

03860



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**

23

Instituto de Geología  
Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

**“PROPIEDADES Y COMPORTAMIENTO HIDRAULICO DEL ACUITARDO LACUSTRE DE LA CD. DE MEXICO”**

**TESIS**

Que para optar por el grado de  
Maestro en Ciencias (Aguas Subterráneas)

PRESENTA:

Carlos Vargas Cabrera

DIRECTOR DE TESIS: DR. M.A. ORTEGA GUERRERO



CD. UNIVERSITARIA  
2001



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## Resumen

Los depósitos lacustres de la Cuenca de México cuyos espesores son hasta de 300 m en las planicies de Chalco y Xochimilco y hasta de 80 m en las de Texcoco y México, sobreyacen a un acuífero granular y a un acuífero fracturado en rocas volcánicas al sur de la Cuenca. En estas planicies se realizaron cerca de 300 Pruebas de Permeabilidad a diferentes profundidades de 3 a 85 m, interpretadas por el método de Hvorslev. De los resultados, se define una hidroestratigrafía formada por tres acuitardos con espesores medios de 20 y 30 m separados por dos acuíferos salobres a profundidades promedio de 20-26 m y 50-56 m. Los valores de conductividad hidráulica en el acuitardo somero, que presenta tres lentes de piroclastos entre 3, 6 y 10 m de profundidad, varían de  $3E-11$  hasta  $5E-8$  m/s; mientras que en el segundo acuitardo varían de  $4E-11$  a  $5E-9$  m/s, y en el tercer acuitardo solo se obtuvo un valor de  $2.2E-11$  m/s. Los lentes de piroclastos y acuíferos salobres presentan una conductividad hidráulica de  $3E-8$  a  $5E-6$  m/s. El análisis estadístico para Pruebas de Permeabilidad duplicadas entre 1990 y 1994 en 22 piezómetros, muestra incrementos promedio en la conductividad hidráulica de hasta un orden y medio de magnitud en el acuitardo somero y en la base del segundo, y de menos de medio orden de magnitud en la zona intermedia. Se identificó una zona activa de flujo de agua subterránea en los primeros 10 m de profundidad en los bordes de la planicie y a más de 20 m en la parte central. Esta zona está relacionada con:

- a) Altos valores e incrementos de la conductividad hidráulica
- b) Bajos valores del gradiente hidráulico
- c) Baja salinidad

Se asocia esta zona activa a la presencia de microfracturas reportadas en estudios previos

## AGRADECIMIENTOS

El financiamiento para realizar la presente tesis provino de las siguientes fuentes:

Una beca por un año, proporcionada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) mediante el Proyecto denominado "Mecanismos de migración de solutos y contaminantes a través del acuitardo lacustre hacia el acuífero granular subyacente de la Cd. de México" clave 3454P-T, a cargo del Dr. M. Adrián Ortega G.; y otra beca de año y medio otorgada por el Instituto de Geología, a través de Ingresos Extraordinarios.

En la elaboración de esta tesis conté con la apreciable dirección del Dr. M. Adrián Ortega G., al que le agradezco el que le pueda ofrecer un estudio a mi ciudad natal, la Cd. de México.

Igualmente resalta en estas páginas, el apoyo que me otorgó mi compañera de toda la vida, Eloisa, a la que agradezco sus invaluable consejos y contribuciones, además de su agradable compañía.

Extiendo mi reconocimiento a mis compañeros Ignacio, Dora, y Soledad, los que enriquecieron mi trabajo proporcionándome material bibliográfico y su amistad.

Finalmente, mi gratitud a mis hermanos y hermanas, y en especial a mi madre, con cuya ayuda fue posible realizar este proyecto.

¡Toma tu escudo: cántaro de agua florida!  
Tu ollita de asa,  
ya está en pie tu precioso cántaro color de  
obsidiana,  
con ellos a cuestras llevaremos el agua,  
vamos a acarrearla allá a México,  
desde Chapolco, en la orilla del lago.

*Cantares mexicanos, siglo XVI*

# “Propiedades y Comportamiento Hidráulico del Acuitardo Lacustre de la Cd. de México”

Contenido	Página
Resumen .....	i
Agradecimientos .....	ii
Contenido .....	iii
Índice de Tablas y Figuras .....	vi
CAPÍTULO I.- Introducción .....	1
Objetivos .....	4
CAPÍTULO II.- Hidrogeología de los depósitos lacustres de la Cuenca de México .....	5
CAPÍTULO III.- Metodología .....	14
III.i Medición de carga hidráulica y Pruebas de Permeabilidad ..	14
III.ii Parámetros físico-químicos .....	18
III.iii Interpretación de las Pruebas de Permeabilidad .....	19
III.iv Elaboración de perfiles verticales de conductividad hidráulica y de parámetros físico-químicos .....	21
CAPÍTULO IV.- Resultados y Discusión .....	22
IV.1 Hidroestratigrafía lacustre .....	22
IV.2 Conductividad hidráulica .....	24
IV.2.1 Distribución de frecuencias de la conductividad hidráulica .....	29
IV.2.2 Distribución vertical de la conductividad hidráulica .....	33
IV.2.3 Conductividad hidráulica registrada en 1990 .....	38
IV.2.4 Variación de la conductividad hidráulica con el tiempo ...	41

IV.2.5 Posibles causas del incremento de la conductividad hidráulica con el tiempo .....	47
IV.2.5.1 Cambios de la conductividad hidráulica debido a cambios de la temperatura .....	47
IV.2.5.2 Cambios de la conductividad hidráulica debido a cambios en la densidad del agua de poro .....	48
IV.2.5.3 Cambios de la conductividad hidráulica debido a fracturamiento .....	49
IV.3 Carga hidráulica .....	52
IV.3.1 Carga hidráulica dentro de una fractura regional y fuera de ella .....	52
IV.3.2 Carga hidráulica en piezómetros electrónicos .....	55
IV.3.3 Variación del gradiente hidráulico con el espesor en los depósitos lacustres .....	58
IV.3.4 Gradiente hidráulico por planicie .....	60
IV.3.5 Gradiente hidráulico en piezómetros electrónicos .....	62
IV.3.6 Variación del gradiente y conductividad hidráulica con la profundidad .....	65
IV.3.6 Variación del gradiente y conductividad hidráulica con el espesor .....	65
IV.4 Parámetros físico-químicos .....	71
IV.4.1 Conductividad eléctrica .....	71
IV.4.2 Alcalinidad .....	73
IV.4.3 Relación de la distribución del contenido de sólidos disueltos en el agua de poro y los parámetros hidráulicos .....	73
IV.5 Velocidad lineal promedio .....	75
IV.6 Modelo Conceptual de distribución de la conductividad hidráulica .....	78
 CAPÍTULO V.- Conclusiones e Implicaciones .....	 81
 Referencias .....	 85

Apéndice A.- Método de Hvorslev .....	90
Apéndice B.- Salinidad del agua de poro en unidades acuíferas salobres .....	96

# “Propiedades y Comportamiento Hidráulico del Acuitardo Lacustre de la Cd. de México”

## Índice de Tablas y Figuras

	Página
Figura 1. Localización del área de estudio, mostrando las planicies de Chalco, Texcoco y Cd. de México .....	3
Figura 2. Unidades hidrogeológicas en la porción sur de la Cuenca de México (Tomado de Ortega y Farvolden, 1989) .....	6
Figura 3. Sección 1-1'-1" de unidades hidrogeológicas para la Cuenca de México (Tomado de Ortega y Farvolden, 1989) .....	7
Figura 4. Sección 2-2' de unidades hidrogeológicas en la parte sur de la Cuenca de México (Tomado de Ortega, 1993) .....	8
Figura 5. Perfiles hidroestratigráficos en el centro de la planicie de Chalco, mostrando: a) La estratigrafía y registros geofísicos de un pozo profundo, b) La estratigrafía y resistencia a la penetración en la secuencia lacustre (Tomado de Ortega, 1993) .....	10
Figura 6. Espesor de la secuencia lacustre y ubicación de los sitios piezométricos en la parte meridional de la Cuenca de México ...	11
Figura 7. Ubicación del sitio piezométrico en la planicie de la Ciudad de México (Espesor de la secuencia lacustre menor a 50 m) .....	15
Figura 8. Espesor de la secuencia lacustre y ubicación de los sitios piezométricos en la planicie de Texcoco .....	16
Figura 9. Espesor de la secuencia lacustre y ubicación de los sitios piezométricos en la planicie de Chalco (Tomado de Ortega, 1993) .....	17
Tabla 1. Número de Pruebas de Permeabilidad, realizadas en la Cuenca de México por planicie, por el año y por los métodos empleados para su interpretación .....	20
Tabla 2. Resultados de 44 Pruebas de Permeabilidad interpretadas por los métodos de Hvorslev y de Bower-Rice .....	25

Figura 10.	Análisis de regresión lineal para los resultados de las Pruebas de Permeabilidad interpretadas por los métodos de Hvorslev y de Bower-Rice .....	26
Tabla 3.	Resultados de 58 Pruebas de Permeabilidad duplicadas hasta con 70 días de diferencia e interpretadas por el método de Hvorslev .....	28
Tabla 4.	Resultados de 225 Pruebas de Permeabilidad interpretadas por el método de Hvorslev .....	30
Figura 11.	Distribución de frecuencias de la conductividad hidráulica en las planicies de: a) Chalco, b) Texcoco, c) Cd. de México e d) Integración de las tres (Parte meridional de la Cuenca de México) .....	31
Figura 12.	Perfiles de la conductividad hidráulica en las planicies de: a) Chalco, b) Texcoco y c) Cd. de México .....	34
Figura 13.	Rangos de variación y media geométrica de la conductividad hidráulica en las planicies de Chalco, Texcoco y Ciudad de México .....	36
Figura 14.	Regresión lineal para los resultados de Pruebas de Permeabilidad realizadas en los acuitardos .....	37
Figura 15.	Esquema que muestra las unidades hidrogeológicas de los depósitos lacustres y la variación de los valores de la conductividad hidráulica ( $K'$ ) para algunas de ellas y su media geométrica ( $K'$ ) .....	39
Figura 16.	Resultados de 37 Pruebas de Permeabilidad realizadas en 1990: a) Distribución de frecuencias	

	b) Perfil .....	40
Tabla 5.	Resultados de 22 Pruebas de Permeabilidad repetidas en los mismos piezómetros durante los años de 1990 y 1994, empleando el método de Hvorslev .....	42
Figura 17.	Perfil de 22 Pruebas de Permeabilidad realizadas en los mismos piezómetros durante los años de:	
	a) 1990	
	b) 1994 .....	43
Figura 18.	Perfil de la magnitud de los incrementos de la conductividad hidráulica de 1990 a 1994 .....	45
Figura 19.	Distribución de frecuencias de 22 resultados de Pruebas de Permeabilidad realizadas en:	
	a) 1990 y	
	b) 1994 .....	46
Figura 20.	Sección A-A' mostrando los piezómetros de los sitios S3 y S4 instalados dentro y fuera de una fractura, respectivamente .....	53
Figura 21.	Carga hidráulica en los sitios S3 y S4, ubicados dentro y fuera de una fractura regional, respectivamente .....	54
Figura 22.	Perfil de la carga hidráulica registrada en piezómetros electrónicos instalados:	
	a) Fuera de una fractura regional	
	b) Dentro de una fractura regional .....	56
Tabla 6.	Variación de la carga hidráulica en los piezómetros electrónicos instalados:	
	a) Fuera de una fractura regional	
	b) Dentro de una fractura regional .....	57
Figura 23.	Carga hidráulica en los depósitos lacustres del sur de la Cuenca de México .....	59
Tabla 7.	Valores del gradiente hidráulico en los depósitos lacustres por Zonas Hidráulicas:	
	a) Superior y	

	b) Inferior .....	61
Figura 24.	Gradientes hidráulicos registrados en piezómetros electrónicos ubicados dentro y fuera de una fractura regional, mostrando su valor de acuerdo a la Zona Hidráulica Superior e Inferior .....	63
Tabla 8.	Resultados de conductividad hidráulica de los depósitos lacustres (K') en las Zonas Hidráulicas: a) Superior y b) Inferior .....	66
Figura 25.	Esquema que muestra las Zonas Hidráulicas Superior e Inferior en los depósitos lacustres y la relación de sus espesores con la densidad de fracturamiento, así como los valores de la conductividad hidráulica (K') y del gradiente hidráulico (i) por zona .....	67
Tabla 9.	Valores del gradiente hidráulico por espesor de los depósitos lacustres: a) Mayor a 40 m, y b) Menor o igual a 40 m .....	68
Tabla 10.	Resultados de conductividad hidráulica por espesor de los depósitos lacustres: a) Mayor a 40 m, y b) Menor o igual a 40 m.....	69
Figura 26.	Perfiles de conductividad eléctrica en el agua de poro de los depósitos lacustres .....	72
Figura 27.	Perfiles de alcalinidad en el agua de poro de los depósitos lacustres .....	74
Tabla 11.	Velocidad lineal promedio ( $v$ ) a partir de los resultados obtenidos en los depósitos lacustres, para seis situaciones .....	76
Figura 28.	Perfil de 225 resultados de conductividad hidráulica relativos a unidades hidrogeológicas y estado de fracturamiento .....	79

Figura 29. Método de Hvorslev (1951), para la interpretación de pruebas de recuperación del nivel estático:	
a) Geometría de la prueba.	
b) Método de análisis de la prueba de recuperación (Tomado de Freeze y Cherry, 1979) .....	92
Figura 30. Prueba de Permeabilidad realizada en la planicie lacustre de la Cuenca de México, interpretada según Hvorslev (1951) .....	95

## CAPÍTULO I.- Introducción

Los depósitos lacustres sobre los que se encuentra construida la Cd. de México, cubren un acuífero granular de extensión regional y localmente un acuífero en rocas volcánicas fracturadas. De estas dos unidades acuíferas se extraen en la actualidad  $52 \text{ m}^3/\text{s}$  (INEGI e INE, 2000) de un total de  $65 \text{ m}^3/\text{s}$  que consume la zona metropolitana (Acad. de la Inv. Cient., 1995). Los depósitos lacustres presentan una composición predominantemente limo-arcillosa (Urrutia et al., 1994; Díaz et al., 1998), y constituyen una unidad de acuitardos de alta compresibilidad (Herrera et al., 1974; Rudolph et al., 1989; Ortega et al., 1999). Esta unidad guarda una relación hidrogeológica muy importante con las unidades acuíferas, donde las propiedades hidráulicas y mecánicas condicionan su respuesta como semiconfinante en la magnitud de los hundimientos y agrietamientos del terreno, en la protección al acuífero de diversos contaminantes dispuestos en la superficie, así como en su respuesta sísmica, entre otros.

Los parámetros fundamentales para conocer el comportamiento del agua subterránea son la conductividad hidráulica del medio geológico y la distribución de gradientes hidráulicos. A pesar de la importancia que tiene la conductividad hidráulica en los estudios hidrogeológicos, se han realizado pocos estudios para su evaluación. En el caso de la secuencia lacustre, los estudios se concentraron principalmente en la determinación de sus propiedades mecánicas, por la importancia en la estabilidad de obras de ingeniería civil en la Cd. de México (Carrillo, 1947; Marsal y Mazari, 1959; Marsal y Graue, 1969). Desde el punto de vista hidrogeológico, las propiedades hidráulicas del acuitardo se estimaron a partir de pruebas de consolidación, reportadas en la literatura geotécnica. Por lo que, la estratificación de los diferentes materiales lacustres, fracturas y otras heterogeneidades no son consideradas en el efecto de la conductividad hidráulica. Herrera et al., (1974) realizaron un análisis numérico de la subsidencia en la planicie de Texcoco estimando un valor promedio de  $1.5\text{E}-10 \text{ m/s}$ . Esta estimación tiene sus limitaciones, ya que las pruebas de consolidación se realizan en

muestras de fracción predominantemente arcillosa y previamente seleccionadas para evitar fracciones de arena. La importancia de las heterogeneidades del medio geológico en la conductividad hidráulica la presentan Tavenas et al., (1983 (a) y (b)), Bradbury y Muldoon (1990) y Ortega (1996). Así mismo, la presencia de micro-fracturas en depósitos arcillosos también influyen en la conductividad hidráulica (Keller et al., 1988; Ruland, et al., 1991). Por tal motivo es importante evaluar la conductividad hidráulica en el acuitardo lacustre a escala de campo. Los valores de conductividad hidráulica medidos en campo por medio de piezómetros, instalados para tal fin, han sido reportados en los últimos 10 años (Rudolph, et al., 1991; Ortega, 1993; Pitre, 1994; Vargas, 1995; Zawadsky, 1996), proporcionando mediciones más precisas y puntuales. Todas estas mediciones se realizaron en forma local, enfocados a estudios de migración de solutos, a excepción de Vargas (1995) cuyo enfoque fue conocer la variación espacial de la conductividad hidráulica en la zona de Chalco. Sin embargo, estas mediciones se realizaron en un periodo específico sin considerar la variación de la conductividad hidráulica con el tiempo. Este aspecto es de fundamental importancia ya que de acuerdo con Ortega et al., (1999) el acuitardo lacustre se encuentra sujeto a una respuesta transitoria ocasionada por la extracción de agua del acuífero; y sus propiedades hidráulicas están cambiando con el tiempo. Bajo ciertas condiciones de esfuerzos se están formando fracturas por falla del acuitardo (Aguilar y Ortega, en prep.), dando lugar a un incremento potencial de la conductividad hidráulica; fenómeno que requiere de observaciones continuas. Por tal motivo, y dada la importancia que tiene el acuitardo en el manejo sustentable del acuífero y en diferentes riesgos para sus habitantes, es fundamental conocer la distribución espacial de la conductividad hidráulica en otras planicies lacustres, y principalmente la forma en que ésta cambia con el tiempo, para cuantificar sus variaciones en el contexto de los modelos conceptuales mencionados.

