

03092 3  
2ej

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado  
del Colegio de Ciencias y Humanidades

Sede: Instituto de Geofísica  
Doctorado en Sismología y Física del Interior de la Tierra

---

**PALEOMAGNETISMO, MAGNETOESTRATIGRAFIA Y  
PALEOECOLOGIA DEL CUATERNARIO TARDIO EN EL LAGO  
DE CHALCO, CUENCA DE MEXICO**

Beatriz Ortega Guerrero

México D.F. 1992

---

Laboratorio de Paleomagnetismo  
Instituto de Geofísica  
Circuito exterior, C.U.  
04510 Coyoacán. D.F.  
México

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**



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 está 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.

## RESUMEN

Con el propósito de documentar las características estratigráficas y la evolución paleoecológica y paleoclimática de la Cuenca de México ( $\cong 19^{\circ}30'$  N,  $99^{\circ}00'$  W), así como las variaciones del campo geomagnético durante el Pleistoceno tardío y Holoceno, se inició en los institutos de Geología y Geofísica de la UNAM, en colaboración con la Universidad de Trier (Alemania), un proyecto multidisciplinario que incluye análisis de polen, diatomeas, químicos y paleomagnéticos. En la fase inicial cuatro núcleos (A,B,C y D), entre 7.6 y 26 m de longitud, fueron perforados en el Lago de Chalco (parte SW de la Cuenca de México) con un sistema no-rotativo tipo Livingstone. Los objetivos específicos de este trabajo son: 1) elaborar una semblanza del estado actual del conocimiento de la evolución geológica plio-cuaternaria en la subcuenca de Chalco y sus problemas de interpretación; 2) establecer la sucesión estratigráfica representativa de la parte superior de los depósitos lacustres, de acuerdo a las columnas cortadas en los núcleos, y su distribución lateral; 3) integrar los resultados de análisis de indicadores paleoecológicos e interpretar las condiciones paleoambientales; y 4) analizar el registro paleomagnético con el propósito de documentar su naturaleza e investigar las variaciones seculares del campo geomagnético.

Los depósitos plio-cuaternarios en esta región son predominantemente de origen volcánico; con excepción de los estratovolcanes de la Sierra Nevada, la actividad volcánica ha sido de tipo monogenético, misma ha originado centenares de conos cineríticos, derrames de lava y algunos domos. La composición petrográfica de estas rocas varía de andesitas a basaltos. Estudios de sísmica de refracción y gravimétricos sugieren la existencia de una discontinuidad tectónica bajo el Volcán Xico de orientación NE-SW, que origina una diferencia de más de 100 m en el espesor de la secuencia clástica. Es generalmente aceptado que el embalse de la Cuenca de México inició a partir del cierre de la misma en la porción meridional por el emplazamiento del campo monogenético Chichinautzin. De acuerdo con estimaciones basadas en las diferencias altitudinales actuales en la Cuenca de México, se ha sugerido que el sistema de lagos que aquí se desarrolló no pudo alcanzar una profundidad mayor a 24 m. El registro histórico prehispánico indica que el lago formaba un solo cuerpo de agua que cubría una extensión de 1,000 km<sup>2</sup>. A partir del siglo XVI se aceleró su desecación artificial, y actualmente la extensión de los cuerpos de agua se restringe a la zona de chinampas de Xochimilco, el Lago Nabor Carrillo en Texcoco y cuerpos de agua aislados en la región de Tecocomulco y Chalco. La interpretación de la evolución geológica de la Cuenca de México en general se dificulta por varias carencias: la falta de estudios estratigráficos sistemáticos, el limitado número de estudios geoquímicos y la falta de una cronología confiable. A pesar de ser abundantes las descripciones de diversos paquetes de rocas, no existen trabajos en los que se establezca la definición formal de unidades de los depósitos lacustres de la cuenca

En este trabajo se reporta la estratigrafía de la secuencia encontrada, y se establece una escala de tiempo de acuerdo a 12 fechamientos de <sup>14</sup>C. Se reconocen 7 unidades litoestratigráficas principales y 17 horizontes de tefra, los materiales dominantes de los depósitos clásticos son limos con contenidos menores al 5% de arcillas. La actividad volcánica se presenta en toda la sección analizada y tiene un marcado aumento en la Unidad 4, donde los depósitos volcanoclásticos presentan en conjunto 0.95 m de espesor. Las tasas de sedimentación calculadas varían de 0.21 a 0.80 mm/año. De acuerdo a estas estimaciones los 26 m superiores en el centro del lago comprenden depósitos desde la actualidad hasta 45,000 años A.P. Se reconoce la presencia de tres depósitos de tefras que correlacionan con unidades informalmente descritas anteriormente en la Cuenca de México como *tripartita*, *pómez con andesita* y *gran ceniza basáltica*, cuya fuente probable de origen son los volcanes Nevado de Toluca para la primera y Popocatepetl para las dos últimas.

Se analizan los registros de susceptibilidad magnética (*k*) de los cuatro núcleos cortados en el Lago de Chalco, con el propósito de verificar la distribución lateral de las unidades estratigráficas. La secuencia estratigráfica cortada en cuatro núcleos contiene varias tefras que permiten establecer una correlación

general confiable a través de los depósitos lacustres. Se reconocen 9 máximos en los valores de  $k$  no relacionados a tefras que son asociados a variaciones ambientales regionales y que pueden ser utilizados como horizontes marcadores. El empleo de registros de susceptibilidad magnética ( $k$ ) en los cuatro núcleos ha incrementado la resolución de las correlaciones laterales. La  $k$  en combinación con registros de pérdida por ignición (PPI) se utiliza para determinar de manera preliminar las variaciones en las condiciones paleoambientales. Las fluctuaciones de estos dos parámetros parecen reflejar cambios en la expansión de la cobertura vegetal y el régimen de erosión. En la parte inferior de la secuencia estratigráfica recuperada se reconoce una tendencia hacia condiciones progresivamente estables en la cuenca, aproximadamente entre 45,000 y 34,000 años de radiocarbono A.P. Entre 34,000 y 31,500 se distingue una época de pronunciada erosión asociada al máximo glacial estimado entre 36,000 y 32,000 años AP. Entre 31,500 y 20,000 años AP existen periodos alternados de erosión prolongada y estabilización de las condiciones. En los últimos 20,000 años se registran cambios ambientales rápidos y drásticos, asociados a una intensa actividad volcánica y a cambios en el régimen de erosión. El incremento en los valores de  $k$  hacia la cima de los cuatro sondeos indica la formación de minerales ferrimagnéticos, que están relacionados a procesos de formación de suelos o a actividades antrópicas.

A partir de la integración de los resultados de análisis de polen, diatomeas, susceptibilidad magnética y calcinación de los 8 m superiores ( $\cong$ 19,000 años de radiocarbono AP) de los depósitos lacustres, se reconoce entre 19 y 15 mil años de radiocarbono AP la existencia de un pantano alcalino y pastizales bien desarrollados que indican la predominancia de un clima seco y frío, con cortos y abruptos eventos de aumento de humedad. Entre 15 y 12 mil años de radiocarbono AP el pantano se transforma a estanque de agua dulce, el bosque se expande y predominan condiciones frías y subhúmedas. En el período de 12 a 9 mil años de radiocarbono AP, culmina la transición a estanque de agua dulce, el fin del Pleistoceno está marcado por un incremento en la humedad. El intervalo de 9 a 3 mil años se registra un clima húmedo y cálido, con altas tasas de evaporación que favorecieron el desarrollo de un pantano alcalino. A partir de 3 mil años se registra un aumento en el nivel lacustre, así como el impacto de la actividad humana en los ecosistemas. El clima que se establece es el que predomina en la actualidad.

Un núcleo de 11.27 m de longitud (D) fue elegido para realizar análisis detallados que contribuyan al establecimiento formal de curvas de variación secular paleomagnética en el centro de México. El segmento analizado abarca aproximadamente los últimos 25,000 años de radiocarbono. Con la aplicación de campos alternos de 15 mT se recuperaron las magnetizaciones características. A los registros obtenidos de declinación relativa, inclinación e intensidad les fué aplicado un filtro de promedio de 6 puntos y con estos datos y ocho fechamientos de  $^{14}\text{C}$  se construyeron las series de tiempo. Las fluctuaciones de susceptibilidad magnética e intensidad poseen un fuerte control de contenido magnético y se asocian a variaciones en el registro de erosión y depósito de la cuenca. Los registros de declinación e inclinación poseen variaciones que tienen aparente relación con la variación paleosecular magnética. El cálculo de  $\Delta I$  con respecto al dipolo es de  $-3^\circ$ , lo que concuerda con el patrón de variación zonal del hemisferio norte para los últimos 30,000 años. Los diagramas de Bauer indican que el vector paleomagnético describe movimientos predominantemente en el sentido de las manecillas del reloj entre 2,000-5,600 , 11,000-16,600 y 18,500-24,800 años AP, y movimientos predominantemente en sentido contrario entre 6,500-11,000 y 16,600-18,500 años AP. Estos resultados no coinciden plenamente con los observados en otras localidades, sin embargo, como no es única la interpretación del movimiento del vector, no es posible determinar si hay deriva al este o al oeste del campo no dipolar. En el registro obtenido no se sustenta la existencia de excursiones del campo geomagnético para esta región. Los análisis espectrales de las series de tiempo utilizando la Transformada Rápida de Fourier indican que la VSP presenta dos frecuencias principales: una de periodo aproximado de 10,500 años, otra que representa un conjunto de periodos más cortos entre 3,000 y 800 años.

## ABSTRACT

In order to establish the stratigraphic characteristics and the paleoecologic and paleoclimatic evolution of the Basin of Mexico ( $\cong 19^{\circ}30'$  N,  $99^{\circ}00'$  W), as well as the geomagnetic field variations during late Pleistocene and Holocene, four cores (A=7.6 m depth, B=26 m, C=10.65 and D=11.27) were drilled in the central part of Lake Chalco (SW part of Basin of Mexico), with a non-rotative Livingstone system, by the Geology and Geophysics institutes of UNAM, in collaboration with University of Trier (Germany). This multidisciplinary research includes diatom, pollen, geochemical and paleomagnetic analysis. The specific purposes of this thesis are: 1) to elaborate a revision of the present-day state of knowledge of the plio-quadernary geologic evolution of the Chalco sub-basin and its interpretation problems; 2) to establish the representative stratigraphic record of the upper part of the lacustrine deposits, according to the sections in the cores, and their lateral distribution; 3) to integrate the variations of the paleoecological indicators and interpret the paleoenvironmental conditions; and 4) to analyze the paleomagnetic record in order to document their characteristics and investigate the secular variations of the geomagnetic field.

The plio-quadernary deposits are mainly of volcanic origin, the activity has been monogenetic, except for the stratovolcanos of Sierra Nevada, and has developed hundreds of cinder cones, lava flows and dômes. The composition of this volcanoes ranges from andesites to basalts. Sismic and gravimetric studies suggest a major tectonic discontinuity oriented NE-SW below Xico volcano, with a vertical displacement of more than 100 m in the clastic sequence. The damming-up of the basin and the development of the lacustrine system began probably since Pliocene as result of the accumulation of the Chichinautzin monogenetic field at the southern part. According to the present topography, the deepest level the lake could reach was less than 24 m. The prehispanic historical record indicates that by the XVI century the lake had an extension of 1,000 km<sup>2</sup>. The increasing human impact since several millennia ago, accelerated in this century, has modified drastically the lake levels, almost dried at the present, restricted to the Xochimilco *chinampas* zone, the Nabor Carrillo lake at Texcoco, and isolated water extensions at Chalco and Tecocomulco. The interpretation of the geologic evolution of the Basin of Mexico is clouded by the lack of sufficient systematic stratigraphic studies, geochemical studies and dated sequences. There is no attempt to define formally the lacustrine accumulations.

In this thesis is reported the stratigraphic sequence recover in the cores, and a time scale is established according to 12 radiocarbon dates. Seven stratigraphic units and 17 tephra layers have been recognized, the dominant materials are silts with less than 5% of clays. The volcanic activity is present in all the section studied, and has a marked increase in the Unit 4, where the volcanoclastic deposits have 0.95 m thick. The sedimentation rates vary from 0.21 to 0.80 mm/year. According to this calculations the upper 26 m in the central part of the lake covers the last 45,000 radiocarbon years. Three of the tephra layers correlate with previous described volcanic markers in the Basin of Mexico as the *tripartita*, *pomez con andesita* and *gran ceniza basáltica*, the first probably originated by activity of the Nevado de Toluca volcano and the two last by the Popocatepetl volcano.

The magnetic susceptibility (k) records of the four cores are analyzed in order to test the stratigraphic correlation among them. The stratigraphic sequence has several tephra layers that facilitate the correlation between the cores. 9 peak values of k non associated to the tephra layers are related to environmental changes and can be used like horizon markers. The use of k records of the four cores has enhanced the resolution of the correlations. The k record in combination with the loss-on-ignition record is employed to determinate preliminary the variations in the paleoenvironmental conditions. The variations of these two parameters seems to reflect changes in the vegetal cover and the erosional regime. Between 45,000 and 34,000 yr. BP stable conditions are recognized. From 34,000 to  $\cong 31,500$  yr. BP there is an increasing erosion associated to the maximum glacial interpreted between 36,000 and 32,000 yr. BP. After that epoch and until 20,000 yr. BP there are alterned periods of prolonged erosion and stabilization. During the last 20,000 yr. rapid and drastic environmental changes are recognized, associated to an intense volcanic activity and changes in the erosional regimes. The increasing values of

k at the top of the records points out the growing of ferrimagnetic minerals, probably related to soil development and/or human activity.

From the integration of the results of analysis in magnetic susceptibility, diatoms, pollen and loss-on-ignition record of the upper 8 m ( $\cong$ 19,000 yr. BP) of the lacustrine deposits, several past conditions are recognized. During 19,000 to 15,000 yr. BP existed an alkaline swamp and widespread grasslands and open woods, that indicate a dry and cold climate, with short and abrupt events of humider conditions. Between 15,000 and 12,000 yr. BP the swamp changes to a fresh water pond, the woodlands increase and predominate cold and subhumid conditions. In the period of 12,000-9,000 yr. BP culminates the transition to fresh water pond, and the end of Pleistocene is marked by an increase in the humidity. From 9,000 to  $\cong$ 3,000 yr. BP predominate a warm and wet climate, with high evaporation rates that favored the development of an alkaline pond. Since 3,000 yr. ago an increase in the lake level is recorded, as well as the human impact in the ecosystems. By this period the climate is the same of the present.

The core D (11.27 m length) was chosen to make detailed paleomagnetic analysis that contribute to the establishment of paleomagnetic secular variation curves in the central part of Mexico. The section analyzed span the last 25,000 radiocarbon years. With the application of 15 mT AF the characteristic magnetizations were recovered. The time series were constructed with 8 radiocarbon dating, and the 6 knot running average of each relative declination, inclination and intensity records. The variations in magnetic susceptibility and intensity have a strong magnetic content control and are related to variations in erosion and deposit in the basin. The records of relative declination and inclination have variations that probably reflects paleomagnetic secular variations. The calculation of the  $\Delta I$  anomaly respect to the axial dipole is  $-3^\circ$ , that agree with the zonal variation pattern of the northern hemisphere for the last 25,000 yr. The Bauer diagrams indicate that the paleomagnetic vector describes clockwise movements between 2,000-5,600 , 11,000-16,600 and 18,500-24,500 yr BP, and anticlockwise direction between 6,500-11,000 and 16,600-18,500 yr. BP. These results are not coincident to the observed in other zones, nevertheless as is non-unique the interpretation of the movement of the vector, is not possible to determine if existed westward or eastward drift of the non dipole field. The record does not support the existence of an excursion of the geomagnetic field in this region. Spectral analysis of the time series applying the Fast Fourier Transform indicate that the VSP shows two main frequencies: one about 10,500 yr. period, and a second of several shorter periods between 3,000 and 800 yr.

## CONTENIDO

I. Introducción .....	1
II. Geología plio-cuaternaria de la subcuenca de Chalco .....	10
III. Estratigrafía de los sedimentos lacustres en el Lago de Chalco, Cuenca de México.....	37
IV. Susceptibilidad magnética en sedimentos del Lago de Chalco, centro de México: correlación entre núcleos e implicaciones paleoambientales .....	62
V. Reconstrucción paleoambiental para el Pleistoceno tardío y Holoceno en el Lago de Chalco, Cuenca de México.....	78
VI. Estudios de variación secular paleomagnética en el Lago de Chalco, Cuenca de México .....	106
VII. Sumario y conclusiones .....	157

## INTRODUCCION

La Cuenca de México es de interés en las geociencias porque está localizada en una región, la Faja Volcánica Transmexicana, caracterizada por tectonismo activo, volcanismo reciente y la existencia de comunidades vegetales que son sensibles a los cambios climáticos. La historia geológica de la Faja Volcánica Transmexicana está relacionada íntimamente a los complejos eventos ocurridos como resultado de la subducción de la Placa de Cocos bajo la corteza continental de América del Norte. Esta actividad originó un conjunto de cuencas, y en algunas de ellas se formaron varios lagos.

En los sedimentos lacustres se conserva el registro de la evolución paleoambiental, paleoecológica y paleoclimática. Los procesos de sedimentación en el sistema de lagos desarrollado en la Cuenca de México han variado como resultado de cambios climáticos, que incluyen glaciaciones y sequías; actividad volcánica, que ha originado estratovolcanes, conos cineríticos, flujos de lavas y piroclastos, domos y lahares; actividad tectónica, actividad biológica, que incluye la interacción de flora y fauna a través de los ciclos de carbono, y recientemente la actividad humana, particularmente con la actividad agrícola, la modificación de las condiciones hidrológicas y el desecamiento de los lagos.

### Objetivos

Con el propósito de documentar las características estratigráficas, y la evolución paleoecológica y paleoclimática de la Cuenca de México, así como las variaciones del campo geomagnético durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno, se inició en los institutos de Geofísica y Geología de la UNAM, en colaboración con la Universidad de Trier, Alemania, un proyecto de investigación multidisciplinario que incluye análisis de polen, diatomeas, químicos y paleomagnéticos que en su primera fase se ha iniciado en la subcuenca de Chalco. El trabajo desarrollado en la presente tesis es parte de este proyecto de investigación.

Los objetivos de este trabajo de tesis son: a) elaborar una semblanza del estado actual del conocimiento de la evolución geológica plio-cuaternaria en la subcuenca de Chalco y sus problemas de interpretación, b) establecer la sucesión estratigráfica representativa de la parte superior de los depósitos lacustres en Chalco y su distribución lateral; c) integrar los resultados de los análisis de indicadores paleoecológicos y establecer las condiciones paleoambientales existentes durante el Cuaternario tardío y d) analizar el registro paleomagnético de los sedimentos estudiados con el propósito de documentar su naturaleza e investigar las variaciones seculares del campo geomagnético.

## Metodología

Durante la primavera de 1989 se llevó a cabo la perforación de cuatro núcleos en la parte central del Lago de Chalco, cuyas profundidades oscilan entre 7.6 y 26 m de profundidad, con un sistema de perforación no rotativo tipo Livingstone (modificado por Usinger, Universidad de Kiel, Alemania), el cual permite obtener recuperaciones mayores al 95%, deformación mínima en sedimentos no consolidados y control preciso de la profundidad. Los núcleos fueron recuperados en segmentos de 1 y 2 m de longitud de 80 o 50 mm de diámetro, y cortados longitudinalmente en dos partes iguales, una de las cuales fue destinada a los análisis químicos, de calcinación, polen y diatomeas, así como a la obtención de muestras para fechamiento de radiocarbono. La otra mitad fue destinada al estudio paleomagnético. Todas las mediciones de parámetros paleomagnéticos, así como el análisis de diatomeas, fueron realizados en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM. Los análisis de palinomorfos se llevaron a cabo en el Instituto de Geología de la UNAM, y los análisis de calcinación en ambas instituciones. Resultados geoquímicos preliminares fueron obtenidos en la Universidad de Trier, Alemania. Las determinaciones de radiocarbono, doce en total, fueron realizadas en la Universidad de Waterloo, Canadá (2), y en los Laboratorios Geochron, EEUU(10). Los procedimientos utilizados en los análisis se detallan en secciones posteriores.

Los trabajos que se presentan en este volumen se relacionan a los registros estratigráficos y magnéticos contenidos en los sedimentos, así como el uso de los registros *fósiles* en la determinación de la evolución paleoecológica y paleoclimática para los últimos 20,000 años. En el Capítulo II se presenta un marco geológico, regional y local, de la Cuenca de México, con especial énfasis en la subcuenca de Chalco, se analiza la información geológica y geofísica disponible, así como la referente a la evolución de los cuerpos de agua, y se señalan algunos de los principales problemas de interpretación de la evolución geológica. En el Capítulo III se reporta la estratigrafía de la secuencia cortada en los núcleos, a partir de la cual se establece una sucesión sedimentaria representativa para el centro del Lago de Chalco, se establece una escala de tiempo y una estimación de las tasas de sedimentación a partir de los resultados obtenidos de doce fechamientos por radiocarbono y se elabora una correlación entre los depósitos cortados en los núcleos y los reportados para esta región. En el Capítulo IV se analizan los registros de susceptibilidad magnética, a partir de los cuales se verifica e incrementa la correlación estratigráfica, y en combinación con los registros de pérdida por ignición se determinan de manera preliminar las condiciones paleoambientales. En el Capítulo V se investigan las variaciones de polen, diatomeas, susceptibilidad magnética y calcinación de los 8 m superiores del registro estratigráfico, y se elabora una reconstrucción paleoambiental y paleoclimática a partir de la integración de los datos. En el Capítulo VI se analiza el registro paleomagnético contenido en un núcleo de 11.27 m de profundidad y se interpretan los resultados en relación a la variación paleosecular del campo geomagnético.

## Antecedentes

### Los estudios paleomagnéticos

El campo geomagnético es originado principalmente por una fuente interna localizada en el núcleo terrestre. Los mecanismos que lo originan no son bien conocidos, pero se presume que es un dínamo hidromagnético causado por la rotación de hierro líquido en el núcleo. Este dínamo produce un campo magnético que es predominantemente dipolar en la superficie de la Tierra. Es conocido que el campo geomagnético cambia con el tiempo. Ya desde el siglo XVI estos cambios fueron medidos en Londres (Howell, 1962), París (Thellier, 1981) y Copenhague (Abrahamsen, 1973). El campo geomagnético ha también presentado frecuentemente en el pasado reversiones en su polaridad, con *epocas* (de alrededor de  $10^6$  años) de una polaridad dominante que puede incluir *eventos* ( $<10^5$  años) de polaridad inversa y en ocasiones cortas *excursiones* ( $10^2$ - $10^3$  años). Los cambios de periodos cortos en las direcciones magnéticas locales durante periodos de polaridad constante son llamados *variación secular*. Los estudios paleomagnéticos en secuencias sedimentarias se convirtieron en un importante parámetro desde que Lynton (1937) y McNish (1937) revelaron que los sedimentos son capaces de registrar la inclinación de campo magnético en el tiempo de su depósito. Este trabajo fué seguido por estudios que demostraron que los sedimentos registran la remanencia del campo magnético durante su depósito. Los sedimentos lacustres son particularmente atractivos en estudios paleomagnéticos porque ofrecen un registro sedimentario relativamente continuo, sus tasas de sedimentación permiten una resolución temporal alta de los cambios del campo geomagnético en una región y la limitada fuente de aporte de los sedimentos proporciona buen control sobre la naturaleza de su contenido de minerales magnéticos.

Las primeras investigaciones paleomagnéticas en sedimentos lacustres fueron realizadas por Mackereth (1971) en el Distrito de los Lagos, Inglaterra, quien utilizó un nucleador neumático diseñado especialmente para evitar la perturbación de los sedimentos durante el proceso de muestreo (Mackereth, 1958). Mackereth demostró que los sedimentos del Lago Windermere contenían registros repetibles de declinación paleomagnética y que los sedimentos más recientes presentaban cambios seculares que coincidían con las fluctuaciones históricas de declinación registradas en Londres. Thompson (1973) presentó correlaciones, dentro de un lago e intra-lagos, utilizando registros paleomagnéticos de declinación e inclinación, estableciendo así un método adicional para establecer correlaciones en secuencias sedimentarias. La adecuada documentación de las variaciones seculares del campo geomagnético puede proporcionar, además de información sobre las características del campo magnético terrestre, patrones que pueden ser usados para la correlación y el fechamiento indirecto, tanto en una misma cuenca como en una región determinada. A partir de estos trabajos, han sido llevadas a cabo numerosas investigaciones en lagos de diversas regiones del mundo: en el Reino Unido, región Escandinava, Islandia, Europa

continental; en América del Norte en los Grandes Lagos y en la región SW; en Canadá, Argentina, Japón, Australia y Africa.

Thompson y Turner (1979) elaboraron una curva maestra para Gran Bretaña para los últimos 10,000 años en la cual los principales rasgos de declinación e inclinación fueron fechados. Los resultados de muchos sitios de Europa, incluidos los de Grecia, Polonia, Suiza y Francia (compilados por Creer, *et al.*, 1983 y Creer, 1985), aunque con menos detalle que los británicos, en general muestran coincidencia con los patrones trazados en las curvas maestras de Gran Bretaña. En América del Norte han sido establecidos patrones de variación secular en la parte este-centro, en la región de los Grandes Lagos (Creer y Tucholka, 1982) y en los lagos de Minnesota (Lund y Banerjee, 1985), así como en lagos secos del SW de Estados Unidos (Denham y Cox, 1971; Verosub, 1977; entre otros).

Los parámetros de la variación secular son también importantes en estudios de promedio en tiempo del campo y en pruebas de la hipótesis del campo axial dipolar. La variación secular del campo geomagnético en el Pacífico central ha sido de gran interés, ya que la región fué aparentemente caracterizada por una baja componente no-dipolar del campo geomagnético, esta anómalamente baja variación secular ha persistido cuando menos por 500,000 años. La variación secular paleomagnética espacial y temporal permite inferir la topografía y características de la interfase núcleo-manto y la uniformidad lateral en el manto inferior.

Una de las principales limitaciones en el análisis de variación secular paleomagnética es la calidad de las estimaciones cronológicas. La mayor parte de los registros anteriores a 50,000 años están fechados por medio de radiocarbono, método que presenta errores sistemáticos con respecto a las edades "verdaderas" obtenidas en los registros históricos, de dendrocronología y los obtenidos por otros métodos isotópicos de fechamiento. Estos errores solamente pueden ser estimados para los últimos 7,000 años (Clark, 1975). Además, las edades de  $^{14}\text{C}$  suelen presentar errores estadísticos del orden de 100 años o mayores, lo que agrega incertidumbre a la resolución de los datos.

Las excursiones paleomagnéticas son fluctuaciones anómalas de la variación secular paleomagnética que han sido definidas como el desplazamiento de más de  $45^\circ$  del polo geomagnético virtual con respecto al polo geográfico, siempre y cuando este desplazamiento no esté asociado a una transición de polaridad. La ocurrencia de este fenómeno es de gran importancia en estudios magnetoestratigráficos (Denham, 1976). En gran parte de estas excursiones no existe aún evidencia suficiente que confirme su existencia, sólo en una pequeña parte de ellas ha sido documentada su existencia en múltiples sitios. La mayor parte de las excursiones son difíciles de correlacionar debido a la incertidumbre en la estimación de su edad. Una de las más extensamente estudiadas es la observada en Mono Lake, California (Denham y Cox, 1971; Denham, 1974; Liddicoat y Coe, 1979; Liddicoat y Lund, 1983; Lund *et al.*, 1988).

En los estudios paleolimnológicos es común contar con un pequeño número de núcleos obtenidos de diversas partes de un lago que proporcionan información complementaria, a partir de la cual es posible establecer estimaciones sobre las condiciones globales del depósito. A menudo es necesario realizar extrapolaciones de un núcleo a otro o a todo el lago, lo que se ve dificultado por las variaciones espaciales en las tasas de sedimentación. Debido a que una fracción significativa de los minerales magnéticos contenidos en sedimentos lacustres ha sido transportada por corrientes que drenan la cuenca, las variaciones en la concentración de estos minerales proporcionan la base de un método rápido de comparación y sincronización de datos entre diferentes núcleos. La concentración de minerales ferrimagnéticos en un depósito puede ser estimada a partir de mediciones de susceptibilidad magnética. El uso de registros de susceptibilidad magnética como un método de correlación en sedimentos lacustres ha sido llevado a cabo con éxito en una amplia variedad de lagos (Thompson, 1973; Dearing, 1983; entre muchos otros).

En la parte central de México, los estudios paleomagnéticos incluyen los realizados en rocas volcánicas del sur de la Cuenca de México por Mooser y colaboradores (1974), Herrero y Pal (1977), Herrero y colaboradores (1986), Böhnelt y colaboradores (1990) y Mora-Alvarez y colaboradores (1991); y los trabajos realizados en sedimentos lacustres en la ladera del cerro Tlapacoya, subcuenca de Chalco, por Liddicoat (1976) y Liddicoat y colaboradores (1974, 1979). De ellos, únicamente los elaborados por Herrero y colaboradores (1986) y Böhnelt y colaboradores (1990) analizan la variación secular.

#### **Los estudios paleoecológicos y paleoclimáticos**

Para comprender los complejos cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario, es necesario utilizar diversas técnicas de estudio que analicen los diferentes aspectos involucrados. Estos notables cambios climáticos y las perturbaciones en el entorno originadas por la actividad volcánica y el tectonismo han quedado registrados en el registro sedimentario y fósil, al controlar los procesos bióticos, de intemperismo y sedimentación. Han sido numerosos los estudios multidisciplinarios en los que se han empleado diversos indicadores paleoambientales para la reconstrucción de condiciones climáticas (Elnert y Happpy-Wood, 1980; Dearing *et al.*, 1981; Valencio *et al.*, 1982; Horie, 1984; Sims, 1988; Metcalfe *et al.*, 1989, 1991; Yu *et al.*, 1990, entre muchos otros).

Algunos de los indicadores paleoecológicos más útiles son los palinomorfos, diatomeas y el contenido de materia orgánica estimada a partir de análisis de calcinación (o pérdida por ignición). El polen proporciona información sobre las comunidades vegetales desarrolladas alrededor del lago y dentro de él; las diatomeas son indicadoras de las condiciones de salinidad, profundidad, temperatura y turbidez de las aguas. Las fluctuaciones en los registros de susceptibilidad magnética son también reflejo de

cambios ambientales, por lo que la combinación de éstos con otros indicadores paleoecológicos proporcionan las bases para la interpretación de la evolución del entorno.

Esta integración es particularmente importante, puesto que anteriormente en la interpretación de las pasadas condiciones climáticas para el hemisferio norte, a partir de la información proveniente de regiones tan alejadas como los Grandes Lagos y Canadá, se infirieron condiciones ambientales que no necesariamente reflejan las características particulares reales del centro de México, principalmente aquellas del límite Pleistoceno-Holoceno, y la cronología glacial establecida de acuerdo a los eventos observados en latitudes medias, tanto en Europa como en América del Norte, era utilizada para fechar eventos semejantes en bajas latitudes. Estudios posteriores han revelado que las las grandes fluctuaciones climáticas no produjeron un patrón semejante de condiciones ambientales entre los sitios de media y baja latitud (Gasse *et al.*, 1983; Smith y Street-Perrot, 1983; entre otros).

Si bien los cambios climáticos que sufrió la Cuenca de México no fueron tan extremos como los ocurridos en latitudes medias, existen evidencias que sugieren la existencia de cambios significativos en esta región durante el Cuaternario tardío. A pesar de la cantidad de trabajos realizados, la información sobre las condiciones paleoambientales durante el Holoceno en la parte central de México aún es contradictoria (Metcalf *et al.*, 1991).

Los trabajos previos relacionados con la zonación bioestratigráfica del sistema de lagos que han ocupado la Cuenca de México incluyen los realizados por Ehrenberg (1869), Bradbury (1971, 1986, 1989) y Watts y Bradbury (1982) en diatomeas; los estudios de polen iniciaron con Deevey (1944), y fueron continuados por Sears y Clisby (1955), Clisby y Sears (1955), González-Quintero y Fuentes-Mata (1980), Flores-Díaz (1986) y Lozano-García (1989).

## Referencias

- Abrahamsen, N. 1973. Magnetic secular variation in Denmark, 1550-1970. *J. Geomag. Geoelectr.*, v. 25, pp. 105-111.
- Böhnel, H., Urrutia-Fucugauchi, J. y Herrero-Bervera, E. 1990. Palaeomagnetic data from central Mexico and their use for secular variation studies. *Phys. Earth Plan. Int.* v. 64, pp. 224-236.
- Bradbury, J.P. 1971. Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from diatoms. *Limnology and Oceanography*, v. 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 en el Lago de Chalco*, Colección Científica, v. 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 297 pp.

- Bradbury, J.P. 1989. Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de México. *Quaternary Science reviews*, v. 8, pp. 75-100.
- Clark, R.M. 1975. A calibration curve for radiocarbon dates. *Antiquity*, v. 49, pp. 251-266.
- Clisby, K.H. y Sears, P.B. 1955. Palynology in the southern North America. 3: Microfossil profiles under Mexico City correlated with the sedimentary profiles. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 66, pp.511-520.
- Creer, K.M. 1985. Review of lake sediment palaeomagnetic data (Part I). *Geophys. Surv.*, v. 7, pp. 125-160.
- Creer, K.M., Tucholka, P. y Barton, C.E. 1983. Geomagnetism of backed clays and recent sediments. Elsevier, 324 pp.
- Dearing, J.A. 1983. Changing patterns of sediment accumulation in a small lake in Scania, southern Sweden. *Hydrobiologia* v. 103, pp. 59-64.
- Dearing, J.A., Elner, J.K., y Haphey-Wood, C.M. 1981. Recent sediments flux and erosional processes in a Welsh Upland lake-catchment based on magnetic susceptibility measurements. *Quat. Res.*, v. 16, pp. 356-372.
- Deevey, E.S. 1957. Limnologic studies in the Middle America. *Transactions of the Connecticut Academy of Sciences*, v. 39, pp. 213-328.
- Denham, C.R. 1974. Counter clockwise motion of palaeomagnetic directions 24,000 years ago at Mono Lake, California. *J. Geomag. Geoelectr.* v. 26, pp. 487-498.
- Denham, C.R. y Cox, A. 1971. Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13,300-30,400 years ago. *Earth Plan. Sci. Letters*, v. 13, pp.181-190.
- Elner, J.K. y Haphey-Wood, C.M. 1980. The history of two linked but constraining lakes in North Wales from a study of pollen, diatoms and chemistry in sediments cores. *Jour. Ecology*, v. 68, pp. 95-121.
- Ehrenberg, G.C. 1869. Über mächtige Gebirgs-schichten vorherrschend aus mikroskopischen Bacillares unter bei der Stadt Mexiko. *Abhandlungen der Königl. Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 66 pp.
- Flores-Díaz, A. 1986. Fluctuaciones del Lago de Chalco desde hace 35,000 años al presente. En Lorenzo, J.L. y Mirambell, L. (eds.), *Tlapacoya: 35,000 años de Historia en el Lago de Chalco*, Colección Científica v. 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 297 pp.
- Gasse, F., Talling, J.F. y Kilham, P. 1983. Diatom assemblages in East Africa: classification, distribution and ecology. *Révue du Hydrobiologie tropicale, ORSTOM*, v. 16, pp. 3-34.
- González-Quintero, L. y Fuentes-Mata, M. 1980. El Holoceno de la porción central de la cuenca del Valle de México. *Memorias del III Coloquio sobre Paleobotánica y Palinología*, Colección Científica, v.86, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 279 pp.
- Herrero, B.E. y Pal, S. 1977. Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin, Mexico. *Geofis. Int.*, v. 17, pp. 167-180.

- Herrero-Bervera, E., Urrutia-Fucugauchi, J., Martin del Pozzo, A.L., Böhnell, H., and Guerrero, J. 1986. Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low-latitudes: a paleomagnetic record from the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geophys. Res. Lett.*, v. 13, pp. 1442-1445.
- Horie, S. 1984. *Lake Biwa*: The Hague, Dr. W. Junk Publishers, 638 pp.
- Howell, B.F. 1962. *Introducción a la Geofísica*. Ediciones Omega, Barcelona.
- Liddicoat, J.C. 1976. A paleomagnetic study of the late Quaternary dry sediments from the western U.S. and Mexico. Ph. D. thesis, University of California, Santa Cruz (unpublished).
- Liddicoat, J.C., Coe, R.S., Lambert, P.W. y Valastro, S. 1974. Dating mexican archaeological sites using a possible late Quaternary geomagnetic field excursion. *Ann. Mtgs. Geol. Soc. Am.*, v. 6, p. 845.
- Liddicoat, J.C., Coe, R.S., Lambert, P.W. y Valastro, S. 1979. Paleomagnetic record in Late Pleistocene and Holocene dry lake deposits at Tlapacoya, Mexico. *Geophys. J. R. astr. Soc.* v. 59, pp. 367-377.
- Liddicoat, J.C. y Coe, R.S. 1979. Mono Lake geomagnetic excursion. *J. Geophys. Res.*, v. 84, pp. 261-271.
- Liddicoat, J.C. y Lund, S.P. 1983. A high resolution record of secular variation from Quaternary sediments from Mono Lake, California. *EOS Am. Geophys. Union Trans.*, v. 64, p. 685.
- Lozano-García, S. 1989. Palinología y paleoambientes pleistocénicos de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, v. 28,2, pp. 335-362.
- Lund, S.P. y Banerjee, S.K. 1985. Late Quaternary field secular variation from two Minnesota lakes. *J. Geophys. Res.*, v. 90, pp. 803-825.
- Lund, S.P., Liddicoat, J.C., Lajoie, K.R., Henyey, T.L. y Robinson, S.W. 1988. Paleomagnetic evidence for long term (10,000 years) memory and periodic behavior in the earth's core dynamo process. *Geophys. Res. Lett.*, v. 15, pp. 1101-1104.
- Lynton, E.D. 1937. Laboratory orientation of well cores by their magnetic polarity. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, v. 21, pp. 580-615.
- Mackereth, F.J.H. 1958. A portable core sampler for lake deposits. *Limnol. Oceanogr.*, v. 3, pp. 181-191.
- Mackereth, F.J.H. 1971. On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetisation in lake sediments. *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 12, pp.332-338.
- McNish, A.G. 1937. Electromagnetic method for testing rocksamples. *Terr. Magn. Atmos. Electr.*, v. 42, pp. 283-284.
- Metcalf, S.E., Street-Perrot, F.A., Brown, R.B., Hales, P.E., Perrot, R.A. y Steininger, F.M. 1989. Late Holocene human impact on lake basins in central Mexico. *Geoarchaeology*, v. 4, no. 2, pp. 119-141.
- Metcalf, S.E., Street-Perrot, F.A., Perrot, A.R. y Harkness, D.D. 1991. Palaeolimnology of the Upper Lerma basin, central Mexico: a record of climate change and anthropogenic disturbance since 11,600 yr BP. *Jour. Paleolimnol.*, v. 5, pp. 197-218.

- Mooser, F., Nairn, A.E.M. y Negendank, J.F.W. 1974. Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII, a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rundsch.* v. 63, pp. 451-483.
- Mora-Alvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Silva-Romo, G, Alarcón-Parra, S. y Uchiumi, Sh. 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Basin of Mexico?- A preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study, *Geofis. Int.*, v. 30, no.2, pp. 61-70.
- Sears, P.B. 1952. Palynology in the southern North America, 1: Archeological horizons in the basins of Mexico. *Bulletin of the geological Society of America*, v. 63, pp. 241-254.
- Sears, P.B. y Clisby, K.H. 1955. Palynology in the southern North America, 4: Pliocene climate in Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 66, pp. 521-530.
- Sims, J.D.(ed.). 1988. Late Quaternary climate, tectonism and sedimentation in Clear Lake, northern California Coast Ranges. *Geol. Soc. Am. Special Paper* v. 214, 225 pp.
- Smith, G.I. y Street-Perrot, F.A. 1983. Pluvial lakes of the western United States, en: S.C. Porter (ed.) *Late Quaternary environments of the United States, Vol. 1. The Late Pleistocene.* Minneapolis, University of Minnesota Press, pp. 190-212.
- Thellier, E. 1981. Sur la direction du champ magnétique terrestre, en France durant les deux derniers millénaires. *Phys. Earth Plan. Int.* v. 24, pp. 89-132.
- Thompson, Roy. 1973. Palaeolimnology and palaeomagnetism. *Nature* v. 242, pp. 182-184.
- Thompson, Roy, y Turner, G.M. 1979. British geomagnetic master curve 10,000-0 yr B.P. for dating European sediments. *Geophys. Res. Lett.*, v. 6, pp. 249-252.
- Valencio, D.A., Creer, K.M., Sinito, A.M., Vilas, J.F.A., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A., Romero, E.J. y Fernández, C.A. 1982. Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. Parte I: Lago El Trébol. *Asoc. Geol. Argentina, Revista*, v. 37, pp. 183-204.
- Verosub, K.L. 1977. The absence of the Mono Lake geomagnetic excursion from the paleomagnetic record of Clear Lake, California. *Earth Plan. Sci. Lett.*, v. 36, pp. 219-230.
- Yu, L., Oldfield, F., Yushu, W., Sufu, Z. y Jiayi, X. 1990. Paleoenvironmental implications of magnetic measurements on sediment core from Kunming Basin, southwest China. *Jour. Paleolimn.* v. 3, pp. 95-111.

## GEOLOGIA PLIO-CUATERNARIA DE LA SUBCUENCA DE CHALCO

*Beatriz Ortega Guerrero*  
(Lab. de Paleomagnetismo,  
Instituto de Geofísica, UNAM)

### RESUMEN

SE PRESENTA UN MARCO GEOLÓGICO GENERAL DE LA CUENCA DE MÉXICO Y SE ANALIZA LA INFORMACION GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA DISPONIBLE DE LA SUBCUENCA DE CHALCO, ASÍ COMO LA REFERENTE A LA EVOLUCIÓN DEL LAGO DE CHALCO DOCUMENTADA EN REGISTROS HISTÓRICOS. LA INTERPRETACIÓN DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE MÉXICO EN GENERAL SE DIFICULTA POR VARIAS CARENCIAS: LA FALTA DE ESTUDIOS ESTRATIGRÁFICOS SISTEMÁTICOS, EL LIMITADO NÚMERO DE ESTUDIOS GEOQUÍMICOS Y LA FALTA DE UNA CRONOLOGÍA CONFIABLE. LA SUBCUENCA DE CHALCO OCUPA LA PORCIÓN SURORIENTAL DE LA CUENCA DE MÉXICO. LOS DEPÓSITOS PLIO-CUATERNARIOS EN ESTA REGIÓN SON DOMINANTEMENTE DE ORIGEN VOLCÁNICO; CON EXCEPCIÓN DE LOS ESTRATOVOLCANES DE LA SIERRA NEVADA, LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA HA SIDO DE TIPO MONOGENÉTICO, QUE HA ORIGINADO CENTENARES DE CONOS CINERÍTICOS, DERRAMES DE LAVA Y ALGUNOS DOMOS. LA COMPOSICIÓN PETROGRÁFICA DE ESTAS ROCAS VARÍA DE ANDESITAS A BASALTOS. ESTUDIOS DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN Y GRAVIMÉTRICOS SUGIEREN LA EXISTENCIA DE UNA DISCONTINUIDAD TECTÓNICA BAJO EL VOLCÁN XICO DE ORIENTACIÓN NE-SW, QUE ORIGINA UNA DIFERENCIA DE MÁS DE 100 M EN EL ESPESOR DE LA SECUENCIA CLÁSTICA. ES GENERALMENTE ACEPTADO QUE EL EMBALSE DE LA CUENCA DE MÉXICO INICIÓ A PARTIR DEL CIERRE DE LA MISMA EN LA PORCIÓN MERIDIONAL POR EL EMPLAZAMIENTO DEL CAMPO MONOGENÉTICO CHICHINAUTZIN. DE ACUERDO CON ESTIMACIONES BASADAS EN LAS DIFERENCIAS ALTITUDINALES ACTUALES EN LA CUENCA DE MÉXICO, SE HA SUGERIDO QUE EL SISTEMA DE LAGOS QUE AQUÍ SE DESARROLLÓ NO PUDO ALCANZAR UNA PROFUNDIDAD MAYOR A 24 M. EL REGISTRO HISTÓRICO PREHISPÁNICO INDICA QUE EL LAGO FORMABA UN SOLO CUERPO DE AGUA QUE CUBRÍA UNA EXTENSIÓN DE 1,000 KM<sup>2</sup>. A PARTIR DEL SIGLO XVI SE ACELERÓ SU DESECACIÓN ARTIFICIAL, Y ACTUALMENTE LA EXTENSIÓN DE LOS CUERPOS DE AGUA SE RESTRINGE A LA ZONA DE CHINAMPAS DE XOCHIMILCO, EL LAGO NABOR CARRILLO EN TEXCOCO Y CUERPOS DE AGUA AISLADOS EN LA REGIÓN DE TECOCOMULCO Y CHALCO. A PESAR DE SER ABUNDANTES LAS DESCRIPCIONES DE DIVERSOS PAQUETES DE ROCAS, NO EXISTEN TRABAJOS EN LOS QUE SE ESTABLEZCA LA DEFINICIÓN FORMAL DE UNIDADES DE LOS DEPÓSITOS LACUSTRES DE LA CUENCA

### INTRODUCCION

La Cuenca de México, sistema hidrográfico mayor que incluye entre otras a la subcuenca de Chalco, ha sido desde el siglo XIX objeto de estudio de diversas disciplinas. En ella se han realizado numerosos trabajos antropológicos, geológicos, geofísicos, geotécnicos, paleontológicos y paleoecológicos que han proporcionado información sobre la historia natural y social de la Cuenca de México. A pesar de

la cantidad de trabajos geológicos realizados, la información que existe es escasa, diseminada y no siempre objetiva.

El objetivo del presente trabajo es elaborar una semblanza del estado actual del conocimiento de la evolución geológica plio-cuaternaria en la subcuenca de Chalco, considerando tanto la información derivada del análisis geológico directo en cuerpos de rocas, como la información de sondeos geofísicos disponible, señalando algunos de sus principales problemas de interpretación. Para la mejor comprensión de la geología de la subcuenca de Chalco, se incluye en el presente estudio una breve descripción sobre la geología de la Cuenca de México.

La interpretación de la evolución geológica plio-cuaternaria de la Cuenca de México se ha dificultado especialmente por la falta de estudios estratigráficos sistemáticos en los diferentes tipos de depósitos. Los antiguos criterios utilizados en la descripción de los materiales, anteriores al establecimiento de los códigos de nomenclatura estratigráfica, la falta de definiciones formales de unidades estratigráficas, el afán de correlacionar los depósitos de la cuenca con la cronología glacial de América del Norte, las variaciones estratigráficas laterales y la diversidad de los fines para los que se han llevado a cabo estudios estratigráficos han originado que sea comúnmente usada una nomenclatura caótica y confusa.

Son pocos los estudios geoquímicos y petrográficos de lavas y tefras tanto de las sierras que limitan la cuenca como de los depósitos de la planicie, pero sin duda la mayor carencia en todos los trabajos es el establecimiento de una cronología confiable que permita realizar adecuadas correlaciones entre los depósitos. En algunos trabajos se han realizado fechamientos por radiocarbono, pero en muy pocos se indica la localidad precisa en que fué tomada la muestra para el estudio, el laboratorio que la realizó, y algún comentario sobre la confiabilidad de la fecha. Ha sido práctica común la utilización de fechas sin hacer referencia al trabajo original en que se han determinado. Los intentos de utilización de tefras como horizontes marcadores no han sido en todos los casos exitosos debido al pobre control llevado de las grandes variaciones granulométricas y petrológicas que son comunes en estos materiales, la falta de identificación de la fuente de origen, la abundante actividad volcánica registrada y la notable ambigüedad en los reportes de las escasas fechas de radiocarbono con que se cuenta.

Por otra parte, la dificultad de emplear métodos isotópicos de fechamiento para el periodo comprendido entre los 40,000 y los 100,000 años antes del presente (Mahaney, 1984; Rutter, 1985), los grandes márgenes de error en fechamientos de radiocarbono debido a los diversos factores de contaminación y fraccionamiento isotópico que pudieran no haberse tomado en cuenta durante el análisis (Terasmae, 1984), la virtual imposibilidad de llevarlos a cabo en el país y el costo que representa hacer

una serie de fechamientos necesarios para un solo trabajo limita las posibilidades de acceder al establecimiento de una cronología mínima.

## **GEOLOGIA DE LA CUENCA DE MEXICO**

### **Generalidades**

Los estudios geológicos más antiguos que se han realizado en la Cuenca de México fueron elaborados por la Comisión Geológica (1886-1888) y el Instituto Geológico de México (1893-1895). A partir de la década de los cuarenta fueron establecidas las primeras secuencias estratigráficas. La lista de trabajos es extensa, pero puede ser consultada en una amplia recopilación realizada por Manzanilla (1987).

La Cuenca de México es una estructura geomorfológica con parteaguas cerrado localizada en la porción centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, entre los paralelos 19°00'-20°00' N y los meridianos 98°00'-99°30' W. Está formada por una planicie de aproximadamente 8,000 km<sup>2</sup> de extensión cuya altitud mínima es de 2,240 m snm, rodeada por conjuntos montañosos de origen volcánico de altitudes variables que presentan importantes mantos de acumulación de piedemonte (Fig. 1). En el extremo septentrional se encuentra la Sierra de Pachuca, al oriente las sierras de Río Frío y Calpulalpan. La Sierra Nevada, al sureste, es la cadena montañosa más sobresaliente de la cuenca, formada principalmente por los estratovolcanes Popocatepetl (5,465 m snm) e Iztaccíhuatl (5,230 m snm). La Sierra Chichinautzin constituye el límite meridional, cuya elevación máxima alcanza 3,500 m snm. Al occidente queda limitada por la Sierra de las Cruces, cuya elevación máxima está localizada en su extremo meridional, el Volcán Ajusco, de 3,930 m snm, y al noroccidente por las sierras de Monte Alto y Monte Bajo. Otros grupos de montañas se elevan sobre la planicie: la Sierra de Guadalupe (3,000 m snm), la de Santa Catarina (2,800 m snm) y algunos otros edificios volcánicos como el Cerro de la Estrella, Chapultepec, Santa Isabel, el Peñón del Marqués y el Peñón de los Baños. Constituye un sistema dividido en seis subcuencas: al norte se localizan las de Zumpango, Xaltocan y San Cristóbal, en el centro la más extensa, Texcoco, y al sur las de Xochimilco y Chalco.

### **Marcó estratigráfico**

Dentro de la Cuenca de México no se conoce el basamento cristalino. La información geológica directa de mayor alcance en la corteza (Fig. 2) se tiene a partir de la perforación del Pozo Texcoco I (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969) en la parte central del lago del mismo nombre, cuya profundidad alcanzó 2,065 m, y de los sondeos profundos realizados por PEMEX (1987) en la Ciudad de México, denominados Copilco I (2,258 m), Tulyehualco I (3,000 m), Mixhuca I (2,452 m) y Roma I

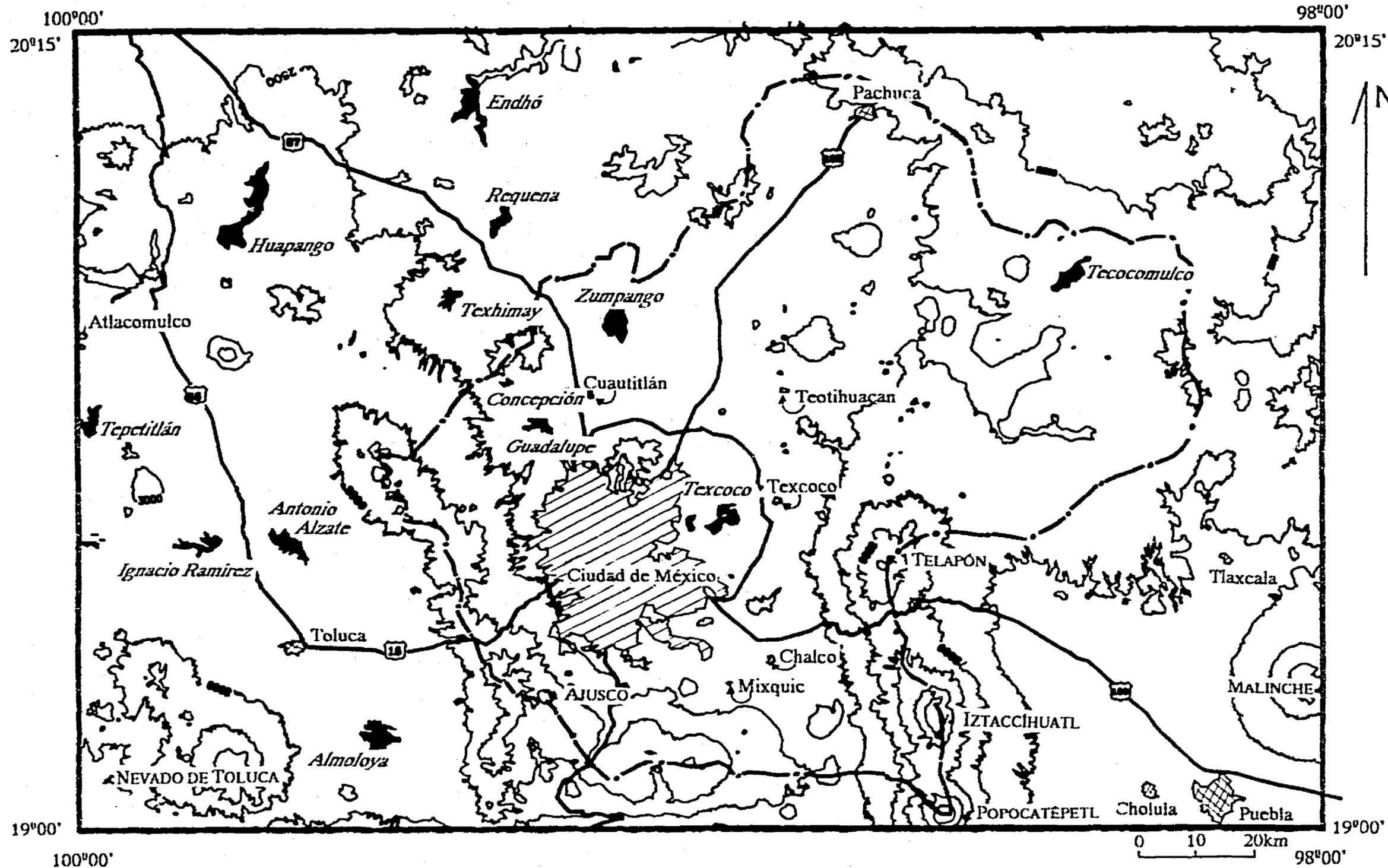


Fig. 1. Mapa de la Cuenca de México (limitada por el contorno - - - -). Se indican los nombres de las principales poblaciones, las presas (*en cursivas*) y los estratovolcanes (EN MAYÚSCULAS)

(3,200 m), en donde los depósitos cortados a mayor profundidad corresponden a calizas asignadas al Cretácico (Pérez-Cruz, 1988).

Los depósitos aparentemente más antiguos que afloran son los de la Sierra de Pachuca, asignados al Oligoceno con base en su posición estratigráfica (Segerstrom, 1956, 1962; Geyne *et al.*, 1963); le siguen los de la Sierra de Las Cruces y Monte Alto, ubicadas por fechamientos de K-Ar entre el Mioceno superior (Mooser *et al.*, 1974) y el Pleistoceno (Mora Alvarez *et al.*, 1991), las partes superiores de la Sierra Nevada y Río Frío del pliocuaternario de acuerdo a fechamientos de K-Ar (Nixon *et al.*, 1987; Nixon, 1989) y las rocas de la Sierra Chichinautzin, asignadas de acuerdo a su polaridad magnética normal (Mooser *et al.*, 1974) y fechamientos por  $^{14}\text{C}$  (Bloomfield 1975) menores a 700,000 años. Es posible que las acumulaciones volcánicas más antiguas de la planicie correspondan al Oligoceno-Eoceno (Mooser, 1956, 1975), y estén representadas en la parte inferior de la Sierra de Guadalupe y de los cerros Chapultepec, Peñón de los Baños, Zacaltepec, Tlapacoya y Coatepec; en tanto que la acumulación más joven, fechada por  $^{14}\text{C}$  entre 2,400 y 1,900 años AP (Arnold y Libby, 1951; Ortega Guerrero *et al.*, en preparación), corresponde al derrame del Pedregal de San Angel. En el Pozo Texcoco I y los sondeos profundos de PEMEX (Pérez-Cruz, 1988) las edades de las rocas volcánicas más antiguas son mayores a 30 M.a., de acuerdo a varios fechamientos por K-Ar.

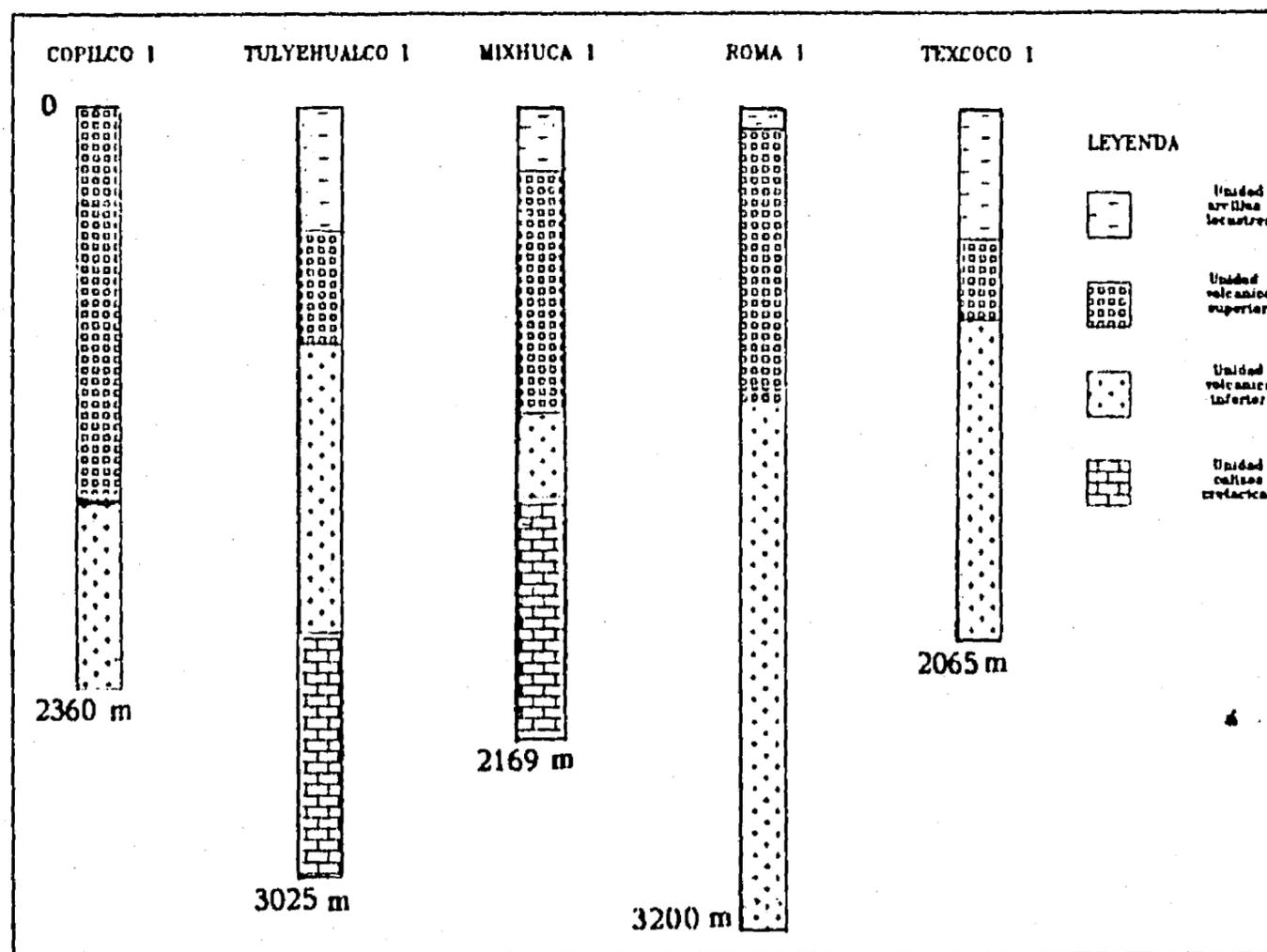


Fig. 2. Columnas estratigráficas de los sondeos profundos realizados por PEMEX en la Cuenca de México (Pérez-Cruz, 1988)

Posterior a los emplazamientos del Plioceno, existió un periodo de intensa erosión durante el cual fueron cortadas profundamente las antiguas sierras, dando origen al depósito de grandes cantidades de material detrítico al pie de las mismas. Es generalmente aceptado que el embalse de la cuenca se inició desde el Plioceno, antes del cierre de la misma por las acumulaciones volcánicas que forman la Sierra Chichinautzin, y a partir de entonces comenzó el depósito de sedimentos lacustres. El espesor de la secuencia de materiales aluviales y lacustres cortada en las perforaciones profundas de PEMEX es de 490 m en el Pozo Tulyehualco, 200 m en el Mixhuca, 65 m en el Roma y está ausente en el Copilco (Pérez Cruz, 1988).

Han sido reconocidas ocho unidades estratigráficas cuaternarias en la cuenca (Bryan, 1948; De Terra, 1948; Arellano, 1951) que incluyen sedimentos clásticos, tefra, suelos y caliche. Estas unidades fueron inicialmente reconocidas en la parte occidental de la cuenca, y posteriormente correlacionadas con depósitos de diversos sitios al oriente con criterios edafológicos subjetivos. Estas no han sido cartografiadas y se desconoce su extensión. Las secuencias glaciales en la Sierra Nevada, Malinche y Nevado de Toluca (White, 1962; Heine, 1984) originaron diversos depósitos de morrenas, a partir de los cuales han sido identificados varios avances. Los depósitos encontrados a altitudes más bajas llegan hasta la cota 2,600 m en los valles glaciares.

La composición petrográfica de las rocas volcánicas que conforman a la Cuenca de México es muy variable, sin embargo todos los análisis normativos de óxidos mayores que se han realizado en estas rocas indican que, por la relación que guardan los contenidos de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , éstas pertenecen a la serie calcoalcalina. La mayor parte de los autores coincide en que el origen del volcanismo de la Cuenca de México está relacionado principalmente a la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, mecanismo que induce la fusión parcial del manto (Nixon *et al.*, 1987).

### **Estructura geológica**

La estructura de la cuenca es compleja y poco conocida. De acuerdo con Mooser y colaboradores (1974) las primeras manifestaciones volcánicas se encontraban asociadas principalmente a fracturas de orientación WNW, con influencia de fracturas de orientación NE; los últimos episodios volcánicos del Pleistoceno y Cuaternario parecen estar relacionados a sistemas de fracturas de orientación E-W. En la literatura existen trabajos en los que se hace alguna referencia a rasgos estructurales concretos (Mooser, 1968, 1975, 1990; Mooser *et al.*, 1974; Demant, 1978; Pasquare *et al.*, 1987; Cserna *et al.*, 1988), siendo en éste último donde se hace un reconocimiento detallado de las estructuras superficiales del área urbana de la cuenca. En la Figura 3 se presenta el inventario de lineamientos a partir de una imagen LANDSAT elaborada por Cserna y colaboradores (1988) para la porción meridional de la cuenca. Es notorio el alineamiento NE-SW de las estructuras, principalmente en el borde occidental, donde fueron

reconocidas por los citados autores catorce fallas de desplazamiento lateral consideradas activas. Los rasgos volcánicos se encuentran a lo largo de fracturas extensionales de cizalleo orientadas también NE-SW.

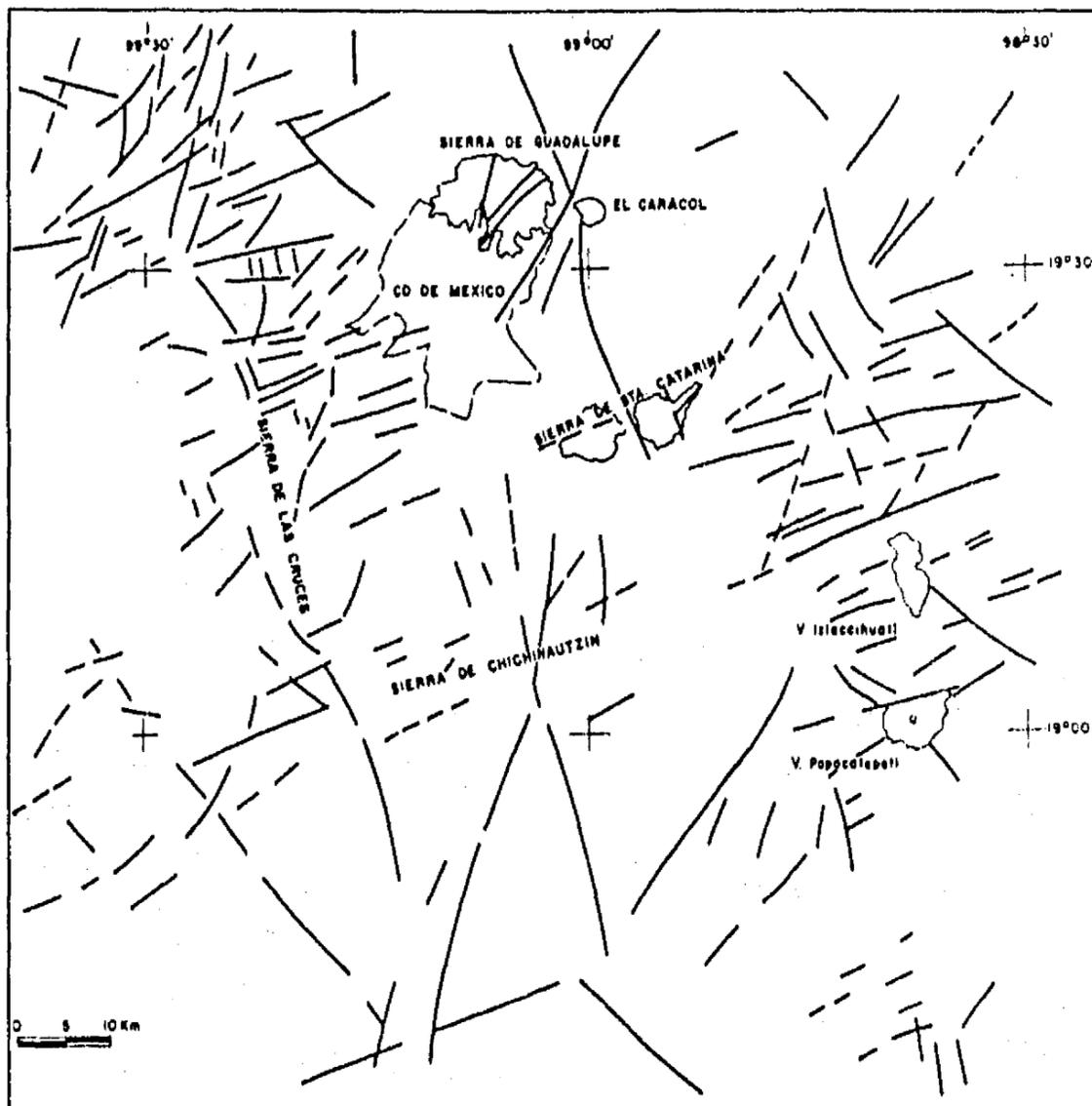


Fig. 3. Mapa de los principales lineamientos en la Cuenca de México a partir de una imagen LANDSAT (Cserna *et al.*, 1988)

A partir de levantamientos de sísmica de reflexión y los datos obtenidos durante la perforación de los pozos de PEMEX (Pérez Cruz, 1988), se detecta la existencia de una discontinuidad mayor de orientación NE-SW, aparentemente una falla vertical con bloque hundido al NW con salto que varía entre 1,650 y 2,050 m, que afecta a rocas premiocénicas (Fig. 4). Anteriormente se ha documentado la existencia de fallas asignadas al Terciario inferior en el Valle de Cuernavaca que muestran una componente vertical grande, tales como la Falla Jojutla (Fries, 1960), orientada al NE con bloque hundido al NW, que tiene un salto probable de 600 a 800 m, y la Falla Cañón de Lobos (Fries, 1966), orientada al NW con bloque hundido al SW, con un salto máximo de 1,500 m. También ha sido detectada la existencia de estructuras relevantes en la parte superior de depósitos volcanoclásticos, como el Graben de Tenochtitlán y el Graben de Copilco, de orientación NE-SW (Pérez-Cruz, *op. cit.*), que afectan hasta una profundidad de 1,000 m y están cubiertos por los depósitos lacustres.

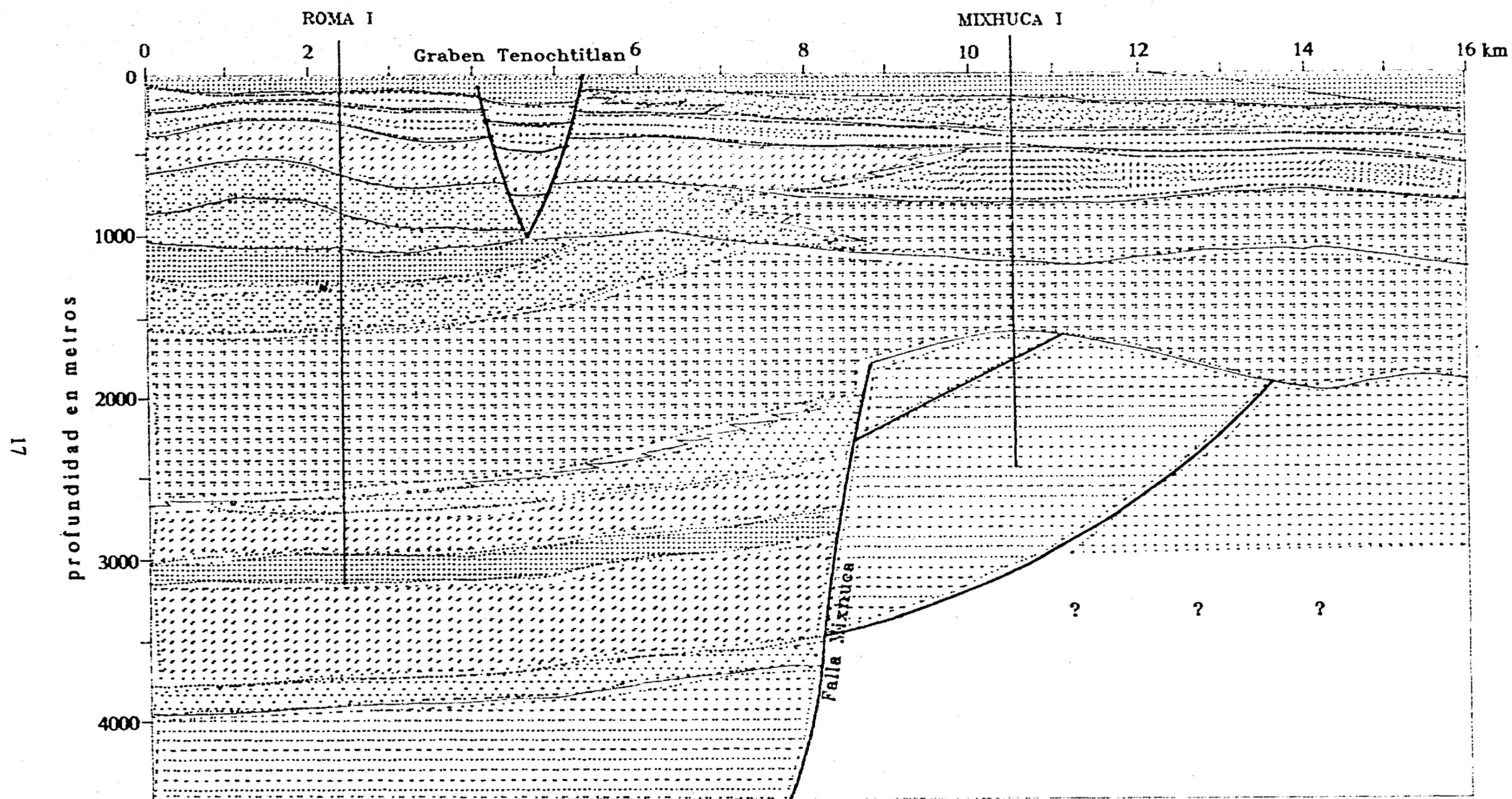
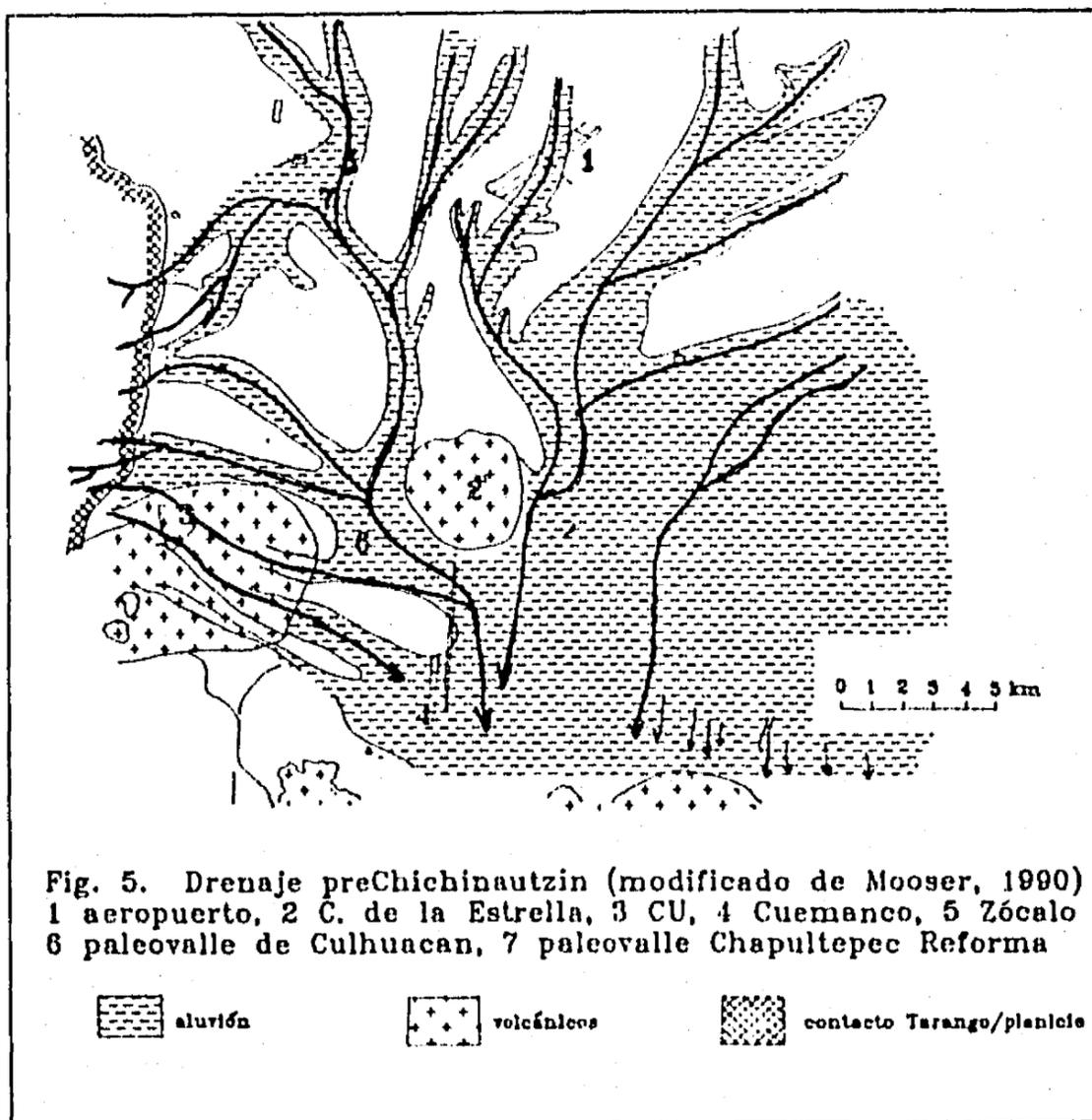
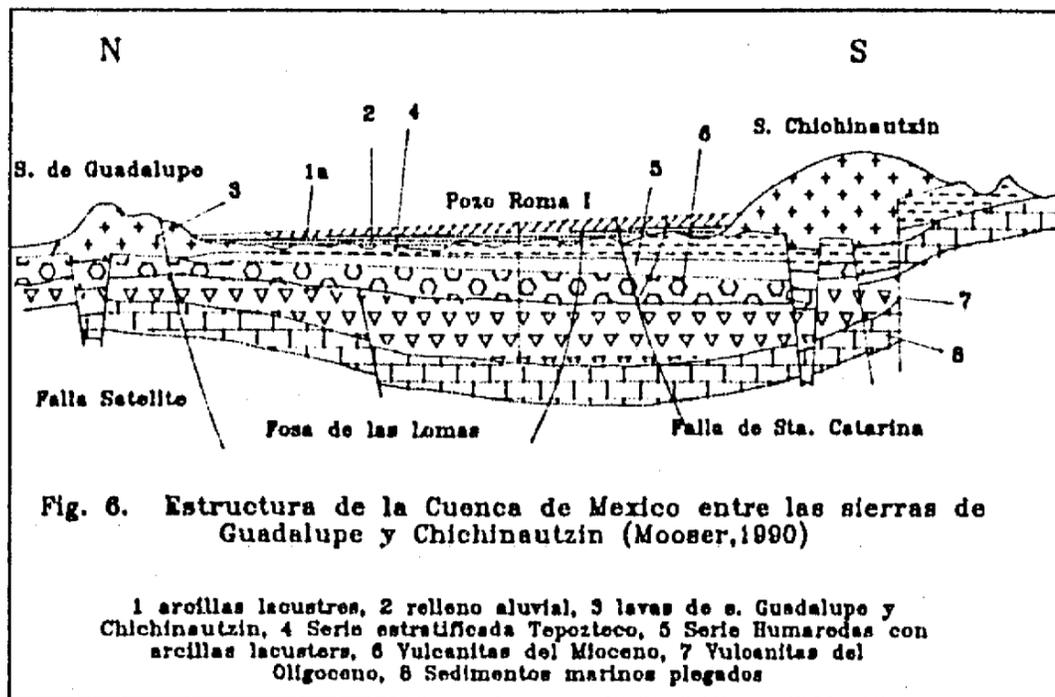


Fig. 4. Sección estructural entre los pozos Roma I y Mixhuca I (Pérez-Cruz, 1988).

En una interpretación posterior de la misma información de sísmica de reflexión obtenida por PEMEX, Mooser (1990) elabora una reconstrucción de la red hidrográfica existente antes de la formación de la Sierra Chichinautzin en la que destaca una serie compleja de valles con drenaje al sur (Fig.5). El autor indica que tanto el relleno clástico aluvial antiguo como los depósitos lacustres aumentan de espesor hacia el sur, los primeros a la altura de la Calzada Ermita Iztapalapa alcanzan un espesor de 700 m, y para los segundos estima un espesor de 150 m en Xochimilco. En una sección norte-sur desde la Sierra de Guadalupe hasta la Chichinautzin destaca la inclinación al norte de los depósitos aluviales de la cuenca y los depósitos volcánicoclásticos del Tepozteco, y estima que desde el Plioceno medio la cuenca ha sufrido un hundimiento de unos 600 metros. También hace énfasis en un rasgo que Fries (1960) ha señalado, el gran desnivel (más de 1,300 m) existente entre los depósitos calcáreos que afloran en el Valle de Cuernavaca, al sur de Chichinautzin, a 1,800 m snm, y los cortados por las perforaciones profundas en la Cuenca de México, a 500 m snm.





La existencia de este desnivel sugiere que la Sierra Chichinautzin cubre un desplazamiento tectónico mayor, desarrollado probablemente a partir del Oligoceno, e inactivo antes del inicio del Pleistoceno si se acepta que el drenaje de la cuenca ha sido al sur antes de la formación de la Sierra Chichinautzin (Fig.6).

