.9-10.9  $\mu\text{m}$ , Est: 9-14/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrofic; *Sa*: dulce-salobre.

*Placoneis elginensis* var. *cuneata* (M. Moller ex Foged) E. J. Cox (Lám. 3, Fig. 68). L: 22.7-40.0  $\mu\text{m}$ , A: 8.1-8.2  $\mu\text{m}$ , Est: 8-11/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre.

#### Gomphonemataceae

*Gomphonema acuminatum* Ehr. (Lám. 2, Fig. 52). L: 25.5-60.0  $\mu\text{m}$ , A: 5.1-10.0  $\mu\text{m}$ , Est: 8-13/10  $\mu\text{m}$ . Un estigma sobre uno de los lados del área central. Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Ec*: limnófila.

*Gomphonema angustatum* (Kütz.) Rab. (Lám. 2, Fig. 53). L: 44.5-45.5  $\mu\text{m}$ , A: 8.0-8.2  $\mu\text{m}$ , Est: 9-10/10  $\mu\text{m}$ , 1-2 estigmas sobre uno de los lados del área central. Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada.

*Gomphonema gracile* Ehr. Emend. V H (Lám. 3, Fig. 58). L: 42.1-76.4  $\mu\text{m}$ , A: 7.3-9.0  $\mu\text{m}$ , Est: 8-10/10  $\mu\text{m}$ . Un estigma sobre uno de los lados del área central. Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Gomphonema parvulum* (Kütz.) Kütz. (Lám. 3, Fig. 59). L: 24.6-30.0  $\mu\text{m}$ , A: 6.5-7.4  $\mu\text{m}$ , Est: 9-10/10  $\mu\text{m}$ . Un estigma sobre uno de los lados del área central. Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Gomphonema truncatum* Ehr. (Lám. 2, Fig. 54). L: 24.6-33.9  $\mu\text{m}$ , A: 6.4-7.4  $\mu\text{m}$ , Est: 9-14/10  $\mu\text{m}$ . Un estigma sobre uno de los lados del área central. Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada.

*Gomphonema* sp. (Lám. 3, Fig. 60). L: 36-45  $\mu\text{m}$ , A: 9-10  $\mu\text{m}$ , Est: 9-10/10  $\mu\text{m}$ . Valva clavada, ápices redondeados; área axial lineal y estrecha, sin área central estrías ligeramente radiadas; un estigma sobre uno de los lados del área central.

*Reimeria sinuata* (Greg.) Koc. & Stoerm. (Lám. 2, Fig. 48). L: 13.0-14.5  $\mu\text{m}$ , A: 4.0-5.0  $\mu\text{m}$ , Est: 9-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: mesotrófico; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

## ACHNANTHALES

### Achnanthidiaceae

*Achnanthidium exiguum* (Grun.) Czarn. (Lám. 1, Fig. 28). L: 12.0-15.8  $\mu\text{m}$ , A: 4.5-5.4  $\mu\text{m}$ , Est: 20-27/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Achnanthidium hungaricum* Grun. (Lám. 1, Fig. 29). L: 17.2-45.8  $\mu\text{m}$ , A: 6.0-8.8  $\mu\text{m}$ , Est: 14-22/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita, pH: alcalófila; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Achnanthidium lanceolatum* Bréb. in Kütz. (Lám. 1, Fig. 30). L: 11.0-19.0  $\mu\text{m}$ , A: 5.3-7.1  $\mu\text{m}$ , Est: 10-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Achnanthidium lanceolatum* spp. *rostrata* Oastrup (Lám. 1, Fig. 31). L: 11.8-13.5  $\mu\text{m}$ , A: 5.1-6.0  $\mu\text{m}$ , Est: 14-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Achnanthidium minutissimum* Kütz. (Lám. 1, Figs. 32 y 33). L: 8.5-19.6  $\mu\text{m}$ , A: 1.3-3.6  $\mu\text{m}$ , Est: 30/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Achnanthidium* sp. (Lám. 1, Fig. 34). L: 9-10.6  $\mu\text{m}$ , A: 3.7-5.3  $\mu\text{m}$ , Est: 21-27/10  $\mu\text{m}$ . Valva lineal-lanceolada con los ápices capitados. Valva del rafe con área axial lineal y estrecha, sin área central. Valva del pseudorafe con las áreas axial y central unidas en espacio lanceolado y estrecho. Estrías ligeramente radiadas.

*Cocconeis placentula* var. *lineata* (Ehr.) V H (Lám. 1, Fig. 35). L: 24.9-50.0  $\mu\text{m}$ , A: 15.5-31.0  $\mu\text{m}$ , Est: 16-18/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Cocconeis pseudothumensis* Reichardt (Lám. 1, Fig. 36). L: 10.0-12.1  $\mu\text{m}$ , A: 6.0-7.9  $\mu\text{m}$ , Est: 35-36/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Sa*: dulce-salobre.

## NAVICULALES

### Diadesmidaceae

*Diadesmis confervacea* Kütz. (Lám. 2, Fig. 55). L: 12.0-18.8  $\mu\text{m}$ , A: 4.4-7.9  $\mu\text{m}$ , Est: 22-26/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce.

*Luticola goeppertiana* (Bleisch) D. G. Mann (Lám. 3, Fig. 70). L: 15.7-24.5  $\mu\text{m}$ , A: 5.3-8.4  $\mu\text{m}$ , Est: 18-20/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: aerófila; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Ec*: reófila.

*Luticula mutica* (Kütz.) D. G. Mann (Lám. 3, Fig. 73). L: 15.7-24.5  $\mu\text{m}$ , A: 5.3-8.4  $\mu\text{m}$ , Est: 18-22/10  $\mu\text{m}$ , un estigma sobre uno de los lados del área central. Ecología: *Fv*: aerófila; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

#### Amphipleuraceae

*Frustulia vulgaris* (Thwaites) De Toni (Lám. 2, Fig. 51). L: 42.7-45.4  $\mu\text{m}$ , A: 8.0-10.0  $\mu\text{m}$ , Est: 23-25/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: aerófila; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

#### Neidiaceae

*Neidium ampliatum* (Ehr.) Kramm. (Lám. 3, Fig. 78). L: (30) 44.2-77.3  $\mu\text{m}$ , A: (8.2) 11.4-14.4  $\mu\text{m}$ , Est: 16-20/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: pH: circumneutral; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre.

*Neidium iridis* (Her.) Cleve (Lám. 4, Fig. 88). L: 86.4-122.5.3  $\mu\text{m}$ , A: 22.7-41.2  $\mu\text{m}$ , Est: 16-17/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnobiótica.

#### Sellaphoraceae

*Fallacia pygmaea* (Kütz.) D. G. Mann (Lám. 3, Fig. 76). L: 19.8-25.0  $\mu\text{m}$ , A: 8.5-16.0  $\mu\text{m}$ , Est: 25-30/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalobiótica; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Sellaphora americana* (Ehr.) D. G. Mann (Lám. 4, Fig. 84). L: 91.6-102.0  $\mu\text{m}$ , A: 25.3-27.3  $\mu\text{m}$ , Est: 15-20/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalófila; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce templada.