Con este propósito, la presente tesis, se enfoca a conocer las propiedades y comportamiento hidráulico de los depósitos lacustres en la parte centro y sur de la Cuenca de México (Figura 1). Esta tesis forma parte de un proyecto permanente

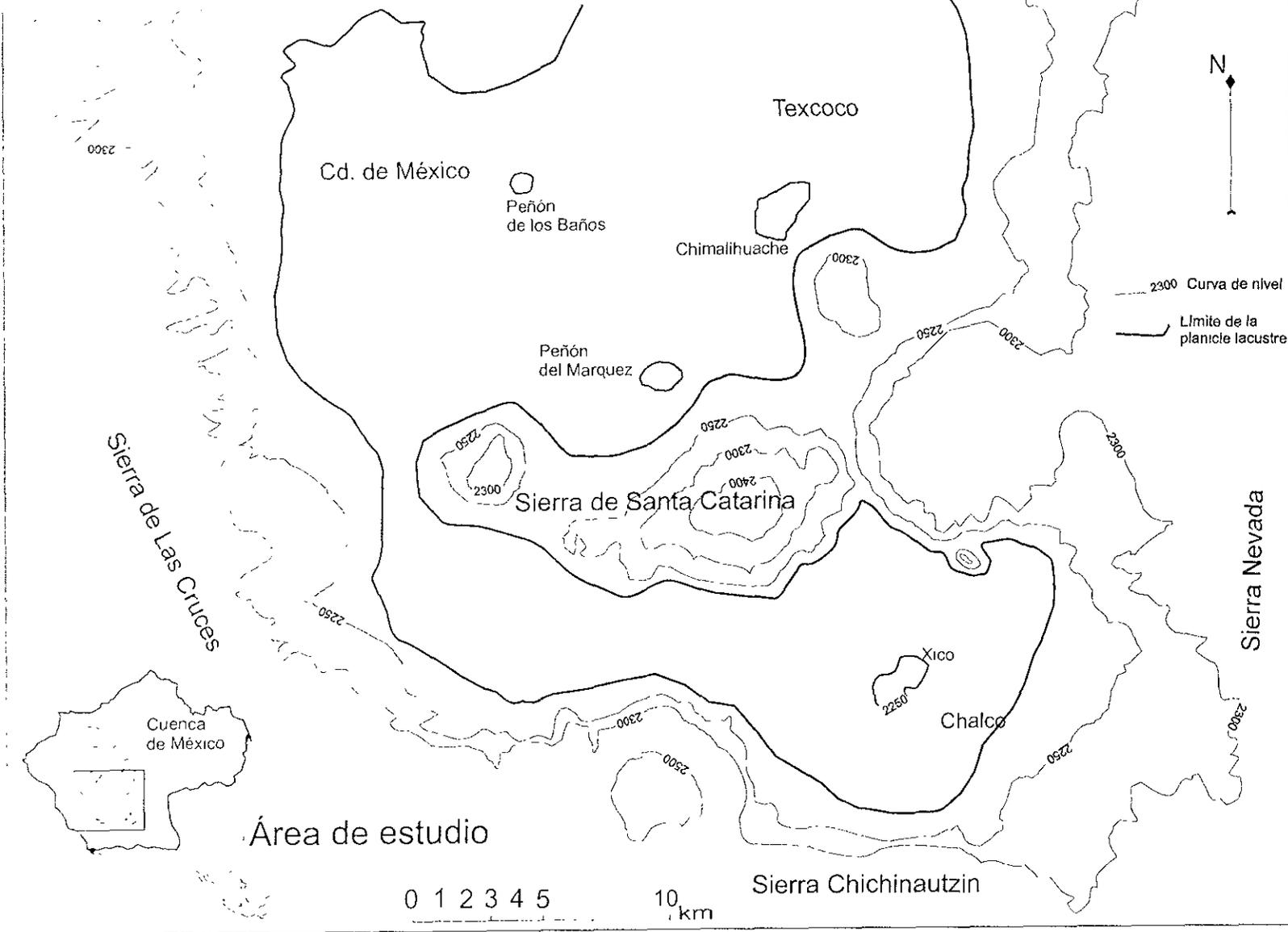


Figura 1. Localización del área de estudio, mostrando las planicies de Chalco, Texcoco y Cd. de México.

de investigación del acuífero y del acuífero subyacentes a la Cd. de México, a cargo del Dr. M. A. Ortega G. en el Instituto de Geología de la UNAM, en el cuál se estudian diferentes aspectos hidráulicos y de migración de contaminantes de los depósitos lacustres hacia el acuífero.

## **Objetivos**

El presente trabajo tiene los siguientes objetivos:

- Identificar las propiedades hidráulicas y su distribución espacial en depósitos lacustres de diferentes planicies de la parte centro y sur de la Cuenca de México.
- Identificar la variación de los parámetros hidráulicos en los depósitos lacustres con respecto al tiempo y con la profundidad.
- Definir las condiciones de flujo del agua subterránea en los depósitos lacustres a partir de su comportamiento hidráulico.
- Definir el control de los parámetros hidráulicos en la distribución de la salinidad del agua de poro en los depósitos lacustres.

## **CAPÍTULO II.- Hidrogeología de los depósitos lacustres de la Cuenca de México**

Con base en los estudios geológicos e hidrogeológicos realizados por varios autores (Fries, 1960; Schlaepfer, 1968; De Cserna et al., 1988; Ortega y Farvolden, 1989; Vázquez y Jaimes, 1989; Mooser, 1993; y Ortega et al., 1993) las unidades hidroestratigráficas para la Cuenca de México son las siguientes:

Una unidad acuífera inferior formada por potentes depósitos calcáreos del Cretácico Superior y afectados por pliegues y fallas en la Orogenia Laramide. Sobre la anterior unidad se encuentran dos unidades de acuitardos: una del Cretácico Superior constituido por margas y lutitas; y otra referida en el presente estudio como Acuitardo Terciario formada por depósitos clásticos continentales bien cementados y depósitos evaporíticos del Eoceno-Oligoceno, así como por depósitos piroclásticos y derrames volcánicos de composición andesítica a riodacítica del Oligoceno-Mioceno.

Dos unidades acuíferas superiores del Pleistoceno integrada por un acuífero granular de depósitos aluvio-piroclásticos, y un acuífero fracturado formado por rocas volcánicas fracturadas de composición andesítica a basáltica, esta última se encuentra principalmente hacia el sur de la Cuenca de México. Confinando la unidad acuífera granular se encuentran depósitos lacustres del Cuaternario-Reciente que constituyen, como se indica en el Capítulo IV, una unidad de tres acuitardos.

La unidad acuífera granular llega a tener mas de 200 m de espesor y de ella se abastece la Cd. de México y municipios conurbanos para atender parte de sus necesidades de agua potable.

La distribución en la superficie del sur de la Cuenca de México de las unidades hidrogeológicas antes mencionadas, se ilustra en la figura 2, en donde se indica también la ubicación de dos secciones o perfiles: la 1-1'-1'' y la 2-2'. La sección hidrogeológica 1-1'-1'' se muestra en la figura 3 y la 2-2' en la figura 4.

La sección 2-2' de la figura 4, corresponde a un perfil para la planicie de Chalco de acuerdo al marco conceptual de Ortega et al (1993), el que se ilustra con los

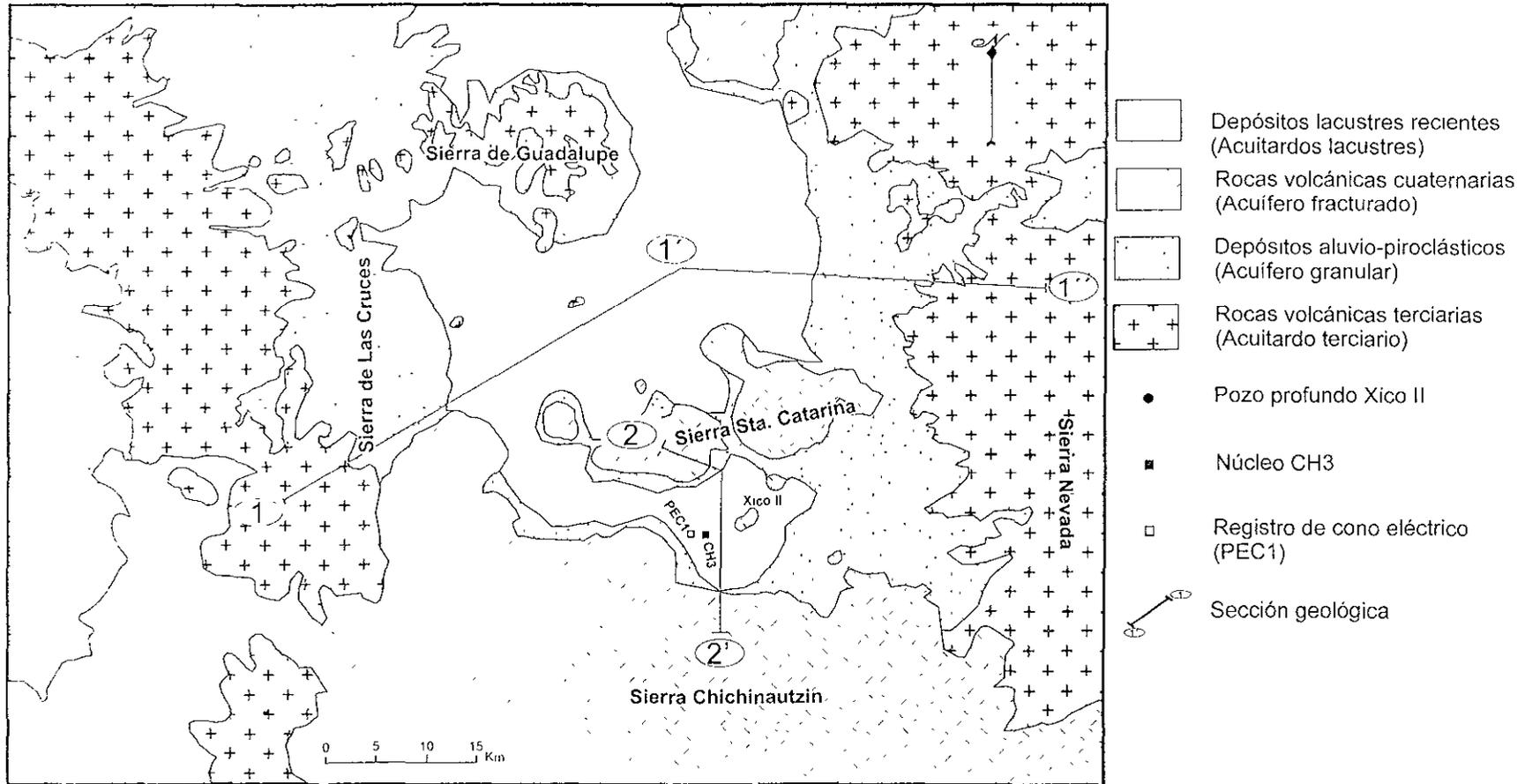


Figura 2 Unidades hidrogeológicas en la porción sur de la Cuenca de México (Tomado de Ortega y Farvolden, 1989).

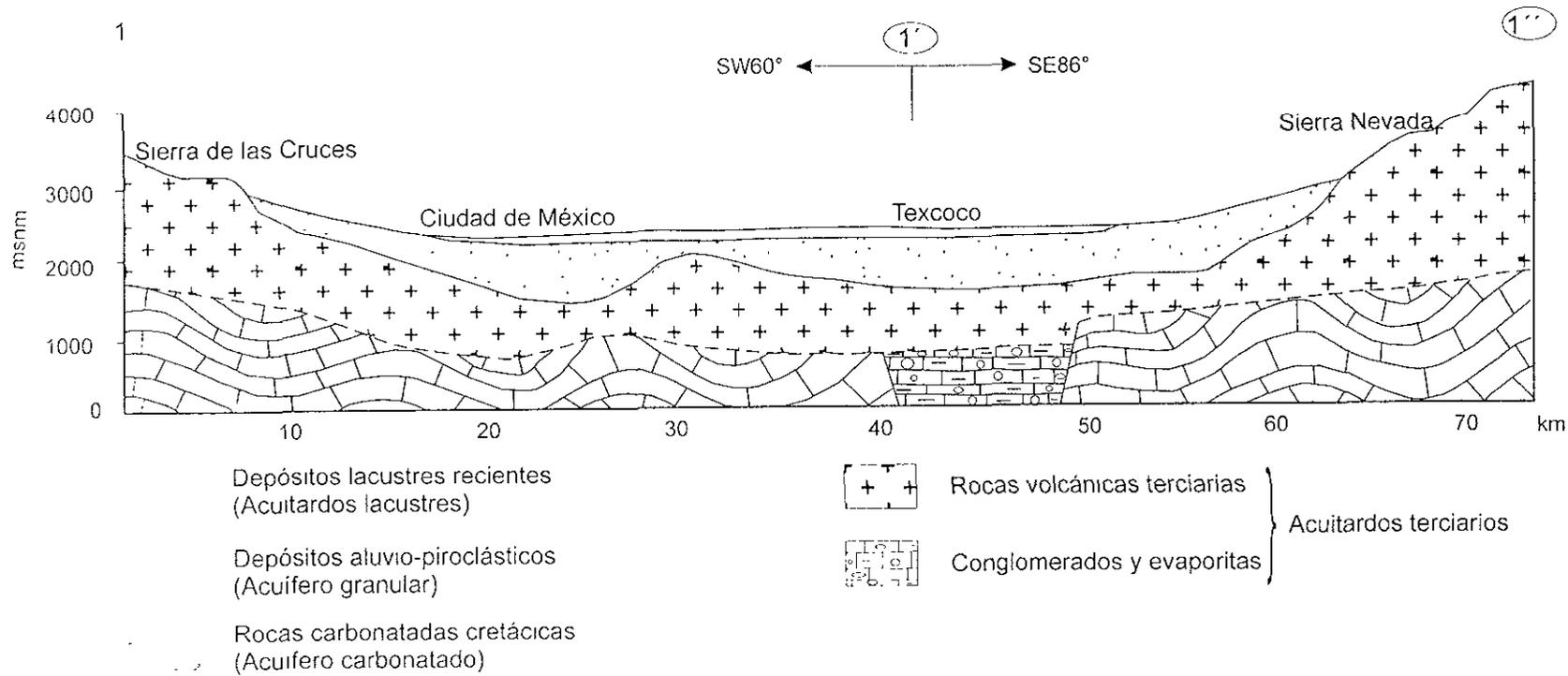


Figura 3 Sección 1-1'-1'' de unidades hidrogeológicas para la Cuenca de México (Tomado de Ortega y Farvolden, 1989).