La interpretación tectónica de los datos de orientación de esfuerzos y deformación activa del centro de México fué elaborada por Suter (1991), e incluye en este análisis soluciones de mecanismos focales para eventos someros, elongaciones de pozos recientes, mediciones de esfuerzos basados en análisis de desplazamiento de fallas y mediciones basadas en el alineamiento de conos cineríticos cuaternarios. De acuerdo al autor, el análisis de estos datos indican que la provincia de esfuerzos de la Faja Volcánica Transmexicana está caracterizada por fallamiento normal sísmicamente activo de dirección W-E, y las estriaciones de falla, las soluciones de planos focales y el alineamiento de los conos cuaternarios indican un campo de esfuerzos  $S_V > S_{ENE} > S_{NNW}$ .

# GEOLOGIA PLIO-CUATERNARIA DE LA SUBCUENCA DE CHALCO Y REGIONES CIRCUNDANTES

## Generalidades

La subcuenca de Chalco se localiza en la porción suroriental de la Cuenca de México y está limitada al norte por la Sierra de Santa Catarina, al oriente por la Sierra Nevada, al sur por la Sierra Chichinautzin y al occidente por una divisoria por la que corre la avenida México-Tulyehualco, entre el Cerro de la Estrella y el Volcán Teuhtli (Fig.7), que la separa de la subcuenca de Xochimilco. Tiene una área aproximada de 240 km<sup>2</sup>, su eje mayor E-W es de 20 km aproximadamente y el eje menor N-S de 12 km de extensión. Dentro de ella se localizan varios aparatos volcánicos aparentemente aislados, los cerros El Elefante, Tlapacoya, El Pino, Xico y Cocotitlán.

## Marco estratigráfico

La Sierra Nevada está constituida por los productos de los estratovolcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. La evolución de estos volcanes, así como la del Nevado de Toluca, es la actividad volcánica que más ampliamente ha sido investigada en la Cuenca de México y regiones circundantes. En la Tabla 1 se presenta una síntesis de la cronología de los eventos volcánicos reconocidos en estos aparatos.

La formación del Iztaccíhuatl se inició hace menos de un millón de años (Nixon,1987), y está constituido por dos secuencias principales, la más antigua son andesitas de piroxeno y dacitas que formaron el Escudo Llano Grande con edades entre 0.9 y 0.6 millones de años (Nixon, 1989), y la más joven formada por andesitas porfídicas con hornblenda y dacitas acumuladas entre 0.6 y 0.2 millones de años AP que forman los Pies, Pecho, Rodillas y Cabeza.

La historia del Popocatepetl puede ser dividida en dos periodos principales: la primera serie de este volcán está constituida por dacitas y andesitas que formaron el volcán primitivo, llamado por algunos autores Nexpayantla, de edad entre 1.2 y 0.6 Ma. (Robin y Boudal,1987), sobre el cual se edificó el cono actual. Nixon y colaboradores (1974) consideran que estas rocas podrían tener entre 0.4 y 0.3 millones de años. Un evento de tipo bezymiano marca la transición entre los dos periodos, mismo que destruyó la cima del edificio primitivo entre 50 y 30 ka AP (Robin y Boudal, 1987). El segundo periodo de actividad está representado por derrames lávicos y piroclásticos dacíticos y riolacíticos que forman el Cerro El Fraile y la cima de este volcán.

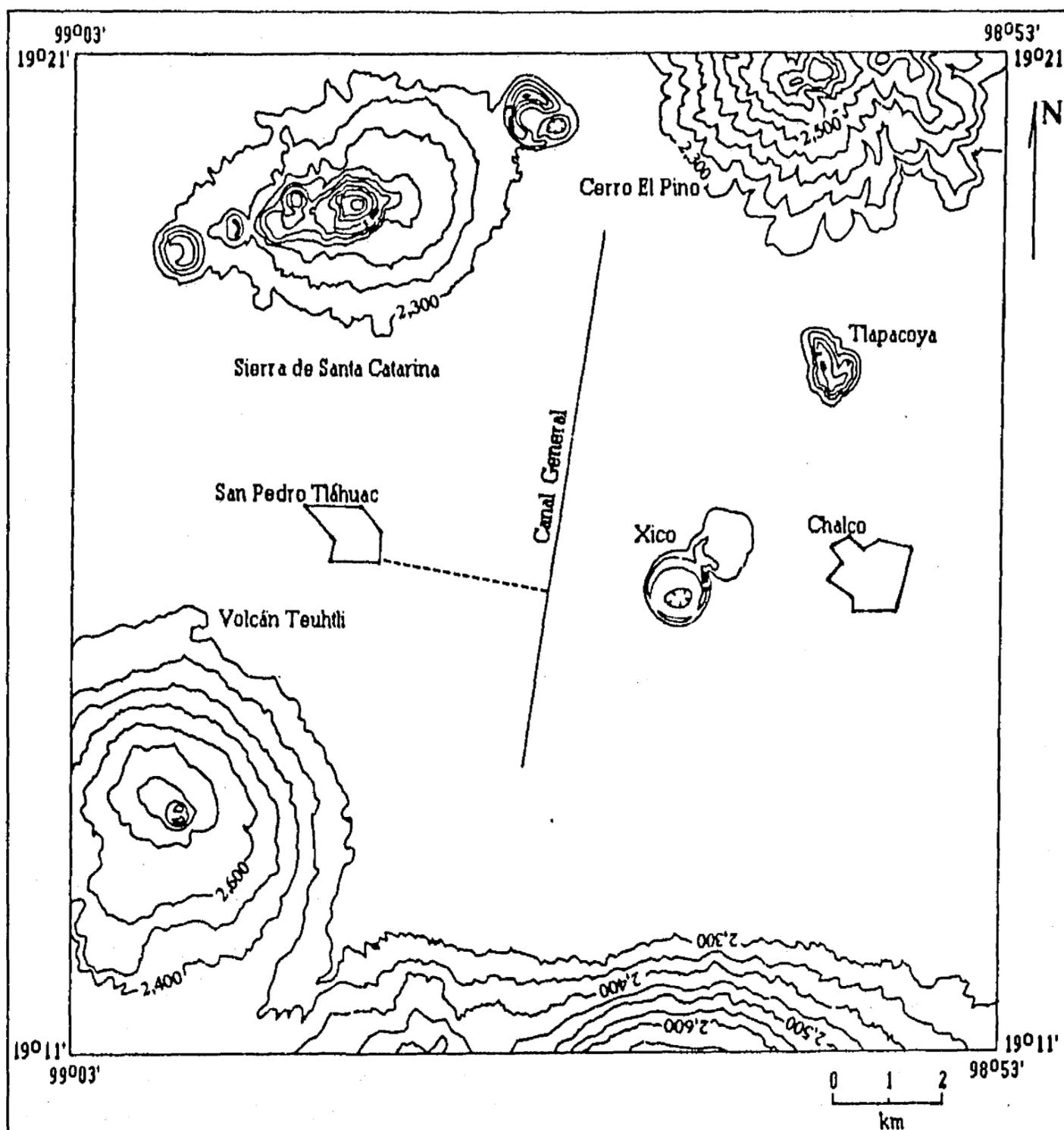


Fig. 7. Mapa de la subcuenca de Chalco

Con excepción de los estratovolcanes Popocatepetl e Iztaccshuatl, la actividad volcánica pliocuaternaria ha sido de tipo monogenético, formando centenares de conos cineríficos, algunos domos y derrames de lava asociados. La mayor parte de estas rocas tienen un aspecto de basaltos, pero los análisis normativos y petrográficos las clasifican como dacitas, andesitas, andesitas basálticas y, los menos, basaltos (Schmitter, 1953; Gunn y Mooser, 1970; Negendank, 1972; Martín del Pozzo, 1982; Fig. 8).

**Tabla 1. Cronologia de eventos volcanicos en los principales estratovolcanes del sur de la Cuenca de Mexico.**

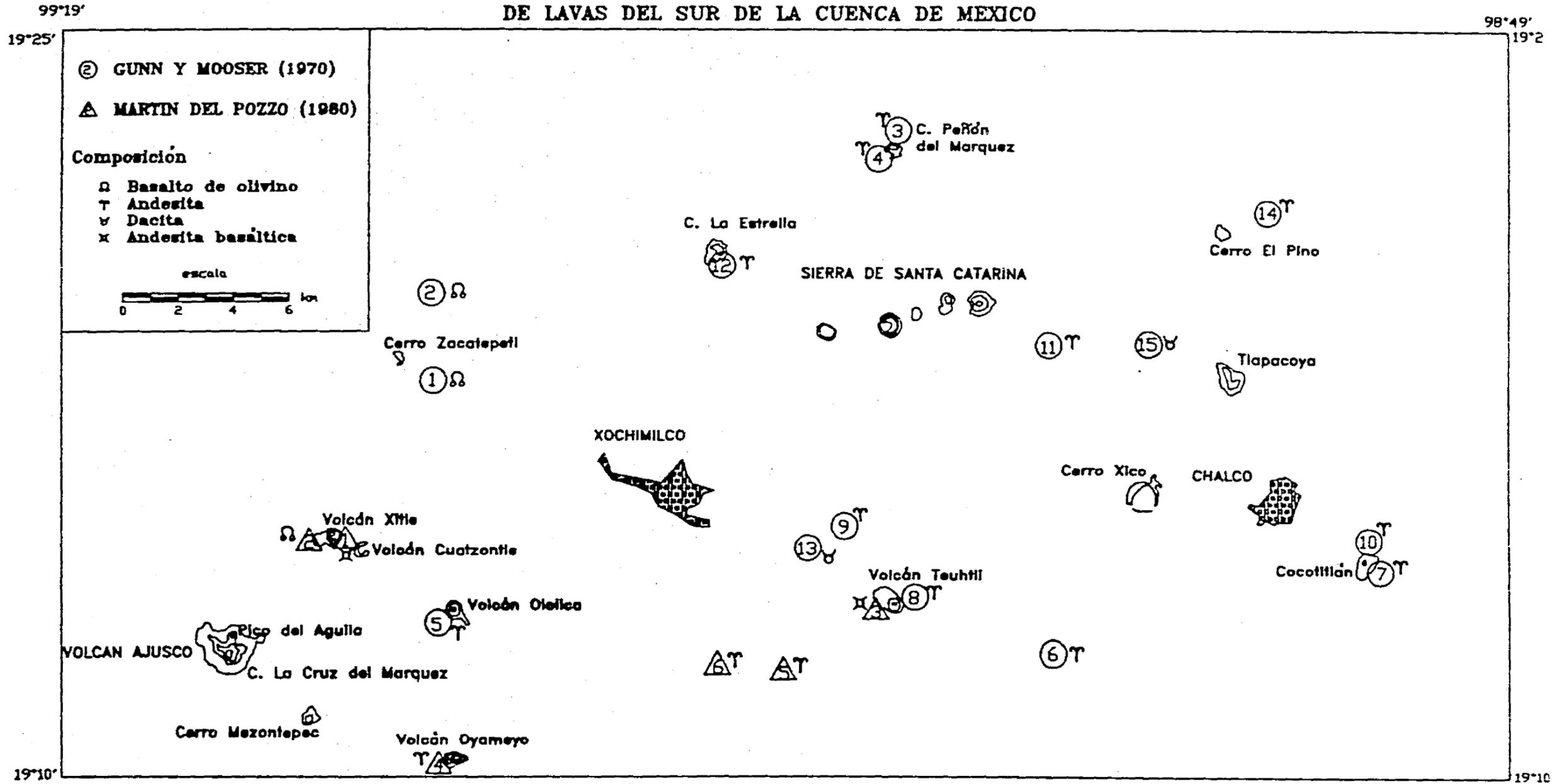
<b>Nevado de Toluca</b> (Bloomfield y Valastro, 1977; Cantagrel et al., 1981)	<b>Popocatepetl</b> (Robin y Boudal, 1987)	<b>Iztaccihuatl</b> (Nixon, 1989)
Basalto Tenango 8.5 ka Emplazamiento del domo "El Ombligo" en el crater Erupcion violenta pliniana: 11.6 ka deposito de la Pomez Toluca Superior Erupcion vesuviana: deposito 24.5 ka de la Pomez Toluca Inferior Erupcion violenta vulcaniana	Aparece domo del crater 1921 DC Varias explosiones violentas 1.2 ka BP hasta hoy 4 flujos de piroclastos 3.0-1.2 ka Se forma la cima 3.8-1.2 ka 3 ciclos de cataclismos causan parcial destruccion de "El Fraile" 4.3-4.9 ka 3er. periodo de formacion de "El Fraile" 8.0-5.0 ka 2o. periodo de formacion de "El Fraile" 9.5-8.0 ka 1er. periodo de actividad efusiva que forma el Cerro El Fraile 15.0-9.5 ka Flujo de piroclastos Evento bezymiano que remueve la cima del volcan primitivo 50 - 30 ka (?)	Se forman las series superiores de la Cabeza, Pecho y Rodillas Dacita Teyotl 270 ka Se forman Pies, Pecho y Rodillas Pies ancestrales, Lavas La Trampa Riodacita Tlapacuso 600 ka Escudo Llano Grande 900 ka
Edificacion de un volcan primitivo 1.6 - 1.3 Ma.	Estratovolcan primitivo (Nexpayantla) 1.2 - 0.6 Ma.	

La mayor extensión de rocas cuaternarias es la Sierra Chichinautzin, cuyo espesor Fries(1960) se calculó en 1,800 m a partir de la diferencia de elevación entre el Valle de Cuernavaca y el Volcán Chichinautzin. La composición de sus lavas y depósitos piroclásticos varía entre andesitas de oxihornblenda, andesitas de hiperstena, andesitas basálticas de olivino-augita y basaltos (Martin del Pozzo,1982; Fig.8). De acuerdo con esta autora, la actividad en la Sierra Chichinautzin empezó en el Pleistoceno, y durante este periodo fué predominantemente de tipo estromboliano, para el cual el índice de explosividad (la proporción de lavas y piroclastos) es intermedio; en tanto que para el Holoceno la actividad volcánica debió haber sido más tranquila, de tipo hawaiano, con flujos de lava viscosos y muy poco material piroclástico. Las coladas más recientes son en su mayor parte lavas en bloque, aunque también existen lavas de tipo *aa* y *pahoehoe*. La polaridad magnética normal encontrada en estas rocas indica edades menores a 700,000 años; Bloomfield (1975) obtuvo fechas de radiocarbono entre 9.4 y 3.5 ka en la parte occidental de la sierra. El derrame del Pedregal de San Angel fue fechado por Arnold y Libby en 1951 por el método de  $^{14}\text{C}$  en 2,422 +/- 250 años.

Los cerros que forman la Sierra de Santa Catarina son los volcanes Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecon, Tecuahutzi, Mazatepec, Guadalupe y La Caldera, y otros pequeños conos adventicios. Esta serie de volcanes presentan una alineación aproximadamente NE-SW, y de acuerdo con la sucesión volcánica determinada por análisis geomorfológicos (Pérez-Vega *et al.* ,en preparación) se observa una migración del volcanismo de poniente a oriente. En el volcán Yuhualixqui, en el extremo occidental, se reconocen superficies complejas de coladas, apenas reconocibles en fotografías aéreas, cubiertas por gruesas unidades de piroclastos, lo que sugiere que este volcán sea el más antiguo de la cadena. Las coladas más recientes pertenecen al volcán Guadalupe, que al NE rodean al volcán La Caldera. En todos estos volcanes no hay evidencia de una intensa acción de los procesos erosivos naturales, sus pendientes externas aún son escarpadas y son poco profundos sus barrancos, lo que es reflejo de una formación relativamente reciente.

Las rocas que forman el cuerpo principal de la Sierra de Santa Catarina son de edad desconocida. Se ha sugerido que éstas incluyen rocas anteriores a los 700,000 años de antigüedad, ya que en un estudio paleomagnético realizado por Mooser y colaboradores (1974) en rocas del sur de la cuenca, se obtuvieron direcciones reversas para algunos sitios de esta sierra. Los rasgos morfológicos de ésta acusan un estado incipiente de erosión, donde los valores de densidad de disección del relieve son menores de 2 km/km<sup>2</sup>, y los de profundidad de disección no superan los 40 m (Lugo Hubp y Martínez Luna, 1980), y sugieren un origen más reciente. Es posible que esta inconsistencia se deba a que la inversión de polaridad encontrada por Mooser y colaboradores (*op. cit.* ) sea el registro de un evento de periodo corto.

CLASIFICACION NORMATIVA  
DE LAVAS DEL SUR DE LA CUENCA DE MEXICO



24

Fig. 8. Clasificación normativa de lavas del sur de la Cuenca de México. Las localidades correspondientes a los estudios de Gunn y Mooser (1970) son: 1 Villa Olímpica, 2 C. Universitaria, 3 y 4 Peñón del Marqués, 5 V. Oollica, 6 Sn. Nicolás (6 km al E del V. Teuhtli), 7 V. Cocotitlán, 8 y 13 V. Teuhtli, 9 Manantiales de Sn. Luis, 10 V. Cocotitlán, 11 Sierra Sta. Catarina, 12 C. de la Estrella, 14 V. El Pino, 15 V. Tlapacoya. Las de Martín del Pozzo (1980) son: 1 y 2 V. Xitle, 3 Teuhtli, 4 V. Oyameyo, 5 Xicomulco, 6 Tioca.

Los reportes sobre la estratigrafía lacustre de la subcuenca son escasos. Uno de los trabajos más detallados es el realizado en varias trincheras excavadas en las laderas del Cerro Tlapacoya (Limbrey, 1986; Lambert, 1986), que en conjunto suman un espesor de 10 metros. En estos cortes, efectuados con fines de salvamento arqueológico, se describen secuencias casi centímetro por centímetro, así como las características generales de las tefras encontradas. En este trabajo se reportan más de diez fechas de radiocarbono que varían entre 4 y 33 mil años. Otros reportes de depósitos lacustres, pobremente descritos, son los encontrados en cortes de pozos elaborados por la Comisión de Aguas del Valle de México y el Departamento del Distrito Federal (SRH, 1970) alrededor de las sierras Santa Catarina y Chichinautzin en la margen lacustre, donde se encuentran depósitos aluviales y de la Formación Chichinautzin interdigitados con las acumulaciones lacustres. Los estudios geofísicos en Chalco (Pérez-Cruz, 1988; Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988; Urrutia-Fucugauchi y Chávez-Segura, 1991) indican que los materiales de relleno alcanzan hasta 490 m de profundidad, sin embargo en estos métodos indirectos no es posible distinguir plenamente entre acumulaciones de origen lacustre y fluvial. En el Pozo Texcoco I (SHCP, 1969), aproximadamente 30 km al norte de la subcuenca de Chalco, fueron identificados depósitos netamente lacustres en los 53 m superiores.

### Estructura geológica

Estudios de refracción sísmica y de *cross-hole* realizados en las subcuencas de Chalco y Xochimilco (Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988) indican la existencia de una gran depresión en esta porción de la Cuenca de México, interpretada como un graben de orientación E-W que permitió el depósito de más de 400 m de sedimentos aluviales y lacustres. En los perfiles sísmicos elaborados para la subcuenca de Chalco (Fig. 9) se distinguen cuatro horizontes de diferentes compacidades, y en los perfiles E-W localizados al sur del Xico se observa un espesor mayor de sedimentos lacustres al oeste de este cerro.

A partir del modelado de datos gravimétricos de anomalía de Bouguer (obtenido por G. Hernández Moedano, com. pers.) elaborado por Urrutia-Fucugauchi y Chávez-Segura (1991), en el que se aplica un proceso de optimización a los datos para obtener límites en los parámetros físicos de la cuenca tales como contraste de densidades y espesores, se reconoce en un perfil E-W (Fig. 10) una discontinuidad sobre la que está emplazado el Volcán Xico que limita dos cuencas cuya diferencia de espesores es de más de cien metros, siendo la ubicada al este la más profunda.

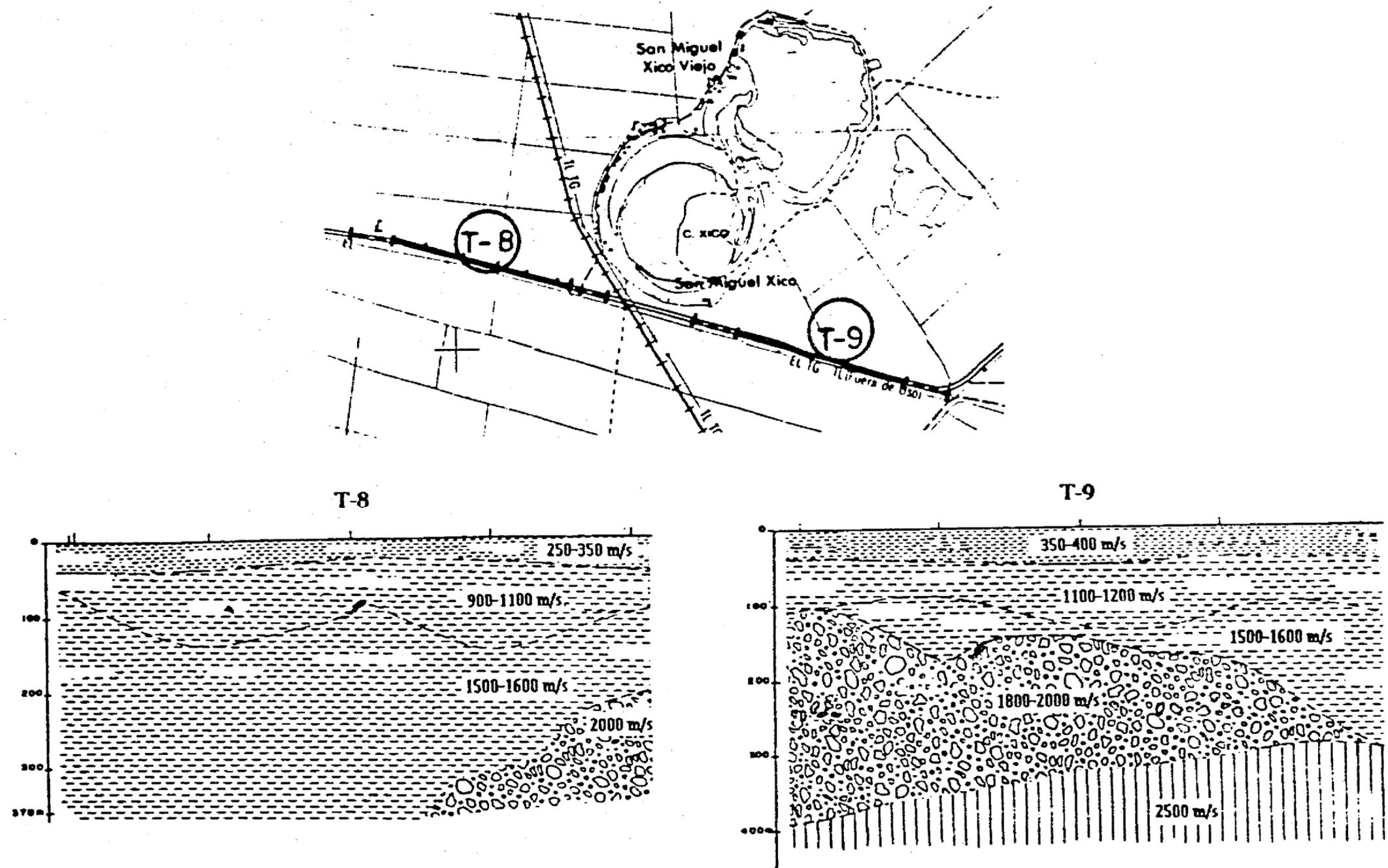


Fig. 9. Interpretación sísmica en el área de Chalco (Benhumea León y Vázquez Contreras, 1988). Los números indican las velocidades sísmicas longitudinales ( $V_p$ ) en metros/segundo.

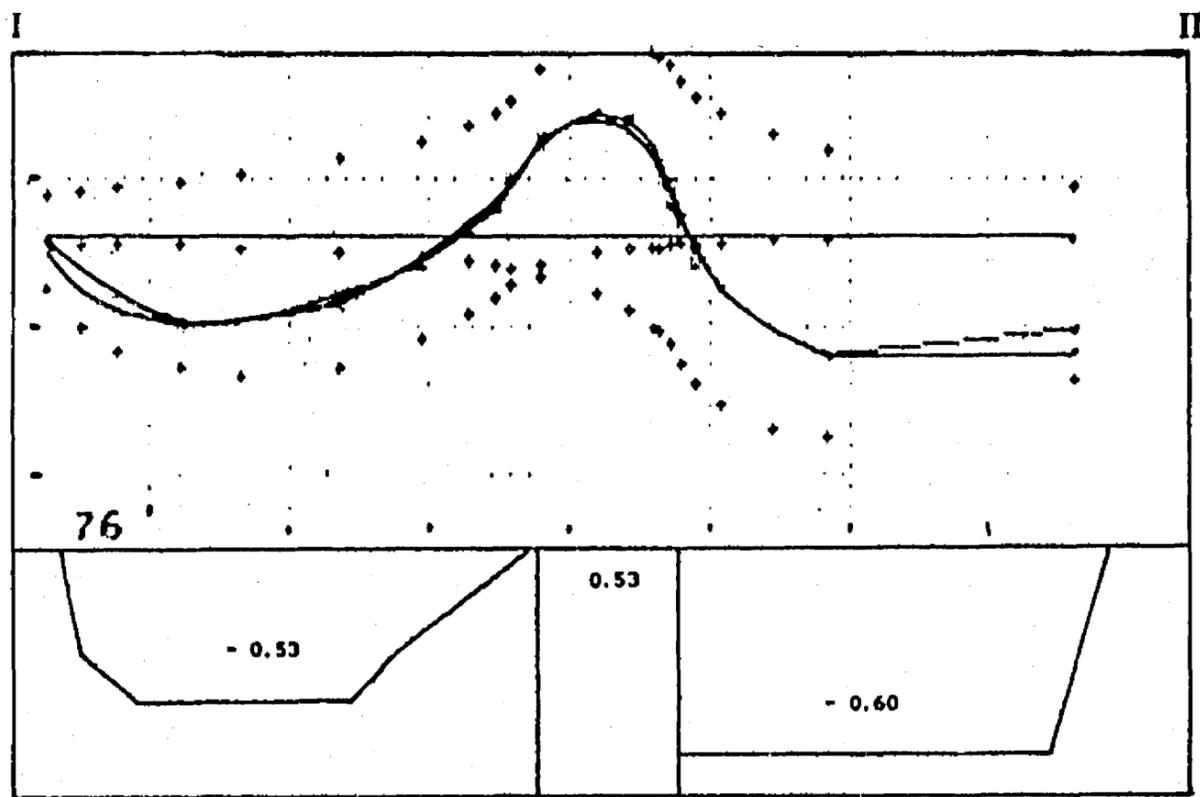
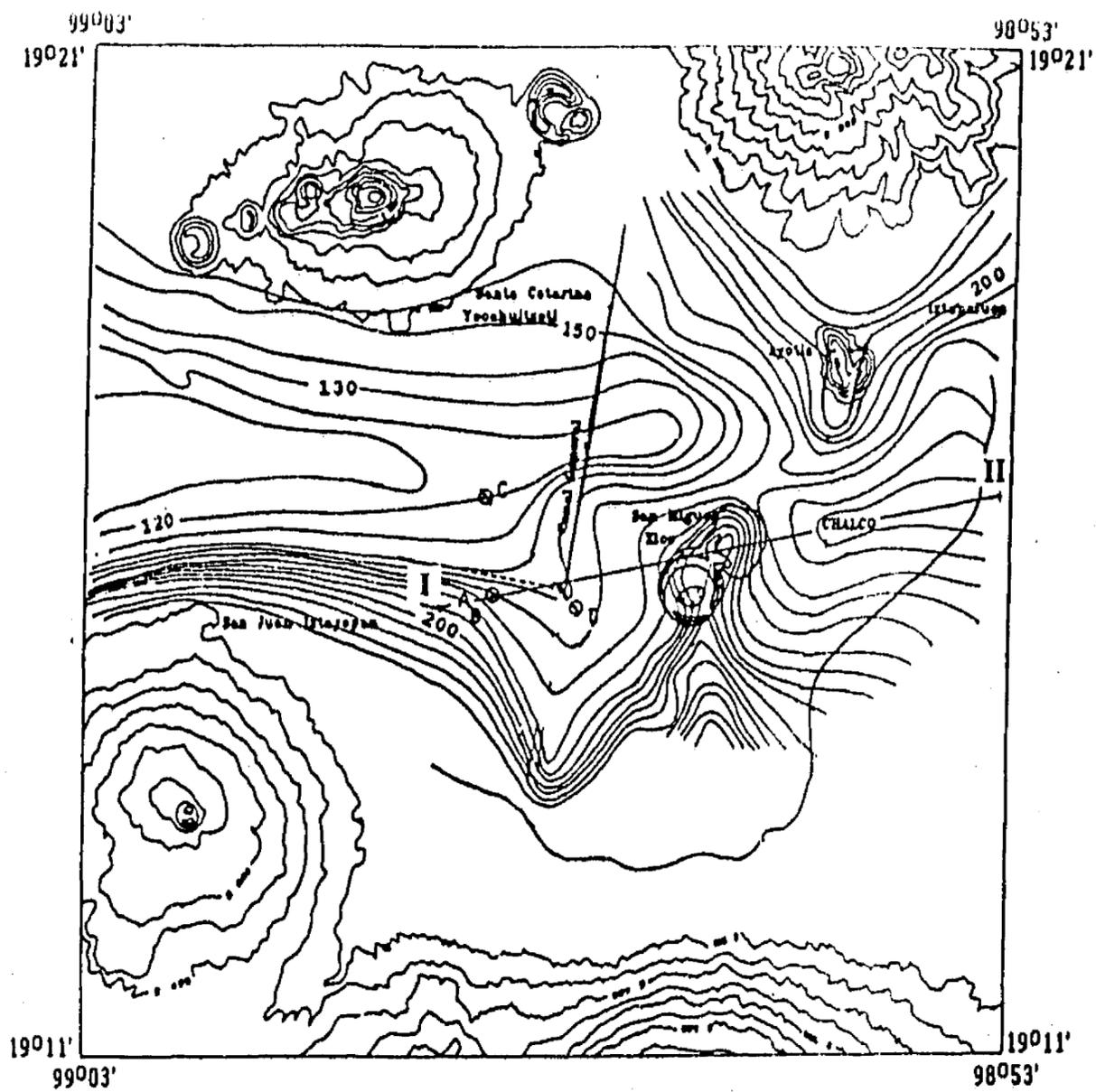


Fig. 10. Anomalías gravimétricas en la Subcuenca de Chalco (Urrutia-Fucugauchi y Chávez-Segura, 1991)

Ambos conjuntos de datos geofísicos coinciden en señalar la existencia de un graben orientado NE-SW sobre cuya traza está emplazado el Xico, sin embargo la interpretación de la ubicación de los bloques alto y bajo a partir de estos datos es opuesta. La dirección de este graben coincide con los lineamientos señalados por Cserna y colaboradores (1988) en el resto de la Cuenca de México (Fig. 3).

La distribución de los conos cineríticos cuaternarios analizada para determinar la orientación de esfuerzos tectónicos (Cserna *et al.*, *op.cit.*) de acuerdo a la hipótesis de que los conductos volcánicos se alínean normales a la dirección del mínimo esfuerzo horizontal (Nakamura, 1977); indica que las direcciones principales son NE-SW en la Cuenca de México, y ENE-WSW en el límite sur de la subcuenca de Chalco, en las manifestaciones volcánicas más recientes (Fig. 11). En una recopilación e interpretación tectónica de datos de orientación de esfuerzos y deformación activa para México y Centro América, Suter (1991) señala la gradual transición de esta orientación de esfuerzos ENE-WSW del centro de la Faja Volcánica Transmexicana a una orientación típicamente ESE-WNW en la Cuenca de Tampico-Misantla, ubicada aproximadamente 500 km al NE de la Cuenca de México. Aunque ambos autores coinciden plenamente en señalar al proceso de subducción de las placas Cocos y América del Norte como el generador de estas estructuras, no dejan claro el mecanismo responsable de este cambio en la orientación de los rasgos estructurales.

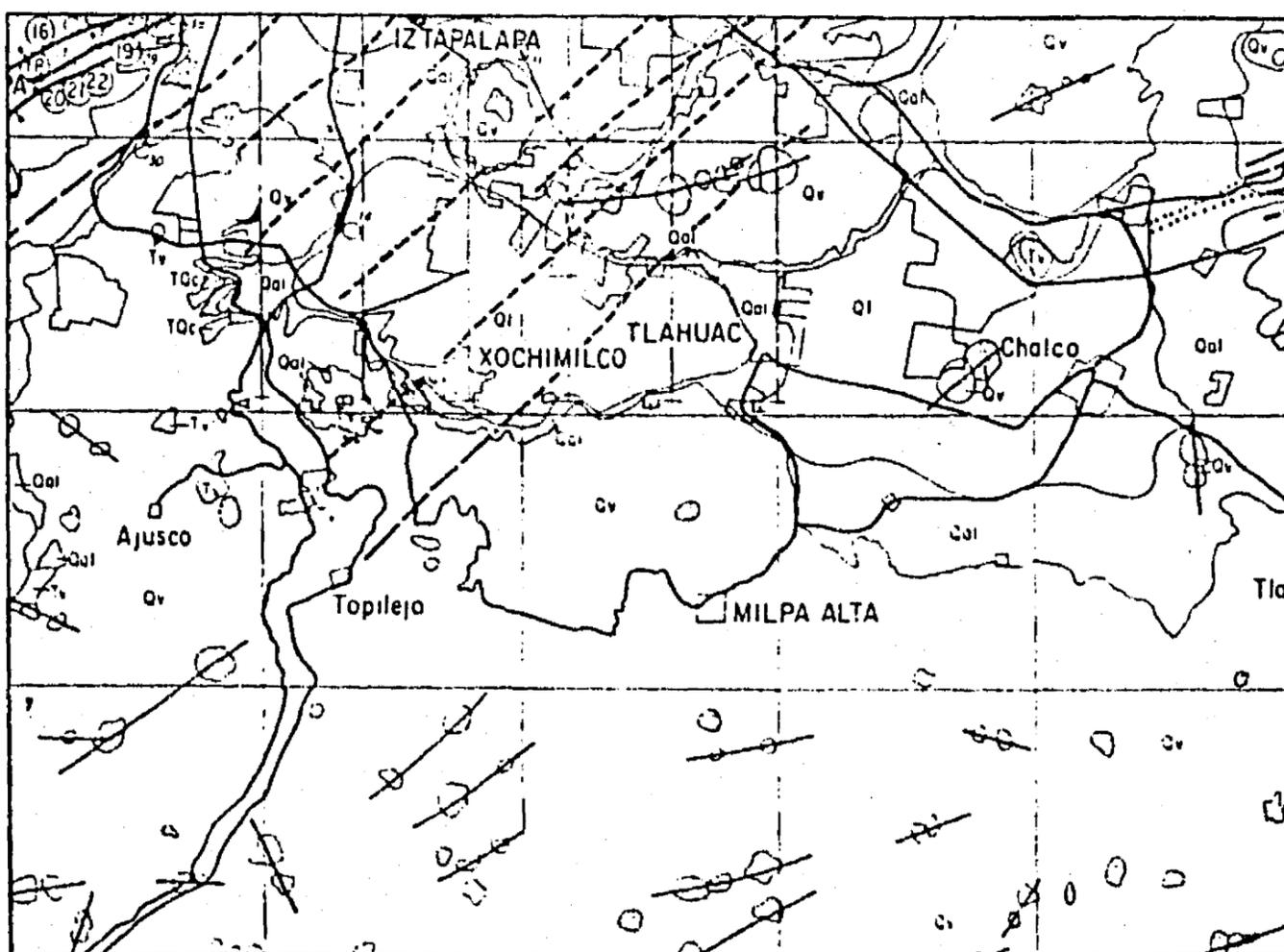


Fig. 11. Mapa de orientaciones de los esfuerzos tectónicos obtenidos a partir de la distribución de conos cineríticos cuaternarios ubicados en la Subcuenca de Chalco y regiones circundantes (Cserna *et al.*, 1988).

## EVOLUCION DE LOS CUERPOS DE AGUA DESDE EL SIGLO XVI

Se desconoce la extensión máxima del lago así como las variaciones que haya sufrido su contorno en respuesta a las variaciones climáticas. Es probable que los niveles máximos del lago hayan sido alcanzados cuando los glaciares de las montañas circundantes se fundían, proporcionando grandes volúmenes de agua que escurrían al interior de la cuenca. Según estimaciones de Bradbury (1989) basadas en diferencias altitudinales entre la planicie lacustre y el parteaguas actual, la Cuenca de México nunca contuvo un lago con profundidad mayor a los 24 m y durante las épocas de estiaje se formaban grandes áreas pantanosas o de muy poco tirante de agua. Los documentos históricos en los que se puede inferir su extensión y modificaciones no son muy anteriores a la conquista. Las acumulaciones lacustres, cuya extensión máxima de acuerdo a un mapa de 1519 (*in* DDF, 1975) y a la topografía actual se muestra inferida en la Figura 12, probablemente tengan su límite norte en las cercanías de Zumpango. Hacia el sur, oriente y poniente de la Cuenca de México la cota 2,300 probablemente indica la máxima extensión de los cuerpos lacustres. Hacia el NE los límites son más imprecisos, debido a la menor pendiente de la superficie.

Las actividades antrópicas que desde hace milenios se han llevado a cabo en esta región quizá han sido las causantes de las modificaciones más drásticas que haya sufrido el lago en su historia. Después del asentamiento de los grupos nómadas, la periferia del lago fué siempre una región de economía agrícola complementada con la actividad lacustre, el comercio y la explotación de bosques (Serra Puche, 1988). Durante siglos fue modificado por la construcción de obras hidráulicas, diques, canales y avenidas, que controlaron los niveles de agua (Palerm, 1973). Los diques prehispánicos permitían mantener el nivel de los lagos a una altura conveniente, y también proteger los cultivos en la periferia de los lagos meridionales de las aguas del Lago de Texcoco, que eran más salinas.

En la época prehispánica, durante las avenidas, el lago formaba un solo cuerpo que cubría un área aproximada de 1,000 km<sup>2</sup> (Sanders, 1976). Las alteraciones en el régimen pluviométrico, en la temperatura ambiental y en la descarga de manantiales provocaron el fraccionamiento del lago en seis cuerpos: al norte se formaron los lagos de Zumpango, Xaltocan y San Cristóbal; el de Texcoco al centro; y al sur los de Xochimilco y Chalco. Estos dos últimos quedaron separados del central por la Sierra de Santa Catarina, comunicándose por un estrecho entre Coyoacán y el Cerro de la Estrella. En 1519 el fondo de la Cuenca lo constituían en su mayor parte estos lagos, las condiciones cambiaron durante la época colonial y después de la Independencia como se ilustra en la Figura 13.

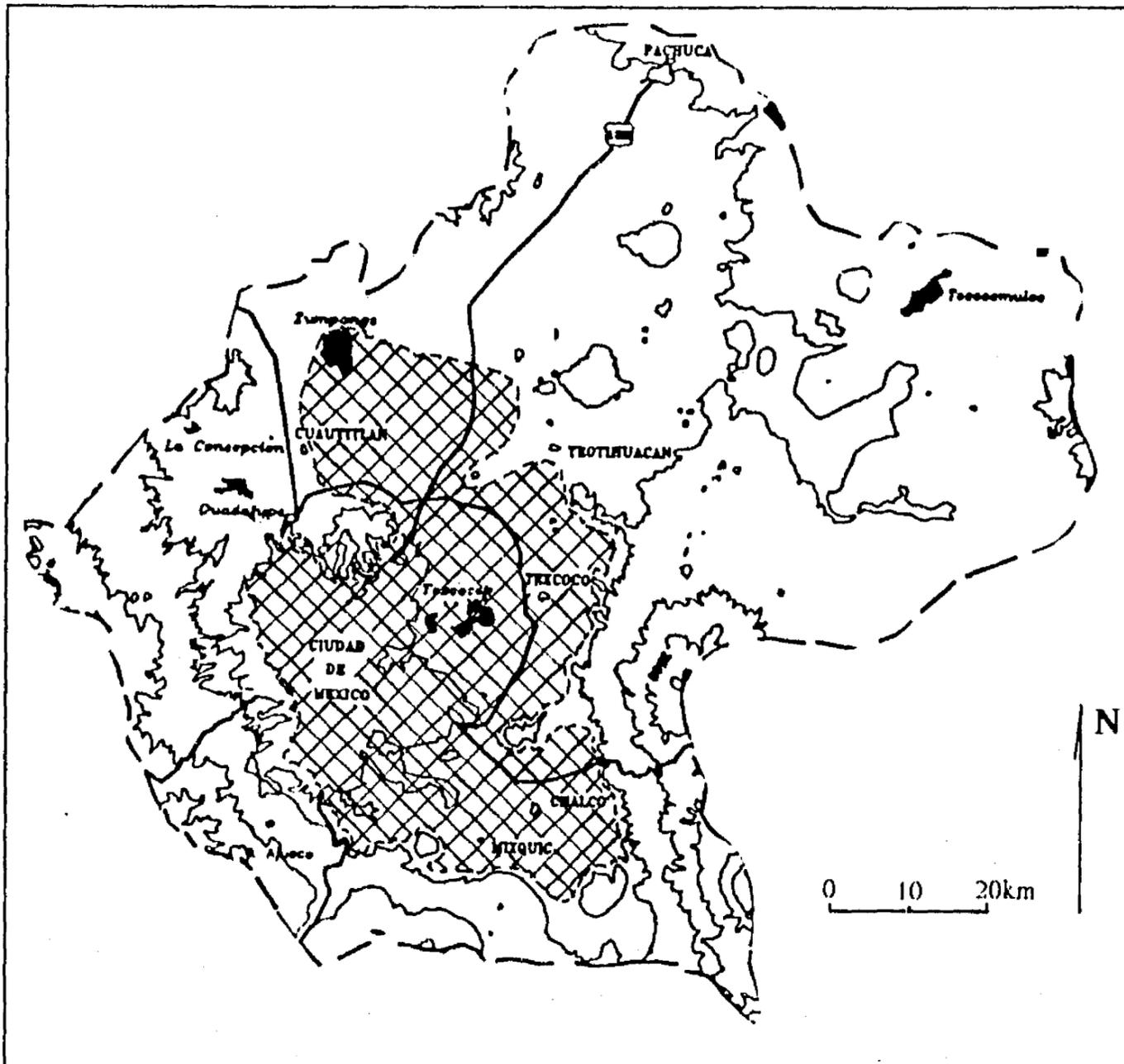


Fig. 12. Extensión máxima probable del lago en la Cuenca de México, inferida a partir de un mapa de 1519 y de la base topográfica actual.

El Lago de Texcoco estaba más abajo y recibía el agua sobrante de los demás. A mediados del siglo XIX, la superficie de los lagos meridionales, Xochimilco y Chalco, se hallaba a 3 m sobre el nivel del Lago de Texcoco, la de los lagos Xaltocan y San Cristóbal a 3.5 m y la del Lago de Zumpango a 6 m, y el área que ocupaban se había reducido a 500 km (Orozco y Berra, 1862, citado por Niederberger, 1987). De acuerdo a los trabajos de Linné (1940) en la "Interpretación del mapa de la Universidad de Uppsala, Suecia", en 1861 la profundidad del Lago de Chalco era de 2.4 m, la de Xochimilco era de 3 m y la de los restantes variaba entre 0.5 y 1 m. El azolvamiento los ha hecho menos profundos de lo que eran en la época prehispánica. A finales del siglo XIX el sistema de lagos fué drenado artificialmente hacia el norte. De los cálculos de extensión, profundidad y volúmen efectuados por Iglesias (1902, citado por Niederberger, 1987), en 1866 los lagos presentaban las características señaladas en la Tabla 2.

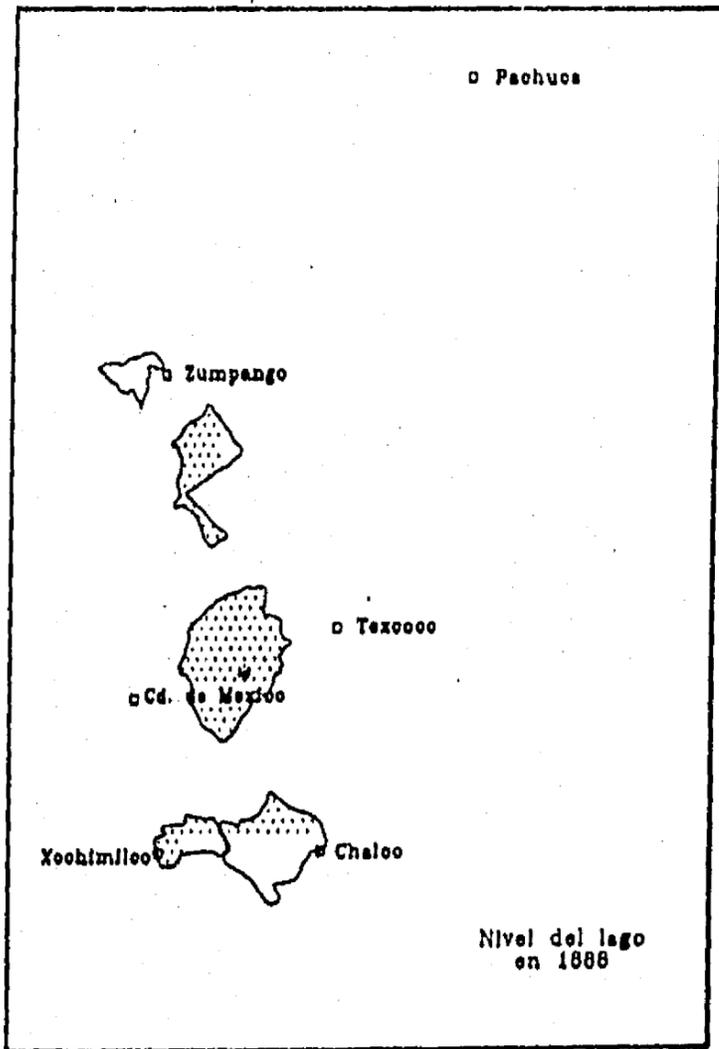
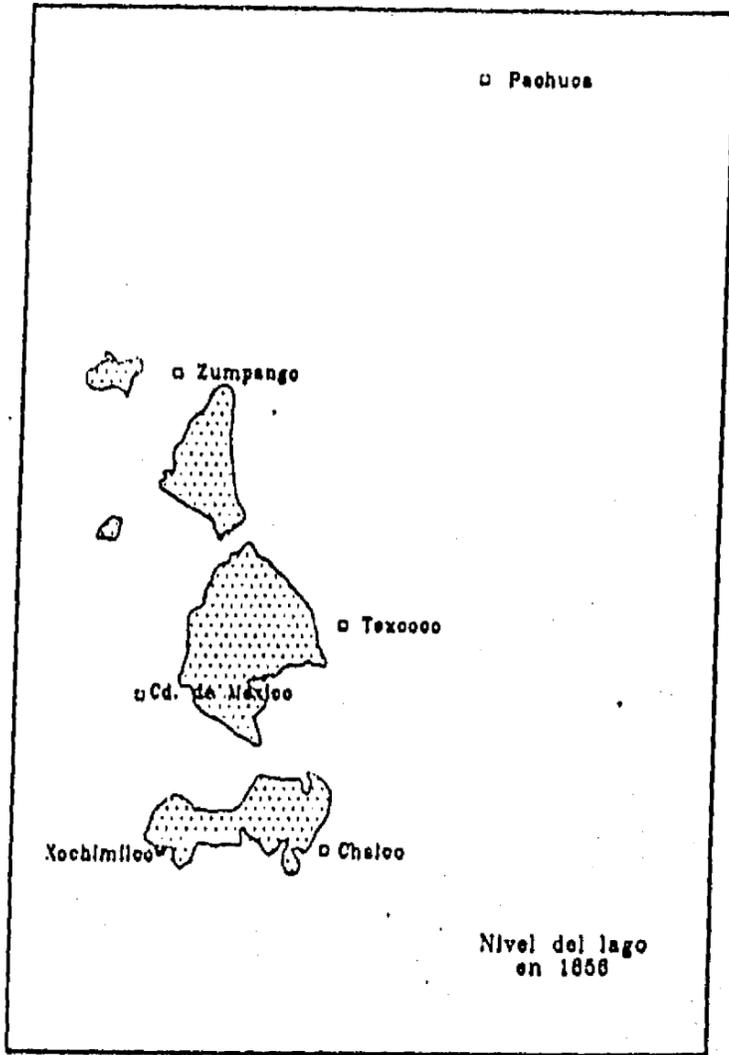
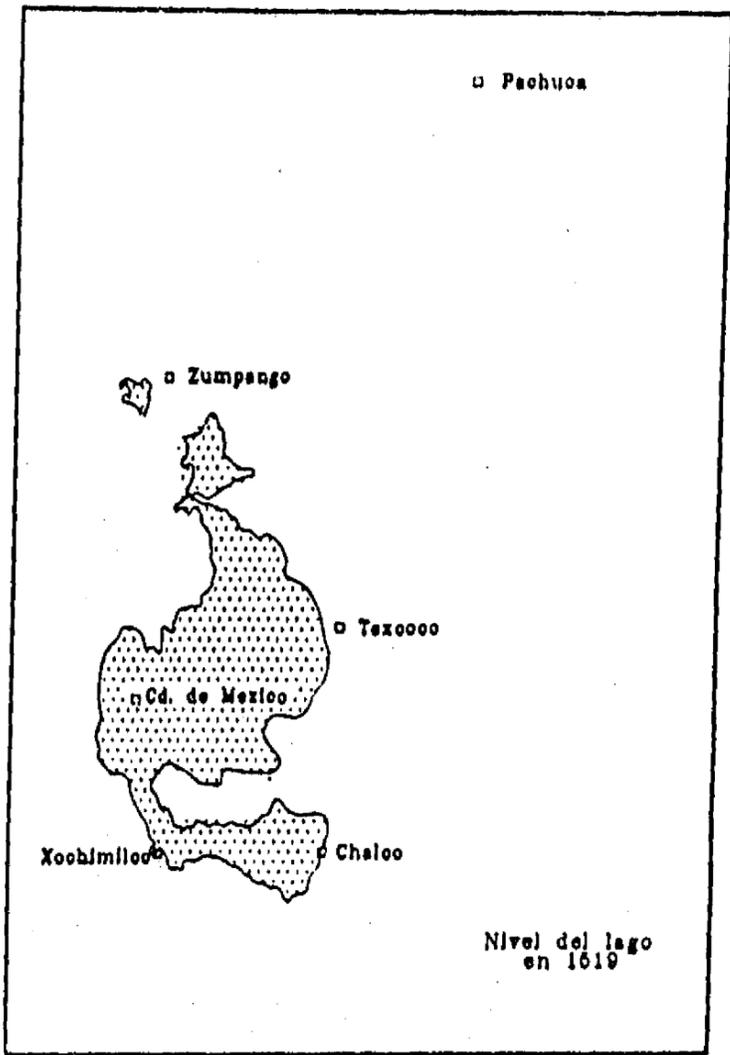


Fig. 13. Mapas de contornos de los cuerpos lacustres en la Cuenca de México (DDF, 1975).

Entre las décadas de los 50 y la de los 80 del actual siglo, llegaron prácticamente a desaparecer los cuerpos de agua, quedando restringidos a la zona de chinampas en Xochimilco, el Caracol del Vaso de Texcoco, y una presa de aguas negras en Zumpango. Desde 1989, existe un incremento en la recuperación de los cuerpos de agua en la subcuenca de Chalco y empiezan a retornar algunas especies de aves, patos y garzas, que hacía tiempo habían dejado de pertenecer al paisaje natural.

Tabla 2. Características de los lagos de la Cuenca de México hacia 1866 (Iglesias,1902).

Lago	Superficie (km <sup>2</sup> )	Profundidad media (m)	Volúmen (m <sup>3</sup> )
Chalco	114	2.05	243 x 10 <sup>6</sup>
Xochimilco	63	2.10	133 x 10 <sup>6</sup>
Texcoco	239	1.80	429 x 10 <sup>6</sup>
Zumpango	26	0.55	14 x 10 <sup>6</sup>
Xaltocan y San Cristóbal	121	0.39	47 x 10 <sup>6</sup>

## REFERENCIAS

- Arellano, A.R.V. 1951 (1953). Estratigrafía de la Cuenca de México: México, D.F., Univ. Nal. Auton. México, Cong. Cient.. Mexicano, Mem.,v.3,p.172-186.
- Arnold, J.R. and Libby, W.F. 1951. Radiocarbon dates: Science (EUA),v.113,núm.2927,p.111-120.
- Benhumea-León, M. y Vázquez-Contreras, A. 1988. Estudios geofísicos del Valle de México, Comisión Federal de Electricidad, México, 60 pp.
- Bloomfield, Keith. 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. Geol. Rundsch. , No.64,p.476-497.
- Bloomfield, Keith and Valastro, Salvatore. 1974. "Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central Mexico", Geol. Soc. America Bull., v.85,p.901-906.
- Bloomfield, Keith and Valastro, Salvatore. 1977. "Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico", Institute of Geological Sciences, Overseas Geol. Miner. Resour. No. 46, 15 pp.,London.
- Bradbury, J.P. 1989. Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico, Quat. Sci. Rev.,v.8,p.75-100.

- Bryan, Kirk. 1948. Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v.13, p.1-20.
- Cantagrel, J.M., Robin, Claude and Vincent, P.M. 1981. Les grandes étapes d'evolution d'un volcanandésitique composite: exemple du Nevado de Toluca (México), Bull. Volcanol.,v.44,p.177-188.
- Cserna, Zoltan., Fuente-Duch, M. de la, Palacios-Nieto, M., Triay, Leonardo, Mitre-Salazar, L.M. y Mota-Palomino, R. 1988. Estructura geológica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México, Univ. Nal. Auton.México, Inst. Geología, Bol. 104, 71 pp.
- Geyne, A.R., Fries, C., Segerstrom, K., Black, R.F y Wilson, I.F. 1963. Geología y yacimientos minerales del distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo; Consejo de Recursos Naturales No Renovables (México), Publ. 5E., 222 pp.
- Demant, Alain. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, Revista,v.2,p.172-187.
- Departamento del Distrito Federal. 1975. Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, México, v. 1, 126 pp.
- Felix, Johannes y Lenk, H. 1890. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico: Pte. I. Arthur Felix Verlag, Leipzig, 114 pp.
- Fries, Carl. 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región centromeridional de México, Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, Bol.60, 236 pp.
- Gunn, B.M. and Mooser, Federico. 1970. Geochemistry of the volcanics of central Mexico, Bull. Volcanol.,No.34,p.577-617.
- Heine, Klaus. 1984. The classical Late Weichselian climatic fluctuations in Mexico, en: Climatic changes on a yearly to millennial basis (Mörner, N.A. and Karlén, W. eds.), D. Reidel Publishing Co.,p.95-115.
- Lambert, Wayne. 1986. Descripción preliminar de los estratos de tefra de Tlapacoya I, en: Tlapacoya:35 000 años de historia del Lago de Chalco, (Lorenzo, J.L. y Mirambell, L. eds.)Inst. Nal. Antropología e Historia, Colección Científica,v.155,p.77-100.
- Limbrey, Susana. 1986. Análisis de los suelos y sedimentos, en: Tlapacoya:35 000 años de historia del Lago de Chalco, (Lorenzo, J.L. y Mirarambell, L. eds.)Inst. Nal. Antropología e Historia, Colección Científica,v.155,p.77-100.
- Linné, S. 1940. El Valle y la Ciudad de México en 1550. The Ethnographical Museum of Sweden, New Series 9, Stockholm.
- Lugo-Hubp, J.I. y Martínez-Luna, V. 1980. La disección del relieve en el sur de la Cuenca de México y porciones adyacentes, Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geografía, Bol.10,p.55-64.
- Mahaney, W.C. (ed.) 1984. Quaternary dating methods, Elsevier.431 pp.
- Manzanilla, Linda. 1987. Bibliografía de la Cuenca de México, Univ. Nal. Auton. México, Inst. Invest. Antropológicas.

- Martin del Pozzo, A.L. 1982. Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. Bull. Volcanol., v.45-1, p.9-24.
- Mooser, Federico. 1956(1957). Los ciclos de vulcanismo que formaron la Cuenca de México, México, D.F. Cong. Geol. Internal. 20, Libro-guía de la Excursión C-9, p.9-16.
- Mooser, Federico. 1967. Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años, Boletín 30, INAH, México, p.12-15.
- Mooser, Federico. 1968. The Mexican volcanic belt-structure and development; formation of fractures by differential crustal heating: México, D.F., Simp. Panam. Manto Superior, grupo 2, v.2, p.15-22.
- Mooser, Federico. 1975. Historia geológica de la Cuenca de México en: Memoria de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. México, Depto. del Distrito Federal, t.1, p.7-38.
- Mooser, Federico. 1990. Estratigrafía y estructura del Valle de México en: El subsuelo de la cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo (Ovando-Shelley E. y González-Valenas, F. ed.), Soc. Mex. Mec. Suelos, p.29-36.
- Mooser, Federico., Nairn, A.E.M. and Negendank, .F.W. 1974. Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII a palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico, Geol. Rundsch., No.63, p.451-483.
- Mora-Alvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J. y Uchiumi, Sh. 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico?-A preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study; Geofísica Internacional, v. 30, no.2, pp. 61-70.
- Nakamura, Kazuaki. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation- principle and proposal, Jour. Volcanology and Geothermal Research (Holanda), v.2, p. 1-16.
- Negendank, J.F.W. 1972. Volcanics of the Valley of Mexico. Part I: Petrography of the volcanics. Neues Jahr. Min. Abhan., v.116, p.308-320.
- Niederberger, C.B. 1987. Paléopaysages et archéologie pre-urbaine du Bassin de Mexico (México), Centre d'etudes Mexicaines et Centraméricaines, México, 855 pp.
- Nixon, G.T. 1987. Contributions to the geology and petrology of the Trans-Mexican Volcanic Belt (Ph.D. thesis): Vancouver, British Columbia, Univ. of British Columbia, 416 pp.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L. y Harakal, J.E. 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt; Geofísica Internacional, v. 26, pp. 109-158.
- Nixon, G.T. 1989. The geology of the Iztaccihuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and the Valley of Mexico, Geol. Soc. America Spec. Paper 219, 58 pp.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L and Harakal, J.E. 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the trans-Mexican volcanic belt, Geof. Internal., v.26, pp.109-158.
- Ortega-Guerrero, B., Urrutia-Fucugauchi, J. y Nieto-Obregón, J. Geología y edades de  $^{14}\text{C}$  del derrame del Pedregal de San Angel, en preparación.

- Oviedo de León, A.R. 1970. El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México, *Int. Mex. del Petróleo, Revista*, v. ,p.451-483.
- Palerm, Angel. 1973. Obras hidráulicas prehispánicas en el sistema del Valle de México, *Inst. Nal. Antropología e Historia, México*.
- Pasquare, Giorgio, Vezzoli, L. and Zanchi, A. 1987. Morphological and structural model of Mexican volcanic belt, *Geof. Internal.*, v.26,p.159-176.
- Pérez-Cruz, G.A. 1988. Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México, *Univ. Nal. Auton. México, Fac. Ing., Maestría en Exploración (inédita)*. 81pp.
- Pérez-Vega, A., Zamorano, J.J. y Lugo-Hubp, J.I.. Estudio geomorfológico de la Sierra de Santa Catarina (en preparación).
- Petroleos Mexicanos (PEMEX) 1987. Informe geológico final de los pozos Copilco-I, Mixhuca-I, Roma-I y Tulyehualco-I. Inédito.
- Robin, Claude and Boudal, Christian. 1987. A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl, *Jour. Vol. Geoth. Res.*, No.31,p.115-130.
- Rutter, N.W.(ed.) 1985. Dating methods of Pleistocene deposits and their problems, *Geoscience Canada Reprint Series 2*, 87 pp.
- Sanders, W.T., Parsons, J.L. and Logan, M.H. 1976. Summary and conclusions in: *The Valley of Mexico (E.R. Wolf, ed.)*, Univ. New Mexico Press, Albuquerque, p.161-178.
- Schlaepfer, C.J. 1968. Hoja México 14Q-h(5), con Resumen de la geología de la Hoja México, Distrito Federal, y estados de México y Morelos: *Univ. Nal. Auton México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100 000 mapa con texto al reverso*.
- Secretaría de Hacienda y Crédito Público. 1969. Proyecto Texcoco; memoria de los trabajos realizados y conclusiones: México, D.F., Nacional Financiera, S.A., 215 pp.
- Secretaría de Recursos Hidráulicos. 1970. Boletín de Mecánica de Suelos no. 6 (1966-1970).
- Segerstrom, Kenneth. 1956. Estratigrafía y tectónica del Cenozoico entre México, D.F. y Zimapán, Hidalgo, *Cong. Geol. Internal.*, 20, Libro-Guía de las Excursiones A-3 y C-1, p. 137.
- Segerstrom, Kenneth. 1962. Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico, Mexico, U.S. *Geol. Survey, Bull.* 1104-C, pp. 87-162.
- Serra-Puche, M.C. 1988. Los recursos lacustres de la Cuenca de México durante el Formativo. *Univ. Nal. Auton. México, Inst. Inv. Antropológicas, Colección Posgrado*,v.3, 274 pp.
- Schmitter, Eduardo. 1953. Investigación petrológica en las lavas del Pedregal de San Angel: *Mem. Cong. Cient. Mexicano*, v.3,p.113-116.
- Suter, Max. 1991. State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, *Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Decade Map v. 1*, pp.401-421.
- Terasmae, J. 1984. Radiocarbon dating: some problems and potential development, en: Mahaney, W.C.(ed.) *Quaternary dating methods*, Elsevier., 431 pp.

Terra, Helmut de. 1948. Historia del Valle de México en las postrimerías del Cuaternario en relación con el hombre prehistórico: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v.13,p.77-79.

Urrutia-Fucugauchi, J. y del Castillo, Luis. 1977. Un modelo del Eje Neovolcánico. Bol. Soc. Geol. Mex., v.38, pp.18-28.

Urrutia-Fucugauchi, J. y Chávez-Segura, R. E. 1991. Gravity modeling of lake basin structure: the lakes of Xochimilco and Chalco, Southern basin of Mexico. Soc. Expl. Geophys. Annual Meeting Proceedings SEG.

White, S.E. 1962. El Iztaccíhuatl. Inst. Nal. Antropología e Historia, Investigaciones 6, 80 pp.

## ESTRATIGRAFIA DE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES EN EL LAGO DE CHALCO, CUENCA DE MEXICO

*Beatriz Ortega Guerrero*  
(Lab. Paleomagnetismo  
Instituto de Geofísica, UNAM)

### RESUMEN

CUATRO NÚCLEOS FUERON PERFORADOS EN EL LAGO DE CHALCO CON EL OBJETO DE ANALIZAR LA EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA CUENCA DE MÉXICO. EN ESTE TRABAJO SE REPORTA LA ESTRATIGRAFÍA DE LA SECUENCIA ENCONTRADA, Y SE ESTABLECE UNA ESCALA DE TIEMPO DE ACUERDO A 12 FECHAMIENTOS DE  $14C$ . SE RECONOCEN 7 UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS PRINCIPALES Y 17 HORIZONTES DE TEFRA, LOS MATERIALES DOMINANTES DE LOS DEPÓSITOS CLÁSTICOS SON LIMOS CON CONTENIDOS MENORES AL 5% DE ARCILLAS. LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA SE PRESENTA EN TODA LA SECCIÓN ANALIZADA Y TIENE UN MARCADO AUMENTO EN LA UNIDAD 4, DONDE LOS DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS PRESENTAN EN CONJUNTO 0.95 M DE ESPESOR. LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN CALCULADAS VARÍAN DE 0.21 A 0.80 MM/AÑO. DE ACUERDO A ESTAS ESTIMACIONES LOS 26 M SUPERIORES EN EL CENTRO DEL LAGO COMPRENEN DEPÓSITOS DESDE LA ACTUALIDAD HASTA 45,000 AÑOS A.P. SE RECONOCE LA PRESENCIA DE TRES DEPÓSITOS DE TEFRAS QUE CORRELACIONAN CON UNIDADES INFORMALMENTE DESCRITAS ANTERIORMENTE EN LA CUENCA DE MÉXICO COMO *TRIPARTITA*, *PÓMEZ CON ANDESITA* Y *GRAN CENIZA BASÁLTICA*, CUYA FUENTE PROBABLE DE ORIGEN SON LOS VOLCANES NEVADO DE TOLUCA PARA LA PRIMERA Y POPOCATÉPETL PARA LAS DOS ÚLTIMAS.

### INTRODUCCION

Los sedimentos lacustres de la subcuenca de Chalco han sido seleccionados para iniciar una investigación interdisciplinaria cuyos objetivos son documentar las características y la evolución paleoecológica y paleoclimática de la Cuenca de México, y determinar las variaciones del campo magnético durante el Pleistoceno tardío y Holoceno, utilizando para ello técnicas de análisis de palinomorfos, de diatomeas, químicos, paleomagnéticos y de magnetoestratigrafía.

Con el propósito de establecer la sucesión estratigráfica representativa de la parte superior de los depósitos lacustres en Chalco y conocer su distribución lateral, se llevó a cabo la perforación de cuatro pozos con recuperación continua de núcleo. A partir de la información disponible sobre la configuración de la subcuenca de Chalco (Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988), tres sitios fueron elegidos en la

parte más profunda, donde fueron recuperados los núcleos A (7.60 m), B (26 m) y D (11.27 m), y otro en el borde norte, donde fué cortado el Núcleo C, de 10.65 m de longitud (Fig. 1).

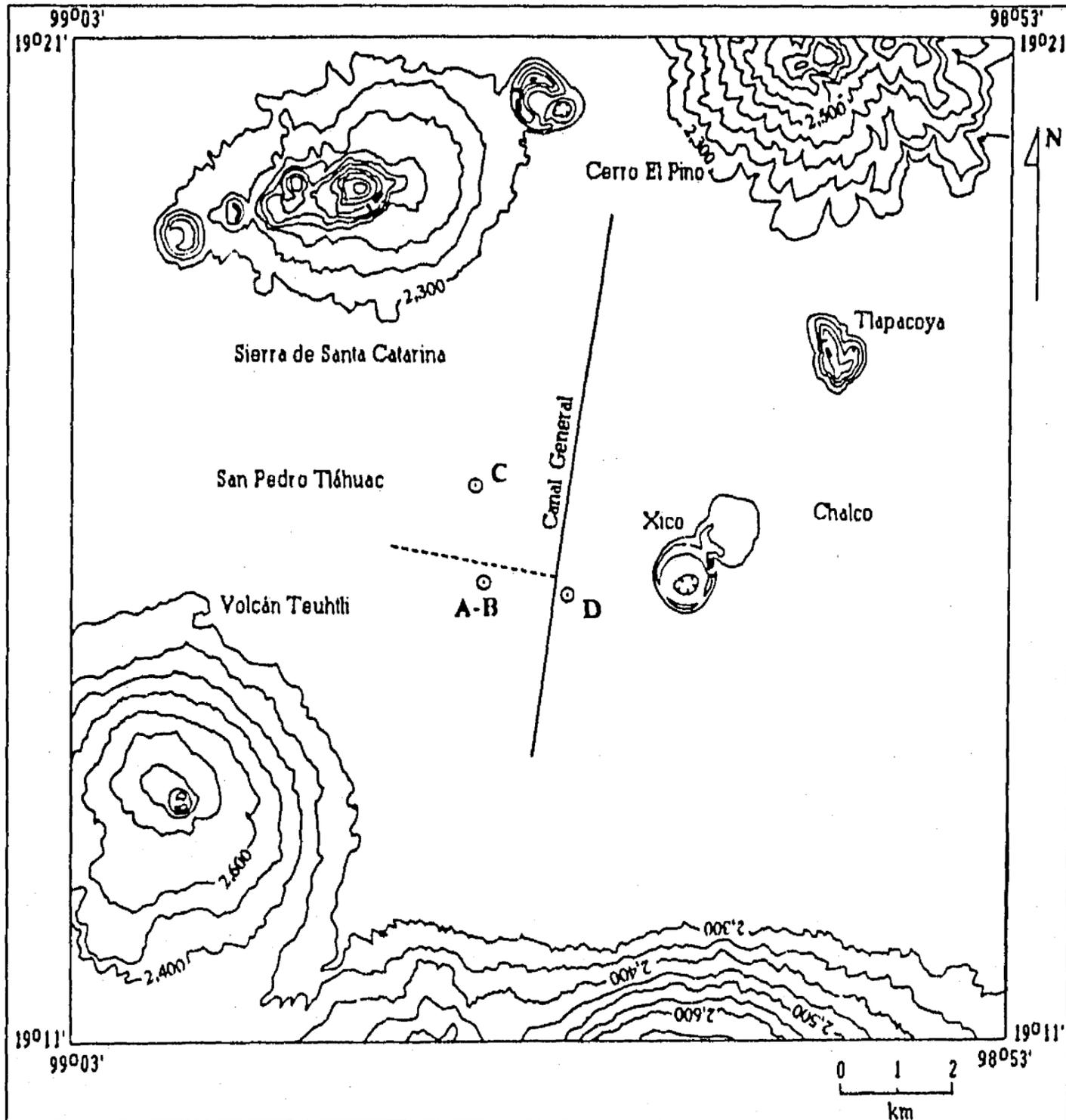


Fig. 1. Mapa de localización de los cuatro núcleos extraídos (A, B, C y D) en el subsuelo del Lago de Chalco.

Los núcleos fueron obtenidos con un sistema no-rotativo tipo Livingstone, que ofrece la posibilidad de perforar en sedimentos no consolidados y con grados altos de saturación con una recuperación mayor al 95%, con poca o nula deformación, que además permite llevar un control preciso de la profundidad de perforación. Son recuperados en tubos de acero de paredes de 2 mm de espesor, de 80 ó 55 mm de diámetro interno en segmentos de 1 y 2 m de longitud, que son sellados y rotulados en campo. Al extraer el núcleo de sedimento del tubo en el laboratorio, se corta longitudinalmente en dos partes iguales, se secciona en tramos de un metro, se coloca en canales de PVC que se rotulan y se

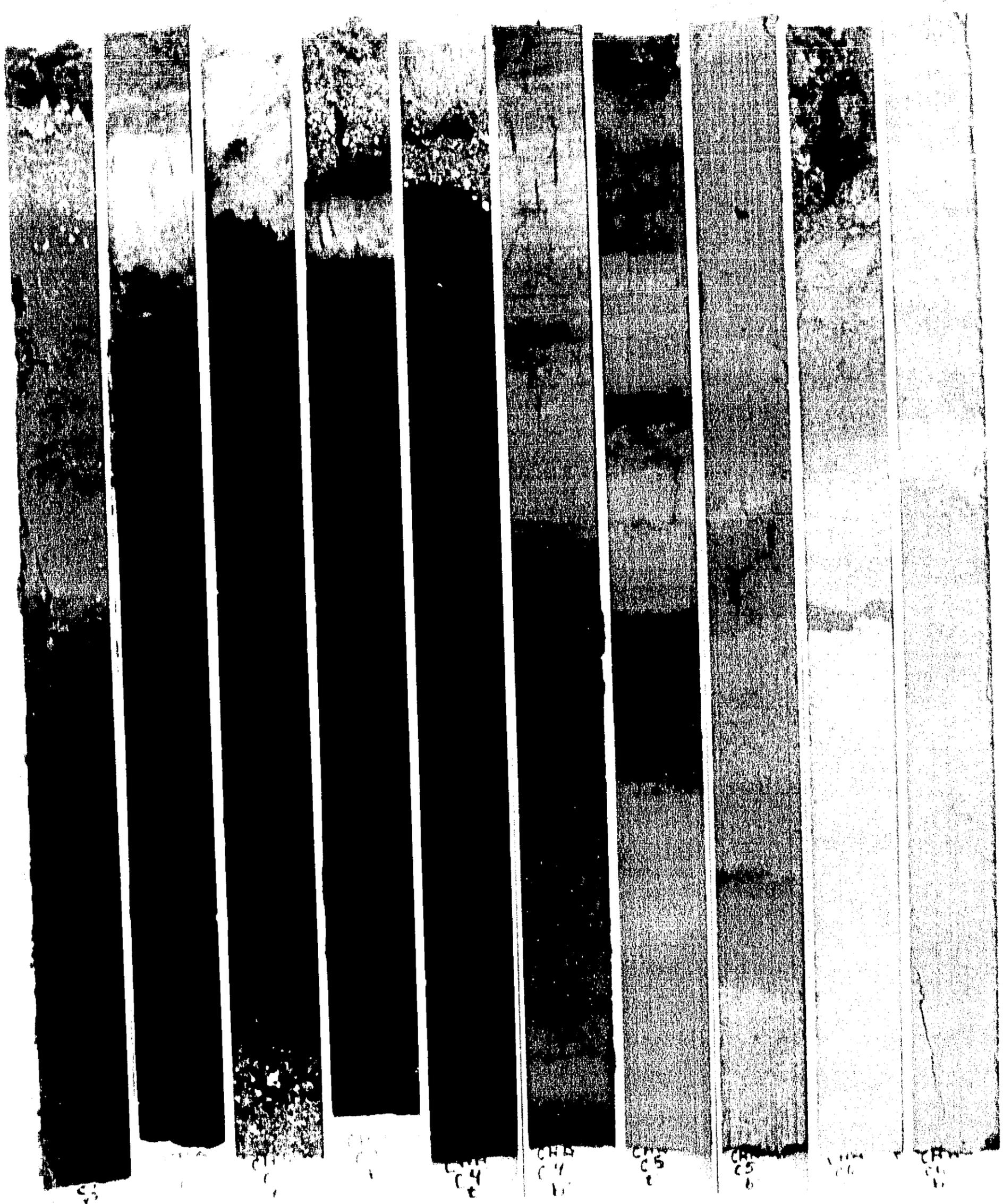


Fig. 2. Fotografía de algunos núcleos cortados en secciones longitudinales. Hacia la izquierda de la imagen se incrementa la profundidad de los segmentos.

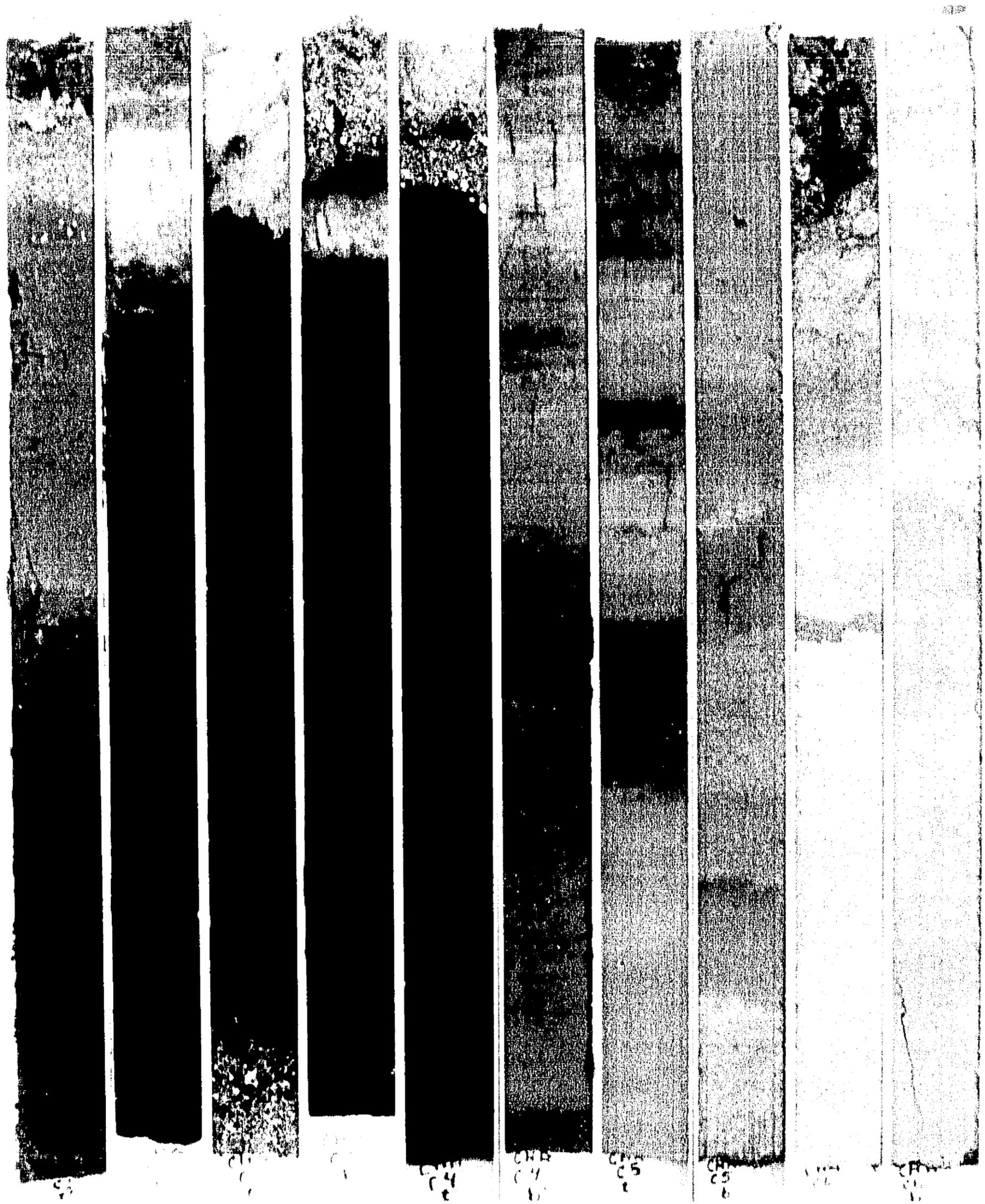


Fig. 2. Fotografía de algunos núcleos cortados en secciones longitudinales. Hacia la izquierda de la imagen se incrementa la profundidad de los segmentos.

fotografían (Fig. 2). Una de las secciones se destina al submuestreo paleomagnético, por lo que se sella al vacío para evitar la alteración química y mecánica del núcleo hasta que sean tomadas las muestras, y en la otra se describe la columna litoestratigráfica y posteriormente se colectan las muestras para los análisis químicos, de calcinación, polen, diatomeas, microfósiles y fechamiento.

En este trabajo se elabora una descripción de la secuencia estratigráfica característica cortada en el núcleo de mayor alcance, el Núcleo B, y sus variaciones laterales de acuerdo a los registros recuperados en los restantes núcleos. Se presentan los resultados de análisis de calcinación, los resultados preliminares de análisis químicos, y se establece una escala de tiempo para estas unidades de acuerdo a las fechas de radiocarbono determinados en muestras obtenidas en los núcleos. Finalmente se elabora un análisis de la distribución espacial de las unidades estratigráficas reconocidas en este trabajo y su relación con otras unidades descritas previamente dentro de la subcuenca. Los fechamientos por radiocarbono fueron realizados en la Universidad de Waterloo, Canadá y en los Laboratorios Geochron de Krueger Enterprises Inc., EEUU, los análisis de calcinación en los institutos de Geología y Geofísica de la UNAM, y los análisis químicos en la Universidad de Trier, RFA.

## DESCRIPCION LITOESTRATIGRAFICA DE LOS NUCLEOS

Las columnas estratigráficas de los cuatro sondeos, A B C y D, se ilustran en la Figura 3. Dada la proximidad de los pozos A y B (veinte metros de distancia entre ellos) se presenta una columna compuesta para ambos. La secuencia característica encontrada se describe a partir de la columna cortada en el Núcleo B, el más profundo, donde han sido reconocidas 7 unidades estratigráficas principales y 16 depósitos de tefra, que se numeran del nivel del terreno hacia abajo. En la Figura 4 se muestran los resultados gráficos del análisis de calcinación (PPI, pérdida por ignición), determinados en el Núcleo B, que representan una estimación del contenido de materia orgánica presente en una muestra. En los cortes se observan continuas variaciones en el espesor y características litológicas de las numerosas capas cortadas, principalmente en los nueve metros superiores, que pueden ser apreciadas en la Figura 2. En la Tabla 1 se presentan los resultados de los análisis normativos de óxidos mayores elaborados para algunas de las tefras cortadas en el Núcleo B, y en la Tabla 2 el cálculo de la norma CIPW correspondiente. Inicialmente se han analizado cuatro muestras de diferentes niveles (Fig. 3) por difracción de rayos X, en los laboratorios de la Comisión de Fomento Minero, con el propósito de detectar la presencia y abundancia relativa de minerales arcillosos y zeolitas que pudiesen proporcionar información acerca de la evolución físico-química del Lago de Chalco. La abundancia detectada de estos minerales es menor al 5% e incluso están ausentes, por lo que no son relevantes en este caso para interpretar la evolución del lago.