*Sellaphora laevissima* (Kütz.) D. G. Mann (Lám. 3, Fig. 72). L: 23.5-46.5  $\mu\text{m}$ , A: 6.4-9.2  $\mu\text{m}$ , Est: 15-20/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce.

*Sellaphora pupula* (Kütz.) Meresch. (Lám. 3, Fig. 75). L: 16.6-53.6  $\mu\text{m}$ , A: 5.5-10.1  $\mu\text{m}$ , Est: 15-20/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

#### Pinnulariaceae + Caloneis

*Caloneis bacillum* (Grun.) Cleve (Lám. 1, Fig. 40). L: 21.4-36.4  $\mu\text{m}$ , A: 4.9-5.7  $\mu\text{m}$ , Est: 18-20/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: aerófila; pH: alcalófila; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Caloneis limosa* (Kütz.) Patr. (Lám. 1, Fig. 41). L: 30.9-76.7  $\mu\text{m}$ , A: 10.0-13.2  $\mu\text{m}$ , Est: 16-20/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnobiótica.

*Caloneis silicula* (Ehr.) Cleve deme *major* sensu D. G. Mann (Lám. 1, Fig. 42). L: 28.5-50.3  $\mu\text{m}$ , A: 6.5-12.7  $\mu\text{m}$ , Est: 15-19/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: aerófila; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada.

*Pinnularia acrosphaeria* W. Sm. (Lám. 4, Fig. 89). L: 82.7-78.4  $\mu\text{m}$ , A: 11.6-11.8  $\mu\text{m}$ , Est: 12-14/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; *pH*: acidófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre.

*Pinnularia aestuarii* Cleve (Lám. 3, Fig. 80). L: 55.4-61.0  $\mu\text{m}$ , A: 10.0-10.8  $\mu\text{m}$ , Est: 9/ 10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica.

*Pinnularia borealis* var. *rectangularis* Carlson (Lám. 3, Fig. 81). L: 15.8-45.0  $\mu\text{m}$ , A: 4.9-10.8  $\mu\text{m}$ , Est: 4-5/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: aerófila; *pH*: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: fría; *Ec*: indiferente.

*Pinnularia gibba* Ehr. (Lám. 3, Fig. 82). L: 47.1-74.7  $\mu\text{m}$ , A: 7.6-12.8  $\mu\text{m}$ , Est: 9-12/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; *pH*: circumneutral; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Pinnularia brebissonii* (Kütz.) Rab. (Lám. 4, Fig. 90). L: 43.1-54.5  $\mu\text{m}$ , A: 8.2-10.7  $\mu\text{m}$ , E: 10-12/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; *pH*: circumneutral; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Pinnularia maior* (Kütz.) Rab. (Lám. 5, Fig. 103). L: 159.9-272.0  $\mu\text{m}$ , A: 17.1-36.5  $\mu\text{m}$ , Est: 5-7/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónicas; *pH*: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Pinnularia obscura* Krasske (Lám. 3, Fig. 79). L: 15.2-25.4  $\mu\text{m}$ , A: 3.3-5.1  $\mu\text{m}$ , Est: 11-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: aerófila; *pH*: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Pinnularia viridis* (Nitzs.) Ehr. (Lám. 5, Fig. 104). L: 42.8-147.2  $\mu\text{m}$ , A: 9.8-23.3  $\mu\text{m}$ , Est: 6-10/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; *pH*: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

#### Diploneidaceae

*Diploneis elliptica* (Kütz.) Cleve (Lám. 2, Fig. 50). L: 32.2-53.1  $\mu\text{m}$ , A: 17.4-31.0  $\mu\text{m}$ , Est: 9-13/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 9-13/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; *pH*: alcalófila; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

#### Naviculaceae

*Navicula capitata* Ehr. (Lám. 3, Fig. 64). L: 11.8-18.2  $\mu\text{m}$ , A: 4.5-5.4  $\mu\text{m}$ , Est: 10-11/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Ec*: reófila.

*Navicula capitata* var. *hungarica* (Grun.) Ross (Lám. 3, Fig. 65). L: (11.8) 21.2-24.2  $\mu\text{m}$ , A: 4.5-6.7  $\mu\text{m}$ , Est: 7-11/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; *pH*: alcalófila; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Navicula cryptocephala* Kütz. (Lám. 3, Fig. 67). L: 17.6-40.0  $\mu\text{m}$ , A: 5.4-6.9 (9.2)  $\mu\text{m}$ , Est: 12-17/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalófila; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Navicula ignota* Krasske 1948 (Lám. 3, Fig. 71). L: 15.9-20.9  $\mu\text{m}$ , A: 3.9-4.5  $\mu\text{m}$ , Est: 13-18/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral.

*Navicula minima* Grun. (Lám. 3, Fig. 74). L: 6.9-13.0  $\mu\text{m}$ , A: 2.3-5.2  $\mu\text{m}$ , Est: muy finas, imperceptibles, 25-30/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce.

*Navicula oblonga* (Kütz.) Kütz. (Lám. 4, Fig. 86). L: 108.2-109.1  $\mu\text{m}$ , A: 16.3-16.4  $\mu\text{m}$ , Est: 6-7/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Navicula radiosa* Kütz. (Lám. 4, Fig. 87). L: 61.0-85.0  $\mu\text{m}$ , A: 7.0-16.4  $\mu\text{m}$ , Est: 10-12/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Navicula* sp. (Lám. 3, Fig. 77). L: 26.0-34.5  $\mu\text{m}$ , A: 5.2-6.4  $\mu\text{m}$ , Est: 12-15/10  $\mu\text{m}$ . Valva lineal-lanceolada, ápices redondeados; área axila lineal-lanceolada y área central casi rectangular. Estrías radiadas.

#### Pleurosigmataceae

*Gyrosigma spencerii* (Quek.) Griff. & Henfr. (Lám. 3, Fig. 61). L: 105.0-112.0  $\mu\text{m}$ , A: 12.0-16.4  $\mu\text{m}$ , Est: 20-21/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalófila; *Et*: templada.

#### Stauroneidaceae

*Stauroneis anceps* Ehr. (Lám. 4, Fig. 92). L: 32.3-88.2  $\mu\text{m}$ , A: 8.0-14.7  $\mu\text{m}$ , Est: 25-27/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: aerófila; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Stauroneis kriegeri* Patr. (Lám. 3, Fig. 83). L: 18.1-20.6  $\mu\text{m}$ , A: 4.5-5.0  $\mu\text{m}$ , Est: 22-26/10  $\mu\text{m}$ . Ecologías: *Fv*: bentónica; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre.