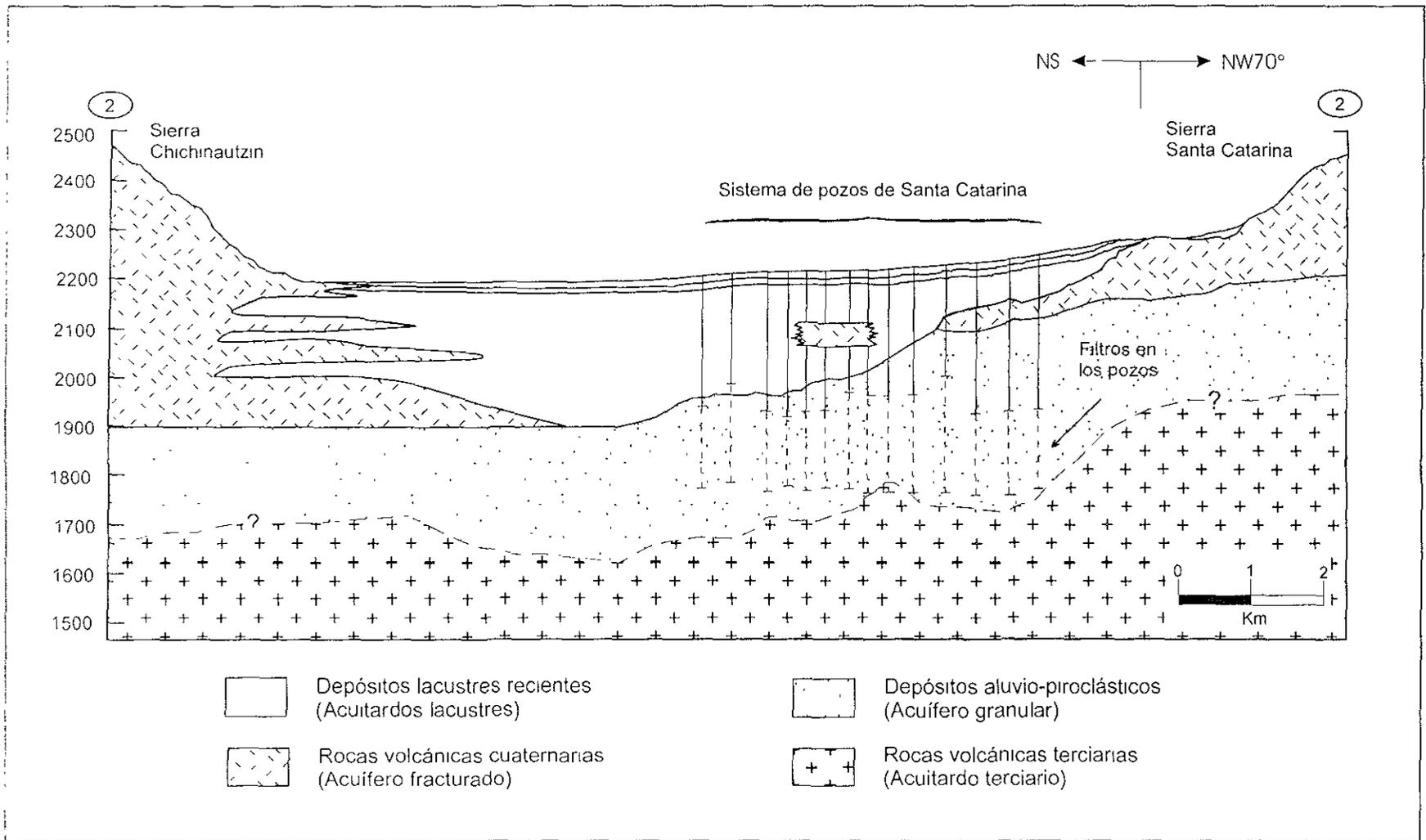


Figura 4. Sección 2-2' de unidades hidrogeológicas en la parte sur de la Cuenca de México (Tomado de Ortega, 1993).

espesores y distribución de las unidades hidrogeológicas a lo largo del sistema de pozos de Santa Catarina, perforados a profundidades de 400 m. Los citados autores definieron la estratigrafía de la zona de Chalco, a partir de registros geofísicos en el pozo profundo Xico II perforado a 400 m de profundidad (figura 5a), de la descripción de núcleos de perforación (SARH-CAVM, 1981) y de su correlación con registros de cono eléctrico (Jaime y Romo, 1987). Urrutia et al., (1994) presentan una columna estratigráfica semejante, interpretada de la descripción de un pozo profundo perforado en esta planicie por la Comisión Nacional del Agua. En la figura 5b se muestra con detalle la estratigrafía de los depósitos lacustres, obtenida a partir del núcleo CH3 localizado en la figura 2, de los que indican estos autores que son principalmente depósitos finos de baja conductividad hidráulica. En esta figura se observa que, estos depósitos descritos en el Capítulo IV como depósitos volcano-sedimentarios limo-arcillosos, se encuentran estratificados con capas de piroclastos a las que se denominan como “capas duras” en la mecánica de suelos, y están ubicadas aproximadamente a profundidades de 20 a 25 m, de 50 a 55 m y de 85 a 90 m. Los registros de cono eléctrico indican la presencia de estas capas, las cuales tienen alta resistencia a la penetración (PEC1 en la figura 5b).

En la Figura 6 se indican los espesores de los depósitos lacustres en la zona de estudio, de donde se observa que en las planicies de Chalco y Xochimilco, estos espesores son desde 1 m en la margen lacustre, hasta 300 m en la parte central de la planicie (Benhumea y Vázquez, 1988; Ortega, 1993; Domínguez, 1996), mientras que en la planicie de la Cd. de México se han reportado espesores de 40 a 50 m con máximos de 85 m (Marsal y Mazari, 1959; Benhumea y Vázquez, 1988), y en Texcoco son entre 40 y 70 m (Marsal y Mazari, 1990; Rudolph et al., 1989).

Los depósitos lacustres deben su origen a la formación de seis grandes lagos – Ecatepec, Zumpango, Texcoco, México, Xochimilco y Chalco- después de que la Sierra Chichinautzin cerró la Cuenca de México durante el Pleistoceno (De Cserna et al., 1988; Urrutia y Martín del Pozzo, 1993). Ortega et al., (1993) señalan una interdigitación de los depósitos lacustres con las rocas basálticas y piroclásticas

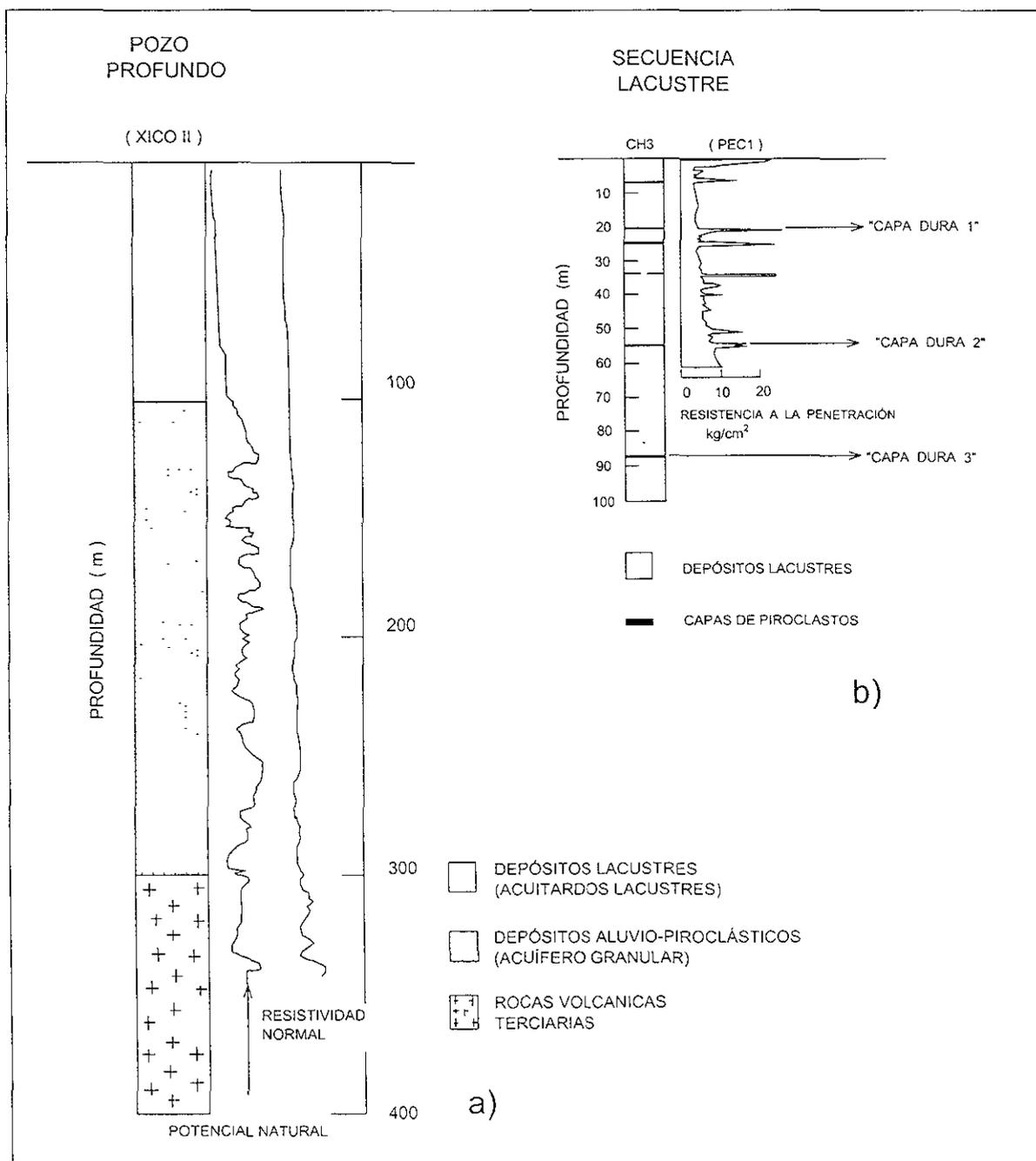


Figura 5. Perfiles hidroestratigráficos en el centro de la planicie de Chalco, mostrando:

a) La estratigrafía y registros geofísicos de un pozo profundo

b) La estratigrafía y resistencia a la penetración en la secuencia lacustre (Tomados de Ortega, 1993).

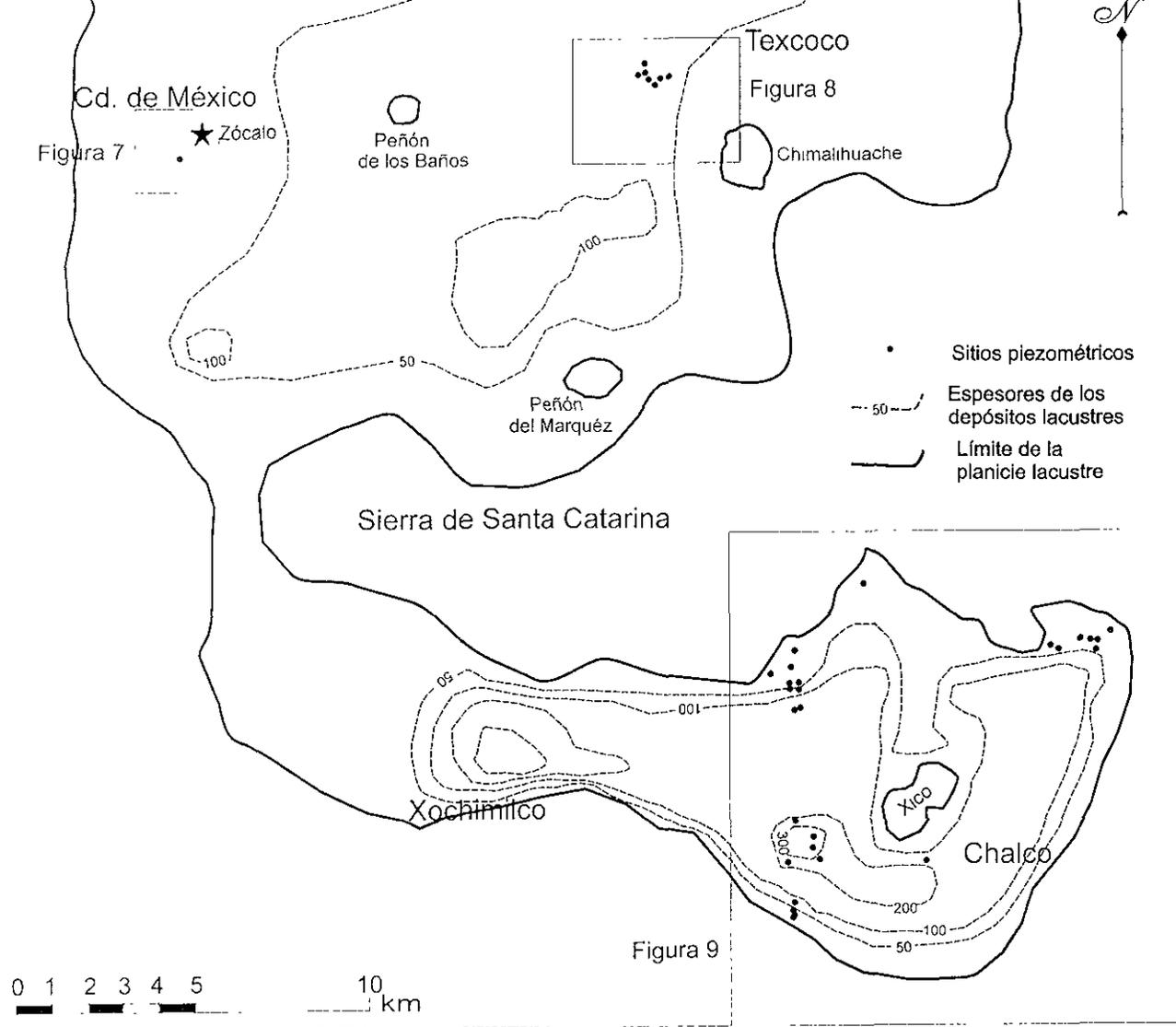


Figura 6. Espesor de los depósitos lacustres y ubicación de los sitios piezométricos en la parte meridional de la Cuenca de México.

cuaternarias en la base de las Sierras Chichinautzin y Santa Catarina, lo que demuestra que la actividad volcánica de estas sierras y la depositación lacustre son contemporáneas.

La existencia de manantiales en la planicie lacustre durante la época prehispánica y colonial han sido reportado en varios documentos históricos (Orozco y Berra, 1864; León-Portilla y Aguilera C., 1986; Bribiesca, 1960). En consistencia con estos trabajos, Ortega (1993) y Durazo y Farvolden (1989), señalan que antes de comenzar la extracción de agua de la unidad acuífera en material granular, la planicie de la Cuenca de México se comportaba como un área de descarga de agua subterránea con un gradiente hidráulico ascendente a través del acuitardo lacustre. En el siglo XIX cuando se realizaron las primeras perforaciones en el interior de la planicie lacustre, con el fin de abastecer de agua potable a la población, se obtuvieron pozos artesianos (Durazo y Farvolden, 1989). A partir de 1789 con la construcción del tajo de Nochistongo y en 1870 con el Gran Canal, se inicia el drenado de los lagos hacia la parte norte de la Cuenca. La extracción excesiva del agua de la unidad acuífera granular, provocó la inversión del gradiente hidráulico de ascendente a descendente (Ortega, 1993), a través del espesor total del acuitardo cercano a los bordes de la planicie, donde este es muy delgado (< 50 m). En el centro de la planicie de Chalco, donde los depósitos lacustres tienen los mayores espesores, el gradiente se conserva ligeramente ascendente, en un rango de 5 a 50 m superficiales, sin embargo, la magnitud del gradiente ascendente ha disminuído, por lo que en gran parte de estos depósitos, no se ha logrado el total equilibrio de la presión del agua de poro.

Ortega et al., 1999, indican que a principios de los años sesenta comenzó una intensa extracción en las unidades acuíferas fracturada y granular, en esta última en su parte libre, ocasionando un efecto de subsidencia en la planicie de Chalco, la que alcanzó en una amplia porción de ella de 2 a 3 m de hundimiento. De acuerdo con estos autores, en el año de 1984, con la operación de 14 pozos de abastecimiento potable, ubicados en el centro de la planicie, se ha registrado una subsidencia adicional de dos metros entre 1984 y 1989. El total de subsidencia en esta parte de la planicie es de 8 m, precisamente donde se tiene el mayor espesor

de depósitos lacustres. Finalmente, estos autores concluyen que es probable que la subsidencia total, cerca de la parte central de la superficie, sobrepase de varias decenas de metros en el futuro. A partir de estos resultados se puede explicar la formación de lagunas en el centro de la planicie de Chalco-Tlahuac, donde se han registrado los máximos hundimientos de la zona y acumulado las aguas de precipitación, de canales de regadío y residuales de las poblaciones cercanas.