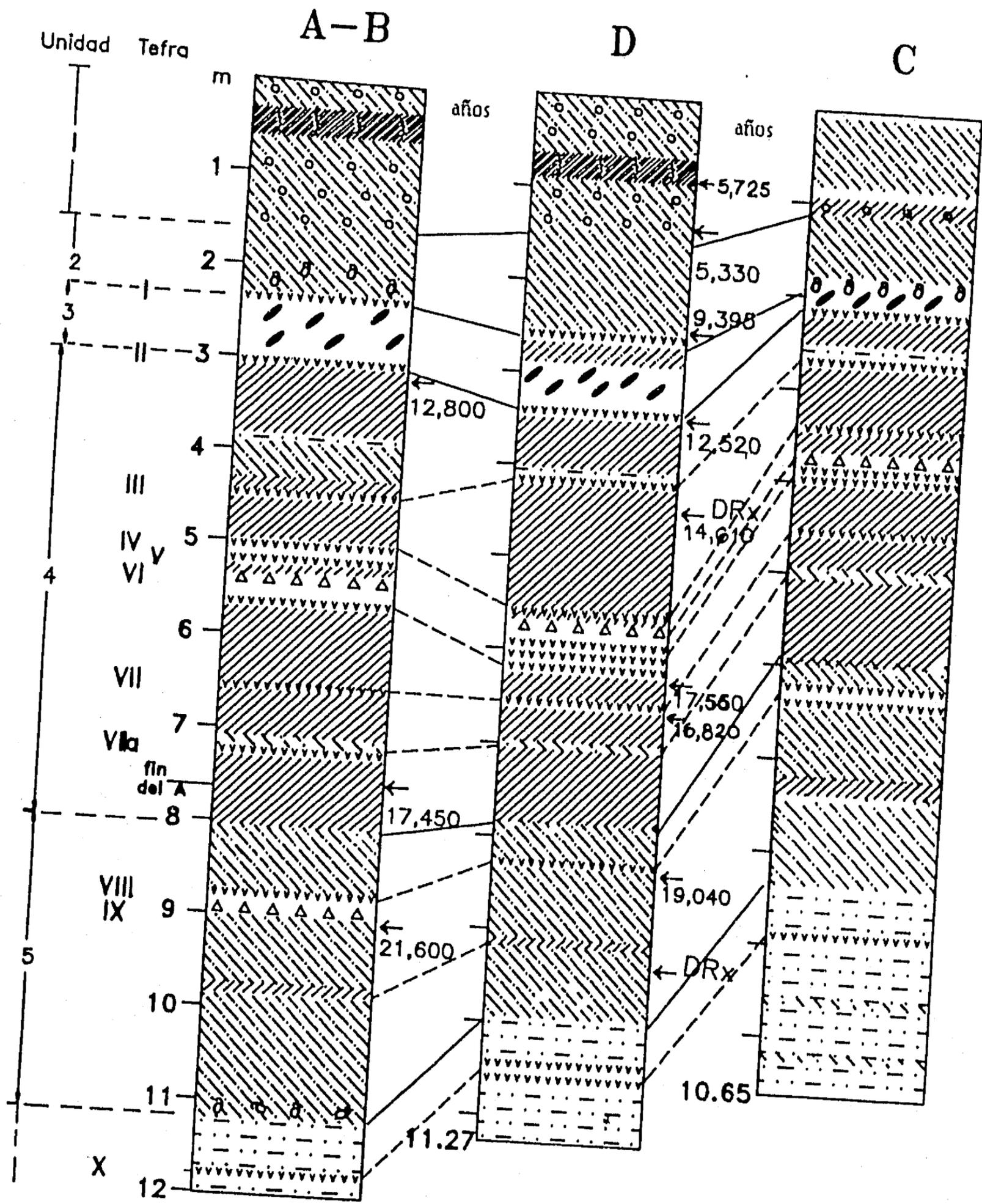


Fig. 3. Columnas litoestratigráficas de los cuatro núcleos del Lago de Chalco (simbología en la página siguiente)

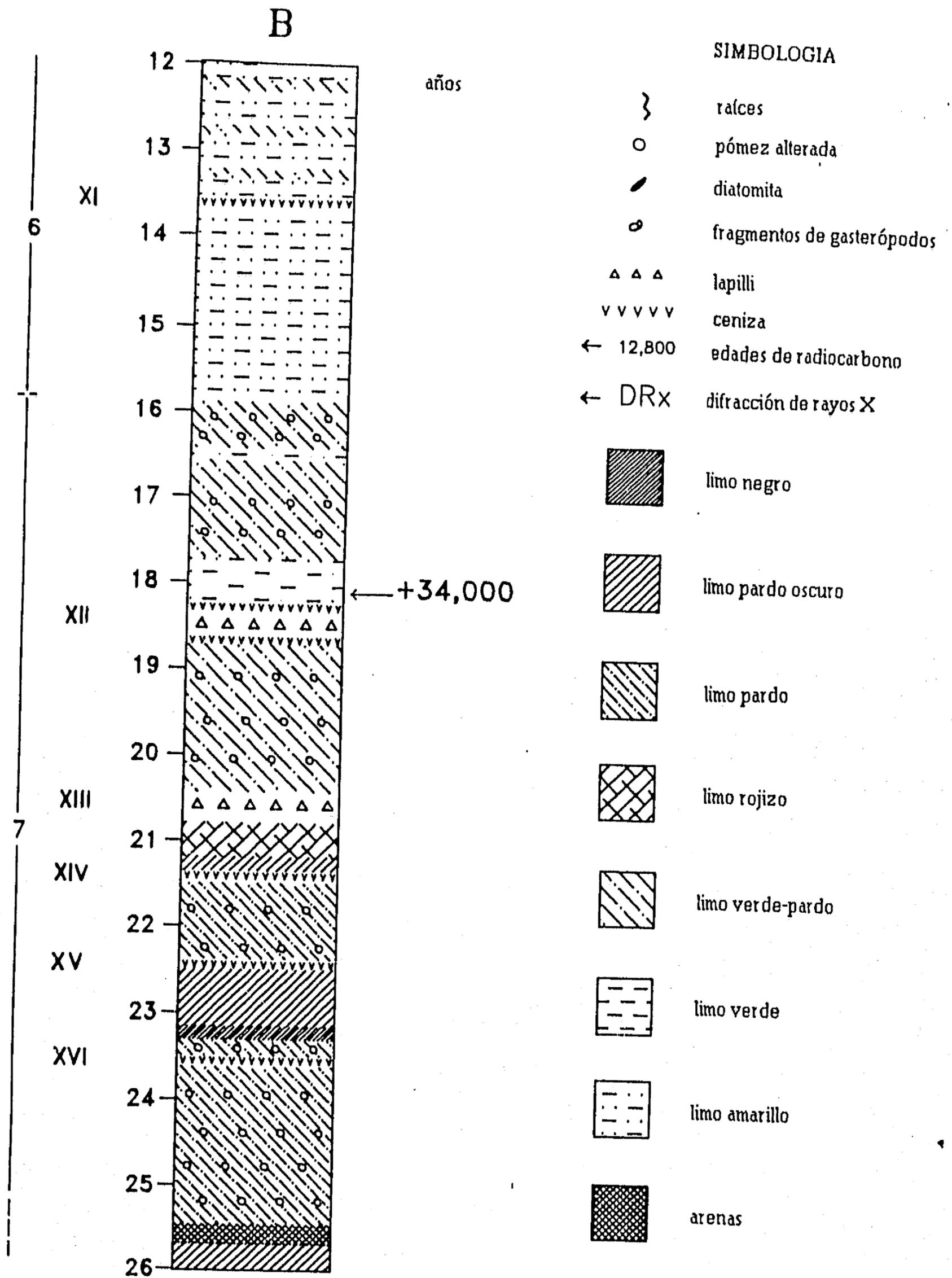


Fig. 3 (continuación).

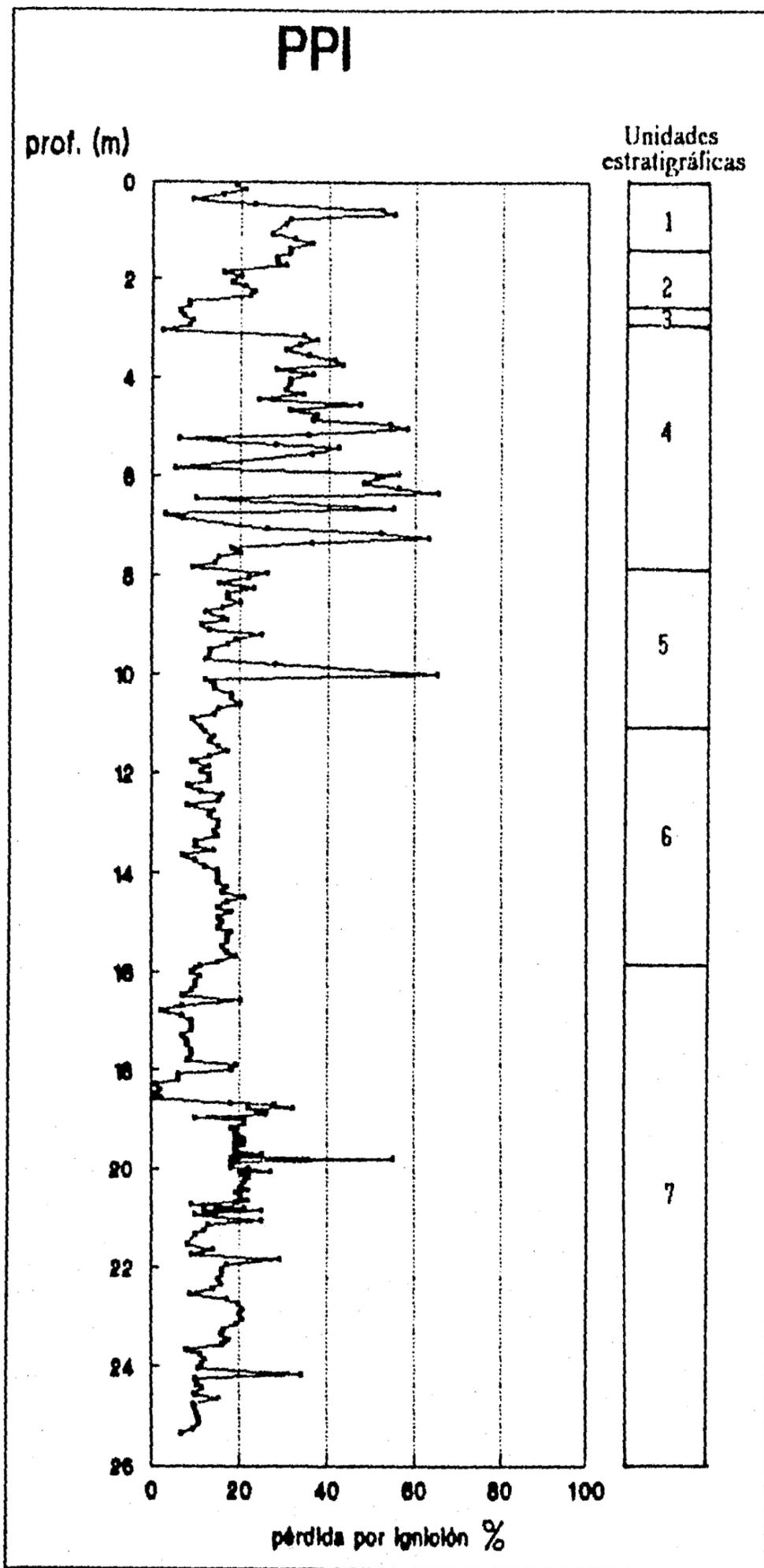


Fig. 4. Resultados de análisis de pérdida por ignición (PPI) del Núcleo B.

Tabla 1. Análisis químicos de óxidos mayores en tefras cortadas en el Núcleo B.

	T. VII	T. VIII	T. X	T. XII	T. XIV
SiO <sub>2</sub>	58.00	59.3	57.9	57.3	53.9
TiO <sub>2</sub>	1.17	0.93	0.74	1.33	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.25	12.82	14.60	15.88	8.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.25	0.06	1.23	2.31	0.14
FeO	4.70	4.20	3.09	4.60	2.97
MnO	0.11	0.07	0.08	0.13	0.06
MgO	3.72	3.41	2.76	4.15	11.17
CaO	6.00	4.56	7.30	6.98	5.49
Na <sub>2</sub> O	3.862	3.21	3.88	3.83	2.00
K <sub>2</sub> O	1.87	0.96	1.52	1.24	0.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.34	0.25	0.65	0.26
Li (1050)	3.1	9.70	5.60	1.0	13.9
Total	99.47	99.57	99.15	99.40	99.39

Tabla 2. Cálculo de la norma CIPW para las tefras de la Tabla 1.

	T. VII	T. VIII	T. X	T. XII	T. XIV
Q	10.56	20.78	12.43	10.59	12.74
OR	11.05	5.67	8.98	7.33	4.49
AB	32.32	27.16	32.83	32.41	16.90
AN	18.94	17.74	17.93	22.48	11.04
DI	6.64	2.18	13.49	6.38	11.46
HY	11.89	13.68	3.90	11.84	26.95
MT	1.81	0.09	1.78	3.35	0.20
IL	2.22	1.77	1.41	2.53	1.04
AP	0.95	0.79	0.58	1.51	0.60
D.I.	73	71	72	73	45
PLG	37	40	35	41	39
Clasif.	cuarzolatita	cuarzolatita	cuarzolatita	cuarzolatita	cuarzolatita

### Unidad 7

Esta unidad únicamente fue cortada en el Núcleo B, donde presenta un espesor de 10.10 m; está formada principalmente capas de limos de color pardo en la parte inferior y de color gris en la parte superior, mezclados con numerosos fragmentos de lapilli de color blanco fuertemente alterado. Es en la parte superior de esta unidad donde se registra el más bajo porcentaje de materia orgánica encontrado en toda la columna, varía de 3 a 9 % hasta los 17.8 m de profundidad, y bajo la Tefra XII varía entre 10 y 25%.

### Unidad 6

Es notorio en esta unidad el tono más claro de los limos que la forman, que son de color amarillo. El contenido de materia orgánica (PPI) presenta valores constantes, entre 10 y 11%. Esta unidad está parcialmente cortada en los núcleos C y D.

### **Unidad 5**

Está caracterizada principalmente por el color pardo claro de sus capas de limos, a diferencia de las unidades que le sobreyacen, que son de tonos más oscuros. Los porcentajes de **PPI** varían entre 8 y 12, y localmente a 9.95 m de profundidad alcanzan 45% (Fig. 4). El espesor total de esta unidad en el Núcleo B es de 3.23 m, 4.47 m en el D y 3.96 m en el C. La Tefra IX en el Núcleo B está constituida por lapilli pumicítico de 2 a 4 mm de diámetro, en tanto que en los núcleos C y D está constituida por partículas más finas.

### **Unidad 4**

Esta unidad tiene un espesor que varía entre 4.72 m (núcleos A-B), a 4.47 m en el D y 3.96 m en el C. En ésta se encuentran los valores más altos de **PPI**, que varían entre 30 y 40% y que localmente alcanzan valores de 60%. También en ella se registra la actividad volcánica más notable reconocida en toda la columna, que en conjunto comprende un depósito de 0.95 m de espesor. Está constituida por 4 o 5 capas de limos en su mayor parte de color pardo oscuro, de espesores que varían de entre 1.50 y 0.40 m, intercalados con las tefras III a VIIa. Únicamente en el Núcleo C la Tefra IV descansa directamente sobre la Tefra V, y en los restantes núcleos entre ellas se encuentra una capa de limos pardo oscuro de 0.30 m de espesor. La Tefra VIIa solamente es observada en los núcleos A-B.

### **Unidad 3**

Constituye una de las unidades más conspicuas encontradas en los sondeos. En los núcleos A-B está constituida únicamente por una diatomita de color gris claro de 0.35 m de espesor, en tanto que en el Núcleo D consta de dos partes, la diatomita en la parte inferior (con un espesor de 0.50 m) a la que le sobreyace un depósito de limos pardo oscuro de 0.17 m de espesor. En el Núcleo C no es claro el límite superior de esta unidad, y la diatomita mide únicamente 20 mm de espesor. La diatomita presenta bandeamientos irregulares de color gris oscuro en sentido horizontal, y longitudinalmente está cortada por fisuras rellenas del material gris oscuro que pudo haber sido transportado desde otros niveles por la circulación de aguas subterráneas. Esta unidad está limitada en los núcleos A-B y D por las tefras I y II.

### **Unidad 2**

Esta delgada unidad está constituida por limos color pardo, con horizontes ligeramente rojizos y escasos fragmentos de lapilli pumicítico de hasta 5 mm de diámetro. En los sondeos A-B y C, la parte basal de esta unidad presenta conchas de gasterópodos. En el sondeo D mide 1.00 m de espesor, 0.75 en el C y 0.75m en el sondeo A-B. Esta unidad se encuentra limitada en su parte inferior por la Tefra I, ceniza de color negro de 20 mm de espesor, observable únicamente en los núcleos A-B y D. Los valores de **PPI** varían entre 20 y 30%.

## Unidad 1

Está compuesta por limos pardo oscuro y negros, contiene horizontes con abundantes fragmentos de lapilli pumicítico muy alterados, deleznales, de tamaños que varían de 5 a 40 mm de diámetro. Las zonas más oscuras contienen restos de raíces y oquedades, probablemente producidas por el escape de gases. En los sondeos A-B y D alcanza esta unidad 1.77 m de espesor, y se adelgaza hacia el sondeo C, donde tiene 1.10 m de espesor. El contenido de materia orgánica (PPI) en promedio es de 30%, con un máximo de 50% a 0.55 m de profundidad.

Todas las unidades cortadas en los cuatro sondeos, 1 a parte de la 6, se reconocen fácilmente en los núcleos. Con excepción de las tefras I, VIIa y IX, todas las restantes se han observado en los cuatro cortes y resulta práctico utilizarlas como marcadores estratigráficos en la correlación entre los núcleos. Las variaciones en el espesor de las unidades se indica en la Tabla 3. En el Núcleo C presentan en general un espesor menor. Las unidades 2 y 3 son más gruesas en el Núcleo D, y las restantes lo son en el A-B. Existe entre los núcleos en general una buena correlación tanto de los depósitos clásticos como de los volcanoclásticos (Fig.3). La descripción de la secuencia cortada en el Núcleo B se describe a continuación:

Tabla 3. Espesor en metros de las unidades en los núcleos.

Unidad	A-B	D	C
1	1.77	1.56	1.10
2	0.75	1.00	0.75
3	0.587	0.80	0.02
4	4.72	4.47	3.96
5	3.23	2.03	2.34
6	4.75	no	alcanzado
7	10.10	por los	núcleos

UNIDAD	DESCRIPCION	ESPESOR (m) subunidad	unidad
7	Limos de color pardo oscuro	0.30	10.10
	Arena media de color pardo oscuro, el contacto inferior es irregular	0.20	
	Limos pardos con fragmentos alterados de lapilli de color beige angulares a redondeados, el contacto inferior es irregular	1.90	
	Tefra XVI ceniza gruesa de color negro, el contacto inferior es abrupto	0.03	
	Limos pardos con fragmentos alterados de lapilli, el contacto inferior es ondulante	0.27	
	Limos negros, el contacto inferior es recto	0.15	
	Limos pardo oscuro ligeramente verdosos hacia la base, el contacto inferior es recto	0.70	
	Tefra XV: ceniza negra, el contacto inferior es recto	0.02	

	Limos pardos con fragmentos de lapilli alterado, el contacto inferior es irregular	0.90	
	Tefra XIV: ceniza cuarzolatítica de color negro, el contacto inferior es recto	0.03	
	Limos pardo oscuro, el contacto inferior es irregular	0.18	
	Limos rojizos, el contacto inferior es recto	0.37	
	Limos verdes, el contacto inferior es recto	0.20	
	Tefra XIII: lapilli cuarzolatítico de color verde con fragmentos de 2 a 4 mm de diámetro con una matriz de cenizas grises-negras, el contacto inferior es recto	0.05	
	Limos verde-pardo con fragmentos de lapilli, el contacto inferior es recto	1.80	
	Tefra XII: cuarzolatita constituida de tres partes: la superior de ceniza negra de grano medio de 0.09 m de espesor, la intermedia de lapilli de color negro de 0.28 m de espesor, y la inferior de ceniza negra muy fina de 0.05 m de espesor, el contacto inferior es abrupto y uniforme	0.42	
	Limos verdes, el contacto inferior es recto	0.44	
	Limos verde-pardo, el contacto inferior es irregular y ondulado	1.96	
6	Limos amarillos con zonas de cambios a colores gris-pardo transicionales, sin laminaciones visibles, con escasos fragmentos de lapilli beige muy alterados en la parte superior, el contacto inferior es recto	1.65	4.75
	Limos amarillo-beige, el contacto inferior es transicional	0.54	
	Tefra XI: ceniza gris de grano medio a grueso, el contacto inferior es abrupto, ligeramente inclinado, presenta una dislocación semejante a un fallamiento	0.03	
	Limos amarillo-beige con cambios transicionales de tonalidad, el contacto inferior es abrupto e inclinado	0.35	
	Limos amarillos con numerosas laminaciones de límites irregulares y ondulosos, con cambios de tonalidades, el contacto inferior es transicional	0.98	
	Limos amarillo-beige con cambios transicionales de tonalidad, con laminaciones de límites irregulares y ondulosos, el contacto inferior es transicional	0.52	
	Tefra X, constituida por cenizas negras cuarzolatíticas de grano medio, el contacto inferior es abrupto e irregular	0.04	
	Limos amarillo-pardos, con laminaciones en la base, el contacto inferior es abrupto e irregular	1.16	
5	Limo pardo con restos de gasterópodos, el contacto inferior es transicional	0.25	3.23
	Delgadas laminaciones alternadas de limos pardos de diferentes tonalidades, de contactos ligeramente irregulares, transicionales	2.00	
	Tefra IX: lapilli pumicítico, de color blanco-amarillo de 2 a 4 mm de diámetro, su contacto inferior es abrupto e irregular	0.05	
	Limos pardos, su contacto inferior es abrupto e irregular	0.1	
	Tefra VIII: ceniza cuarzolatítica de color negro, su contacto inferior es abrupto e irregular	0.04	
	Laminaciones alternadas de limos pardos y limos pardo oscuros, de contactos ligeramente inclinados, transicionales	0.39	
	Limos pardo oscuro con capas muy irregulares de limos pardo claro, el contacto inferior es transicional	0.40	

4	Limos pardo oscuro sin laminaciones aparentes, el contacto inferior es transicional	0.64	5.10
	Tefra VIIa: ceniza negra, el contacto inferior es abrupto	0.03	
	Limos grises, de contactos transicionales	0.05	
	Tefra VII: ceniza gruesa negra cuarzolítica, su contacto inferior es recto y abrupto	0.13	
	Limos pardo oscuro sin laminaciones aparentes, el contacto inferior es transicional	0.78	
	Tefra VI: está constituida en la parte superior por un depósito de lapilli pumicítico de color blanco-amarillo, con partículas de 2 a 50 mm de diámetro, de 0.25 m de espesor, y en la parte inferior una ceniza negra de 50 mm de espesor, el contacto inferior es abrupto e irregular	0.30	
	Limos negros, el contacto inferior es transicional	0.22	
	Tefra V: ceniza negra, el contacto inferior es abrupto	0.15	
	Limos pardos, su contacto inferior es transicional	0.24	
	Tefra IV: ceniza negra de grano medio, su contacto inferior es abrupto	0.07	
	Limos pardos sin laminaciones aparentes, el contacto inferior es abrupto	0.44	
	Tefra III: ceniza gruesa de color negro, el contacto inferior es abrupto	0.10	
	Limos pardo sin laminaciones aparentes, el contacto inferior es abrupto e inclinado	0.25	
	Limos pardo claro, con pequeños lentes irregulares de limos negros, sin laminaciones aparentes, el contacto inferior es abrupto y ligeramente irregular	0.37	
	Limos amarillos con laminaciones irregulares de limos negros, el contacto inferior es transicional	0.08	
	Limos pardo oscuro, con pequeños lentes irregulares de limos negros, el contacto inferior es recto y abrupto	0.75	
	Tefra II: ceniza negra, el contacto inferior es abrupto y ligeramente irregular	0.12	
3	Diatomita de color gris claro, el límite inferior es abrupto y recto	0.58	0.58
	Tefra I: constituida por dos horizontes: una ceniza pumicítica fina de color gris a blanco de 0.02 m de espesor, a la que sobreyace transicionalmente una capa de ceniza más gruesa de color gris, el contacto inferior es abrupto e irregular	0.10	0.10
2	Limos de color pardo oscuro que hacia la base presentan una tonalidad rojiza, abundantes restos de gasterópodos y escasos fragmentos de lapilli pumicítico alterados, el contacto inferior es abrupto y recto		0.75
1	Limos pardos, sin laminaciones aparentes, con abundantes fragmentos de lapilli pumicítico alterados, el contacto inferior es transicional	1.12	1.77
	Limos negros con abundantes restos de raíces, el contacto inferior es transicional	0.35	
	Limos pardo oscuro con abundantes fragmentos de lapilli pumicítico alterado, el contacto inferior es transicional	0.30	

## FECHAMIENTO

En el Lago de Chalco han sido anteriormente fechados por radiocarbono algunos horizontes en las laderas del Cerro Tlapacoya (Fig. 1), en trabajos relacionados con excavaciones arqueológicas de los sitios Tlapacoya y Zohapilco (Haynes, 1967; Niederberger, 1976; García-Bárcena, 1986). En este conjunto de trabajos fueron realizados alrededor de 30 fechamientos, cuyas edades comprenden el intervalo entre 3,000 y 33,000 años de radiocarbono, la mayor parte de ellos aceptables de acuerdo a su posición estratigráfica, determinados en muestras provenientes de diferentes secciones y niveles de las excavaciones. A partir de estos estudios, fueron establecidas las edades probales de algunas tefras que han sido reconocidas por otros autores en el centro del lago (p. ej. Bradbury, 1986, 1989), y que han servido de base para el establecimiento de una cronología de diversos sucesos tanto en el lago como en otras partes de la Cuenca de México.

Con el propósito de establecer una escala de tiempo para los sedimentos del centro del Lago de Chalco y compararla con la establecida anteriormente en Tlapacoya, se presentan y analizan los resultados de mediciones de radiocarbono obtenidas en muestras provenientes de dos de los núcleos cortados en la parte central del lago, cuyas profundidades son de 26.00 m (Núcleo B), y 11.27 m (Núcleo D).

### Resultados

En estos núcleos fueron colectadas un total de doce muestras, ocho del Núcleo D y cuatro del Núcleo B, cuyos resultados se presentan en la Tabla 4. Las edades fueron determinadas en la Universidad de Waterloo, Canadá, y en los Laboratorios Geochron (ocho de estos últimos como parte del 1991 Research Award Program de Krueger Enterprises, Inc.). En estas determinaciones el intervalo de confianza es del 68% ( $1\sigma$ ), que es el usual para fechas de radiocarbono, han sido corregidas por  $\delta^{13}\text{C}$ , y están basadas en la vida media del isótopo de  $^{14}\text{C}$  de 5,570 años.

Debido a que el material leñoso es muy escaso en ambos núcleos, los fechamientos fueron llevados a cabo en muestras de sedimentos con contenidos mayores al 15% de materia orgánica del peso en seco. Se carece de datos detallados sobre la génesis de esta materia orgánica, pero se asume que ha sido originada principalmente a partir de la productividad biológica en el lago, y como resultado de la productividad en la cuenca de drenaje, así como también se asume que la producción de la materia orgánica ha sido esencialmente contemporánea con el depósito de los sedimentos.

Tabla 4. Fechas de radiocarbono en muestras de los núcleos B y D

Núcleo	profundidad (m)	edad	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$	clave lab.
D	0.84-0.92	5,725 +/-175	-21.0	GX-16970
D	1.65-1.75	5,330 +/-235	- 4.9	GX-16966
D	2.53-2.60	9,395 +/-255	-16.5	GX-16969
D	3.46-3.56	12,520 +/-135	-25.5	GX-16965
D	4.27-4.37	14,610 +/-470	-27.5	GX-16972
B	3.18-3.23	12,800 +/- 90	27.5	WAT-2487
B	7.51-7.57	17,450 +/-170	-27.5	WAT-2488
D	6.30-6.40	17,560 +/-330	-25.9	GX-16558
D	6.58-6.67	16,820 +/-195	-27.3	GX-16971
D	8.08-8.18	19,040 +/-390	-25.7	GX-16559
B	9.00-9.10	21,600 +/-1050	-19.6	GX-16967
B	18.14-18.22	> 34,000	-19.9	GX-16968

Las edades obtenidas muestran en general un coherente incremento respecto a la profundidad, sin embargo en el Núcleo D, el núcleo con mayor densidad de muestreo, se presentan algunas inversiones anómalas que más adelante se discuten. En la Figura 5 se grafican los fechamientos realizados en el Núcleo D respecto a la profundidad, y en la Figura 6 aquellos correspondientes al Núcleo B. En el conjunto de datos del Núcleo D (Fig. 5) se observa una curva cuya pendiente se incrementa notablemente hacia profundidades más someras. De acuerdo a la tendencia general de los datos, inicialmente se estimó que la edad de la muestra localizada a 0.88 m de profundidad arrojaría una edad cercana a los 3,000 años AP, y que el registro estratigráfico abarcaría casi hasta el presente. Sin embargo el resultado obtenido es mucho más antiguo que el esperado, más antiguo incluso que la muestra a 1.70 m de profundidad, por lo que se sospecha que la primera se ha contaminado con material de niveles inferiores. Los fechamientos alrededor de 17,000 años en el Núcleo D (GX-16558 y GX-16971) presentan también una inversión de los resultados (Fig. 5). En el Núcleo B, donde únicamente se cuenta con cuatro fechamientos, no existe ninguna inversión de edades.

Los resultados analíticos en las determinaciones de edades por medio de cualquier método se reportan con dos valores dependientes: la estimación óptima de la edad  $t$ , y la desviación estándar  $\sigma$ , que representa el intervalo de confianza en el cual el verdadero, pero desconocido, valor  $t^e$  se espera que se presente con una probabilidad  $P$ . Para la evaluación matemática de edades, se considera que éstas poseen una distribución normal o de tipo Gaussiana, en donde una medida del rango de los datos está dada por  $t \pm k\sigma$ . El valor de  $k$ , el coeficiente de confianza, se determina por el porcentaje de cobertura requerido, que en los fechamientos de radiocarbono usualmente de 68.3%, es decir con un intervalo de confianza de  $1\sigma$ . En ocasiones hay dificultad para interpretar los datos de fechamientos cuando en dos muestras se presenta una inversión en las edades, inconsistente con su posición estratigráfica. Con el propósito de analizar de manera estadística las edades que presentan inversiones, Vincent (1988) ha

desarrollado un método para el tratamiento de los datos en esta situación, basado en el principio de Bayes (1763). Los fechamientos del Núcleo D que presentan inversión en las edades han sido modificados de acuerdo al método de Vincent (*op. cit.*), y las nuevas edades obtenidas son:

profundidad media (m)	dato original	dato corregido
0.88	5,725 años AP	5,536 años AP
1.70	5,330 años AP	5,672 años AP
6.35	17,560 años AP	16,904 años AP
6.63	16,820 años AP	17,049 años AP

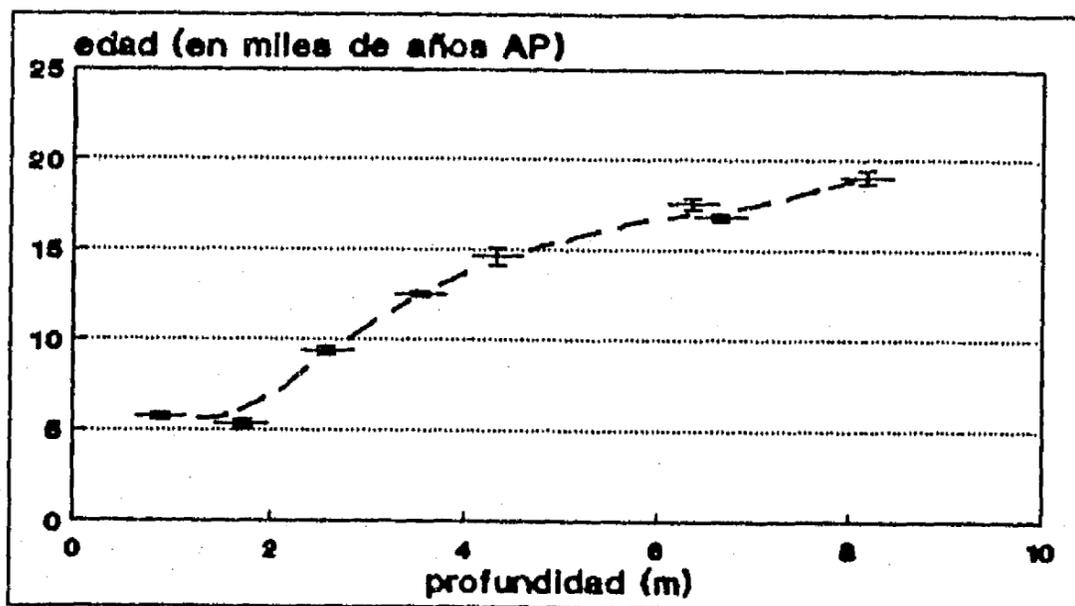


Figura 5. Edades de radiocarbono determinadas en muestras del Núcleo D con sus respectivos intervalos de incertidumbre estadística.

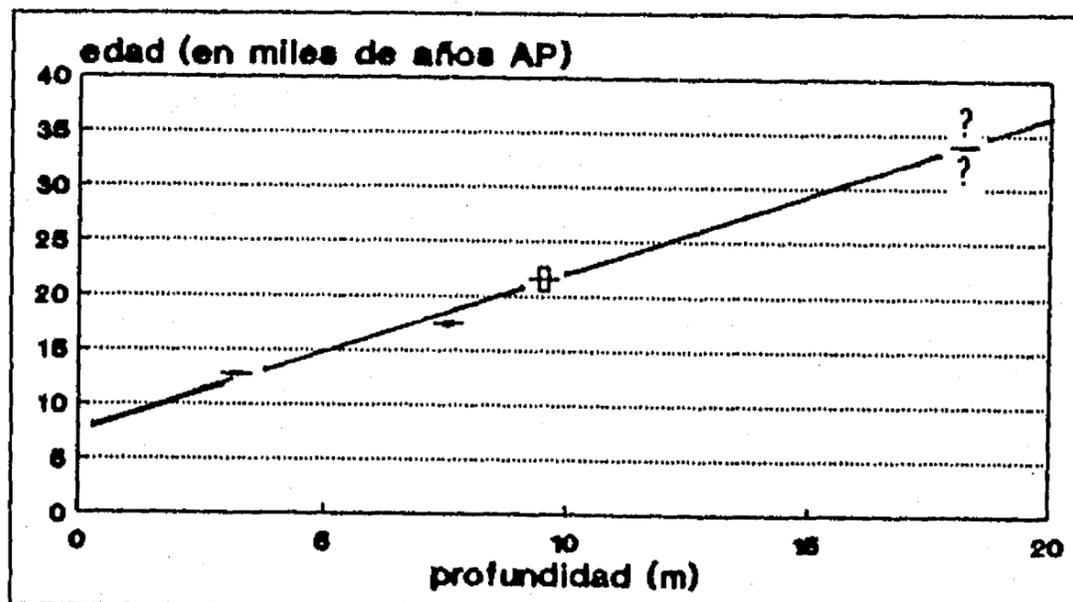


Figura 6. Edades de radiocarbono determinadas en muestras del Núcleo B con sus respectivos intervalos de incertidumbre estadística.

Con este tratamiento, los nuevos valores obtenidos se invierten resultando ahora consistentes con su posición estratigráfica, sin embargo la edad obtenida de 5,536 años sigue siendo demasiado antigua para su posición en la columna, de acuerdo a las restantes edades, por lo que se ha descartado el dato de esta muestra (GX-16970). Para la construcción de la escala de tiempo del Núcleo D se incluyen, adicionalmente a los datos que no presentan problemas de inversión, la edad de 5,330 años (GX-16966) proporcionada por el laboratorio, y las edades de 16,904 y 17,049 años corregidas mediante la aplicación del método de Vincent. Los fechamientos que finalmente son considerados forman dos grupos de datos, uno entre 19,000 y 12,000 años y otro entre 12,000 y 5,000 años, con una marcada diferencia en sus tendencias (Fig. 7).

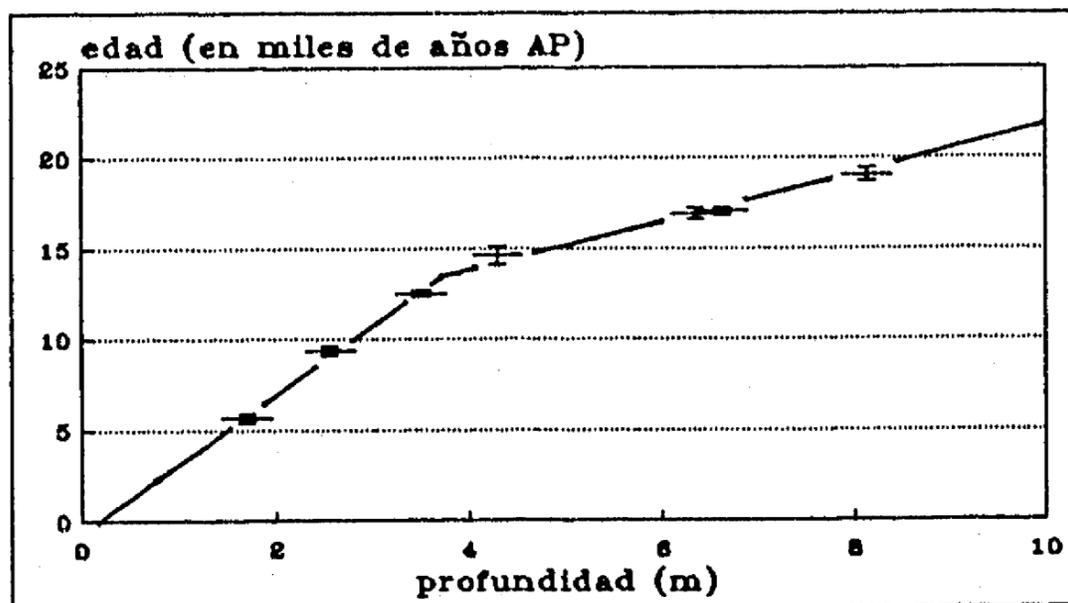


Fig. 7. Edades de radiocarbono del Núcleo D. Las líneas indican las tendencias que presentan los dos grupos de datos.

De acuerdo a lo observado en la Figura 7, la tendencia de los fechamientos menores a 12,000 años sugiere que el registro estratigráfico cortado en el Núcleo D abarca hasta el presente, sin embargo es posible que en la parte superior de los núcleos el registro esté incompleto, y existan *hiatus* no detectados. Con los fechamientos disponibles no es posible determinar con precisión la edad de los depósitos superiores cortados en el centro del lago, pero considerando la actitud de las edades más jóvenes, es probable que a un metro de profundidad la edad del depósito sea cercana a 3,000 años de radiocarbono. La tendencia general de las edades más antiguas a 12,000 años en los núcleos B y D presentan una pendiente semejante (Fig. 8), de esta tendencia se estima que los sedimentos de los 26 metros superiores del centro del Lago de Chalco abarcan aproximadamente los últimos 45,000 años de radiocarbono.

## Tasas de sedimentación

El cálculo de las tasas de sedimentación se hizo a través de una interpolación lineal entre cada intervalo fechado. En la Tabla 5 se presentan las tasas calculadas en los núcleos D (primeras cinco) y B (última). Considerando que el tiempo de depósito de las tefras es virtualmente instantáneo y puede ser holgadamente incluido en las incertidumbres estadísticas de las edades, se ha restado su espesor de la columna y se han calculado nuevamente las tasas de sedimentación, que varían entre 0.21 y 0.80 mm/año, eliminando el espesor de las tefras. En este cálculo no se ha elaborado ninguna corrección por compactación, ya que se desconoce el factor de acortamiento sufrido por los sedimentos en la parte central del lago. En el Núcleo D se observa un decremento progresivo en la tasa hacia niveles superiores hasta 1.70 m de profundidad, donde aparentemente se incrementa si suponemos que se tiene un registro hasta el presente. Las edades obtenidas en el Núcleo B a 7.55 m, horizonte que correlaciona con este intervalo, y a 9.05 m, debajo de la Tefra IX, sustentan las estimaciones hechas para el Núcleo D. Estas estimaciones de las tasas de depósito se han realizado para el Núcleo D, que es el que cuenta con mayor cantidad de fechamientos, pero pueden ser representativas, con variaciones menores, también para los núcleos A y B.

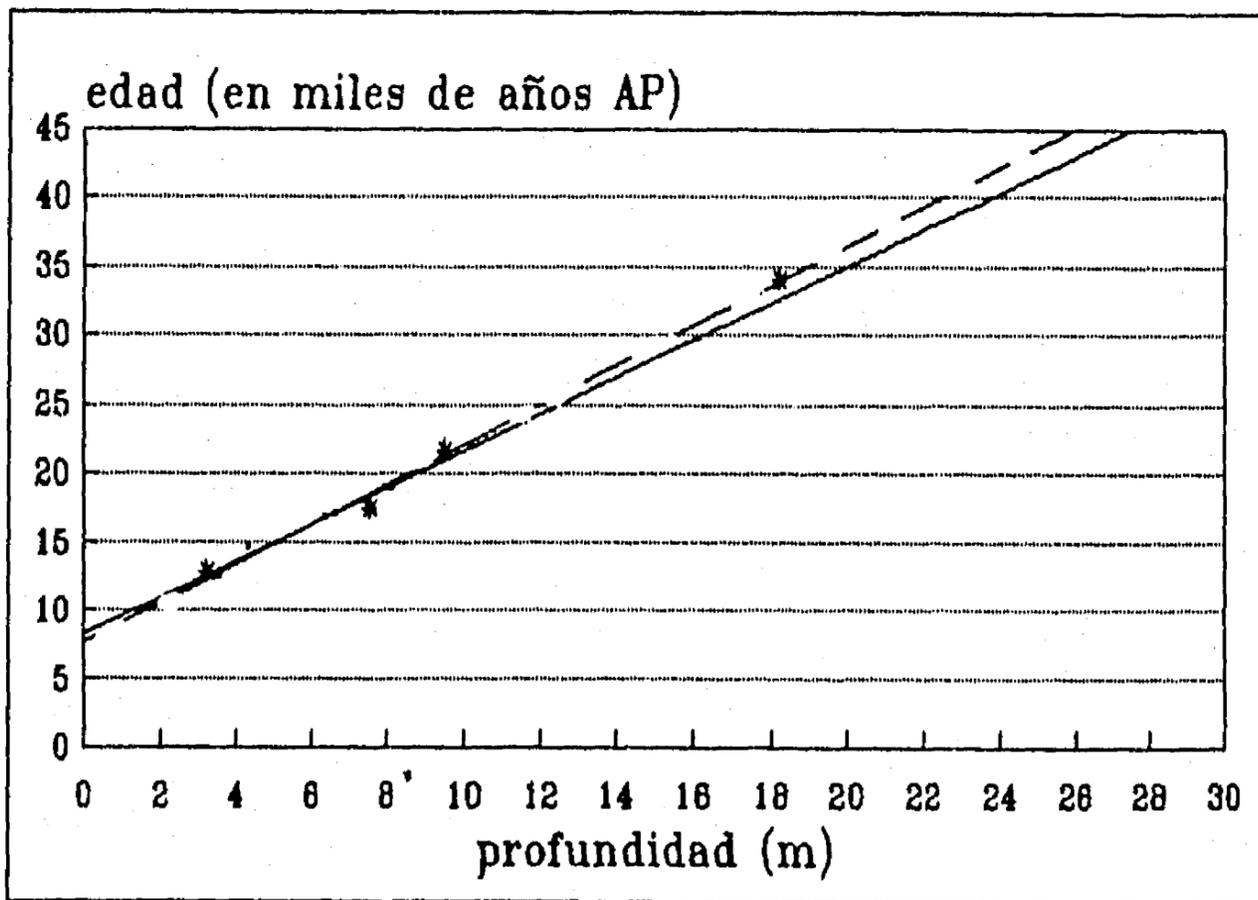


Fig. 8. Tendencias generales para las edades mayores a 12,000 años de los núcleos D (línea continúa) y B (línea discontinua)

Tabla 5. Tasas de sedimentación calculadas para el Núcleo D(excepto \*).

Profundidad (m)	periodo comprendido (años)	tasa sedimentación (mm/año)	tasa eliminando tefras (mm/año)
1.70-2.57	4,065	0.21	0.21
2.57-3.51	3,125	0.30	0.26
3.51-4.32	2,090	0.39	0.30
4.32-6.35	2,294	0.88	0.80
6.35-8.13	2,136	0.83	0.80
9.05-18.18*	9,130	0.74	0.74

### Edad de los depósitos

A partir de las edades de radiocarbono con que se cuenta y las tasas de sedimentación calculadas, es posible establecer una edad aproximada de las unidades estratigráficas y las tefras reconocidas en los núcleos. Estas estimaciones se incluyen en las tablas 6 y 7. Debido a que es mayor el margen de error en el método de radiocarbono para fechas anteriores a 35,000 años, no se ha estimado la edad de las tefras XVI a XIII. Las edades con interrogación (?) corresponden a aquellas tefras en donde no existe un dato de radiocarbono próximo.

Tabla 6. Edades aproximadas de  $^{14}\text{C}$  para las unidades estratigráficas.

Unidad estratigráfica	edad aproximada en años de radiocarbono A.P.
7	45,000 a 31,500
6	31,500 a 24,000
5	24,000 a 19,000
4	19,000 a 12,500
3	12,500 a 9,500
2	9,500 a 6,000
1	6,000 a $\approx$ 1,000 ?

Tabla 7. Edades aproximadas de  $^{14}\text{C}$  para las tefras.

Tefra	edad aproximada en años de radiocarbono A.P.
XII	35,000
XI	28,000 ?
X	25,000 ?
IX	20,500
VIII	20,000
VIIa	18,000 ?
VII	17,000
VI, V y IV	entre 16,800 y 15,000 ?
III	14,000
II	12,500
I	9,500

## CORRELACION

El Instituto Nacional de Antropología e Historia durante las décadas de los 60 y 70 realizó una serie de excavaciones en las laderas del Cerro Tlapacoya con el propósito de localizar sitios de ocupación humana; en esta investigación se hicieron descripciones estratigráficas (Limbrey, 1986; Lambert, *ibid.*), fechamientos (García-Bárcena, *ibid.*), análisis paleolimnológicos (Bradbury, *ibid.*) y paleomagnéticos (Liddicoat y Coe, *ibid.*), entre otros. Al sur del mismo cerro dentro de la zona lacustre de Chalco (Bradbury, 1989), se perforó un núcleo de 5 m de profundidad del que existe una descripción general de la estratigrafía. De la zona ocupada anteriormente por el Lago de Texcoco cercana al límite con la Subcuenca de Chalco, existe la descripción estratigráfica de un corte llamado Cruz del Lago (González-Quintero y Fuentes-Mata, 1980) y de una excavación en la Unidad Vicente Guerrero (Iztapalapa). Las columnas estratigráficas de estos sitios se presentan en la Figura 9.

Varios depósitos de tefras han sido utilizados como marcadores estratigráficos en el establecimiento de correlaciones y asignación de edades. Uno de ellos, reconocido en las laderas de Tlapacoya (Lambert, 1986) se ha denominado "pómez marcadora superior" (Mooser, 1967), y se le asigna una edad por radiocarbono de  $4,880 \pm 120$  años.

El llamado Pómez Toluca Superior (Bloomfield y Valastro, 1974, 1977) fué descrito en las laderas del Nevado de Toluca, a partir de sus características litológicas y texturales se asocia a una explosión paroxismal de tipo pliniano, cuyo depósito pudo haber abarcado varios kilómetros alrededor del centro emisor. Esta unidad está compuesta por pómez dacítico de color blanco amarillento a gris pálido, y un suelo subyacente a esta ceniza fué fechado en varias localidades por el método de  $^{14}\text{C}$  con una edad promedio de 11,600 años antes del presente. Varios autores reconocieron su presencia en cortes y núcleos realizados en la zona urbana y en otros sitios de la Cuenca de México, y le dan el nombre de "pómez tripartita". En Tlapacoya (García-Bárcena, 1986) se le estima una edad entre  $9,920 \pm 220$  y  $12,900 \pm 400$  años. Bloomfield y Valastro (1977) llevó a cabo una revisión de esta tefra y reconoce que parte de este depósito está formado por material retrabajado y depósitos de loess, y establece que su granulometría de la base a la cima es pómez fina que gradúa a gruesa/ceniza fina/ceniza pumicítica sin clasificar gruesa, con un espesor total de 0.08 m, y considera que es posible que la Pómez Toluca Superior y la "tripartita" sean la misma.

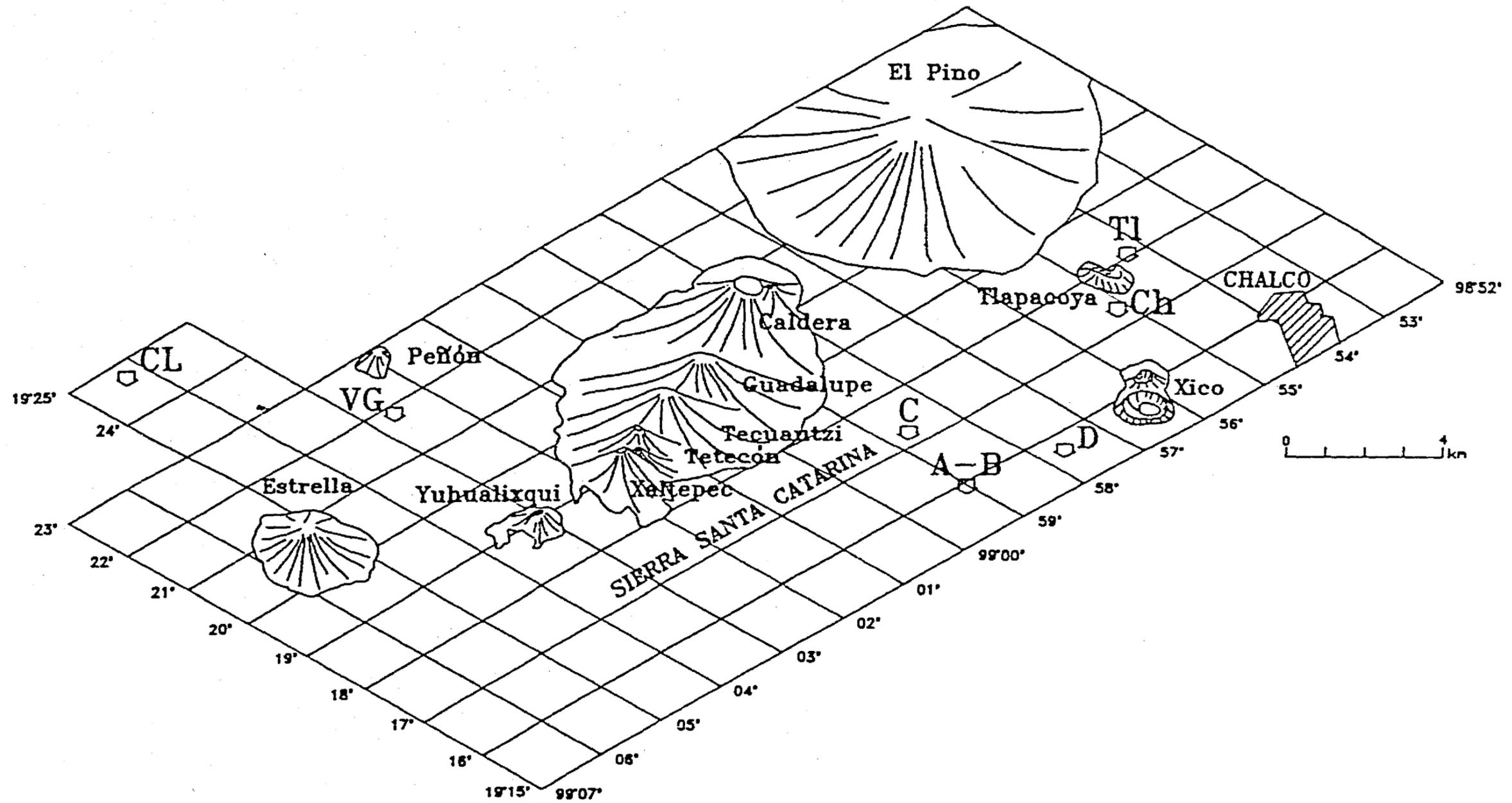


Fig. 9. Localización de los sitios cuyas columnas litoestratigráficas son correlacionadas con las de los núcleos obtenidos en el Lago de Chalco. CL: Cruz del Lago (González-Quintero y Fuentes-Mata, 1980); VG: Unidad Vicente Guerrero (Iztapalapa; Ortega-Guerrero, en preparación); Ch: Chalco (Bradbury, 1989); Tl: Tlapacoya (Lambert, 1986; incluye sus unidades), y los núcleos A-B, C y D.

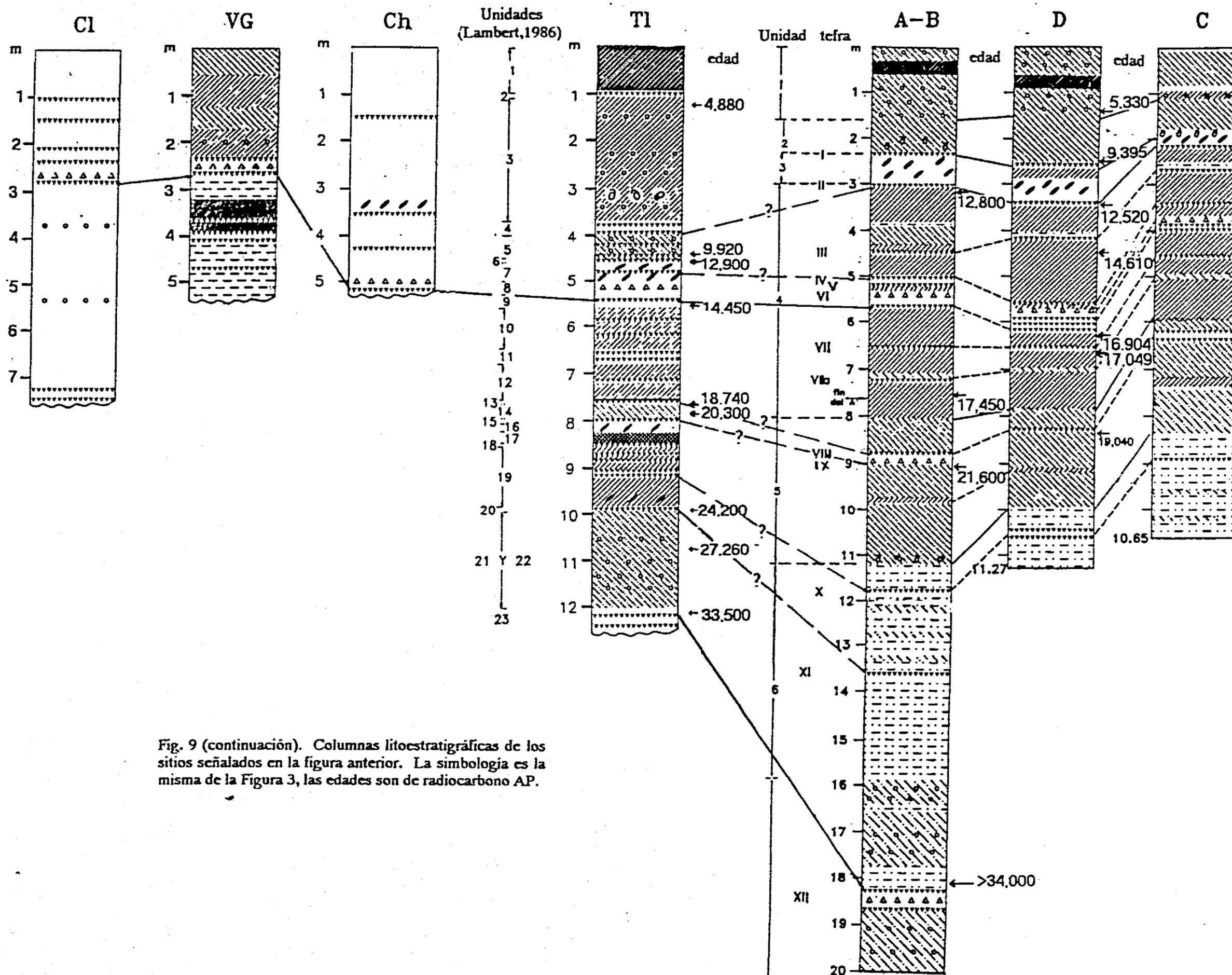


Fig. 9 (continuación). Columnas litoestratigráficas de los sitios señalados en la figura anterior. La simbología es la misma de la Figura 3, las edades son de radiocarbono AP.

Otro marcador es la llamada "pómez con andesita", fechado a partir de una muestra de suelo subyacente colectada en las excavaciones de Tlapacoya en 14,450 +/-100 años antes del presente (García-Bárcena, 1986). La llamada "gran ceniza basáltica" (Lambert, 1986; Bradbury, 1989), fechada en Tlapacoya por radiocarbono, a partir de suelos que hacia arriba la limitan, posterior a 33,500 años antes del presente (Lambert, 1986) es otro de los marcadores estratigráficos empleados. No se indica en ninguno de los reportes el tipo de análisis a partir del cual establecen la composición petrográfica.

De acuerdo con las columnas estratigráficas y las edades determinadas en la Subcuenca de Chalco y sur de Texcoco, es posible establecer correlaciones entre los depósitos descritos (Fig.9). Las referencias a las unidades del Cerro de Tlapacoya corresponden a las descripciones de Lambert (1986) y Limbrey (1986), las del sur de Tlapacoya a Bradbury (1989), y las referencias al centro de Chalco corresponden a las descripciones litoestratigráficas presentadas en este trabajo. La columna de Cruz del Lago corresponde a González-Quintero y Fuentes-Mata (1980) y la de Iztapalapa a Ortega-Guerrero (en preparación).

- Las unidades 1 y 2 aquí descritas corresponden a las unidades 1 a 3 descritas en Tlapacoya. En ninguno de los núcleos se reconoce la llamada "pómez marcadora superior" reportada en el borde de este cerro y al sur del mismo. La Unidad 4 de Tlapacoya contiene la llamada "pómez tripartita", cuyo espesor fué determinado por Bloomfield en 0.08 m, así como otros depósitos de cenizas que probablemente corresponden a material redepositado, de acuerdo al mismo autor. Es probable que este marcador corresponda a la Tefra II del centro de Chalco, que tiene un espesor promedio de 0.10 m y una edad menor a 12,520 años A.P. Bloomfield y Valastro (1977) ha sugerido que esta ceniza es producto de la actividad del Nevado de Toluca. No es posible correlacionar la Tefra I del centro de Chalco en Tlapacoya.

- En las unidades 5 y 7 de Tlapacoya existen tefras que podrían corresponder a las Tefras III y IV del centro de Chalco, aunque es difícil precisar a cuál de ellas corresponden. La Tefra VI del centro de Chalco constituye el depósito más notable cortado en los sondeos (de 0.35 m de espesor), cuya edad es, de acuerdo a los fechamientos aquí realizados en una muestra de material que le subyace, menor a 16,904 años A.P. Aunque fechada con una edad menor en Tlapacoya, la "pómez con andesita" (14,450 años) corresponde por sus características litológicas y su posición estratigráfica a la Tefra VI. En el sur de Tlapacoya fué reconocida a 5 m de profundidad. En el sur de la Subcuenca de Texcoco está presente un depósito de las mismas características a una profundidad cercana a 2.50 m tanto en Cruz del Lago como en Iztapalapa, y aunque se carece de fechamientos en estos sitios, se considera que constituye la misma tefra. Mooser (1967) ha sugerido que este depósito es producto de una erupción del Popocatepetl, y por el tamaño de los fragmentos y el espesor se ha apoyado (Lambert, 1986) la idea de que efectivamente sea producto de la actividad en la Sierra Nevada.

- Sólo es posible establecer una correlación tentativa entre las unidades 10 a 20 de Tlapacoya y las unidades 4 a 6 del centro de Chalco a partir de las tefras y sus edades relativas. La Unidad 7 de Chalco posiblemente corresponda a las unidades 21 y 22 de Tlapacoya, ya que ambas presentan limos con abundantes gravas altamente alteradas. Las excavaciones de Tlapacoya cortaron en la base una ceniza gruesa de color negro a la que se le asignó una edad mayor a 33,500 años, denominado "gran ceniza basáltica". La Tefra XII cortada en el Núcleo B del centro de Chalco, de espesor de 0.42 m, tiene una edad mayor a 34,000 años, corresponde a esta "gran ceniza basáltica". Se desconoce el centro emisor de esta acumulación volcánica, sin embargo Robin y Boudal (1987) reconocieron la existencia de un evento bezymiano, fechado entre 30,000 y 50,000 años antes del presente que removió la cima del Popocatepetl primitivo, que posiblemente sea el origen de la Tefra XII (o "gran ceniza basáltica").

## CONCLUSIONES

A partir de la revisión de las columnas recuperadas por los cuatro núcleos se reconocen siete unidades estratigráficas en las que quedan incluidas 17 tefras. La actividad volcánica, presente a lo largo de los cortes, tiene una mayor expresión en la Unidad 4, en donde en conjunto sus acumulaciones presentan un espesor de 0.95 m. En general, las tasas de sedimentación son bajas, entre 0.21 y 0.80 mm/año. El intervalo máximo recuperado en las perforaciones realizadas, correspondiente al Núcleo B (26 m), cubre un periodo aproximado de 45,000 años A.P. No es posible con los fechamientos disponibles precisar la edad mínima de los depósitos, pero de acuerdo a las tendencias en las tasas de sedimentación, es probable que los depósitos localizados a un metro de profundidad en los núcleos recuperados en el centro del lago tengan una edad cercana a 3,000 años de radiocarbono AP.

Sin utilizar en este trabajo los nombres informales con que han sido descritas varias tefras (pómez tripartita, pómez con andesita y gran ceniza basáltica), se reconocen en los núcleos perforados acumulaciones volcánicas que correlacionan por su edad a estos marcadores. La Tefra II (menor a 12,520 años) corresponde a la "pómez tripartita" (de edad 11,600 años, aproximadamente). La Tefra VI corresponde a la "pómez con andesita", a pesar de que existe una divergencia cercana a 2,500 años en las edades mínimas determinadas para ella en Tlapacoya y en este trabajo. Esta acumulación ha sido reconocida también en la subcuenca de Texcoco. El depósito volcánico más antiguo registrado tanto en los cortes de Tlapacoya como en los núcleos de este trabajo es la Tefra XII, llamada en Tlapacoya "gran ceniza basáltica". Aunque la fuente de estas tefras no ha sido confirmada, ha sido sugerido que la tripartita proviene del Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1977), y la pómez con andesita del Popocatepetl (Mooser, 1967). Es posible que la Tefra XII sea producto del Popocatepetl, de acuerdo a la

actividad explosiva reconocida en este estratovolcán (Robin y Boudal, 1987) entre 30 y 50 mil años antes del presente.

## AGRADECIMIENTOS

Los fechamientos radiométricos realizados en la Universidad de Waterloo, Canadá, fueron gentilmente proporcionados por el Dr. Barry Warner. Los realizados por Geochron Laboratories de Krueger Enterprises, Inc. son parte del 1991 Research Award Program obtenido en la categoría de  $^{14}\text{C}$  por la autora. Las determinaciones de pérdida por ignición fueron elaboradas por la Biol. Susana Sosa y por el Ing. Teodoro Hernández, de los institutos de Geología y Geofísica de la UNAM, respectivamente. Los análisis químicos fueron realizados por Dr. R. Hansen, de la Universidad de Trier, RFA.

## REFERENCIAS

- Arnold, J.R. y Libby, W.F. 1951. Radiocarbon dates: Science (EUA), v.113, no.2927, pp.111-120.
- Bayes, T. 1763. An essay towards solving a problem in the doctrine of chances, Philos. Trans., v. 53, p. 370.
- Benhumea-León, M. y Vázquez-Contreras, A. 1988. Estudios geofísicos del Valle de México, Comisión Federal de Electricidad, México, 60 pp.
- Bloomfield, Keith and Valastro, Salvatore. 1974. "Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central Mexico", Geol. Soc. America Bull., v.85,p.901-906.
- Bloomfield, Keith and Valastro, Salvatore. 1977. "Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico", Institute of Geological Sciences, Overseas Geol. Miner. Resour. No. 46, 15 pp., London.
- Bradbury, J.P. 1986. Paleolimnología del Lago de Chalco, México. El medio ambiente litoral, en: Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco (Lorenzo, J.L y Mirambell, Lorena, coordinadores), Inst. Nal. Antr. e Historia, Serie Prehistoria, Colección Científica, v.155, pp.167-172.
- Bradbury, J.P. 1989. Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico, Quat. Sci. Rev.,v.8,p.75-100.
- García-Bárcena, J. 1986. Algunos aspectos cronológicos, en: Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco (Lorenzo, J.L y Mirambell, Lorena, coordinadores), Inst. Nal. Antr. e Historia, Serie Prehistoria, Colección Científica, v.155, pp.219-224.
- González-Quintero, L. y Fuentes-Mata, M. 1980. El Holoceno de la porción central de la Cuenca del Valle de México, en: México, D.F., III Coloq. Paleobot. Palinol., Memorias., Inst. Nal. Antr. e Historia, Colección Científica Prehistoria, 86, 113-132.
- Haynes, Vance. 1967. Muestras de  $\text{C}^{14}$  de Tlapacoya, Edo. de México, Inst. Nal. Antropol. e Historia, Boletín no. 29, pp. 49-52.

- Lambert, Wayne. 1986. Descripción preliminar de los estratos de tefra de Tlapacoya I, en: Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco (Lorenzo, J.L y Mirambell, Lorena, coordinadores), Inst. Nal. Antr. e Historia, Serie Prehistoria, Colección Científica, v.155, pp.77-100.
- Limbrey, Susana. 1986. Análisis de suelos y sedimentos, en: Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco (Lorenzo, J.L y Mirambell, Lorena, coordinadores), Inst. Nal. Antr. e Historia, Serie Prehistoria, Colección Científica, v.155, pp.67-76.
- Liddicoat, J.C. y Coe, R.S. 1986. Paleomagnetismo en sedimentos del Cuaternario en la Cuenca de México, en: Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco (Lorenzo, J.L y Mirambell, Lorena, coordinadores), Inst. Nal. Antr. e Historia, Serie Prehistoria, Colección Científica, v.155, pp.101-108.
- Mooser, Federico. 1967. Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años, Inst. Nal. Antr. e Historia, México, Boletín 30, p.12-15.
- Niederberger, Christine. 1976. Fechas de radiocarbono, Inst. Nal. Antropol. e Historia, Colección Científica Arqueología no. 30, pp. 47-49.
- Olsson, I.U. 1970. Radiocarbon variations and absolute chronology, (Nobel Symposium 12), Jhon Wiley and Sons, Inc, New York.
- Robin, Claude and Boudal, Christian. 1987. A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl, Jour. Vol. Geoth. Res., No.31, p.115-130.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Chávez-Segura, R. E. 1991. Gravity modeling of lake basin structure: the lakes of Xochimilco and Chalco, Southern basin of Mexico. Soc. Expl. Geophys. Annual Meeting Proceedings SEG.
- Vincent, C.H. 1988. Treatment of discrepancies in radiocarbon dating. Radiocarbon, v. 30, no. 2, pp. 157-160.

## SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA EN SEDIMENTOS DEL LAGO DE CHALCO, CENTRO DE MEXICO: CORRELACION ENTRE NUCLEOS E IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

*Beatriz Ortega Guerrero*  
(*Lab. Paleomagnetismo,*  
*Instituto de Geofísica, UNAM*)

### RESUMEN

SE ANALIZAN LOS REGISTROS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (K) DE CUATRO NÚCLEOS (A, B, C Y D) CORTADOS EN EL LAGO DE CHALCO, CUENCA DE MÉXICO, CON EL PROPÓSITO DE VERIFICAR LA DISTRIBUCIÓN LATERAL DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS. LA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA CORTADA EN CUATRO NÚCLEOS CONTIENE VARIAS TEFRAS QUE PERMITEN ESTABLECER UNA CORRELACIÓN GENERAL CONFIABLE A TRAVÉS DE LOS DEPÓSITOS LACUSTRES. SE RECONOCEN 9 MÁXIMOS EN LOS VALORES DE K NO RELACIONADOS A TEFRAS QUE SON ASOCIADOS A VARIACIONES AMBIENTALES REGIONALES Y QUE PUEDEN SER UTILIZADOS COMO HORIZONTES MARCADORES. EL EMPLEO DE REGISTROS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (K) EN LOS CUATRO NÚCLEOS HA INCREMENTADO LA RESOLUCIÓN DE LAS CORRELACIONES LATERALES. LA K EN COMBINACIÓN CON REGISTROS DE PÉRDIDA POR IGNICIÓN (PPI) SE UTILIZA PARA DETERMINAR DE MANERA PRELIMINAR LAS VARIACIONES EN LAS CONDICIONES PALEOAMBIENTALES. LAS FLUCTUACIONES DE ESTOS DOS PARÁMETROS PARECEN REFLEJAR CAMBIOS EN LA EXPANSIÓN DE LA COBERTURA VEGETAL Y EL RÉGIMEN DE EROSION. EN LA PARTE INFERIOR DE LA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA RECUPERADA SE RECONOCE UNA TENDENCIA HACIA CONDICIONES PROGRESIVAMENTE ESTABLES EN LA CUENCA, APROXIMADAMENTE ENTRE 45,000 Y 34,000 AÑOS DE RADIOCARBONO A.P. ENTRE 34,000 Y 31,500 SE DISTINGUE UNA EPOCA DE PRONUNCIADA EROSIÓN ASOCIADA AL MÁXIMO GLACIAL ESTIMADO ENTRE 36,000 Y 32,000 AÑOS AP. ENTRE 31,500 Y 20,000 AÑOS AP EXISTEN PERIODOS ALTERNADOS DE EROSIÓN PROLONGADA Y ESTABILIZACIÓN DE LAS CONDICIONES. EN LOS ÚLTIMOS 20,000 AÑOS SE REGISTRAN CAMBIOS AMBIENTALES RÁPIDOS Y DRÁSTICOS, ASOCIADOS A UNA INTENSA ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y A CAMBIOS EN EL RÉGIMEN DE EROSIÓN. EL INCREMENTO EN LOS VALORES DE K HACIA LA CIMA DE LOS CUATRO SONDEOS INDICA LA FORMACIÓN DE MINERALES FERRIMAGNÉTICOS, QUE ESTAN RELACIONADOS A PROCESOS DE FORMACIÓN DE SUELOS O A ACTIVIDADES ANTRÓPICAS.

### INTRODUCCION

En la porción centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana se localiza la Cuenca de México, una estructura geomorfológica con un parteaguas cerrado y una extensa planicie de 8,000 km<sup>2</sup> cuya altitud mínima es de 2,240 m snm. Esta cuenca ha sido formada por una compleja serie de procesos, en los que la actividad volcánica ha sido dominante (Bloomfield y Valastro, 1974; Mooser, 1975, 1975; Robin y Boudal, 1987; Nixon, 1987; entre otros). A partir del cierre de la cuenca se desarrolló un sistema de lagos, en el cual el Lago de Chalco (99°00'W, 19°15'N) ocupa la parte suroriental (Fig. 1).

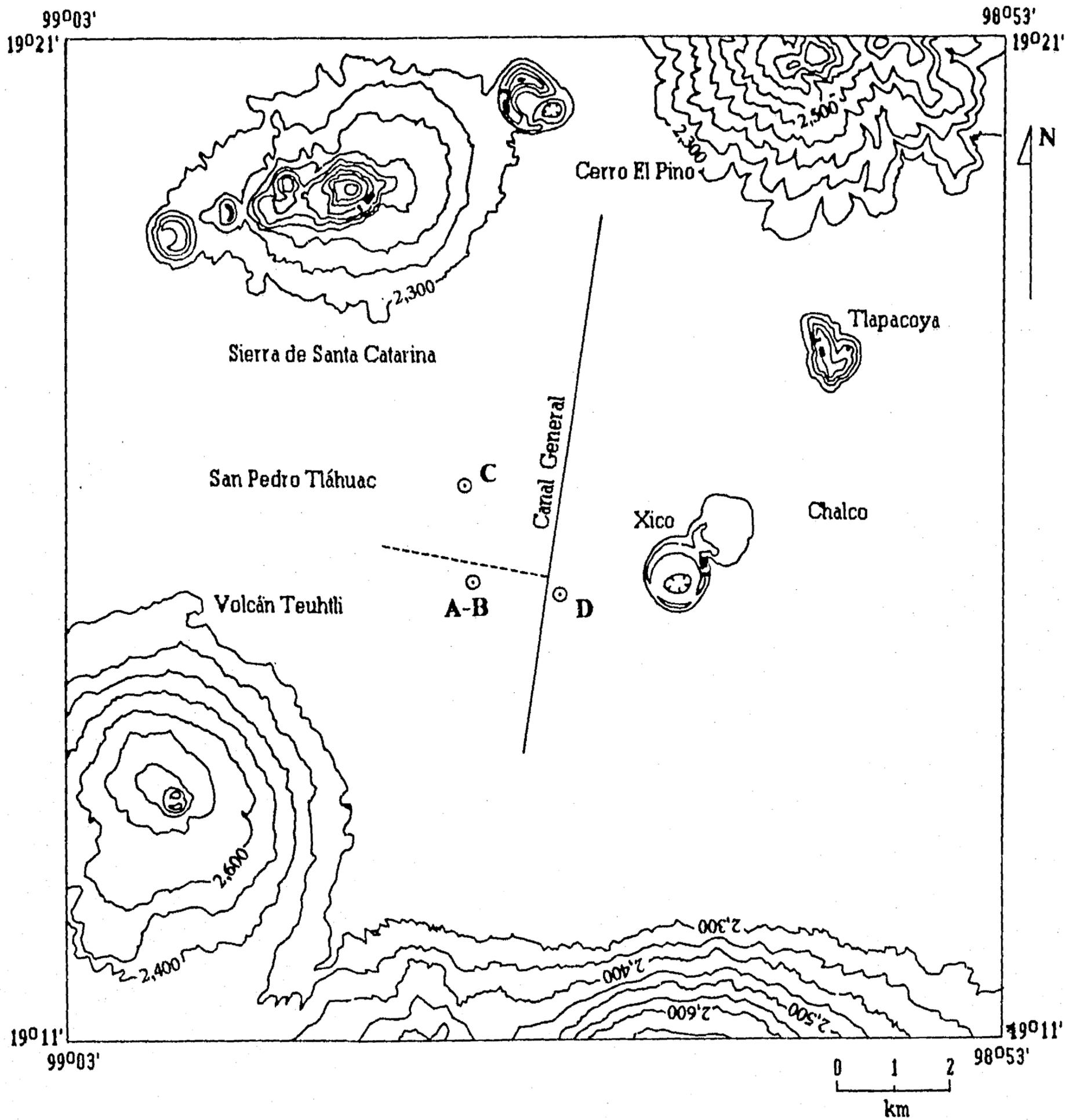


Fig. 1. Mapa de la subcuenca de Chalco con la localización de los núcleos.

La secuencia estratigráfica de los 26 m superiores en el Lago de Chalco fue determinada a partir de los sedimentos recuperados en un núcleo cortado en la parte central del lago, Núcleo B, y sus variaciones laterales han sido establecidas (Ortega-Guerrero, 1992) a través del análisis de los depósitos recuperados en los núcleos A, C y D (Fig. 1). Estos depósitos cubren aproximadamente 45,000 años A.P., de acuerdo a la estimación elaborada a partir de edades de radiocarbono de cuatro horizontes del Núcleo B y ocho del Núcleo D (Ortega-Guerrero, *op. cit.*). Las tasas de sedimentación que se han calculado entre los intervalos fechados varían entre 0.21 y 0.80 mm/año.

En el presente trabajo se analizan los registros de susceptibilidad magnética de los cuatro núcleos con el propósito de verificar la distribución lateral y uniformidad de las unidades estratigráficas establecidas previamente y determinar si efectivamente la secuencia cortada en los sondeos centrales (A, B y D) puede ser considerada como representativa para los depósitos superiores del lago. Las principales unidades estratigráficas de las secciones cortadas, compuestas en su mayor parte por depósitos de limos de varios colores, pueden ser reconocidas lateralmente con relativa facilidad a través del lago por la existencia de tefras.

La susceptibilidad magnética es una medida de la concentración de minerales ferrimagnéticos en una muestra y en los sedimentos lacustres de la subcuenca de Chalco puede ser adecuadamente detectada en ejemplares con concentraciones tan bajas como 0.95% en peso de magnetita (Ortega-Guerrero, en preparación). El establecimiento de correlaciones entre núcleos dentro de un lago por medio de registros de susceptibilidad magnética ha sido anteriormente llevado a cabo con éxito en una amplia variedad de lagos (Thompson, 1973; Dearing *et al.*, 1981; Dearing, 1983; Sandgren *et al.*, 1990, entre otros), y ha demostrado ser un método no destructivo, sencillo y rápido en el establecimiento de comparaciones detalladas entre los núcleos. Los equipos disponibles en la actualidad permiten hacer mediciones tanto en ejemplares obtenidos a partir del submuestreo de los núcleos en el laboratorio como en el núcleo entero incluso durante el trabajo en campo.

Debido a que un porcentaje importante de la fracción magnética presente en los sedimentos lacustres ha sido transportado por las corrientes que drenan la cuenca, las variaciones en la concentración de estos minerales en el depósito es reflejo de cambios en el entorno. En numerosos sitios se ha documentado la relación entre variaciones de susceptibilidad magnética y cambios ecológicos y climáticos (Hallam *et al.*, 1973; Thompson *et al.*, 1975; Oldfield *et al.*, 1978; Thompson y Morton, 1979; Dearing y Flower, 1982; Oldfield *et al.*, 1983; entre otros). 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.

El grado de desarrollo de la cubierta vegetal en una cuenca puede ser indirectamente evaluada a partir de la cantidad de materia orgánica que se acumula en el lago. La pérdida por ignición (o calcinación) es una medida de la cantidad de materia orgánica presente en una muestra, que puede ser tanto autóctona como alóctona en un depósito lacustre. En este trabajo se evalúan, de manera preliminar, los registros de susceptibilidad magnética (**k**) y pérdida por ignición (**PPI**), determinados en el Núcleo B, en términos de variaciones en las condiciones ambientales.

## METODOLOGIA

Todos los núcleos obtenidos fueron perforados con un sistema no-rotativo tipo Livingston, de 8 y 5 cm de diámetro interior, en segmentos de 1 y 2 metros. Las longitudes de los núcleos son de 7.60 m (A), 26.00 m (B), 10.65 m (C) y 11.27 m (D). El submuestreo se efectuó en el laboratorio colectando ejemplares cada 15 mm en recipientes cúbicos de acrílico de 2.2 mm de sección, sellados con cera y pegamento tan pronto como fueron tomados para evitar la pérdida de agua. La susceptibilidad magnética ha sido medida en cada muestra con un sensor Bartington, y se expresa en unidades de volumen del Sistema Internacional (**k**). De esta manera, fueron medidas cerca de 3,500 muestras en total.

La pérdida por ignición (**PPI**) es una medida de la cantidad de materia orgánica presente en una muestra. Esta fue determinada en muestras tomadas cada 100 mm en el Núcleo B (el más profundo), secadas a 80°C durante 18 horas y posteriormente calentadas a 500°C durante una hora.