*Stauroneis phoenicenteron* (Nitz.) Ehr. (Lám. 4, Fig. 93). L: 86.7-165.9  $\mu\text{m}$ , A: 15.8-26.6  $\mu\text{m}$ , Est: 15-20/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Craticula cuspidata* (Kütz.) D. G. Mann (Lám. 4, Fig. 85). L: 47.2-131.9  $\mu\text{m}$ , A: 13.3-29.4  $\mu\text{m}$ , Est: 21-25/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

## THALASSIOPHYSALES

### Catenulaceae

*Amphora copulata* (Kütz.) Schoem. & Arch. (Lám. 1, Fig. 37). L: 24.0-45.2  $\mu\text{m}$ , A: 7.4-9.3  $\mu\text{m}$ , Est: 12-13/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Amphora veneta* Kütz. (Lám. 1, Fig. 38). L: 21.2-23.6  $\mu\text{m}$ , A: 5.5-17.0  $\mu\text{m}$ , Est: 25-28/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: limnobiótica.

## BACILLARIALES

### Bacillariaceae

*Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. (Lám. 5 Fig. 108). L: 32.2-49.5  $\mu\text{m}$ , A: 5.3-9.2  $\mu\text{m}$ , Est: 13-21/10  $\mu\text{m}$ , Fb: 6-10/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: aerófila; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Tryblionella hungarica* (Grun.) D. G. Mann (Lám. 5, Fig. 111). L: 58.8-61.8  $\mu\text{m}$ , A: 3.6-7.9  $\mu\text{m}$ , Est: 17-20/10  $\mu\text{m}$ , Fb: 9-11/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: reófila.

*Tryblionella levidensis* Wm. Sm. (Lám. 5, Fig. 112). L: 43.0-60.8  $\mu\text{m}$ , A: 9-13.7  $\mu\text{m}$ , Est: 10-11/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Tryblionella victoriae* Grun. (Lám. 5, Fig. 113). L: 33.6-38.2  $\mu\text{m}$ , A: 12.7-13.7  $\mu\text{m}$ , Est: 9-11/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Nitzschia amphibia* Grun. (Lám. 4, Fig. 99). L: 20.5-41.9  $\mu\text{m}$ , A: 3-4-4.7  $\mu\text{m}$ , Est: 15-20/10  $\mu\text{m}$ , Fb: 7-10/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: cálida; *Ec*: indiferente.

*Nitzschia claussi* Hantz. (Lám. 4, Fig. 100). L: 29.4-33.6  $\mu\text{m}$ , A: 3.6-3.7  $\mu\text{m}$ , Fb: 10-11/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: Alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: salobre; *Ec*: reófila.

*Nitzschia gracilis* Hantz. (Lám. 5, Fig. 109). L: 40.7-77.0  $\mu\text{m}$ , A: 3.0-4.14  $\mu\text{m}$ , Fb: 14-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: circumneutral; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce.

*Nitzschia heufleriana* Grun. (Lám. 5, Fig. 110). L: 77.0-161.7  $\mu\text{m}$ , A: 4.1-6.2  $\mu\text{m}$ , Est: 18-20/10  $\mu\text{m}$ , Fb: 14-15/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: bentónica; pH: acidófila; *Sa*: dulce-salobre.

*Nitzschia palea* (Kütz.) W. Sm. (Lám. 4, Fig. 101). L: 15.3-40.6  $\mu\text{m}$ , W 3.4-4.5  $\mu\text{m}$ , Fb: 11-18/10  $\mu\text{m}$ .  
Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Nitzschia wuelerstorffii* Lange-Bertalot (Lám. 6, Fig. 115). L: 156.4-248.2  $\mu\text{m}$ , A: 6.0-7.3  $\mu\text{m}$ , Est: 30-31/10  $\mu\text{m}$ , Fb: 9-10/10  $\mu\text{m}$ .

*Nitzschia* sp. (Lám. 4, Fig. 102). L: 27.7-38.4  $\mu\text{m}$ , A: 6.3-8.0  $\mu\text{m}$ , Est: 12-13/10  $\mu\text{m}$ , Fb: 12-13/10  $\mu\text{m}$ .  
Valva lineal-lanceolada con los ápice redondeados; estrías punteadas.

*Denticula elegans* Kütz. (Lám. 4, Fig. 96). L: 16.8-44.0  $\mu\text{m}$ , A: 3.7-5.9  $\mu\text{m}$ , Est: 16-18/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 3-4/10  $\mu\text{m}$ .  
Ecología: *Fv*: aerófila; pH: alcalófila; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: cálida; *Ec*: reófila.

## RHOPALODIALES

### Rhopalodiaceae

*Epithemia sorex* Kütz. (Lám. 4, Fig. 94). L: 54.1-83.1  $\mu\text{m}$ , A: 9.8-13.0  $\mu\text{m}$ , Est: 10-12/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 3/10  $\mu\text{m}$ .  
Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: mesotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz. (Lám. 5, Fig. 105). L: 44.5-120.5  $\mu\text{m}$ , A: 12.5-15.8  $\mu\text{m}$ , Est: 8-11/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 4-5/10  $\mu\text{m}$ .  
Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalobióntica; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Epithemia turgida* var. *granulata* (Ehr.) Grun. (Lám. 5, Fig. 106). L: 101.0-150.0  $\mu\text{m}$ , A: 10-13  $\mu\text{m}$ , Est: 16-17/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 3/10  $\mu\text{m}$ .  
Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalobióntica; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Epithemia turgida* var. *westermanni* (Ehr.) Grun. (Lám. 4, Fig. 95). L: 33.0-68.6  $\mu\text{m}$ , A: 8.9-11.1  $\mu\text{m}$ , Est: 20-21/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 3-5/10  $\mu\text{m}$ .  
Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalobióntica; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: limnófila.

*Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll. (Lám. 5, Fig. 107). L: 29.4-172.6  $\mu\text{m}$ , A: 7.2-11.3  $\mu\text{m}$ , Est: 8-15/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 6-8/10  $\mu\text{m}$ .  
Ecología: *Fv*: epífita; pH: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: templada; *Ec*: indiferente.

*Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O. Müll. (Lám. 4, Fig. 97). L: 26.6-49.5  $\mu\text{m}$ , A: 5.4-11.7  $\mu\text{m}$ , Est: 14-16/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 4-7/10  $\mu\text{m}$ .  
Ecología: *Fv*: epífita; pH: circumneutral; *Sa*: salobre-dulce; *Et*: templada.

*Rhopalodia rupestris* (W. Sm.) Kramm. (Lám. 4, Fig. 98). L: 15-40  $\mu\text{m}$ , A: 5-8.5  $\mu\text{m}$ , Est: 17-22/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 3-4/10  $\mu\text{m}$ .

## SURIRELLALES

### Surirellaceae

*Cymatopleura solea* var. *apiculata* (W. Sm.) Ralfs in Pritchard (Lám. 5, Fig. 114). L: 36.6-140.0  $\mu\text{m}$ , A: 10.5-32.0  $\mu\text{m}$ , Cs: 7-8/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: epífita; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Et*: fría.