## **CAPÍTULO III.- Metodología**

La metodología para la realización de este estudio consistió de cuatro actividades principales: (i) medición de carga hidráulica y pruebas de recuperación del nivel de equilibrio en piezómetros; (ii) medición de parámetros físico-químicos del agua extraída de los piezómetros; (iii) interpretación de las pruebas aplicando los métodos de Hvorslev (1951) y Bower-Rice (1976); y (iv) elaboración de perfiles verticales de conductividad hidráulica y de parámetros físico-químicos. Estas actividades se describen a continuación:

### **III.i Medición de carga hidráulica y Pruebas de Permeabilidad**

Las mediciones del nivel de equilibrio piezométrico y las pruebas de recuperación se realizaron en el año de 1994 en las planicies de Chalco, Texcoco y Cd. de México, en un total de 251 piezómetros tipo "drive point" instalados entre 2 y 85 m de profundidad por Ortega (1993), y distribuidos en 33 sitios diferentes (Figura 6). Se integraron datos de recuperación del nivel estático de 37 piezómetros medidos en 1990 en Chalco por Ortega (1993); los cuales fueron también interpretados. Veintidós de las pruebas anteriores fueron repetidas en 1994, lo que permitió comparar valores de la conductividad hidráulica con el tiempo. En las figuras 7, 8 y 9 se muestra la ubicación de los sitios piezométricos en las planicies de la Cd. de México, Texcoco y Chalco respectivamente, con los espesores de sedimentos lacustres correspondientes. No en todos los piezómetros fue posible realizar las Pruebas de Permeabilidad debido al insuficiente volumen de agua en ellos. Antes de iniciar la prueba se midió el nivel de equilibrio en los piezómetros, de esta manera fue posible determinar la distribución de carga hidráulica con la profundidad y definir la dirección de movimiento del agua en el subsuelo y su gradiente.

La prueba consistió en extraer una columna de agua de 1 metro en el piezómetro (o menos, ya que por su profundidad de instalación se disponía de columnas de agua menores), proceso conocido como "bailing test" (Freeze y Cherry, 1979). A

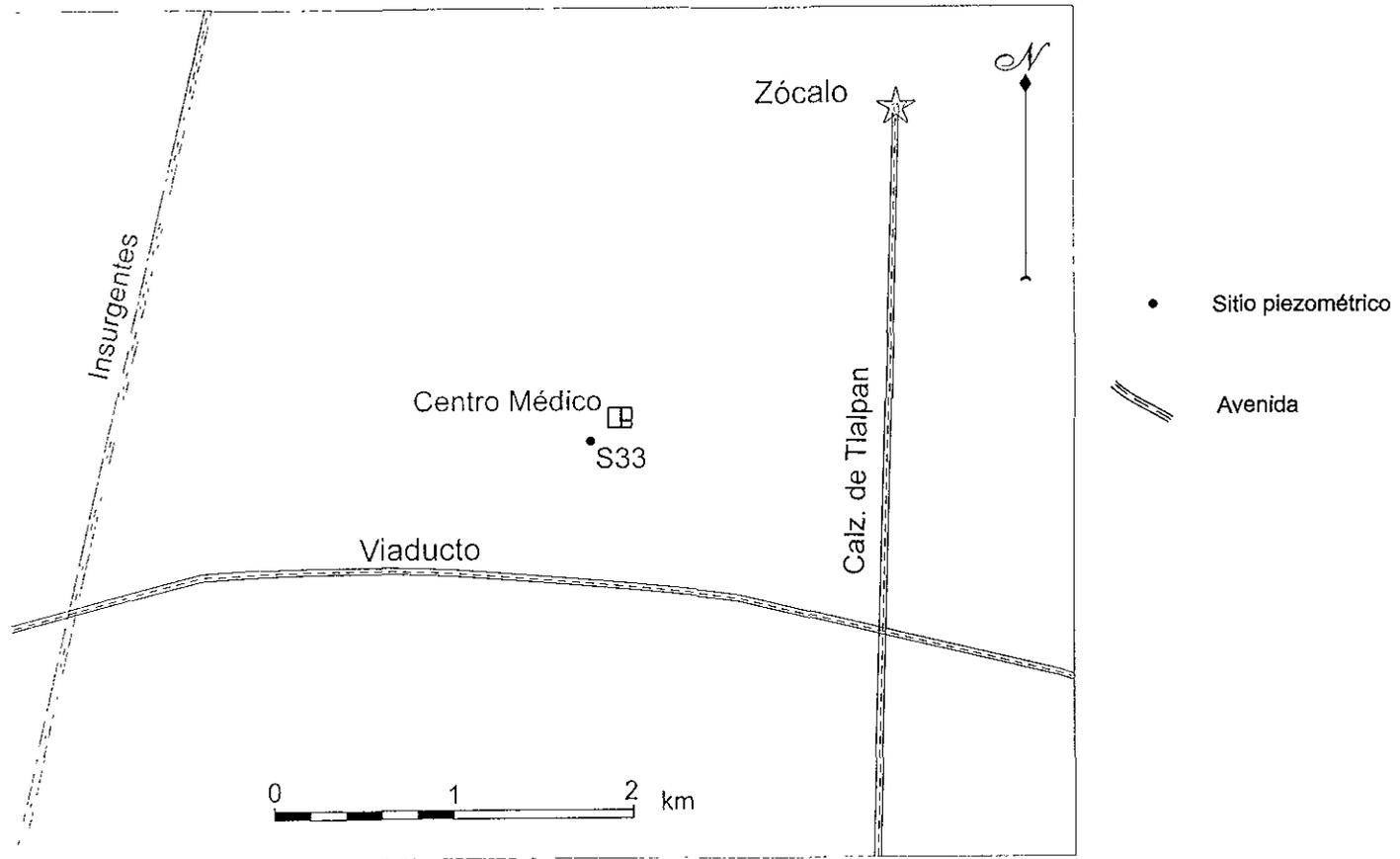


Figura 7. Ubicación del sitio piezométrico en la planicie de la Cd. de México (Espesor de la secuencia lacustre menor a 50 m).

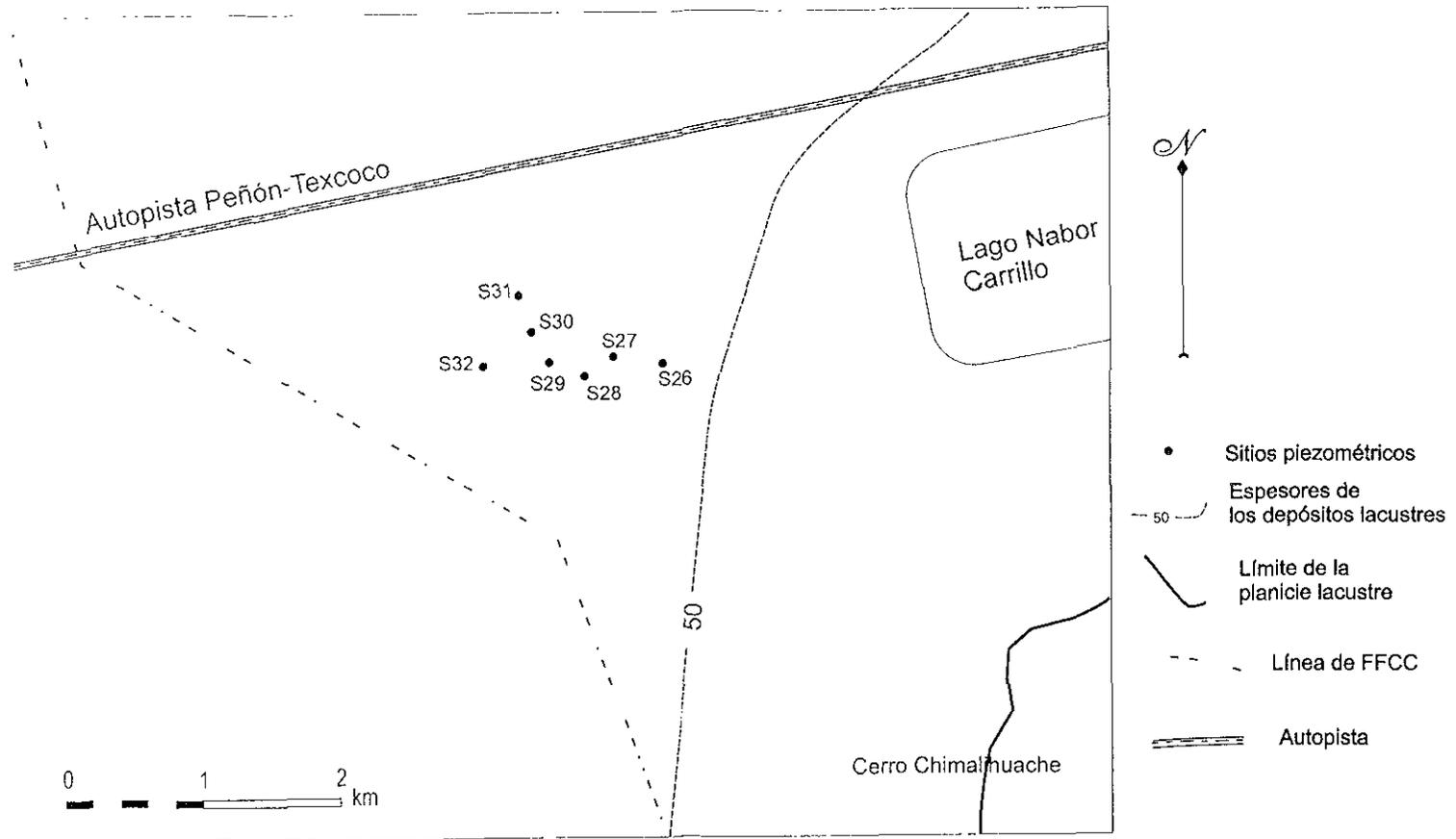


Figura 8. Espesor de la secuencia lacustre y ubicación de los sitios piezométricos en la planicie de Texcoco.



partir de este momento se registra la recuperación del nivel en el piezómetro contra el tiempo, hasta obtener una recuperación de al menos 90%; es decir aproximadamente 90 centímetros. La evolución de la prueba se realiza en una gráfica en forma simultánea para llevar control de la misma e identificar cualquier problema. La duración de la prueba puede variar desde unos minutos hasta varios meses, dependiendo de la conductividad hidráulica.

Adicionalmente se contó con información de 15 piezómetros electrónicos (Ortega, 1993) instalados en la planicie lacustre de Chalco, ocho de los cuales fueron instalados en un sitio dentro de una fractura regional y 7 fuera de ella. Análisis preliminares de los datos fueron reportados por Ramírez (1995) y en este trabajo se comparan y analizan con los resultados de carga hidráulica en piezómetros convencionales.

### **III.ii Parámetros físico-químicos**

El agua extraída de los piezómetros para realizar la Prueba de Permeabilidad, fue utilizada para medir la conductividad eléctrica y alcalinidad. Estas mediciones se hicieron en forma selectiva y dependieron del volumen de agua disponible en los piezómetros, por lo que en muchos de ellos el volumen disponible fue insuficiente. Las mediciones se realizaron en un total de 11 sitios piezométricos de las planicies de la Cd. de México y de Chalco (sitios S2, S3, S6, S10, S11, S13, S21, S22, S23, S24 y S33 de las figuras 7 y 9). La conductividad eléctrica y pH se midieron mediante un potenciómetro marca Conductronic modelo PC18 calibrado en campo

Para la calibración del electrodo de conductividad eléctrica se utilizó una solución de KCl a una concentración de 0.01 mol.

La alcalinidad total en campo se midió, utilizando el método de la titulación colorimétrica, mediante una bureta graduada en cero. Primeramente se filtraron 50 ml de muestra con un filtro de 0.45  $\mu\text{m}$  de nitrato de celulosa y la titulación se realizó en función del amarillo de metilo con el agregado de ácido clorhídrico de

concentración 1 N. Se calculó la alcalinidad total mediante la siguiente expresión (APHA, 1976):

$$\text{Alcalinidad total (mg/l de CaCO}_3\text{)} = \frac{\text{ml de HCl} \times N \times 50000}{\text{ml de muestra}}$$

donde N = Normalidad de la solución titulante

Se realizaron perfiles de los resultados de las propiedades físico-químicas del agua de poro del acuitardo y se compararon con los perfiles hidráulicos.

### III.iii Interpretación de las Pruebas de Permeabilidad

Las Pruebas de Permeabilidad fueron interpretadas por el método de Hvorslev (1951) cuyas bases teóricas se describen en el Apéndice A. Este método ha sido utilizado tradicionalmente para la interpretación de pruebas en materiales de baja conductividad hidráulica (Keller et al., 1988; Rudolph et al., 1991, Ruland et al., 1991; Ortega, 1993; Pitre, 1994; Vargas, 1995 y Zawadsky, 1996).

Se emplearon dos formas comparativas de los resultados de las Pruebas de Permeabilidad. Una consistió en interpretar aproximadamente el 20 % de las pruebas con el método de Bower y Rice (1976), el cual está diseñado para medios granulares. Otra forma comparativa, fue la duplicación en campo del 26 % de las pruebas con hasta 70 días de diferencia e interpretándolas por el método de Hvorslev (1951). En la tabla 1 se presentan agrupados por planicie, por periodo y por método de interpretación, el número de Pruebas de Permeabilidad realizadas. La comparación de los valores de la conductividad hidráulica se realizó con la obtención de los valores máximos, mínimos, la media geométrica, la diferencia de sus valores logarítmicos, y el promedio absoluto de esta diferencia, así como también con el análisis de regresión lineal para cada conjunto de datos.

Para la descripción de los valores de la conductividad hidráulica, los cuales tienen una forma exponencial negativa, se utilizó la media geométrica, que es la raíz enésima de los n productos. La teoría del análisis estadístico sostiene que para datos exponenciales la media geométrica es más representativa como medida de tendencia central (Davis, 1986) que la media o promedio aritmético, esto también

Pruebas de Permeabilidad Interpretadas por el método de Hvorslev, 1951				
		Repetidas en campo hasta con 70 días de diferencia		Interpretadas adicionalmente por el método de Bower-Rice, 1976
Realizadas en	1990	1994		
Planicies				
Chalco	37*	152*	43	44
Texcoco		48	4	
Cd. de México		25	11	
Total	37	225	58	44

\* De las 37 pruebas realizadas en 1990 en Chalco se repitieron 22 de ellas en 1994

Tabla 1. Número de Pruebas de Permeabilidad realizadas en la Cuenca de México por planicie, por el año y por los métodos empleados para su interpretación.

es válido para valores de la conductividad hidráulica (Fetter, 1988), por lo que se utiliza en este trabajo la media geométrica como medida de tendencia central.

#### **III.iv Elaboración de perfiles verticales de conductividad hidráulica y de parámetros fisico-químicos**

En cada sitio piezométrico se tienen instalados entre 5 y 25 piezómetros individuales a diferentes profundidades que oscilan, como ya se ha mencionado, entre 2 y 85 m. Esto hace posible que la información hidráulica y físico-química se pueda representar en forma de perfiles verticales, lo cual permite establecer tanto las variaciones verticales de las propiedades mencionadas con la profundidad, como su variación con respecto a otros sitios. Este método de elaboración de perfiles detallados es muy útil en estudios sistemáticos de hidrogeología y contrasta notablemente con los estudios tradicionales donde se realizan pruebas y mediciones a mayor escala y en un número reducido de sitios; tal es el caso de mediciones en pozos diseñados para la extracción de agua.

## CAPÍTULO IV.- Resultados y discusión

### IV.1 Hidroestratigrafía lacustre

De acuerdo con la estratigrafía reportada durante la instalación de piezómetros y con la hidroestratigrafía encontrada por Ortega et al., (1999), se identifica que los depósitos lacustres de la Cuenca de México integran tres acuitardos, divididos por dos acuíferos salobres a profundidades aproximadas de 20 y 26 m, y entre 50 y 56 m. En esta tesis se denomina acuífero salobre a la unidad de capas de piroclastos cuya agua de poro es rica en sales y que en la zona de Texcoco se explota con fines industriales (Apéndice B).