## RESULTADOS

Las columnas estratigráficas de los cuatro núcleos se presentan de manera resumida en la Figura 2. En la Figura 3 se muestran los registros de **k** para cada uno de los núcleos en escala logarítmica contra profundidad, y en la Figura 4 la totalidad del registro de **k** del Núcleo B con los resultados de **PPI**.

En general se observa una relación inversa entre los valores de **k** y **PPI**; la actividad volcánica, intensa en los cuatro metros superiores, ha alterado fuertemente el registro limnológico. Los valores más altos de **k** están relacionados a dieciseis tefras cortadas en el núcleo, cuyos valores máximos se presentan en la Tabla 1. Los resultados obtenidos se detallan a continuación.

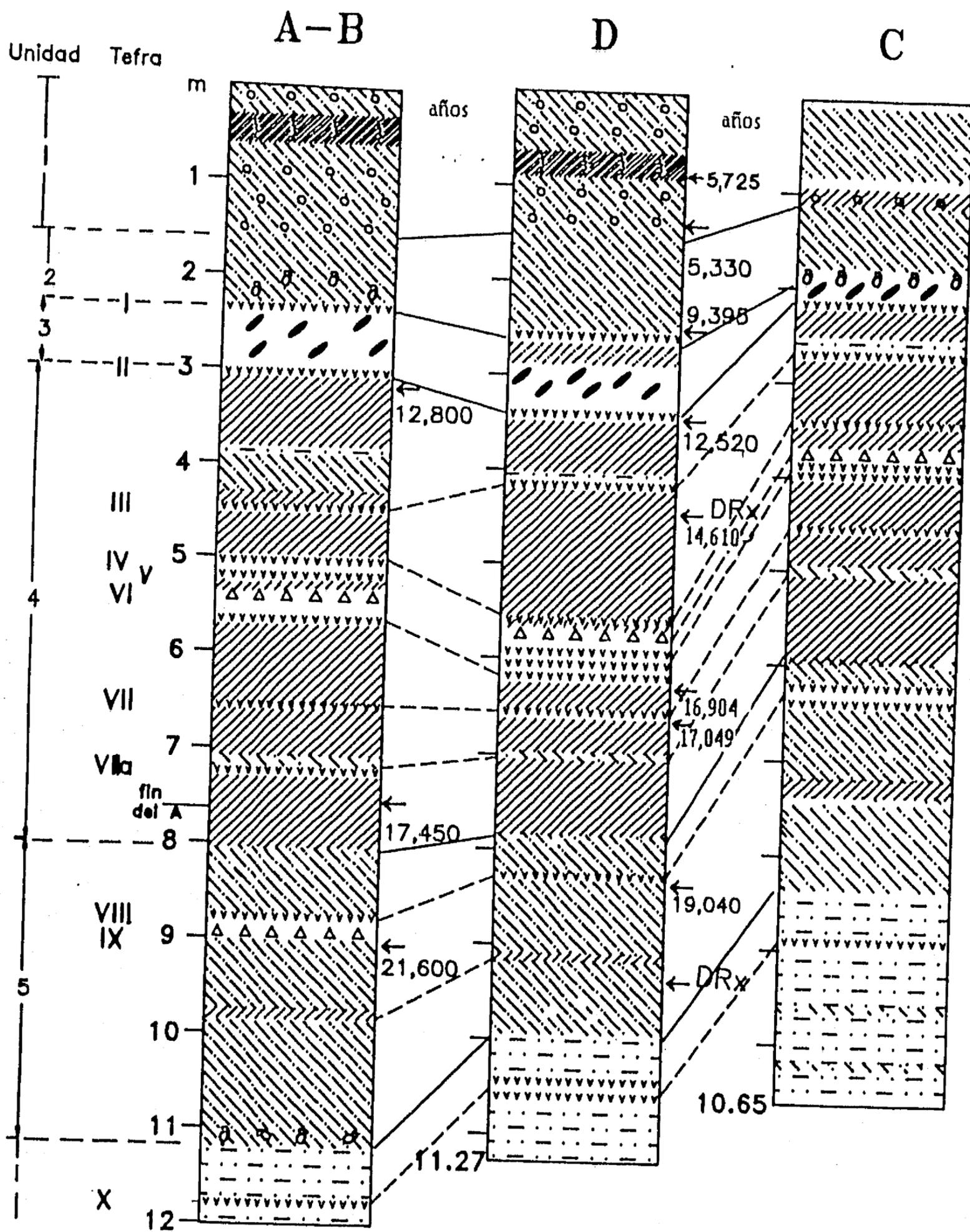


Fig. 2. Columnas litoestratigráficas de los cuatro núcleos cortados en el Lago de Chalco (simbología en la página siguiente)

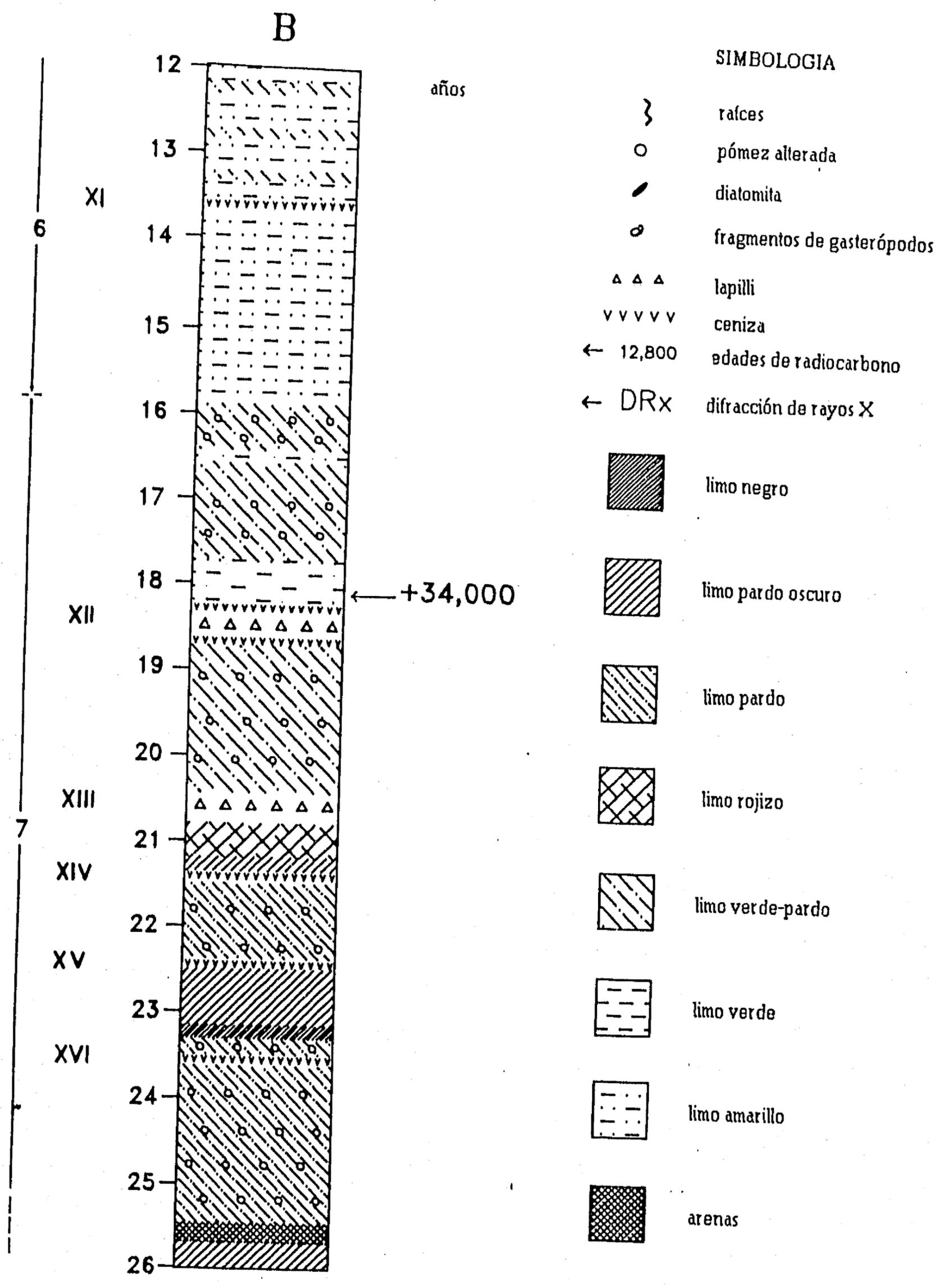


Fig. 2. (continuación)

Tabla 1. Valores de  $k$  ( $Sl \times 10^{-5}$ ) medidos en las tefras cortadas en los cuatro sondeos.

Tefra	A	B	D	C	edad aproximada (años de $^{14}C$ AP)
I	29	37	44	49	9,500
II	7	16	14	20	12,500
III	34	22	106	74	14,000
IV	89	74	58	81	?
V	97	38	60	97	?
VI	85	74	142	112	< 16,800
VII	133	136	159	131	17,000
VIIa	24	46	6	12	18,000 (?)
VIII	-	133	130	74	19,000
IX	-	56	8	32	20,500(?)
X	-	47	34	28	25,000 (?)
XI	-	119	-	-	28,000 (?)?
XII	-	484	-	-	35,000 (?)
XIII	-	21	-	-	?
XIV	-	51	-	-	?
XV	-	21	-	-	?
XVI	-	sin medir	-	-	?

#### Unidad 7

En esta unidad, de espesor mínimo de 10 m, quedan incluidas las tefras XII a XVI, siendo la Tefra XII la más notable por sus valores de  $k$  y su espesor (60 cm). Debido a problemas de muestreo, no se cuenta con el registro de  $k$  comprendido entre 23.40 y 24.40 m de profundidad, donde está incluida la Tefra XVI. En los dos metros inferiores los valores de  $k$  varían ligeramente alrededor de 10 unidades, al igual que los de **PPI**. Entre 23.70 y 22.60 m se observa un ligero aumento en **PPI**, que varía entre 10 y 20%, y corresponde a una disminución en  $k$  casi diez veces menor. Entre 22.60 y 20.70 m las acumulaciones volcánicas controlan las fluctuaciones de ambos valores. Debajo de la Tefra XII se cuenta en algunas partes con dos o tres valores de  $k$  para el mismo horizonte, debido a que en esta zona fueron tomados varios núcleos traslapados. Entre las tefras XIII y XII los valores de  $k$  varían entre 1 y 10 unidades en tanto el **PPI** permanece casi constante, 20%, con un máximo a 19.80 m, donde alcanza 40%. Hacia la cima de esta unidad permanece constante  $k$  entre dos y cuatro decenas, con máximos no asociadas a tefras entre 16.85 y 16.50 m de profundidad, en tanto que en el mismo intervalo **PPI** varía de 7 a 12%, con mínimos de 3% en la zona de altos valores de  $k$ .

#### Unidades 6 y 5

En términos generales los valores de  $k$  en el intervalo comprendido en estas unidades son más o menos constantes, bajos, con máximos asociados a las tefras VIII a XI. Existen valores máximos a 14.20, 12.70, 10.90 y 8.60 m que no están asociados a tefras. Hacia la cima de la Unidad 5 hay una notable

disminución en  $k$ , cuya tendencia se mantiene hacia a la unidad superior. Los valores de **PPI** varían entre 8 y 20%, con un solo máximo a 10 m de profundidad, donde se registra 45%.

#### Unidad 4

En ésta se presentan los valores más bajos de  $k$  registrados, de alrededor de  $1 \times 10^{-5}$  SI, con mínimos a 7.50, 7.00 y 3.40 m, y máximos no asociados a tefras a 3.25 m. Como consecuencia de la existencia de seis tefras en esta unidad, también se presentan los valores más altos, que varían de 22 a 136, este último en la Tefra VII. Sin tomar en consideración los valores de las tefras, existe un aumento gradual de la base hasta una profundidad de 6.20 m, por arriba de esta profundidad la perturbación volcánica es mayor y obscurece el registro limnológico. De 4.4 a 3.40 m hay una leve disminución en los valores, con variaciones cíclicas de amplitud baja y frecuencia alta. De manera inversa a los valores de  $k$ , los porcentajes de **PPI** son los más altos registrados en el núcleo. En la parte inferior de la unidad los valores son moderados, entre 10 y 18%, y aumentan arriba de los 7.4 m de profundidad, donde alcanzan valores entre 20 y 60%. Por arriba de la Tefra IV se mantienen constantes entre 30 y 40%. Los mínimos que se registran corresponden a la zona de tefras. La Tefra VIIa sólo pudo ser detectada en los núcleos C y D a partir de la medición de  $k$ , ya que en el reconocimiento estratigráfico no se observó.

#### Unidad 3

Los valores en esta unidad presentan valores de  $k$  bajos, menores a  $1 \times 10^{-5}$  SI. Los valores mayores se deben a contaminación por material de otros niveles, alteración que se observa en el corte de los núcleos, y no corresponden al material original de la capa. En esta zona los valores de **PPI** fluctúan entre 6 y 9%, y debido a que en más de 90% esta unidad está formada por diatomita es la única unidad en la que tanto los valores de  $k$  como de **PPI** son bajos.

#### Unidades 2 y 1

En esta zona hay una variación cíclica en los valores de  $k$  de gran amplitud, que varía de 0.4 a  $20 \times 10^{-5}$  SI. Los máximos están a 2.00, 1.30, 0.90 y 0.20 m, en tanto que los mínimos se localizan a 2.20, 1.55, 1.10 y 0.50 m. La Tefra I no fué observada directamente en el Núcleo C, y sólo fué reconocida a través de la medición de  $k$ . El porcentaje de **PPI** aumenta gradualmente desde la base, donde presenta 10%, hasta 0.70 m, en donde hay un máximo 50%, a partir del cual baja rápidamente hasta 10% a los 0.35 m, recuperándose hacia la cima hasta alcanzar 20%. Debido a dificultades en la extracción del primer metro del Núcleo C, no se cuenta con la información correspondiente. En los registros donde se tiene información de la cima de la columna litoestratigráfica, es notable el aumento de  $k$  hacia la superficie en los 0.60 m superiores.

## CORRELACION

Los resultados de  $k$  de los núcleos A, C y D que se muestran en la Figura 3 han sido transformados a la misma escala de profundidad del Núcleo B, utilizando para ello las tefras como niveles de referencia. Los cuatro sondeos revelan una estrecha correlación y no se observa ausencia de unidades enteras. Hay discrepancias menores entre los sondeos A, B y D en cuanto a variación en los espesores, diferencia que se incrementa respecto al Núcleo C, en donde en general se observa una disminución en el espesor de las unidades (Fig. 2). Esta variación en los espesores puede deberse a diferencias en la tasa de sedimentación, que pudo haber sido menor en el Núcleo C. Sin embargo es más probable que esta variación se deba a que el sondeo C se localiza en una parte más cercana al borde del lago que los restantes, y por lo tanto más sensible a las fluctuaciones del nivel del agua, mismas que durante periodos relativamente más largos dejaron expuesta esta parte de lo que pudiesen haber estado los sitios donde se perforaron los sondeos A, B y D, y los procesos erosivos hayan actuado con mayor intensidad, eliminado parte del registro estratigráfico. De lo anterior se desprende que los núcleos A, B y D resultan ser mejores para aquellos estudios donde se requiera de un registro estratigráfico lo más completo posible.

La correlación entre los registros de  $k$  de los cuatro sondeos ha mejorado la estimación de la misma hecha a partir de la columna estratigráfica. La existencia de las tefras I, VIIa y IX en el Núcleo C, y VIIa y IX en el Núcleo D solamente pudo ser detectada a través de la medición de susceptibilidad magnética.

Se han reconocido en los cuatro perfiles de susceptibilidad magnética, además de las tefras observadas en la columna estratigráfica, varios máximos no asociados a cenizas volcánicas que pueden ser utilizados como horizontes marcadores a través de la cuenca, designados con letras griegas  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\chi$ ,  $\delta$ ,  $\epsilon$ ,  $\phi$ ,  $\gamma$ ,  $\eta$  e  $\iota$  (Fig. 3). Debido a que estos oscilantes valores de susceptibilidad se correlacionan bastante bien entre todos los sondeos, es altamente posible que estén estrechamente relacionados con cambios en las condiciones paleoambientales regionales y no a efectos locales aislados dentro de la cuenca. Las diferencias en los valores de  $k$  de los horizontes marcadores registrados en cada uno de los núcleos puede ser explicada en términos de variaciones en la cantidad de granos magnéticos en los sedimentos, el tamaño de los mismos o a alteraciones químicas posdeposicionales que puedan haber sufrido los minerales ferrimagnéticos y paramagnéticos originales (Thompson, *et al.*, 1975; Oldfield *et al.*, 1978).

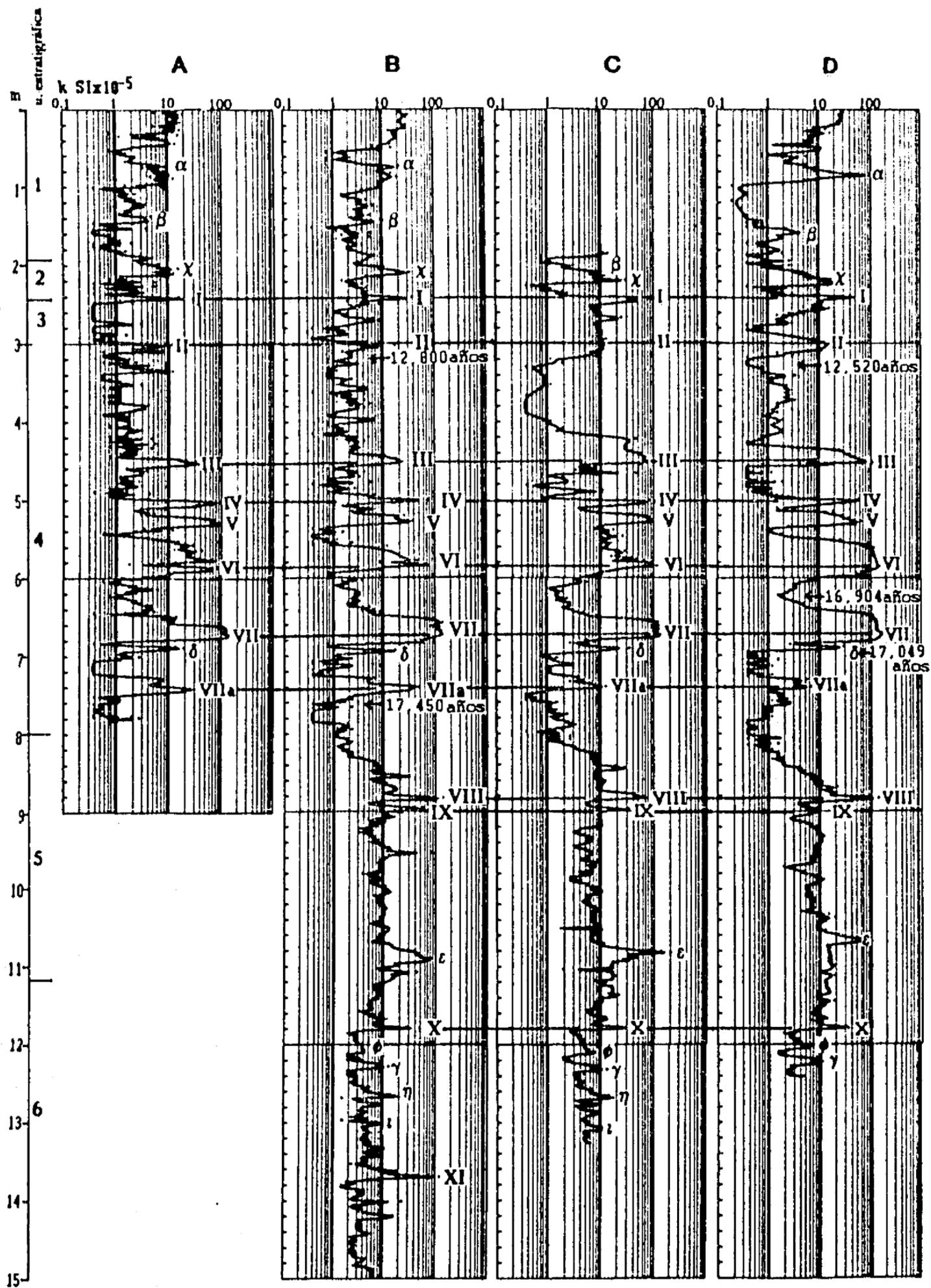


Fig. 3. Registros de susceptibilidad magnética ( $k$ ) de los núcleos cortados en el Lago de Chalco, los valores se expresan en unidades de volúmen en Sistema Internacional ( $SI \times 10^{-5}$ ) en escala logarítmica. La escala de profundidad de los núcleos A, C y D está construída de acuerdo a la profundidad de las tefras (I a X) en el Núcleo B. Las letras  $\alpha$  a  $\iota$  señalan los máximos no asociados a tefras utilizados como marcadores estratigráficos. La profundidad de las unidades estratigráficas es aquella a la que se encuentran en el Núcleo B. Las edades indican años de radiocarbono A.P. (Ortega-Guerrero, 1992)

## INTERPRETACION DE LOS DATOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA E IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

Los resultados de **k** y **PPI** a lo largo de los 26 m analizados del Núcleo B (Fig. 4) muestran una notoria correlación inversa contemporánea: cada máximo de susceptibilidad corresponde a un mínimo de pérdida por ignición, tanto los máximos de **k** que están asociados a las tefras como aquellos que no lo están. Este patrón indica que la acumulación de la fracción mineralógica en el lago está en relación directa con la extensión de la cobertura vegetal en el entorno.

Los espesores de las tefras medidos en la sección estratigráfica son en todos los casos menores a sus expresiones en los perfiles de **k**, donde aparentemente la cima de cada una de ellas parece estar en niveles superiores de lo observado en la columna estratigráfica. Esto refleja que después del depósito de la tefra tanto en el lago como fuera de él, las corrientes que drenan la cuenca siguieron aportando de manera decreciente el material volcánico que recientemente había sido depositado.

Las inferencias paleoambientales hechas hasta poco antes del depósito de la Tefra X se basan únicamente en la información del Núcleo B, ya que no existe traslape para niveles inferiores de esta tefra en los cortes restantes. Aunque falta la información en el intervalo comprendido entre 23.4 y 24.4 m, se observa una tendencia en la parte inferior de la unidad estratigráfica 7 a valores progresivamente menores de **k** hasta 18.6 m, donde el registro limnológico se vé interrumpido por el depósito de la Tefra XII. En este intervalo el registro también se vé temporalmente alterado por la acumulación de las tefras XVI a XIII. El continuo incremento de las condiciones propicias para la producción biótica en el entorno y el lago mismo, reflejado en los valores de **PPI**, que aumentan de 10% en la base del núcleo hasta 32% a 18.6 m de profundidad, con máximos de 55% a 19.8 m y 35% a 24.1 m de profundidad, sugiere que durante un tiempo prolongado (probablemente 10,000 años, entre 45,000 [?] y 35,000 [?] años AP) no hubo cambios drásticos importantes de larga duración que afectaran el lago. La tendencia a disminuir en los valores de **k** puede sugerir condiciones de tirantes de agua cada vez mayores, donde los valores mínimos correspondan al depósito de partículas muy finas (tamaño arcilla) en aguas relativamente más profundas.

Posteriormente al depósito de la Tefra XII, cuya edad podría ser cercana a 35,000 años de radiocarbono (Tabla 1), se restablecen las condiciones de productividad en el lago existentes antes de esta emisión volcánica, como se observa en el intervalo comprendido entre 18.0 y 17.85 m de profundidad. Sobre este nivel y hasta la cima de la Unidad 7 (15.9 m de profundidad,  $\approx$  31,500 [?] años A.P.) se manifiesta un cambio importante en las condiciones ambientales, disminuye notablemente el porcentaje de **PPI** y a su vez aumenta **k**. A 16.92, 16.72 y 16.45 m este esquema se vé localmente roto por la inversión de los valores, en donde se presentan cortas pero notorias disminuciones en los valores de **k**.

# Nucleo B

# Nucleo B

# Nucleo B

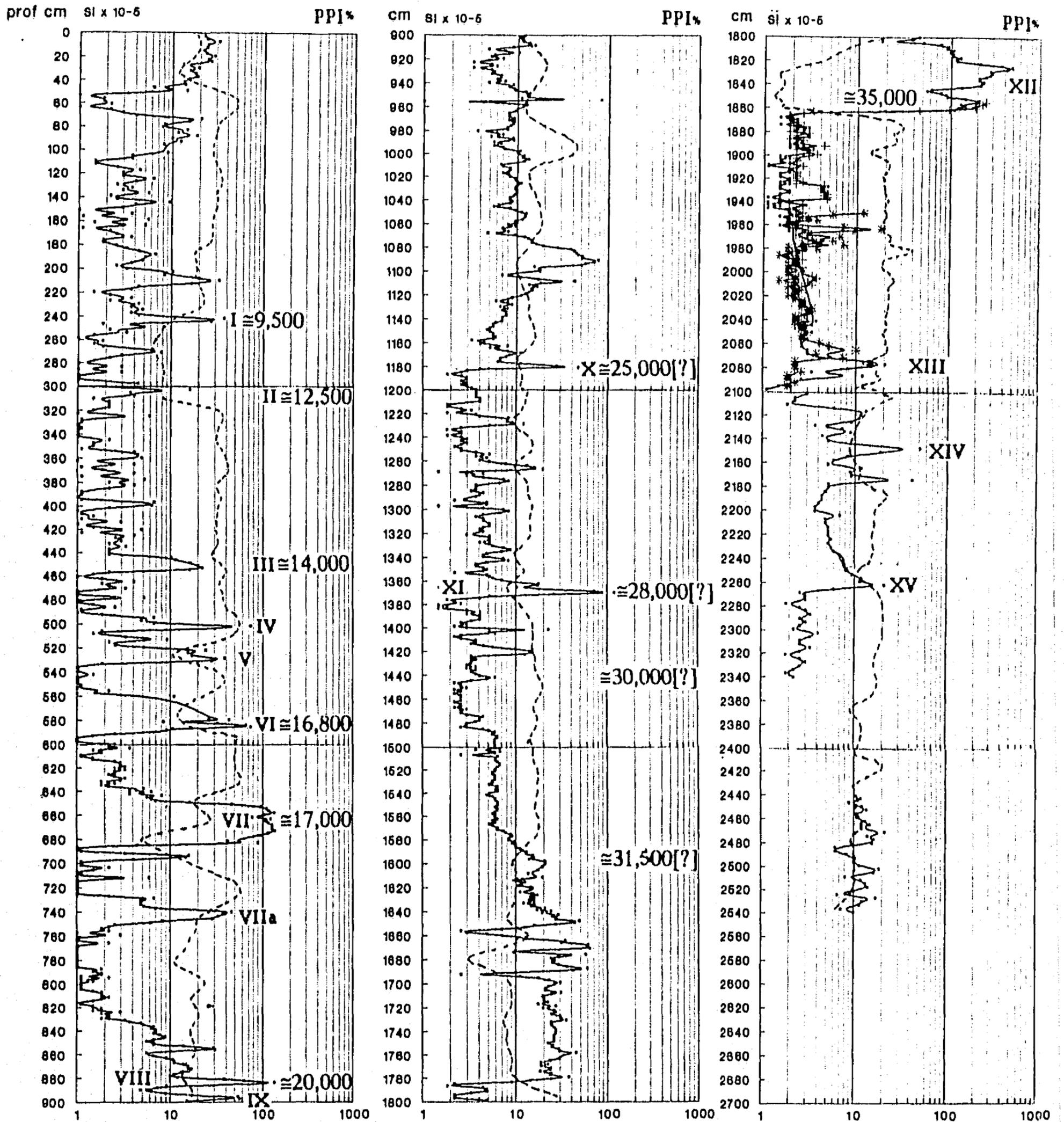


Fig. 4. Resultados de análisis de pérdida por ignición (PPI) en % (línea discontinua) y registro de susceptibilidad magnética (k, línea continua) del Núcleo B. Las edades han sido estimadas a partir de fechamientos previos de radiocarbono (Ortega-Guerrero, 1992). Los números romanos indican las tefras.

Heine (1984, 1988) ha estudiado la secuencia glacial del Cuaternario tardío en los grandes volcanes del centro de México, a partir de la cual reconoce un máximo glacial entre 36,000 y 32,000 años A.P. El aumento de  $k$  registrado en Chalco, interpretado como un aumento en el régimen erosivo asociado a una reducción de la cobertura vegetal, coincide con el máximo glacial propuesto (Heine, *op.cit.* ).

El límite establecido en la columna estratigráfica entre las unidades 6 y 7, a 15.9 m de profundidad ( $\cong$  31,500 años AP [?]), es casi coincidente con un cambio en las tendencias de los registros de  $k$  y PPI, en donde empiezan a disminuir los valores de  $k$  hasta 15.7 m, se mantienen constantes entre 15.7 y 14.85 m, y disminuyen nuevamente hasta 14.4 m de profundidad ( $\cong$  30,000 años [?]). Este comportamiento moderadamente constante de  $k$ , paralelo al restablecimiento de PPI, sugiere condiciones de estabilidad en la cubierta vegetal y probablemente niveles de agua cada vez más profundos.

Por arriba de esta zona de relativa estabilidad hay un periodo de cambios constantes en las condiciones ambientales, representados por fluctuaciones de gran amplitud y periodo corto en los registros de  $k$  y PPI. En esta zona, en el intervalo comprendido entre las acumulaciones de las tefras XI y X (entre 28,000 [?] y 25,000 [?] años AP), fueron reconocidos, en los tres perfiles que cortan este nivel, cuatro horizontes marcadores con máximos de  $k$  ( $\phi, \gamma, \eta$  e  $\iota$ ) que indican periodos de erosión más intensa y mayor arrastre de partículas al lago que podría estar asociado a variaciones en el régimen hidrológico de la cuenca.

En la parte inferior de la Unidad 5, sobre la anterior zona de constantes fluctuaciones, se presenta el más importante evento de aporte de partículas al lago, representado en todos los perfiles como el valor más alto de susceptibilidad no asociado a cenizas volcánicas, señalado con la letra  $\epsilon$  en los registros. Este evento debe corresponder a un cambio notable en las condiciones ambientales, manifestadas con una disminución drástica en la cubierta vegetal. Posteriormente a este evento, las fluctuaciones en las condiciones ambientales son mucho menos abruptas y perdura una época de relativa estabilidad ambiental brevemente alterada por el depósito de la Tefra IX. En el Núcleo B se registra en esta zona, a 10 m de profundidad, uno de los valores más altos de PPI (40%) registrados en el sondeo. Después del depósito de la Tefra VIII ( $\cong$  20,000 años) se presenta una disminución constante en los valores de  $k$ .

A lo largo de la Unidad 4, el registro limnológico se ve alterado constantemente por la actividad volcánica, y no es posible distinguir con claridad variaciones originadas por cambios climáticos mayores, aunque se reconoce en todos los registros un aumento en  $k$  antes de la aparición de la Tefra VII ( $\cong$  17,000 años) señalado con la letra  $\delta$ . A pesar de ello es posible suponer que la actividad biótica fue intensa debido a que se presentan altos valores de PPI (entre 30 y 40%), actividad interrumpida constantemente por las emisiones volcánicas.

Posterior a la Tefra III ( $\cong$  14,000 años) y hasta los 0.6 m de profundidad en todos los sondeos, se observa una serie de variaciones relativamente rápidas que no presentan un patrón que pueda ser comparado entre los registros, a excepción de los máximos señalados con las letras  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\chi$ . Es posible que las diferencias entre los registros en esta zona se deban a variaciones muy locales, lo que implica que en este tiempo hayan existido varios cuerpos de agua aislados, muy someros, con diferencias en el aporte de detríticos en cantidad y tamaño de grano. El segundo máximo glacial del Cuaternario tardío interpretado por Heine (1984, 1988) en el centro de México, alrededor de 12,000 años A.P., no tiene una expresión clara en el registro de  $k$ , sin embargo el máximo de susceptibilidad  $\chi$  podría corresponder al tercer máximo glacial propuesto por Heine (*op. cit.*) entre 8,500 y 10,000 años A.P.

En la parte superior de todos los registros, se observa un incremento en los valores de  $k$  puede ser explicado en términos de formación de minerales secundarios ferrimagnéticos, debido a procesos de formación de suelos, o como consecuencia de alguna actividad antrópica, como la quema de suelos (Tite y Mullins, 1971; Tite, 1972).

## CONCLUSIONES

Las conclusiones generales son:

El empleo de la susceptibilidad magnética en el establecimiento de horizontes marcadores incrementa la resolución que se pueda tener a partir de los establecidos en secciones estratigráficas.

La susceptibilidad magnética en combinación con otros parámetros, como los valores de pérdida por ignición, es un buen parámetro en las reconstrucciones preliminares de condiciones paleoambientales.

Con respecto a los resultados en el Lago de Chalco, las conclusiones son:

Se confirma que la secuencia estratigráfica de los núcleos A, B y D puede ser considerada como representativa de esta subcuenca.

El patrón de variación en los valores de  $k$  coincide muy cercanamente con las variaciones estratigráficas establecidas anteriormente.

Se reconocen nueve horizontes ( $\alpha$  a  $i$ ) que proporcionan elementos para una correlación más detallada entre los núcleos.

Las condiciones ambientales en la parte inferior de la sección cortada por el Núcleo B parecen corresponder a columnas de agua mayores que las registradas en la parte superior de los núcleos, en donde un continuo decremento en los valores de  $k$  parece corresponder a condiciones más estables en la cuenca.

Posterior al depósito de la Tefra XII ( $\approx$  35 mil años) existió un prolongado período de erosión, que coincide con el máximo glacial propuesto anteriormente entre 32,000 y 36,000 años A.P., seguido de otro periodo de estabilización en las condiciones ambientales, de acuerdo a lo registrado en el Núcleo B entre 14.4 m ( $\approx$  30 mil años [?]) y 18.0 m ( $<$  35 mil años).

El primer periodo registrado de cambios ambientales rápidos y drásticos se reconoce en los tres sondeos que cortan esta zona, arriba del depósito de la Tefra XI. Dentro de esta zona existe un importante evento que puede representar una notable disminución en la cubierta vegetal, misma que está asociada a un incremento en la erosión de la cuenca, de acuerdo a la identificación del marcador  $\epsilon$ . El reconocimiento en los registros de  $k$  de los tres sondeos más profundos de varios marcadores estratigráficos sugiere que los cambios asociados a los mismos estén relacionados a variaciones ambientales regionales y no a variaciones locales.

A este periodo de cambios rápidos le sigue un periodo de estabilización en las condiciones del lago, donde posiblemente los niveles de agua fueron relativamente altos.

En el intervalo comprendido entre las tefras VIIa y III el registro limnológico se ve oscurecido por la intensa actividad volcánica, sin embargo logra distinguirse una actividad biótica alta a través del registro de pérdida por ignición.

El registro obtenido posterior al depósito de la Tefra III ( $\approx$  14 mil años) constituye el segundo período de variaciones rápidas. La diferencia de los valores de  $k$  entre los sondeos para esta zona puede ser interpretada en términos de la existencia de varios cuerpos de agua muy someros, aislados, con diferencias en la cantidad y tamaño de los granos aportados. El máximo  $\chi$  puede corresponder al máximo glacial propuesto anteriormente entre 8,500 y 10,000 años A.P.

El incremento de  $k$  en la cima de los registros indica la formación de minerales ferrimagnéticos, que puede estar asociada a procesos de formación de suelos o a actividades antrópicas.

## REFERENCIAS

- Bloomfield, Keith. and Valastro, Salvatore. 1974. Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central México, Geol. Soc. Am. Bull. 1, v.85, pp.901-906.
- Dearing, J.A. 1983. Changing patterns of sediment accumulation in a small lake in Scania, southern Sweden, Hydrobiologia, v.103, pp.59-64.
- Dearing, J.A. y Flower, R.J. 1982. The magnetic susceptibility of sedimenting material trapped in Lough Neagh, Northern Ireland, and its erosional significance. Limnol. Oceanogr. v. 17, pp. 969-975.

- Dearing, J.A., Elner, J.K. y Haphey-Wood, C.M. 1981. Recent sediment flux and erosional processes in a welsh upland lake catchment based on magnetic susceptibility measurements, *Quat. Res.*, v.16, pp.356-372.
- Hallam, J.S., Edwards, J.N., Barnes, B. y Stuart, K.J. 1973. A late glacial Elk with associated barbed points from High Furlong, Lancashire. *Proc. Prehist. Soc.* v. 39, pp. 100-128.
- Heine, Klaus. 1984. The classical Late Weichselian climatic fluctuations in Mexico, en: *Climatic changes on a yearly to millennial basis* (N.A. Mörner y W. Karlén, eds.), D. Reidel, Dordrecht, pp.95-115.
- Heine, Klaus. 1988. Late Quaternary glacial chronology of the mexican volcanoes, *Die Geowissenschaften*, n.7, 197-205.
- Mooser, Federico. 1975. Historia geológica de la Cuenca de México, en: *Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, México*, Departamento del Distrito Federal, v.1, pp. 738.,
- Nixon, G.T. 1987. Contributions to the geology and petrology of the TransMexican Volcanic Belt (Ph. D. thesis): Vancouver, British Columbia, Univ. of British Columbia, 416 pp.
- Oldfield, F., Dearing, J.A., Thompson, R. y Garret-Jones, S.E. 1978. Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosion rates. *Polskie Archive. Hydrobiologia* v. 25, pp. 321-331.
- Oldfield, F., Dearing, J.A. y Battarbee, R.W. 1983. New approaches to recent environmental change. *Geog. J.* v. 149, pp. 167-181.
- Ortega-Guerrero, B. 1992. Estratigrafía de los sedimentos lacustres en el Lago de Chalco, Cuenca de México. este volumen.
- Robin, Claude. and Boudal, Christian. 1987. A gigantic bezymiantype event at the beginning of modern volcan Popocatepetl, *Jour. Vol. Geoth. Res.*1, v.31, pp.115-130.
- Sandgren, P., Risberg, J. and Thompson, R. 1990. Magnetic susceptibility in sediment record of Lake Ådran, eastern Sweden: correlation among cores and interpretation, *Jour. Paleolimnology*, v.3, pp.129-141.
- Tite, M.S. 1972. The influence of geology on the magnetic susceptibility of soils on archaeological sites, *Archaeometry* v. 14, no. 2, pp. 229-236.
- Tite, M.S. y Mullins, C. 1971. Enhancement of the magnetic susceptibility of soils on archaeological sites, *Archaeometry* v. 13, no. 2, pp. 209-219.
- Thompson, Roy. 1973. Palaeolimnology and palaeomagnetism, *Nature*, v.242, pp.182-184.
- Thompson, R., Battarbee, R.W., O'Sullivan, P.E. y Oldfield, F. 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnol. Oceanogr.* v. 20, pp. 687-698.
- Thompson, Roy y Morton, D.J. 1979. Magnetic susceptibility and particle-size distribution in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland. *J. Sed. Petrol.* v. 49, pp. 801-812.

## RECONSTRUCCION PALEOAMBIENTAL PARA EL PLEISTOCENO TARDIO Y HOLOCENO EN EL LAGO DE CHALCO, CUENCA DE MEXICO

*B. Ortega-Guerrero*  
*M. Caballero-Miranda*  
INSTITUTO DE GEOFISICA,  
UNAM

*S. Lozano-García*  
INSTITUTO DE GEOLOGIA,  
UNAM

### RESUMEN

SE ANALIZAN LAS VARIACIONES DEL REGISTRO DE POLEN, DIATOMEAS, SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y CALCINACIÓN EN UN NÚCLEO DE 8 M DE LONGITUD CORTADO EN EL CENTRO DEL LAGO DE CHALCO, CUENCA DE MÉXICO (19°30' N, 99°00' W). DIEZ FECHAMIENTOS DE RADIOCARBONO PROVENIENTES DE MUESTRAS DE SEDIMENTOS DE ESTE NÚCLEO Y DE OTRO CERCANO, INDICAN QUE EL INTERVALO ANALIZADO ABARCA LOS ÚLTIMOS 19,000 AÑOS DE RADIOCARBONO. LA INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS PARA CADA PARÁMETRO ANALIZADO PROPORCIONA EVIDENCIA DE LOS CAMBIOS AMBIENTALES OCURRIDOS DESDE ESTA FECHA. SE RECONOCE ENTRE 19 Y 15 MIL AÑOS DE RADIOCARBONO AP LA EXISTENCIA DE UN PANTANO ALCALINO Y PASTIZALES BIEN DESARROLLADOS QUE INDICAN LA PREDOMINANCIA DE UN CLIMA SECO Y FRÍO, CON CORTOS Y ABRUPTOS EVENTOS DE AUMENTO DE HUMEDAD. ENTRE 15 Y 12 MIL AÑOS DE RADIOCARBONO AP EL PANTANO SE TRANSFORMA A ESTANQUE DE AGUA DULCE, EL BOSQUE SE EXPANDE Y PREDOMINAN CONDICIONES FRÍAS Y SUBHÚMEDAS. EN EL PERIODO DE 12 A 9 MIL AÑOS DE RADIOCARBONO AP, CULMINA LA TRANSICIÓN A ESTANQUE DE AGUA DULCE, EL FIN DEL PLEISTOCENO ESTÁ MARCADO POR UN INCREMENTO EN LA HUMEDAD. EN EL INTERVALO DE 9 A 3 MIL AÑOS SE REGISTRA UN CLIMA HÚMEDO Y CÁLIDO, CON ALTAS TASAS DE EVAPORACIÓN QUE FAVORECIERON EL DESARROLLO DE UN PANTANO ALCALINO. A PARTIR DE 3 MIL AÑOS SE REGISTRA UN AUMENTO EN EL NIVEL LACUSTRE, ASÍ COMO EL IMPACTO DE LA ACTIVIDAD HUMANA EN LOS ECOSISTEMAS. EL CLIMA QUE SE ESTABLECE ES EL QUE PREDOMINA EN LA ACTUALIDAD.

### INTRODUCCION

La Cuenca de México es una extensa planicie (8,000 km<sup>2</sup>) localizada en la parte centro-oriental de la Faja Volcánica Mexicana (19° 30' N, 99° 00' W), donde la Ciudad de México fué fundada (Fig. 1). La cuenca ha sido edificada por una compleja serie de procesos, donde la actividad volcánica ha sido dominante. Geológicamente, los alrededores consisten enteramente de depósitos volcánicos y volcanoclásticos de una amplia composición de carácter calcoalcalino: flujos de lava y piroclastos, conos monogenéticos cineríficos y tres grandes estratovolcanes, Popocatepet (5,452 m), Iztaccshuatl (5,286 m) y

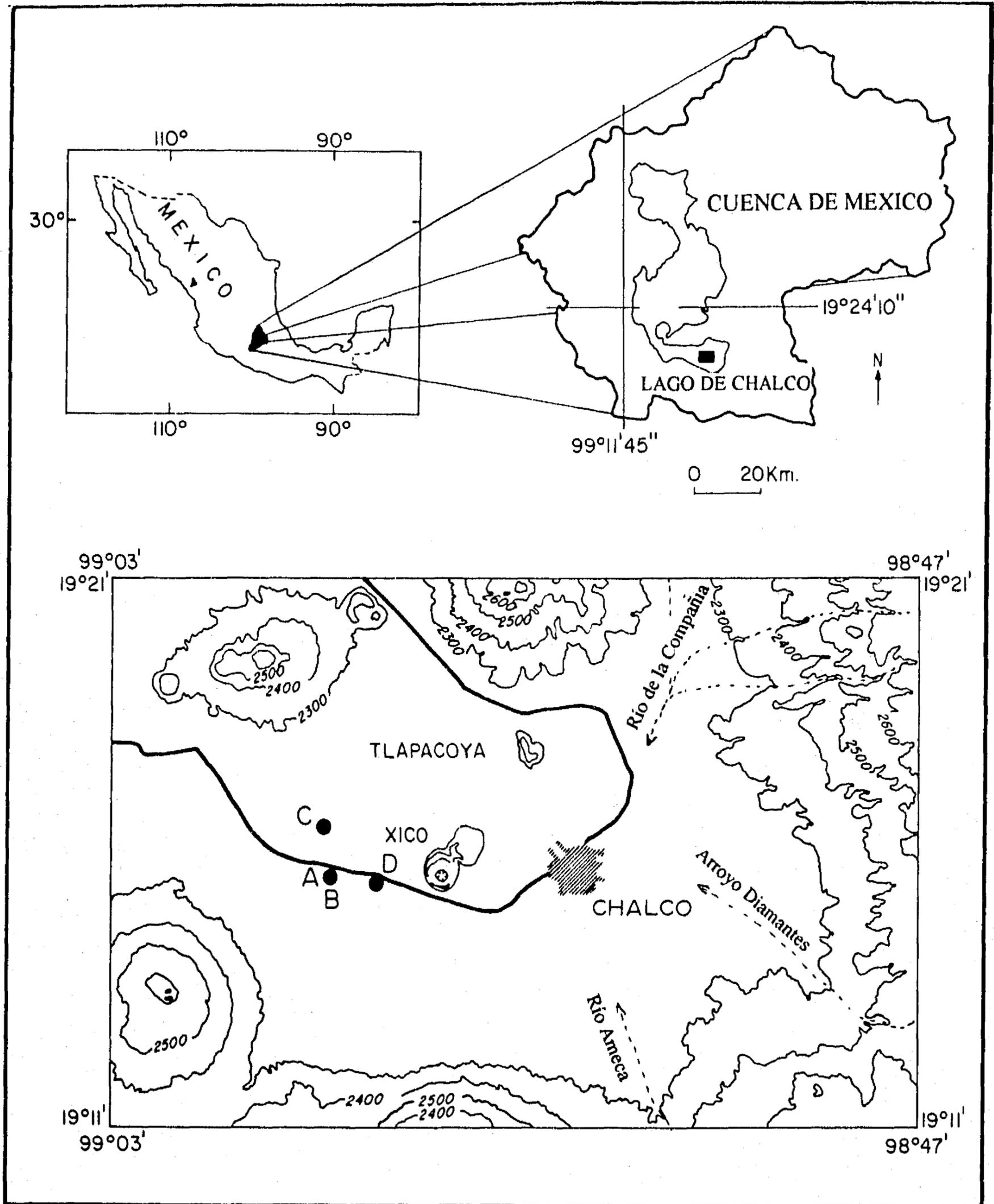


Fig. 1. Mapa de la subcuenca de Chalco con la localización de los sitios de muestreo de los núcleos.

Ajusco (3,952 m). La actividad volcánica más antigua registrada es del Oligoceno-Eoceno (Mooser, 1956), y desde entonces esta actividad ha sido intermitente hasta tiempos históricos, en los que se ha registrado entre otras la erupción del Xitle (*circa* 2,400 años AP), que destruyó la ciudad de Cuicuilco, y la del Popocatepetl en 1920. Es generalmente aceptado que el embalse de la cuenca inició desde el Pleistoceno, antes del cierre en la parte meridional de la cuenca por el emplazamiento del campo volcánico monogenético que constituye la Sierra Chichinautzin (Mooser, 1990), y desde entonces se desarrolló un sistema lacustre. El incremento de la ocupación humana desde hace varios milenios, acelerada en este siglo, ha modificado drásticamente los niveles lacustres, y los ha secado casi en su totalidad en la actualidad.

La subcuenca del Lago de Chalco (1,500 km<sup>2</sup>) de la Cuenca de México ha sido elegida para iniciar el proyecto multidisciplinario de investigación "Paleolimnología, paleoecología y paleomagnetismo de la parte central de México", desarrollado en la UNAM, que incluye análisis de diatomeas, polen y químicos, así como estudios estratigráficos y paleomagnéticos.

Con el propósito de establecer las condiciones ambientales fueron perforados cuatro pozos con recuperación continua de núcleo (A, B, C y D) en el centro del Lago de Chalco (Fig.1). En la primera parte de este proyecto, hemos evaluado las variaciones en la susceptibilidad magnética, polen, diatomeas y pérdida por ignición de los ocho metros superiores del registro sedimentario contenido en los núcleos A y B, en términos de erosión, paleoclima, paleolimnología y paleoecología.

Los trabajos previos relacionados con la zonación bioestratigráfica del sistema de lagos que han ocupado la Cuenca de México incluyen los realizados por Ehrenberg (1869), Bradbury (1971, 1986, 1989) y Watts y Bradbury (1982) en diatomeas; los estudios de polen iniciaron con Deevey (1944), y fueron continuados por Sears y Clisby (1955), Clisby y Sears (1955), González-Quintero y Fuentes-Mata (1980), Flores-Díaz (1986) y Lozano-García (1989). A pesar de que se han realizado algunos trabajos paleomagnéticos en el Lago de Chalco (Liddicoat, 1976), no existe ninguno que relacione las propiedades magnéticas de sus sedimentos con las variaciones paleoambientales.

## ENTORNO

La cuenca está localizada en la zona intertropical a 2,200 m snm, caracterizada por un clima subtropical de altura, con bajas oscilaciones de temperaturas a lo largo del año, una estación de lluvias de mayo a octubre y una estación seca de noviembre a abril, con frentes polares ocasionales en invierno que aportan lluvia. El clima dentro de la cuenca muestra fuertes diferencias, parcialmente debido al marcado relieve en la parte meridional, donde existe una diferencia altitudinal de 3,040 m en 28 km de extensión entre la cima del Iztaccíhuatl y la planicie lacustre de Chalco (Niederberger, 1987). Este relieve ha

influido marcadamente en la distribución de humedad; en la parte centro-norte de la cuenca se presentan valores de precipitación de 600 mm anuales, en Tepexpan, en tanto que en la parte meridional la precipitación alcanza 1,200 mm al año.

El Lago de Chalco es alimentado principalmente por el escurrimiento de agua proveniente de la fusión de los glaciares del Iztaccihuatl (Arroyo de los Diamantes, Río de la Compañía), por numerosos manantiales y parcialmente por el agua de deshielo de los glaciares del Popocatepetl (Río Ameca) (Fig. 1). La creciente ocupación humana desde hace más de 4,000 años ha modificado continuamente el entorno, y ha acelerado la desecación del sistema de lagos desde el siglo XIX. La reconstrucción de los paleopaisajes no es sencilla, pero algunos intentos en este sentido han sido llevados a cabo (Sanders *et al.*, 1979; Niederberger, 1987). Con estimaciones hechas a partir de las bases topográficas disponibles en la actualidad, la profundidad máxima que potencialmente pudo alcanzar el lago es de 24 m. En el siglo XIX, durante las épocas de avenida, los lagos de la Cuenca de México formaban un solo cuerpo de agua con altura máxima de 2,242 m snm y cubrían una extensión cercana a 1,000 km<sup>2</sup> (Sanders, 1976); en las épocas de estiaje, el lago principal se separaba formando seis cuerpos de agua llamados Zumpango, Xaltocan y San Cristóbal, al norte, Texcoco en la parte central, y Xochimilco y Chalco al sur. De acuerdo con Iglesias (1902), Chalco era al inicio del siglo XX un lago de agua somera dulce con una profundidad promedio de 2 m. En la actualidad es un pantano alcalino de aguas turbias ricas en Ca, Mg y Na, de 1.5 m de profundidad máxima que llega a secarse en las épocas de estiaje de los años en que presentan bajas precipitaciones (Caballero-Miranda, en preparación).

La vegetación ha sido ampliamente estudiada por Rzedowski (1975) y Rzedowski y colaboradores (1979), aunque actualmente está muy perturbada. Bradbury (1971) ha estudiado de manera general las diatomeas modernas de la Cuenca de México y zonas cercanas. El estudio de la distribución ecológica de diatomeas modernas en los cuerpos de agua que aún subsisten en la Cuenca de México, el Lago Nabor Carrillo en Texcoco, la presa de Zumpango y el incipiente Lago de Chalco, lo realiza en la actualidad Caballero-Miranda (en preparación). El esquema de la distribución altitudinal actual de las comunidades vegetales establecidas en el área se muestra en la Figura 2.

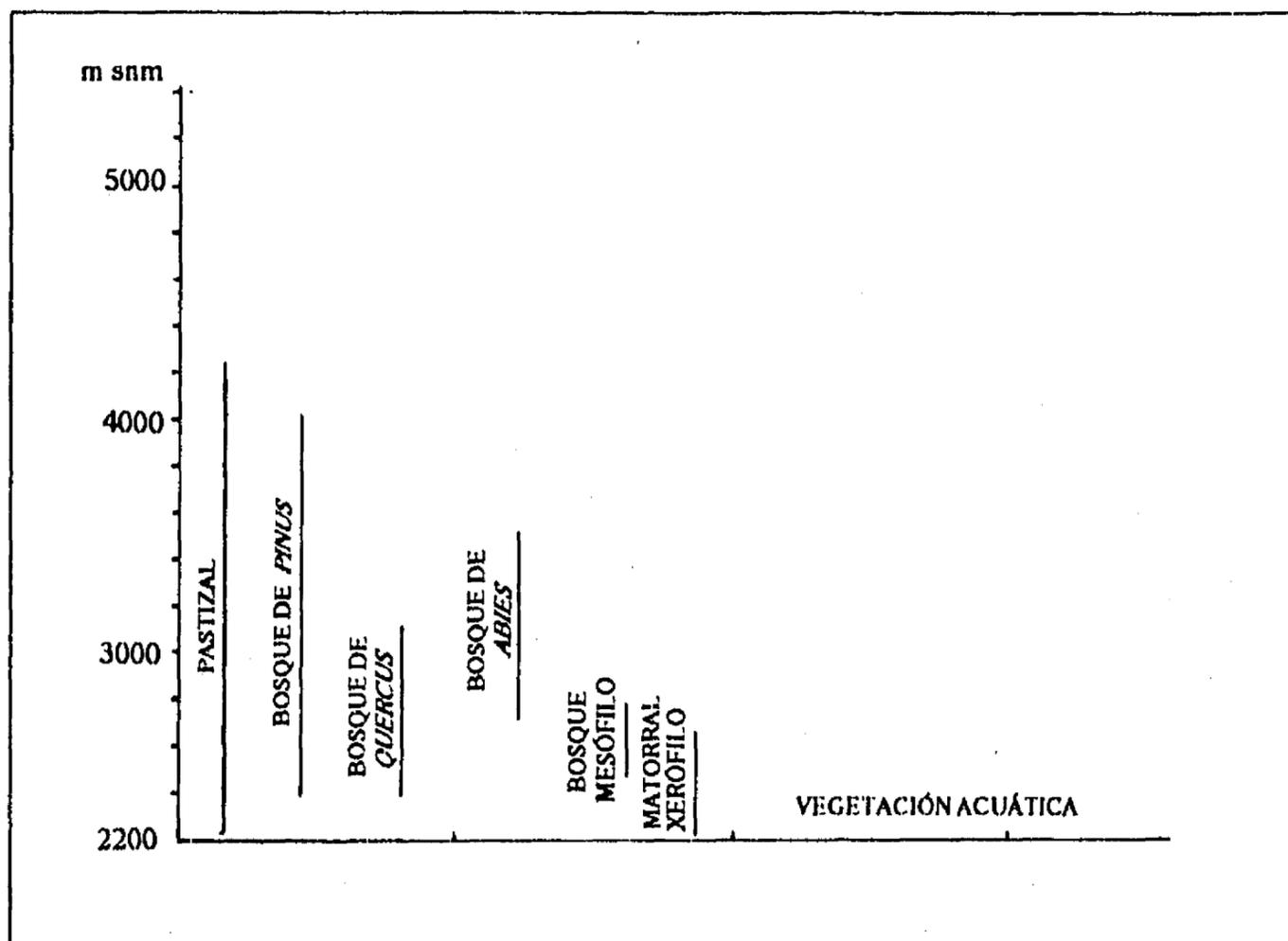


Fig. 2. Esquema de la distribución altitudinal de las comunidades vegetales.

## CRONOLOGIA GLACIAL

La secuencia glacial del lado occidental del Iztaccíhuatl fué inicialmente establecida por White (1962), en el que identifica al menos cinco glaciaciones desde el Pleistoceno medio al Holoceno. Heine (1971, 1984) ha sistemáticamente estudiado las secuencias glaciares de varios volcanes de la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, y en La Malinche ha reconocido cinco avances glaciales y establecido sus relaciones cronológicas con base en los depósitos morrénicos, a los que asigna denominaciones informales y una edad aproximada de  $^{14}\text{C}$ . Estos son: MI, entre 36,000 y 32,000 años AP, MII aproximadamente a los 12,000 años AP, MIII de 10,000 a 8,500 años AP, y los depósitos neoglaciales del Holoceno que divide en dos avances, el primero MIV entre 2,000 y 3,000 años AP y el MV, la *Pequeña Edad de Hielo*, que culminó en 1850. Esta secuencia puede ser observada en otros volcanes, como el Iztaccíhuatl, donde hay evidencia de las cinco glaciaciones. Este autor (1984, 1988) propone un esquema de desarrollo ambiental para el Altiplano Mexicano durante el Cuaternario tardío, y señala la falta de sincronía entre la tendencia de humedad y aquella de la temperatura, así como la diacronía de los avances glaciales de América del Norte y México, excepto aquellos de la *Pequeña Edad de Hielo*. White (1986) ha propuesto una cronología glacial y estratigráfica para México considerando sus resultados y aquellos de Heine, sin embargo en éstos existen discrepancias en las edades de los avances

glaciares. Nixon (1989) ha resuelto esta inconsistencia estableciendo una correlación entre ambas secuencias y el límite inferior de las morrenas de los lados oeste y este del Iztaccíhuatl (Tabla 1), donde elabora un patrón general cronológico para los volcanes de la parte central y oriental de la Faja Volcánica Mexicana.

Los estudios de cronología glacial del Cuaternario tardío realizados en el centro de México (Heine, 1988, entre otros) señalan que no puede ser transferida a esta región la cronoestratigrafía del estadio glacial Weichseliano Tardío, establecido en Europa Occidental, y que en general hay una falta de sincronía entre los avances glaciales registrados en el centro de México y los detectados en zonas templadas. La historia de las glaciaciones registradas en las montañas de la parte central de México apoya la hipótesis que establece que los climas durante el Cuaternario tardío fueron relativamente secos entre 18,000 y 10,000 años AP, los mayores incrementos de precipitación se restringen al Holoceno temprano y que las transiciones climáticas de condiciones glaciales secas y frías a condiciones posglaciales ocurrieron sin descensos significativos en la temperatura.

Tabla 1. Cronología glacial del Iztaccíhuatl (lado oeste según White, 1962) y correlación con morrenas fechadas por radiocarbono en La Malinche (Heine, 1974). [Tomada de Nixon, 1989].

Iztaccíhuatl			La Malinche			
Unit	W. side	E. side	Unit	Carbon-14 years B.P.		
	Lower limit of till/moraines(m)					
Ayoloco Till	4410	4380	not present		Neoglaacial	
Milpulco Till	3630- 3760	3850	3950- 4200	M IV	< 8000	
Hueyatlaco Till	3135	1. 3200 2. 3400 -3500	3000	M III	9000- 10,000	Late Wisconsin
Nexcoalango Till	2750	2800	2630- 2750	M II	12,100	
Till-like sediments (within older alluvial deposits)	2450	<2700	2500- 2550	M I	21,000- 39,000	Middle Wisconsin

## CRONOLOGIA EN LOS SEDIMENTOS LACUSTRES

La escala de tiempo para los depósitos del centro del Lago de Chalco ha sido establecida (Ortega-Guerrero, 1992a) a partir de doce fechamientos de radiocarbono, ocho determinados en el Núcleo D y cuatro en el B. En el establecimiento de esta escala se ha aplicado el método estadístico de Vincent (1988) a dos determinaciones de edad que presentaron inversiones de acuerdo a su posición estratigráfica. A partir de esta cronología se estima que los sedimentos de los 8 metros superiores del abarcan aproximadamente los últimos 19,000 años de radiocarbono (Tabla 2). Las tefras en el registro estratigráfico del Lago de Chalco proporcionan excelentes marcadores para establecer correlaciones, cuya resolución ha sido incrementada con el uso de registros de susceptibilidad magnética de los cuatro núcleos perforados (Ortega-Guerrero, 1992b), de esta manera es posible hacer una estimación de la edad en cualquiera de los núcleos de acuerdo a los fechamientos de radiocarbón determinados en cada uno de ellos.

Como fué señalado anteriormente (Ortega-Guerrero, 1992a), con los fechamientos disponibles no es posible determinar con precisión la edad de los depósitos superiores cortados en el centro del lago, sin embargo es probable que a un metro de profundidad la edad del depósito sea cercana a 3,000 años de radiocarbono.

Tabla 2. Fechas de radiocarbono en muestras de los núcleos B y D

Núcleo	profundidad (m)	edad	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$	clave lab.	edad corregida (método Vincent, 1988)
D	1.65-1.75	5,330 +/- 235*	- 4.9	GX-16966	-
D	2.53-2.60	9,395 +/- 255*	-16.5	GX-16969	-
D	3.46-3.56	12,520 +/- 135*	-25.5	GX-16965	-
D	4.27-4.37	14,610 +/- 470*	-27.5	GX-16972	-
B	3.18-3.23	12,800 +/- 90*	27.5	WAT-2487	-
B	7.51-7.57	17,450 +/- 170*	-27.5	WAT-2488	-
D	6.30-6.40	17,560 +/- 330	-25.9	GX-16558	16,904*
D	6.58-6.67	16,820 +/- 195	-27.3	GX-16971	17,049*
D	8.08-8.18	19,040 +/- 390*	-25.7	GX-16559	-

\*edades que se consideran para el establecimiento de la escala de tiempo

## ESTRATIGRAFIA

De acuerdo con el análisis estratigráfico previamente realizado (Ortega-Guerrero, 1992a), se reconocen en la sección analizada en este trabajo cuatro unidades estratigráficas y siete tefras (Fig. 4) cuyas edades fueron estimadas a partir de los fechamientos de radiocarbono con los que se cuenta y las tasas de sedimentación calculadas. Aquí se incluye únicamente una descripción muy general de las unidades. El material dominante en los depósitos epiclásticos son limos con contenidos menores de 5% de arcillas, y la composición normativa de las tefras corresponde a cuarzolitas.

Unidad 4: Esta unidad está representada por cinco capas de limos café oscuro de 0.4 a 1.5 m de espesor, separadas por cuatro tefras (III a VII). Todas las tefras son cenizas negras de 0.11 a 0.04 m de espesor, a excepción de la Tefra VI, que está constituida en la parte superior por lapilli pumicítico de 0.25 m de espesor, y en la parte inferior una ceniza negra de 50 mm de espesor. Se estima que abarca de 19,000 a 12,500 años de  $^{14}\text{C}$  A.P.

Unidad 3: Una diatomita de color gris claro de 0.58 m de espesor es el componente de esta unidad, que en la base queda limitada por la Tefra II, una ceniza negra de 0.12 m de espesor. La edad de este depósito es aproximadamente de 12,500 a 9,500 años de radiocarbono A.P.

Unidad 2: Los principales constituyentes de esta unidad de 0.5 m de espesor son limos color café con fragmentos dispersos de lapilli pumicítico muy alterado. La parte basal de esta unidad contiene abundantes gasterópodos y la limita la Tefra I, una ceniza negra de 0.10 m de espesor. Abarca aproximadamente de 9,500 a 6,000 (?) años A.P.

Unidad 1: Esta compuesta principalmente por limos de color café oscuro y negro, con horizontes que contienen fragmentos muy alterados de lapilli pumicítico. Las zonas más oscuras contienen restos de raíces. El espesor de esta unidad es de 1.77 m. La edad que abarca esta unidad es desconocida, probablemente se ubica entre 6,000 (?) y 1,000-500 (??) años A.P.

## METODOLOGIA

Los cuatro núcleos han sido obtenidos mediante un sistema de perforación no rotativo tipo Livingstone de 80 mm de diámetro interno, que permite una recuperación mayor al 95%. La longitud de los núcleos es de 7.60 m (A), 26.00 m (B), 10.65 m (C), y 11.27 m (D). Las muestras para el análisis paleomagnético fueron tomadas cada 15 mm en cubos plásticos de 22x22x24 mm. Para el análisis de polen, diatomeas y pérdida por ignición (PPI) las muestras fueron colectadas cada 100 mm. La susceptibilidad magnética fue medida en un sensor de puente Bartington y se expresa en unidades de volumen del Sistema Internacional. La PPI fue determinado en muestras del Núcleo B secando cada

muestra a 80°C durante 18 horas y posteriormente calcinándolas a 500°C durante una hora. Para el análisis palinológico, la extracción de palinomorfos se realizó en un volumen de 200 mm<sup>3</sup>, al que se agregó 2 o 3 tabletas marcadoras de *Lycopodium clavatum*, con el propósito de estimar la concentración de polen. Se realizó un conteo e identificación de 500 palinomorfos en promedio en cada muestra. Para el análisis de diatomeas, 0.5 g de sedimento seco fueron tratados para eliminar materia orgánica y carbonatos y el residuo llevado a un volumen constante de 30 ml para cada muestra, y posteriormente se montó un volumen de 25 µl en preparaciones para su observación y conteo al microscopio. La abundancia relativa de cada uno de los géneros detectados se estableció con un conteo promedio de 500 valvas, y una vez establecida esta abundancia se seleccionó un género índice para el cuál se realiza un conteo en un volumen conocido con el fin de determinar la abundancia total, expresada en número de frústulas por gramo de sedimento seco.

## RESULTADOS

### Susceptibilidad magnética (*k*) y pérdida por ignición (*PPI*)

La susceptibilidad magnética (*k*) es una medida de la concentración de los minerales magnéticos presentes en una muestra. Debido a que un porcentaje importante de la fracción magnética de los minerales presente en los sedimentos lacustres ha sido transportado por las corrientes que drenan la cuenca, las variaciones en la concentración de estos minerales, reflejado en los valores de *k*, representan de manera cercana los cambios en el régimen de erosión, relacionado de manera directa con los cambios ambientales (Thompson *et al.*, 1975; Oldfield *et al.*, 1978; entre otros). La pérdida por ignición (*PPI*) representa una medida aproximada del contenido de materia orgánica en % de peso presente en una muestra. Este contenido orgánico refleja fundamentalmente dos condiciones de productividad: por un lado puede representar condiciones autóctonas, es decir, materia orgánica que se produce dentro del lago; y por otra parte puede representar la productividad desarrollada en el entorno que fué transportada al lago, es decir que sea alóctona. El registro de *k*, expresado en unidades de volumen del Sistema Internacional, y la *PPI* se han graficado contra la profundidad (Fig. 3). En términos generales, existe una relación inversa entre los valores de *k* y *PPI*; el intenso volcanismo de los cuatro metros inferiores analizados en este trabajo han alterado fuertemente el registro limnológico. En general los máximos valores de *k* están relacionados a las siete tefras, aunque también se presentan valores altos en la gráfica que no corresponden a un evento volcánico, sino que indican periodos de mayor aporte de terrígenos. El análisis detallado de los registros de *k* elaborado anteriormente (Ortega-Guerrero, 1992b), muestra que las variaciones de la susceptibilidad coinciden de manera cercana con las variaciones estratigráficas, por ello los resultados de los parámetros *k* y *PPI* se describen para cada unidad estratigráfica.

#### Unidad 4

La  $k$  de la unidad basal muestra los valores más bajos registrados, cercanos a  $1 \times 10^{-5}$  SI, a 7.5, 7.0 y 3.4 m de profundidad. Como consecuencia de la existencia de los depósitos volcánicos en esta unidad (tefras II a VIII), también se presentan en esta zona los valores de  $k$  más altos, entre 20 y  $115 \times 10^{-5}$  SI, siendo la Tefra VII la de mayor valor ( $136 \times 10^{-5}$  SI). Excluyendo los valores asociados a las tefras, la  $k$  muestra un incremento hacia la superficie desde 7.4 hasta 6.2 m de profundidad. Sobre este nivel la actividad volcánica obscurece el registro limnológico, sin embargo puede ser reconocido arriba de 4.4 m un patrón de variaciones cíclicas de baja amplitud y alta frecuencia que hacia la superficie exhibe una ligera tendencia a valores más elevados. Algunos picos menores en el registro de  $k$  de 2 a  $10 \times 10^{-5}$  SI a 3.2, 6.2 y 7.6 m aparecen en el registro no están asociados a tefras. Inversamente a  $k$ , los valores de  $PPI$  son los más altos en el núcleo. En la parte inferior de la unidad los valores son moderados, entre 10 y 18%, y aumentan arriba de los 7.4 m de profundidad, donde alcanzan valores entre 20 y 60%. Por arriba de la Tefra IV se mantienen constantes entre 30 y 40%. Los mínimos que se registran corresponden a la zona de tefras. El registro en esta unidad sugiere en general condiciones ambientales inestables con períodos alternantes de intensa actividad volcánica y períodos de contribuciones uniformemente bajas en el aporte de los terrígenos de los alrededores.

#### Unidad 3

La  $k$  de esta unidad muestra bajos valores, menores a  $1 \times 10^{-5}$  SI. Los valores más altos corresponden a contaminación de material de otros niveles, como pudo ser observado en el corte de los núcleos. En esta zona la  $PPI$  varía entre 6 y 9 %, y es la única parte de los registros donde tanto la  $k$  como la  $PPI$  son bajos.

#### Unidades 2 y 1

En esta zona el registro muestra una variación cíclica de  $k$  de gran amplitud, entre 0.4 y  $20 \times 10^{-5}$  SI. Los valores máximos están localizados a 2.00, 1.30, 0.90 y 0.20 m de profundidad, y los mínimos a 2.2, 1.5, 1.1 y 0.5 m. El porcentaje de la  $PPI$  gradualmente se incrementa de la base de la Unidad 2, donde presenta valores cercanos a 10%, hasta la profundidad de 0.7 m, donde alcanza 50%. Sobre esta profundidad súbitamente decrece al 10% a 0.35 m, y se incrementa hacia la superficie hasta alcanzar 20%. El registro en esta zona sugiere condiciones algo inestables y fluctuaciones en la tasa de depósito.

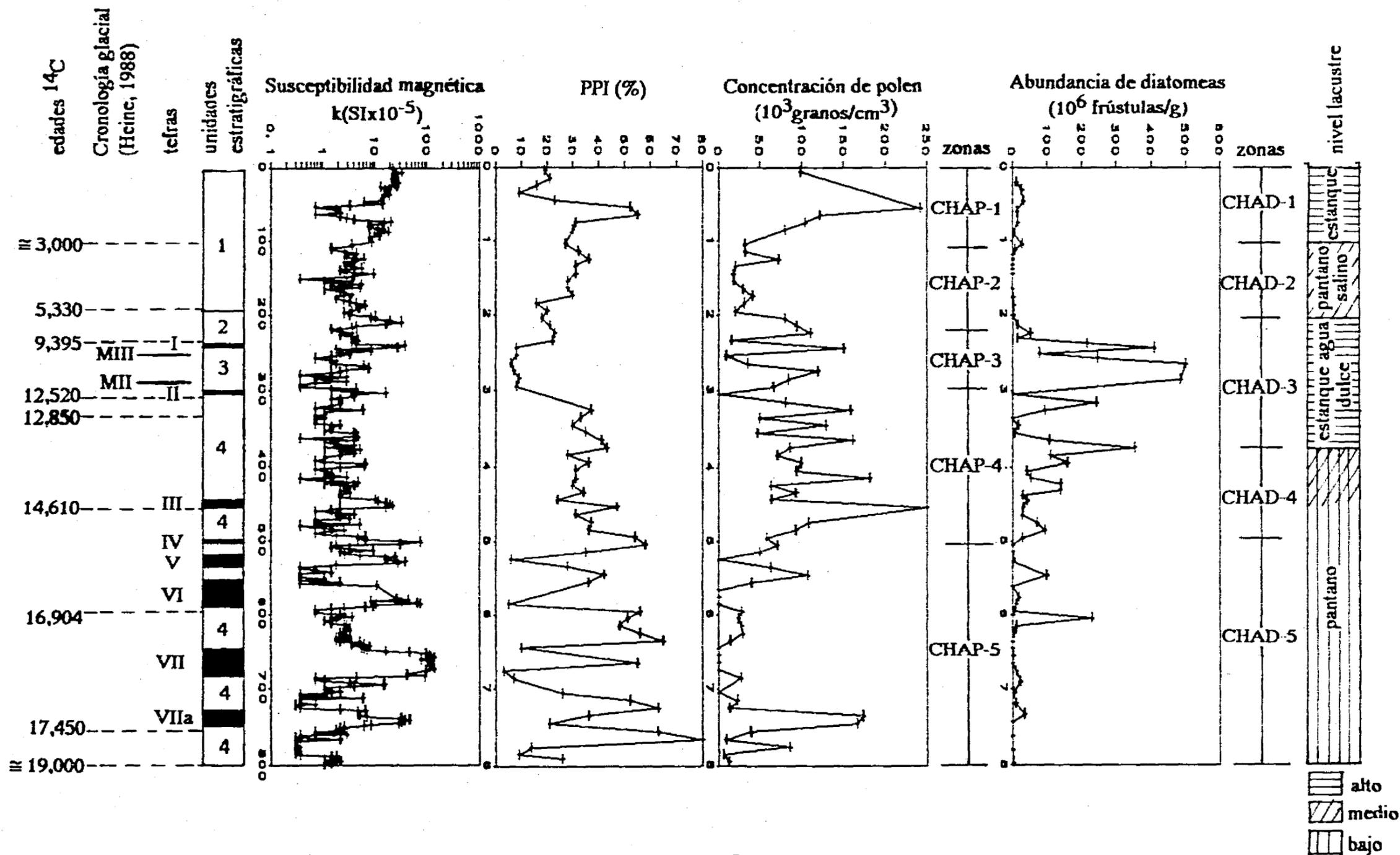


Fig. 3. Resultados de susceptibilidad magnética ( $k SI \times 10^{-5}$ ), pérdida por ignición (PPI %) y concentración de polen ( $10^3$  granos/cm<sup>3</sup>) y abundancia de diatomeas ( $10^6$  frústulas/g de sedimento seco), Lago de Chalco.

## Diatomeas

Las especies de las asociaciones de diatomeas encontradas en cada unidad reflejan en general una ecología uniforme, y los efectos del re-trabajo y transporte de frústulas pertenecientes a otros niveles o incluso a otros depósitos fuera del lago no tienen un efecto mayor dentro del registro estratigráfico de manera que impidan su interpretación ambiental. Ha sido establecido anteriormente (Bradbury, 1971) que una fracción sustancial de la flora de diatomeas fósiles encontradas en el antiguo Lago de Texcoco puede ser encontrada en la actualidad en la Cuenca de México, y que el paleoecologista no tiene que buscar ambientes diametralmente diferentes de aquellos que existen en la actualidad para explicar muchas de los cambios florísticos durante el Pleistoceno en esta zona. En general, las diatomeas pennales dominan en los sedimentos, principalmente aquellas que pertenecen a los géneros *Fragilaria* y *Cocconeis*. Las únicas diatomeas centrales de importancia en los núcleos son taxas del género *Cyclotella*. El porcentaje de distribución de las diatomeas es altamente variable; la abundancia de los taxas individuales cambian de porcentajes muy altos a bajos o a su total ausencia en cortos intervalos estratigráficos.

Las diferentes asociaciones de diatomeas reconocidas fueron agrupadas en cuatro categorías que indican características limnológicas distintivas, esta agrupación fue elaborada utilizando como guía la clasificación propuesta por Bradbury (1989):

- 1) ambientes de agua dulce y somera: *Fragilaria* spp, *Achnanthes* spp.
- 2) estanque alcalino: *Cocconeis placentula*, *Epithemia* spp, *Nitzschia* spp.
- 3) estanque alcalino-salino: *Amphora veneta*, *Anomoeoneis costatae*, *Cyclotella meneghiana*.
- 4) pantano ácido: *Eunotia* spp, *Pinnularia* spp.

También fue reconocida *Hantzschia amphioxys*, diatomea aerofílica común de suelos húmedos, así como quistes de crisofitas en algunos niveles, consideradas como representativas de ambientes inestables. De acuerdo a las asociaciones ecológicas de los taxas determinados (Fig. 4) y sus abundancias totales y relativas, se reconocen cinco zonas (Fig. 3).

### CHAD-5

En esta unidad, de 8.00 a 5.00 m de profundidad, las variedades de pantano alcalino son dominantes: *Cocconeis placentula*, *Epithemia* spp, *Cymbella* spp y *Nitzschia* spp. También se registran tres horizontes de pantano ácido a 7.20, 6.00-5.80 y 5.35 m, donde taxas de *Eunotia* spp y *Pinnularia* spp están presentes, así como *Hantzschia amphioxys* y quistes de crisofitas; y tres horizontes con asociaciones de ambientes de agua somera dulce con *Achnanthes* spp a 7.25 m de profundidad, y *Fragilaria* spp a 6.00 y 5.45 m. Se reconoce en esta zona un recurrente patrón que consiste en una drástica disminución en la abundancia total de diatomeas que llega a cero sobre los horizontes de tefras, inmediatamente seguida de un notable crecimiento de variedades de agua dulce, y posteriormente se presentan los taxas de pantano ácido. Este patrón puede asociarse a periodos de fusión de glaciares que

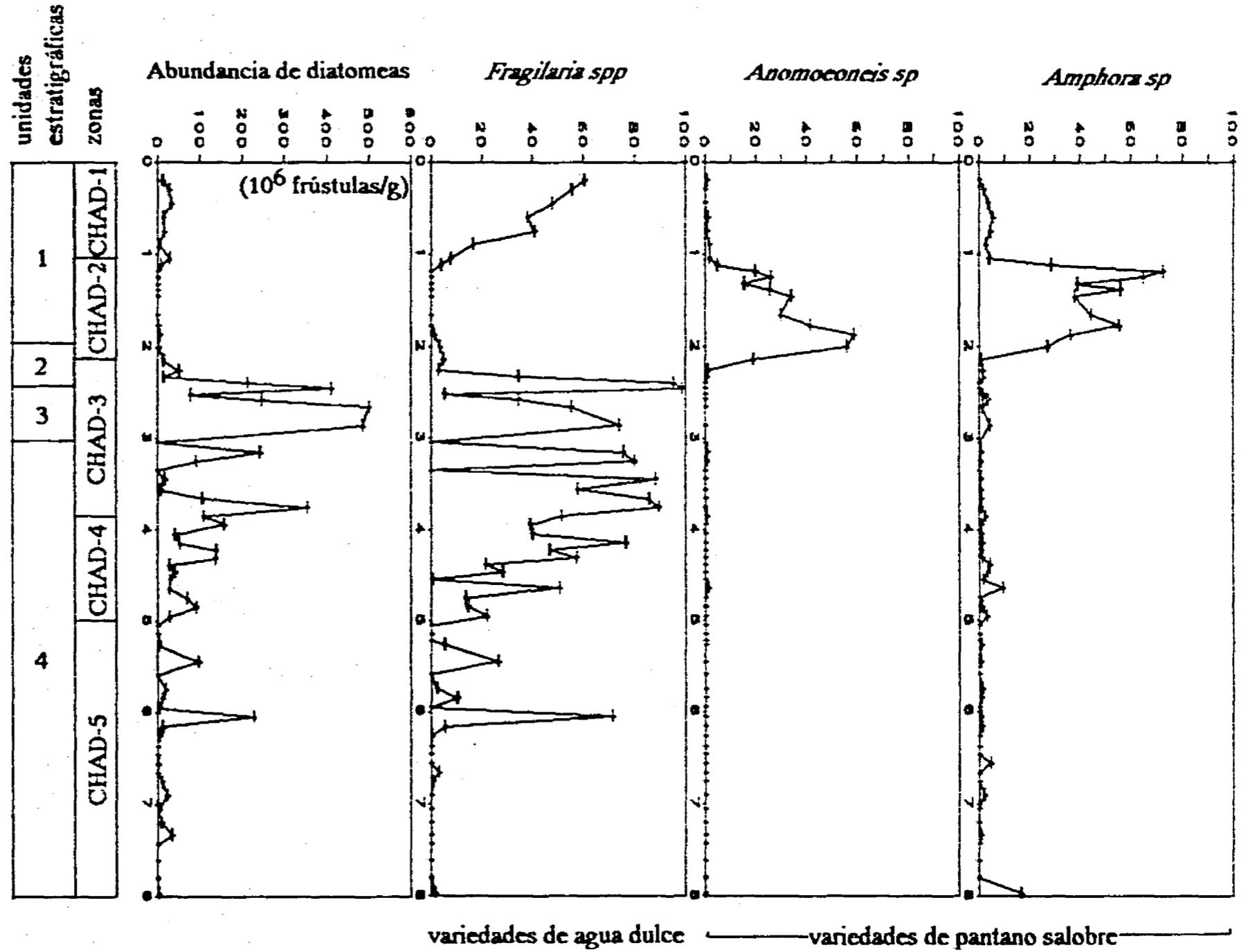


Fig. 4. Resultados de análisis de diatomeas, Lago de Chalco.