*Surirella bifrons* Ehr. (Lám. 6, Fig. 116). L: 71.9-141.4  $\mu\text{m}$ , A: 33.7-54.6  $\mu\text{m}$ , Str. 19-20/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 3-4/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre.

*Surirella minuta* Bréb. (Lám. 6, Fig. 117). L: 24.5-51.8  $\mu\text{m}$ , A: 7.4-15.4  $\mu\text{m}$ , Est: 21-29/10  $\mu\text{m}$ , Cs: 5-7/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: planctónica; *pH*: alcalófila; *En*: eutrófica; *Sa*: dulce-salobre.

*Surirella tenera* Greg. (Lám. 6, Fig. 118). L: 46.1-143.25  $\mu\text{m}$ , A: 22.3-31.5  $\mu\text{m}$ , Cs: 2-3/10  $\mu\text{m}$ . Ecología: *Fv*: planctónica; *pH*: alcalófila; *En*: oligotrófica; *Sa*: dulce-salobre; *Ec*: reófila.

## CRYSOPHYCEAE

La terminología empleada en los quistes de crisofitas se consultó en Duff *et al.* (1995).

**Estatospora A** (Lám. 6, Fig. 119). Estatospora esférica, de 6.7-10.5  $\mu\text{m}$  de diámetro, superficie lisa; poro sin collar, de 1-1.2  $\mu\text{m}$  de diámetro (regular o cóncavo, indeterminable con microscopía de luz). Similar en forma y talla a las estatosporas 9 y 15 (poro regular), 42 y 120 (poro cónico) de Duff *et al.* (1995). Las estatosporas 9 y 15 son producidas por *Chrysolepidomonas dendrolepidota* y *Chrysophaerella brevispina* (respectivamente), que responden positivamente al incremento de nutrimentos en lagos manipulados de Canadá. La estatospora 42 es producida por más de una especie (*Synura petersenii* y *Chrysophaerella langispina*); reportadas para lagos o estanques ligeramente ácidos a alcalinos (Duff *et al.*, 1995).

**Estatospora B** (Lám. 6, Figs. 120 y 121). Estatospora esférica, de 4.4-4.8  $\mu\text{m}$  de diámetro, sin ornamentaciones; poro sin collar, 1  $\mu\text{m}$  de diámetro, regular o cónico. La estatospora 1 (poro cónico) de Duff *et al.* (1995) es similar en forma y tamaño; puede ser producida por varias especies, y responde positivamente a la adición de nutrimentos en lagos manipulado de Canadá; también ha sido observada el lagos grandes, claros y circumneutral (Duff *et al.*, 1995).

**Estatospora C** (Lám. 6, Fig. 122). Estatospora oval, 8.1-13  $\mu\text{m}$  de longitud y de 8-11.5  $\mu\text{m}$  de ancho, superficie lisa; poro con collar complejo, collar secundario de 2  $\mu\text{m}$  de diámetro, con una proyección en forma de gancho. Es similar en forma, tamaño y estructura del complejo del collar a las estatospora 135 de Duff *et al.* (1995). Esta estatospora tiene amplia distribución geográfica y ha sido reportada para estanques someros del ártico, estanques alpinos y lagos termales (Duff *et al.*, 1995). Es tolerante a un amplio intervalo de pH, pero es más abundante en pH alcalino (Duff, 1994 En: Duff *et al.*, 1995).

**Estatospora D** (Lám. 6, Figs. 123). Estatospora oval, 9.5-11.5  $\mu\text{m}$  de longitud y de 7.6-8.6  $\mu\text{m}$  de ancho, superficie lisa; poro con collar complejo, collar secundario de 1.5-2.0  $\mu\text{m}$  de diámetro, con una proyección en forma de gancho. El collar terciario con tres proyecciones de ápices agudos. Esta estatospora es muy similar a la estatóspora C, pero varía en la estructura del collar terciario. No hay publicaciones con formas similares disponibles.

**Estatospora E** (Lám. 6, Figs. 124-126). Estatospora elíptica, 9.5-12.8  $\mu\text{m}$  de largo y de 7.6-10.5  $\mu\text{m}$  de ancho; superficie con espinas bifurcadas de 2-2.1  $\mu\text{m}$  de longitud y de 8-11/10  $\mu\text{m}$ ; poro con collar complejo, la estructura detallada es indeterminable con microscopía de luz. No se encontraron formas similares en la literatura.

## PORIFERA

### SPONGILLIDAE

**Espícula gemosclera** (Lám. 6, Fig. 127). L: 38  $\mu\text{m}$ , D: 2.4-4.6  $\mu\text{m}$ . Da: 20-32  $\mu\text{m}$

**Espícula megasclera** (Lám. 6, Fig. 128). L: 270-333  $\mu\text{m}$ , A: 7.3-16.5  $\mu\text{m}$ . Sin ornamentaciones, con un canal a lo largo del eje central.