Para los depósitos finos que forman los acuitardos, Mesri (1975) reporta que en la Cd. de México de 17 a 43 m de profundidad la fracción de arena varía de 5% a 10%, de limo de 55% a 65%, y de arcilla de 20 a 30%; en la misma planicie y hasta una profundidad de 9 m, Díaz et al., (1998) encuentran una composición de arena del 2% a 10%, de limo del 40% a 70%, y de arcilla del 20 al 55%; en estos reportes en donde predominando la fracción de limos, los anteriores autores denominan a los depósitos lacustres como una secuencia de depósitos volcánicos heterogéneos y sedimentos lacustres arcillo-limosos o limo-arcillosos; Urrutia et al., (1994) y Caballero (1997) a partir de un núcleo obtenido hasta 18 m de profundidad en la planicie de Chalco, reportan una secuencia volcano-sedimentaria compuesta de cenizas (partículas piroclásticas menores a 2 mm), lapillis de composición pumicitica (partículas piroclásticas de 2 a 64 mm de diámetro) y sedimentos con partículas del tamaño del limo; en la misma planicie de Chalco, Zawadsky (1996) encuentra en los primeros 2 m de profundidad, una composición promedio de 16% de arena, 36% de limo y 48% de arcilla. Con respecto a la composición mineralógica, Mesri (1975) reporta que solo el 10% de las partículas finas son minerales arcillosos (esmectita); Díaz et al., (1998) encuentran entre 5 y 15% de minerales arcillosos. De acuerdo a los trabajos mencionados anteriormente, la denominación más adecuada de éstos materiales es de depósitos volcano-sedimentarios limo-arcillosos, atendiendo al origen de las partículas y a su tamaño

El contenido de fósiles en estos depósitos ha sido ampliamente documentado por varios autores (Mesri, 1975; Peralta y Fabi, 1989; Urrutia et al., 1994; Caballero, 1997; Díaz et al., 1998) quienes coinciden en señalar que estos contienen restos de ostrácodos (crustáceos) y diatomeas (algas unicelulares de esqueleto silíceo). El contenido de materia orgánica varía entre 4% y 10% (Marsal y Mazari, 1959; Mesri, 1975; Díaz et al., 1998). Con respecto a sus propiedades mecánicas, Ortega et al., (1999) reportan una porosidad entre 60% y 90%, y una relación de vacíos que varía con la profundidad: de 2.8 a 10 entre 0 y 10 m, de 4.5 a 9 entre 10 y 25 m, y de 2 a 7.2 entre 25 y 120 m de profundidad; estos autores también reportan que el índice de compresión (Cc) varía de 0.5 a 7 con una tendencia ligera a disminuir con la profundidad.

Las partículas que componen los acuíferos salobres también tienen un origen volcano-sedimentario, son predominantemente lapillis pumíticos y fragmentos vítreos del tamaño de ceniza de composición básica a intermedia, con fragmentos líticos y de suelo con materia orgánica (Lozano, 1997).

Las relaciones espaciales de cada unidad hidroestratigráfica son las siguientes:

El acuitardo 1 o superior se extiende en todas las planicies lacustres, tiene un espesor promedio de 20 m adelgazándose hacia sus bordes; presenta tres lentes de cenizas con espesores máximos de 1 m de espesor entre 3, 6 y 10 m de profundidad. El acuífero salobre 1, en general tiene un espesor de 3 m y se encuentra a profundidades promedio de 20 y 26 m en la planicie de Chalco y a profundidades más someras en las planicies de Texcoco y Cd. de México, es a esta unidad y al acuífero salobre 2, a los que la mecánica de suelos les denomina capas duras. El acuitardo 2 se encuentra entre 20 y 50 m de profundidad y subyace al acuífero salobre 1, tiene un espesor promedio de 5 m, se encuentra entre 49 y 55 m de profundidad en la planicie de Chalco y entre 35 a 40 m de profundidad en la de Texcoco y la Cd. de México. El acuífero salobre 2 tiene espesor de alrededor de 3 m, se encuentra a profundidades promedio de 50 y 55 m en Chalco, y entre 35 y 40 m de profundidad en Texcoco y Cd. de México. El

acuitardo 3 está a profundidades mayores de 50 m en Chalco y a más de 40 m en Texcoco y Cd. de México, siendo más importante su presencia en Chalco y Xochimilco, donde alcanza espesores máximos de 250 m y solo está presente en algunas localidades de la Cd. de México y Texcoco a profundidades mayores de 40 m (figura 5).

## IV.2 Conductividad hidráulica

En la tabla 2 se muestran los resultados de la interpretación de 44 pruebas de permeabilidad, realizadas en Chalco en el año de 1994, por los métodos de Hvorslev y Bower-Rice. En esta tabla, la conductividad hidráulica obtenida por el Método de Hvorslev varía entre  $5.19\text{E-}11$  y  $6.46\text{E-}07$  m/s con una media geométrica de  $2.84\text{E-}09$  m/s; mientras que por el Método de Bower-Rice, varía entre  $6.43\text{E-}11$  y  $6.03\text{E-}07$  m/s, con una media geométrica de  $2.87\text{E-}09$  m/s. En la misma tabla, dichos valores se expresan como el logaritmo en base 10, donde  $K'_H$  son los valores de conductividad hidráulica obtenidos con el método de Hvorslev y  $K'_{B-R}$  los obtenidos con el método de Bower-Rice. La diferencia entre los dos métodos ( $\log K'_H - \log K'_{B-R}$ ) varía de 0.01 a 0.33 con un promedio de 0.13, lo que indica una gran similitud en los resultados de ambos métodos.

Se llevó a cabo un análisis de regresión lineal para cada grupo de resultados de conductividad hidráulica y su relación con la profundidad. Para la realización de este análisis fue necesario sustraer, del conjunto de datos, los valores que no permitían un ajuste de regresión aceptable, estos valores son los que proceden de las capas de lapilli entre 20-24 m y 49-55 m de profundidad. De esta manera se obtuvo para los resultados de ambos métodos, que el mejor ajuste entre las variables conductividad hidráulica y profundidad es mediante un polinomio de tercer grado. Los resultados de este análisis se muestran en la figura 10 donde los valores de la conductividad hidráulica aparecen en forma logarítmica, y se indican las ecuaciones de las líneas de ajuste y el coeficiente de correlación  $R^2$ ; correspondiendo un valor de  $R^2$  de 0.69 para los resultados del método de Hvorslev y de 0.65 para los de Bower-Rice. La teoría estadística indica que una

SITIO	Hvorslev		Bower-Rice		Diferencia
	$K'_H$	$\log K'_H$	$K'_{B-R}$	$\log K'_{B-R}$	$(\log K'_H - \log K'_{B-R})$
S8	1 59E-09	-8.80	1.27E-09	-8.90	0.10
	8 48E-10	-9.07	6 20E-10	-9.21	0.14
	1 07E-09	-8.97	8 40E-10	-9.08	0.11
S10	4.11E-09	-8.39	3 19E-09	-8.50	0.11
	5 20E-09	-8.28	4 03E-09	-8.39	0.11
	1 33E-09	-8.88	9.65E-10	-9.02	0.14
	2.94E-10	-9.53	5 49E-10	-9.26	-0.27
	3.96E-10	-9.40	2 93E-10	-9.53	0.13
	5.78E-11	-10.24	6.43E-11	-10.19	-0.05
	1.94E-10	-9.71	1.64E-10	-9.79	0.07
	2.02E-10	-9.69	9 50E-11	-10.02	0.33
3.94E-09	-8.40	1.91E-09	-8.72	0.31	
S3	6 46E-07	-6.19	6 03E-07	-6.22	0.03
	6.90E-11	-10.16	1 02E-10	-9.99	-0.17
	2 75E-10	-9.56	4 78E-10	-9.32	-0.24
	2.72E-08	-7.57	4.10E-08	-7.39	-0.18
	2 15E-09	-8.67	2.44E-09	-8.61	-0.05
	7 02E-09	-8.15	7.57E-09	-8.12	-0.03
	1 75E-08	-7.76	1 97E-08	-7.71	-0.05
	3 70E-09	-8.43	5.21E-09	-8.28	-0.15
	1 70E-09	-8.77	2 13E-09	-8.67	-0.10
	9 47E-11	-10.02	1.66E-10	-9.78	-0.24
	1 74E-09	-8.76	9 70E-10	-9.01	0.25
	1 78E-08	-7.75	1 19E-08	-7.92	0.17
	6 35E-10	-9.20	6 66E-10	-9.18	-0.02
	8 36E-10	-9.08	1 39E-09	-8.86	-0.22
	5.37E-10	-9.27	6 80E-10	-9.17	-0.10
1 26E-09	-8.90	9 53E-10	-9.02	0.12	
1 77E-09	-8.75	1.68E-09	-8.77	0.02	
S4	1 53E-08	-7.82	1 55E-08	-7.81	-0.01
	1 94E-08	-7.71	1 29E-08	-7.89	0.18
	1 70E-08	-7.77	1 83E-08	-7.74	-0.03
	5 95E-09	-8.23	6 70E-09	-8.17	-0.05
	3 37E-10	-9.47	3 80E-10	-9.42	-0.05
	9 99E-10	-9.00	7 78E-10	-9.11	0.11
	5 19E-11	-10.28	8 69E-11	-10.06	-0.22
	3 30E-08	-7.48	1 91E-08	-7.72	0.24
	3 23E-08	-7.49	4.18E-08	-7.38	-0.11
	4 63E-08	-7.33	5 93E-08	-7.23	-0.11
	1 94E-09	-8.71	2 12E-09	-8.67	-0.04
	2 64E-08	-7.58	3 44E-08	-7.46	-0.11
	1 34E-07	-6.87	1.50E-07	-6.82	-0.05
	4 82E-10	-9.32	5 90E-10	-9.23	-0.09
	1 95E-09	-8.71	1 19E-09	-8.92	0.21
Val Max	6 46E-07		6 03E-07		0.33
Val.Min	5 19E-11		6 43E-11		0.01
Med Geom	2 84E-09		2 87E-09		
Prom del valor absoluto					0.13

Explicación

Sitio - Sitio piezométrico

$K'_H$  - Valor de la conductividad hidráulica empleando el método de Hvorslev

$K'_{B-R}$  - Valor de la conductividad hidráulica empleando el método de Bower-Rice

$\log K'_H$  y  $\log K'_{B-R}$  - Valores logarítmicos de  $K'_H$  y  $K'_{B-R}$ , respectivamente

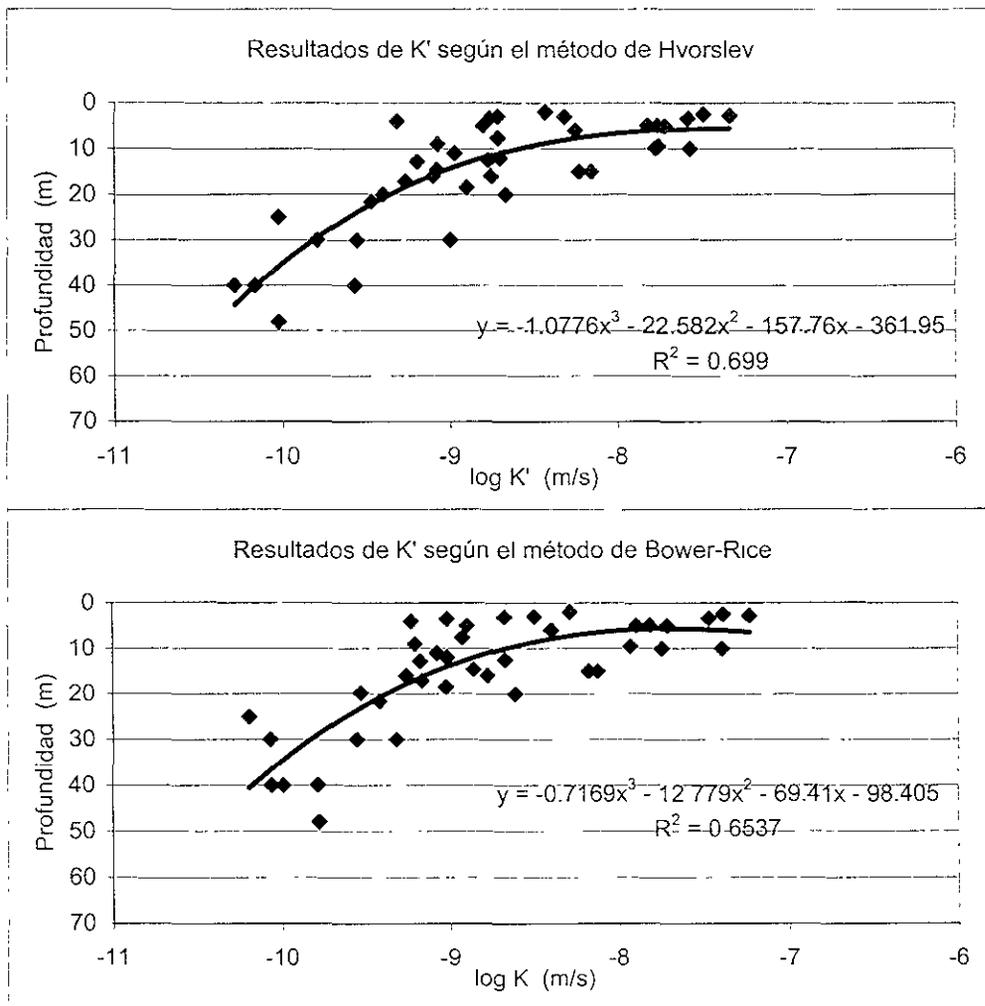
$(\log K'_H - \log K'_{B-R})$  - Diferencia de los valores logarítmicos de  $K'_H$  y de  $K'_{B-R}$

Val Max. y Val Min.- Extremos superior e inferior, respectivamente, de la serie de datos en valor absoluto

Prom del valor absoluto - Promedio de los valores absolutos de la diferencia  $(\log K'_H - \log K'_{B-R})$

Med Geom - Valor de la media geométrica

Tabla 2 Resultados de 44 Pruebas de Permeabilidad, interpretadas por los métodos de Hvorslev y de Bower-Rice.



$R^2$ .- Coeficiente de correlación

y.- Ecuación polinomial de ajuste a los puntos

Figura 10. Análisis de regresión lineal para los resultados de las Pruebas de Permeabilidad interpretadas por los métodos de Hvorslev y de Bower-Rice.

regresión lineal es más aceptable entre más cercano a la unidad sea  $R^2$  (Davis, 1986), de donde se concluye que el ajuste polinomial entre las variables conductividad hidráulica y profundidad es ligeramente mejor con los resultados del método de Hvorslev que con los de Bower-Rice. Con respecto a la dispersión estadística de ambos resultados, los del método de Hvorslev tienen una desviación estándar ( $s$ ) de 0.79 con una media ( $\mu$ ) de 8.8, si consideramos un coeficiente de variación  $V = \frac{s}{\mu} \times 100$  (Haber y Runyon, 1973), resulta que  $V$  tiene

un valor de 9.0%; mientras que para los resultados del método de Bower-Rice la desviación estándar es de 0.81, la media de 8.78 y el coeficiente de variación es de 9.2%. Esto indica que los resultados del método de Hvorslev varían ligeramente menos con respecto a la media que los obtenidos con el método de Bower-Rice.

Estos resultados sugieren que ambos métodos convergen a valores similares de conductividad hidráulica, mostrando que para las condiciones de los depósitos lacustres de la Cuenca de México, cualquiera de los dos métodos puede ser utilizado para interpretar pruebas de recuperación en piezómetros "drive point".

La tabla 3 registra los resultados de 58 Pruebas de Permeabilidad interpretadas mediante el método de Hvorslev, realizadas en las planicies de Chalco, Texcoco y Cd. de México, en el año de 1994. Estas pruebas fueron duplicadas en su totalidad, con diferencia de tiempo entre 1 y 70 días; la primera serie de pruebas se identifica como periodo 1 y las repeticiones como periodo 2. Los resultados muestran una variación de la conductividad hidráulica entre  $4.90E-11$  y  $6.46E-07$  m/s con una media geométrica de  $1.25E-09$  m/s, para el primer periodo, mientras que varían de  $4.80E-11$  y  $6.19E-07$  m/s con una media geométrica de  $1.15E-09$  m/s, para el segundo periodo. La diferencia logarítmica de estos resultados varía entre 0.01 y 0.43, y el promedio de esta diferencia es de 0.13. Esto indica que ambos conjuntos de valores son muy similares, mostrando que para los periodos de medición no se generan diferencias importantes.