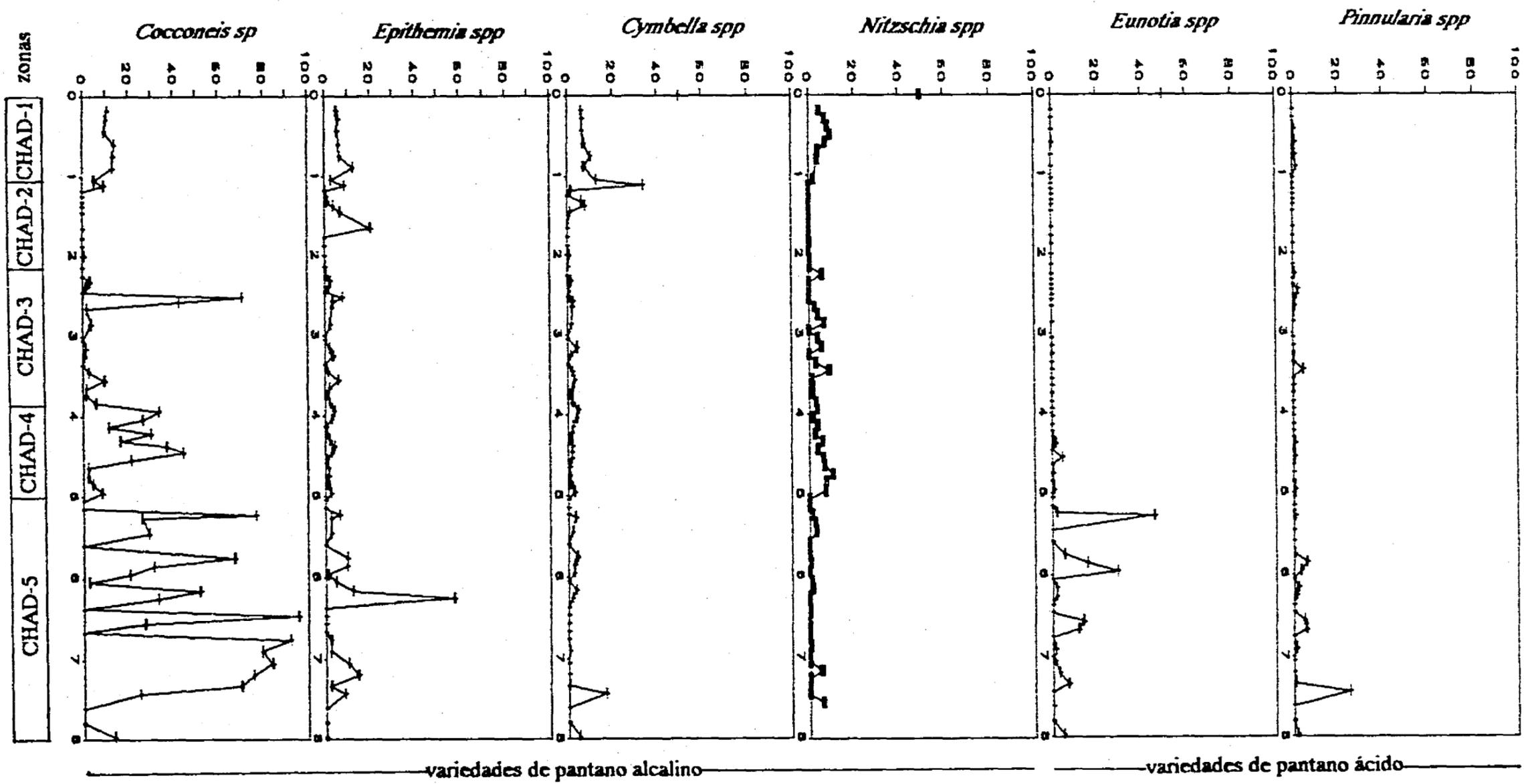


Fig. 4 (continuación)

proporcionaran mayor cantidad de agua al estanque, y el desarrollo de pantanos ácidos en las partes altas de la cuenca, cuyas comunidades al ser transportadas al estanque se mezclan con las variedades de agua dulce.

#### CHAD-4

Esta zona, entre 4.95 y 3.75 m de profundidad, se caracteriza por presentar una transición de ambientes más alcalinos hacia ambientes de aguas más dulces. En la base de esta zona existen diatomeas características de aguas alcalinas, e incluso especies de ambientes alcalinos-salinos como *Cyclotella meneghiniana*, siendo *Cocconeis placentula* la variedad dominante. Esta especie tiene una tendencia a disminuir, a medida que aumenta la abundancia relativa de diatomeas de aguas dulces, dominantes en la parte superior de la zona. Esta transición de pantano alcalino a estanque de aguas dulces se puede asociar a un incremento en la humedad.

#### CHAD-3

Entre 3.75 y 2.00 m la abundancia total es la máxima registrada en todas las zonas, sobre todo entre 2.30 y 2.80 m, en donde se forma una diatomita dominada por diversas especies del género *Fragilaria*. El cambio hacia un ambiente de aguas más dulces observado en la zona anterior culmina en ésta con el depósito de la diatomita, que indica una época de mayor humedad en relación a las anteriores.

#### CHAD-2

Existe un marcado cambio en el tipo de taxas encontrados en esta zona respecto a las anteriores, entre 2.00 y 1.00 m. Los géneros de pantano salino dominan y la abundancia total es la más baja registrada (Fig. 3). En la parte basal de esta unidad es más abundante *Anomoeoneis* spp (*Anomoeoneis costata*), que se asocia a ambientes de mayor salinidad que los de *Amphora* sp (*Amphora veneta*), dominante en la parte más alta de la zona. Esta asociación de diatomeas corresponde a un ambiente de elevada evaporación y bajos niveles lacustres, en el que las sales transportadas por el escurrimiento de las aguas se concentran, lo que indica un ambiente más cálido que los anteriores.

#### CHAD-1

Esta, de 1.00 m a la superficie, corresponde a una época en la cual las variedades de estanque alcalino de agua dulce son dominantes, tales como *Fragilaria* spp, *Cymbella* spp, *Nitzschia* spp, *Cocconeis* spp y *Epithemia* spp, y la abundancia total se incrementa con respecto a la anterior (Fig. 3). En esta zona los niveles lacustres debieron ser más elevados que los correspondientes a la zona anterior, dando origen a un estanque ligeramente alcalino.

## Polen

El registro de los palinomorfos de los ocho metros superiores muestra una relativa abundancia de elementos autóctonos de las comunidades alrededor del lago, varias especies de Cyperaceae y Polygonaceae, *Typha*, y en algunos niveles la presencia de fungoesporas es notoria. El registro del polen arbóreo está dominado por cuatro tipos: *Pinus* spp, *Quercus* spp, *Alnus* spp y TCJ (que incluyen las familias Cupressaceae y Taxodiaceae, representados principalmente por los géneros *Taxodium*, *Cupressus* y *Juniperus* (Fig. 5). En general el registro arbóreo es menos diverso y abundante comparado con otros diagramas del centro de la Cuenca de México (Lozano-García, 1989, 1990). Las palinozonas (Fig. 3) se han establecido en taxas con abundancia relativa mayor de 5%.

### CHAP-5

Esta zona abarca desde 8.00 a 4.95 m de profundidad, está caracterizada por una intensa actividad volcánica que ha modificado el registro polínico. Es en esta zona del registro polínico donde el polen no arboreo está presente con las frecuencias más elevadas. La curva de *Pinus* presenta valores relativamente bajos, de 10 a 60%, la curva de *Quercus* presenta un comportamiento errático y *Abies* está casi ausente. Las curvas de TCJ y *Alnus* muestran una tendencia al declive en la parte superior de la zona. Los valores de los pastos son altos y la curva de Chenopodiaceae y Amarantaceae (Cheno.-Am.) es consistentemente baja. La vegetación subacuática, representada por *Typha* y Cyperaceae, muestra fluctuaciones en su frecuencia, probablemente como resultado de repentinos incrementos en la precipitación. En esta parte del registro sedimentario el fungi presenta sus valores más altos y *Botryococcus* los más bajos; la *PPI* también presenta los más altos valores. Hay registro esporádico de elementos mesófilos tales como *Juglans*, *Ulmus*, *Fagus*, *Engelhardtia* y *Fraxinus*.

### CHAP-4

La zona comprendida entre 4.85 y 3.00 m es la menos afectada por el volcanismo. La relación polen arbóreo/polen no arbóreo (PA/PNA) muestra el inicio del incremento del primero. La curva de *Pinus* muestra un ligero incremento, y en la correspondiente a *Quercus* hay una tendencia al declive, y los valores de *Alnus* son los más bajos. En la curva TCJ existen altos valores en la base y bajos hacia la cima de la unidad, la curva de Cheno.-Am. muestra el mismo comportamiento. *Abies* está constantemente presente con bajas frecuencias, y se inicia la reducción de polen de pastos.

### CHAP-3

Esta zona, entre 2.95 y 2.10, está compuesta por una diatomita y presenta los máximos valores de polen arbóreo registrados, con *Pinus* como elemento dominante (50-90%); la curva de *Quercus* presenta bajos valores en la base, mismos que se incrementan hacia la parte superior; *Abies* tiene un incremento en la base de la zona. *Alnus* muestra una frecuencia de 20% en la parte media de esta zona y

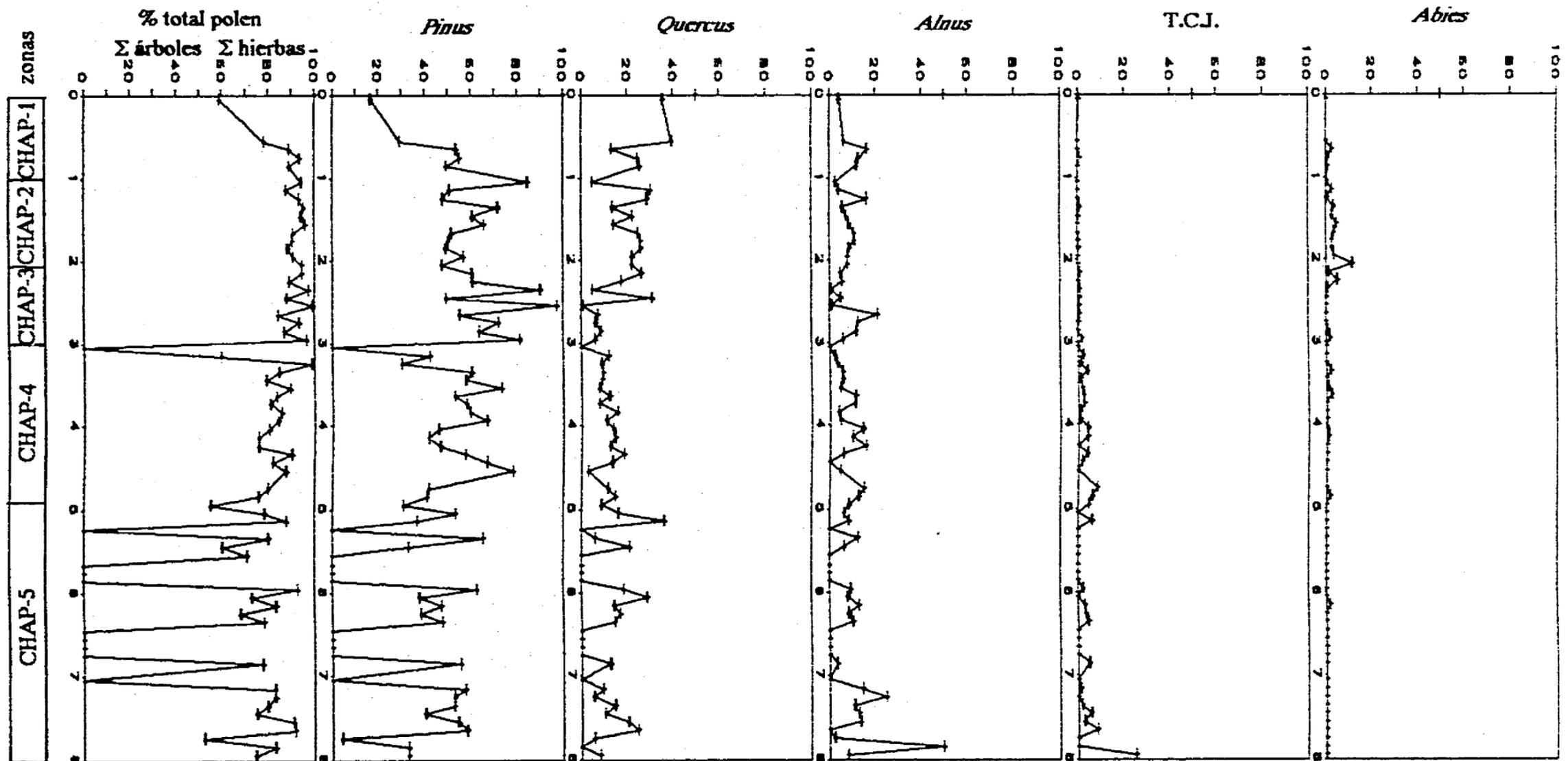


Fig. 5. Resultados de análisis de polen.

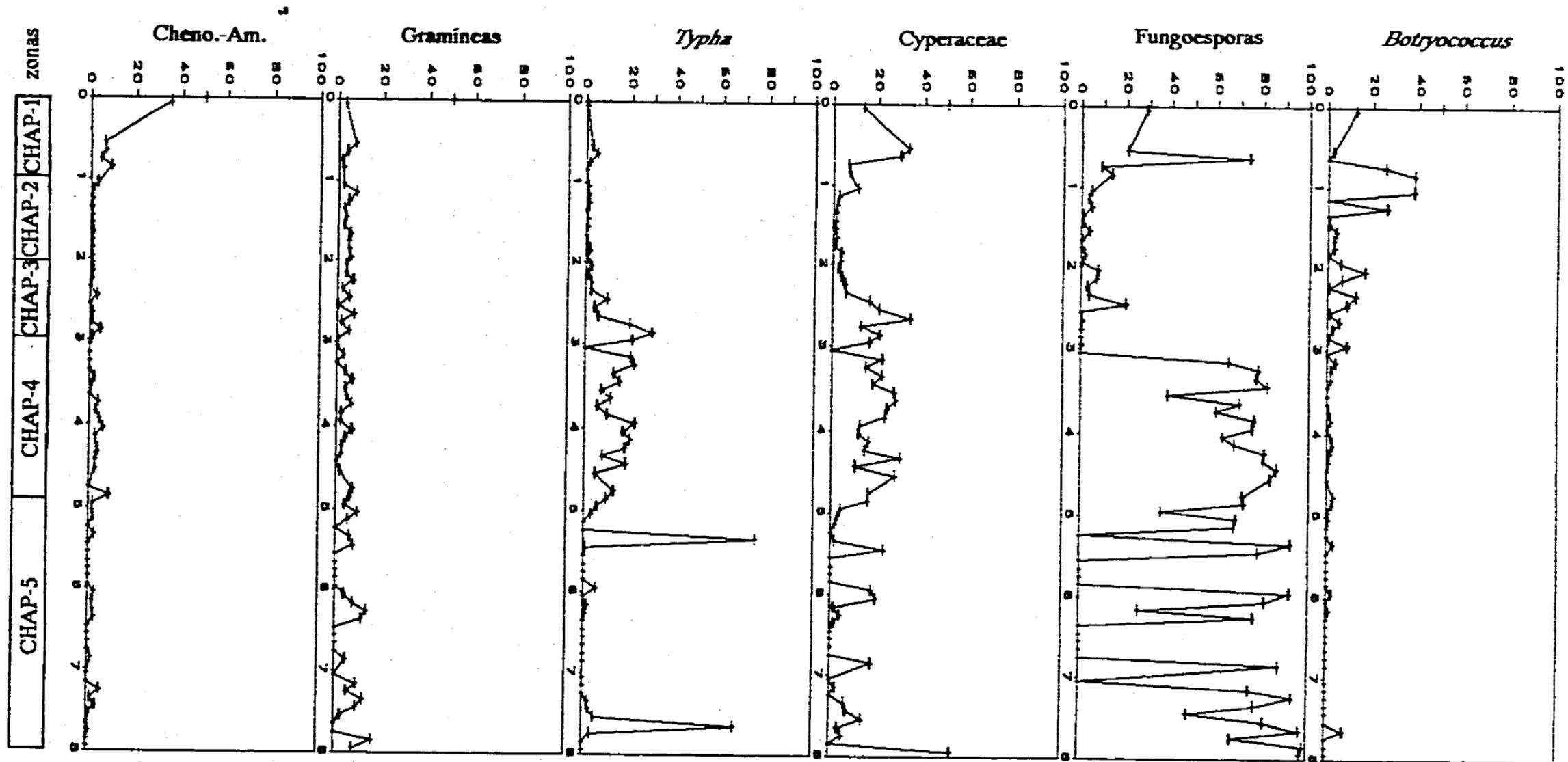


Fig. 5. (continuación).

tiene una tendencia a disminuir; los TCJ están representados por valores mínimos (1%) y el polen de pasto y Cheno.-Am. no muestra cambios importantes. La vegetación subacuática presenta altas frecuencias en la base y bajas en la parte superior. Existe un mínimo en el registro de las fungoesporas y *Botryococcus* una tendencia a aumentar. Los valores de *PPI* son en esta zona los más bajo encontrados en el registro, exceptuando a los que corresponden a tefras.

#### CHAP-2

Entre 2.10 y 1.05, se registra una reducción en el polen de *Pinus* y un incremento en *Quercus*. *Abies*, que alcanza los valores más altos (11%), es reducido a menos del 1% en la parte superior de la zona. Hay un escaso registro de Cheno.-Am. y las curvas de los TCJ y el pasto no exhiben importantes incrementos. Valores mínimos de *Typha*, *Cyperaceae* y las fungoesporas son registrados en esta unidad, y *Botryococcus*, con valores bajos en la mitad de la zona, incrementa su frecuencia hacia la cima.

#### CHAP-1

Esta zona entre 1.00 y 0.55 m está caracterizada por el impacto de la presencia humana dentro de la cuenca. El registro de palinomorfos se encuentra modificado, la reducción de los bosques de pino es notoria, así como el significativo aumento del polen de Cheno.-Am., indicadores de perturbación

### INTERPRETACION PALEOCLIMATICA Y PALEOLIMNOLOGICA

Los ocho metros superiores de los sedimentos del centro del Lago de Chalco representan aproximadamente los últimos 19,000 años de radiocarbono, y en el registro estratigráfico no hay evidencia de ausencias significativas en su acumulación. A pesar de que la actividad volcánica, ampliamente expresada en el registro de los sedimentos, frecuentemente obscurece el registro paleoambiental, la ausencia de rocas con algas y palinomorfos en los alrededores de la zona asegura la inexistencia de material fósil alóctono retrabajado en el registro. A partir de la integración de la información derivada de la medición de susceptibilidad magnética, y el análisis de diatomeas y polen es posible inferir importantes cambios paleoambientales. La interpretación paleolimnológica y paleoclimática empezará de los 8 metros de profundidad hacia arriba, y en general sigue las zonas de polen y diatomeas establecidas. El límite de los intervalos interpretados es aproximado, de acuerdo a la cronología establecida con los fechamientos de radiocarbono disponibles.

#### 19,000 a 15,000 (?) años de radiocarbono AP

Los resultados obtenidos para este intervalo apuntan hacia condiciones inestables en el sur de la Cuenca de México. La combinación del intenso volcanismo registrado con los cambios climáticos que impactan tanto a las comunidades vegetales como a la paleolimnología del lago de Chalco definen esta época, que corresponde a las unidades CHAD-5 y CHAP-5. En esta época la abundancia promedio de

diatomeas es baja, menor a 50,000 frústulas/g, y el lago es principalmente un pantano alcalino, de 1 a 2 m de profundidad, donde dominan especies como *Cocconeis placentula*, característica de aguas de baja dureza pero alcalinas, y también se registran tres eventos de condiciones de pantano ácido. El patrón observado relacionado a los depósitos de tefras en la zona CHAD-5 y los taxas de diatomeas de ambientes ácidos podría estar asociado a períodos de fusión de glaciares originada por la actividad volcánica, en los que se desarrollaron diatomeas de ambientes ácidos en niveles altitudinales mayores, transportadas por las corrientes al ambiente alcalino dominante en el lago.

Los datos palinológicos muestran la existencia de bosques abiertos, mientras que los pastizales se encontraban bien desarrollados. La concentración polínica es baja, en promedio de 68,000 granos/cm<sup>3</sup> con máximo de 180,000 granos/cm<sup>3</sup>, la tasa de sedimentación es alta en relación a otras porciones del núcleo, lo cual indica momentos de gran arrastre. A pesar de que la cronología glacial del área establece el fin de la glaciación MI hace 32,000 años AP (Heine, 1984; White, 1986), las asociaciones palinológicas indican que entre 19,000 y 15,000 años AP las partes elevadas del sur de la cuenca estaban cubiertas por bosques reducidos abiertos de pino y encino, y en las elevaciones menores los pastos estaban ampliamente desarrollados. Bradbury (1989) interpreta, a partir de sus datos de Tlapacoya, que en esta época el Lago de Chalco fluctuaba entre ambientes pantanosos y ambientes de estanques de agua dulce a levemente alcalina, e infiere un clima regional árido.

El clima parece haber sido relativamente seco y frío, durante el cual no hubo aporte significativo al lago ni de agua ni de sedimentos, sin embargo en el registro obtenido hay fluctuaciones rápidas que indican un aumento de humedad, que en el registro palinológico se traduce en aumento de *Alnus*, *Typha*, Ciperaceae, en las diatomeas en un aumento de *Fragilaria* spp, y en aumento de la PPI (Figuras 4 y 5). Los valores de *k* no asociados a las tefras indican una débil denudación con cortos períodos de arrastre ligeramente mayor que coinciden con los aumentos en la biota de polen y diatomeas descritos. Es posible también que los períodos inferidos de fusión de glaciares estén asociados a cambios climáticos paulatinos hacia condiciones menos frías, que cambiaran la cobertura vegetal, dejando suelos al descubierto y favoreciendo los procesos de erosión. Ambas interpretaciones, actividad volcánica y cambio climático, no son excluyentes, por lo que probablemente en algunas ocasiones el cambio climático fuera el iniciador del deshielo, en otras el volcanismo y en algún momento ambas se conjugaran.

La interpretación climática que se establece para este intervalo es consistente con los estudios de cronología glacial para las montañas del centro de México (Heine, 1984; White, 1986), en los que entre 16,000 y 12,000 años AP se interpreta un clima relativamente más seco y frío comparado con el que existe en la actualidad (Heine, 1984), pero sin avances glaciales significativos. En general hay coincidencia en los datos, durante el máximo glacial en Chalco el clima fué relativamente frío y seco con un nivel lacustre bajo, aunque con fluctuaciones abruptas. Los bajos niveles lacustres en sitios

subtropicales para esta época han sido explicados en términos de desplazamiento hacia el sur de la zona de altas presiones ecuatoriales y la baja frecuencia de perturbaciones tropicales, resultante de la disminución de las temperaturas de las aguas del Golfo de México (Harrison y Metcalfe, 1985).

### 15,000 (?) a 12,000 años de radiocarbono AP

En la época que abarca este intervalo la asociación de diatomeas presente, CHAD-4, cambia paulatinamente de taxas de ambientes alcalinos, representadas principalmente por *Cocconeis* spp y *Cyclotella meneghiniana* a *Fragilaria* spp, característica de ambientes de aguas menos concentradas y un pH cercano al neutro, lo que indica que el lago sufre una transformación de pantano alcalino a estanque de agua dulce. La abundancia de diatomeas aumenta también de manera paulatina de abajo hacia arriba de la zona, donde alcanzan hasta 150,000 frústulas/g. La concentración polínica en esta zona, CHAP-4, es elevada, con valores mínimos de 65,000 y máximos de 255,000 granos/cm<sup>3</sup>. El registro de palinomorfos indica que esta zona el clima se volvió más húmedo que el anterior, lo que puede ser inferido a partir del aumento de *Typha*, *Cyperaceae* y *Alnus*, los pastizales se redujeron, probablemente a los niveles que actualmente exhibe la vegetación, y consecuentemente los bosques se expandieron. Los valores de *k* indican un arrastre ligeramente mayor de sedimentos al lago, en relación con el intervalo anterior, y la *PPI* indica condiciones eutróficas en el lago. El registro de diatomeas obtenido por Bradbury (1989) indica que aproximadamente entre 14,000 y 13,000 años AP, existió una alternancia de ambientes de pantanos ácidos con ambientes de estanques someros de agua dulce, climas más fríos que los actuales y precipitaciones distribuidas durante el año.

Las interpretaciones de Heine (1988) para esta época sugieren condiciones muy similares al máximo glacial, es decir un clima seco y frío, sin embargo los datos obtenidos para Chalco apoyan la idea de un aumento de la humedad. Se propone un clima frío y subhúmedo para esta época. Los cambios en la circulación atmosférica por el inicio de la deglaciación, y la entrada de aire tropical húmedo proveniente del Golfo de México, pueden explicar este aumento ligero de la humedad en el Lago de Chalco.

### 12,000 a 9,000 años de radiocarbono AP

La transición de pantano alcalino a estanque de agua dulce culmina en la zona CHAD-3, que representa ambientes de mayor humedad que la anterior. En esta unidad la abundancia total es la máxima registrada (Fig. 4), como puede ser observado entre 2.3 y 2.8 m, donde las variedades de agua dulce forman un sobresaliente depósito de diatomita cuya abundancia total es de más de 500,000 frústulas/g, con especies de *Fragilaria* únicamente. La vegetación subacuática de la palinozona CHAP-3 presenta altas frecuencias en la base y bajas en la cima, lo que indica un aumento en el nivel del lago, que de acuerdo con los datos de diatomeas se estima en un máximo de 5 m. Los valores de *PPI* son los más bajos

registrados en todo el núcleo, esta aparentemente baja productividad orgánica en el lago está enmascarada por el alto contenido de diatomeas. El fin del Pleistoceno (*circa* 10,000 años  $^{14}\text{C}$ ) está marcado por un incremento en la humedad; los bosques desarrollan su máxima capacidad, las elevaciones montañosas están cubiertas por bosques de pino y encino, el bosque de oyamel empieza a expandirse y las comunidades actuales empiezan a establecerse. Los valores elevados de  $k$  en este intervalo están relacionados a contaminación por material proveniente de otros niveles transportado por la circulación de aguas subterráneas, según pudo ser observado en el corte de los núcleos, debido en gran parte a que el material dominante en esta zona (diatomita) posee una alta porosidad y permeabilidad. El clima parece haber sido húmedo y más frío que el actual. El registro de diatomeas de Tlapacoya (Bradbury, 1989) indica para *ca.* 11,600 años un estanque de agua dulce.

Las interpretaciones climáticas establecidas por Heine (1984) señalan que entre 12,000 y 10,000 años AP existió desarrollo de suelos en las pendientes altas de la montañas, lo que interpreta como evidencia de un clima más frío que el actual. Para esta época, este autor propone el desarrollo de un avance glacial (MII) de corta duración, ocasionado probablemente por un aumento en la precipitación más que una disminución en la temperatura. Entre 10,000 y 9,000 años AP, el mismo autor propone un decremento en la temperatura, durante el cual la línea de las nieves bajó 800 m en relación a la línea de nieve de 1850, y entre 9,000 y 8,000 años AP la temperatura se incrementó y existieron rápidos cambios de temperatura y precipitación con fluctuaciones glaciares menores. El aumento de precipitaciones de tipo monzón, provocados probablemente por el desplazamiento al norte de la línea de altas presiones ecuatoriales, ha sido interpretado como la causa de los altos niveles lacustres en regiones subtropicales (Harrison y Metcalfe, 1985).

### 9,000 a 3,000 años de radiocarbono AP

La asociación de taxas en la zona CHAD-2 representa condiciones limnológicas diferentes de las anteriores, caracterizadas por ambientes de aguas someras y salinas, donde dominan los taxas de *Anphora* y *Anomoeoneis*, de ambientes salobres, sobre los taxas de *Epithemia* y *Cymbella*, de ambientes alcalinos. Es en este intervalo donde se presentan las más bajas abundancias totales de diatomeas. Las asociaciones florísticas sugieren que durante este tiempo Chalco era un pantano salino. La concentración de polen baja a valores entre 20,000 y 80,000 granos/cm<sup>3</sup>. Las comunidades de *Typha* y *Cyperaceae* se reducen y los pastizales presentan un moderado incremento, la vegetación arbórea está representada por *Pinus*, *Alnus*, aumenta *Quercus* y *Alnus*, y si bien *Abies* presenta una tendencia progresiva a valores inferiores, no desaparece. También se presenta el mayor desarrollo de *Botryococcus* registrado. Los valores de  $k$  indican mayor aporte de terrígenos al lago, con máximos no asociados a tefras. La PPI presenta en esta zona valores moderadamente altos. El registro limnológico en este intervalo indica condiciones lacustres de pantano salino, con profundidades menores a 1 m, lo que podría interpretarse

como ambientes secos, sin embargo en el registro polínico las concentraciones de *Abies*, característico de climas húmedos, se contraponen a la interpretación de un clima seco. Este intervalo debió ser de mayor temperatura que el anterior, con tasas relativamente altas de evaporación, lo que favorecería el desarrollo de un pantano salino y el aumento de los encinares, pero no necesariamente seco. La presencia del oyamel pudo haber estado restringido a niveles altitudinales superiores, y su presencia y tendencia a disminuir hacia la parte superior del registro estratigráfico que comprende este intervalo podría estar relacionado al tiempo que tardan las comunidades vegetales en modificarse en respuesta al cambio de las condiciones climáticas.

En general el clima predominante durante esta época era más cálido que el actual, de subhúmedo a semiárido. En un estudio anterior de las diatomeas de Chalco (Bradbury, 1989), también se observa en las comunidades una marcada transición de ambientes de agua dulce a aguas salinas, fechada en 10,000 años AP, y las condiciones salinas continúan hasta 7,000 años AP. Heine (1984) establece que la rápida deglaciación posterior al avance MIII terminó hacia 8,500 años AP, e interpreta el intervalo entre 8,000 y 5,000 años AP como un período más cálido que el actual, con desarrollo de suelos arriba de 4,200 m de altura, intervalo al que le siguió un período con dos avances glaciares, el primero fechado entre 2,000 y 3,000 años AP.

### A partir de 3,000 años

Es desconocida la edad del límite superior del período recuperado en los núcleos, sin embargo es probable que exista registro de al menos 1,000 años AP. A partir de 3,000 años AP existió un incremento en la profundidad del lago, el que se convirtió en un estanque somero de agua dulce alcalina, con especies dominantes de *Fragilaria* y en menor proporción de *Cocconeis*, *Cymbella*, *Nitzschia* y *Epithemia* que forman la zona CHAD-1. La abundancia total de diatomeas se incrementa hasta alcanzar valores de 50,000 frústulas/g. En la zona CHAP-1 el diagrama polínico muestra una notable reducción en la vegetación arbórea hacia la parte superior, disminuye el pino y el encino presenta un moderado aumento, y las comunidades de Cheno.-Am. adquieren un significativo incremento. Es en este intervalo donde se presentan los valores más altos de *k* no asociados a tefras, con fluctuaciones menores que coinciden con un aumento en la cantidad de polen y diatomeas. Los fluctuantes valores de *PPI* presentan una tendencia a disminuir. Más que un cambio climático importante, lo que se registra en este intervalo es el creciente impacto de la actividad antrópica en los ecosistemas, actividad estimulada por la existencia de cuerpos de agua que garantizaban la producción de alimentos. La deforestación de la región y el aumento de cultivos de Cheno.-Am. se traducen en una erosión mayor del suelo, como se registra en la *k*. El incremento de esta última hacia la superficie puede estar asociado más que al incremento de terrígenos al lago, a procesos de formación de suelos, aunque en el registro estratigráfico no se observa ningún suelo formalmente desarrollado. El clima que predomina es el que en la actualidad existe. La estimación de 3,000 años

como límite inferior para esta zona coincide con fluctuaciones climáticas observadas en otras regiones de la parte central de México. Después del episodio árido anterior a 3,000 años AP, hay evidencias de que regresaron condiciones más frías y más húmedas entre 3,000 y 2,000 años AP (Sanders *et al.*, 1979; Heine, 1988)

## CONCLUSIONES

La combinación de técnicas de análisis de polen y diatomeas y estimaciones de contenido de terrígenos a partir de la medición de susceptibilidad magnética en el Lago de Chalco ha permitido hacer inferencias sobre el clima durante los últimos 19,000 años. Las principales fluctuaciones climáticas en términos generales son las siguientes:

1) entre 19,000 y 15,000 años AP se infiere un clima relativamente seco y frío, con aumentos rápidos de humedad de corta duración que se asocian a la fusión de glaciares, producida tanto por volcanismo como por cambios hacia condiciones menos frías. En el registro lacustre se observan condiciones de pantano alcalino con rápidos cambios en la humedad. En la cuenca los pastizales están bien desarrollados y los bosques se encuentran restringidos. El entorno se ve frecuentemente alterado por la intensa actividad volcánica que se registra en esta época

2) entre 15,000 y 12,000 años AP se interpreta un aumento en la humedad respecto al período anterior, y se propone un clima frío subhúmedo. El pantano cambia gradualmente a un estanque somero de agua dulce; los bosques se expanden con la consecuente reducción de los pastizales.

3) entre 12,000 y 9,000 años AP hay un notable aumento de humedad, en el que el lago alcanza el nivel más alto registrado, y condiciones de temperatura más frías que las actuales. En este período el lago presenta el nivel más alto registrado, y los bosques alcanzan su máximo desarrollo.

4) entre 9,000 y 3,000 años AP las asociaciones de diatomeas sugieren bajos niveles lacustres, sin embargo el registro de polen indica climas húmedos, por lo que para esta época se interpreta un clima subhúmedo a semiárido con temperaturas altas, que provocaban un incremento en la evaporación en el lago respecto a la época anterior. El nivel lacustre más bajo se registra hacia 5,000 años AP, y se establece un pantano salino.

5) a partir de 3,000 años AP aumenta el nivel del lago y se establece un estanque de agua dulce; el creciente impacto de la actividad antrópica en los ecosistemas es registrada en el aumento de cultivos de Cheno.-Am. El clima predominante es el que existe en la actualidad.

Las fluctuaciones interpretadas a partir de los registros analizados coinciden con los cambios anteriormente inferidos por Bradbury (1989), excepto para el período que este autor propone entre 11,500 a 5,000 años AP, para el cual reporta asociaciones de diatomeas de ambientes salinos. La cronología que ha empleado este autor está basada en la aparente identificación de tefras fechadas en otros sitios de la Cuenca de México. La incorrecta identificación de las tefras podría explicar la diferencia con nuestros datos, si bien en el presente trabajo se cuenta con una mayor frecuencia de muestreo. En la Figura 6a se presenta un esquema de las variaciones interpretadas en el nivel lacustre. Al norte de la Cuenca de México, en la Cuenca del Lerma, se ha elaborado una interpretación paleolimnológica (Metcalf *et al.*, 1991) cuyos resultados se sintetizan en la Figura 6b. Si bien los registros coinciden en una continua disminución en los niveles lacustres hasta 4,000-5,000 años AP, el máximo nivel registrado en Chalco está fechado hacia 11,000 años AP en tanto que los datos de Lerma lo ubican hacia 8,000 años AP. Posterior a 4,000 años, existe en ambas curvas una paulatina recuperación en el nivel del lago.

El paleoclima durante el máximo glacial se caracteriza por ser frío y seco, pero paulatinamente cambia a menos frío con aumento en la humedad, lo que coincide con el inicio de la deglaciación. El fin del Pleistoceno está claramente marcado en Chalco por un aumento del nivel lacustre y el clima se transforma a templado frío y húmedo. Las condiciones cambian drásticamente y hacia el Holoceno inferior y medio, el clima se torna cálido subhúmedo a semiseco y Chalco se transforma en un pantano salobre. En los últimos 3,000 años hay evidencias de un aumento del nivel lacustre y el impacto humano se registra claramente.

El patrón paleoclimático que se detectó en Chalco no coincide plenamente al de las zonas tropicales, en donde el máximo glacial corresponde a bajos niveles lacustres, pero con altos niveles entre los 9,000 y 5,000 años, ni tampoco a los del suroeste de los Estados Unidos, en donde los datos disponibles indican altos niveles durante el máximo glacial pero muy bajos durante el Holoceno. La subcuenca de Chalco presenta un comportamiento similar durante el Pleistoceno tardío a los lagos tropicales, mientras que durante el Holoceno presenta un patrón similar al del SW de los EEUU.

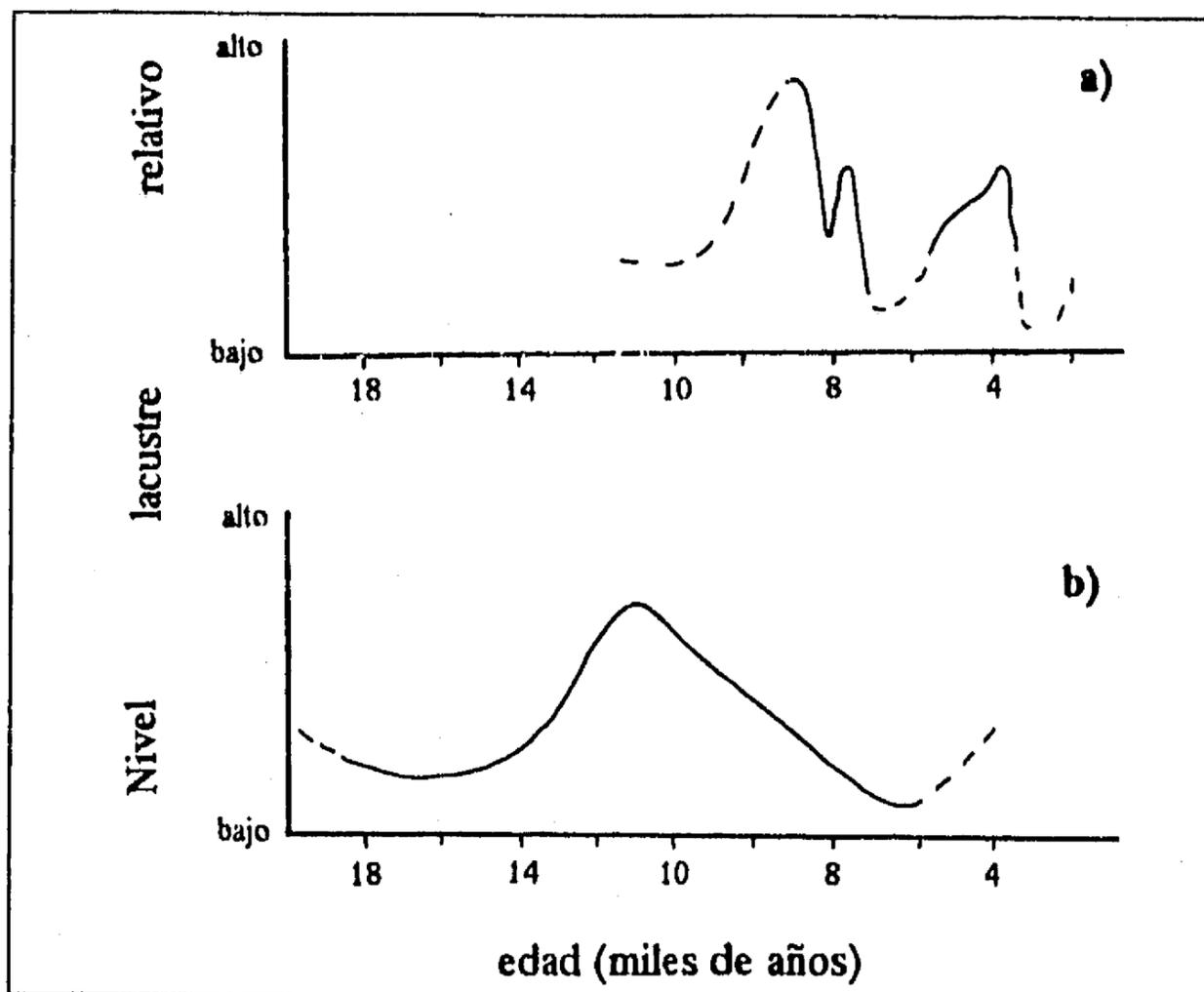


Fig. 6. Curvas de niveles lacustres para: a) Cuenca de Lerma (Flores-Díaz, 1986; Metcalfe *et al.*, 1991), b) Chalco (este trabajo).

## REFERENCIAS

- Bloomfield, Keith and Valastro, Salvatore. 1977. *Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico*, Institute of Geological Sciences, Overseas Geol. Miner. Resources (London) **46**, 15 pp.
- 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.), *Tapacoya: 35,000 años de Historia en el Lago de Chalco*, Colección Científica, **115**, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 297 pp.
- Bradbury, J.P. 1989. Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de México. *Quaternary Science reviews*, **8**, pp. 75-100.
- Clisby, K.H. y Sears, P.B. 1955. Palynology in the southern North America. 3: Microfossil profiles under Mexico City correlated with the sedimentary profiles. *Bulletin of the Geological Society of America*, **66**, pp.511-520.
- Deevey, E.S. 1957. Limnologic studies in the Middle America. *Transactions of the Connecticut Academy of Sciences*, **39**, pp. 213-328.

- Ehrenberg, G.C. 1869. Über mächtige Gebirgs-schichten vorherrschend aus mikroskopischen Bacillares unter bei der Stadt Mexiko. *Abhandlungen der Königl. Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 66 pp.
- Flores-Díaz, A. 1986. Fluctuaciones del Lago de Chalco desde hace 35,000 años al presente. En Lorenzo, J.L. y Mirambell, L. (eds.), *Tapacoya: 35,000 años de Historia en el Lago de Chalco*, Colección Científica 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 297 pp.
- García-Bárcena, J. 1986. Algunos aspectos cronológicos. En: Lorenzo, J.L. y Mirambell, L. (eds.), *Tapacoya: 35,000 años de Historia en el Lago de Chalco*, Colección Científica 115, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 297 pp.
- González-Quintero, L. y Fuentes-Mata, M. 1980. El Holoceno de la porción central de la cuenca del Valle de México. *Memorias del III Coloquio sobre Paleobotánica y Palinología*, Colección Científica 86, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 279 pp.
- Harrison, S.P and Metcalfe, S.E. 1985. Variations in lake levels during the Holocene in North America: an indicator of changes in the atmospheric circulation patterns, *Geog. Phys. et Quat.* 34, pp.141-150.
- Heine, K. 1975. Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane- mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. *Mexiko-Project der DFG VII*. Steiner, Wiesbaden, 178 pp.
- Heine, Klaus. 1984. The classical Late Weichselian climatic fluctuations in Mexico, In: Mörner, N.A. and Karlén, W. (eds.) *Climatic changes on a yearly to milenial basis*, D. Reidel, pp.95-115.
- Heine, Klaus. 1988. Late Quaternary glacial chronology of the mexican volcanoes. *Die Geowissenschaften* 6, pp. 197-205.
- Iglesias, M. 1902. Documento 2. *II Memoria histórica, técnica y administrativa de las obras del desagüe del Valle de México 1449-1900*. Oficina impresora de estampillas. México.
- Liddicoat, J.C. 1976. A paleomagnetic study of the Late Quaternary dry lake sediments from the western U.S. and Mexico, Ph. D. thesis, University of California, Santa Cruz (unpublished).
- Lozano-García, S. 1989. Palinología y paleoambientes pleistocénicos de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28,2, pp. 335-362.
- Metcalfe, S.E., Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., Harkness, D.D. 1991. Palaeolimnology of the Upper Lerma Basin, Central Mexico: a record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11,600 yr BP., *Journal of Paleolimn.* 5, pp.197-218.
- Mooser, Federico. 1956. Los ciclos de vulcanismo que formaron la Cuenca de México. *Cong. Geol. Internal.*, 20, Libro-guía de la Excursión C-9, pp. 9-16.
- Mooser, Federico. 1990. Estratigrafía y estructura del Valle de México. En: El subsuelo de la cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años de los sismos (Ovando-Shelley E. y González-Valenas, F. ed.), Soc. Mex. Mec. Suelos, pp. 29-36.
- Niederberger, C.B. 1987. Paléopaysages et archéologie pre -urbaine du Bassin de Mexico (México), *Centre d'etudes Mexicaines et Centroaméricaines*, México, 855 pp.

- Nixon, G.T. 1989. The geology of Iztaccihuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 219, 58 pp.
- Oldfield, F., Dearing, J.A., Thompson, R. y Garret-Jones, S.E. 1978. Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosion rates. *Polskie Archive. Hydrobiologia*, 25, pp. 321-331.
- Ortega-Guerrero, B. 1992a. Estratigrafía de los sedimentos lacustres en el Lago de Chalco, Cuenca de México (este volumen).
- Ortega-Guerrero, B. 1992b. Susceptibilidad magnética en sedimentos del Lago de Chalco, Centro de México: correlación entre núcleos e implicaciones paleoambientales (este volumen).
- Rzedowski, J. 1975. Flora y vegetación en la Cuenca del Valle de México. In: Depto. Distrito Federal (México) *Memoria de la obra del Sistema de Drenaje Profundo del D.F.*, 1, pp. 79-134.
- Rzedowski, J. y Calderón R., G. 1979. Flora fanerogámica del Valle de México. Cía. Editorial Continental, S.A. México, 403 pp.
- Sanders, W.T. 1976. The natural environment of the basin of Mexico. In: *The Valley of Mexico, studies in prehispanic ecology and society* (E.R. Wolf, ed.), School of American Research, Univ. New Mexico Press, Albuquerque, 377 pp.
- Sanders, W.T., Parsons, J.L. y Logan M.H. 1976. Summary and conclusions. In: *The Valley of Mexico, studies in prehispanic ecology and society* (E.R. Wolf, ed.), School of American Research, Univ. New Mexico Press, Albuquerque, pp. 161-178.
- Sanders, W.T., Parsons, J.L. y Stanley, R.S. 1979. The Basin of México: Ecological processes in the evolution of a civilisation. Academic Press, N.Y., 564 pp.
- Sears, P.B. 1952. Palynology in the southern North America, 1: Archeological horizons in the basins of Mexico. *Bulletin of the geological Society of America*, 63, pp. 241-254.
- Sears, P.B. y Clisby, K.H. 1955. Palynology in the southern North America, 4: Pliocene climate in Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 66, pp. 521-530.
- Thompson, R., Battarbee, R.W., O'Sullivan, P.E. y Oldfield, F. 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnol. Oceanogr.* 20, pp. 687-698.
- Vincent, C.H. 1988. Treatment of discrepancies in radiocarbon dating. *Radiocarbon*, 30,2, pp. 157-160.
- Watts, W.A. y Bradbury, J.P. 1982. Palynological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican Plateau, and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research*, 17, pp. 56-70.
- White, S.E. 1962. Late Pleistocene glacial sequence for the west side of the Iztaccihuatl, Mexico. *Geological Society of America Bull.* 73, pp. 935-958.
- White, S.E. 1986. Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico, In: V. Sibrava, D.Q. Bowen, G.M. Richmond (eds.) *Quaternary glaciations in the northern hemisphere*, Pergamon Press, pp. 201-205.

## ESTUDIOS DE VARIACION SECULAR PALEOMAGNETICA EN EL LAGO DE CHALCO, CUENCA DE MEXICO

*Beatriz Ortega Guerrero*  
(*Lab. Paleomagnetismo,*  
*Inst. Geofísica UNAM*)

### RESUMEN

EN EL CENTRO DEL LAGO DE CHALCO (99.0°W, 19.25°N), CUENCA DE MÉXICO, FUERON RECUPERADOS CUATRO NÚCLEOS ENTRE 7.6 Y 26 M DE LONGITUD CON EL PROPÓSITO DE ANALIZAR LAS VARIACIONES PALEOCLIMÁTICAS Y PALEOMAGNÉTICAS DE LA REGIÓN. UN NÚCLEO DE 11.27 M DE LONGITUD (D) FUE ELEGIDO PARA REALIZAR ANÁLISIS DETALLADOS QUE CONTRIBUYAN AL ESTABLECIMIENTO DE CURVAS DE VARIACIÓN SECULAR PALEOMAGNÉTICA EN EL CENTRO DE MÉXICO. EL SEGMENTO ANALIZADO ABARCA APROXIMADAMENTE LOS ÚLTIMOS 25,000 AÑOS DE RADIOCARBONO. CON LA APLICACIÓN DE CAMPOS ALTERNOS DE 15 MT SE RECUPERARON LAS MAGNETIZACIONES CARACTERÍSTICAS. A ESTOS VALORES LES FUÉ APLICADO UN FILTRO DE PROMEDIO CORRIDO DE 6 PUNTOS Y CON ESTOS DATOS Y OCHO FECHAMIENTOS DE  $^{14}\text{C}$  SE CONSTRUYERON LAS SERIES DE TIEMPO. LAS FLUCTUACIONES DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA E INTENSIDAD POSEEN UN FUERTE CONTROL DE CONTENIDO DE MINERALES MAGNÉTICOS Y SE ASOCIAN A VARIACIONES EN EL APORTE DE DETRITOS A LA CUENCA. LOS REGISTROS DE DECLINACIÓN E INCLINACIÓN PRESENTAN VARIACIONES QUE TIENEN APARENTE RELACIÓN CON LA VARIACIÓN SECULAR PALEOMAGNÉTICA. EL CÁLCULO DE  $\Delta I$  CON RESPECTO AL DIPOLO ES DE  $-3^\circ$ , LO QUE CONCUERDA CON EL PATRÓN DE VARIACIÓN ZONAL DEL HEMISFERIO NORTE PARA LOS ÚLTIMOS 30,000 AÑOS. LOS DIAGRAMAS DE BAUER INDICAN UN MOVIMIENTO DEL VECTOR PALEOMAGNÉTICO EN SENTIDO DE LAS MANECILLAS DEL RELOJ ENTRE LOS PERIODOS DE 2-5.6, 11-16.6 Y 18.5-24.8 MILES DE AÑOS AP, Y EN SENTIDO CONTRARIO ENTRE 6.5-11 Y 16.6-18.5 MILES DE AÑOS AP. ESTOS RESULTADOS NO COINCIDEN PLENAMENTE CON LOS OBSERVADOS EN OTRAS LOCALIDADES, SIN EMBARGO COMO NO ES ÚNICA LA INTERPRETACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL VECTOR, NO ES POSIBLE DETERMINAR SI HAY DERIVA AL ESTE O AL OESTE DEL CAMPO NO DIPOLAR. EN EL REGISTRO OBTENIDO NO SE SUSTENTA LA EXISTENCIA DE EXCURSIONES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO PARA ESTA REGIÓN. LOS ANÁLISIS ESPECTRALES DE LAS SERIES DE TIEMPO UTILIZANDO LA TRANSFORMADA RÁPIDA DE FOURIER INDICAN QUE LA VSP PRESENTA DOS FRECUENCIAS PRINCIPALES: UNA DE PERIODO APROXIMADO DE 10,500 AÑOS, Y OTRA QUE REPRESENTA UN CONJUNTO DE PERIODOS MÁS CORTOS ENTRE 3,000 Y 800 AÑOS.

### INTRODUCCION

Numerosos estudios paleomagnéticos en sedimentos lacustres cuaternarios han sido llevados a cabo con el propósito de investigar las variaciones seculares del campo geomagnético (Denham y Cox, 1971; Creer, Thompson, Molyneux y Mackereth, 1972; Kawai, Yaskawa, Nakajima, Torii y Horie, 1972; Denham, 1974; Liddicoat, 1976; Stober y Thompson, 1977; Thompson y Oldfield, 1978; Lund y Banerjee, 1985; Verosub, Mehringer y Waterstraat, 1986; entre otros). Estos depósitos son

particularmente atractivos porque 1) ofrecen un registro relativamente contínuo, 2) las tasas de sedimentación permiten una resolución alta temporal de los cambios del campo geomagnético en una región y 3) la limitada fuente de aporte de sedimentos propociona buen control sobre la naturaleza de los minerales magnéticos tanto detríticos como aquellos formados por procesos diagenéticos.

A partir de las variaciones seculares del campo geomagnético han sido establecidas curvas maestras, que además de proporcionar información sobre las características del campo, pueden ser usadas como patrones de correlación y fechamiento indirecto en una misma cuenca o en una región. El rango geográfico para el cual los registros paleomagnéticos pueden ser utilizados para correlación está aún bajo investigación, pero se estima que pueden ser empleados sin una pérdida significativa de precisión en distancias de centenas de kilómetros. El límite superior práctico para la comparación de patrones paleomagnéticos del Holoceno es de aproximadamente 2,000 km (Thompson y Oldfield, 1986). Los trabajos encaminados al establecimiento de estas curvas se han realizado en lagos europeos: en el Reino Unido, Región Escandinava, Islandia, Europa continental; en América del Norte, en la región SW y en la de los Grandes Lagos; en Canadá, Argentina, Japón, Australia y en África. Son escasos los trabajos realizados en latitudes intertropicales.

Con el propósito de contribuir al establecimiento de curvas de variación paleosecular geomagnética en el centro de México, en este trabajo se analiza la naturaleza del registro paleomagnético contenido en sedimentos lacustres de la subcuenca de Chalco (Fig. 1) que abarcan el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Esta investigación forma parte de un proyecto multidisciplinario que se desarrolla en los institutos de Geología y Geofísica de UNAM en la Cuenca de México, cuyos objetivos son documentar su evolución ecológica, climática y geográfica y determinar las variaciones del campo geomagnético durante el Pleistoceno y el Holoceno.

La Cuenca de México está ubicada en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana y su parteaguas cerrado le dá el carácter de endorreica (Fig. 1). Su entorno consiste predominantemente en acumulaciones volcánicas y volcanoclásticas de carácter calcoalcalino de una amplia composición. En su extensa planicie se desarrolló un sistema de lagos ocasionalmente aislados que en la actualidad ha sido eliminado casi en su totalidad. Esta estructura geomorfológica se subdivide en seis subcuencas, de las que la Subcuenca de Chalco ocupa la porción sureste.

La Subcuenca de Chalco está limitada al oriente por los estratovolcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl, al norte por la sierra volcánica de Santa Catarina, al sur por el campo volcánico monogenético Chichinautzin, y al poniente por una divisoria que la separa de la Subcuenca de Xochimilco. Dentro de la subcuenca se localizan varios aparatos volcánicos aparentemente aislados (Fig.2).

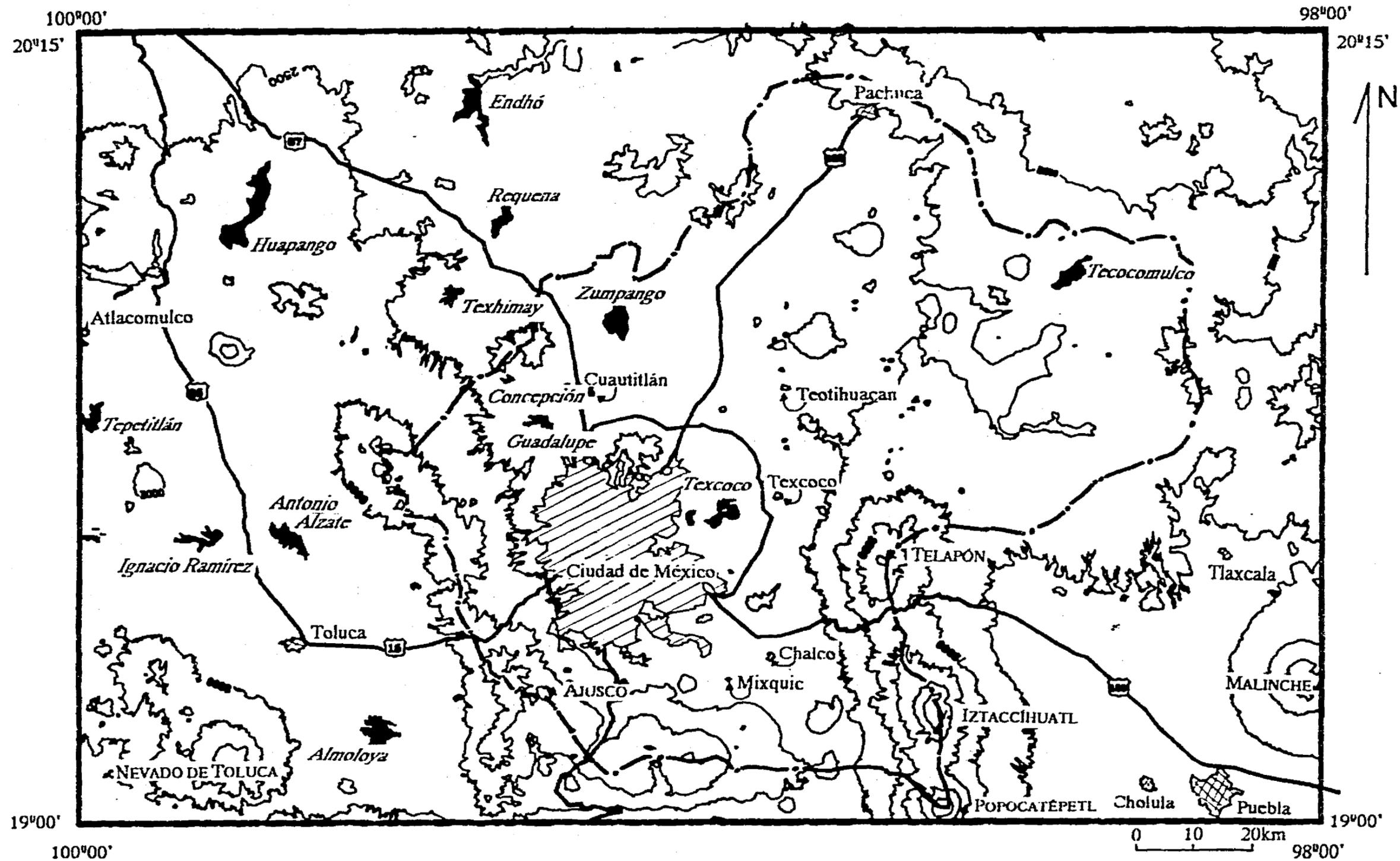


Fig. 1. Mapa de la Cuenca de México (limitada por el contorno - · - · -). Se indican los nombres de las principales poblaciones, las presas (*en cursivas*) y los estratovolcanes (EN MAYÚSCULAS)

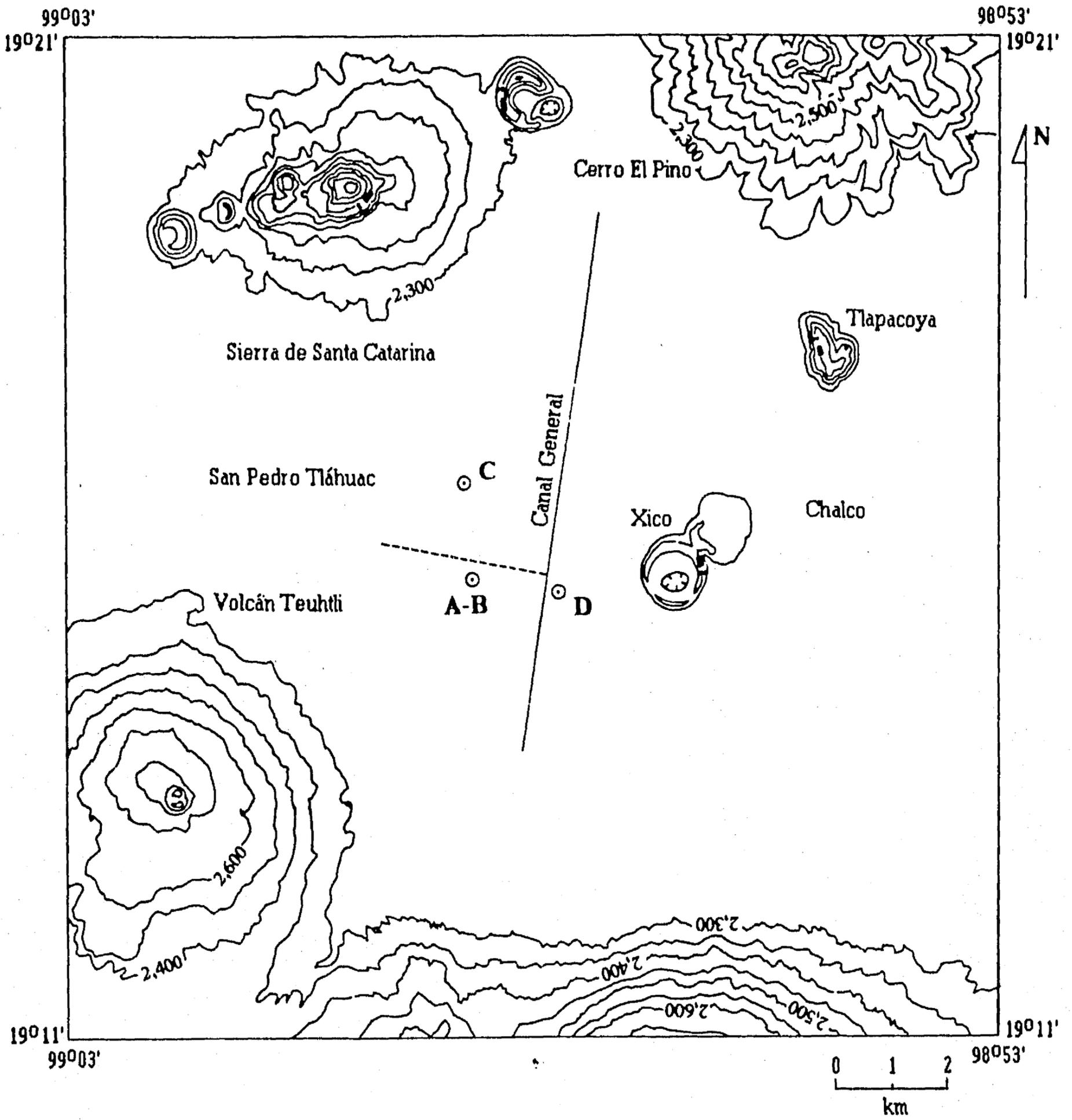


Fig. 2. Mapa de la subcuena de Chalco. Las letras indican la localización de los sitios donde fueron recuperados los núcleos.

En la Cuenca de México se han llevado a cabo anteriormente estudios paleomagnéticos en sedimentos lacustres marginales en Tlapacoya (a 4 km al NNE de Chalco) que abarcan aproximadamente entre 25,000 y 5,000 años A.P. (Liddicoat *et al.*, 1974, 1979) y en rocas volcánicas de la Sierra Chichinautzin incluídas en el cron Brunhes (Mooser *et al.*, 1974; Herrero y Pal, 1977; Herrero *et al.*, 1986; Böhnell *et al.*, 1990). De estos trabajos únicamente los dos últimos involucran estudios de variación secular paleomagnética.

Los análisis previamente realizados (Ortega-Guerrero, 1992a) revelan que los depósitos lacustres consisten en limos con contenidos menores al 5% de arcillas con abundantes intercalaciones de materiales volcánicos. Se han reconocido en las secciones cortadas por los núcleos 7 unidades litoestratigráficas principales y 17 horizontes de tefras.

## MUESTREO

Durante la primavera de 1989 se llevó a cabo la perforación de cuatro núcleos, denominados A, B, C y D cuyas profundidades oscilan entre 7.60 y 26.00 m (Fig. 3), en tres diferentes localidades que se indican en la Figura 2. El análisis estratigráfico previo de los núcleos (Ortega Guerrero, 1992a), indica que los más adecuados para analizar la naturaleza del registro paleomagnético en los sedimentos de esta cuenca son los denominados A, B y D, en virtud de que poseen un registro estratigráfico más continuo.

## Procedimiento

Los núcleos se obtuvieron con un sistema de perforación no-rotativo tipo Livingston modificado por Usinger (Universidad de Kiel, Alemania), el cual ofrece la posibilidad de reducir la deformación en sedimentos no consolidados y con elevada saturación. Además, se tiene un control preciso de la profundidad de perforación, lo que permite estimar una estratigrafía para la secuencia y correlaciones laterales.

El nucleador consiste básicamente de cuatro partes: 1) sistema de pistón en un tubo de acero con diámetros internos de 80 o 55 mm, que permite la perforación y recuperación del sedimento, 2) sistema de unión con la tubería de perforación, 3) tubería de perforación (segmentos con longitudes de uno y dos metros) y sistema doble de varillaje coaxial, que sirve de control de disparo de perforación (esto es, a partir de donde se inicia la recuperación del sedimento), y 4) equipo para insertar y extraer la tubería de los núcleos, que incluye una máquina de percusión modelo Cobra y sistemas de sujeción y de extracción. Dependiendo de la profundidad deseada, se requieren varios tramos de tubería de acero inoxidable, extensiones de varilla de control y una plataforma o torre para el manejo de la tubería, apoyo y control del ángulo de perforación.

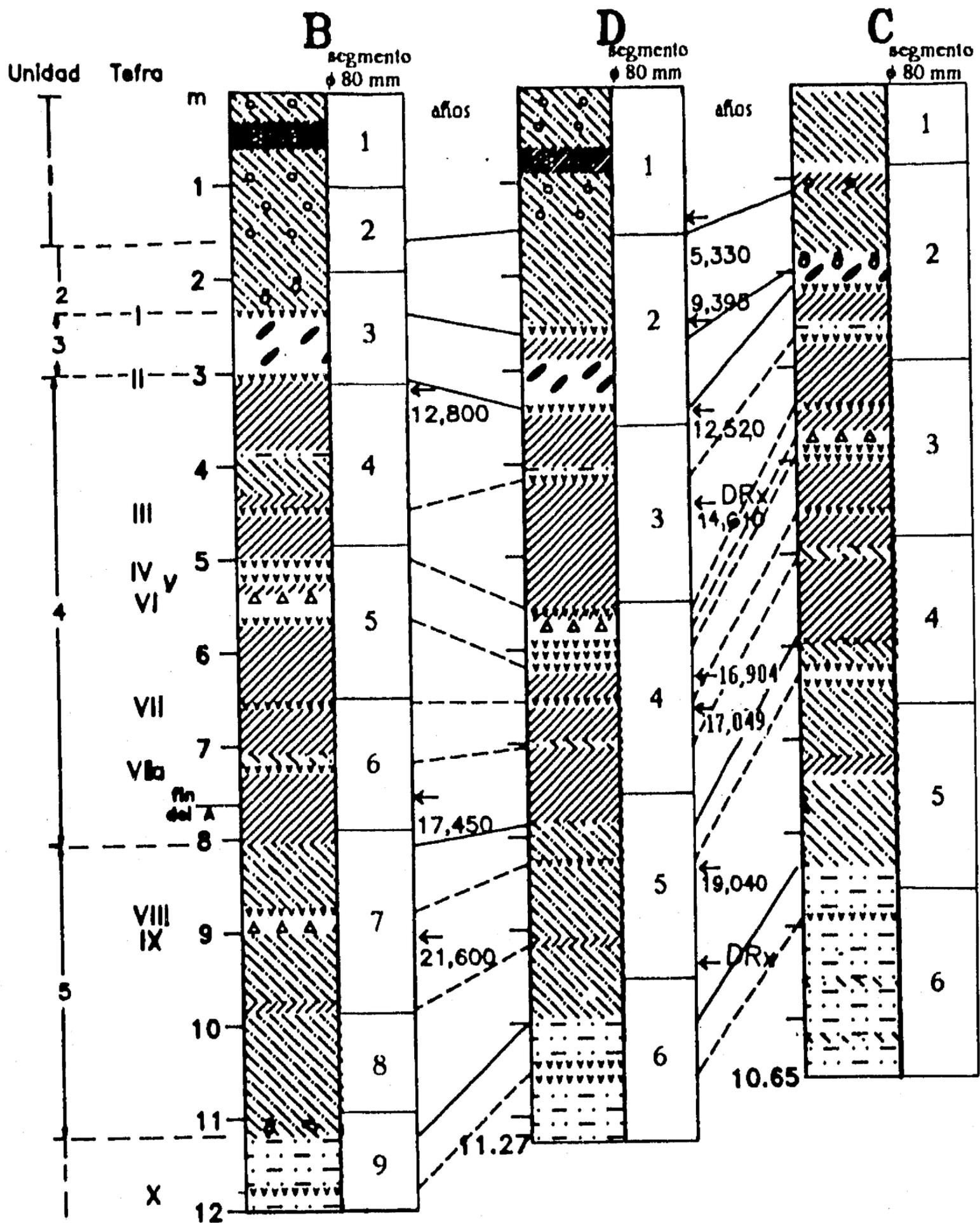


Fig. 3. Columnas litoestratigráficas de los núcleos B, D y C cortados en el Lago de Chalco, se indica la longitud de los segmentos recuperados en cada núcleo (simbología en la página siguiente).

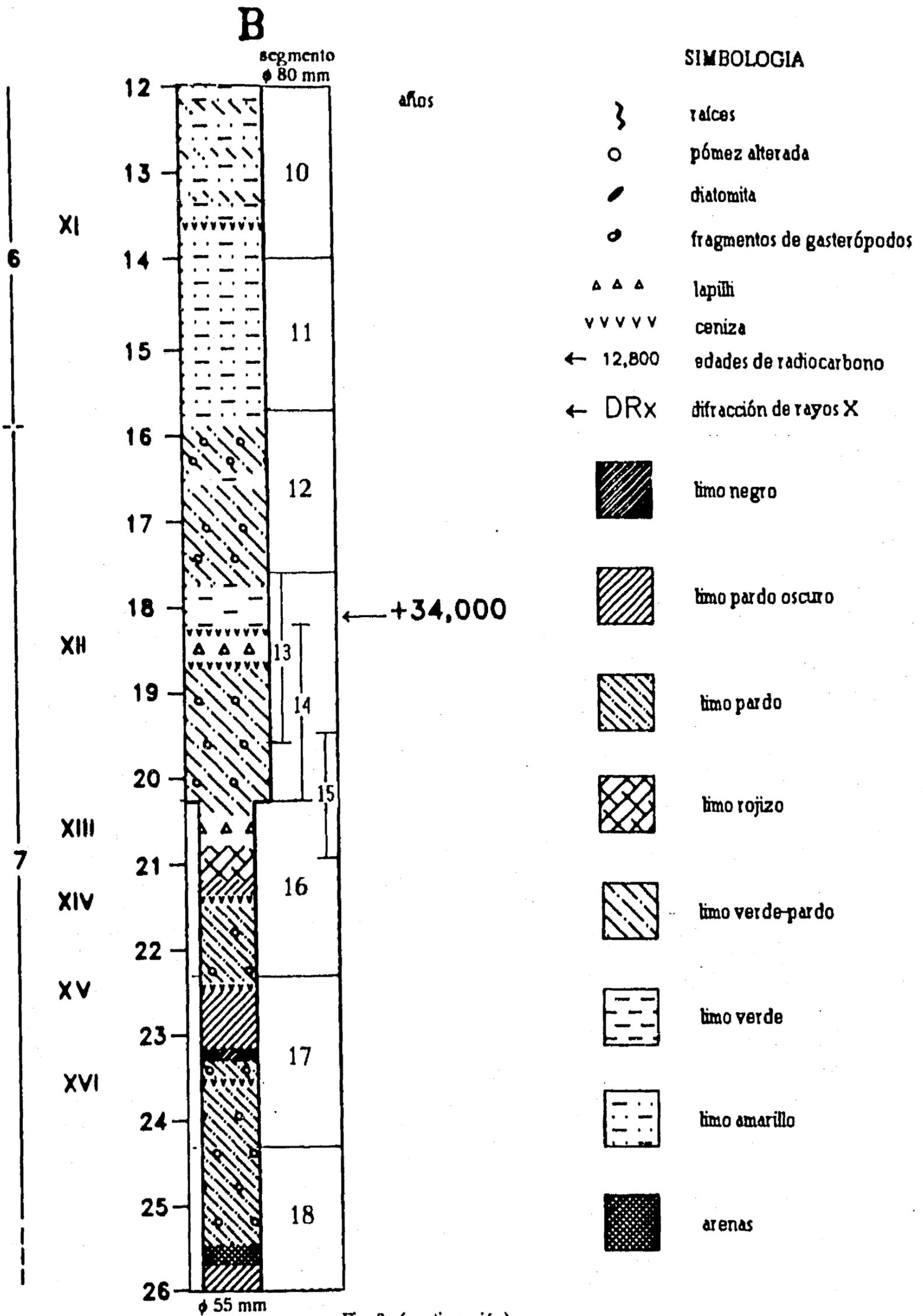


Fig. 3. (continuación).

Con este equipo se tiene una recuperación de más del 95%, se evita la posible contaminación al perforar aún a profundidades de varias decenas de metros y el material recuperado sufre muy baja o nula deformación por compactación o torsión. Los núcleos obtenidos pueden permanecer en los tramos de tubería de acero con mínima alteración al no exponerse a condiciones ambientales en ningún momento desde su perforación hasta su extracción en el laboratorio.

El sistema de recuperación en el laboratorio permite extraer los sedimentos sin deformar o alterar y cortar los núcleos en los segmentos requeridos para su adecuada descripción, submuestreo y almacenaje. Al extraerse el material de los tubos de acero, se corta longitudinalmente a la mitad, se fotografía y se describe preliminarmente. Una de las secciones se utiliza para el submuestreo requerido en los diversos estudios de palinología, diatomeas, petrografía, sedimentología, geoquímica, macrorrestos, fechamiento ( $^{14}\text{C}$ , trazas de fisión o tefracronología), pérdida por ignición, densidad, etc.

La otra sección se utiliza exclusivamente para el submuestreo destinado a los estudios de paleomagnetismo y propiedades magnéticas, para el que se requiere control de la vertical, y una continuidad de muestreo lo más cercana posible. Para la obtención de muestras destinadas a este análisis se construyó una base de aluminio con dos guías longitudinales, una de ellas desmontable, con una separación de 80 o 55 mm, de acuerdo con el diámetro del núcleo (Fig. 4a). Sobre esta plataforma se colocó la mitad del núcleo con la convexidad hacia arriba y, con ayuda de las guías, con hilo de nylon se cortó a una altura de 22 mm (Fig. 4b).

Para colectar la muestra fué utilizado un nucleador de bronce de paredes delgadas, menores a 0.5 mm (Fig. 4e), que se hince en el núcleo colocado horizontalmente en la plataforma, controlando la verticalidad de la entrada mediante una guía deslizante de acrílico (Fig. 4c y d). De esta manera se colectaron dos hileras paralelas de muestras en la parte central de los núcleos, una muestra cada 3 cm por hilera, alternando la extracción con un traslape de 40% (Fig. 4g). El sedimento así colectado fué vaciado del nucleador en cajas de acrílico de 24x24x22 mm, previamente desmagnetizadas a lo largo de tres ejes perpendiculares en un campo alterno de 100 mT, mediante un mecanismo de pistón con la ayuda de una base de acrílico que sirvió como guía (Fig. 4f). Una vez con la muestra en el interior, las cajas se taparon, rotularon y sellaron para evitar la pérdida de humedad. Durante todo el proceso se controla la vertical, que queda referida en las cajas de acrílico mediante muescas. Con este procedimiento se obtuvieron en promedio 65 muestras por metro de núcleo. El momento magnético típico de las cajas de acrílico vacías fué menor de 0.05 mA/m, mientras que el nivel de ruido del magnetómetro fué menor de 0.02 mA/m.

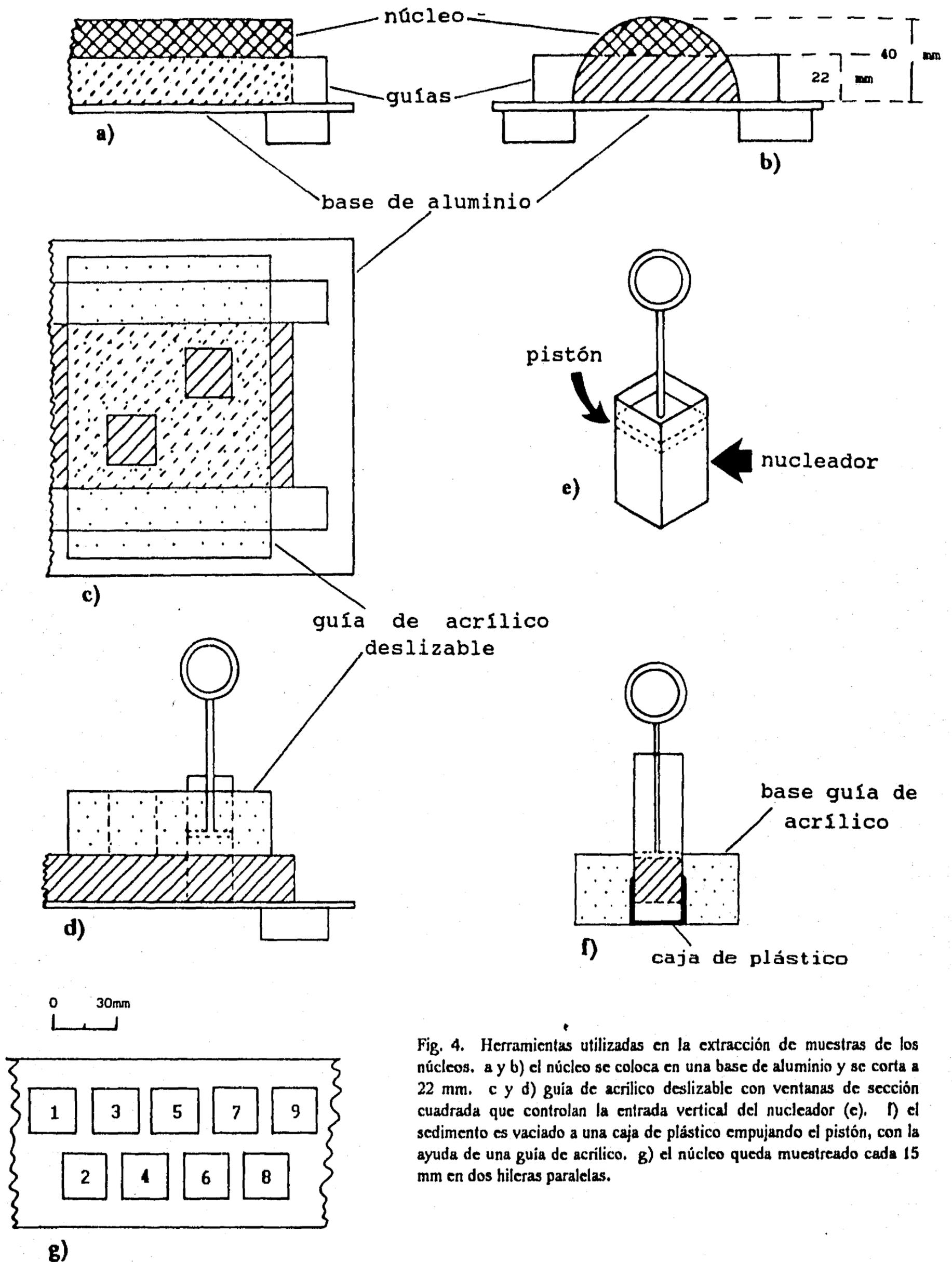


Fig. 4. Herramientas utilizadas en la extracción de muestras de los núcleos. a y b) el núcleo se coloca en una base de aluminio y se corta a 22 mm. c y d) guía de acrílico deslizable con ventanas de sección cuadrada que controlan la entrada vertical del nucleador (e). f) el sedimento es vaciado a una caja de plástico empujando el pistón, con la ayuda de una guía de acrílico. g) el núcleo queda muestreado cada 15 mm en dos hileras paralelas.

## Posibles perturbaciones mecánicas

Durante la perforación de los núcleos, se tiene especial cuidado en controlar la entrada vertical de la tubería. Si en algún segmento falla este control, habrá diferencias tanto en los valores de declinación como en los de inclinación respecto a aquellos de los segmentos que no presentan este problema, cuya magnitud dependerá del ángulo de error. En la obtención de los segmentos no se llevó control azimutal de la perforación. La falta de esta orientación no afecta los valores absolutos de inclinación.