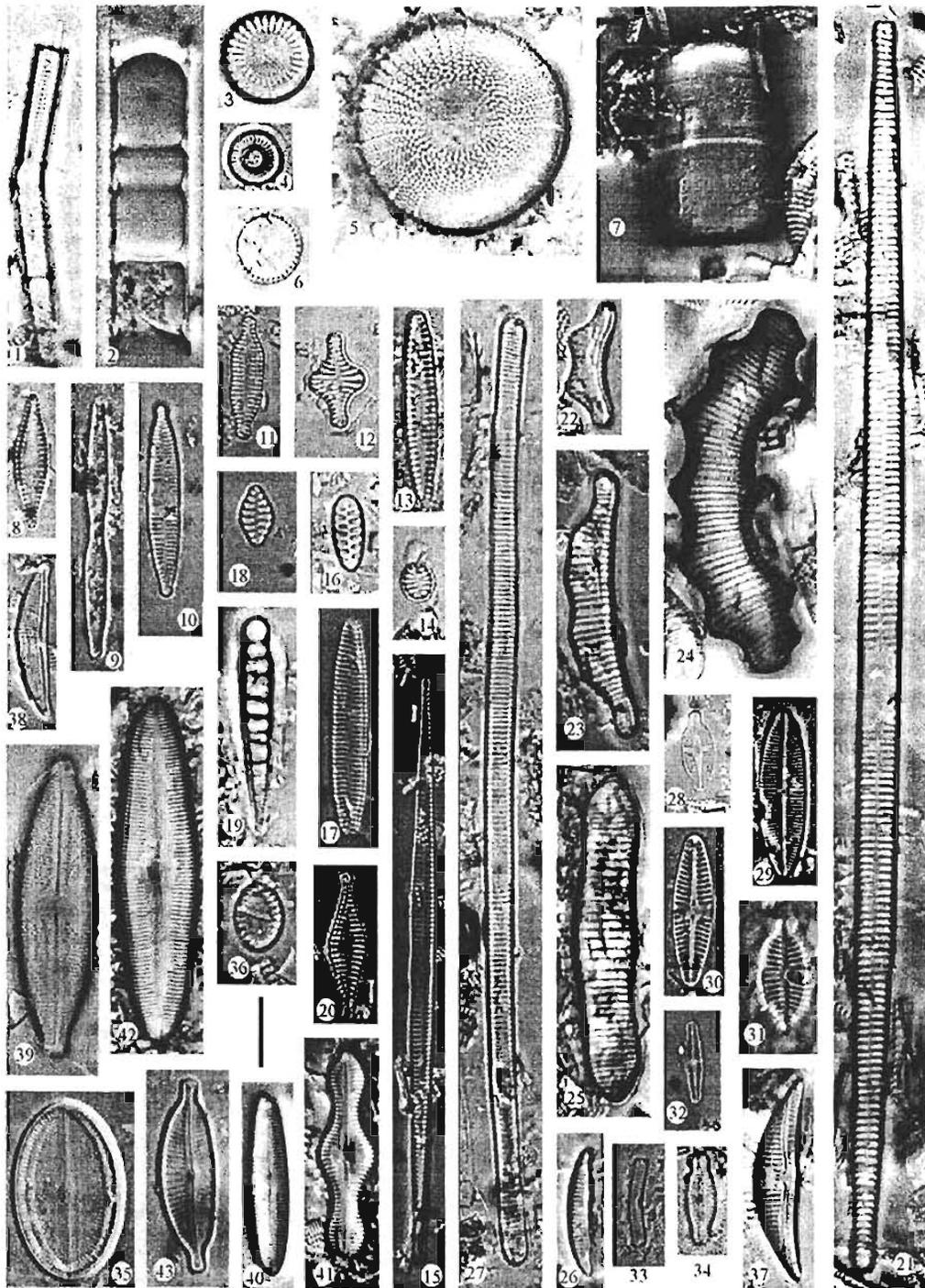


Lámina 1 (escala de la barra 10  $\mu$ m). Fig.1. *Aulacoseira granulata*, Fig. 2. *Aulacoseira* sp., Fig. 3. *Cyclotella meneghiniana*, Fig. 4. *C. pseudostelligera*, Fig. 5. *Stephanodiscus niagarae*, Fig. 6. *S. parvus*, Fig. 7. *Melosira varians*, Fig. 8. *Pseudostaurosira brevistriata*, Fig. 9. *Fragilaria capucina* var. *mesolepta*, Fig. 10. *F. vaucheriae*, Fig. 15. *F. crotonensis*, Fig. 17. *F. nitzschoides*, Fig. 11. *Staurosira construens* var. *binodis*, Fig. 12. *S. construens*, Fig. 13. *S. construens* var. *subsalina*, Fig. 14. *S. construens* var. *venter*, Fig. 16. *Martyana martyi*, Fig. 18. *Staurosirella pinnata*, Fig. 19. *Meridium constrictum*, Fig. 20. *Synedra parasitica*, Fig. 21. *S. ulna*, Fig. 22. *Eunotia* cf. *camelus*, Fig. 23. *E. camelus* var. *denticulata*, Fig. 24. *E. eruca*, Fig. 25. *E. formica*, Fig. 26. *E. incisa*, Fig. 27. *E. naegeli*, Fig. 28. *Achnanthydium exiguum*, Fig. 29. *A. hungaricum*, Fig. 30. *A. lanceolatum*, Fig. 31. *A. lanceolata* spp. *rostrata*, Fig. 32. *A. minutissimum*, Fig. 33. *A. minutissimum* en vista conectiva, Fig. 34. *Achnanthydium* sp., 35. *Cocconeis placentula* var. *lineata*, Fig. 36. *C. pseudothumensis*, Fig. 37. *Amphora copulata*, Fig. 38. *A. veneta*, Fig. 39. *Anomoeoneis sculpta*, Fig. 40. *Caloneis bacillum*, Fig. 41. *C. limosa*, Fig. 42. *C. silicula*, Fig. 43. *Cymbella naviculiformis*.