S10	4 11E-09	-8 39	4 88E-09	-8 31	-0 07
	5 20E-09	-8 28	5 69E-09	-8 24	-0 04
	1 33E-09	-8 88	2 00E-09	-8 70	-0 18
	2 94E-10	-9 53	5 95E-10	-9 23	-0 31
	3 96E-10	-9 40	3 95E-10	-9 40	0 00
	5 78E-11	-10 24	9 41E-11	-10 03	-0 21
	2 02E-10	-9 69	1 60E-10	-9 80	0 10
	1 94E-10	-9 71	2 70E-10	-9 57	-0 14
	3 94E-09	-8 40	3 30E-09	-8 48	0 08
	8 22E-08	-7 09	4 35E-08	-7 36	0 28
S9	1 41E-07	-6 85	8 12E-08	-7 09	0 24
	1 95E-08	-7 71	7 92E-09	-8 10	0 39
	3 52E-09	-8 45	3 75E-09	-8 43	-0 03
	1 30E-08	-7 89	1 75E-08	-7 76	-0 13
	8 38E-10	-9 08	3 30E-10	-9 48	0 40
	2 28E-09	-8 64	2 26E-09	-8 65	0 00
S11	2 58E-09	-8 59	2 32E-09	-8 63	0 05
	6 34E-09	-8 20	3 76E-09	-8 42	0 23
S2	5 00E-10	-9 30	3 97E-10	-9 40	0 10
	1 80E-08	-7 74	1 85E-08	-7 73	-0 01
	1 51E-08	-7 82	1 80E-08	-7 74	-0 08
	1 77E-09	-8 75	1 75E-09	-8 76	0 00
	1 84E-09	-8 74	1 70E-09	-8 77	0 03
	2 08E-09	-8 68	1 52E-09	-8 82	0 14
	1 75E-09	-8 76	1 87E-09	-8 73	-0 03
	4 80E-10	-9 32	4 28E-10	-9 37	0 05
	4 90E-11	-10 31	4 80E-11	-10 32	0 01
	S3	6 46E-07	-6 19	6 19E-07	-6 21
1 70E-09		-8 77	1 92E-09	-8 72	-0 05
2 15E-09		-8 67	1 93E-09	-8 71	0 05
2 75E-10		-9 56	3 30E-10	-9 48	-0 08
6 90E-11		-10 16	6 40E-11	-10 19	0 03

S4	3 93E-09	-8 29	3 70E-09	-8 27	0 02
	3 37E-10	-9 47	3 17E-10	-9 50	0 03
	9 99E-10	-9 00	5 02E-10	-9 30	0 30
	3 30E-08	-7 48	1 96E-08	-7 71	0 23
S1	2 26E-10	-9 65	1 06E-10	-9 97	0 33
	6 86E-10	-9 23	7 16E-10	-9 15	-0 09
	1 63E-09	-8 79	2 72E-09	-8 57	-0 22
	1 96E-10	-9 71	2 22E-10	-9 65	-0 05
	4 99E-10	-9 30	4 85E-10	-9 31	0 01
	1 41E-10	-9 85	1 52E-10	-9 82	-0 03
	1 05E-10	-9 98	1 13E-10	-9 95	-0 03
S33	6 72E-10	-9 17	5 19E-10	-9 28	0 11
	3 29E-09	-8 48	6 86E-09	-8 16	-0 32
	6 34E-10	-9 20	6 61E-10	-9 18	-0 02
	1 48E-09	-8 83	1 19E-09	-8 92	0 09
	1 23E-09	-8 91	1 05E-09	-8 98	0 07
	6 72E-11	-10 17	1 40E-10	-9 85	-0 32
	3 31E-10	-9 48	3 58E-10	-9 45	-0 03
	4 65E-10	-9 33	2 60E-10	-9 59	0 25
	2 50E-10	-9 60	1 42E-10	-9 85	0 25
	2 03E-10	-9 69	1 27E-10	-9 90	0 20
2 64E-10	-9 58	1 60E-10	-9 80	0 22	
S32	9 24E-10	-9 03	9 00E-10	-9 05	0 01
S28	7 30E-09	-8 14	3 65E-09	-8 44	0 30
	4 03E-09	-8 39	3 62E-09	-8 44	0 05
	3 70E-09	-8 43	3 90E-09	-8 41	-0 02
Val. Max	6 46E-07		6 19E-07		0 43
Val. Min	4 90E-11		4 8E-11		0 01
Med. Geom	1 25E-09		1 15E-09		
Promedio del valor absoluto					0 13

Explicacion
Sitio - Sitio piezométrico
$K'_{p1}$ y $K'_{p2}$ - Valores de la conductividad hidráulica obtenidos para el periodo 1 y periodo 2, respectivamente
$\log K'_{p1}$ y $\log K'_{p2}$ - Valores logarítmicos de la conductividad hidráulica obtenidos para los periodos 1 y 2, respectivamente
$(\log K'_{p1} - \log K'_{p2})$ - Diferencia de los valores logarítmicos para los periodos 1 y 2
Val. Max y Val. Min - Valores extremos superior e inferior, respectivamente, de la serie de datos en valor absoluto
Promedio del valor absoluto - Promedio del valor absoluto de la diferencia $(\log K'_{p1} - \log K'_{p2})$
Med. Geom - Valor de la media geométrica

Tabla 3 Resultados de 58 Pruebas de Permeabilidad duplicadas hasta con 70 días de diferencia e interpretadas por el método de Hvorslev

En la tabla 4 se muestran los resultados integrados para las tres planicies lacustres (Chalco, Texcoco y Cd. de México), en un total de 225 pruebas, realizadas en el año de 1994 a profundidades de 2 a 85 m de profundidad, todas ellas empleando el método de Hvorslev. Los valores de conductividad hidráulica varían de  $2.20E-11$  hasta  $5.2E-06$  m/s y tienen una media geométrica de  $1.14E-09$  m/s.

#### **IV.2.1 Distribución de frecuencias de la conductividad hidráulica**

En la figura 11a se muestra la distribución de frecuencias para el total de 152 pruebas realizadas en la planicie de Chalco en 1994. Recuérdese que 44 de estas pruebas fueron interpretadas por los métodos de Hvorslev y Bower-Rice, y fueron descritas en el apartado anterior. En esta figura se observa que la conductividad hidráulica varía hasta seis órdenes de magnitud, desde  $E-11$  m/s hasta  $E-06$  m/s con una distribución bimodal, y frecuencias dominantes en los rangos  $E-10$  y  $E-9$  m/s; en los que se concentran el 69% de los resultados. La media geométrica calculada para las 152 pruebas realizadas en la planicie de Chalco es de  $1.48E-09$  m/s.

La figura 11b corresponde a la distribución de frecuencias en la planicie de Texcoco, donde se realizaron 48 pruebas de permeabilidad, en el año de 1994 hasta profundidades de 14 m. La figura muestra una variación de la conductividad hidráulica hasta de 4 órdenes de magnitud, desde  $E-11$  a  $E-07$  m/s; donde la distribución es bimodal sesgada a la derecha con frecuencias dominantes en los rangos de  $E-10$  y  $E-9$  m/s, que concentran el 86 % de las pruebas. La media geométrica tiene un valor de  $1.81E-09$  m/s.

Rudolph et al., (1991) y Pitre (1994) obtuvieron resultados semejantes en Pruebas de Permeabilidad en la planicie de Texcoco. Rudolph et al., (1991) en 50 piezómetros instalados en los primeros 20 m de profundidad, encontraron que los valores de conductividad hidráulica varían de  $2.3E-9$  a  $2.5E-7$  m/s; mientras que Pitre (1994), en tres sitios que integran 34 piezómetros instalados a menos de 30

2	S1-3	6 485	5 86E-10
3	S1-4	11 49	1 63E-09
4	S1-5	15	7 68E-11
5	S1-6	17 46	1 96E-10
6	S1-10	23 51	9 10E-11
7	S1-9	26 51	4 99E-10
8	S1-8	29	1 41E-10
9	S1-7	32 43	1 05E-10
10	S2-17	3	5 20E-06
11	S2-16	4	6 34E-09
12	S2-15	5	8 40E-09
13	S2-14	5	5 00E-10
14	S2-13	6	4 46E-09
15	S2-12	7	9 24E-09
16	S2-11	8	1 80E-08
17	S2-10	9	8 33E-09
18	S2-9	10	6 46E-09
19	S2-8	10	7 80E-09
20	S2-7	11	1 51E-08
21	S2-6	12	1 77E-09
22	S2-5	13	4 40E-09
23	S2-4	14	3 00E-09
24	S2-3	15	4 53E-09
25	S2-2	15	1 84E-09
26	S2-2C	17 5	2 08E-09
27	S2-4	20	1 75E-09
28	S2-21	22 5	4 80E-10
29	S2-5	30	4 90E-11
30	S2-22	35	1 74E-10
31	S3-6	2	3 70E-09
32	S3-10Z	3 5	1 74E-09
33	S3-5	5	1 75E-08
34	S3-4	7 5	6 46E-07
35	S3-12Z	9 54	1 78E-08
36	S3-11	10	2 72E-08
37	S3-7	12 5	1 70E-09
38	S3-14Z	12 8	6 35E-10
39	S3-15Z	14 6	8 36E-10
40	S3-13	15	7 02E-09
41	S3-18Z	16	1 77E-09
42	S3-16Z	17 1	5 37E-10
43	S3-17Z	18 5	1 26E-09
44	S3-12	20	2 15E-09
45	S3-3	30	2 75E-10
46	S3-2	40	6 90E-11
47	S3-6	48	9 47E-11
48	S4-12Z	2 45	3 23E-08
49	S4-13Z	2 8	4 63E-08
50	S4-14Z	3 1	1 94E-09
51	S4-15Z	3 4	2 64E-08
52	S4-16Z	3 6	1 34E-07
53	S4-17Z	4	4 82E-10
54	S4-1	5	1 53E-08
55	S4-18Z	7 5	1 95E-09
56	S4-2	10	1 70E-08
57	S4-3	15	5 95E-09
58	S4-5	21 6	3 37E-10
59	S4-6	30	9 99E-10
60	S4-7	40	5 19E-11

61	S4-8	45	8 92E-11
62	S4-9	56	3 30E-08
63	S6-3	12	1 28E-09
64	S6-M4	14	4 15E-11
65	S6-M3	20	2 11E-10
66	S6-M2	26	4 70E-09
67	S7-6	5	8 48E-09
68	S7-5	10	3 73E-09
69	S7-4	15	8 37E-11
70	S7-2	25	5 30E-11
71	S7-1	30	5 78E-11
72	S7-M2	40	1 71E-10
73	S8-1	5	1 59E-09
74	S8-3	9	8 48E-10
75	S8-4	11	1 07E-09
76	S9-M1	3	4 35E-08
77	S9-M2	6	3 12E-08
78	S9-M3	12	7 92E-09
79	S9-M4	16	3 75E-09
80	S9-M5	20	1 75E-08
81	S9-M6	25	3 30E-10
82	S9-S1	85	2 20E-11
83	S10-1	3	4 88E-09
84	S10-2	6	5 69E-09
85	S10-3	12	2 00E-09
86	S10-4	16	7 95E-10
87	S10-5	20	3 95E-10
88	S10-6	25	9 41E-11
89	S10-7A	40	2 70E-10
90	S10-7B	30	1 60E-10
91	S10-8	54	3 30E-09
92	S11-1	8	2 28E-09
93	S11-2	12	2 58E-09
94	S11-3	16	8 10E-10
95	S11-4	20	5 04E-08
96	S11-5	28	5 80E-11
97	S13-1	5	1 63E-07
98	S13-4	20	1 13E-09
99	S17-1	5 8	4 96E-09
100	S17-2	12 47	1 77E-10
101	S17-4	27 28	4 74E-11
102	S18-1	5	3 47E-09
103	S18-2	10	4 72E-10
104	S18-3	15	7 40E-10
105	S18-4	20	2 47E-10
106	S18-6	50	6 84E-10
107	S19-10	2	1 15E-08
108	S19-10b	3	1 53E-08
109	S19-11	4	7 94E-08
110	S19-6	5	2 37E-09
111	S19-12	6	2 14E-09
112	S19-13	7	1 94E-09
113	S19-14	8	1 37E-09
114	S19-15	9	3 83E-08
115	S19-5	10	7 33E-08
116	S19-16	11	1 40E-09
117	S19-17	12	1 84E-09
118	S19-18	13	1 73E-09
119	S19-19	14	1 21E-08
120	S19-4	15	1 21E-09

121	S19-20	17 0	3 22E-09
122	S19-3	20	4 44E-09
123	S19-9	22 5	1 16E-10
124	S21-1	2 22	1 09E-09
125	S21-2	4 19	3 94E-10
126	S21-3	6 12	9 17E-10
127	S21-4	8 035	2 77E-09
128	S21-5	9 92	2 36E-10
129	S21-6	11 86	1 76E-10
130	S22-1	4 1	7 08E-11
131	S22-2	5 88	2 25E-08
132	S22-3	8 5	6 34E-09
133	S22-4	10 46	1 58E-10
134	S23-4	4	1 37E-08
135	S23-2	6	4 47E-09
136	S23-1	8	8 11E-09
137	S23-3	10	6 00E-11
138	S23-5	12	3 64E-10
139	S24-2	3	1 06E-09
140	S24-3	4	9 80E-10
141	S24-4	6	5 34E-10
142	S24-5	8	2 34E-10
143	S24-6	10	1 23E-10
144	S24-7	12	4 66E-11
145	S24-8	14 2	7 08E-11
146	S25-3	3	1 99E-09
147	S25-4	3 86	3 96E-10
148	S25-5	4 89	2 12E-10
149	S25-6	5 95	2 47E-10
150	S25-7	6 88	1 42E-09
151	S25-8	7 86	1 36E-09
152	S25-9	8 87	7 92E-11

Texcoco			
153	S26-1	2	2 67E-09
154	S26-2	4	1 28E-10
155	S26-3	6	2 06E-09
156	S26-4	8	1 05E-09
157	S26-5	10	2 90E-10
158	S26-6	12	8 50E-10
159	S26-7	14	1 90E-10
160	S27-1	2	2 80E-10
161	S27-2	4	4 53E-10
162	S27-3	6	1 34E-10
163	S27-4	8	4 77E-10
164	S27-5	10	1 83E-09
165	S27-6	12	2 84E-10
166	S27-7	14	1 36E-10
167	S28-2	4	2 77E-10
168	S28-3	6	7 30E-09
169	S28-4	8	4 03E-09
170	S28-5	10	2 49E-09
171	S28-6	12	6 08E-08
172	S28-7	14	3 70E-09
173	S29-1	2	3 70E-10
174	S29-2	4	5 19E-10
175	S29-3	6	1 74E-07
176	S29-4	8	5 41E-10
177	S29-5	10	2 14E-09
178	S29-6	12	1 10E-09

180	S30-1	2	6 74E-10
181	S30-2	4	1 98E-07
182	S30-3	6	1 45E-09
183	S30-4	8	2 62E-09
184	S30-5	10	6 83E-10
185	S30-6	12	9 64E-08
186	S30-7	14	3 91E-09
187	S31-1	2	1 05E-08
188	S31-2	4	1 32E-09
189	S31-3	6	1 92E-09
190	S31-4	8	3 26E-09
191	S31-5	10	4 22E-09
192	S31-6	12	2 66E-07
193	S31-7	14	2 69E-09
194	S32-1	2	4 27E-10
195	S32-2	4	1 49E-08
196	S32-3	6	2 22E-09
197	S32-4	8	2 10E-09
198	S32-5	10	4 80E-09
199	S32-6	12	9 24E-10
200	S32-7	14	1 18E-10

Cd. de México			
201	S33-1	3 999	6 72E-10
202	S33-2	5 018	9 44E-09
203	S33-3	6 240	3 29E-09
204	S33-4	7 032	1 02E-08
205	S33-9	7 735	3 31E-10
206	S33-5	7 978	6 34E-10
207	S33-6	8 944	1 48E-09
208	S33-7	10 056	1 23E-09
209	S33-8	10 972	6 72E-11
210	S33-10	13 028	4 65E-10
211	S33-11	14 228	2 50E-10
212	S33-12	15 294	2 03E-10
213	S33-13	15 931	3 80E-11
214	S33-14	16 923	2 84E-10
215	S33-15	17 958	3 07E-11
216	S33-16	18 938	1 11E-10
217	S33-17	19 976	4 83E-11
218	S33-18	21 187	1 00E-10
219	S33-22	23 256	1 14E-10
220	S33-19	23 569	4 10E-11
221	S33-23	24 285	6 79E-11
222	S33-20	24 796	1 10E-10
223	S33-21	25 209	1 36E-10
224	S33-24	25 816	2 83E-10
225	S33-25	26 010	8 58E-11

Valor min	2 20E-11
Valor max	5 20E-06
Media geom	1 14E-09

Explicacion  
 Num - Numero progresivo  
 Prof - Profundidad del piezometro  
 K - Conductividad hidraulica  
 Valor min y Valor max - Valores extremos inferior y superior de la serie de datos, respectivamente  
 Med Geom - Valor de la media geometrica

Tabla 4 Resultados de 225 Pruebas de Permeabilidad interpretadas por el método de Hvorslev.