Una desviación de 10 grados de la vertical causa un correspondiente cambio máximo de 10 grados en los vectores paleomagnéticos. El efecto de torsión durante la perforación o extracción de núcleos tendría un efecto mucho más complejo, pero es de esperarse que la magnitud del error esté en función de la medida de rotación inducida en las partículas durante la torsión.

La compactación, como proceso natural ocurrido en la cuenca, produce teóricamente una disminución sistemática en las inclinaciones de la remanencia originado por el aplanamiento de granos elongados (King, 1955), la rotación de un grano esférico sobre un eje horizontal influenciado por la presencia de una pendiente original (Griffiths *et al.*, 1960); o un aumento en la inclinación por la rotación de granos sobre ejes normales al plano de estratificación (Noel, 1986), aunque la detección de esta inclinación anómala parece ser mayor en laboratorios (diferencias del orden de 15 grados con respecto a las inclinaciones esperadas) que las observadas en la naturaleza. Este aparente aplanamiento observado en laboratorios puede deberse a que se utilizan velocidades de sedimentación mucho mayores que las producidas en la naturaleza, donde los granos tendrían libertad para rotar sobre ejes perpendiculares a la superficie poco después del depósito y orientarse de acuerdo a la dirección del campo existente.

## RESULTADOS PALEOMAGNETICOS

Todas las mediciones fueron realizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM. La magnetización remanente fué medida en un magnetómetro de giro Molspin; los tratamientos de desmagnetización por campos alternos se realizaron aplicando el campo alterno sucesivamente a lo largo de tres ejes ortogónales en un aparato Schonstedt, y la susceptibilidad magnética fué medida en un sensor Bartington en unidades de volúmen en Sistema Internacional. El Núcleo D (ND) fué elegido para llevar a cabo el estudio detallado del registro paleomagnético. Debido a problemas en el submuestreo del Núcleo A (NA) y los 6 m superiores del Núcleo B (NB), durante el cual se alteró visiblemente la fábrica de los granos, no se reportan los valores direccionales, únicamente han sido utilizados previamente los valores de susceptibilidad magnética correspondientes a estas secciones (Ortega-Guerrero, 1992b). El análisis paleomagnético de la sección no perturbada del NB se está llevando a cabo

actualmente con la cooperación de E. Cabral (Universidad de Miami), y los resultados serán próximamente publicados. A partir de los resultados obtenidos en el análisis del ND, se llevó a cabo un estudio semidetallado en el Núcleo C (NC), con el propósito de verificar en lo posible las variaciones observadas en el registro paleomagnético del ND.

### **Susceptibilidad Magnética**

Inicialmente fueron medidos los valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) en 490 muestras del Núcleo A, 1690 del B, 690 del C y 730 del D (Ortega-Guerrero, 1992b). Como la intensidad de remanencia depende parcialmente de la proporción de los minerales magnéticos, esta abundancia fue medida en términos de susceptibilidad magnética. Los valores máximos de susceptibilidad coinciden con las tefras, en el ND (Fig. 13) alcanzan valores entre 6 y  $160 \times 10^{-5}$  (unidades adimensionales en Sistema Internacional), y donde no está presente la actividad volcánica, los valores varían entre 0.3 y  $4 \times 10^{-5}$  en las cuatro unidades estratigráficas superiores, y entre 2 y  $50 \times 10^{-5}$  en las dos unidades inferiores.

### **Magnetismo remanente natural (MRN)**

La magnetización remanente natural (MRN) fue medida en 385 muestras del ND, aproximadamente la mitad del total de muestras colectadas, escogiéndolas alternadamente (muestras pares, como se ilustra en la figura 4g). Únicamente en los extremos de los segmentos se midieron las últimas 4 muestras, pares y nones. La cantidad de muestras analizadas representa el 80% de la longitud total del núcleo (en promedio 69 muestras por metro, de 2.4 cm de longitud cada una). Los valores de declinación relativa, inclinación e intensidad contra profundidad se ilustran en la Figura 5. En la elaboración de las curvas de declinación, se asume que la tasa de variación secular en declinación registrada en la densidad de muestreo que se tiene en los extremos de los segmentos de núcleo (que de manera puntual representa una muestra cada 15 mm, con un intervalo entre 11 y 72 años dependiendo de la tasa de sedimentación entre cada una), no cambia significativamente a través de ellos. Si se considera que el segmento superior está orientado, los segmentos inferiores restantes se rotan ensamblando la declinación de las últimas muestras de un segmento con las primeras del segmento siguiente. Con el propósito de evitar la propagación de errores en la orientación de los núcleos utilizando las mencionadas suposiciones, se han ensablado las tendencias calculadas por mínimos cuadrados de las cuatro muestras extremas de cada núcleo. En las curvas de declinación, el cero es arbitrario.

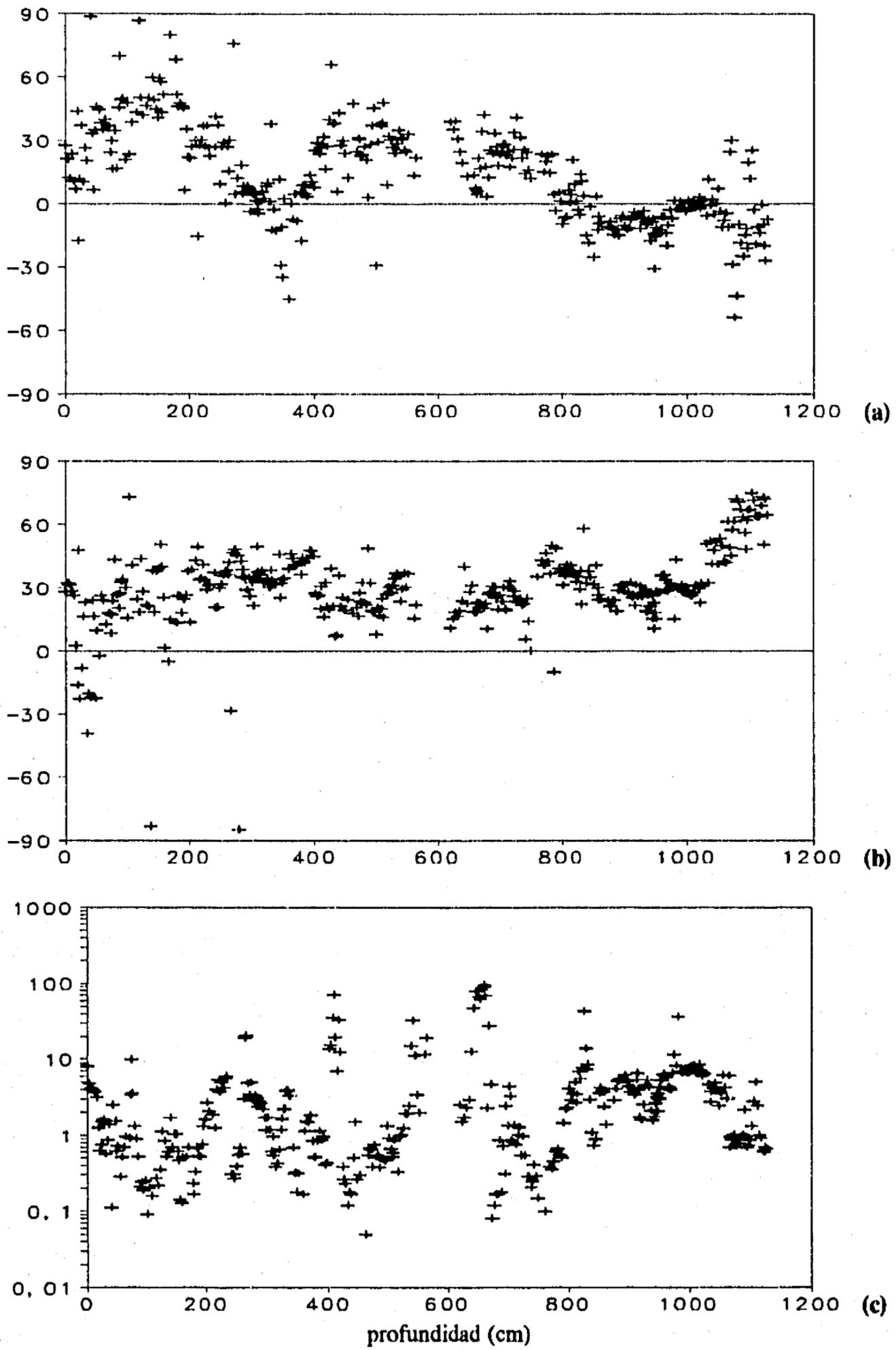


Fig. 5. Curvas de (a): declinación relativa, (b): inclinación y (c): intensidad de MRN del Núcleo D (intensidad en mA/m).

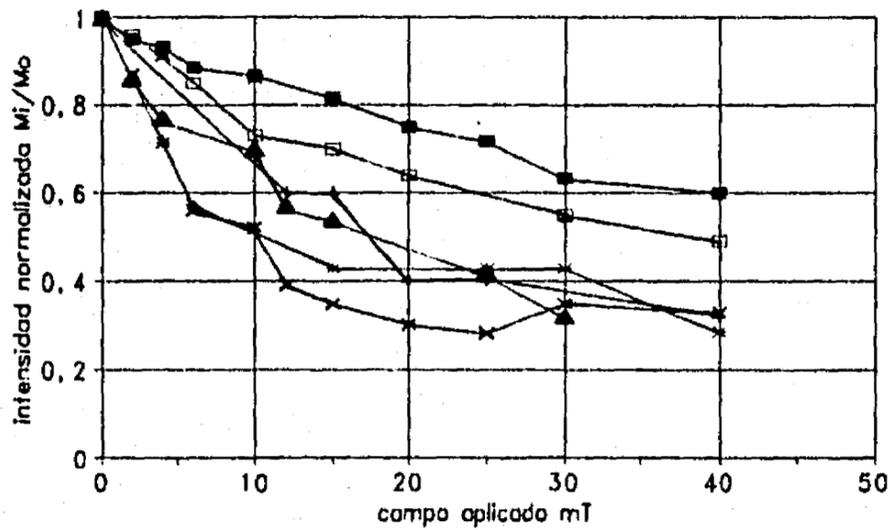
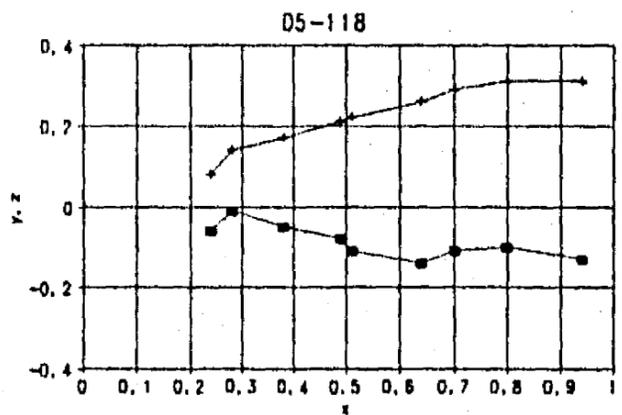
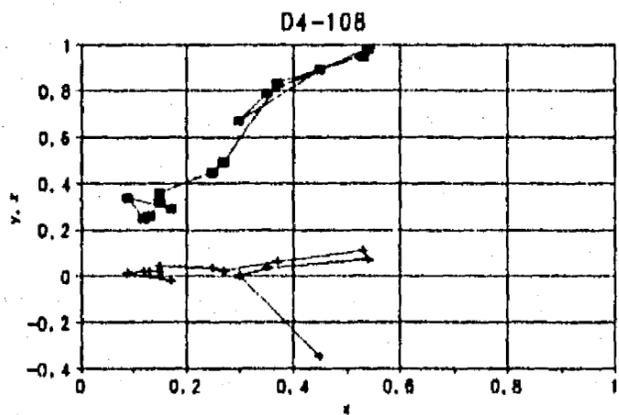
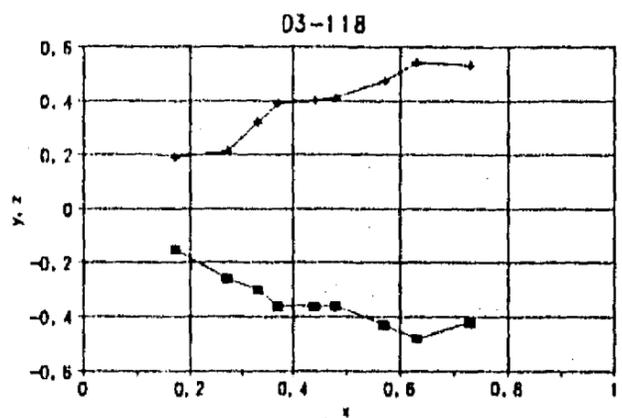
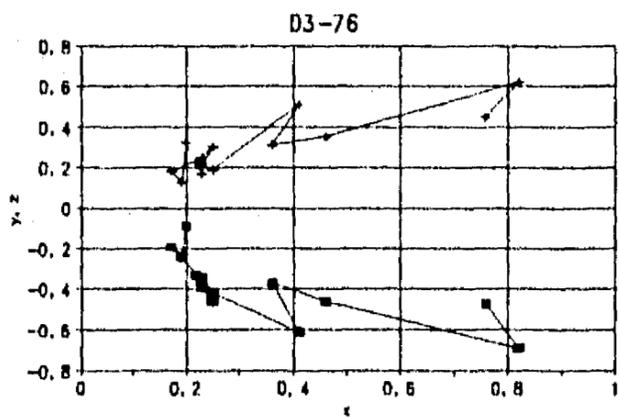
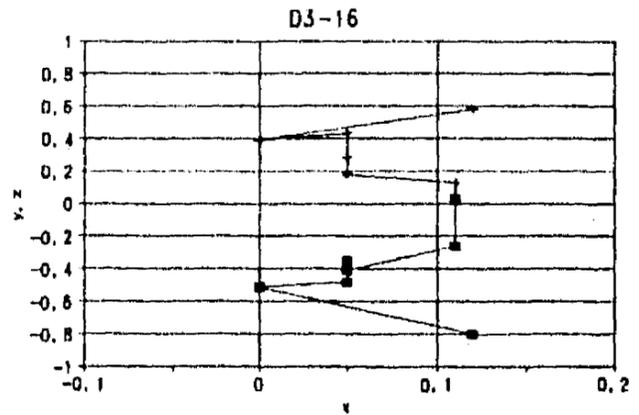
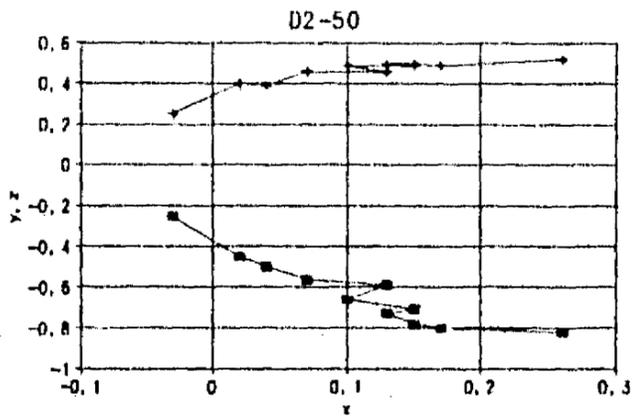
## Desmagnetización por campos alternos decrecientes

De las 385 muestras medidas, 52 de ellas (de tres a siete muestras por metro de núcleo, lo que representa el 14% de las muestras) fueron desmagnetizadas por la aplicación de campos alternos decrecientes, en incrementos de 2, 3, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70 y 80 mT, con el propósito de reconocer las componentes vectoriales de la magnetización de los sedimentos, incluidas las tefras presentes en la columna, y escoger el campo alterno más adecuado para rescatar la magnetización característica en las restantes muestras. En la Figura 6 se muestran las curvas de intensidad normalizada y los diagramas vectoriales de Zijderveld de algunas de estas muestras.

El campo medio destructivo de los sedimentos varía en el amplio rango de 15 a 40 mT, y conservan una remanencia mayor al 22% de la original, en tanto que en las tefras este campo varía de 25 a 35 mT y conservan de 50 a 12% de la remanencia original.

Las curvas de desmagnetización de las tefras son muy similares entre sí, con coercitividades intermedias. Solamente dos de ellas exhiben un comportamiento diferente: la Tefra VIII presenta baja coercitividad, la Tefra VI presenta una coercitividad elevada, misma que en un campo alterno aplicado de 80 mT ha perdido únicamente 37% de la remanencia original (Fig 7).

Durante el proceso de desmagnetización, en campos aplicados mayores a 60 mT, tanto las muestras de sedimentos como la mayor parte de las tefras adquieren una magnetización secundaria (no se muestra en figuras). Esta remanencia adquirida provoca notables aumentos en la intensidad, valores superiores a los inicialmente registrados, y cambios aleatorios en las direcciones de magnetización sin relación con la dirección del campo geomagnético ambiental. Esta adquisición de remanencia con direcciones aleatorias no fué registrada por otros usuarios del desmagnetizador, que durante el mismo tiempo trabajaron muestras de materiales con intensidades bajas. Por ello descarto la posibilidad de que esta magnetización sea adquirida por un deficiente aislamiento del campo geomagnético efectuado por el blindaje del instrumento en el que son aplicados los campos alternos decrecientes.



■ D2-50	+ D3-16	× D3-76
□ D3-118	× D4-108	▲ D5-118

Fig. 6. Diagramas vectoriales normalizados de algunas muestras desmagnetizadas por campos alternos en pequeños incrementos (cuadros: componente horizontal, cruces: componente vertical) y sus respectivas curvas de intensidad normalizada.

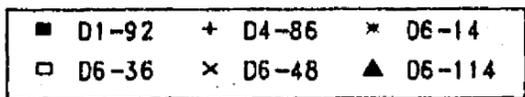
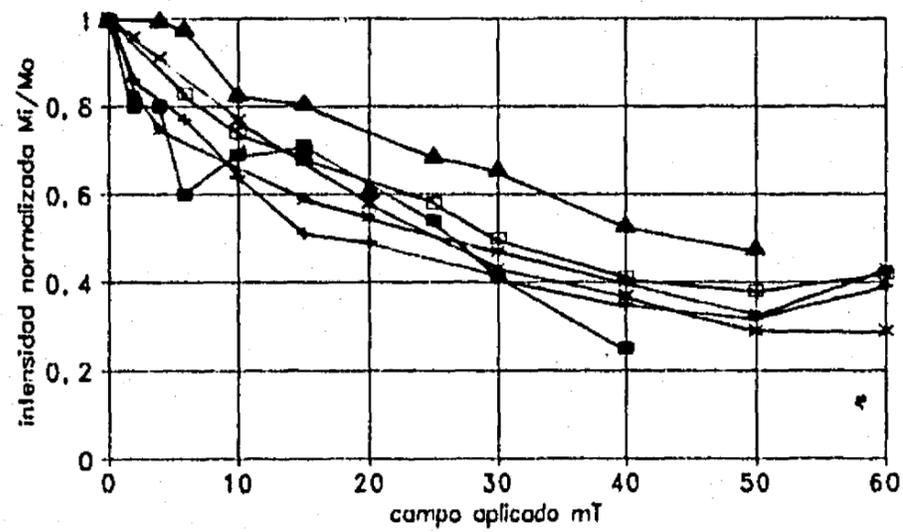
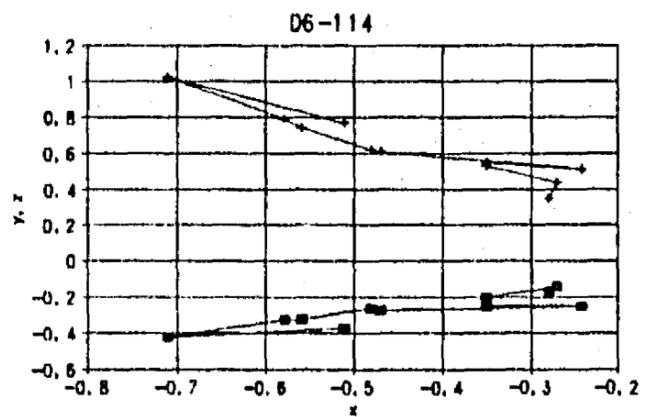
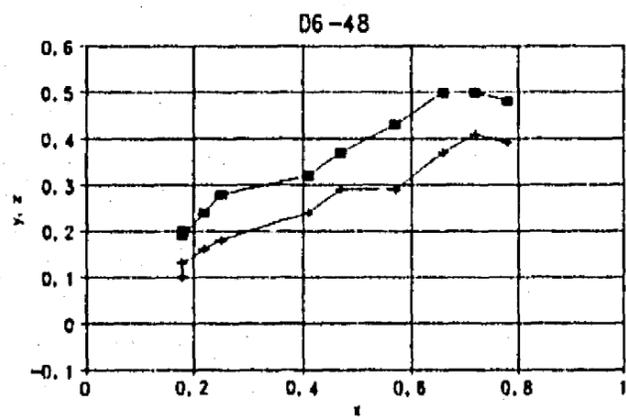
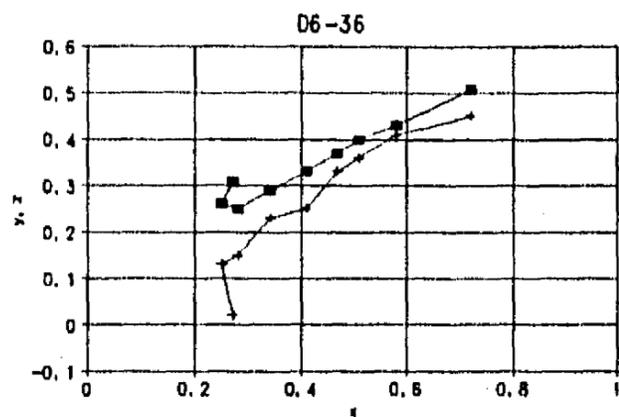
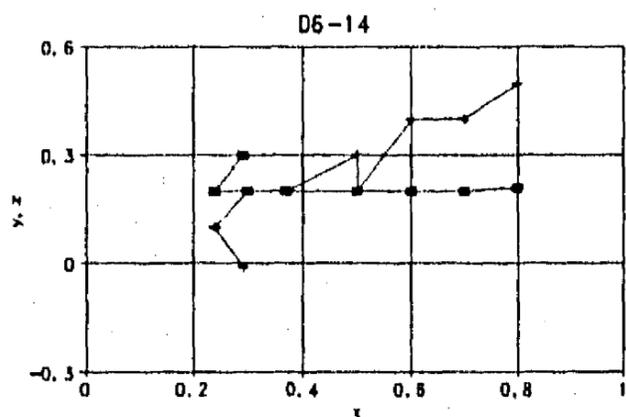
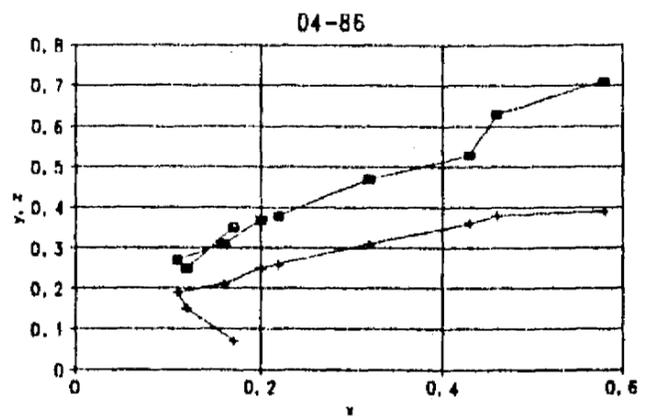
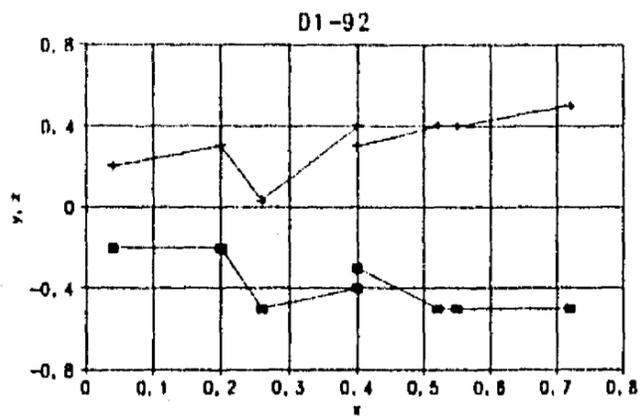


Fig. 6. (continuación).

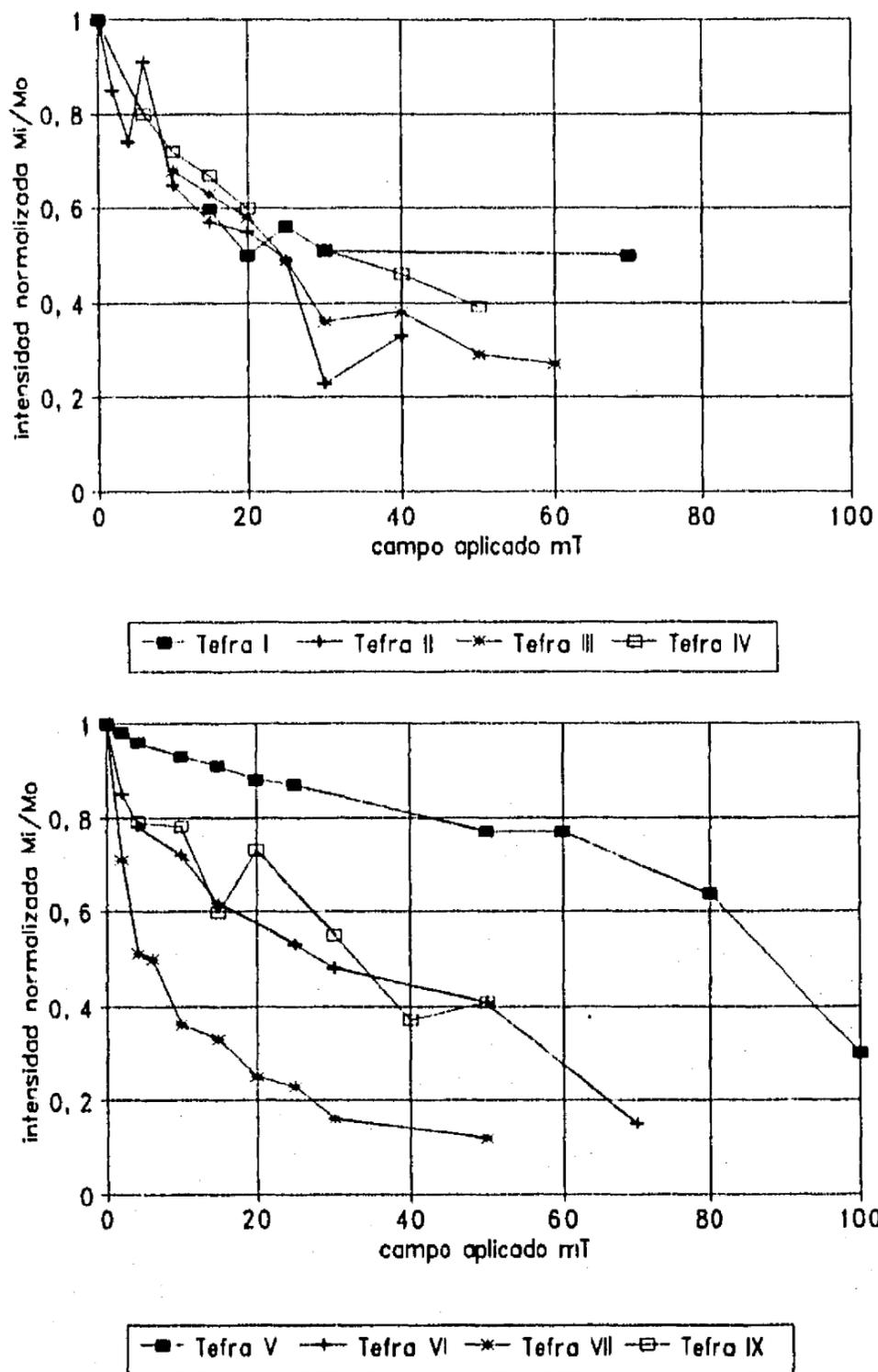


Fig. 7. Curvas de intensidad normalizada de algunas tefras desmagnetizadas por campos alternos en pequeños incrementos

Gran parte de las muestras presenta una magnetización moderadamente estable a partir de 10-15 mT aunque existe una pequeña componente que no pudo ser eliminada con campos de 60 mT. Consecuentemente, se decidió aplicar un campo alterno de 15 mT al resto de las muestras como el más confiable para determinar la componente principal. La componente de alta coercitividad, que puede ser apreciada en los diagramas vectoriales de la Figura 6, en los que la componente principal no se dirige precisamente al origen, puede estar asociada a hematita, a hidróxidos de Fe, o a algún tipo de remanencia inducido durante el manejo de las muestras. Los valores de declinación relativa, inclinación e intensidad obtenidos después de la aplicación de estos campos se ilustran en la Figura 8.

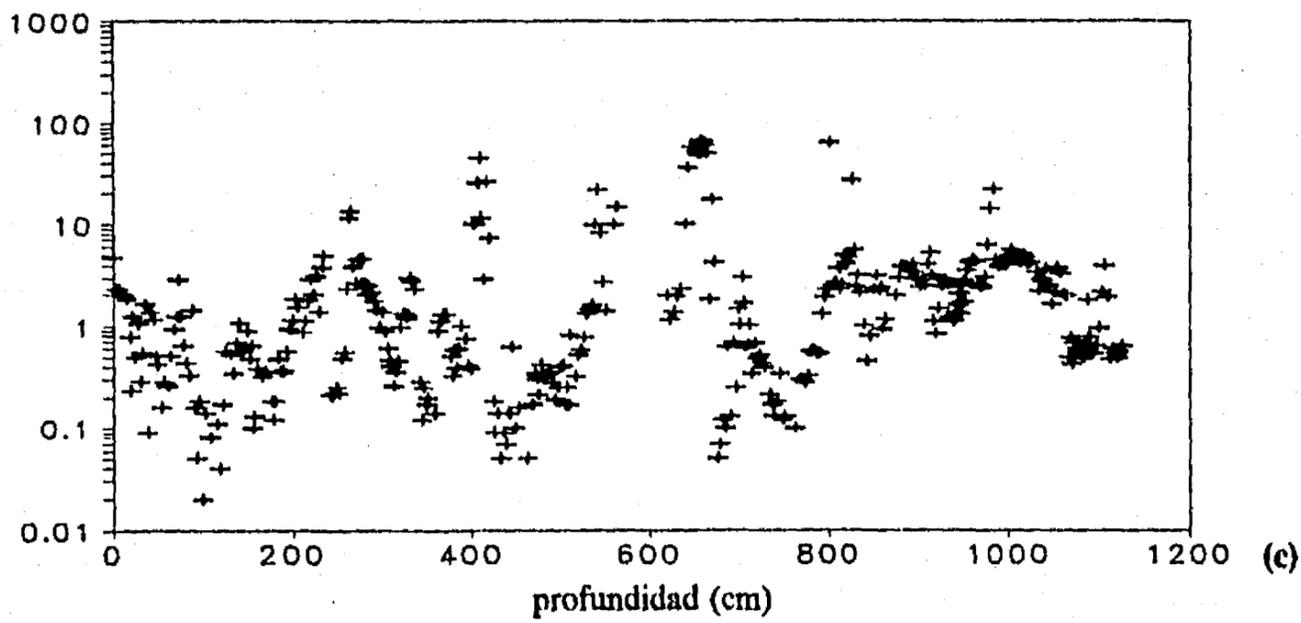
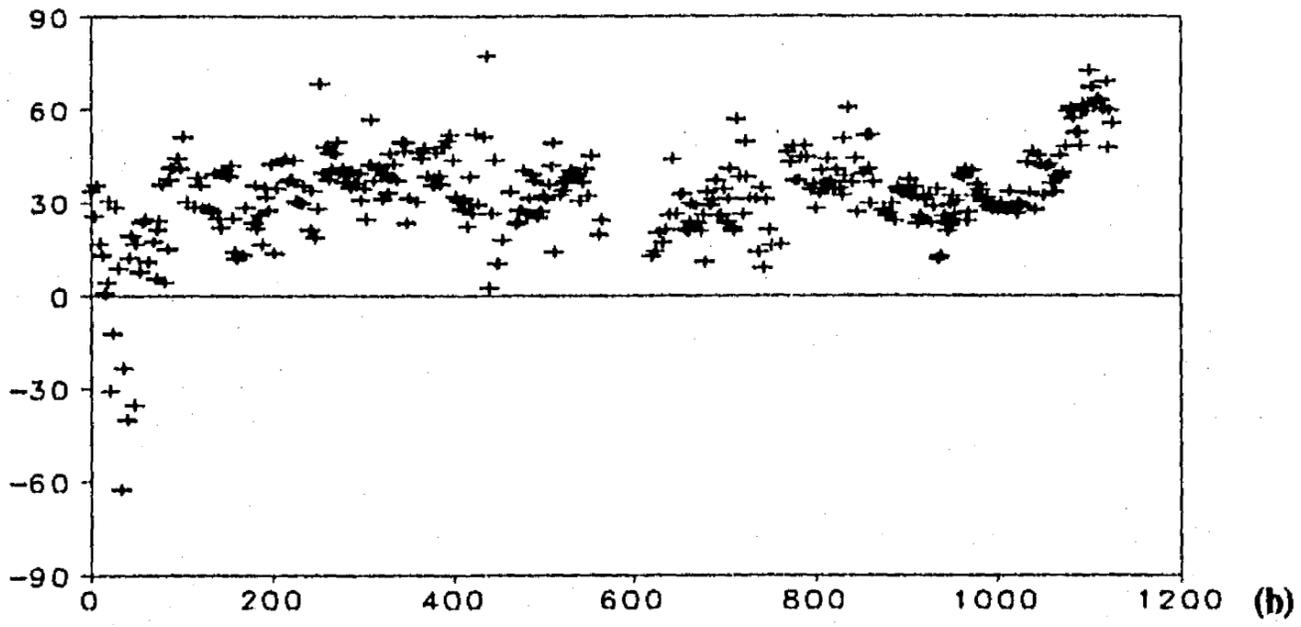
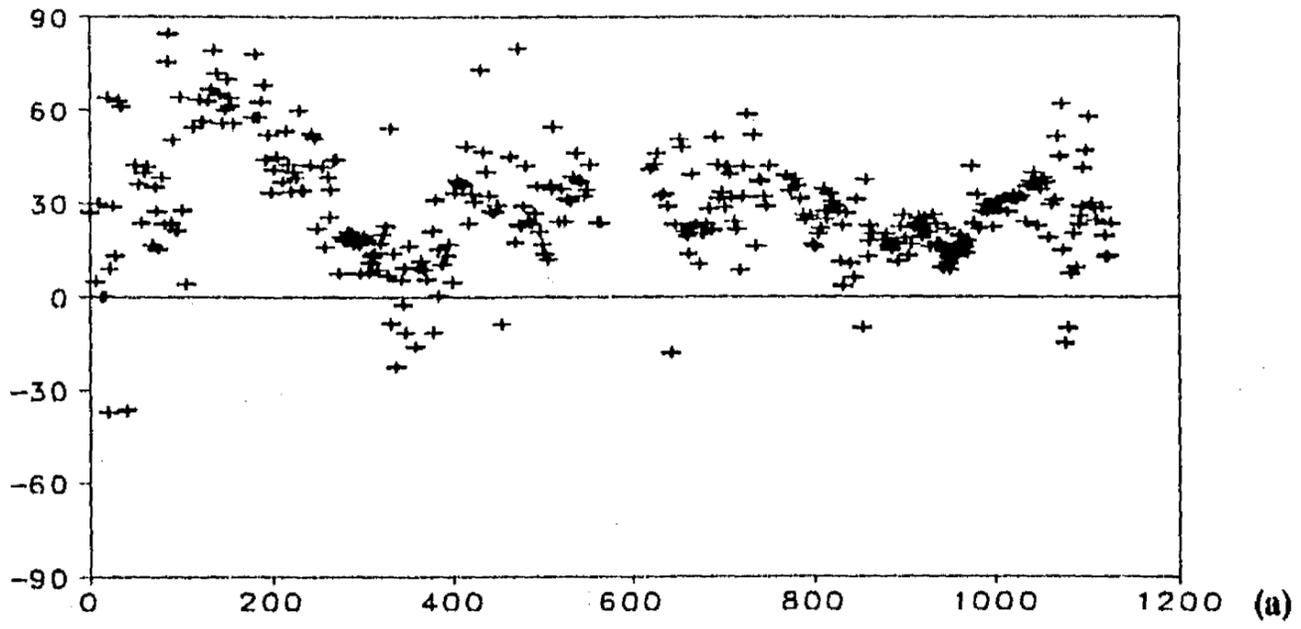


Fig. 8. Curvas de (a): declinación relativa, (b): inclinación y (c): intensidad del Núcleo D después de la desmagnetización a 15 mT (intensidad en mA/m).

En esta figura se han eliminado las muestras colectadas en los extremos de los segmentos de los núcleos, las de granulometría de arenas medias y mayores, las extraídas en la diatomita (Unidad estratigráfica 3, Fig. 3), así como todas aquellas que durante el proceso de submuestreo sufrieron alguna modificación visible en el arreglo original de los granos. El resto de los datos se han graficado de acuerdo a los valores obtenidos y no se ha aplicado a los mismos ningún tipo de proceso de atenuación para suavizar las curvas. Para la construcción de la curva de declinación se siguió el mismo procedimiento empleado en la elaboración de la curva de declinación de MRN (pág. 116).

Los sedimentos de los 0.80 m superiores del ND presentaron mucho menos cohesión que el resto, y el análisis de las componentes vectoriales de las muestras piloto correspondientes a éstos muestra que poseen una magnetización multicomponente.

### Mineralogía magnética

Al ser el material volcánico la fuente potencialmente mayor de aporte de minerales magnéticos primarios debido a las características geológicas de la cuenca, es razonable esperar que la fracción dominante del contenido magnético esté compuesta de titanomagnetitas. Con el propósito de investigar las fases magnéticas presentes y su significado en la MRN, 26 de las muestras desmagnetizadas tanto de tefras como de los sedimentos lacustres, distribuidas a lo largo de todo el núcleo, fueron sometidas a un tratamiento de magnetización remanente isotermal (MRI) en campos uniformes de 5, 10, 20, 40, 60, 100, 150, 200, 300, 400, 700 y 1000 mT. Al comparar las curvas de MRI de sedimentos y tefras (Fig.9), se observa una notable similitud en la adquisición de la remanencia: todos los ejemplares sólo adquieren una magnetización cercana a la saturación al aplicar campos de 400 mT o mayores. Los numerosos estudios de propiedades magnéticas de los minerales indican que para muestras con titanomagnetitas, éstas alcanzan la saturación isotermal (MRIS) en campos aplicados entre 100 y 150 mT, dependiendo del tamaño y la concentración de los granos (Stacey y Banerjee, 1975; Dankers, 1978; entre muchos otros).

Esta alta coercitividad observada en el proceso de adquisición de MRIS sugiere la existencia de proporciones significativas de minerales de la serie hematita-ilmenita, cuya saturación es alcanzada en campos de 1 a 3 T (Tarling, 1983). El hecho de que las tefras también requieran de la aplicación de campos mayores a 400 mT para adquirir una magnetización remanente isotermal de saturación (MRIS) hace suponer que los piroclastos que las constituyen poseen tanto minerales de titanomagnetitas como de titanohematitas, y consecuentemente requieren de campos altos para alcanzar su saturación, mayores de los necesarios para provocarla si las titanomagnetitas fuesen los minerales dominantes. Para comparar estos resultados con tefras depositadas fuera del lago fueron colectadas muestras de cenizas de las laderas de los volcanes Xico y Teuhtli, y sometidas al mismo tratamiento de MRI (Fig. 10); en éstas nuevamente la saturación es alcanzada después de la aplicación de un campo de 400 mT

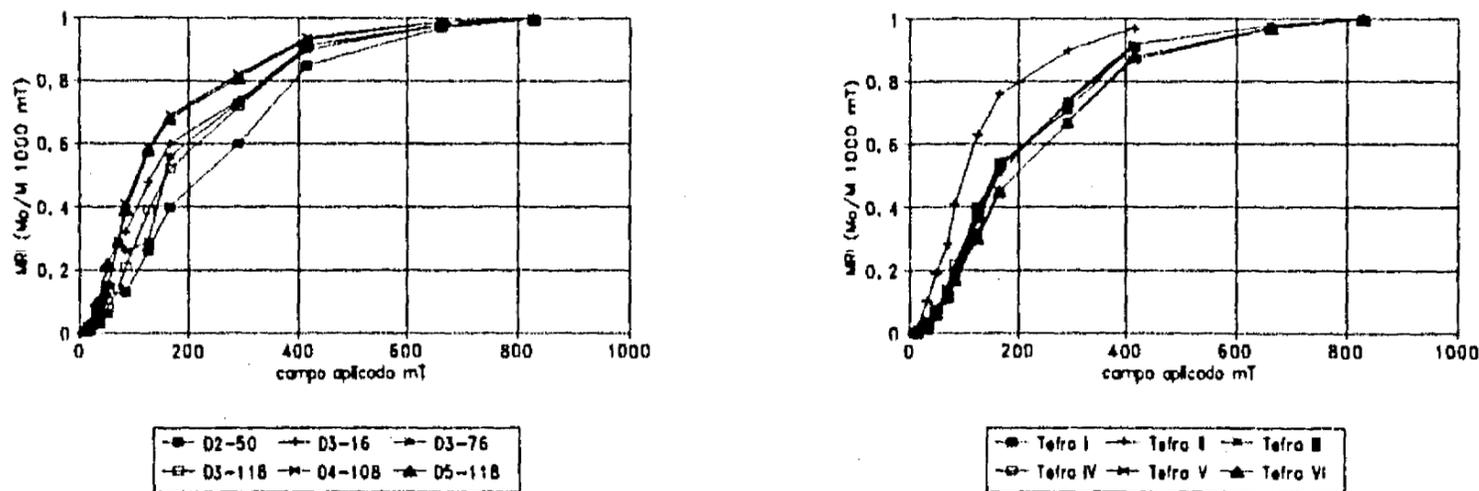


Fig. 9. Curvas de intensidad normalizada de MRI de muestras de sedimentos y tefras.

En las publicaciones de estudios paleomagnéticos en sedimentos del Lago de Chalco (Liddicoat *et al.*, 1974, 1979), no hay indicaciones sobre el tipo de mineral portador de la magnetización y el origen de la misma. En los estudios realizados en lavas de la Sierra Chichinautzin (Herrero *et al.*, 1986; Böhnelt *et al.*, 1990), los principales portadores de la magnetización corresponden a titanomagnetitas y magnetitas. Han sido numerosos los estudios enfocados a distinguir el tamaño de grano y la mineralogía a partir de las características magnéticas de los minerales (Lowrie y Fuller, 1971; Stacey y Banerjee, 1975; Dankers, 1978; Bailey y Dunlop, 1983; King *et al.*, 1982; entre muchos otros), sin embargo estos estudios han sido elaborados principalmente en concentraciones puras de titanomagnetitas e ilmenohematitas, y son poco conocidas las características magnéticas en mezclas complejas donde coexisten diversos tipos de minerales magnéticos. En vista de la complejidad de los sedimentos lacustres analizados, donde aparentemente están presentes más de una serie de minerales magnéticos, la mineralogía precisa y el tamaño de grano de los portadores de la magnetización podrán ser documentadas posteriormente con observaciones en microscopio electrónico de barrido.

### Origen de la magnetización

En la interpretación de las variaciones del registro magnético en sedimentos es fundamental reconocer el origen de los minerales portadores de la magnetización. Debido a que en muchas ocasiones es difícil excluir un origen autógeno para hematitas o magnetitas en sedimentos lacustres, Thompson y Olfield (1986) han establecido que en muchos casos evidencias circunstanciales sugieren un origen predominantemente alóctono. De acuerdo a estos autores, las evidencias incluyen: a) relación directa entre las variaciones a profundidad de la susceptibilidad magnética y otros indicadores paleoecológicos o químicos de incremento de aporte de terrígenos, b) relaciones claramente establecidas entre los sedimentos

y la fuente de aporte, y c) atribución confiable de variaciones de minerales magnéticos a bien documentados eventos en la cuenca.

El alto contenido de materia orgánica en los siete metros superiores de los depósitos del centro del lago, determinado en los análisis de calcinación (Ortega-Guerrero, 1992a), sugiere condiciones reductoras, por lo que las alteraciones diagenéticas no parecen ser el origen principal de minerales de hematitas o goethitas para esta parte del núcleo. La ausencia de suelos en el núcleo, cuyo desarrollo involucra procesos de diagénesis y autigénesis de óxidos de hierro (Maher, 1986; entre otros), disminuye la posibilidad de que estos minerales tengan un origen secundario. Cabe destacar que tampoco fué observada la formación de estos minerales en las muestras durante el proceso de medición de las mismas.

El análisis conjunto de los registros de susceptibilidad magnética ( $k$ ) y los resultados de análisis de polen y pérdida por ignición (Ortega-Guerrero, 1992b; Ortega-Guerrero *et al.*, 1992) proporciona evidencias del origen alóctono de los minerales magnéticos: existe una clara relación entre los registros de  $k$  y los indicadores paleoecológicos de cambios ambientales: los valores de  $k$  varían inversamente al contenido de materia orgánica (expresada en % de pérdida por ignición) y a la abundancia de polen, lo que es reflejo del control que ejerció la extensión de la cobertura vegetal en el aporte de minerales al lago, y del impacto que ejerció sobre las comunidades bióticas y el influjo de terrígenos la intensa actividad volcánica registrada. Las relaciones establecidas en la sección anterior entre los sedimentos lacustres, las tefras encontradas en el lago y las acumulaciones de cenizas en las laderas de los volcanes, constituyen una evidencia más que apoya la idea de un origen alóctono de los minerales magnéticos en el lago.. En vista de que tanto sedimentos como tefras, dentro y fuera del lago, presentan el mismo comportamiento durante la adquisición de remanencia isothermal, se concluye que la fracción magnética en los sedimentos se deriva directamente de la presente en las tefras, y los minerales originados por procesos diagenéticos, si están presentes, no aportan una fracción importante en la MRN, por lo que el tipo de magnetización presente es deposicional (MRD) o posdeposicional (MRpD). La presencia de titanohematitas en proporciones importantes en los piroclastos podría estar relacionado a alteraciones deutéricas producidas durante la expulsión de material.

Con el propósito de determinar si la alta coercitividad de las tefras de la Subcuenca de Chalco es común en otras de la Faja Volcánica Transmexicana, se llevaron a cabo mediciones de MRI en muestras de diversos depósitos de piroclastos de diferentes tamaños. Los resultados de algunos de estos análisis se presentan en la Figura 10, en donde se indica la región de la que provienen las muestras. En ellas la saturación es alcanzada entre 150 y 300 mT de campo aplicado, y ninguna presenta tan alta coercitividad como las presentes en Chalco, por lo que esta característica podría ser utilizada como trazador genético en esta región.

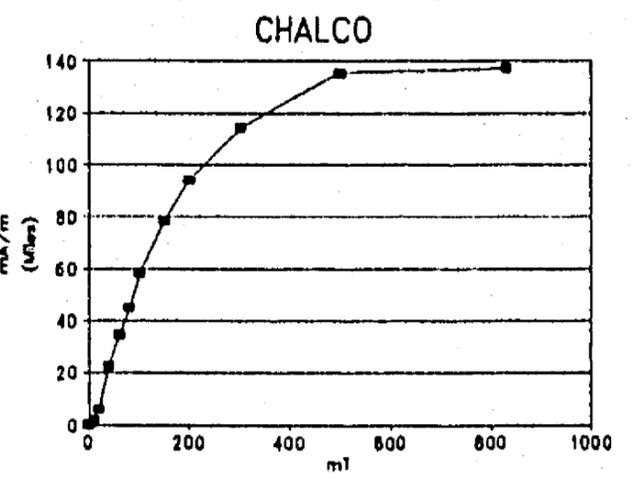
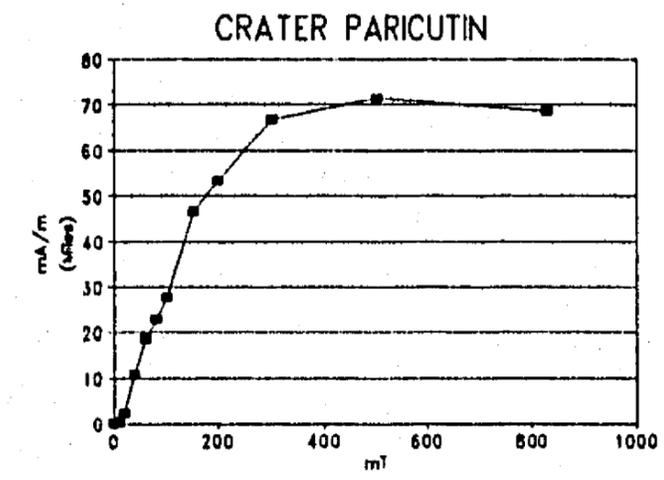
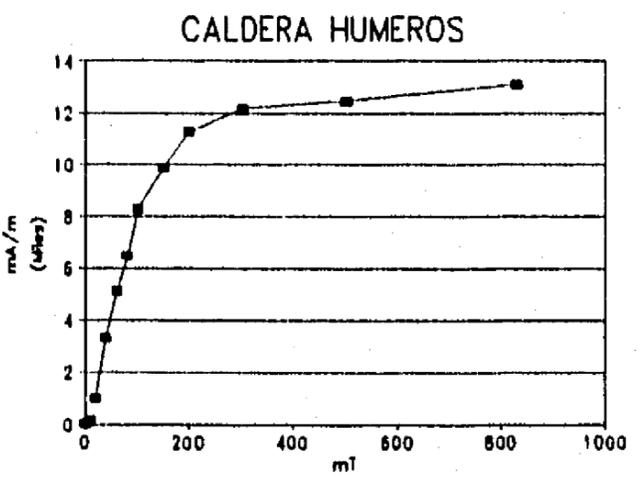
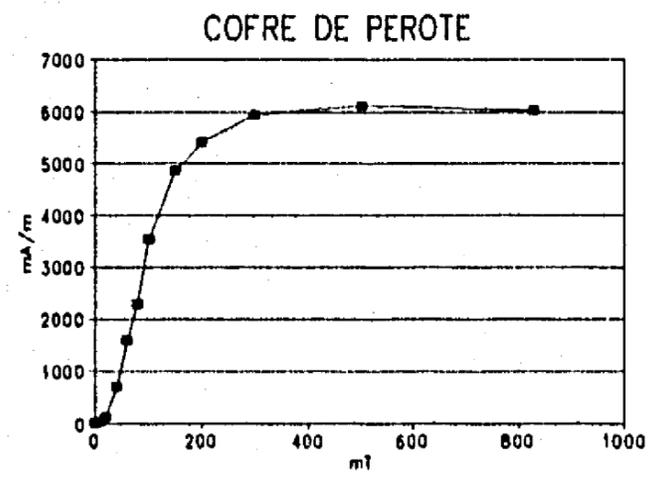
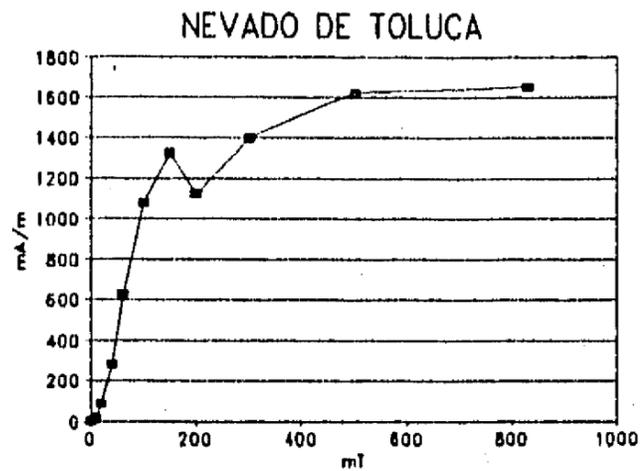
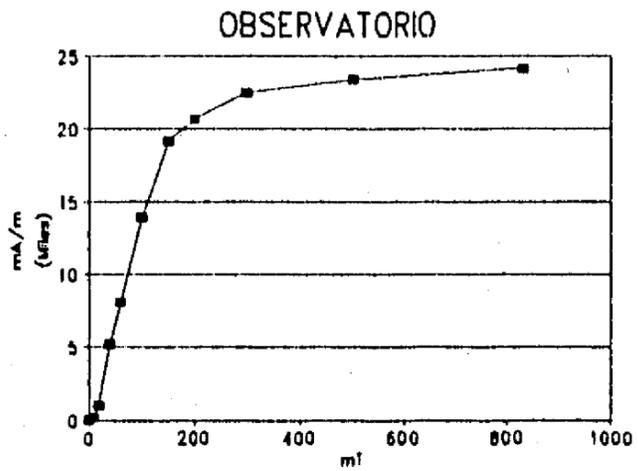
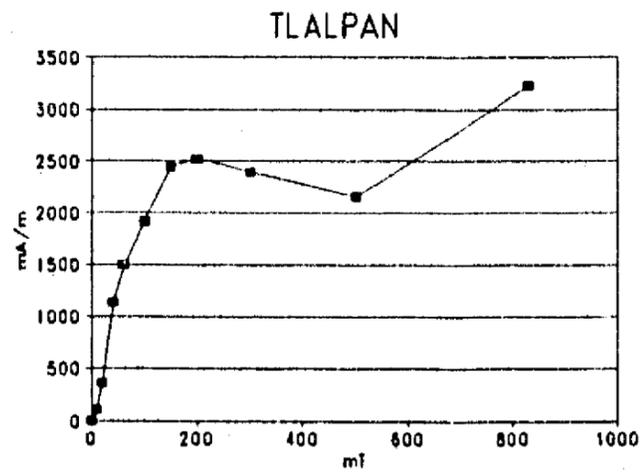
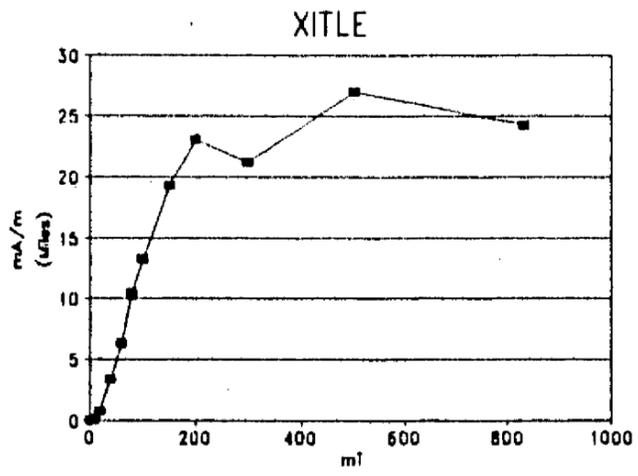


Fig. 10. Curvas de adquisición de MRI de tefras de la Faja Volcánica Transmexicana.

## FECHAMIENTO

La escala de tiempo para los depósitos del centro del Lago de Chalco ha sido establecida (Ortega-Guerrero, 1992a) a partir de doce fechamientos de radiocarbono, ocho determinados en el ND y cuatro en el NB, que fueron realizados en la Universidad de Waterloo, Canadá, y en los Laboratorios Geochron (Tabla 1). En el establecimiento de esta escala se ha aplicado el método estadístico de Vincent (1988) a dos determinaciones de edad que presentaron inversiones de acuerdo a su posición estratigráfica. A partir de esta cronología se estima que el registro estratigráfico cortado en el ND abarca aproximadamente 25,000 años AP de radiocarbono.

Las edades que finalmente son consideradas para el ND, forman dos grupos de datos, uno anterior a 12,000 años, y otro posterior a esta edad, con una marcada diferencia en sus tendencias (Fig. 11). Como fué señalado anteriormente (Ortega-Guerrero, 1992a), con los fechamientos disponibles no es posible determinar con precisión la edad de los depósitos superiores cortados en el centro del lago, sin embargo es probable que a un metro de profundidad la edad del depósito sea cercana a 3,000 años de radiocarbono (Ortega-Guerrero *et al.*, 1992).

Tabla 1. Fechas de radiocarbono en muestras de los núcleos B y D

Núcleo	profundidad (m)	edad	$\delta^{13}C_{pdb}$	clave lab.	edad corregida (método Vincent, 1988)
D	1.65-1.75	5,330 +/- 235*	- 4.9	GX-16966	-
D	2.53-2.60	9,395 +/- 255*	-16.5	GX-16969	-
D	3.46-3.56	12,520 +/- 135*	-25.5	GX-16965	-
D	4.27-4.37	14,610 +/- 470*	-27.5	GX-16972	-
B	3.18-3.23	12,800 +/- 90*	27.5	WAT-2487	-
B	7.51-7.57	17,450 +/- 170*	-27.5	WAT-2488	-
D	6.30-6.40	17,560 +/- 330	-25.9	GX-16558	16,904*
D	6.58-6.67	16,820 +/- 195	-27.3	GX-16971	17,049*
D	8.08-8.18	19,040 +/- 390*	-25.7	GX-16559	-
B	9.00-9-10	21,600 +/- 1050*	-19.6	GX-16967	
B	18.14-18.22	> 34,000*	-19.9	GX-16968	

\*edades que se consideran para el establecimiento de la escala de tiempo

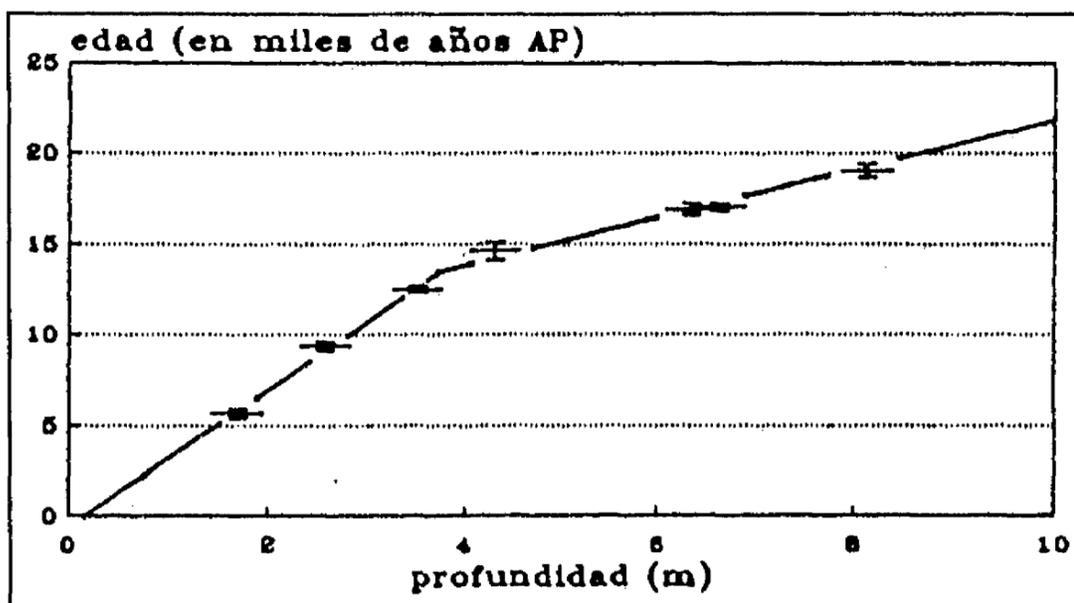
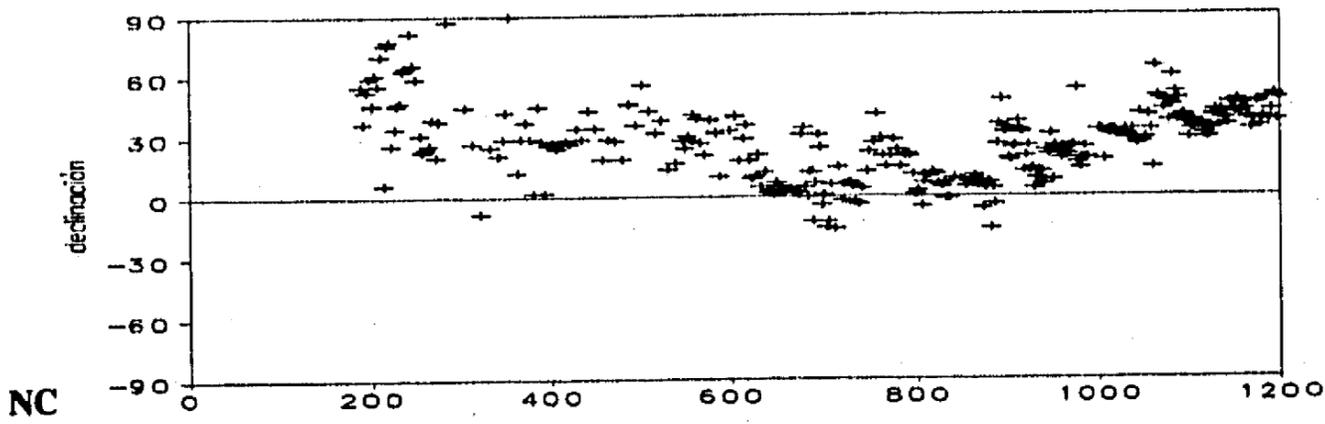
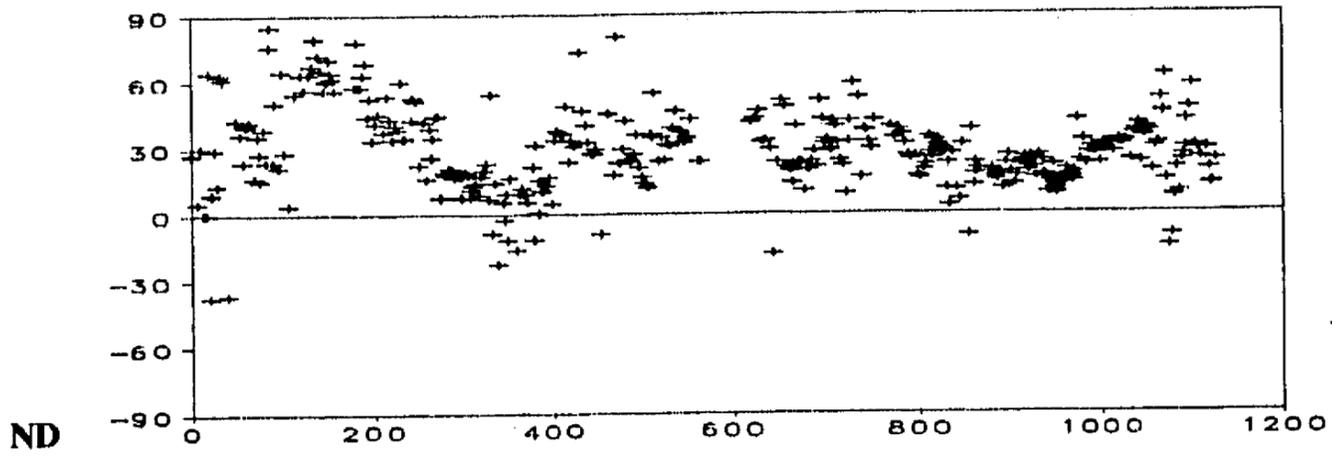


Fig. 11. Edades de radiocarbono del Núcleo D. Las líneas indican las tendencias que presentan los dos grupos de datos.

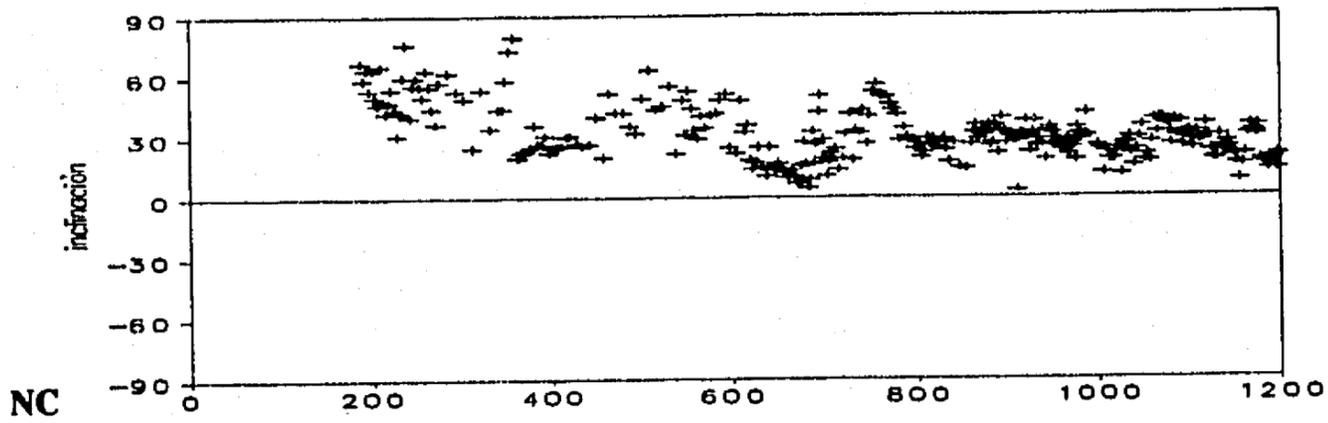
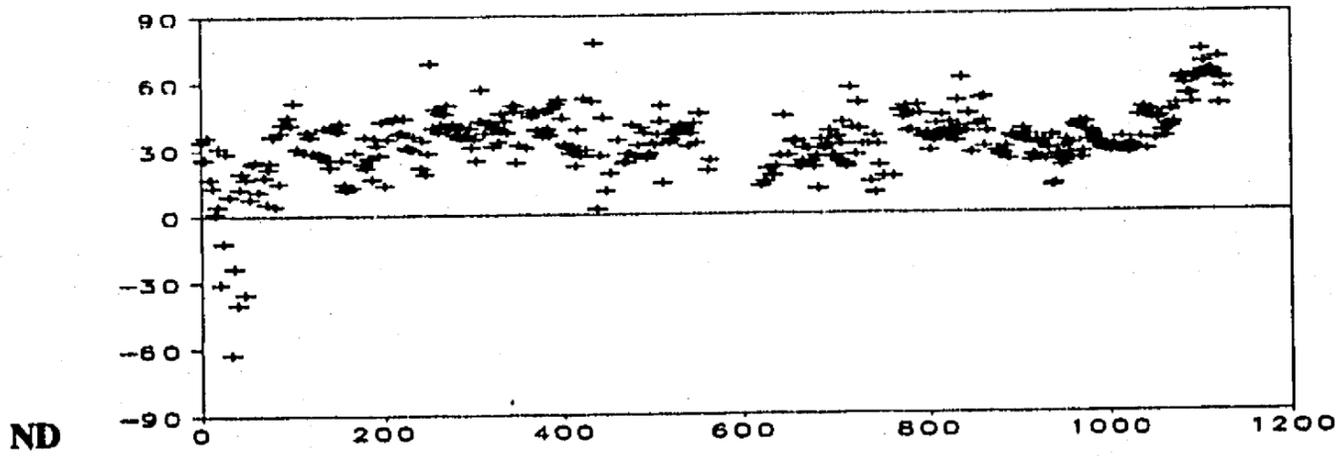
## INTERPRETACION Y DISCUSION

De acuerdo con los resultados obtenidos del proceso de desmagnetización por campos alternos llevado a cabo en el ND, se aplicó un campo de 15mT en la mitad de las muestras del NC (muestras pares, como en el caso del ND) con el propósito de rescatar la componente principal y comparar los resultados con aquellos del ND. En la Figura 12 se muestran los valores de declinación relativa, inclinación e intensidad de ambos núcleos, referidos a la profundidad del ND. La transformación de los resultados del NC a la escala de profundidad del D se elaboró a partir de la correlación de tefras (I a X) y los horizontes marcadores determinados previamente con los registros de susceptibilidad (Ortega-Guerrero, 1992b). Al comparar los resultados, se observa que únicamente la intensidad presenta fluctuaciones que pueden ser reconocidas en ambos registros, sobre todo por abajo de los 7 metros de profundidad, en tanto que los registros de declinación relativa e inclinación no muestran una correspondencia cercana. Esto obedece a varias causas, una de ellas es que el NC tiene un registro estratigráfico menos completo que el del ND, con tasas de sedimentación menores y probablemente varios episodios de erosión (Ortega-Guerrero, 1992a). Como la dirección característica obtenida en cada muestra representa la suma del conjunto de vectores contenidos en ella, el resultado de esta suma puede verse afectado por el intervalo de tiempo que ha quedado incluido en cada muestra. Se ha preferido no considerar por el momento los resultados del NC, y utilizar en los análisis siguientes únicamente los datos del ND.

Declinación



Inclinación



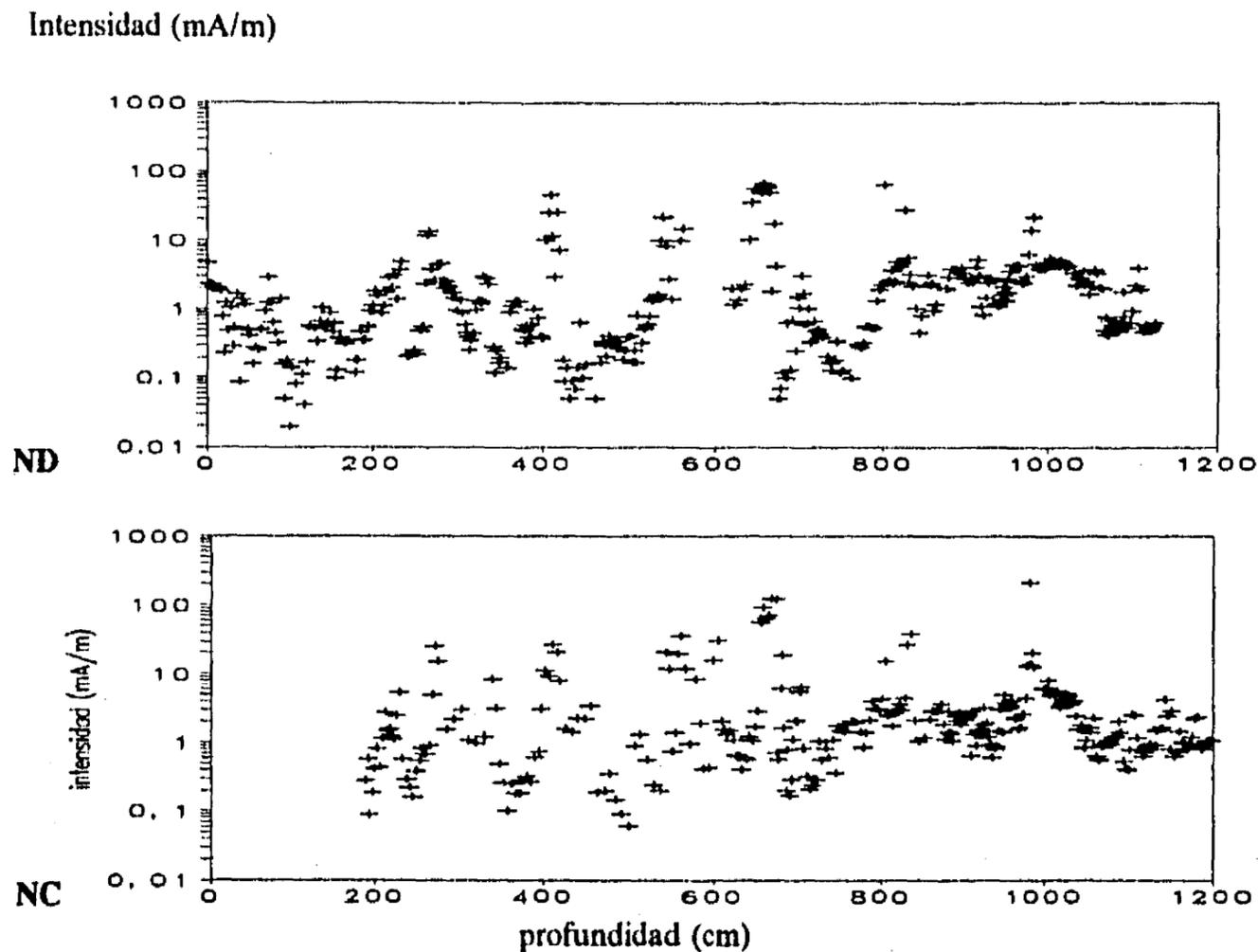


Fig. 12. (esta página y la anterior). Curvas de declinación relativa, inclinación e intensidad de los núcleos C y D después de la desmagnetización a 15 mT (intensidad en mA/m).

En la parte superior de todos los registros del ND (0 a 0.8 m, Fig. 8) se observa una fuerte dispersión de los parámetros direccionales, probablemente esta zona se encuentra perturbada por actividades antrópicas que cuando menos durante el último siglo se han llevado a cabo ocasionalmente en este sitio; por ello no se consideran estos datos en la discusión. A partir de 10.27 m de profundidad en el ND se registra un continuo aumento en la inclinación, cuyos valores alcanzan hasta 70 grados, así como una mayor dispersión en los datos. Este notable cambio en el patrón general no se registra en el horizonte correspondiente del NC (Fig. 12). Esta tendencia se presenta únicamente en la mitad inferior del último segmento de dos metros perforado, por lo que la probable causa de este comportamiento es algún tipo de alteración mecánica aplicado a los sedimentos durante el proceso de extracción del núcleo de la tubería o por el submuestreo en el laboratorio. El pobre contraste de tonalidades en la parte inferior del núcleo impide la observación de la estratificación del segmento en placas de Rayos X, por lo que no ha sido posible verificar alguna distorsión en la fábrica de los granos a la que se atribuye este progresivo aumento en la inclinación. Aunque no se ha confirmado la deformación, se han excluido los datos correspondientes a este intervalo en los análisis posteriores.

La conversión de una escala de profundidad a una escala de tiempo para los registros fué elaborada a partir de la interpolación lineal de las edades de radiocarbono determinadas en el ND (Tabla 1), y aquellas del NB transformadas a la profundidad del D de acuerdo a las correlaciones estratigráfica y por susceptibilidad magnética establecidas previamente (Ortega-Guerrero, 1992a y b). De esta manera, las variaciones en las tasas de sedimentación fueron corregidas mediante el acortamiento o alargamiento de los intervalos fechados de los registros de cada uno de los núcleos.

### Susceptibilidad e intensidad

La susceptibilidad magnética está controlada por la concentración, el tamaño de grano y el estado de oxidación de la fracción magnética del contenido mineralógico de los sedimentos. Los resultados de numerosas investigaciones en sedimentos lacustres sugieren que los cambios climáticos mayores controlan los regímenes de intemperismo y sedimentación, y en consecuencia producen variaciones distintivas en la mineralogía magnética que pueden ser adecuadamente documentadas en los registros de susceptibilidad magnética (Thompson, 1975; Oldfield *et al.*, 1978; Dearing y Flower, 1982, entre muchos otros). Es ampliamente aceptado en la actualidad que las variaciones en los parámetros asociados con la órbita terrestre y los movimientos de precesión son la causa de los ciclos climáticos observados durante los últimos 700,000 años (Shackleton *et al.*, 1983). La intensidad de la remanencia natural depende tanto de la mineralogía magnética como de la intensidad del campo geomagnético durante el cual se ha adquirido esa remanencia. Una manera sencilla de evaluar aproximadamente si las diferencias en la intensidad corresponden a cambios litológicos o a paleointensidades del campo geomagnético, consiste en normalizar los valores de intensidad con los de susceptibilidad, relación conocida como factor  $Q_k (= M/k)$ .

Los diagramas de intensidad, susceptibilidad ( $k$ ) y factor  $Q$  (intensidad/susceptibilidad) en función del tiempo del ND se muestran en la Figura 13. Las variaciones en la  $k$ , anteriormente analizadas en detalle (Ortega-Guerrero, 1992b) parecen estar asociados principalmente a variaciones en el régimen de erosión y depósito de la cuenca. Los registros de susceptibilidad e intensidad presentan fluctuaciones *cuasi* periódicas en fase entre ambos registros, en las que visualmente se reconocen dos periodos, uno de 2,000 a 3,500 años aproximadamente, y otro de mayor amplitud de alrededor de 7,500 años. El factor  $Q$  presenta muy pocas variaciones, únicamente entre los 3,000 y los 5,000 años exhibe una débil tendencia a valores más altos, por lo se estima que los cambios mayores en la intensidad de remanencia están asociados principalmente a fluctuaciones en el régimen de aporte de sedimentos al lago, y no a variaciones en la intensidad del campo geomagnético.

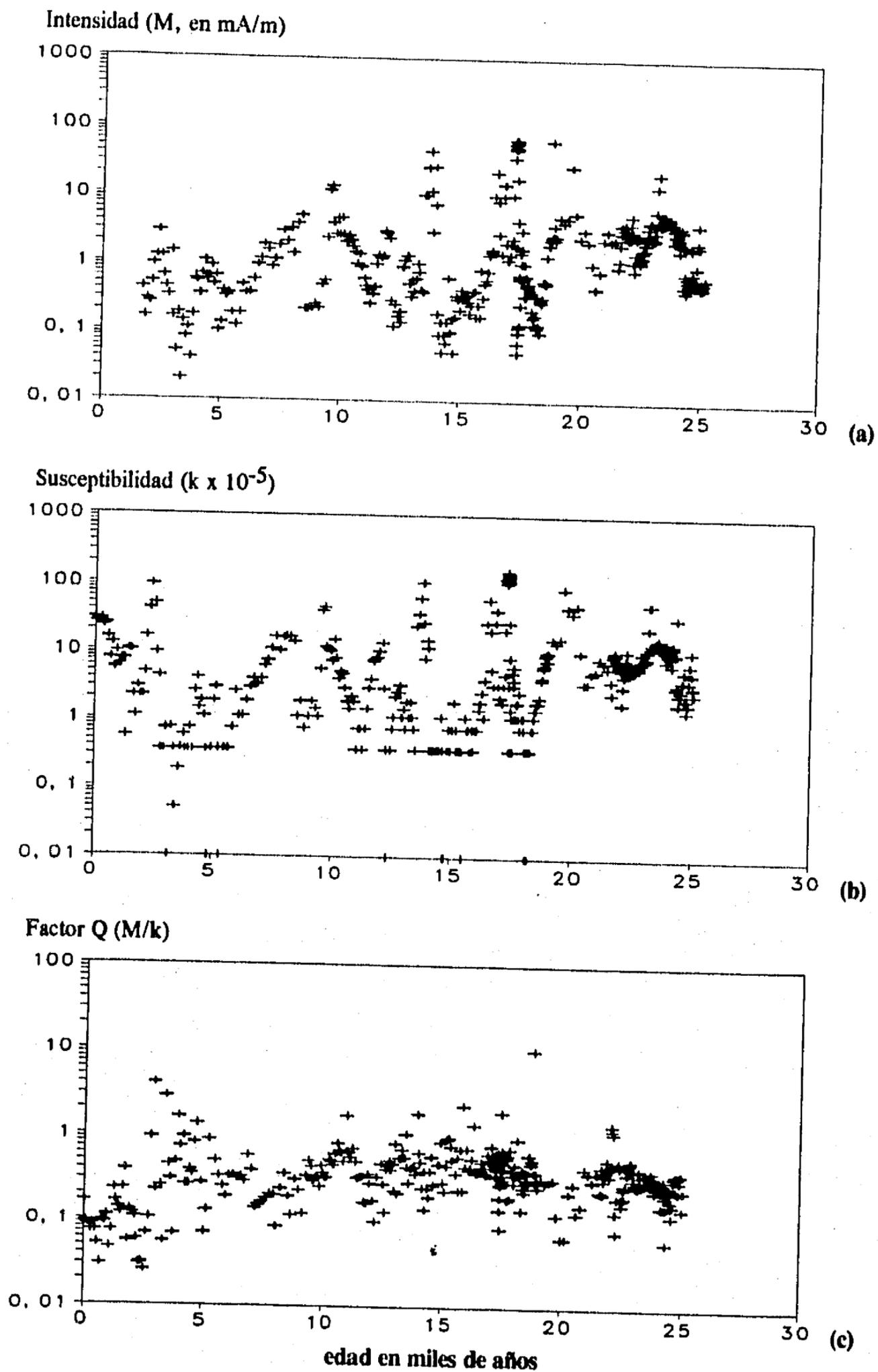


Fig. 13. Curvas de (a): intensidad (mA/m, desmagnetizadas a 15 mT), (b): susceptibilidad ( $S \times 10^{-5}$ ) y (c): factor Q (int./susc.) del Núcleo D.