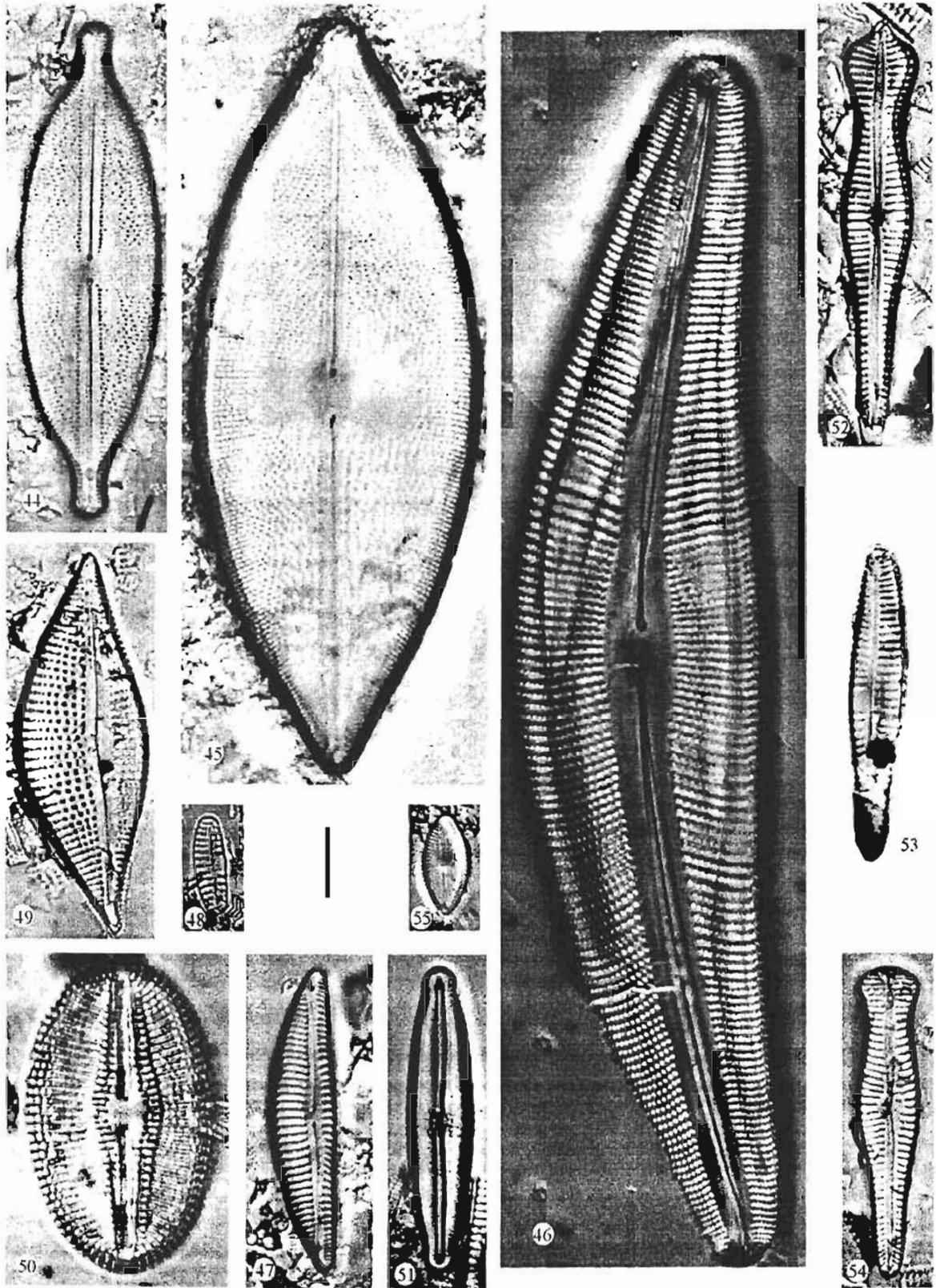


Lámina 2 (escala de la barra 10  $\mu$ m). Fig. 44. *Anomoeoneis sphaerophora*, Fig. 45. *A. costata*. Fig. 46. *Cymbella aspera*, Fig. 47. *Encyonema silesiacum*, Fig. 49. *E. triangulum*, Fig. 48. *Reimeria sinuata*, Fig. 50. *Diploneis elliptica*, Fig. 51. *Frustulia vulgaris*, Fig. 52. *Gomphonema acuminatum*, Fig. 53. *G. angustum*, Fig. 54. *G. truncatum*, Fig. 55. *Diadesnis confervacea*.

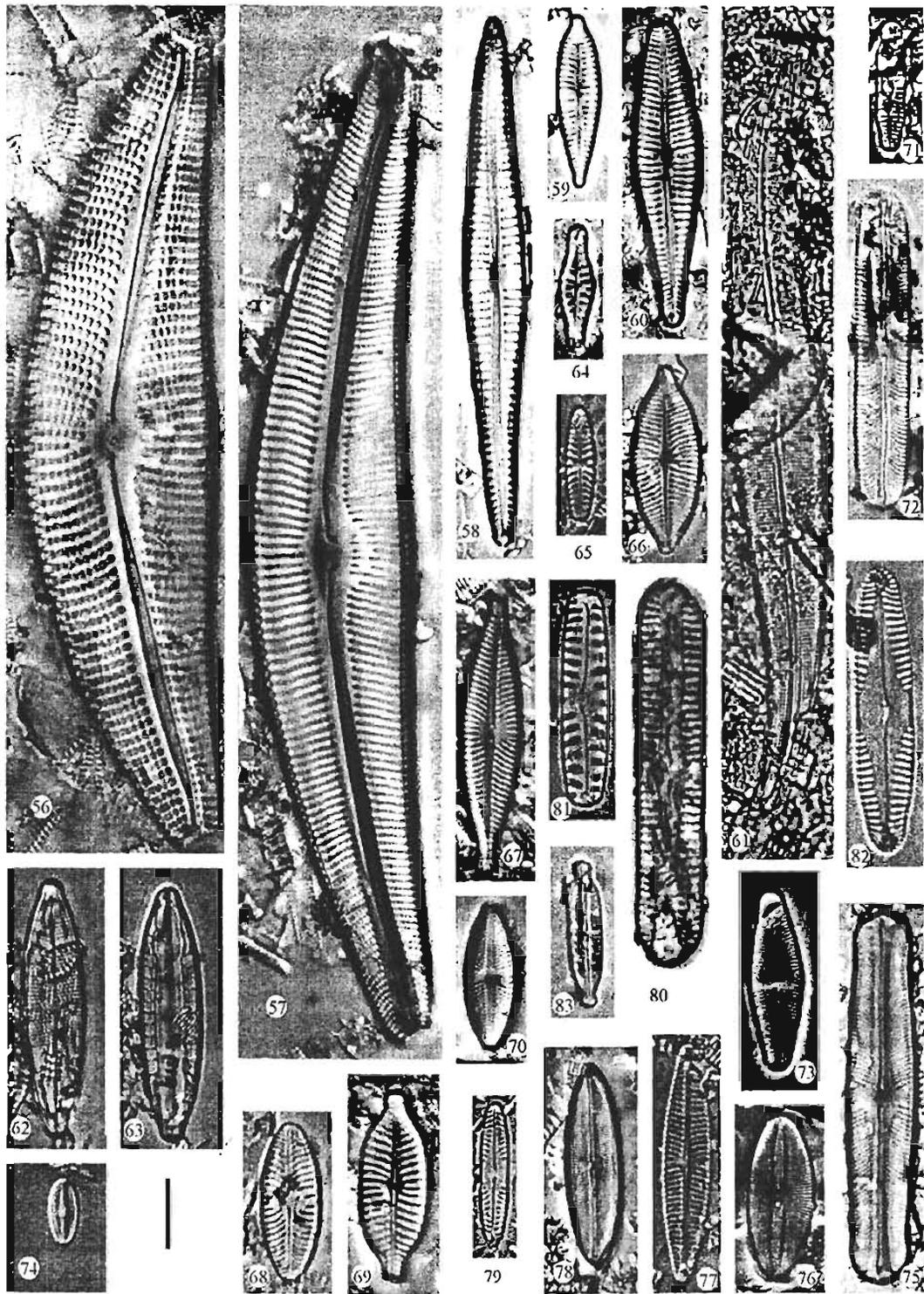
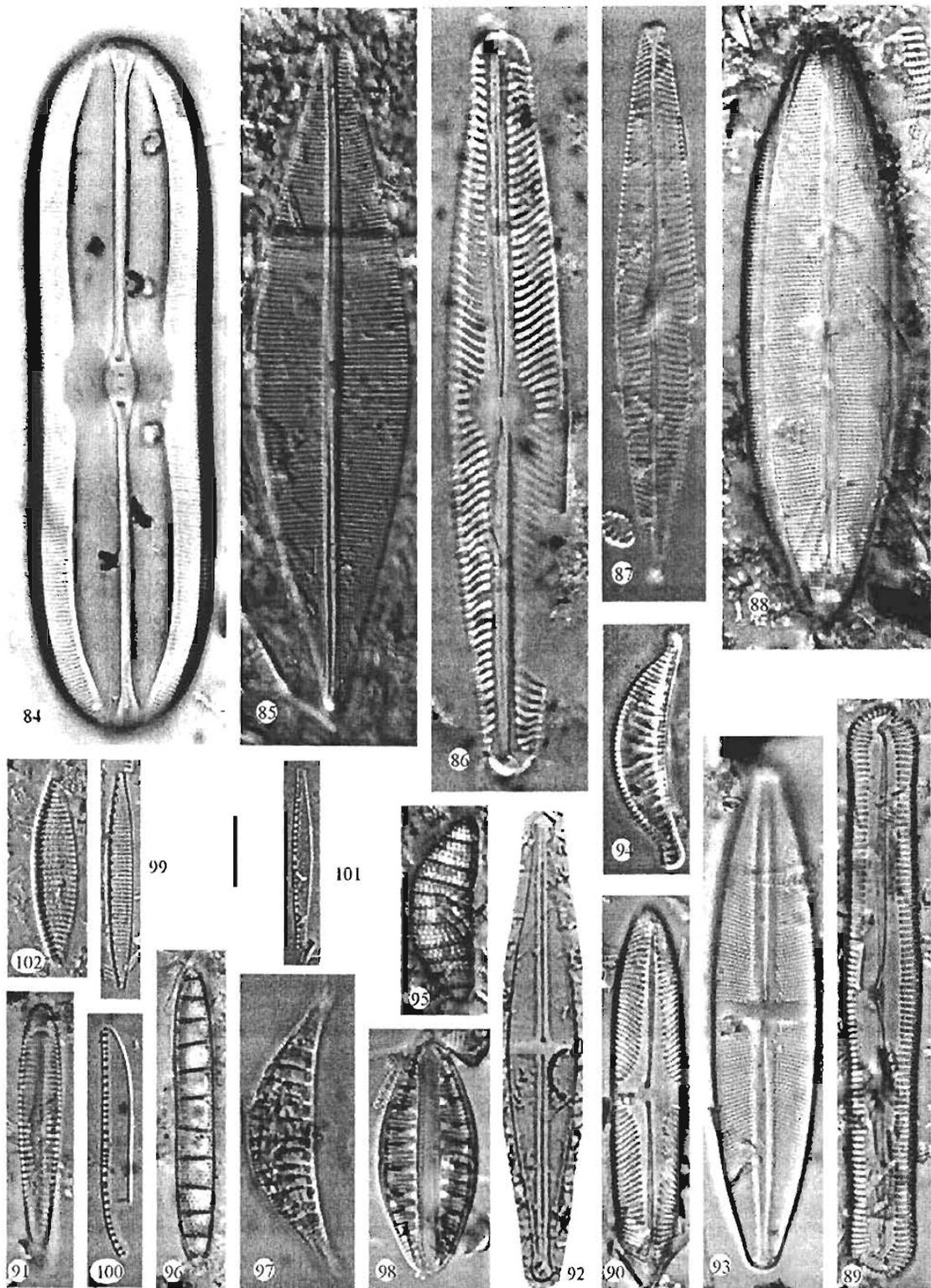