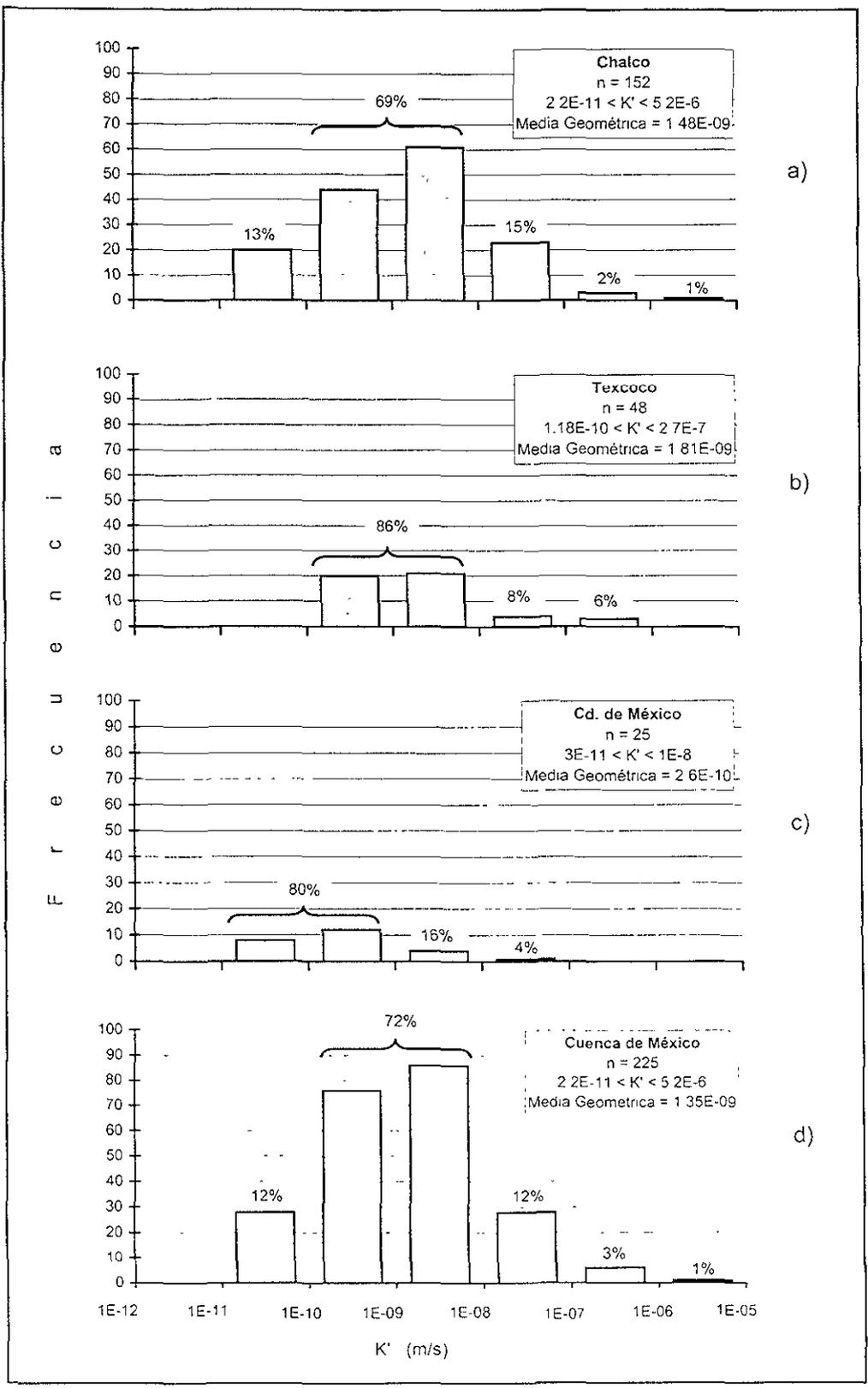


Figura 11. Distribución de frecuencias de la conductividad hidráulica en las planicies de:  
 a) Chalco, b) Texcoco, c) Cd. de México e  
 d) Integración de las tres (Parte meridional de la Cuenca de México).  
 Adicionalmente se indica el número de datos (n), la variación y la media geométrica de los valores de la conductividad hidráulica

m de profundidad cerca del evaporador solar, obtuvo una variación desde  $1.6E-10$  a  $2.6E-9$  m/s. La variación de los valores en los estudios anteriores y la obtenida para la planicie de Texcoco en esta tesis (figura 11b), se concentran en la tabla siguiente:

Fuente	Profundidad máxima (m)	Rango (m/s)
Rudolph et al., 1991	20	$2.3E-9$ a $2.5E-7$
Pitre, 1994	30	$1.6E-10$ a $2.6E-9$
Esta tesis	14	$1.18E-10$ a $2.7E-7$

Donde se observa que los resultados de esta tesis, son consistentes con los estudios mencionados.

En la figura 11c se muestra la distribución de los resultados correspondientes a la planicie de la Cd. de México. En esta figura se observa que la variación de la conductividad hidráulica es hasta de 4 órdenes de magnitud, entre  $E-11$  hasta  $E-08$  m/s, con una distribución de frecuencias bimodal, sesgada a la derecha, y frecuencias dominantes en los rangos  $E-11$  y  $E-10$  m/s, donde se concentran el 80% de los resultados. La media geométrica es de  $2.6E-10$  m/s.

Comparando las figuras 11a, 11b y 11c se puede observar que las frecuencias dominantes para Chalco y Texcoco se encuentran en el mismo rango de magnitud; mientras que las correspondientes al Centro Médico, en la Cd. de México, son un orden de magnitud menor. Situación similar ocurre con las medias geométricas. Las diferencias y semejanzas en estos resultados se discuten en apartados mas adelante.

En la figura 11d se integran los resultados de las 225 pruebas de permeabilidad realizadas en las planicies lacustres de Chalco, Texcoco y Cd. de México en el año de 1994. La distribución de frecuencias varía en seis órdenes de magnitud, con una distribución bimodal y frecuencias dominantes en los rangos de magnitud

de E-10 y E-9 m/s, con una media geométrica de  $1.35E-09$  m/s. El 72% de los valores de conductividad hidráulica se concentran entre E-10 m/s y E-09 m/s; solo el 12% de los valores se ubica un orden de magnitud por debajo de ese rango y el 16% por encima.

#### **IV.2.2 Distribución vertical de la conductividad hidráulica**

En esta sección se describen los perfiles de conductividad hidráulica para cada una de las planicies lacustres. La figura 12a muestra el perfil con 152 datos de conductividad hidráulica de la planicie de Chalco, de los cuales 129 piezómetros se ubican en el primer acuitardo, a profundidades entre 2 y 25 metros; 3 piezómetros se encuentran en las proximidades del primer acuífero salobre, entre 20 y 25 m de profundidad; 16 piezómetros se ubican en el segundo acuitardo, instalados entre 25 y 50 m de profundidad; 3 piezómetros están próximos al segundo acuífero salobre; y solo uno en el tercer acuitardo, instalado a una profundidad de 85 m. En la misma figura se presenta la columna hidroestratigráfica como referencia.

En el acuitardo somero los valores de la conductividad hidráulica varían hasta seis órdenes de magnitud, entre E-11 y E-06 m/s. En el segundo acuitardo, el rango de variación disminuye dos órdenes de magnitud, entre E-11 y E-10 m/s. En el tercer acuitardo solo se tiene un valor de  $2.2E-11$  m/s. De acuerdo con estas tendencias puede destacarse una reducción en la variación de la conductividad hidráulica con la profundidad. Los acuíferos salobres presentan una conductividad hidráulica que se encuentra entre  $2E-08$  y  $1E-07$  m/s, esto es entre 2 y 3 órdenes de magnitud mayor que en los acuitardos.

El perfil de la figura 12b corresponde a los resultados de la planicie de Texcoco, donde se tiene un total de 48 piezómetros instalados en el acuitardo somero hasta una profundidad de 14 metros. En esta figura se observa que los valores de conductividad hidráulica varían en cuatro órdenes de magnitud, de E-10 m/s a E-7 m/s. Se diferencian dos grupos de valores, uno que concentra el 90% de los resultados, entre los rangos de magnitud de E-10 y E-08 m/s; y el otro 10% que se

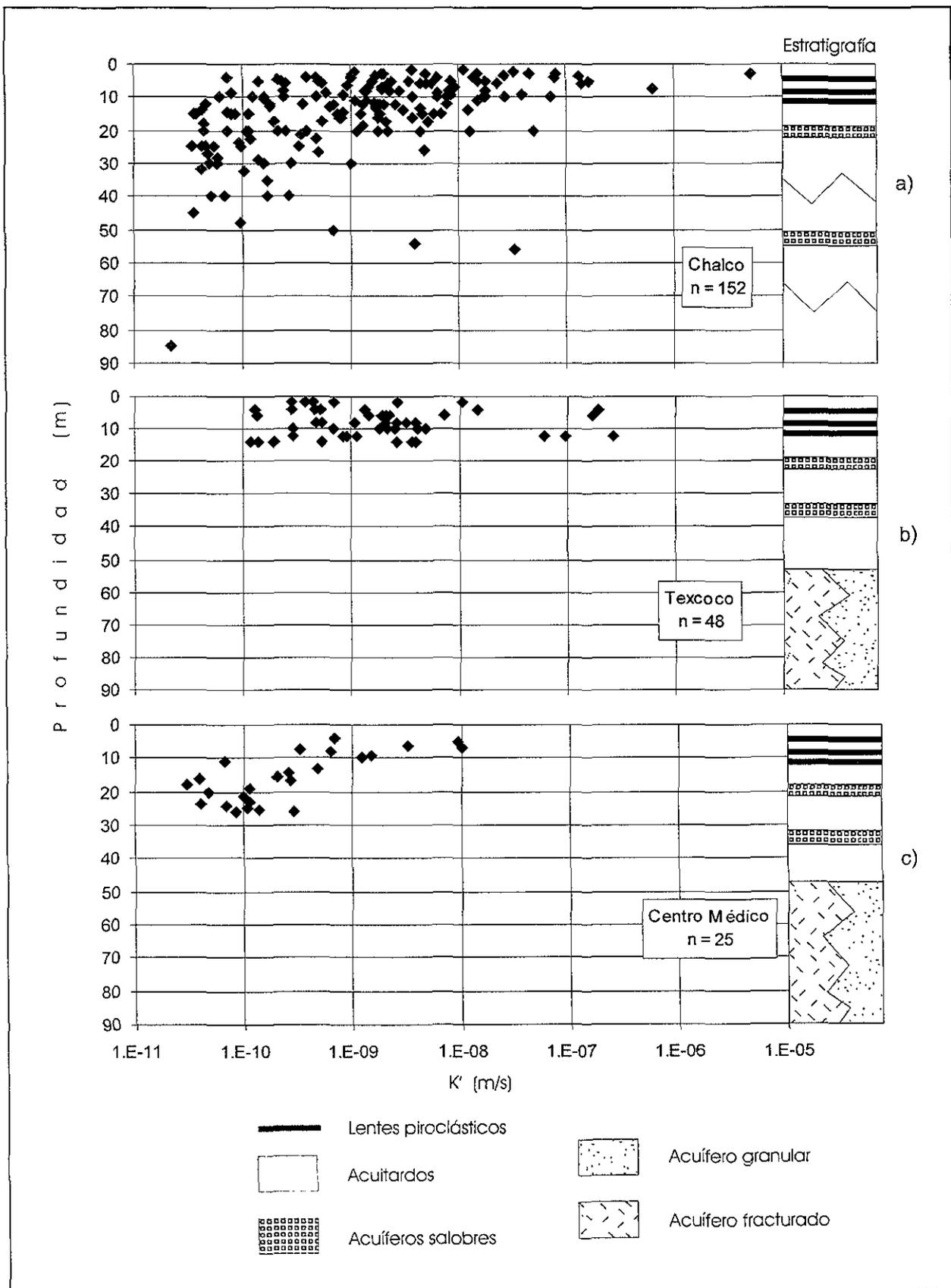


Figura 12. Perfiles de la conductividad hidráulica en las planicies de: a) Chalco, b) Texcoco y c) Cd. de México

ubica en las proximidades del rango de E-07 m/s. El primer grupo se asocia a piezómetros ubicados en el acuitardo y el segundo a la influencia de lentes de piroclastos interestratificados en el acuitardo como se describió en la sección de hidroestratigrafía.

En el perfil de la figura 12c se muestran los resultados obtenidos en la planicie de la Cd. de México. En esta figura se observa que los piezómetros se encuentran instalados en el acuitardo somero, que tiene un espesor de 25 m, y en la parte superior del segundo acuitardo, cuya base se encuentra entre 40 y 45 m de profundidad. La variación de los valores de la conductividad hidráulica en este perfil es de tres órdenes de magnitud en el acuitardo 1, de E-11 m/s a E-8 m/s; mientras que en el segundo acuitardo, ésta variación se reduce a un orden de magnitud, cercano a E-10 m/s.

Los rangos de variación de la conductividad hidráulica en las tres diferentes planicies se comparan en la figura 13, atendiendo a sus valores extremos y media geométrica. De esta figura se deriva que el rango de variación de la conductividad hidráulica en Chalco es de 6 órdenes de magnitud, en Texcoco de 4 órdenes de magnitud de variación) y en el Centro Médico 3. La media geométrica obtenida en Chalco y Texcoco son similares, mientras que en la Cd. de México es un orden de magnitud menor. Comparativamente se presenta el rango de variación eliminando los valores de la conductividad hidráulica en los acuíferos salobres y lentes de piroclastos.

Se realizó un análisis de regresión lineal y para obtener un mejor ajuste, se restaron los valores que proceden de las capas de piroclastos o cercanos a ellas, además fue conveniente utilizar los valores de la conductividad hidráulica en forma logarítmica. En la figura 14 se muestran los resultados de este análisis de regresión lineal entre la conductividad hidráulica y la profundidad para las tres planicies (Chalco, Texcoco y CD. de México). Los valores del coeficiente de correlación  $R^2$  para el ajuste de un polinomio de tercer grado es de  $R^2 = 0.3713$  donde se puede estimar que en las partículas finas de los depósitos lacustres,

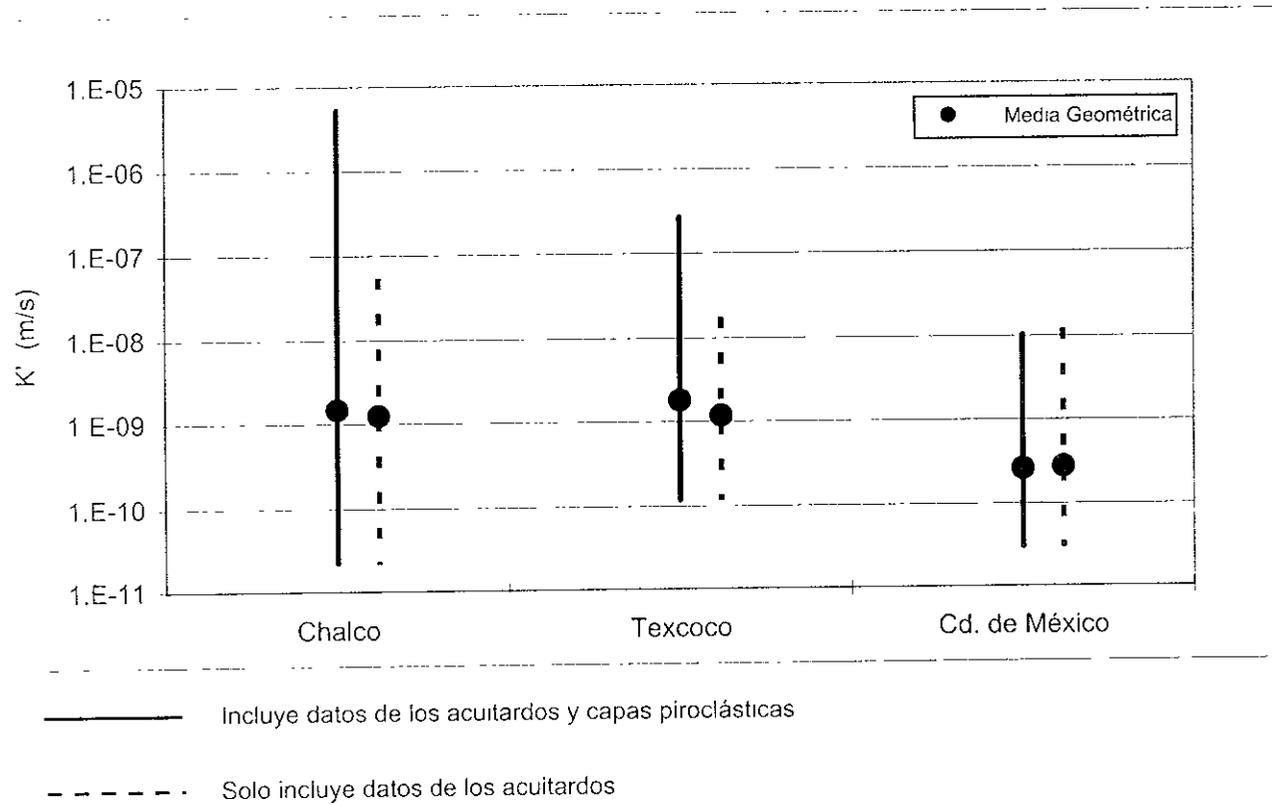
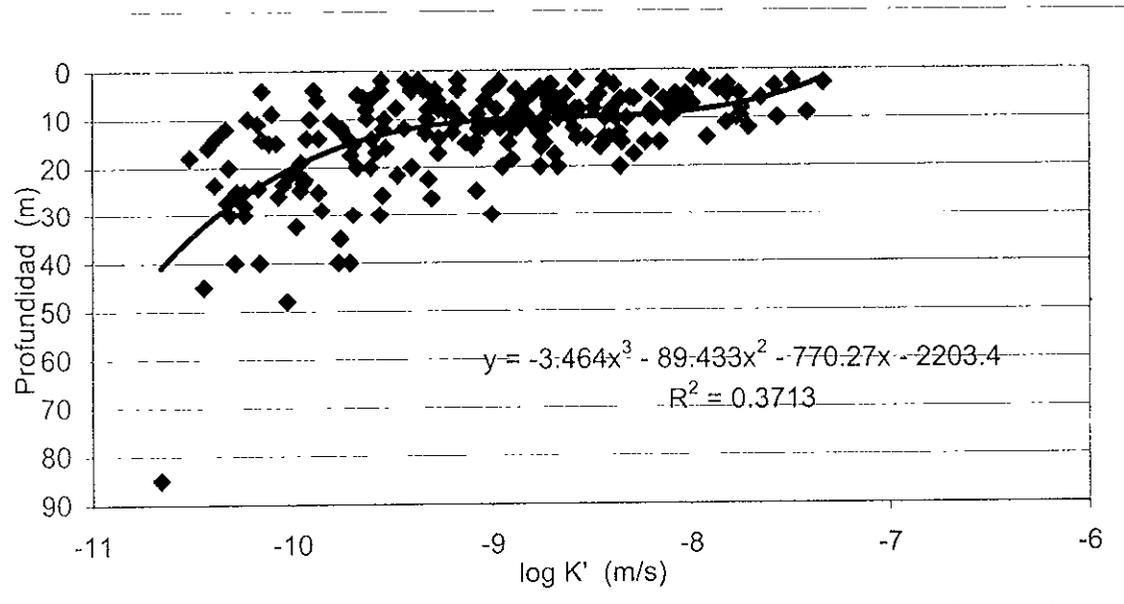