## Declinación e inclinación

Para facilitar la interpretación de los parámetros direccionales y disminuir la dispersión, se ha aplicado un método de suavizamiento de los datos con un filtro de seis puntos, o promedio corrido de seis puntos (*6-knot running average*); puesto que existe en promedio un intervalo de 45 años entre las muestras, el suavizamiento corresponde aproximadamente a un promedio de 280 años. Los resultados de este suavizamiento se ilustran en la Figura 14. Las oscilaciones más pronunciadas corresponden al registro de declinación, principalmente alrededor de 5,000 años, y entre 6,500 y 9,000 años, periodos en los que hay una diferencia de hasta  $60^\circ$ . En general, estas oscilaciones tienden a ser más pronunciadas en ambos registros en los primeros 14,000 años aproximadamente. Las oscilaciones más sobresalientes de la declinación se han nomenclaturado con las letras A a Q, y aquellas de la inclinación con las letras  $\alpha$  a  $\sigma$  (Fig. 14).

Los registros de declinación e inclinación obtenidos en Chalco contienen rasgos que tienen aparente relación con la variación secular paleomagnética (VSP), por lo que se han aplicado algunas técnicas, que para este propósito han sido previamente desarrolladas por numerosos autores, para su evaluación y confrontación con los resultados obtenidos en América del Norte y Europa.

## Variación paleosecular

Es conocido desde el siglo XVI que el campo magnético terrestre varía a través del tiempo. Las variaciones con un periodo de  $10^2$  a  $10^7$  años se denominan variaciones seculares del campo geomagnético, y los estudios de alta resolución relacionados a éstas proporcionan bases para la evaluación tanto de los modelos de procesos de generación del campo geomagnético, como de la hipótesis del dipolo axial geocéntrico, que es la *piedra angular* en que se apoyan las reconstrucciones de tectónica de placas a partir de datos paleomagnéticos.

Los materiales comúnmente utilizados para estudios detallados de variación paleosecular son hornos de cerámica arqueológicos, flujos de lava, y secuencias sedimentarias marinas y lacustres; que hayan sido fechadas en detalle con métodos radiométricos (Lund, 1989, entre otros). En el estudio de la variación secular a partir de datos paleomagnéticos se utilizan varias técnicas de análisis de series de tiempo con el propósito de delinear sus características temporales y espaciales. Estas técnicas incluyen análisis estadísticos y análisis espectrales.

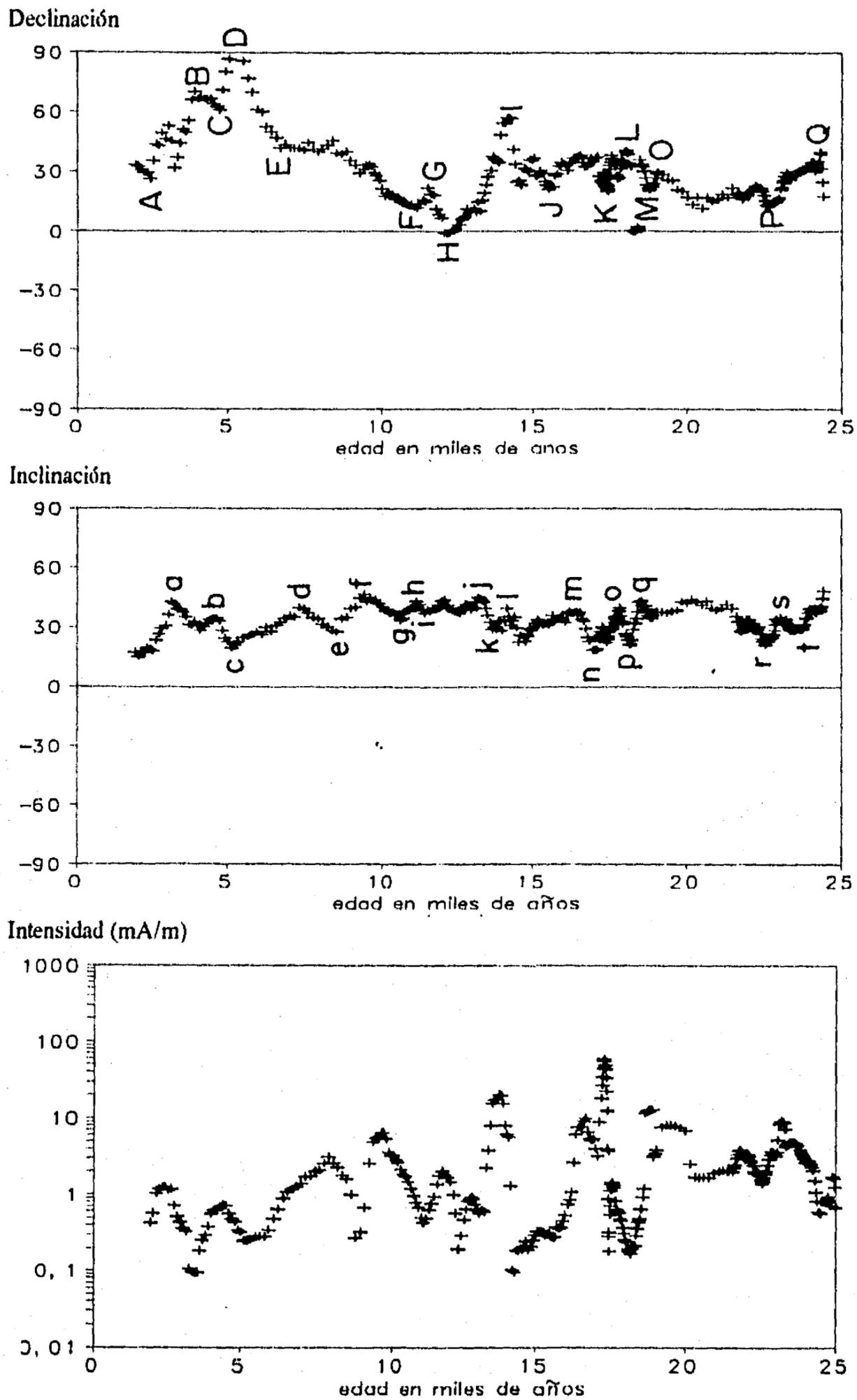


Fig. 14. Curvas de declinación, inclinación e intensidad del Núcleo D, con los datos filtrados con promedio corrido de 6 puntos. Con las letras A a Q se indican las principales oscilaciones de declinación; con las letras  $\alpha$  a  $\sigma$  aquellas de inclinación.

## $\Delta I$

El aspecto más sencillo de medir de la variación secular paleomagnética (VSP) es su comportamiento estadístico promediado en un intervalo de tiempo determinado (McElhinny y Merrill, 1975), por ello las propiedades estadísticas de la VSP en ventanas de tiempo del orden de  $10^5$  y  $10^6$  años fueron las primeras características comparadas espacialmente, y aún son las únicas características que pueden ser comparadas globalmente (Lund, 1989). El análisis estadístico de la VSP presenta dos vertientes, de acuerdo con la frecuencia de muestreo: en la primera, si la diferencia de edad entre los sucesivos ejemplares es mayor del periodo de VSP más largo (del orden de 10,000 años [?]), se asume que cada dato representa un valor independiente de los procesos de VSP de una limitada banda de frecuencia. Por otra parte, si se cuenta con una secuencia paleomagnética fechada en la cual la densidad de muestreo es menor que el periodo más corto de VSP (cerca de 30 años), pueden estimarse parámetros estadísticos que permitan la comparación espacial de periodos más cortos, del orden de 1,000 a 500 años. No es frecuente contar con una secuencia con tan corto espaciamiento temporal, sin embargo es posible obtener información útil con intervalos de muestreo de alrededor de 250 años (Lund, *op. cit.*). En el caso particular de los datos obtenidos en este trabajo, los periodos de VSP que pueden potencialmente ser investigados varían entre 45 años (intervalo promedio de muestreo) y 24,500 años (intervalo total que abarca el muestreo).

Los dos parámetros estadísticos utilizados más comúnmente en estudios de variación secular son la anomalía de inclinación  $\Delta I$ , que es la diferencia entre la inclinación promedio del sitio ( $I$ ) y la esperada para el dipolo axial geocéntrico, y la dispersión angular de los datos paleomagnéticos respecto a una dirección o un polo determinado. Como en este trabajo se carece de declinaciones reales, se ha calculado únicamente la anomalía de inclinación. Esta anomalía  $\Delta I$  fue cuantificada por Wilson (1970), quien notó que las posiciones polares paleomagnéticas asociadas con diversas regiones geográficas estaban siempre alejadas del polo geográfico. A este efecto se llamó *far-sided-effect*, y se debe a que las inclinaciones paleomagnéticas son sistemáticamente menores que las esperadas para el dipolo axial. Merrill y McElhinny (1977) han determinado la anomalía global para los últimos 5 millones de años.

Lund (1985) ha resumido las estimaciones estadísticas de la VSP para los últimos 30,000 años derivadas de diversas regiones (Tabla 2), que incluyen sedimentos lacustres del Anderson Pond, Tennessee (Lund y Banerjee, 1985a), Mono Lake, California (Liddicoat y Lund, 1983), Lake St. Croix y Kylene Lake, Minnesota (Lund y Banerjee, 1985b), British Columbia (Turner *et al.*, 1982); y fluyos lávicos de Hawaii (McWilliams *et al.*, 1982), del NW de América del Norte (Champion, 1980) y del Volcán Mutnov en Kamchatka (Averyanov y Milnikov, 1975). El análisis de esta anomalía indica que ésta ha persistido durante el intervalo Plioceno-Pleistoceno y que aparenta ser zonal (Merrill y McElhinny, 1977), es decir, que en cualquier sitio a la misma latitud tendrá la misma magnitud de

anomalía. En la Tabla 2 se presentan los resultados estadísticos para los datos paleomagnéticos compilados por Lund (1985), así como los resultados de la Sierra Chichinautzin (Böhnel *et al.*, 1990) y los obtenidos en este trabajo, y en la Figura 15 está graficada la variación zonal de la anomalía  $\Delta I$  de los mismos.

Tabla 2. Resultados paleomagnéticos estadísticos

Sitio	Latitud (N)	Periodo (ka AP)	Material	I	$\alpha_{95}$	$\Delta I$
Chalco	19.5°	2-22	sed. lacustres saturados	32.9°	6.3°	-2.4°
Chichinautzin	19.5°	2(?)<50	flujos de lava	32.2°	3.0°	-3.1°
Hawaii	19.5°	0-15	flujos de lava	29.9°	1.6°	-5.4°
Anderson Pond (APT)	36.0°	12.5-21	sed. lacustres saturados	51.6°	1.8°	-3.9°
Mono Lake	38.0°	12.5-19	sed. lacustres secos	51.9°	2.4°	-5.5°
NW de Am. del Norte	44.1°	1.5-7	flujos de lava	61.0°	2.1°	-1.8°
Lake St. Croix (LSC)	45.0°	0-8.4	sed. lacustres saturados	61.0°	1.7°	-2.5°
Lake Kynlen (KLM)	47.3°	4-14	sed. lacustres saturados	67.5°	1.2°	2.2°
Columbia Británica (BC)	57.5°	19.5-31	sed. lacustres secos	64.2°	1.1°	-3.1°
Volcán Mutnov	57.5°	10-26	flujos de lava	76.4°	1.5°	4.0°

Para los datos originales de inclinación (sin suavizamiento) del Lago de Chalco se ha calculado la inclinación media (I), su parámetro estadístico  $\alpha_{95}$  y la diferencia  $\Delta I$  entre la inclinación observada y la esperada, que para el sitio es de 35.3° de acuerdo al modelo del dipolo axial geocéntrico (Tabla 2), y se incluyen en la Figura 15. Si bien la incertidumbre estadística en los datos de Chalco es mayor que las de otros sitios, concuerdan con el patrón de la variación zonal de la  $\Delta I$  estimada para diversos sitios en el hemisferio norte durante los últimos 30,000 años (Fig.15), y con datos obtenidos para los últimos  $\approx 50,000$  años en lavas de la Sierra Chichinautzin (Böhnel *et al.*, 1990).

Análisis de datos paleomagnéticos han caracterizado a la región central del Pacífico como una zona con una anómalamente baja variación secular durante el Cenozoico y Cuaternario (Cox, 1962; Bingham y Stone, 1972; entre otros). En el registro paleomagnético de Hawaii se ha interpretado la presencia de un pequeño campo no dipolar debajo del sitio (Cox, 1975). Böhnel y colaboradores (1990) han sugerido que los datos del centro de México, en los que se calculó la dispersión del polo geomagnético virtual, reflejan un comportamiento del campo similar al observado en Hawaii.

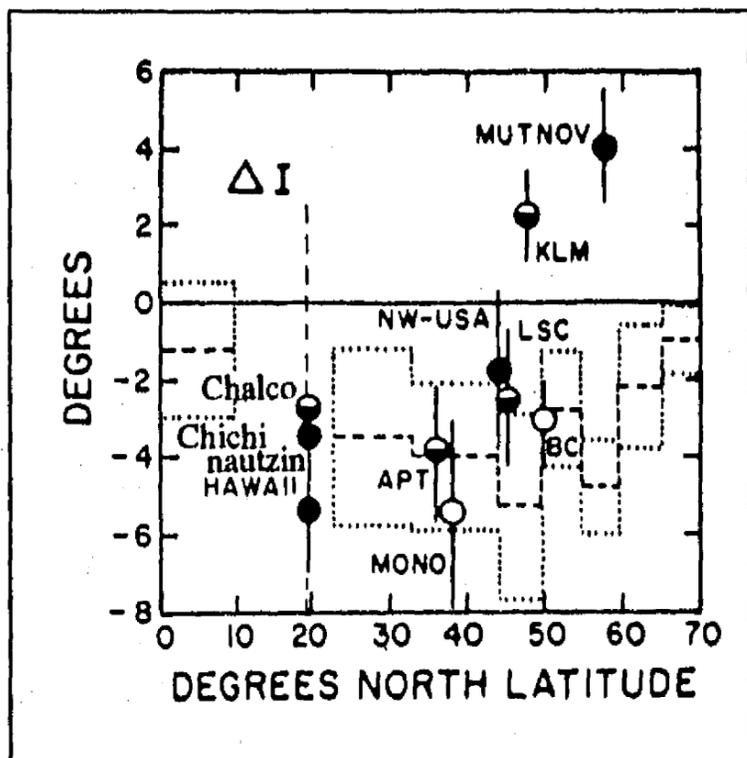


Fig. 15. Variación zonal de la anomalía  $\Delta I$  estimada para varios conjuntos de datos paleomagnéticos. Los resultados para el Cuaternario tardío se muestran en círculos abiertos para datos de sedimentos lacustres secos, semicerrados para sedimentos lacustres saturados, y cerrados para datos de flujos de lava (ver Tabla 2), con sus intervalos de confianza del 95% (de Lund, 1985, más los datos de Chalco y Chichinautzin).

En la Figura 16 se grafica la diferencia ( $\Delta I$ ) entre la inclinación actual ( $I_o$ ) observada para el sitio de muestreo, y la esperada para el dipolo ( $I_e$ ),  $34.95^\circ$ . Los datos de inclinación observada son los originales, sin ningún filtro de suavizamiento. En la gráfica se observa que las diferencias dominantes negativas se presentan en tres intervalos: hasta los 9,000 años AP, entre 13,600 y 18,300 años, y entre 21,670 y 23,930 años, y positivas en los restantes.

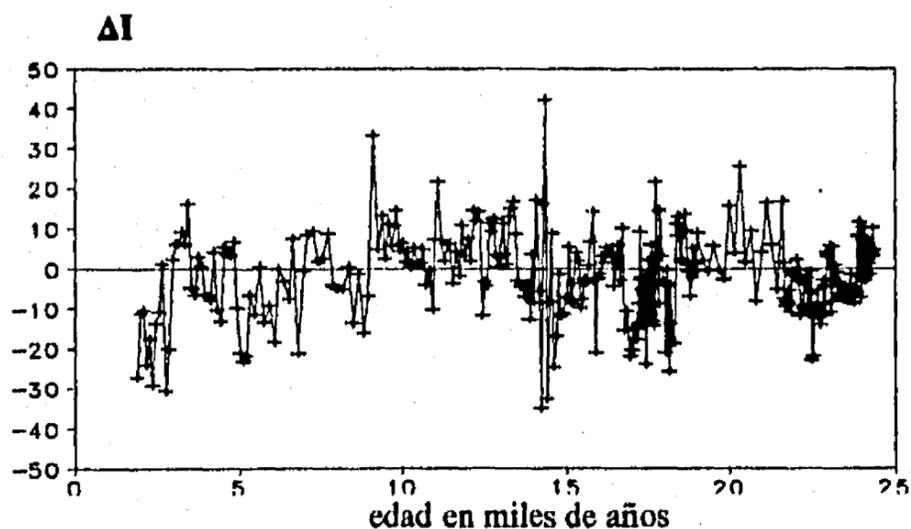


Fig. 16. Grafica de  $\Delta I = I_o - I_e$ , inclinación observada - inclinación esperada.

## Deriva del campo no-dipolar y componentes *standing* y *drifting*

A partir de la observación de cambios temporales en el periodo histórico de las componentes del campo no-dipolar en la superficie de la Tierra, la deriva al oeste ha sido sugerida como un importante elemento de la VSP. Yukutake y Tachinaka (1968,1969) han establecido que existen dos tipos principales de anomalías no-dipolares, las que claramente derivan al oeste, *drifting*, y aquellas que han permanecido estacionarias y que solamente han incrementado o disminuído en magnitud, *standing*, de ellas la deriva al oeste del campo no dipolar es la característica dominante de la variación paleosecular del campo geomagnético. La causa de la deriva al oeste ha sido relacionada a la rotación diferencial entre el núcleo externo, donde es generado el campo, y la litósfera que le sobreyace.

Runcorn (1959) ha descrito un método para la observación de la deriva en el campo no-dipolar. Este autor ha demostrado que una fuente en movimiento en el núcleo terrestre (como el dipolo), puede causar la rotación en sentido de las manecillas del reloj del vector del campo magnético visto desde un observatorio fijo, cuando es visto a lo largo de la dirección del vector, para un movimiento de la fuente al oeste, y en sentido contrario para un movimiento hacia el este. A esto se le llama la *Regla de Runcorn*. Como resultado de la perturbación del campo superficial por una fuente dipolar en movimiento, la gráfica de la inclinación contra la declinación, el diagrama de Bauer, dibuja una elipse que corresponde al movimiento descrito. Skiles (1970) y Dodson (1979) mostraron que bajo ciertas condiciones una rotación en sentido contrario a las manecillas puede ser producida también por una deriva al oeste. En los datos disponibles de los últimos 10,000 años aparentemente ha sido predominante un movimiento en el sentido de las manecillas, aunque secciones específicas de algunos registros muestran intervalos con movimientos en sentido contrario (Merrill y McElhinny,1983). Para datos más antiguos Skiles (1970) observó movimientos predominantemente en el sentido de las manecillas en registros de Japón alrededor de 50,000 años AP. El registro de Mono Lake alrededor de 25,000 años es considerado la mejor evidencia para movimientos en contra de las manecillas y deriva al este (Denham,1974).

Con el propósito de estimar la deriva del campo no-dipolar, se han construído los diagramas de Bauer utilizando los datos suavizados con el promedio corrido de seis puntos. En la Figura 17 se ilustran estos diagramas separados en varios segmentos para clarificar el trazo de los lazos, en ellos solamente se indica la edad de algunos de los puntos, pero pueden ser consultadas las edades no indicadas en el Anexo 1. Los lazos fueron contados si era posible discernir más de media vuelta. Los resultados indican que el comportamiento no es al azar. De este análisis se desprende que entre el intervalo de 2,000 a 5,600 años AP los lazos son exclusivamente en el sentido de las manecillas, en los periodos de 6,500-11,000 y 16,600-18,500 años AP son exclusivamente en sentido contrario; y entre 12,000-15,000 y 18,600-24,500 años AP los lazos son predominantemente en sentido de las manecillas (66% en ambos casos).

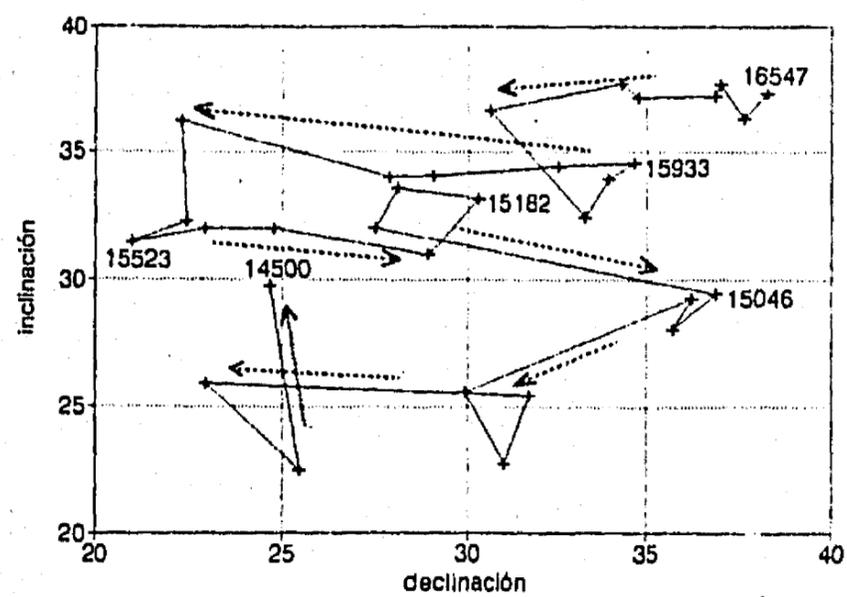
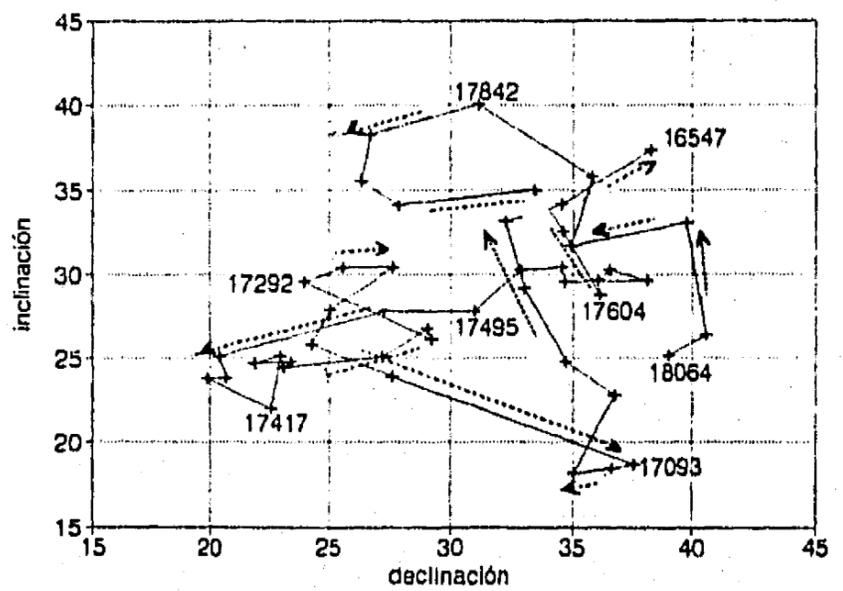
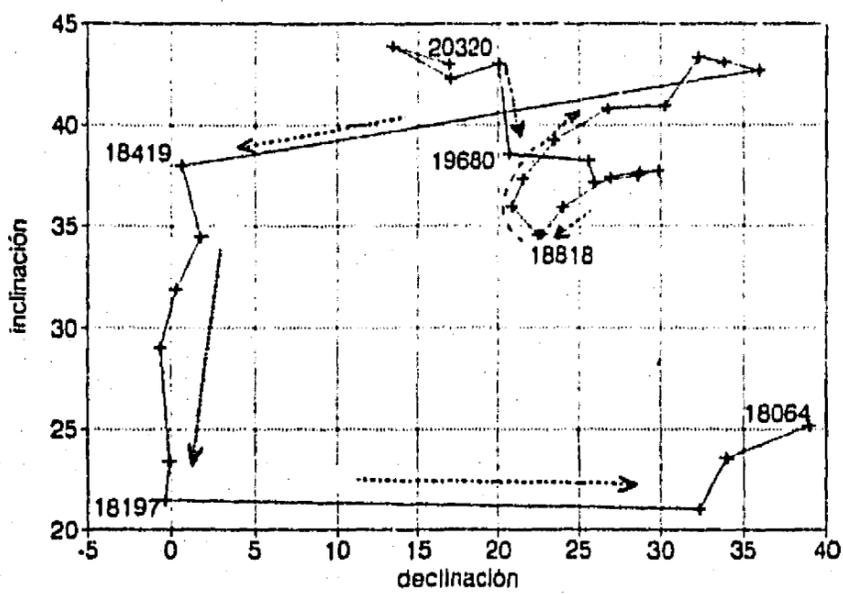
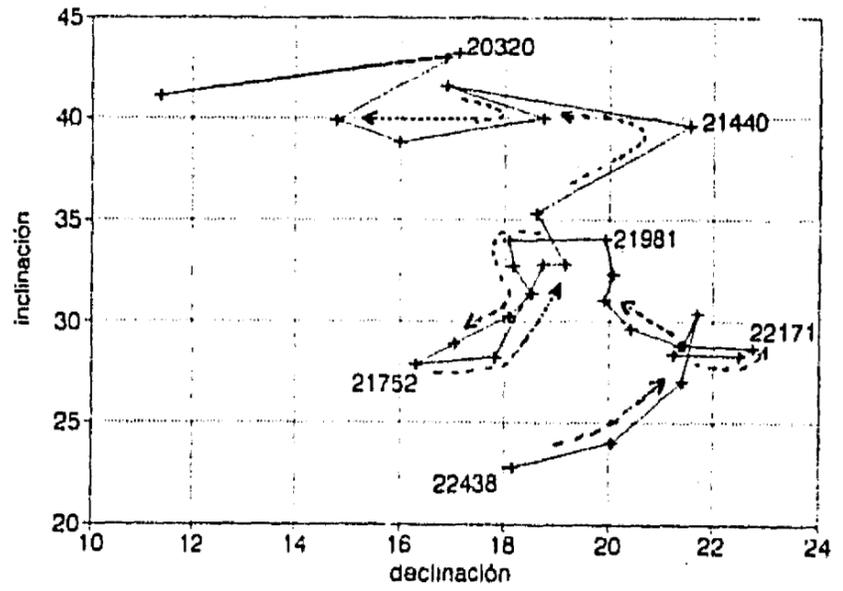
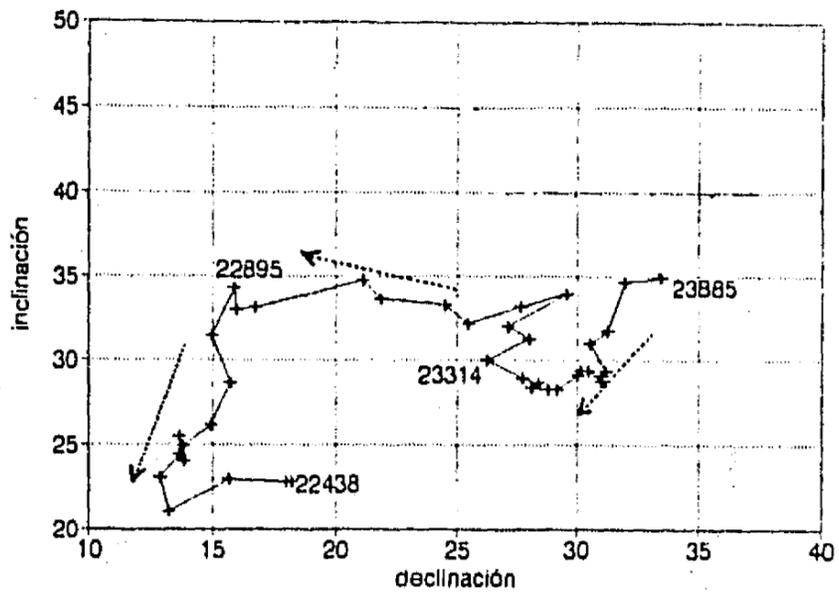


Fig. 17. Diagramas de Bauer (declinación vs. inclinación) para los datos del Núcleo D. Los números indican la edad en años de radiocarbono A.P., las edades no indicadas pueden ser consultadas en el Anexo 1.

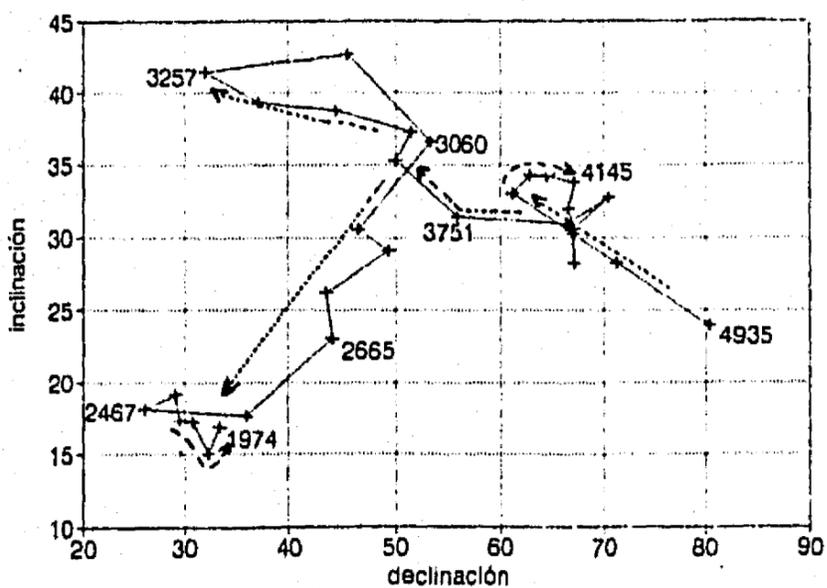
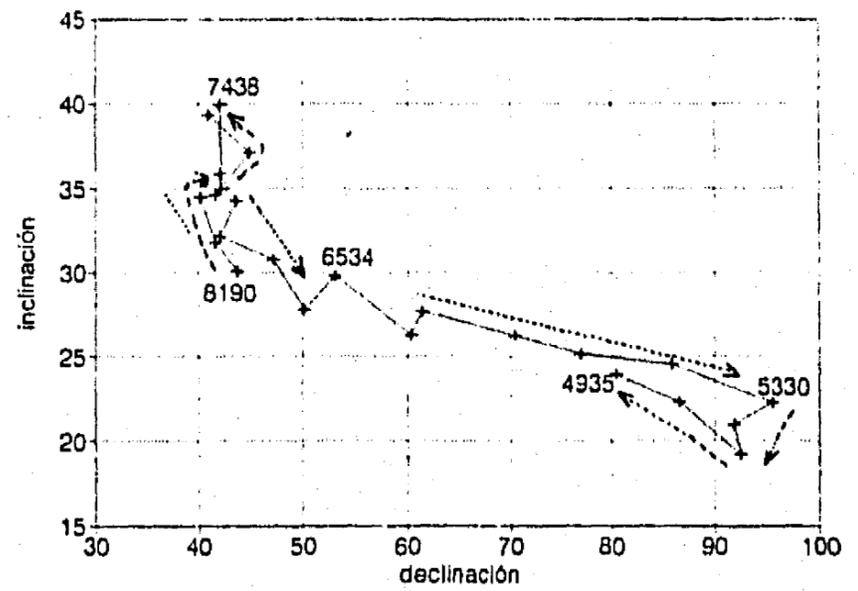
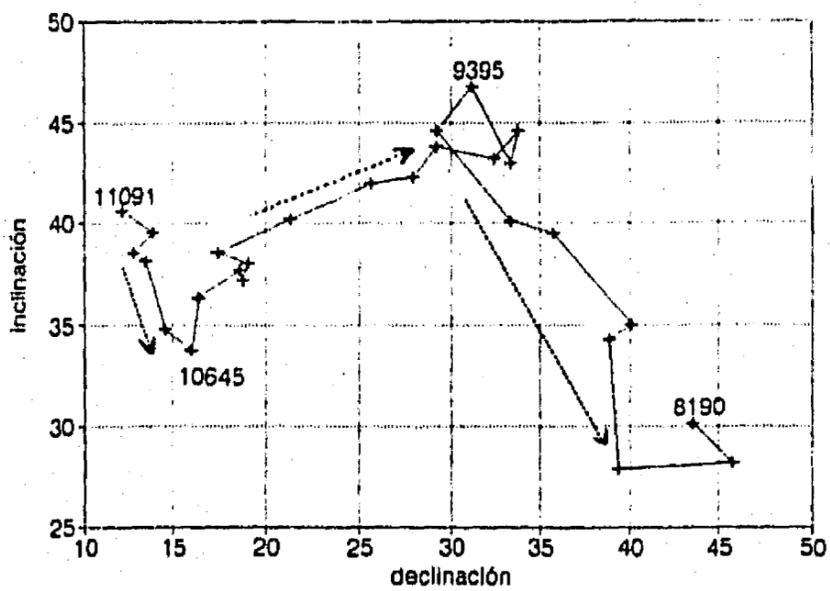
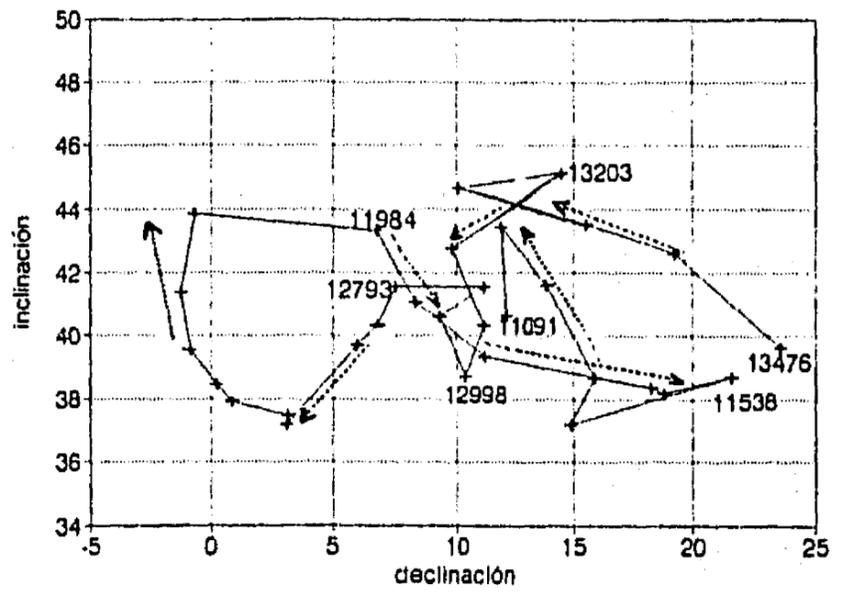
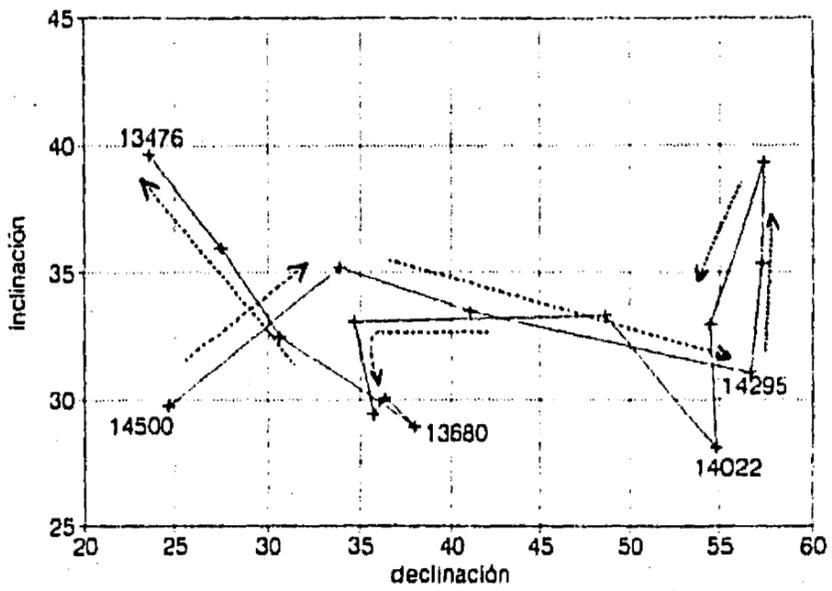
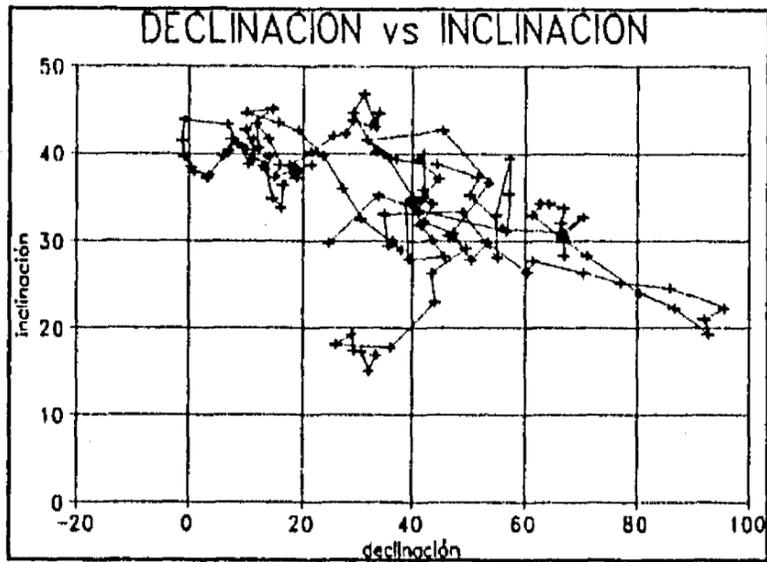


Fig. 17 (continuación). Diagramas de Bauer (declinación vs. inclinación) para los datos del Núcleo D. Los números indican la edad en años de radiocarbono A.P., las edades no indicadas pueden ser consultadas en el Anexo I.

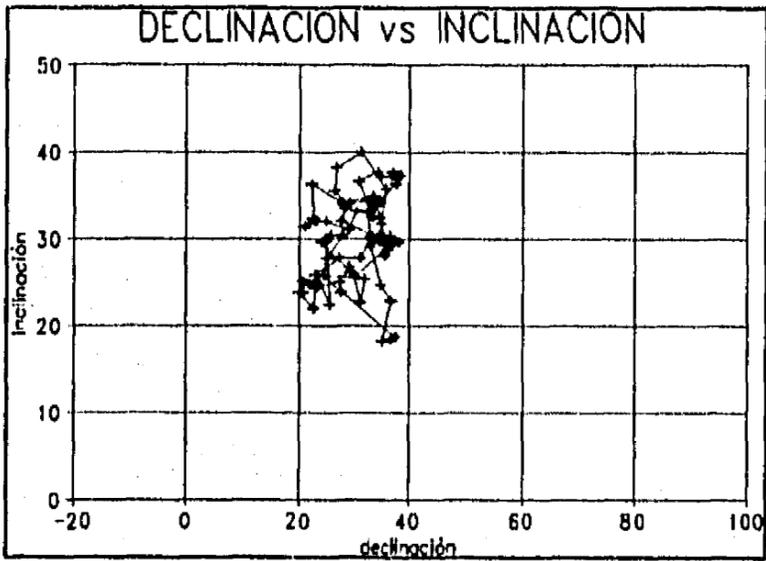
También se observa en este análisis que los lazos descritos en los primeros 15,500 años se desplazan cercanamente a lo largo de una línea entre 0°dec, 42°inc-100°dec, 20°inc, y varían de 30 a 60 grados en declinación relativa y de 15 a 42 en inclinación (Fig. 18a), en tanto que los restantes quedan agrupados en su mayor parte entre 20° y 40° (Figs. 18b y 18c) tanto de declinación como de inclinación.

Los lazos en el sentido de las manecillas, normalmente asociados con la deriva al oeste, han sido consistentemente detectados en registros de VSP de América del Norte (Lund y Banerjee, 1985, entre otros), Europa (Creer *et al.*, 1972; Turner y Thompson, 1979, entre otros), Australia y Argentina para los últimos 8,000 años; entre 2,000 y 500 años AP los registros presentan lazos en sentido contrario, y para los últimos 500 años indican predominantemente un sentido a favor de las manecillas. Derivas en sentido contrario predominantemente han sido observadas en registros más antiguos de Europa y América del Norte (Lund, 1989), aproximadamente entre 8,000 y 15,000 años. Desafortunadamente, la correlación entre el sentido de los lazos observados y la deriva no es única, y han sido registrados lazos en sentido de las manecillas asociados a una deriva al este (Merril y McElhinny, 1983).

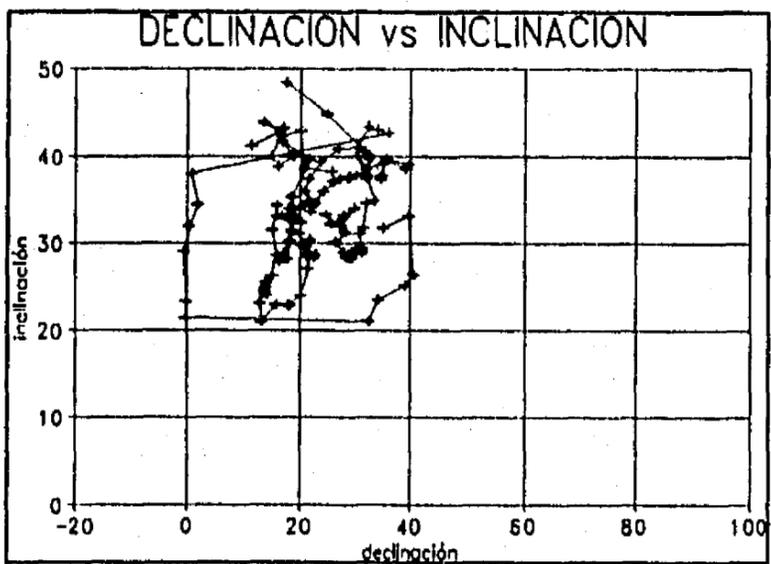
El empleo de la deriva al oeste se encuentra comprometida debido al hecho de que algunas áreas de la Tierra han exhibido deriva al este, en tanto que otras áreas no han presentado ninguna deriva en tiempos históricos (Lund, 1989). Las componentes *standing* del campo no dipolar han sido propuestas para incrementar el ajuste de las componentes *drifting* del campo no dipolar a la variación paleosecular total. Si estas componentes *standing* en realidad existen, su origen debe estar relacionado a las componentes "standing" del flujo cercano al límite núcleo-manto causado por la rugosidad de la superficie de frontera. La presencia de las componentes *standing* no dipolares en el registro paleomagnético es muy difícil de evaluar debido a problemas de incertidumbres del comportamiento espacial de la VSP, y aunque han sido sugeridas como una alternativa razonable a la deriva al oeste para explicar la variabilidad observada dentro de los registros paleomagnéticos, no son la única alternativa para explicar esta variabilidad (Lund, 1989).



0-14,500 años AP



14,500-18,000 años AP



18,500-22,000 años AP

Fig. 18. Diagramas de Bauer (declinación vs. inclinación) para datos del ND en ventanas de 0 a 14,500 años AP, 14,500 a 18,000 años AP y 18,000 a 24,000 años AP.

## Análisis espectral

En análisis espectrales de registros de VSP de alta resolución han sido identificadas dos bandas generales de espectros de frecuencia, uno de periodo largo entre 7,000 y 10,000 años, y otro de periodo más corto entre 500 y 3,500 años (Lund, 1989). La banda de periodo largo ha sido asociada a un comportamiento semejante al dipolo, y la banda más corta al comportamiento del campo no-dipolar. En la banda de periodo corto, casi todos los picos de frecuencia parecen ser múltiplos del pico más largo del espectro, de alrededor de 2,400-3,000 años. Los periodos asociados a estas dos bandas de espectros pueden variar significativamente entre diferentes localidades en la superficie de la Tierra y también pueden variar a través del tiempo. Bajo tales circunstancias, el promedio de los espectros de frecuencia globales para intervalos de 10,000 años o más, pueden no mostrar esta banda de espectros (Lund, 1989).

Las propiedades de una distribución de probabilidad desconocida pueden ser estimadas a través del espectro de potencia de la Transformada Rápida de Fourier (TRF, discreta). Con el propósito de cuantificar la dependencia respecto al tiempo de las variaciones registradas y examinar si existe una ciclicidad particular en las fluctuaciones de los vectores paleomagnéticos, el análisis de la TRF ha sido aplicado a las series de tiempo derivadas de los registros de declinación, inclinación e intensidad.

Los registros paleomagnéticos obtenidos son colecciones secuenciales de mediciones escalares del campo magnético que tienen una distribución temporal no constante. Para utilizar alguna de las técnicas de procesamiento computarizado establecidas en el análisis de las series de tiempo, como la TRF, es necesario que los datos estén equidistantes con respecto al tiempo. Las series de tiempo utilizadas fueron aquellas obtenidas a través de la aplicación de un filtro de promedio corrido de seis puntos, de las que se eliminaron los resultados de las muestras entre las profundidades de 0-0.60 m y 10.27-11.27 m por presentar un registro con sospecha de perturbación. Para obtener en estas curvas un espaciamiento temporal constante, fue calculada una interpolación por medio de funciones de *spline* cúbicas (Campos *et al.*, 1983). Este procedimiento se hizo interpolando el mismo número de puntos que los datos utilizados. El sistema de procesamiento utilizado para el cálculo de la TRF fue el programa PITSA, desarrollado por Scherbaum y Jhonson (1992) para el procesamiento de señales sísmicas. La frecuencia mínima potencialmente puede ser registrada es la del intervalo de muestreo, que de acuerdo a la interpolación realizada es de 32.5 años, en tanto que la máxima frecuencia es la del intervalo total de muestreo, en este caso de alrededor de 22 mil años.

En las figuras 18 a 20 se ilustran las señales de entrada de los datos de declinación, inclinación e intensidad, y los espectros de potencia correspondientes. El espectro de Fourier de los valores de declinación es el que muestra los picos más claros, que representan aproximadamente 10,500, 2,000, 1,900 y 1,500 años. El espectro correspondiente a los datos de inclinación presenta una señal muy atenuada, en la que es posible reconocer ciclos de 10,500, 3,700, 2,900 y 1,000 años. El espectro obtenido de los datos de intensidad es el

que mayor nivel de ruido presenta, y en éste los principales picos representan ciclos de 10,500, 2,900, 1,900, 1,500, 800 y 650 años aproximadamente.

Con el propósito de minimizar los efectos de ruido, a cada una de las series de tiempo anteriores se les aplicó diferentes filtros. A los valores de declinación (Fig. 18), se les aplicó un filtro de *low-pass* con frecuencia de corte de 322 años, y en el espectro de Fourier obtenido se presentan ciclos de 3,000, 1,400, 1,100 años, y una serie de ciclos que varían entre 880 y 600 años. En la señal de los valores de inclinación la frecuencia de corte elegida elimina las frecuencias mayores a 515 años, y se reconocen ciclos a 3,400, 1,500, 1,100 y 880 años (Fig. 19). El filtro de frecuencia aplicado en la señal de los valores de intensidad corta las frecuencias mayores de 396 años, y se reconocen ciclos de 3,300, 1,900, 1,400, y un conjunto entre 900 y 600 años (Fig. 20).

Los espectros de declinación, tanto de la señal original como los filtrados, son los que presentan mayor definición en los picos, y aquellos de inclinación son los que más débilmente los presentan. Los tres elementos paleomagnéticos analizados, de declinación inclinación e intensidad, muestran persistentemente periodos en el rango de 10,500 a 600 años. Los periodos comunes en los registros son de 10,500, que han sido asociados al dipolo (Lund, *op. cit.*), y periodos de 3,000, 1,400, y alrededor de 800 años, aproximadamente, asociados al comportamiento del campo no-dipolar (*ibid.*).

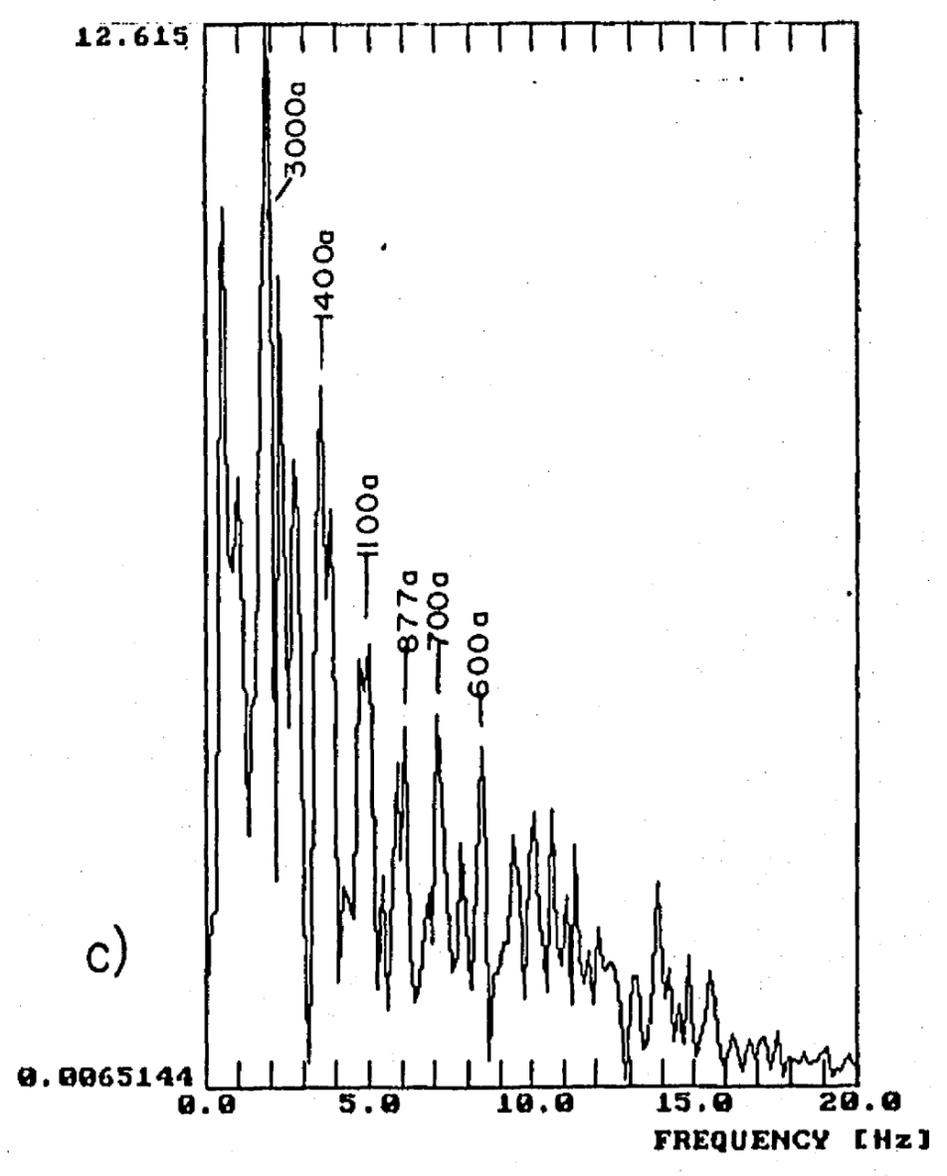
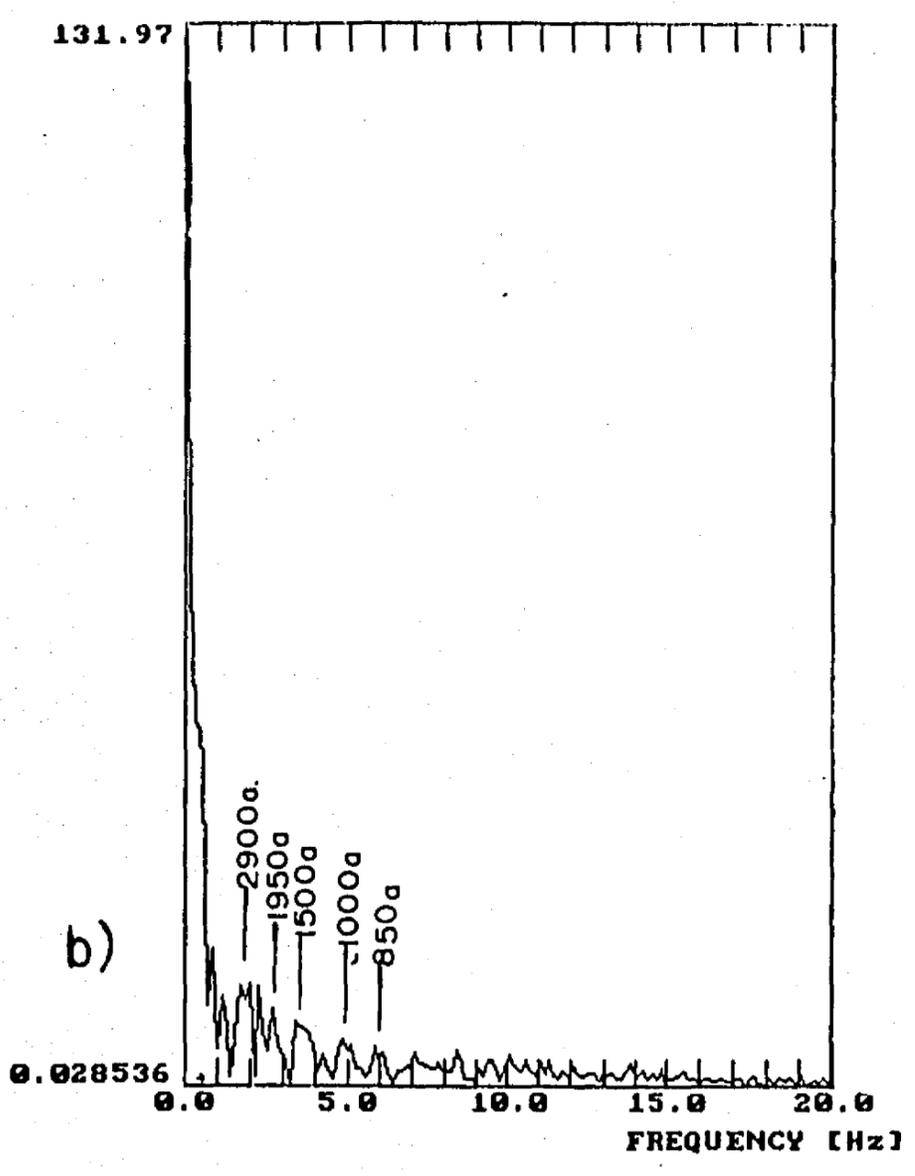
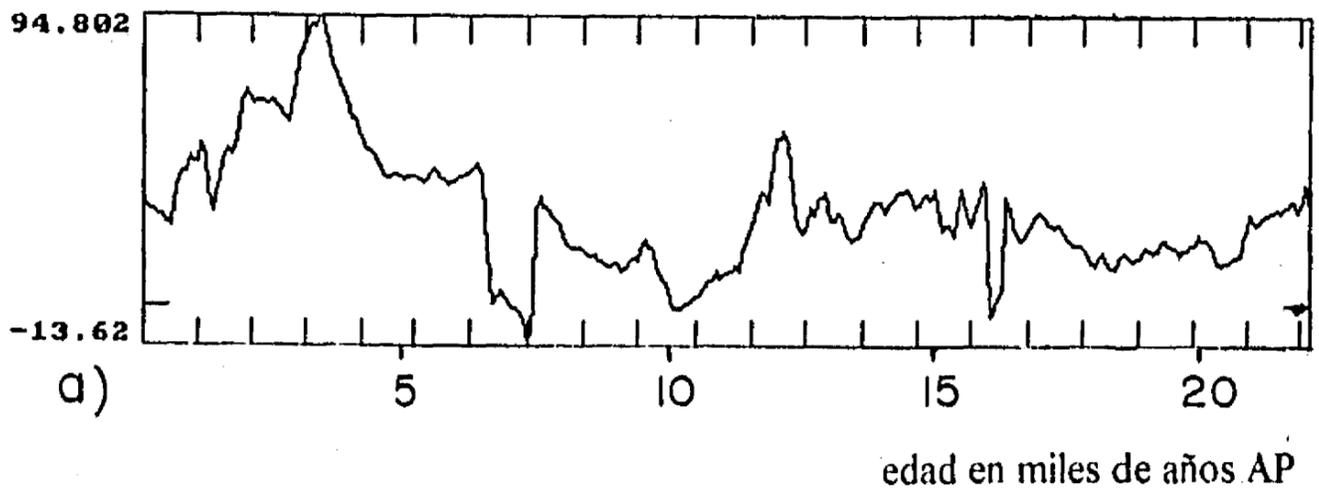


Fig. 18. (a) señal de entrada de los datos de declinación relativa originales, (b) espectro de potencia de los datos originales, y (c) espectro de potencia de los datos con filtro de *low pass* con frecuencia de corte de 322 años (en este caso, Hz=ciclos/1.625 E+11seg).

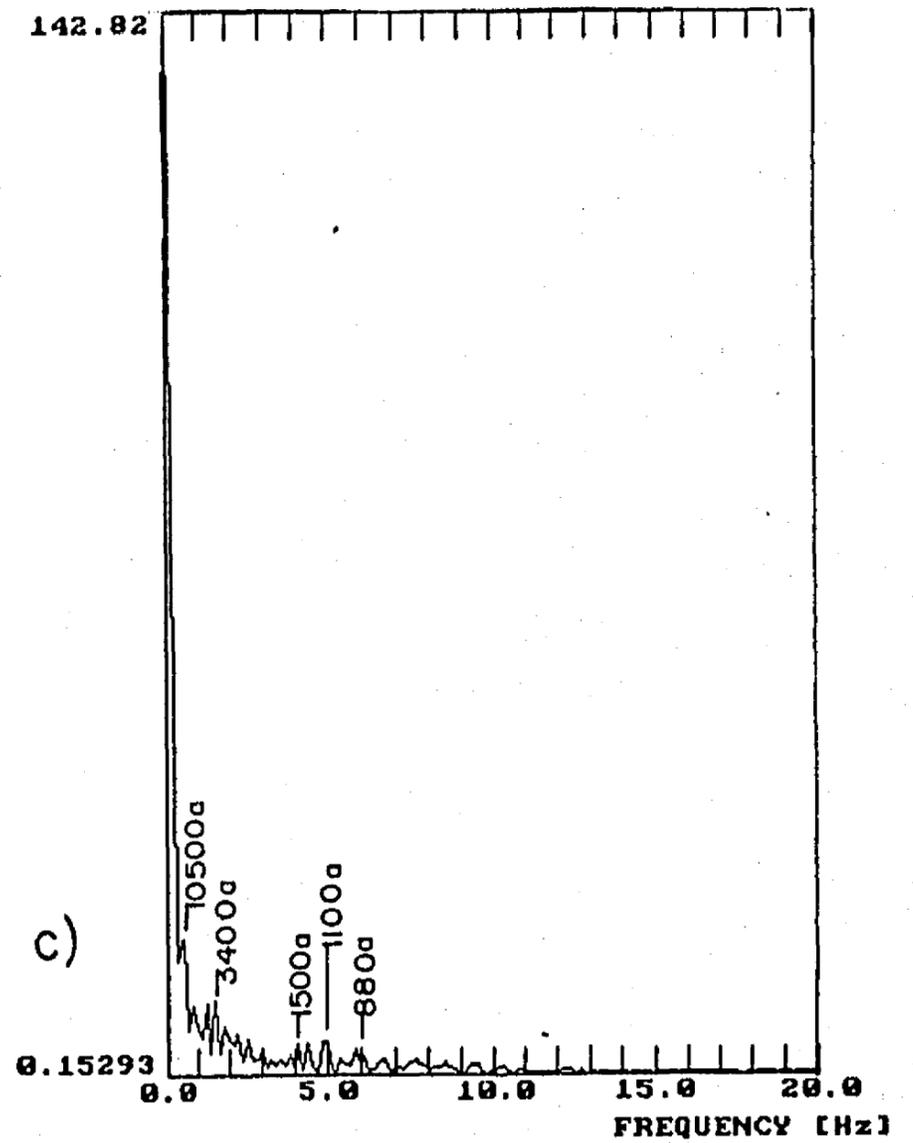
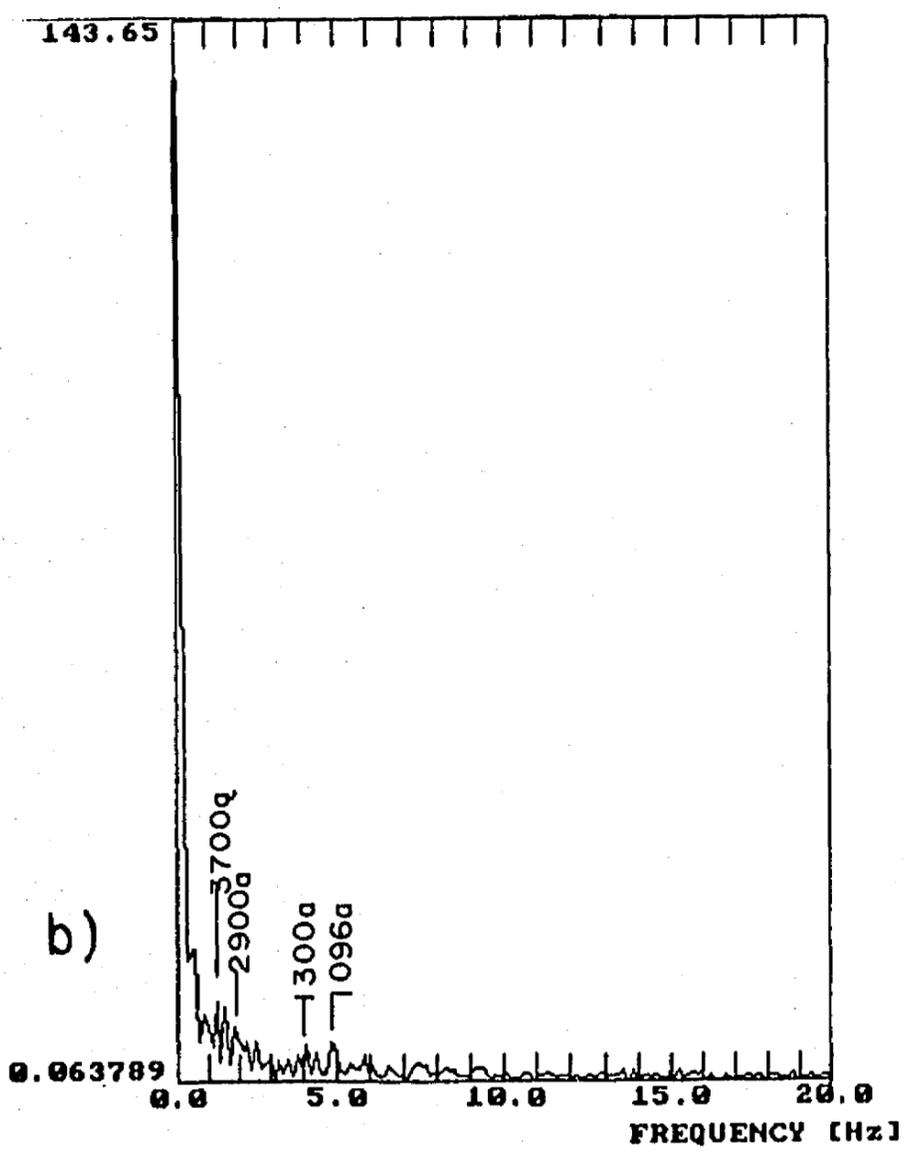
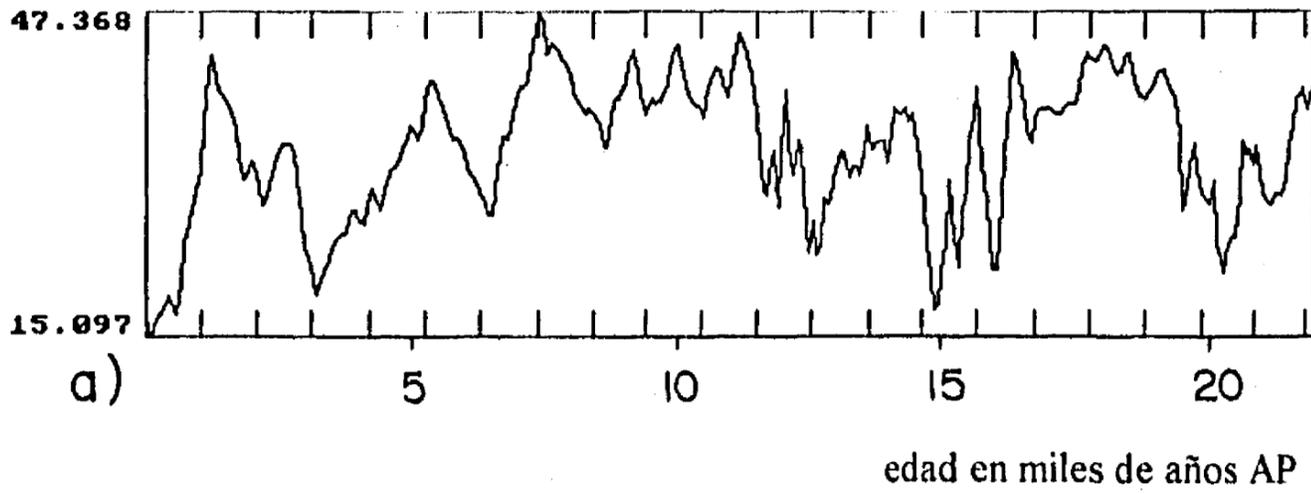


Fig. 19. (a) señal de entrada de los datos de inclinación originales, (b) espectro de potencia de los datos originales, y (c) espectro de potencia de los datos con filtro de *low pass* con frecuencia de corte de 515 años (en este caso, Hz=ciclos/1.625 E+11seg).

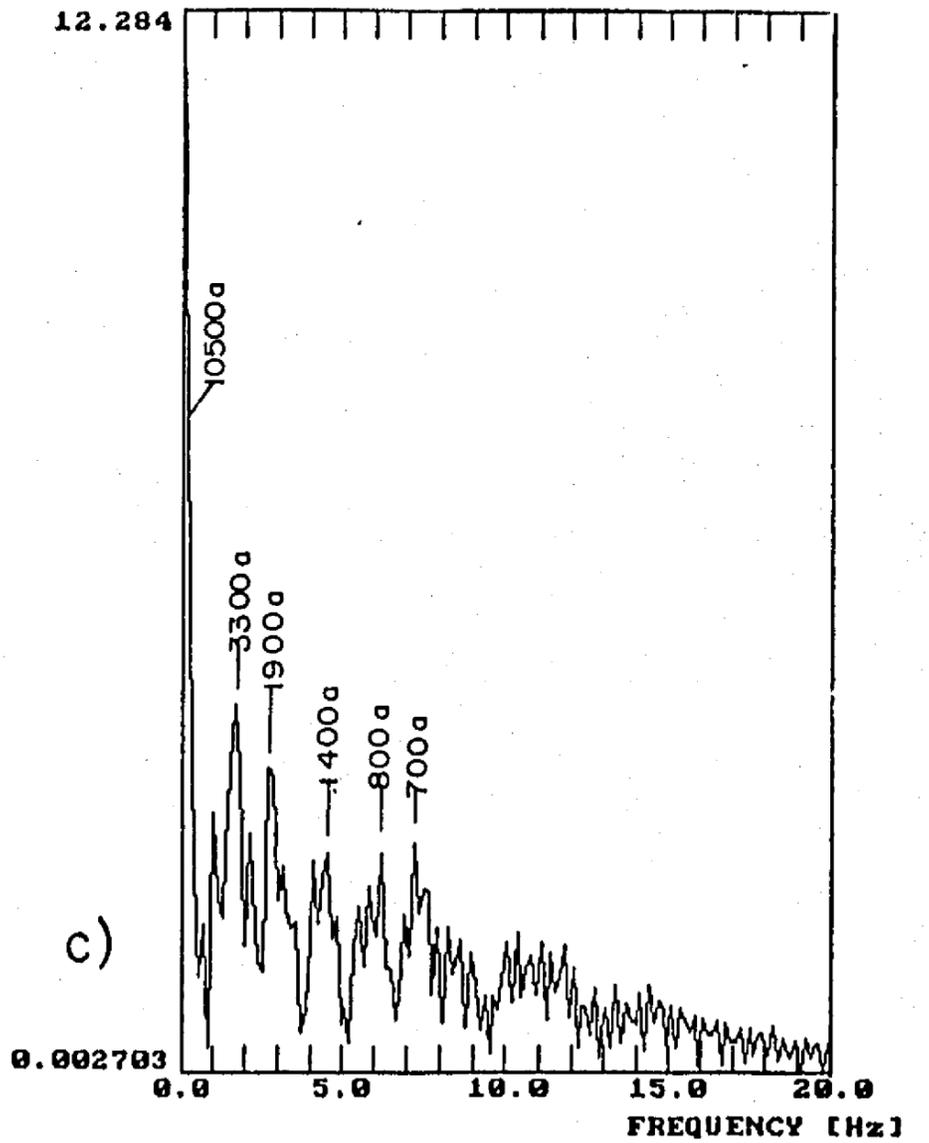
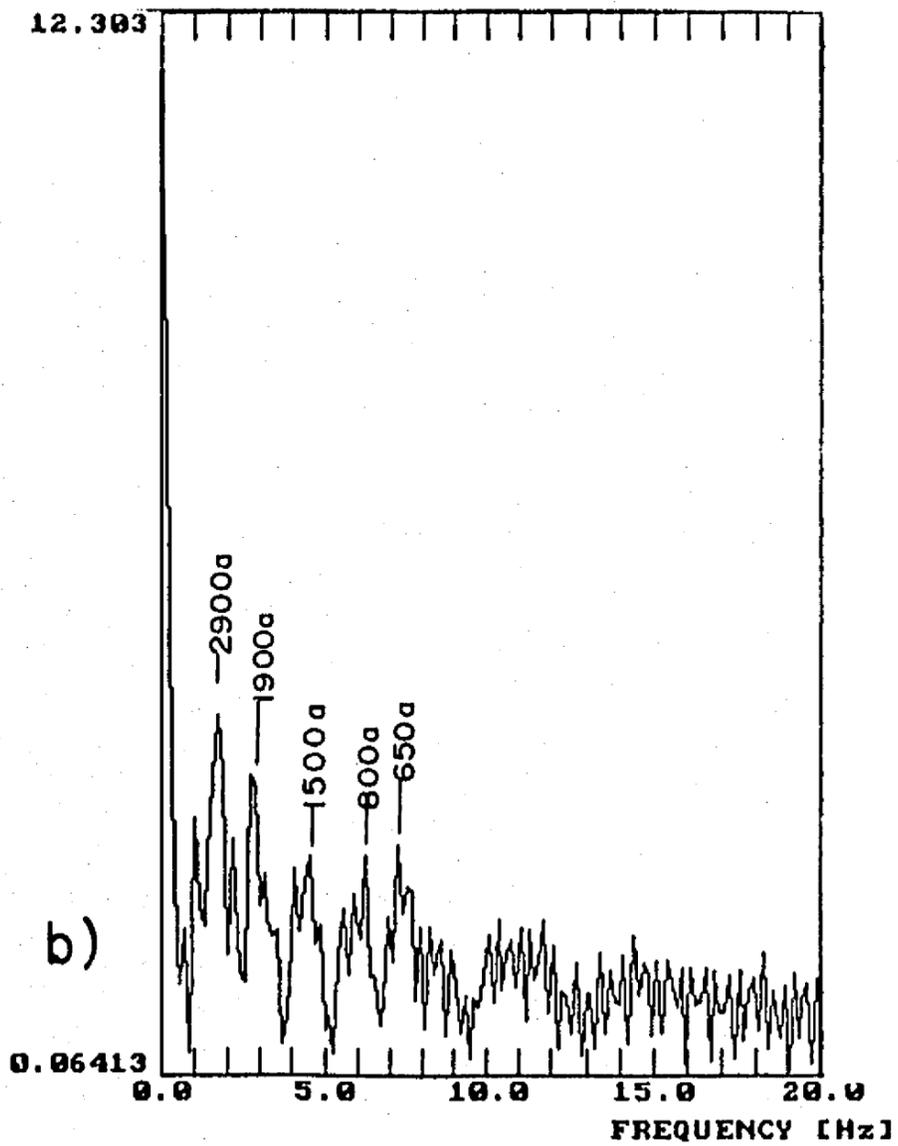
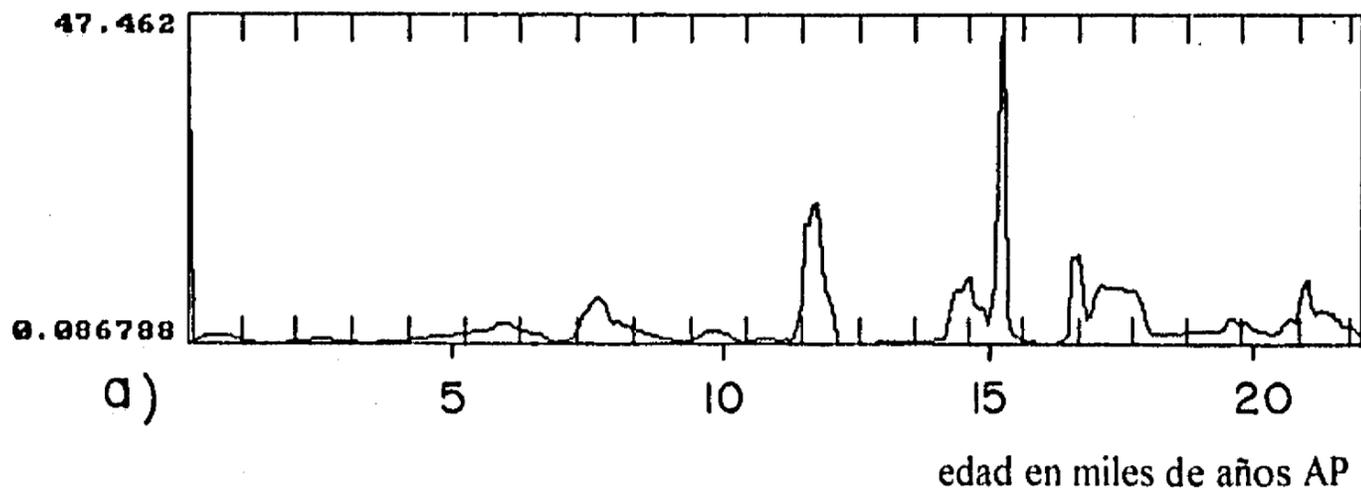


Fig. 20. (a) señal de entrada de los datos de inclinación originales, (b) espectro de potencia de los datos originales, y (c) espectro de potencia de los datos con filtro de *low pass* con frecuencia de corte de 396 años (en este caso, Hz=ciclos/1.625 E+11seg).

## Excursiones

A través del estudio detallado del registro magnético y paleomagnético en varias localidades, se han documentado divergencias en la dirección del campo geomagnético de sus valores habituales. Cuando el campo no cambia de polaridad y regresa a su estado previo, a estas divergencias se les llama *excursiones geomagnéticas*, y se les define como aquellas que se presentan cuando el polo geomagnético virtual calculado para la dirección del campo de una localidad se aparta más de 45° de su posición promedio para una época determinada y esta divergencia no está asociada a un cambio de polaridad. A partir de resultados paleomagnéticos anómalos en secuencias sedimentarias y en coladas de lava, han sido sugeridas aparentes excursiones o reversiones del campo geomagnético por varios autores. Para los últimos 50,000 años, en el que queda incluido el periodo de interés en este trabajo, las excursiones propuestas son las que se incluyen en la Tabla 3.

Tabla 3. Principales excursiones geomagnéticas reportadas para los últimos 50,000 años.

excursión	referencia	edad en años AP
Stärno		2,800
Gothenburg	Mörner <i>et al.</i> , 1971	12,400
Nørre Lyngby	Abrahamsen y Readman, 1980	14,270
Imuruk Lake	Noltimier y Colinvaux, 1976	18,000
Lake Biwa	Yaskawa <i>et al.</i> , 1973	18,000
	Nakajima <i>et al.</i> , 1973	
Golfo de México	Clark y Kennett, 1973	17,000-32,000
	Freed y Healy, 1974	
Lake Mungo	Barbetti y McElhinny, 1972, 1976	17,000-31,000
Summer Lake	Levi y Karlin, 1989	23,000
Mono lake	Denham y Cox, 1971	25,200
	Liddicoat y Coe, 1979	
	Lund <i>et al.</i> , 1988	27,000-28,000
Laschamp	Bonhommet y Babkine, 1967	30,000-50,000
	Bonhommet y Zahringer, 1969	
	Roperch <i>et al.</i> , 1988	

En gran parte de estas excursiones no existe aún evidencia suficiente que confirme su existencia, sólo en una pequeña parte de ellas ha sido documentada su existencia en múltiples sitios. De ellas las más refutadas son la Gothenburg en Europa y su equivalente en América del Norte, la Erieau (Creer *et al.*, 1976) y la mejor documentada es la observada en Mono Lake, California

En la investigación de Liddicoat y colaboradores (1974) del registro paleomagnético de una sección de aproximadamente 10 metros de espesor, que abarca aproximadamente los últimos 24,000 años de radiocarbono, en la base del Cerro Tlapacoya (a 2.5 km del ND) inicialmente fué reportada una posible excursión del campo geomagnético hacia 14,500 años A.P. Trabajos posteriores en el mismo sitio (Liddicoat *et al.*, 1979) revelaron polaridades normales en todos los horizontes, por lo que los autores

recomendaron no citar sus resultados anteriores como evidencia concluyente de una excursión, aunque al no encontrar una explicación convincente para la polaridad anormal dejaron abierta la posibilidad de que ésta haya efectivamente sucedido.

Todas las inclinaciones después del proceso de desmagnetización a 15 mT resultaron positivas tanto en muestras del ND como en el C, por lo que para los últimos 25 mil años no se sustenta en el registro paleomagnético de estos sedimentos la existencia de una excursión del campo geomagnético en esta región. Harrison y Ramírez (1975) han mostrado que excursiones muy locales en el campo geomagnético pueden potencialmente ocurrir como resultado de la interacción de las fuentes no dipolares cerca del límite manto-núcleo con el campo dipolar global. La extensión regional de las excursiones puede abarcar menos de 15° de radio. Bajo estas circunstancias, cualquiera de las excursiones listadas pudo ocurrir sin que hayan sido registradas en el centro de México. Banerjee *et al.* (1979) han señalado que las supuestas anomalías reportadas pueden tener una mejor explicación en términos de errores durante el proceso de muestreo o durante los procesos originales de sedimentación.

La comparación de los datos obtenidos en este estudio con los publicados por Liddicoat y colaboradores (1974, 1979) es sumamente difícil de evaluar por varias causas. Por una parte están las discrepancias en la cronología establecida por radiocarbono para Tlapacoya y el centro del Lago de Chalco, divergencias manifestadas principalmente en las edades estimadas en las tefras reconocidas en ambos estudios (Ortega-Guerrero, 1992a); por otra parte la existencia de horizontes de materiales retrabajados en Tlapacoya (Lambert, 1986) y la menor tasa de sedimentación en relación con las estimadas en el centro del lago, así como la frecuencia de muestreo en los estudios de Liddicoat y colaboradores (aparentemente menor que en el presente estudio) disminuye la resolución de los datos. Debido a que las publicaciones de Liddicoat y coautores se centran en el fenómeno de la aparente excursión del campo magnético, no hay detalle en los aspectos de variación secular.

## CONCLUSIONES

Los sedimentos lacustres del Lago de Chalco cortados en un núcleo de 11.27 m de profundidad (Núcleo D) abarcan aproximadamente 25,000 años AP, de acuerdo a 12 resultados de fechamiento por radiocarbono efectuados en muestras de sedimentos con más del 15% de materia orgánica.