Lámina 3 (escala de la barra 10  $\mu$ m). Fig. 56. *Cymbella mexicana*, Fig. 57. *C. cistula*, Fig. 58. *Gomphonema gracile*, Fig. 59. *G. parvulum*, Fig. 60. *Gomphonema* sp., Fig. 61. *Gyrosigma spencerii*, Figs. 62 y 63. *Mastogloia smithii* var. *lacustris*, Fig. 64. *Navicula capitata*, Fig. 65. *N. capitata* var. *hungarica*, Fig. 67. *N. cryptocephala*, Fig. 71. *N. ignota*, Fig. 74. *N. minima*, Fig. 77. *Navicula* sp., Fig. 66. *Placoneis clementis*, Fig. 68. *P. elginensis* var. *cuneata*, Fig. 69. *P. elginensis*, Fig. 70. *Luticola goeppertiana*, Fig. 73. *L. nutica*, Fig. 72. *Sellaphora laevissima*, Fig. 75. *S. pupula*, Fig. 76. *Fallacia pygmaea*, Fig. 78. *Neidium ampliatum*, Fig. 79. *Pinnularia obscura*, Fig. 80. *P. aestuarii*, Fig. 81. *P. borealis* var. *rectangularis*, Fig. 82. *P. gibba*, Fig. 83. *Stauroneis kriergerii*.



Lámuna 4 (escala de la barra 10  $\mu$ m). Fig. 84. *Sellaphora americana*, Fig. 85. *Craticula cuspidata*, Fig. 86. *Navicula oblonga*. Fig. 87. *N. radiosa*, Fig. 88. *Neidium iridis*, Fig. 89. *Pinnularia acrosphaeria*, Fig. 90. *P. brebissonii*, Fig. 91. *Rhoicosphenia curvata*, Fig. 92. *Stauroneis anceps*, Fig. 93. *S. phoenicenteron*, Fig. 94. *Epithemia sorex*, Fig. 95. *E. turgida* var. *westermanni*, Fig. 96. *Denticula elegans*, Fig. 97. *Rhopalodia gibberula*, Fig. 98. *R. rupestris*, Fig. 99. *Nitzschia amphibia*, Fig. 100. *N. claussi*. Fig. 101. *N. palea*, Fig. 102. *Nizstchia* sp.