A partir de mediciones magnéticas de rutina se estimó la magnetización característica de la sección analizada, y los resultados de estas mediciones indican que los sedimentos lacustres poseen una magnetización moderadamente estable que reside en titanomagnetitas y titanohematitas, cuyo comportamiento durante el proceso de medición coincidió cercanamente al que exhiben las tefras, tanto las reconocidas en la columna estratigráfica analizada como las colectadas en las laderas de los volcanes cercanos, por lo que se concluye que el origen de los minerales magnéticos es predominantemente primario. El análisis conjunto de los registros de susceptibilidad magnética y los indicadores paleoambientales (polen, contenido de materia orgánica) proporcionan evidencias del origen alóctono de los minerales magnéticos en el registro estratigráfico y se estima que la magnetización es de tipo deposicional o posdeposicional.

Los resultados obtenidos de los parámetros direccionales paleomagnéticos del Núcleo C no muestran una correspondencia cercana con aquellos del Núcleo D, únicamente la intensidad presenta fluctuaciones que pueden ser reconocidas en ambos registros. La falta de correlación puede ser debida a que el registro estratigráfico es menos continuo en el Núcleo C, con tasas de sedimentación menores que las registradas en el Núcleo D, por lo que la dirección característica obtenida en cada muestra se ve afectada por la diferencia de intervalos de tiempo incluidos en ellas.

Entre los registros de susceptibilidad magnética e intensidad se observa una correlación positiva en todo el sondeo, por lo que las fluctuaciones de ambos registros se asocian principalmente a variaciones en el régimen de aporte de sedimentos al lago. Esta correlación se verifica en el análisis del factor  $Q$ , el cual presenta variaciones muy atenuadas, lo que indica que la intensidad magnética en los sedimentos posee un fuerte control mineralógico.

Los registros de declinación e inclinación presentan rasgos que tienen aparente relación con la variación secular paleomagnética (VSP). Para evaluar la VSP, los registros paleomagnéticos y las fechas de radiocarbono fueron combinados para producir varias series de tiempo, y a partir de ellas calculada la anomalía de inclinación ( $\Delta I$ ). Los resultados del cálculo de  $\Delta I$  ( $-3^\circ$ ) concuerdan con el patrón de  $\Delta I$  estimada en diversos sitios del hemisferio norte últimos 30,000 años y con los datos obtenidos en rocas de la Sierra Chichinautzin y en Hawaii, sitios en los que se ha sugerido la presencia de una baja componente no dipolar debajo de ellos.

La deriva del campo no dipolar, analizada en los diagramas de Bauer, no coincide con los patrones observados en Gran Bretaña, América del Norte y Argentina, en los que se ha interpretado una deriva al oeste entre 2,000 y 8,000 años AP, según la aplicación de la *Regla de Runcorn*. Esta falta de coincidencia puede ser aparente, ya que se ha demostrado anteriormente que bajo ciertas condiciones la rotación del vector paleomagnético en sentido contrario a las manecillas es producido también por una deriva al oeste. Debido a que no es única la interpretación del movimiento del vector paleomagnético, es difícil determinar si efectivamente hay deriva al oeste o al este del campo no-dipolar a partir de los datos obtenidos.

El análisis espectral de las series de tiempo sugiere que la VSP puede ser separada en dos frecuencias principales: una de periodo largo,  $\cong 10,500$  años, y otra de periodo corto, entre  $\cong 300$  y 800 años. Los periodos largos pueden estar asociados al campo dipolar, en tanto que los periodos más cortos han sido asociados a variaciones del campo no-dipolar. En el registro paleomagnético de estos sedimentos no se sustenta la existencia de una excursión del campo geomagnético en esta región.

## REFERENCIAS

- Abrahamsen, N. and Readman, P.W. 1980. Geomagnetic variations recorded in Older ( $> 23,000$  bp) and Younger Yoldia Clay (14,000 bp) at Nørre Lyngby, Denmark, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, v.62, pp.329-344.
- Averyanov, V.S. and Milnikov, B.I. 1975. The evolution of the earth's magnetic field in Kamchatka from paleomagnetic data, *Izv. Earth Phys.*, v.6, pp.86-91.
- Bailey, M.E. y Dunlop, D.J. 1983. Alternating field characteristics of pseudo-single-domain (2-14  $\mu\text{m}$ ) and multidomain magnetite. *Earth Plan. Sci. Lett.* v. 63, pp.335-352.
- Banerjee, S.K., Lund, S.P. and Levi, S. 1979. Geomagnetic record in Minnesota lake sediments - absence of the Gothenburg and Erieau excursions, *Geology*, v.7, p.588.
- Barbetti, M. and McElhinny, M.W. 1972. Evidence for a geomagnetic excursion 30,000 yr BP, *Nature* v.239, pp.327.
- Barbetti, M. and McElhinny, M.W. 1976. The Lake Mungo geomagnetic excursion, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, v.A281, pp.515-.
- Bingham, D.K. y Stone, D.B. 1972. Secular variation in the Pacific Ocean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. 28, pp. 337-355.
- Böhnel, H.N., Urrutia-Fucugauchi, J. y Herrero-Bervera, E. 1990. Palaeomagnetic data from central Mexico and their use for palaeosecular variation studies, *Phys. Earth Plan. Int.* v.64, pp. 224-236.
- Bonhommet, N. and Babkine, J. 1967. Sur la presence d'aimantations inversées dans les Chaînes des Puys, *C.R. Acad. Sci., Paris*, v.264, pp.92-94.

- Bonhommet, N. and Zahringer, J. 1969. Palaeomagnetism and potassium-argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth Plan. Sci. Lett.* v.6, pp.43-46.
- Campos, E. O., Thomman, J. y Goupillot, M. 1983. Applications of bidimensional spline functions to geophysics. *Geophysics* v.48, pp.1269-1273.
- Clark, R.M. y Kennett, J.P. 1973. Paleomagnetic excursion recorded in latest Pleistocene deep-sea sediments, Gulf of Mexico, *Earth Plan. Sci. Lett.* v.19, pp.267.
- Cox, Allan. 1962. Analysis of present geomagnetic field for comparison with paleomagnetic results, *J. Geomag. Geoelectr.*, v.13, pp.35-51.
- Creer, K.M., Thompson, R., Molyneux, L. and Mackereth, F.J.H. 1972. Geomagnetic secular variation recorded in the stable magnetic remanence of recent sediments, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.14, pp.115-127.
- Creer, K.M., Anderson T.W. y Lewis, C.F.M. 1976. Late Quaternary geomagnetic stratigraphy recorded in Lake Erie sediments, *Earth Plan. Sci. Lett.* v.31, pp.37-47.
- Champion, D. 1980. Magnetic field secular variation from Holocene radiocarbon dated lava flows, California Institute of Technology, Pasadena, Ph. D. Dissertation (inédita).
- Dankers, P.H.M. 1978. Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain size, Rijksuniversiteit te Utrecht (Holanda), tesis doctoral, 143 pp (inédita).
- Dearing, J.A. y Flower, R.J. 1982. The magnetic susceptibility of sedimenting material trapped in Lough Neagh, Northern Ireland, and its erosional significance, *Limnol. Oceanogr.*, v.27, no.5, pp.969-975.
- Denham, C.R. 1974. Counter-clockwise motion of paleomagnetic directions 24,000 years ago at Mono Lake, California, *J. Geomag. Geoelectr.*, v.26, p.487.
- Denham, C.R. y Cox, A. 1971. Evidence that the Laschamp Polarity Event did not occur 13,300-30,400 years ago, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.13, p.181.
- Dodson, R.E. 1979. Counterclockwise precession of the geomagnetic field vector and westward drift of the non-dipole field, *J. Geophys. Res.*, v.84, p.637.
- Freed, W.K. y Healy, N. 1974. Excursions of the pleistocene geomagnetic fields recorded in Gulf of Mexico sediments, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.24, pp.90-104.
- Griffiths, D.H., King, R.F., Rees, A.I. y Wright, A.E. 1960. The remanent magnetism of some recent varved sediments, *Proc. R. Soc. A.*, no. 256, pp.359-383.
- Harrison, C.G.A. y Ramírez, E. 1975. Aerial coverage of spurious reversals the geomagnetic field, *J. Geomag. Geoelectr.*, v.27, p.139.
- Herrero-Bervera, E. y Pal, S.V. 1977. Paleomagnetic study of Sierra Chichinautzin, Mexico, *Geofis. Int.*, v.17, pp.167-180.
- Herrero-Bervera, E., Urrutia-Fucugauchi, J., Martín del Pozzo, A.L., Böhnell, H.N. y Guerrero, J. 1986. Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low-latitudes: a paleomagnetic record from the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geophys. Res. Lett.*, v.13, pp.1442-1445.

- Kawai, J.N., Yakasawa, K., Nakajima, T., Torii, M. y Horie, S. 1972. Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa, *Proc. Jpn. Acad.*, v.48, pp.186-190.
- King, R.F. 1955. The remanent magnetism of artificially deposited sediments, *Mon. Notic. Roy. Astron. Soc.*, v.7, pp.115-134.
- King, J., Banerjee, S., Marvin, J. y Ozdemir, O. 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.59, pp.404-419.
- Levi, Saul, y Karlin, R. 1988. A sixty thousand year paleomagnetic record from Gulf of California sediments: secular variation, late Quaternary excursions and geomagnetic implications, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.92, pp.219-233.
- Liddicoat, J.C. 1976. A paleomagnetic study of late Quaternary dry lake sediments from the western U.S. and Mexico, Ph. D. thesis, University of California-Santa Cruz (unpublished).
- Liddicoat, J.C., Coe, R.S., Lambert, P.W. and Valastro, S. 1974. Dating mexican archeological sites using a possible late Quaternary geomagnetic field excursion, *Abs. with Prog. Ann. Mtgs. Geol. Soc. Am.*, v.6, p. 845.
- Liddicoat, J.C. y Coe, R.S. 1979. Mono Lake geomagnetic excursion, *Jour. Geophys. Res.*, v.84, no. 1, pp.261-271.
- Liddicoat, J.C., Coe, R.S., Lambert, P.W. and Valastro, S. 1979. Paleomagnetic record in late Pleistocene and Holocene dry deposits at Tlapacoya, Mexico. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, v.59, pp.367-377.
- Liddicoat, J.C. y Lund, S.P. 1983. A high resolution record of secular variation from Mono Lake, California, *EOS Trans. AGU*, v.64, p.685.
- Lowrie, W. y Fuller, M. 1971. On the alternating field demagnetization characteristics of multidomain thermoremanent magnetization in magnetite, *J. Geophys. Res.*, v.76, pp.6339-6349.
- Lund, S.P. 1981. Late Quaternary secular variation of the Earth's magnetic field as recorded in the wet sediments of three North American lakes, Ph. D. thesis, University of Minnesota (unpublished).
- Lund, S.P. 1989. Paleomagnetic secular variation, in: *Encyclopedia of Geophysics* (David James, ed.), Van Nostran Reinhold, pp.876-888.
- Lund, S.P. y Banerjee, S. K. 1985a. The paleomagnetic record of the late Quaternary secular variation from Anderson Pond, Tennessee, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.72, pp.219-237.
- Lund, S.P. y Banerjee, S.K. 1985b. Late Quaternary paleomagnetic field secular variation from two Minnesota lakes, *J. Geophys. Res.*, v.90, pp.803-825.
- Lund, S.P., Liddicoat, J.C., Lajoie, K.R., Henyey, T.L. y Robinson, S.W. 1988. Paleomagnetic evidence for long-term (10,000 year) memory and periodic behavior in the earth's core dynano process, *Geophys. Res. Lett.*, v.15, pp.1101-1104.
- Maher, B.A. 1986. Characterisation of soils by mineral magnetic measurements, *Phys. Earth Plan. Int.*, v.42, pp.76-92.

- McElhinny, M.W. y Merrill, R.T. 1975. Geomagnetic secular variation over the past 5 million years, *Rev. Geophys. Space Phys.*, v.13, pp.687-708.
- McWilliams, M.O., Holcomb, R.T. y Champion, D.E. 1982. Geomagnetic secular variation from <sup>14</sup>C dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non-dipole low, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, v.306, pp.211-222.
- Merrill, R.T. y McElhinny, M.W. 1983. *The Earth's magnetic field*, Academic Press Inc., 401 pp.
- Mörner, N.A., Lanser, J.P. y Hospers, J. 1971. Late Weischselian paleomagnetic reversal, *Nature Phys. Sci.*, v.234, p. 173.
- Moser, F., Nairn, A.E.M. y Negendank, J.F.W. 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII, a paleomagnetic and petrologic study of volcanic of the Valley of Mexico, *Geol. Rundsch.*, v.63, pp.415-483.
- Najajima, T., Yashakawa, K., Natsuhara, N., Kawai, H. y Hones, S. 1973. Very short geomagnetic excursion 18,000 yr BP, *Nature* v.244, pp.8.
- Noel, Mark. 1986. An anomalous detrital sediments magnetization, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v.85, pp. 645-653.
- Noltmeier, H.C. y Colinvaux, P.A. 1976. Geomagnetic excursion from Imuruk Lake, Alaska, *Nature* v.259, p.197.
- Oldfield, F., Dearing, J.A., Thompson, R., y Garret-Jones, S.E. 1978. Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosional rates, *Polskie Archiw. Hydrobiologia*, v.25, pp.321-331.
- Ortega-Guerrero, B. 1992a. Estartigrafía de los sedimentos lacustres en el Lago de Chalco, Cuenca de México, Univ. Nal. Aut. México, UACPyP CCH, tesis doctoral (inédita), este volumen.
- Ortega-Guerrero, B. 1992b. Susceptibilidad magnética en sedimentos del Lago de Chalco, Cuenca de México: correlación entre núcleos e implicaciones paleoambientales, Univ. Nal. Aut. México, UACPyP CCH, tesis doctoral (inédita), este volumen.
- Ortega-Guerrero, B. 1992c. Reconstrucción paleoambiental para el Pleistoceno tardío y Holoceno en el Lago de Chalco, Cuenca de México, Univ. Nal. Aut. México, UACPyP CCH, tesis doctoral (inédita), este volumen.
- Roperch, P., Bonhommet, N. y Levi, S. 1988. Paleointensity of the earth's magnetic field during the Laschamp excursion and its geomagnetic implications, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.88, pp.209-219.
- Runcorn, S.K. 1959. On the theory of geomagnetic secular variation, *Ann. Geophys.*, v.15, p. 87.
- Shackleton, N.J., Imbrie, J. y Hall, M.A. 1983. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30. Implications for the formation of deep water in the Late Pleistocene North Atlantic, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.65, pp.233-244.
- Scherbaum, Frank, y Johnson, James. 1992. *Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis*, versión 3.2, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig Maximilians Universität, München, 223 pp.

- Skiles, D.D. 1970. A method of inferring the direction of the drift of the geomagnetic field from paleomagnetic data, *J. Geomag. Geoelec.*, v.22, p.441.
- Stacey, F.D. y Banerjee, S.K. 1975. *The physical properties of rock magnetism*. Elsevier Scientific Publishing Co., Holland, 255 pp.
- Stober, J.C. y Thompson R. 1977. Paleomagnetic secular variation studies of Finnish Lake sediment and the carriers of remanence, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.37, pp.139-149.
- Thompson, R. y Oldfield, F. 1986. *Environmental magnetism*. Allen & Unwin, London, 240 pp.
- Thompson, R. y Oldfield, F. 1978. Evidence for recent palaeomagnetic secular variation in lake sediments from the New Guinea highlands, *Phys. Earth Plan. Int.*, v.17, pp.300-306.
- Turner, G.M. y Thompson, R. 1979. Behavior of the earth's magnetic field as recorded in the sediment of Loch Lomond, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.42, pp.412-426.
- Turner, G.M., Evens, M.E. y Hussin, I.B. 1982. A geomagnetic secular variation study (31,000-19,500 yr BP) in western Canada, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, v.71, pp.159-171.
- Verosub, K.L. y Banerjee, S.K. 1977. Geomagnetic excursions and their paleomagnetic record, *Rev. Geophys. Space Phys.*, v.15, p.145.
- Verosub, K.L., Mehringer, P.J. y Waterstraat, P. 1986. Holocene secular variation in western North America: paleomagnetic record from Fish Lake, Harney County, Oregon, *J. Geophys. Res.*, v-91, pp.3609-3623.
- Yakasawa, K., Nakajima, T., Kawai, N., Torii, M., Natsuhara, N. y Hore, S. 1973. Paleomagnetism of a core from Lake Biwa, *J. Geomag. Geoelec.*, v.25, p. 447.
- Yukutake, T. y Tachinaka, H. 1968. The non dipole part of the earth's magnetic field, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, v.46, p. 1027.
- Yukutake, T. y Tachinaka, H. 1969. Separation of the earth's magnetic field into the drifting and the standing parts, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, v.47, p. 65.

## SUMARIO Y CONCLUSIONES

Las complejas interacciones de la biósfera, geósfera y atmósfera en la Cuenca de México han producido un laboratorio natural para el estudio de los procesos ambientales ocurridos durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. La documentación detallada de estos procesos ha sido difícil de lograr, no obstante el interés e importancia que estos conocimientos tienen en diversas áreas académico-científicas y prácticas. La secuencia sedimentaria lacustre ofrece un registro relativamente continuo de los cambios ambientales y por ello es necesario un análisis detallado de los mismos para la interpretación de su evolución. En vista de la amplitud y complejidad de los procesos involucrados en esta evolución, es preciso realizar una investigación multidisciplinaria que permita la documentación e interpretación adecuada de los mismos. Los estudios iniciados en los institutos de Geofísica y Geología de la UNAM en la secuencia sedimentaria del Lago de Chalco han investigado algunos aspectos de estos procesos.

### Los resultados iniciales

#### Problemas de interpretación de la información geológica

La falta de un marco de referencia estratigráfico y cronológico formalmente establecido tanto en los sedimentos del relleno lacustre y aluvial de la Cuenca de México, como de los depósitos volcánicos de las sierras que la forman no sólo ha dificultado la interpretación de su evolución geológica, sino que ha provocado la proliferación de una caótica nomenclatura. Durante casi dos décadas la información directa de mayor alcance en el subsuelo de la cuenca fué únicamente la derivada de la perforación del Pozo Texcoco I. Los sondeos profundos realizados por PEMEX ratificaron la complejidad de la estructura de la cuenca. Aunque han sido varios los trabajos geológicos y geofísicos superficiales y de alcance medio en la corteza ( $\approx$  500 m) encaminados al análisis estructural, aún son poco conocidos los mecanismos neotectónicos que la afectan.

La cronometría de eventos por radiocarbono para los últimos 40,000 años, pese a los márgenes de error del método en el que probadamente existe una divergencia en ocasiones mayor de 3,000 años entre las edades obtenidas por este método y los registros de dendrocronología e históricos, sigue siendo hasta ahora la única técnica de fechamiento utilizada en la región. El  $^{14}\text{C}$  no es el mejor método de fechamiento para el Cuaternario tardío, pero hasta que no se cuente con un mejor sistema de

calendarización de sucesos, la utilización cuidadosa y objetiva de sus resultados puede ser de gran utilidad en la comprensión de la evolución de diversos aspectos del Sistema Tierra. Aunque se han llevado a cabo varios intentos de fechamiento por tefracronología, no han sido exitosos en todos los casos debido al pobre control de variaciones granulométricas y petrológicas, y la notable ambigüedad en los reportes de las fechas de radiocarbono con que se cuenta. Los depósitos piroclásticos ofrecen una serie de marcadores estratigráficos que pueden ser de gran utilidad en el establecimiento de correlaciones, sin embargo ha sido ampliamente difundido el establecimiento de cronologías en diversas partes tanto dentro como fuera de la cuenca basadas en la aparente similitud de las tefras, creando una serie de confusiones e imprecisiones en la sucesión de diversos eventos, por lo que no se recomienda el empleo de las edades asignadas a estas tefras como único elemento para el fechamiento de una secuencia.

### **Estratigrafía de los depósitos lacustres**

A partir de la revisión de las columnas recuperadas por los cuatro núcleos se reconocen siete unidades estratigráficas en las que quedan incluidas 17 tefras. La actividad volcánica, presente a lo largo de los cortes, tiene una mayor expresión entre 10 mil y 20 mil años de radiocarbono AP, en donde en conjunto sus acumulaciones presentan un espesor de 0.95 m. En general, las tasas de sedimentación son bajas, entre 0.21 y 0.80 mm/año. El intervalo máximo recuperado en las perforaciones realizadas, correspondiente al Núcleo B (26 m), cubre un periodo aproximado de 45,000 años A.P. No es posible con los fechamientos disponibles precisar la edad mínima de los depósitos, pero de acuerdo a las tendencias en las tasas de sedimentación, es probable que los depósitos localizados a un metro de profundidad en los núcleos recuperados en el centro del lago tengan una edad cercana a 3,000 años de radiocarbono AP.

Se reconocen en los nucleos perforados acumulaciones volcánicas que correlacionan por su edad a varias tefras anteriormente descritas. La Tefra II (menor a 12,520 años) corresponde a la llamada "pómez tripartita" (de edad 11,600 años, aproximadamente). La Tefra VI corresponde a la "pómez con andesita", a pesar de que existe una divergencia cercana a 2,500 años en las edades mínimas determinadas para ella en Tlapacoya y en este trabajo. Esta acumulación ha sido reconocida también en la subcuenca de Texcoco. El depósito volcánico más antiguo registrado tanto en los cortes de Tlapacoya como en los núcleos de este trabajo es la Tefra XII, llamada en Tlapacoya "gran ceniza basáltica". Aunque la fuente de estas tefras no ha sido confirmada, ha sido sugerido que la tripartita proviene del Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1977), y la pómez con andesita del Popocatepetl (Mooser, 1967). Es posible que la Tefra XII sea producto del Popocatepetl, de acuerdo a la actividad explosiva reconocida en este estratovolcán (Robin y Boudal, 1987) entre 30 y 50 mil años antes del presente.

## Interpretación paleoecológica

El empleo de la susceptibilidad magnética en el establecimiento de horizontes marcadores incrementa la resolución que se pueda tener a partir de los establecidos en secciones estratigráficas. En combinación con otros parámetros, como los valores de pérdida por ignición, es un buen parámetro en las reconstrucciones preliminares de condiciones paleoambientales. Las condiciones ambientales en la parte inferior de la sección cortada por el Núcleo B ( $\cong$  45,000-35,000 años) parecen corresponder a columnas de agua mayores que las registradas en la parte superior de los núcleos, en donde un continuo decremento en los valores de  $k$  parece corresponder a condiciones más estables en la cuenca. Posterior al depósito de la Tefra XII ( $\cong$  35 mil años) existió un prolongado período de erosión, que coincide con el máximo glacial propuesto anteriormente entre 32,000 y 36,000 años A.P., seguido de otro periodo de estabilización en las condiciones ambientales, de acuerdo a lo registrado en el Núcleo B entre 14.4 m ( $\cong$  30 mil años [?]) y 18.0 m (< 35 mil años).

El primer periodo registrado de cambios ambientales rápidos y drásticos se reconoce en los tres sondeos que cortan esta zona, arriba del depósito de la Tefra XI. Dentro de esta zona existe un importante evento que puede representar una notable disminución en la cubierta vegetal, misma que está asociada a un incremento en la erosión de la cuenca, de acuerdo a la identificación del marcador  $\epsilon$ . A este periodo de cambios rápidos le sigue un periodo de estabilización en las condiciones del lago, donde posiblemente los niveles de agua fueron relativamente altos.

La combinación de técnicas de análisis de polen, diatomeas y calcinación, y estimaciones de contenido de terrígenos a partir de la medición de susceptibilidad magnética en el Lago de Chalco ha permitido hacer inferencias sobre el clima durante los últimos 19,000 años. Las principales fluctuaciones climáticas en términos generales son las siguientes:

19,000 - 15,000 años AP: se infiere un clima relativamente seco y frío, con aumentos rápidos de humedad de corta duración que se asocian a la fusión de glaciares, producida tanto por volcanismo como por cambios hacia condiciones menos frías. En el registro lacustre se observan condiciones de pantano alcalino con rápidos cambios en la humedad. En la cuenca los pastizales están bien desarrollados y los bosques se encuentran restringidos. El entorno se ve frecuentemente alterado por la intensa actividad volcánica que se registra en esta época

15,000 - 12,000 años AP: se interpreta un aumento en la humedad respecto al período anterior, y se propone un clima frío subhúmedo. El pantano cambia gradualmente a un estanque somero de agua dulce; los bosques se expanden con la consecuente reducción de los pastizales.

12,000 - 9,000 años AP: hay un notable aumento de humedad, en el que el lago alcanza el nivel más alto registrado, y condiciones de temperatura más frías que las actuales. En este período el lago presenta el nivel más alto registrado, y los bosques alcanzan su máximo desarrollo.

9,000 - 3,000 años AP: las asociaciones de diatomeas sugieren bajos niveles lacustres, sin embargo el registro de polen indica climas húmedos, por lo que para esta época se interpreta un clima subhúmedo a semiárido con temperaturas altas, que provocaban un incremento en la evaporación en el lago respecto a la época anterior. El nivel lacustre más bajo se registra hacia 5,000 años AP, y se establece un pantano salino.

< 3,000 (?) años AP: aumenta el nivel del lago y se establece un estanque de agua dulce; el creciente impacto de la actividad antrópica en los ecosistemas es registrada en el aumento de cultivos de Cheno.-Am. El clima predominante es el que existe en la actualidad.

El paleoclima durante el máximo glacial se caracteriza por ser frío y seco, pero paulatinamente cambia a menos frío con aumento en la humedad, lo que coincide con el inicio de la deglaciación. El fin del Pleistoceno está claramente marcado en Chalco por un aumento del nivel lacustre y el clima se transforma a templado frío y húmedo. Las condiciones cambian drásticamente y hacia el Holoceno inferior y medio, el clima se torna cálido subhúmedo a semiseco y Chalco se transforma en un pantano salobre. En los últimos 3,000 años hay evidencias de un aumento del nivel lacustre y el impacto humano se registra claramente.

El patrón paleoclimático que se detectó en Chalco no coincide plenamente al de las zonas tropicales, en donde el máximo glacial corresponde a bajos niveles lacustres, pero con altos niveles entre los 9,000 y 5,000 años, ni tampoco a los del suroeste de los Estados Unidos, en donde los datos disponibles indican altos niveles durante el máximo glacial pero muy bajos durante el Holoceno. La subcuenca de Chalco presenta un comportamiento similar durante el Pleistoceno tardío a los lagos tropicales, mientras que durante el Holoceno presenta un patrón similar al del SW de los EEUU.

### **Análisis paleomagnético**

El registro paleomagnético del Lago de Chalco ofrece información sobre la variación secular del campo geomagnético durante los últimos 25 mil años. Esta información es especialmente importante para el estudio del comportamiento del campo geomagnético desarrollado a partir de modelos del dínamo, ya que son escasos los datos para latitudes menores de 32° en América del Norte, así como para el establecimiento de correlaciones estratigráficas y fechamiento indirecto.

A partir de mediciones magnéticas de rutina en los sedimentos cortados en un núcleo de 11.27 m de profundidad (Núcleo D) se estimó la magnetización característica de la sección analizada, y los resultados de estas mediciones indican que los sedimentos lacustres poseen una magnetización moderadamente estable que reside en titanomagnetitas y titanohematitas, cuyo comportamiento durante el proceso de medición coincidió cercanamente al que exhiben las tefras, tanto las reconocidas en la columna estratigráfica analizada como las colectadas en las laderas de los volcanes cercanos, por lo que se concluye que el origen de los minerales magnéticos es predominantemente primario. El análisis conjunto de los registros de susceptibilidad magnética y los indicadores paleoambientales (polen, contenido de materia orgánica) proporcionan evidencias del origen alóctono de los minerales magnéticos en el registro estratigráfico y se estima que la magnetización es de tipo deposicional o posdeposicional.

Los resultados obtenidos, aunque no son concluyentes para el establecimiento de curvas maestras de variación secular, presentan rasgos que tienen aparente relación con la variación secular paleomagnética (VSP). Para evaluar la VSP, los registros paleomagnéticos y las fechas de radiocarbono fueron combinados para producir varias series de tiempo, y a partir de ellas calculada la anomalía de inclinación ( $\Delta I$ ). Los resultados del cálculo de  $\Delta I$  ( $-3^\circ$ ) concuerdan con el patrón de  $\Delta I$  estimada en diversos sitios del hemisferio norte últimos 30,000 años y con los datos obtenidos en rocas de la Sierra Chichinautzin y en Hawaii, sitios en los que se ha sugerido la presencia de una baja componente no dipolar debajo de ellos.

La deriva del campo no dipolar, analizada en los diagramas de Bauer, no coincide con los patrones observados en Gran Bretaña, América del Norte y Argentina, en los que se ha interpretado una deriva al oeste entre 2,000 y 8,000 años AP, según la aplicación de la *Regla de Runcorn*. Esta falta de coincidencia puede ser aparente, ya que se ha demostrado anteriormente que bajo ciertas condiciones la rotación del vector paleomagnético en sentido contrario a las manecillas es producido también por una deriva al oeste. Debido a que no es única la interpretación del movimiento del vector paleomagnético, es difícil determinar si efectivamente hay deriva al oeste o al este del campo no-dipolar a partir de los datos obtenidos.

El análisis espectral de las series de tiempo sugiere que la VSP puede ser separada en dos frecuencias principales: una de periodo largo,  $\approx 10,500$  años, y otra de periodo corto, entre  $\approx 300$  y 800 años. Los periodos largos pueden estar asociados al campo dipolar, en tanto que los periodos más cortos han sido asociados a variaciones del campo no-dipolar. En el registro paleomagnético de estos sedimentos no se sustenta la existencia de una excursión del campo geomagnético en esta región.

## Las investigaciones a futuro

El conjunto de resultados que aquí se han expuesto representan únicamente el inicio de una serie de investigaciones multidisciplinarias para el Cuaternario. Muchos aspectos han quedado sin resolver. El establecimiento formal de unidades estratigráficas, a través de un cuidadoso y detallado estudio, es necesario para eliminar el uso de la caótica y confusa nomenclatura utilizada hasta ahora. Una adecuada y correcta cronoestratigrafía es de gran importancia, sobre todo para el entendimiento de los cambios globales. Las acumulaciones derivadas de la actividad volcánica, ampliamente distribuidas en la Faja Volcánica Transmexicana, ofrecen la oportunidad de establecer correlaciones regionales, por lo que la identificación precisa de estos depósitos permitirá hacer más fácil su reconocimiento en diversas zonas.

La obtención de nuevas secuencias sedimentarias es necesaria para documentar de manera más precisa el registro paleomagnético y construir curvas de variación secular que proporcionen patrones de referencia, mismos que permitan el establecimiento de correlaciones regionales y fechamientos indirectos. El Lago de Chalco es solamente uno de los sitios en la Cuenca de México que pueden proporcionar un registro adecuado de las variaciones ambientales en el pasado. Las acumulaciones lacustres en el norte de la cuenca son de interés para comparar los resultados inicialmente obtenidos, por lo que han sido elegidos como nuestro siguiente objeto de estudio.

ANEXO 1. Resultados paleomagnéticos del Núcleo D, Lago de Chalco

muestra	prof	edad 14C	decnrm	incnrm	intnrm	dec15mT	declinaci segmentos rotados	inc15mT	int15mT mA/m	suscepti. Q (M/k) k x 10-5	óptosdec	óptosinc	intóptos	
67	1.492		27.88	28.17	8.01	207		33.69	4.77	28.5	0.167368			
65	4.5		21.32	32.27	4.82	296		25.59	2.37	25.62	0.092505			
63	7.5		12.28	31.46	4.22	185		35.63	2.31	26.35	0.087666			
61	10.5		23.82	28.32	3.91	210		16.77	2.06	27.81	0.074074			
59	13.5		10.66	26.18	3.72	180		13.17	2.03	23.05	0.088069			
57	16.4		6.71	2.59	3.15	180		0.94	1.83	24.52	0.074632			
55	19.4		43.69	-16.19	1.27	244		4.51	0.79	15.37	0.051398			
54	20.8		-17.51	47.71	0.63	143		30.58	0.23	7.68	0.029947			
53	22.4		11.57	-22.73	1.51	189		-30.7	1.24	12.81	0.096799			
51	25.4		37.07	-8.25	0.75	209		-12.05	0.5	5.49	0.091074			
49	28.4		10.36	16.15	1.6	193		28.38	1.06	9.5	0.111578			
47	31.3		26.24	23	0.57	243		8.58	0.29	6.22	0.046623			
45	34.3		20.2	-39.39	0.86	241		-62.26	0.54	7.32	0.073770			
43	37.3			-20.38	1.4			-23.38	1.66	7.32	0.226775			
41	40.3		88.66	-22.05	0.11	143.39		-40.01	0.09	0.549	0.163934			
39	43.3		33.3	24.17	2.54	211		12.13	1.4	10.24	0.136718			
37	46.3		6.47	16.59	1.55	182		19.45	1.17	9.88	0.118421			
35	49.2		34.96	-22.44	0.62	231		-35.31	0.51	2.196	0.232240			
34	50.692	1776.654	45.85	9.63	0.72	222.34	42.34	16.69	0.42	1.09	0.385321			
31	55.2	1875.357	44.63	-2.2	0.28	216.14	36.14	7.77	0.16	2.92	0.054794			
29	58.2	1974.06	38.22	26.29	0.51	203.56	23.56	23.83	0.28	2.19	0.127853	33.38333	16.86333	0.428333
27	61.2	2072.763	35.21	23.92	0.69	219.96	39.96	24.64	0.26	2.19	0.118721	32.21666	15.035	0.566666
25	64.2	2171.466	39.84	12.87	0.95	221.7	41.7	10.82	0.51	4.75	0.107368	30.78666	17.275	1.016666
21	70.2	2270.169	36.77	17.91	0.92	196.6	16.6	17.43	0.94	16.1	0.058385	29.41666	17.31833	1.18
19	73.1	2368.872	24.41	8.31	3.4	215.34	35.34	5.72	1.25	40.99	0.030495	29.13833	19.20833	1.243333
18	74.6	2467.575	29.49	17.07	9.86	207.56	27.56	21.21	2.86	92.23	0.031009	26.08833	18.155	1.231666
17	76.1	2566.278	16.38	23.76	3.6	195.34	15.34	24.09	1.26	49.59	0.025408	35.885	17.72	1.13
15	79.1	2664.981	34.66	43.48	1.32	218.29	38.29	35.98	0.64	9.33	0.068595	44.06333	22.99666	1.16
13	82.06	2763.684	16.9	26.58	0.9	203.4	23.4	4.5	0.44	4.21	0.104513	43.44666	26.30333	0.71

11	85.04	2862.387	45.6	20.26	0.53	255.38	75.38	14.82	0.33	0.36	0.916666	49.30833	29.17333	0.508333
9	88.02	2961.09	69.83	27.28	0.21	264.41	84.41	37.38	1.43	0.36	3.972222	46.45333	30.55166	0.431666
7	91.01	3059.793	49.43	32.72	0.24	203.86	23.86	41.05	0.16	0.72	0.222222	53.28	36.61333	0.361666
6	92.5	3158.496	49.82	34.15	0.19	230.51	50.51	41.31	0.05	0	ERR	45.36333	42.65333	0.33
3	97	3257.199	20.75	29.89	0.25	201.16	21.16	44.25	0.18	0.73	0.246575	31.975	41.44833	0.105
1	99.9	3355.902	47.75	15.51	0.09	244.36	64.36	40.87	0.02	0.36	0.055555	37.105	39.31666	0.096666
69	103.01	3454.605	288.27	73.06	0.2	272.88	27.88	51.06	0.14	0.05	2.8	44.3	38.75833	0.095
72	107.6	3553.308	303.62	40.41	0.16	249.08	4.08	30.15	0.08	0.18	0.444444	51.35166	37.31	0.093333
77	115.2	3652.011	308.4	24.58	0.27	299.64	54.64	28.26	0.11	0.366	0.300546	50.03	35.22	0.185
79	118.3	3750.714	351.62	18.21	0.22	338.68	93.68	37.96	0.04	0.59	0.067796	55.86333	31.41166	0.25
81	121.3	3849.417	315.29	43.79	0.36	308.47	63.47	35.56	0.17	0.36	0.472222	66.325	30.92333	0.293333
83	124.4	3948.12	307.16	28.05	1.11	301.43	56.43	28.33	0.57	0.36	1.583333	70.435	32.74166	0.386666
87	130.5	4046.823	311.47	21.56	0.84	307.88	62.88	28.21	0.53	0.73	0.726027	66.78	30.55666	0.556666
89	133.6	4145.526	315.11	21.17	0.53	311.85	66.85	27.22	0.34	0.36	0.944444	67.07833	28.245	0.621666
91	136.6	4244.229		-83.3	0.6	324.3	79.3	39.17	0.67	2.56	0.261718	66.97333	30.23833	0.631666
93	139.6	4342.932	324.8	38.18	1.74	316.75	71.75	24.85	1.06	4.026	0.263288	66.52	31.97666	0.691666
95	142.7	4441.635	314.39	18.52	0.7	310.26	65.26	21.69	0.56	1.46	0.383561	67.03	33.81166	0.715
97	145.8	4540.338	309.8	37.9	1.03	300.8	55.8	40.29	0.63	1.83	0.344262	64.475	34.24	0.71
99	148.8	4639.041	305.81	38.62	1.03	305.16	60.16	38.64	0.89	1.1	0.809090	62.76	34.28	0.55
101	151.8	4737.744	324.61	39.75	0.62	314.91	69.91	38.23	0.48	0.36	1.333333	61.21333	32.98166	0.478333
102	153.4	4836.447	322.99	50.65	0.47	308.97	63.97	41.74	0.64	0	ERR	71.195	28.245	0.436666
103	154.9	4935.15	308.37	39.89	0.14	306.46	61.46	25.09	0.1	0.366	0.273224	80.425	23.965	0.341666
105	157.99	5033.853	316.94	25.12	0.13	300.98	55.98	13.9	0.13	1.83	0.071038	86.67833	22.32	0.321666
2.1	160	5132.556	367.8	1.68	0.51	360.69	115.69	11.87	0.38	2.9	0.131034	92.44166	19.26	0.245
5	166	5231.259	362.18	-4.84	0.53	360.54	115.54	12.96	0.32	0.366	0.874316	91.83166	20.99	0.248333
7	169	5330	345.16	14.95	0.69	352.43	107.43	28.36	0.36	0	ERR	95.49166	22.27166	0.256666
13	178	5480.55	333.59	13.84	0.23	343.55	98.55	23.38	0.18	0.366	0.491803	85.82833	24.585	0.273333
14	179.5	5631.1	316.69	13.49	0.17	302.8	57.8	35.47	0.12	0.366	0.327868	77.015	25.18666	0.28
15	181	5781.65	311.08	26.14	0.33	322.94	77.94	21.59	0.18	0.73	0.246575	70.48	26.275	0.281666
17	184	5932.2	312.87	25.93	0.68	302.71	57.71	25.75	0.48	2.56	0.1875	61.36166	27.68	0.346666
19	187	6082.75	311.45	18.1	0.54	307.66	62.66	16.57	0.36	1.1	0.327272	60.40166	26.33666	0.483333
21	190	6233.3	310.4	24.66	0.53	313.22	68.22	34.89	0.37	1.1	0.336363	52.98666	29.81333	0.645
23	193	6383.85	271.63	24.66	0.77	288.84	43.84	31.81	0.57	1.83	0.311475	50.16166	27.81833	0.873333
25	196	6534.4	300.24	26.59	1.32	297.04	52.04	27.41	0.94	2.9	0.324137	47.18333	30.81333	1.073333
27	199	6684.95	287.27	37.73	1.63	278.45	33.45	42.45	1.15	4.02	0.286069	41.985	32.21833	1.156666

29	202	6835.5	286.43	13.58	2.71	285.76	40.76	13.78	1.85	3.29	0.562310	43.55833	34.30166	1.246666
31	205	6986.05	292.06	38.66	2.1	289.79	44.79	34.54	1.56	4.02	0.388059	42.00666	35.845	1.388333
35	211	7136.6	295.05	42.9	1.87	282.03	37.03	43.32	0.87	6.22	0.139871	42.04333	35.01	1.683333
37	214	7287.15	249.65	49.65	1.27	298.28	53.28	44.31	1.11	7.32	0.151639	41.965	40.00166	1.72
39	217	7437.7	292.63	33.61	3.99	287.73	42.73	36.67	1.79	10.98	0.163023	40.91666	39.345	1.976666
41	220	7588.25	295.36	34.32	5.41	278.67	33.67	37.44	2.92	16.1	0.181366	44.725	37.12166	2.061666
43	223	7738.8	301.85	40.79	3.8	285.29	40.29	43.73	2.07	10.24	0.202148	41.53166	34.68666	2.508333
45	226	7889.35	292.32	33.67	5.11	283.5	38.5	30.6	3.1	15.74	0.196950	40.10666	34.48333	3.03
47	229	8039.9	302.02	29.12	4.25	304.88	59.88	29.98	1.38	16.47	0.083788	41.54833	31.79166	2.578333
49	232	8190.45	291.77	31.13	5.62	279.12	34.12	29.7	3.79	16.1	0.235403	43.585	30.125	2.268333
50	233.5	8341	287.81	31.44	5.95	279.18	34.18	35.45	4.92	13.91	0.353702	45.67833	28.17	1.788333
55	241	8491.55	292.02	37.11	0.31	287.32	42.32	21.29	0.21	1.1	0.190909	39.38666	27.855	1.6
57	244	8642.1	306.49	20.74	0.31	297.51	52.51	33.73	0.21	1.83	0.114754	38.86666	34.29666	1.005
59	247	8792.65	302.28	20.93	0.27	296.06	51.06	18.87	0.22	0.73	0.301369	40.12833	35.015	0.266666
61	250	8943.2	274.43	29.81	0.4	267.13	22.13	28.09	0.25	1.1	0.227272	35.70166	39.49333	0.323333
63	253	9093.75	292.23	31.79	0.56		31	68.35	0.22	1.83	0.120218	33.41833	40.125	0.676666
65	256	9244.3	294.3	35.85	0.7	286.75	41.75	39.76	0.49	1.46	0.335616	29.16333	44.65	2.565
67	259	9395	74.5	37.78	0.57	257.76	15.76	48.16	0.55	1.1	0.5	31.24166	46.775	4.793333
69	262	9484.29	101.09	38.32	3.04	280.81	38.81	37.52	2.33	5.49	0.424408	33.41833	43.00166	5.401666
71	263.5	9573.58	89.66	36.31	19.25	267.53	25.53	46.02	11.55	39.89	0.289546	33.82666	44.63666	5.771666
72	265	9662.87	104.15	42.18	20.43	276.6	34.6	40.84	13.62	43.92	0.310109	32.43833	43.19333	6.428333
73	268	9752.16		-28.51	4.95	286.06	44.06	45.71	3.87	11.71	0.330486	29.165	43.81333	6.478333
75	271	9841.45	149.68	46.67	3.45	286.2	44.2	49.57	2.71	10.98	0.246812	27.87833	42.24833	5.325
77	274	9930.74	78.78	48.38	5.02	249.43	7.43	39.5	4.49	10.25	0.438048	25.61	41.97	3.491666
79	277	10020.03	86.19	45.63	2.86	261.17	19.17	41.24	2.63	7.32	0.359289	21.43333	40.18166	3.191666
81	280	10109.32		-84.85	3.36	259.81	17.81	36.63	4.63	14.64	0.316256	17.51	38.61666	3.163333
83	283	10198.61	92.48	42.63	3.12	262.99	20.99	39.17	2.62	8.05	0.325465	19.05666	38.045	2.775
84	284.5	10287.9	78.95	35.25	2.37	261	19	34.98	2.07	4.026	0.514157	18.815	37.22666	2.631666
85	286	10377.19	82.53	38.79	2.83	262.66	20.66	40.18	2.54	5.12	0.496093	18.63166	37.74166	2.103333
87	289	10466.48	79.67	34.59	2.64	258.71	16.71	36.07	2.16	4.76	0.453781	16.39166	36.36333	1.828333
89	292	10555.77	82.37	28.86	2.2	259.72	17.72	36.33	1.77	2.92	0.606164	16.435	36.32166	1.713333
91	295	10645.06	81.25	34.98	1.71	258.71	16.71	39.72	1.46	1.83	0.797814	16.05666	33.75	1.44
93	298	10734.35	70.6	26	1.17	249.55	7.55	30.9	0.97	1.46	0.664383	14.57	34.795	1.181666
95	301	10823.64	78.88	32.32	1.75	261.26	19.26	34.73	1.38	2.19	0.630136	13.45666	38.185	0.965
97	304	10912.93	78.42	21.5	1.2	260.39	18.39	24.75	0.9	1.83	0.491803	12.83	38.56666	0.79

99	307	11002.22	75.45	33.78	0.61	249.79	7.79	42.34	0.61	0.366	1.666666	13.91333	39.57833	0.671666
100	308.5	11091.51	71.43	49.54	0.96	253.04	11.04	56.67	0.47	0.732	0.642076	12.13333	40.65166	0.501666
101	310	11180.8	69.76	37.36	0.55	254.95	12.95	42.01	0.41	0.732	0.560109	11.905	43.42666	0.428333
103	313	11270.09	75.27	36.07	0.39	256.05	14.05	36.97	0.26	0.366	0.710382	13.935	41.58666	0.488333
105	316	11359.38	80.03	38.02	0.43	250.58	8.58	41.17	0.36	0.732	0.491803	15.89333	38.675	0.633333
107	319	11448.67	76.89	32.56	0.66	259.02	17.02	41.4	0.46	1.46	0.315068	14.895	37.20666	0.766666
109	322	11537.96	82.57	33.22	1.2	261.97	19.97	31.3	0.97	2.93	0.331058	21.59166	38.705	0.938333
111	325	11627.25	83.98	34.4	1.68	264.79	22.79	39.2	1.34	4.02	0.333333	18.77166	38.18833	1.373333
113	328	11716.54	75.1	30.19	2.21	248.96	6.96	33.2	1.21	7.32	0.165300	18.27666	38.37833	1.768333
114	329.5	11805.83	112.05	38.26	2.26	296.23	54.23	45.96	1.29	8.05	0.160248	11.22333	39.325	1.998333
115	331	11895.12	61.98	33.63	3.88	233.66	-8.34	38.07	2.97	8.41	0.353151	8.335	41.055	1.823333
117	334	11984.41	71.64	31.86	3.93	256.05	14.05	42.54	2.83	10.25	0.276097	6.776666	43.315	1.641666
119	337	12073.7	61.41	32.5	3.34	219.65	-22.35	36.98	2.35	13.54	0.173559	-0.70333	43.845	1.468333
123	343	12162.99	85.53	45.81	0.69	247.46	5.46	49.58	0.29	2.93	0.098976	-1.22	41.38333	1.001666
124	344.5	12252.28	45.08	25.25	0.32	239.61	-2.39	46.76	0.12	0.366	0.327868	-0.83833	39.55333	0.563333
125	346	12341.57	63.16	33.71	0.33	251.35	9.35	49.14	0.25	0	ERR	0.24	38.45666	0.195
127	349	12430.86	39.5	32.28	0.18	230.56	-11.44	23.3	0.17	0.366	0.464480	0.893333	37.90166	0.296666
129	352	12520	76.56	34.78	0.32	258.34	16.34	31.56	0.2	0.732	0.273224	3.238333	37.46833	0.465
3	359.01	12588.26	252.16	39.08	0.17	265.12	-15.88	30.4	0.14	1.1	0.127272	3.148333	37.17333	0.641666
5	362.2	12656.52	297.27	46.13	1.14	290.38	9.38	46.25	0.9	2.2	0.409090	5.99	39.67833	0.831666
7	365.2	12724.78	289.7	44.12	1.54	292.68	11.68	44.16	1.13	2.56	0.441406	6.825	40.33333	0.883333
9	368.3	12793.04	301.6	40.41	1.47	289.81	8.81	47.37	1.31	2.56	0.511718	7.553333	41.55833	0.915
11	371.4	12861.3	289.02	40.99	1.83	286.61	5.61	38.33	1.31	3.29	0.398176	11.19166	41.56	0.863333
15	377.5	12929.56	302.64	41.99	0.85	302.35	21.35	35.49	0.51	1.1	0.463636	9.321666	40.62166	0.74
16	379	12997.82	279.38	36.06	0.51	269.49	-11.51	37.75	0.33	1.46	0.226027	10.405	38.72666	0.621666
17	380.6	13066.08	305.63	44.44	0.52	312.21	31.21	46.26	0.59	0.732	0.806010	11.18666	40.34333	0.57
19	383.7	13134.34	305.93	42.87	0.85	281.46	0.46	38.53	0.39	1.83	0.213114	9.83	42.765	0.61
21	386	13202.6	301.88	41.85	1.14	296.31	15.31	36	0.6	1.1	0.545454	14.54166	45.11666	0.623333
23	389	13270.86	300.34	44.14	0.87	291.3	10.3	48.03	1	1.83	0.546448	10.095	44.665	0.588333
25	392.9	13339.12	310.65	47.71	0.95	294.21	13.21	50.02	0.75	1.1	0.681818	15.55833	43.53333	2.241666
27	396	13407.38	307.34	47.28	0.41	297.76	16.76	51.86	0.41	0.732	0.560109	19.23833	42.61166	3.826666
29	399.1	13475.64	304.79	45.06	0.44	285.53	4.53	43.55	0.38	0.366	1.038251	23.61	39.645	7.933333
31	402.2	13543.9	322.13	27.23	13.81	314.24	33.24	31.74	10.31	24.156	0.426809	27.475	35.95	15.30333
33	405.2	13612.16	326.11	25.8	15.58	318.39	37.39	30.47	10.11	36.234	0.279019	30.66	32.48833	17.17333
35	408.3	13680.42	320.72	26.63	35.57	317.53	36.53	30.23	25.64	61.122	0.419488	37.97833	28.93666	17.59333

36	409.8	13748.68	323.93	19.82	71.44	317.4	36.4	27.85	44.97	105.77	0.425167	36.38	30.055	20.26666
37	411.4	13816.94	325.29	30.72	19.7	316.87	35.87	31.09	11.63	26.718	0.435287	35.68	29.405	19.8
39	414.5	13885.2	328.8	16.24	7.16	329.44	48.44	22.24	2.9	8.05	0.360248	34.71	33.045	15.55666
41	417.6	13953.46	313.49	32.55	33.26	304.65	23.65	38.45	26.35	14.64	1.799863	48.66	33.285	8.076666
43	420.6	14021.72	324.44	20.99	12.44	314.19	33.19	26.57	7.31	11.71	0.624252	54.82833	28.10333	6.161666
45	424	14089.98	337.06	19.55	0.39	311.71	30.71	52.07	0.18	0.366	0.491803	54.49833	32.90166	5.686666
47	426.8	14158.24	362.93	39.04	0.26	401.1	120.1	29.29	0.09	0.366	0.245901	57.28	39.36	1.31
49	429.9	14226.5	334.79	21.32	0.23	353.88	72.88		0.14	0.366	0.382513	57.16666	35.32333	0.103333
51	432.9	14294.76	335.44	6.82	0.12	327.46	46.46	51.03	0.05	0.366	0.136612	56.61166	31.05666	0.096666
53	436	14363.02	303.08	7.36	0.18	321.34	40.34	77.2	0.09	0.366	0.245901	41.11666	33.47	0.186666
55	439	14431.28	340.12	35.61	0.17	313.51	32.51	2.35	0.07	0.366	0.191256	33.87333	35.19833	0.18
57	442	14499.54	324.65	21.13	0.5	308.38	27.38	26.47	0.14	0.366	0.382513	24.66166	29.72833	0.198333
59	445.2	14567.8	326.8	25.31	1.5	308.13	27.13	43.77	0.63	1.1	0.572727	25.47333	22.43833	0.191666
61	448.3	14636.06	320.87	19.32	0.26	310.42	29.42	10.37	0.1	0.366	0.273224	22.97833	25.9	0.208333
63	453	14704.32	309.6	24.29	0.3	272.19	-8.81	18.21	0.16	0	ERR	31.71833	25.42	0.241666
69	462.2	14772.58	344.46	17.69	0.05	326.21	45.21	33.46	0.05	0	ERR	31.04666	22.71333	0.188333
73	468.4	14840.84	322.05	20.45	0.55	298.54	17.54	23.12	0.17	0.366	0.464480	29.94833	25.58	0.206666
75	471.5	14909.1	328.32	16.65	0.68	360.82	79.82	23.59	0.34	0.73	0.465753	36.24833	29.265	0.25
76	473	14977.36	327.6	27.41	0.66	304.1	23.1	27.53	0.31	0.366	0.846994	35.70833	28.08	0.296666
77	474.6	15045.62	319.77	23.42	0.39	303.83	22.83	27.57	0.21	0.73	0.287671	36.91166	29.445	0.325
79	477.6	15113.88	320.33	32.41	0.75	309.99	28.99	40.32	0.42	1.83	0.229508	27.51833	32.01666	0.326666
81	480.7	15182.14	324.19	23.18	0.53	322.97	41.97	26.35	0.33	0.73	0.452054	28.155	33.57833	0.321666
83	483.8	15250.4	318.05	21.81	0.55	305.76	24.76	31.31	0.34	0.366	0.928961	30.27833	33.185	0.318333
85	486.9	15318.66	299.92	48.51	0.38	304.46	23.46	39.02	0.35	0.366	0.956284	28.94333	30.99166	0.29
87	489.9	15386.92	325.28	32	0.5	307.92	26.92	36.9	0.28	0.366	0.765027	24.775	31.99	0.301666
89	493	15455.18	334.21	19.08	0.48	316.57	35.57	25.21	0.19	0.36	0.527777	22.93833	31.98166	0.313333
91	496.1	15523.44	342.7	18.73	0.47	301.98	20.98	27.16	0.25	0	ERR	20.99833	31.45833	0.283333
93	499.2	15591.7	268.02	7.71	1.33	297.96	16.96	32.34	0.4	1.1	0.363636	22.485	32.25	0.278333
95	502.28	15659.96	326.28	20.6	0.92	294.74	13.74	31.26	0.41	0.73	0.561643	22.32	36.23833	0.275
97	505.36	15728.22	334.85	16.74	0.67	292.82	11.82	35.88	0.17	0.73	0.232876	27.90666	34.03333	0.371666
99	508.44	15796.48	334.07	19.98	0.59	316.84	35.84	41.65	0.25	0.36	0.694444	29.07666	34.04333	0.358333
100	509.9	15864.74	335.62	24.87	0.53	315.58	34.58	49.14	0.17	0.73	0.232876	32.54833	34.46	0.376666
101	511.5	15933	344.98	15.76	0.87	335.5	54.5	13.93	0.83	0.366	2.267759	34.65333	34.55833	0.446666
105	517.7	16001.26	306.02	26.98	0.33	304.98	23.98	32.4	0.32	0.73	0.438356	33.93166	33.95	0.535
107	520.8	16069.52	329	30.31	0.97	315.57	34.57	33.76	0.52	0.73	0.712328	33.29833	32.46	0.735

109	523.8	16137.78	327.46	27.85	1.02	305.45	24.45	36.47	0.59	1.46	0.404109	30.63833	36.66	0.841666
111	526.9	16206.04	323.82	31.26	1.25	312.51	31.51	38	0.78	1.83	0.426229	34.32166	37.715	1.06
113	530	16274.3	321.03	34.21	1.97	311.78	30.78	40.2	1.37	2.56	0.535156	34.79833	37.175	2.63
115	533	16342.56	325.71	36.8	1.92	319.54	38.54	39.13	1.47	1.1	1.336363	36.86666	37.20333	6.171666
117	536.2	16410.82	332.03	35.6	2.43	327.08	46.08	38.73	1.63	4.02	0.405472	37.03666	37.69333	7.428333
119	539.2	16479.08	328.47	23.63	15.38	318.43	37.43	30.52	9.94	26.72	0.372005	37.64	36.33333	7.656666
121	542.32	16547.34	327.88	29.18	32.41	317.86	36.86	36.64	21.84	58.2	0.375257	38.28333	37.34	7.65
123	545.4	16615.6	322.45	37.22	11.39	313.53	32.53	40.94	8.32	20.49	0.406051	34.56333	34.14166	9.043333
125	548.5	16683.86	321.78	30.35	3.45	315.4	34.4	32.04	2.74	5.49	0.499089	32.28833	33.13333	9.873333
127	551.6	16752.12	330.09	36.44	2.01	323.4	42.4	45.17	1.43	3.29	0.434650	33.02333	29.18	6.571666
5	561	16820.38	36.47	15.47	11.9	41.76	23.76	19.54	9.99	27.45	0.363934	34.73833	24.77333	5.38
7	564.3	16888.64	44.71	21.88	19.52	41.78	23.78	24.47	14.92	41.35	0.360822	36.72333	22.815	5.156666
33	620	16956.9	61.92	10.96	2.52	59.27	41.27	12.92	2.03	3.29	0.617021	35.07333	18.16333	5.246666
35	624	17025.16	58.65	15.3	1.52	60.82	42.82	14.5	1.17	2.2	0.531818	36.63333	18.435	3.975
37	628	17093.42	62.26	18.29	1.74	64.31	46.31	20.29	1.4	1.83	0.765027	37.50666	18.69666	3.176666
39	632	17161.68	53.77	16.67	2.36	50.5	32.5	17.26	1.97	3.29	0.598784	27.62833	23.89833	8.868333
41	636	17230	47.49	18.95	2.9	51.12	33.12	21.17	2.36	4.758	0.496006	24.32666	25.825	18.26333
43	640	17245.6	42.38	23.84	12.9	47.02	29.02	26.04	10.13	21.2	0.477830	25.075	27.85166	26.75333
45	644	17261.2	233.53	39.87	47.46		-18	44.13	36.18	105.41	0.343231	27.67	30.415	34.71
47	648	17276.8	36.12	22.34	80.17	41.01	23.01	26.06	57.54	120.78	0.476403	25.60833	30.44666	45.40333
49	653	17292.4	244.57	28.17	66.39	68.8	50.8	32.45	52.34	123.71	0.423086	23.985	29.57666	54.62833
51	655.8	17308	239.96	31.06	62.52	66.07	48.07	32.64	49.71	119.32	0.416610	29.27166	26.15833	58.545
53	658.6	17323.6	36.58	18.49	83.82	38.75	20.75	21.36	66.52	155.18	0.428663	29.13333	26.77666	57.43666
55	661.4	17339.2	30.59	18.78	89.83	37.28	19.28	20.82	65.48	144.2	0.454091	27.23	25.065	49.01833
56	662.8	17354.8	27.82	18.44	95.82	31.72	13.72	23.62	59.68	131.02	0.455502	23.06	24.43666	43.7
57	664.2	17370.4	29.16	23.11	69.09	40.18	22.18	29.77	50.89	110.9	0.458881	23.41666	24.76333	33.31833
59	667	17386	44.42	21.04	2.32	57.38	39.38	22.18	1.83	3.29	0.556231	21.905	24.755	22.41333
61	669.8	17401.6	39.99	22.88	27.92	41.05	23.05	28.87	17.8	27.45	0.648451	22.96666	25.11166	12.47833
63	672.6	17417.2	57.18	21.68	4.76	40.89	22.89	23.32	4.23	8.41	0.502972	22.58833	21.995	4.016666
65	675.4	17432.8	65.1	20.43	0.08	28.21	10.21	20.77	0.05	0.366	0.136612	19.925	23.83666	3.728333
67	678.2	17448.4	40.39	22.59	0.12	38.09	20.09	25.76	0.07	0.366	0.191256	20.74333	23.84333	0.866666
69	681	17464	26.45	10.69	0.17	37.91	19.91	11.07	0.12	1.46	0.082191	20.45333	25.105	0.183333
71	683.8	17479.6	35.34	26.75	0.17	41.4	23.4	33.23	0.1	0.366	0.273224	27.295	27.83	0.29
73	686.6	17495.2	48.18	27.83	0.87	45.96	27.96	28.91	0.63	1.1	0.572727	31.00166	27.82166	0.32
75	689.4	17510.8	46.85	30.58	0.18	39.15	21.15	30.89	0.13	0.366	0.355191	32.92666	30.28333	0.548333

77	692.2	17526.4	56.32	30.6	0.72	69.26	51.26	37.12	0.69	0.366	1.885245	34.57333	30.45333	0.705
79	695	17542	50.11	25.31	0.31	60.33	42.33	25.71	0.25	0.366	0.683060	34.67833	29.575	1.11
81	697.8	17557.6	41.19	19.69	2.43	49.46	31.46	25.84	1.49	5.12	0.291015	38.125	29.63333	1.368333
83	700.6	17573.2	46.3	26.4	1.33	51.28	33.28	34.25	1.04	3.29	0.316109	36.53833	30.265	1.356666
85	703.4	17588.8	47.35	23.27	4.48	46.59	28.59	23.64	3.06	6.22	0.491961	36.06166	29.60333	1.421666
86	704.8	17604.4	50.47	23.4	3.3	59.83	41.83	31.24	1.68	4.02	0.417910	36.13333	28.75666	1.343333
87	706.2	17620	51.38	30.1	0.87	59.74	41.74	40.91	0.62	1.1	0.563636	34.60666	32.505	1.226666
89	709	17664.37	50.97	19.92	0.82	57.47	39.47	21.74	0.64	1.1	0.581818	33.44666	34.97333	0.828333
91	711.8	17708.74	46.16	19.23	1.37	49.89	31.89	20.76	1.02	1.8	0.566666	27.93	34.13166	0.63
93	714.6	17753.11	48.03	30.42	0.77	42.12	24.12	56.74	0.34	1.83	0.185792	26.33333	35.56	0.613333
95	717.4	17797.48	40.56	33.11	1.02	39.63	21.63	38.45	0.67	1.1	0.609090	26.7	38.27333	0.58
97	720.2	17841.85	44.46	29.64	1.3	26.73	8.73	26.19	0.49	2.56	0.191406	31.185	40.01833	0.475
99	723	17886.22	48.53	25.74	0.55	50.16	32.16	49.48	0.52	0.732	0.710382	35.85333	35.75333	0.453333
101	725.8	17930.59	56.67	28.47	0.98	59.67	41.67	38.02	0.44	1.1	0.4	34.93333	31.68333	0.37
103	728.6	17974.96	64.22	23.43	0.55	76.8	58.8	31.23	0.39	1.1	0.354545	39.745	33.08333	0.31
107	734.2	18019.33	54.66	24.87	0.29	70.13	52.13	31.15	0.21	0.73	0.287671	40.58	26.37	0.253333
109	737	18063.7	44.5	21.84	0.29	34.11	16.11	14.03	0.17	0.366	0.464480	38.99	25.19	0.236666
111	739.8	18108.07	48.61	22.41	0.21	55.6	37.6	34.59	0.13	0.366	0.355191	34.025	23.52333	0.191666
113	742.6	18152.44	37.41	5.52	0.25	55.17	37.17	9.2	0.18	0	ERR	32.34333	21.045	0.178333
115	745.4	18196.81	47.28	24.92	0.41	50.13	32.13	30.94	0.34	0.366	0.928961	-0.34166	21.445	0.166666
117	748.2	18241.18	38.77	13.99	0.29	47.01	29.01	21.23	0.12	0	ERR	-0.08666	23.36	0.195
119	751	18285.55	34.86	0	0.15	60.04	42.04	16.28	0.13	0.366	0.355191	-0.62	29.025	0.211666
3	762	18329.92	227.64	35.24	0.1	453.19	-180	16.43	0.1	0.73	0.136986	0.328333	31.87333	0.21
7	769.8	18374.29	197.44	42.95	0.39	369.13	39.13	46.08	0.3	0.73	0.410958	1.776666	34.47166	0.285
9	773	18418.66	188.98	40.6	0.36	363.97	33.97	43.19	0.28	1.1	0.254545	0.706666	37.97	0.36
11	776.2	18463.03	193.89	46.45	0.46	367.82	37.82	48.03	0.33	1.46	0.226027	35.94666	42.64166	0.431666
13	779.4	18507.4	196.65	42.54	0.61	367.7	37.7	36.82	0.57	1.46	0.390410	33.81833	43.03833	0.471666
15	782.6	18551.77	188.74	36.45	0.67	365.62	35.62	37.27	0.58	1.83	0.316939	32.28333	43.27333	0.646666
17	785.8	18596.14	197.46	49.77	0.56	361.44	31.44	44.46	0.53	1.83	0.289617	30.29666	40.96833	0.916666
19	789	18640.51	178.46	-10.1	0.51	356.36	26.36	48.46	0.54	1.83	0.295081	26.80166	40.82666	1.205
21	792.2	18684.88	170.91	48.75	1.46	354.76	24.76	44.6	1.33	2.19	0.607305	23.505	39.285	11.70166
23	795.4	18729.25	179.33	39.11	2.21	355.9	25.9	34.2	1.95	4.026	0.484351	21.585	37.35833	12.02833
25	798.6	18773.62	175.16	37.48	2.35	346.73	16.73	35.97	2.3	4.39	0.523917	20.84	35.96666	12.39
27	801.8	18817.99	164.51	31.22	4.13	345.84	15.84	28.02	63.56	6.22	10.21864	22.47666	34.565	12.79333
29	805	18862.36	167.44	35.59	2.94	349.92	19.92	32.9	2.49	6.588	0.377959	22.71833	34.61	12.85833

31	808.2	18906.73	168.11	40.83	3.6	351.89	21.89	40.11	2.71	9.15	0.296174	24.09666	35.935	12.905
33	811.4	18951.1	180.55	37.66	5.03	364.58	34.58	36.19	3.75	9.88	0.379554	26.96333	37.42333	3.143333
34	813	18995.47	174.58	37.99	2.68	357.35	27.35	34.47	2.34	7.68	0.304687	28.75166	37.65	3.421666
35	814.6	19040	178.43	40.48	3.51	355	25	43.92	2.58	10.24	0.251953	29.925	37.74166	3.776666
37	817.8	19200	195.01	37.64	7.09	363.04	33.04	36.95	4.99	15.74	0.317026	28.66	37.49166	7.673333
39	821	19360	183.33	36.81	5.68	360.65	30.65	34.26	4.16	14.27	0.291520	25.98333	37.155	8.223333
41	824.2	19520	175.22	32.6	7.71	358.93	28.93	40.66	4.84	16.1	0.300621	25.62333	38.26833	8.203333
43	827.4	19680	171.19	35.2	42.83	356.99	26.99	34.69	27.13	86.376	0.314091	20.67833	38.57666	7.9
45	830.6	19840	168.96	29.31	14.12	341.29	11.29	32.45	5.64	46.116	0.122300	20.03666	42.96	7.566666
46	832.2	20000	187.91	38.1	7.46	352.84	22.84	50.6	2.46	38.43	0.064012	16.97833	42.275	6.931666
47	833.8	20160	184.63	22.25	8.66	333.37	3.37	38.8	3.17	49.41	0.064157	13.50166	43.9	2.486666
49	837	20320	177.77	57.97	2.95	356.8	26.8	60.56	2.16	9.88	0.218623	16.84333	42.98	1.68
51	840.2	20480	159.04	32.24	1.1	340.58	10.58	36.55	1.03	3.66	0.281420	11.37	41.085	1.661666
53	843.4	20640	155.61	37.69	0.74	336.13	6.13	44.44	0.46	3.66	0.125683	17.11	43.185	1.66
55	846.6	20800	172.86	35.08	0.9	361.34	31.34	26.93	0.8	5.12	0.15625	14.78	39.925	1.675
59	852.66	20960	341.91	31.74	3.65	329	-10	39.23	2.35	5.49	0.428051	15.98166	38.79333	1.905
61	855.69	21120	370.49	40.66	4.3	376.81	37.81	51.4	3.16	8.42	0.375296	18.73166	40.00333	1.983333
63	858.7	21280	354.96	29.9	3.91	351.82	12.82	41	2.25	7.32	0.307377	16.89	41.585	2.043333
64	860	21440	357.56	24.29	3.71	356.79	17.79	29.76	2.41	6.22	0.387459	21.57166	39.62333	1.991666
65	861	21600	361.19	26.58	2.38	361.63	22.63	51.7	0.93	4.02	0.231343	18.58333	35.31166	1.968333
67	864	21638.09	358.18	24.61	1.4	359.29	20.29	36.42	1.16	2.56	0.453125	19.17166	32.87833	2.236666
69	867	21676.18	356.01	23.59	2.9	357.09	18.09	27.46	2.04	9.15	0.222950	18.72	32.835	2.481666
71	870	21714.27	358.43	21.34	4.12	358.88	19.88	25.53	3.02	9.52	0.317226	17.83166	28.21833	2.981666
73	873	21752.36	355.07	24.11	5.16	355.35	16.35	26.4	3.86	9.88	0.390688	16.29666	27.90333	3.356666
75	876	21790.45	352.41	23.93	5.4	354.08	15.08	29.5	3.88	10.61	0.365692	17.04833	28.88833	3.698333
77	880	21828.54	354.88	18.76	5.64	356.3	17.3	24	3.93	9.88	0.397773	18.095	30.265	3.768333
79	883	21866.63	352.06	28.79	5.42	350.08	11.08	34.53	3.41	8.42	0.404988	18.49	31.39	3.608333
81	886	21904.72	360.2	31.27	6.21	361.6	22.6	33.37	4.09	7.68	0.532552	18.175	32.70666	3.37
83	889	21942.81	361.25	31.49	5.25	365.16	26.16	33.79	3.44	8.05	0.427329	18.09166	34.02166	3.18
85	892	21980.9	356.77	28.05	4.4	357.72	18.72	33.15	2.9	6.58	0.440729	19.92833	34.07666	3.03
87	895	22018.99	354.71	31.55	3.74	352.19	13.19	37.4	2.45	6.95	0.352517	20.08166	32.38333	3.02
89	898	22057.08	355.7	27.92	4.17	355.8	16.8	31.89	2.79	5.85	0.476923	19.91333	31.04	3.33
91	901	22095.17	359.37	32.48	3.41	361.1	22.1	34.86	2.51	1.83	1.371584	20.42333	29.66833	3.371666
93	904	22133.26	361.28	25.21	5.46	362.52	23.52	23.21	4.03	3.29	1.224924	21.38333	28.81333	3.15
95	907	22171.35	362.96	26.61	6.66	364.15	25.15	25.73	5.3	4.76	1.113445	22.77833	28.665	2.825

96	908.7	22209.44	360.81	21.66	3.99	360.78	21.78	24.92	3.15	6.58	0.478723	22.52666	28.28333	2.656666
97	910	22247.53	361	31.22	1.74	357.95	18.95	32.27	1.12	8.42	0.133016	21.265	28.335	2.395
99	913	22285.62	361.46	25.67	1.61	364.17	25.17	31	0.84	10.98	0.076502	21.455	28.82833	1.986666
101	916	22323.71	355.55	30.73	2.53	359.59	20.59	32.57	1.5	7.68	0.195312	21.735	30.38333	1.898333
103	919	22361.8	360.8	25.46	4.57	354.95	15.95	23.52	2.46	5.12	0.480468	21.415	26.99666	1.915
105	922	22399.89	363.94	27.69	5.44	365.29	26.29	28.69	2.85	5.49	0.519125	20.05	23.985	1.963333
107	925.38	22437.98	358.43	29.17	4.36	362.46	23.46	34.25	2.62	5.85	0.447863	18.18333	22.81666	1.941666
109	928.4	22476.07	357.42	18.74	2.12	356.03	17.03	11.95	1.22	6.22	0.196141	17.97166	22.83666	1.8
111	931.4	22514.16	359.75	26.86	1.56	355.98	16.98	12.93	1.13	6.95	0.162589	15.695	22.965	1.546666
113	934.47	22552.25	349.52	21.19	1.76	348.39	9.39	25.56	1.37	6.95	0.197122	13.25166	21.06666	1.396666
115	937	22590.34	358.49	26.07	2.62	353.68	14.68	23.64	1.61	6.22	0.258842	12.925	23.115	1.483333
117	940	22628.43	336.09	10.47	2.09	351.63	12.63	29.46	1.33	6.58	0.202127	13.695	24.45666	1.65
118	942.045	22666.52	351.68	18.23	3.04	347.8	8.8	22.86	1.72	6.22	0.276527	13.91666	24.11333	1.836666
119	943.56	22704.61	355.7	15.39	3.03	354.07	15.07	24.24	1.74	6.22	0.279742	13.72333	25.51666	2.038333
121	947	22742.7	360.13	15.42	3.15	360.6	21.6	20.98	2.13		ERR	13.845	24.96833	2.416666
6.1	948.515	22780.79	19.98	22.8	3.6	197.72	10.72	23.5	2.49	6.58	0.378419	14.94	26.25	2.836666
3	951.545	22818.88	19.74	28.35	4.27	200.52	13.52	32.06	2.82	6.22	0.453376	15.71	28.685	3.28
5	954.681	22856.97	20.25	27.93	5.26	200.36	13.36	26.17	3.6	7.32	0.491803	14.99166	31.51	3.653333
7	957.817	22895.06	21.74	27.92	6.23	202.37	15.37	30.55	4.24	8.05	0.526708	15.865	34.36666	3.668333
9	960.9	22933.15	28.05	35.91	6.43	206.69	19.69	38.85	4.4	10.24	0.429687	15.94833	33.01833	3.603333
11	964.036	22971.24	27.96	36.18	6	204.29	17.29	37.93	4.37	10.25	0.426341	16.75333	33.14833	3.416666
13	967.2	23009.33	20.37	33.59	4.38	202.96	15.96	40.64	2.58	8.05	0.320496	21.21333	34.77	3.225
14	968.768	23047.42	14.26	29.45	4.1	201.02	14.02	23.97	2.43	8.42	0.288598	21.90166	33.655	3.553333
15	970.3	23085.51	24.08	28.74	3.99	205.19	18.19	26.95	2.48	8.78	0.282460	24.5	33.29666	5.198333
17	973.4	23123.6	31.13	32.01	6.68	229.13	42.13	40.28	3.09	11.34	0.272486	25.47666	32.17666	8.445
19	976.5	23161.69	27.09	30.56	11.81	210.82	23.82	32.16	6.37	23.42	0.271989	27.70166	33.215	8.8
21	979.6	23199.78	35.48	14.83	8.22	219.88	32.88	35.78	14.24	53.07	0.268324	29.61833	33.95833	9.04
23	982.7	23237.87	31.44	43.41	36.59	208.82	21.82	33.92	22.06	52.71	0.418516	27.13	32.025	9.205
25	986.04	23275.96	31.63	30.16	6.97	214.37	27.37	30.2	4.56	12.81	0.355971	28.04833	31.26666	8.828333
27	989.177	23314.05	35.19	29.28	6.57	216.69	29.69	31.41	3.92	14.27	0.274702	26.29	30.05333	7.133333
29	992.3	23352.14	32.22	31.49	6.97	214.2	27.2	28.68	4.08	13.91	0.293314	27.765	28.95	4.29
31	995.4	23390.23	32.12	27.97	6.88	216.33	29.33	27.61	4.11	14.27	0.288016	28.41166	28.69333	4.463333
33	998.5	23428.32	30.5	30.5	6.62	209.33	22.33	28.5	4.07	13.91	0.292595	28.13166	28.42833	4.56
35	1001.6	23466.41	35.92	28.29	7.77	217.67	30.67	27.3	5	13.91	0.359453	28.81	28.32833	4.74
36	1003.168	23504.5	34.48	27.16	8.16	218.25	31.25	28.66	5.6	15.37	0.364346	29.19166	28.32	4.803333

37	1004.74	23542.59	34.41	26.65	7.1	215.01	28.01	29.82	4.5	15	0.3	30.06166	29.14666	4.84
39	1007.87	23580.68	35.07	26.07	8.33	218.27	31.27	28.08	5.16	16.47	0.313296	30.17666	29.39	4.868333
41	1011.129	23618.77	32.12	27.79	6.62	218.62	31.62	27.56	4.49	12.81	0.350507	30.50333	29.395	4.735
43	1014.26	23656.86	32.35	31.23	6.69	214.55	27.55	33.46	4.29	12.078	0.355191	31.01833	28.82	4.676666
45	1017.4	23694.95	33.72	30.95	8.5	218.36	31.36	28.76	5.17	14.64	0.353142	31.01166	29.14833	4.511666
47	1020.5	23733.04	36.99	29.61	7.2	220.21	33.21	28.69	4.8	12.078	0.397416	31.17	29.41166	4.473333
48	1022.068	23771.13	32.05	22.76	6.13	218.1	31.1	26.37	4.15	12.078	0.343599	30.59	31.02166	4.333333
49	1023.6	23809.22	35.25	31.69	6.75	218.23	31.23	30.05	4.17	12.44	0.335209	31.28	31.74	3.85
51	1026.7	23847.31	35.83	30.83	6.44	219.57	32.57	29.14	4.26	12.44	0.342443	31.95	34.69166	3.526666
55	1032.869	23885.4	230.54	50.72	4.72	221.07	24.07	43.12	3.45	14.64	0.235655	33.40666	34.945	3.303333
57	1035.9	23923.49	247.57	32.13	2.76	232.5	35.5	33.07	2.27	8.05	0.281987	31.98333	37.49833	3.211666
59	1038.93	23961.58	235.44	52.11	3.77	234.23	37.23	46.4	2.86	10.98	0.260473	32.30666	39.66833	2.92
61	1041.96	23999.67	238.21	41.19	4.18	236.84	39.84	27.89	2.81	9.88	0.284412	34.71333	37.81333	2.621666
63	1044.99	24037.76	231.44	47.67	4.87	219.69	22.69	45.37	3.62	11.34	0.319223	34.93	39.23333	2.601666
65	1048.02	24075.85	236.23	51.46	3.9	231.51	34.51	42.16	2.51	9.15	0.274316	31.87166	38.55	2.746666
67	1051.05	24113.94	243.14	41.04	2.44	235.51	38.51	31.99	1.66	6.95	0.238848	30.15666	39.94166	2.831666
69	1054.07	24152.03	232.63	53.48	3.62	233.8	36.8	41.59	2.15	13.91	0.154565	31.59	37.96333	2.57
71	1057.109	24190.12	225.19	49.79	6.21	215.88	18.88	42.3	3.73	12.81	0.291178	34.395	37.39	2.478333
73	1060	24228.21	228.11	42.85	4.29	226.55	29.55	36.24	3.32	10.24	0.324218	35.51833	39.59166	2.285
75	1063.2	24266.3	231.78	41.87	3.06	228.29	31.29	33.5	2.05	9.88	0.207489	39.70833	39.00166	2.055
77	1066.23	24304.39	225.06	61.61	6.17	248.34	51.34	38.72	1.96	33.67	0.058212	39.08166	38.55333	1.505
79	1069.26	24342.48	260.78	48.99	0.7	242.25	45.25	45.2	0.5	3.29	0.151975	31.64333	40.52166	1.066666
80	1070.775	24380.57	266.04	45.19	0.96	258.94	61.94	38.05	0.77	3.66	0.210382	24.775	44.82	0.826666
81	1072.29	24418.66	207.3	57.27	0.89	212.12	15.12	39.61	0.43	1.83	0.234972	17.47	48.47166	0.59
83	1075.32	24456.75	182.46	61.37	1.02	181.92	-15.08	48.05	0.69	2.56	0.269531	13.285	50.46	0.588333
85	1078.35	24494.84	192.19	72.11	0.72	187.08	-9.92	59.29	0.61	2.56	0.238281	4.508333	52.86333	0.57
87	1081.38	24532.93	226.21	70.84	0.79	204.51	7.51	60.63	0.54	2.93	0.184300	5.901666	55.06166	0.796666
89	1084.41	24571.02	217.58	67.09	0.96	217.14	20.14	57.13	0.49	4.026	0.121708	12.71833	55.135	0.811666
91	1087.44	24609.11	211.21	63.29	1.02	206.28	9.28	52.47	0.66	4.026	0.163934	19.21	55.13	0.8
93	1090.44	24647.2	221.3	56.02	2.18	220.48	23.48	52.8	1.79	5.49	0.326047	24.87666	55.25166	0.8
94	1091.955	24685.29	224.49	48.27	0.95	222.82	25.82	48.49	0.78	2.196	0.355191	29.37166	55.595	0.826666
95	1093.47	24723.38	214.97	62.05	0.7	226.03	29.03	59.26	0.54	2.196	0.245901	37.455	58.92666	0.875
97	1096.5	24761.47	255.62	66.73	0.74	238.51	41.51	61.36	0.54	1.46	0.369863	38.51166	61.295	0.94
99	1099.53	24799.56	247.86	67.16	0.86	244.11	47.11	59.19	0.65	1.83	0.355191	34.20833	53.21333	0.81
101	1102.56	24837.65	261.19	74.94	1.32	254.78	57.78	72.46	0.95	4.02	0.236318	29.37	43.33666	0.72