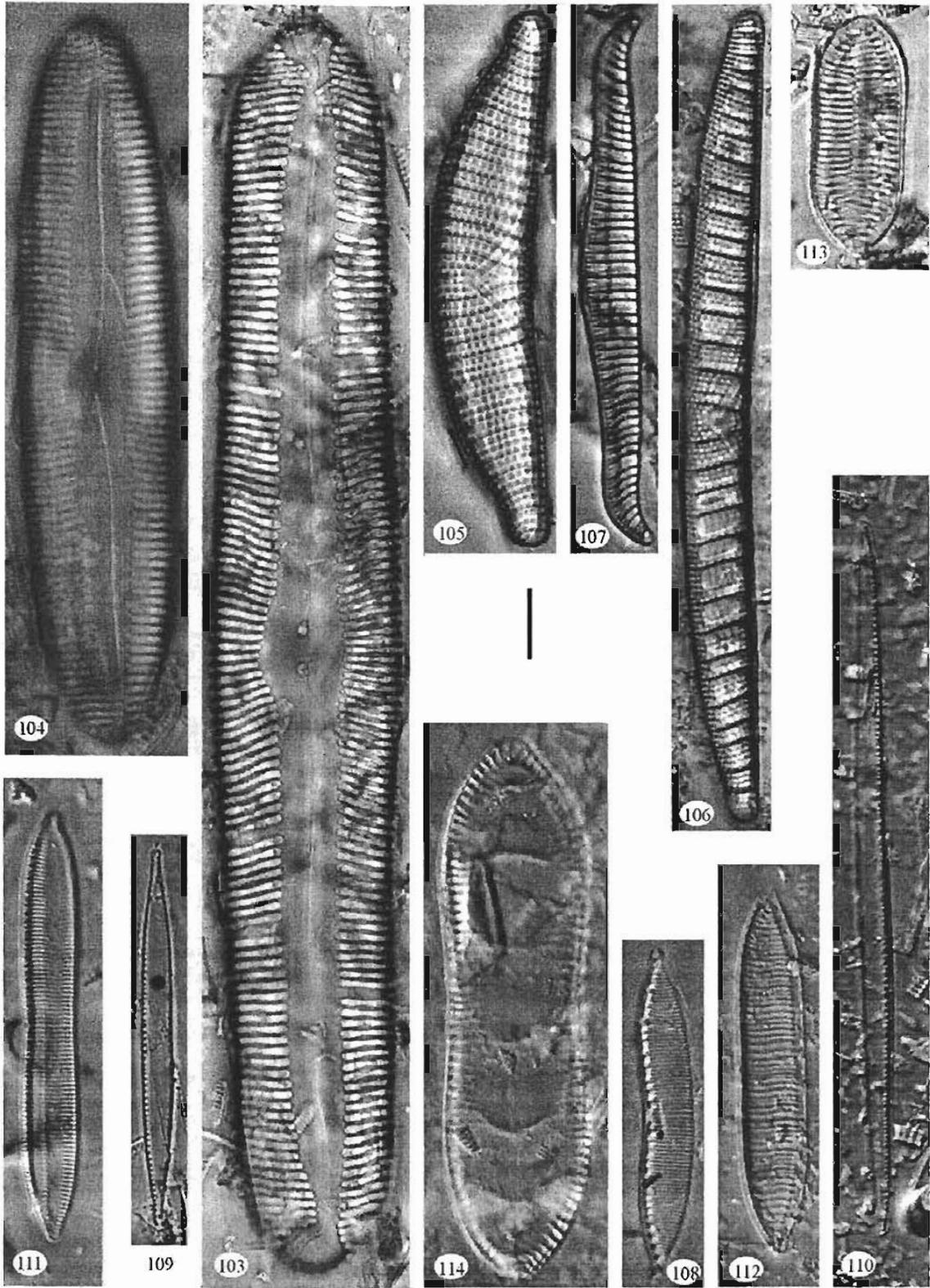


Lámina 5 (escala de la barra 10  $\mu\text{m}$ ). Fig. 103. *Pinnularia maior*, Fig. 104. *P. viridis*, Fig. 105. *Epithemia turgida*, Fig. 106. *E. turgida* var. *granulata*, Fig. 107. *Rhopalodia gibba*, Fig. 108. *Hantzschia amphioxys*, Fig. 109. *Nitzschia gracilis*, Fig. 110. *N. heufleriana*, Fig. 111. *Tryblionella hungarica*, Fig. 112. *T. levidensis*, Fig. 113. *T. victoriae*, Fig. 114. *Cymatopleura solea* var. *apiculata*.

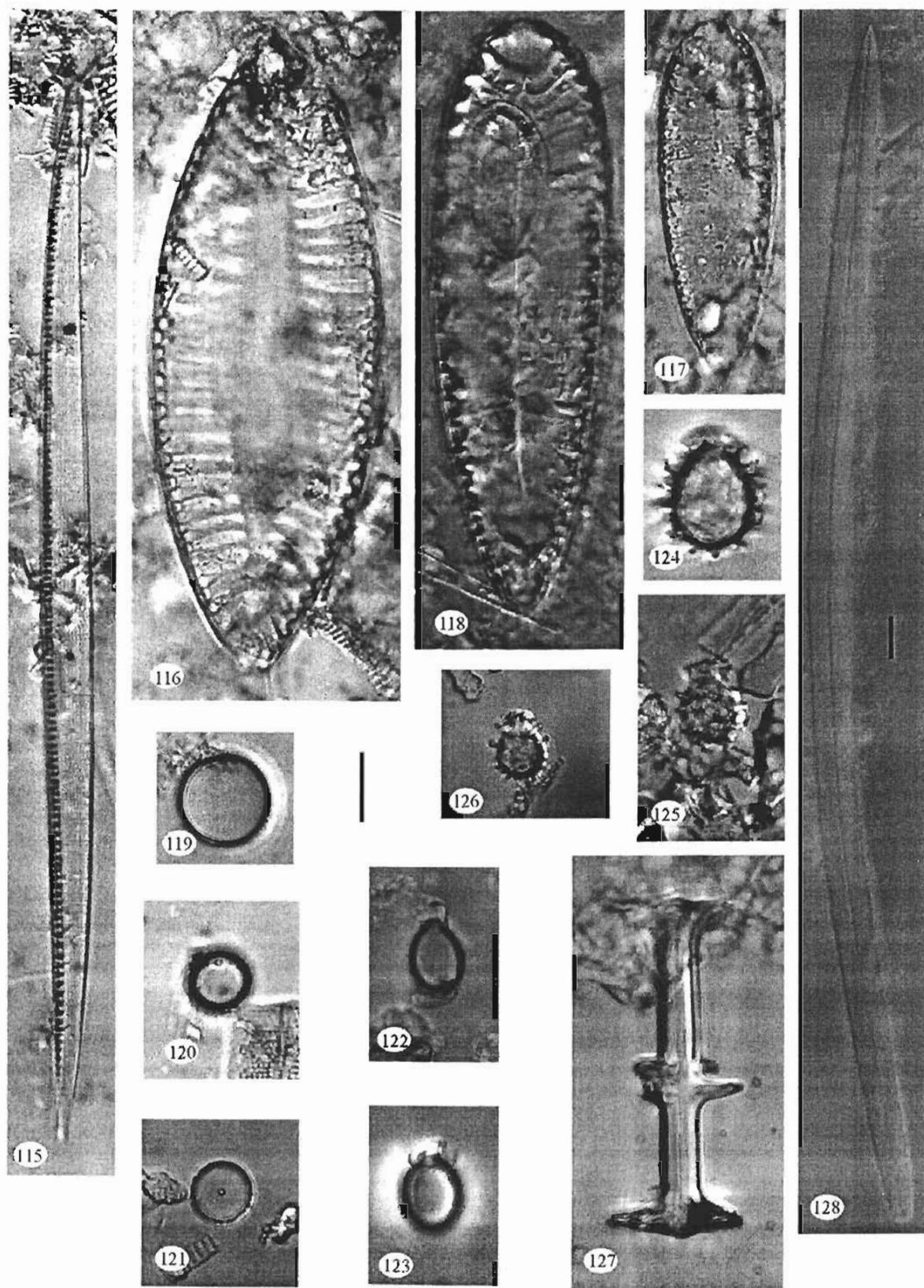


Lámina 6 (escala de la barra 10  $\mu$ m). Fig. 115. *Nitzschia wuelerstorffii*, Fig. 116. *Suirella bifrons*, Fig. 117. *S. minuta*, Fig. 118. *S. tenera*, Fig. 119. Estatospora A, Figs. 120 y 121. Estatospora B, Fig. 122. Estatospora C, Fig. 123. Estatospora D, Figs. 124-126. Estatospora E, Fig. 127. Espícula gemosclera, Fig. 128. Espícula megasclera.