Figura 13 - Rangos de variación y media geométrica de la conductividad hidráulica en las planicies de Chalco, Texcoco y Cd. de México.



$R^2$ .- Coeficiente de correlación  
 $y$ .- Ecuación polinomial de ajuste a los puntos

Figura 14.- Regresión lineal para los resultados de las Pruebas de Permeabilidad realizadas en los acuitardos.

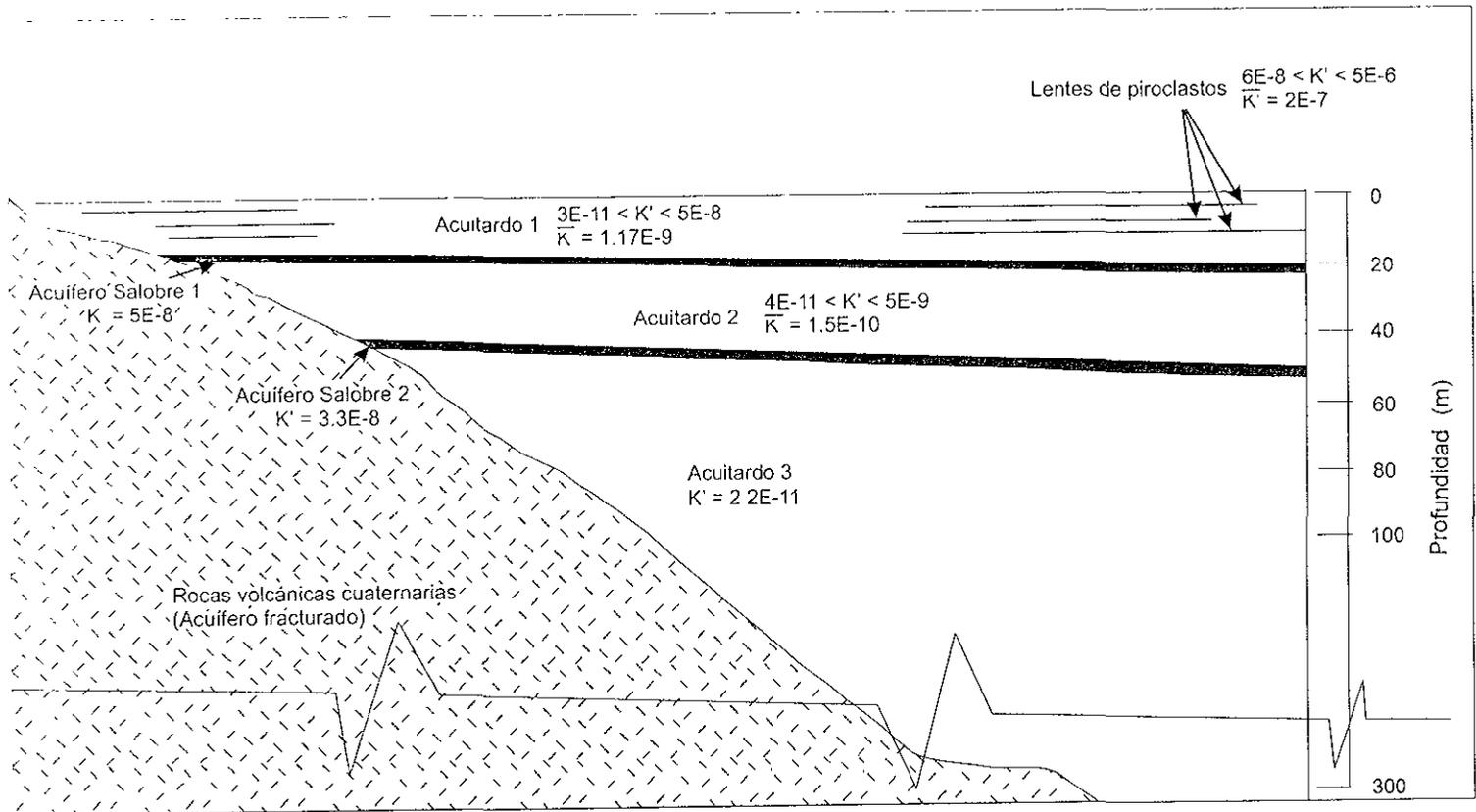
existe una escasa dependencia de la conductividad hidráulica con la profundidad con una relación de:  $Profundidad = -3.46(K')^3 - 89.43(K')^2 - 770.27(K') - 2203.4$ . El valor obtenido para la desviación estándar ( $s$ ) es de 0.77 y para la media ( $\mu$ ) de 9.05 con los que se obtiene un coeficiente de variación  $V = 8.5\%$

En la figura 15 se integran los resultados para las tres planicies y en ella se muestra la variación de la conductividad hidráulica y la media geométrica para las unidades hidroestratigráficas para las que se tienen varios datos, y en otras se indica el único valor obtenido ( $K'$ ), como es el caso de las unidades acuíferas salobres y el tercer acuitardo. De esta figura se observa que en el acuitardo 1 los valores de la conductividad hidráulica varían de  $3E-11$  a  $5E-8$  m/s con una media geométrica de  $1.17E-9$  m/s, mientras que en el acuitardo 2 la variación se reduce de  $4E-11$  a  $5E-9$  m/s e igualmente disminuye la media geométrica a  $1.5E-10$  m/s, y en el acuitardo 3 el único valor obtenido es de  $2.2 E-11$  m/s. Para los lentes de piroclastos la conductividad hidráulica varía de  $6E-8$  a  $5E-6$  m/s y tiene una media geométrica de  $2E-7$  m/s; mientras que en los acuíferos salobres, varía de  $3.3E-8$  a  $5E-8$  m/s.

#### **IV.2.3 Conductividad hidráulica registrada en 1990**

Adicionales a las 225 pruebas de permeabilidad realizadas en 1994, se interpretaron 37 pruebas de permeabilidad con datos de recuperación de nivel registrados en el año de 1990 (Ortega, 1993), en la planicie de Chalco. Los resultados de estas 37 pruebas se muestran en las figuras 16a y 16b. En la figura 16a se presenta la distribución de frecuencia de conductividad hidráulica y se observa que esta distribución es casi bimodal con frecuencia dominante en el rango de  $E-11$  y  $E-10$  m/s, los valores varían dentro de esos mismos intervalos y tienen media geométrica de  $6.41E-11$  m/s.

En la figura 16b se muestra la variación de estos 37 resultados con la profundidad, donde el rango de variación de los valores de la conductividad hidráulica disminuye con la profundidad de  $E-10$  hacia  $E-11$  m/s. Esta variación, es de 15 órdenes de magnitud en los primeros 12 m de profundidad (de  $1.7E-11$  a  $7E-10$



Los valores de la conductividad hidráulica se proporcionan en m/s.

Figura 15 Esquema que muestra las unidades hidrogeológicas de los depósitos lacustres y la variación de los valores de la conductividad hidráulica (K') para algunas de ellas y su media geométrica (K̄).

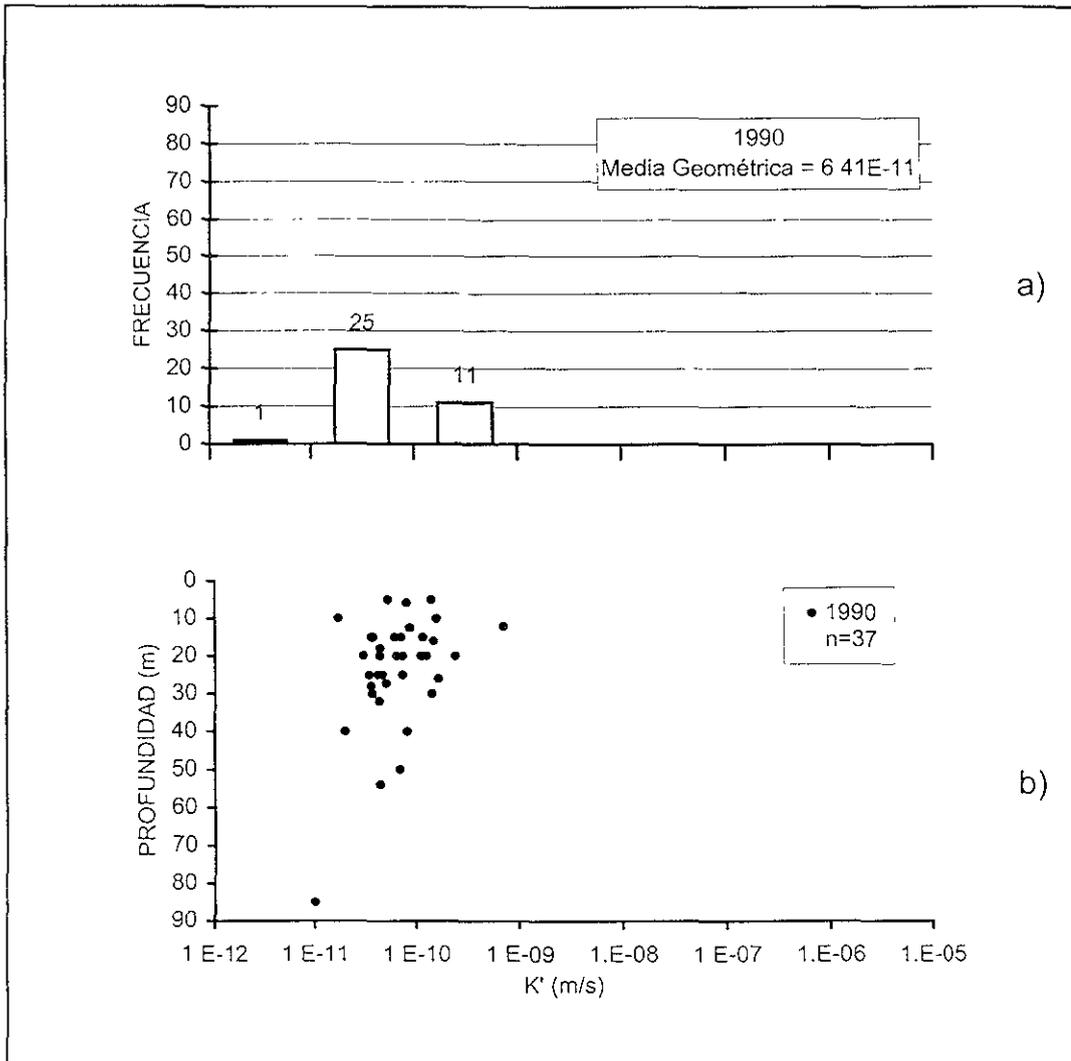


Figura 16. Resultados de 37 Pruebas de Permeabilidad realizadas en 1990: a) Distribución de frecuencias  
 b) Perfil.

m/s); de un orden de magnitud de 12 a 30 m de profundidad (de  $3E-11$  a  $2.4E-10$  m/s); de medio orden de magnitud entre 40 y 50 m de profundidad (de  $2E-11$  a  $8E-11$  m/s); y a 85 m de profundidad el único valor es de  $1E-11$  m/s. Estas tendencias son semejantes a las encontradas en el año de 1994.

#### **IV.2.4 Variación de la conductividad hidráulica con el tiempo**

De las 37 pruebas realizadas en 1990, 22 de ellas se repitieron en los mismos piezómetros en el año de 1994. En la tabla 5, se muestran estos 22 valores obtenidos de la conductividad hidráulica para los años de 1990 y 1994 ( $K'_{90}$  y  $K'_{94}$  respectivamente), los valores logarítmicos calculados en ambos casos ( $\log K'_{90}$  y  $\log K'_{94}$ ) y la diferencia logarítmica de estos valores ( $\Delta \log K'$ ). En esta tabla, se puede apreciar que la conductividad hidráulica se incrementó desde 0.11 hasta 1.88 órdenes de magnitud, y sólo en un caso, se registró su disminución con un orden de 0.02 a 27.3 m de profundidad. El error en el cálculo de la conductividad hidráulica por el método de Hvorslev se estima a partir de dos cálculos diferentes. El primero considerando el piezómetro de 85 m y el segundo con base en la diferencia máxima de las pruebas duplicadas en Chalco (58 pruebas duplicadas). Del piezómetro ubicado a 85 m de profundidad, donde el espesor total de la secuencia lacustre es de 300 m, no se esperarían cambios en las propiedades hidráulicas y cualquier diferencia se asocia a la estimación de la recta de ajuste del método y a las mediciones en campo. La diferencia entre dos diferentes series de mediciones, en valor logarítmico es de 0.34. Bajo esta consideración, las variaciones superiores a 0.34 órdenes de magnitud de la conductividad hidráulica corresponden a modificaciones importantes.

La distribución de estos 22 resultados de conductividad hidráulica con la profundidad, registrados en 1990 se muestra en la Figura 17a, y en la 17b los resultados de 1994. Comparando ambas figuras es notable la variación de la conductividad hidráulica en un periodo de 4 años, destacan las variaciones que se dan a través de la secuencia lacustre, siendo mayores en los primeros 20 m y

Chalco			Resultados de pruebas realizadas			
Sitio	Prof. (m)	$\Delta \log K'$	$K'_{90}$	$\log K'_{90}$	$K'_{94}$	$\log K'_{94}$
S19	5	1.65	5.25E-11	-10.28	2.37E-09	-8.63
S17	5.8	1.79	8.00E-11	-10.10	4.96E-09	-8.30
S18	10	1.44	1.70E-11	-10.77	4.72E-10	-9.33
S17	12.5	0.31	8.60E-11	-10.07	1.77E-10	-9.75
S18	15	1.02	7.07E-11	-10.15	7.40E-10	-9.13
S19	15	1.30	6.10E-11	-10.21	1.21E-09	-8.92
S10	16	0.74	1.46E-10	-9.84	7.95E-10	-9.10
S2	20	0.87	2.37E-10	-9.63	1.75E-09	-8.76
S18	20	0.92	3.00E-11	-10.52	2.47E-10	-9.61
S19	20	1.85	6.34E-11	-10.20	4.44E-09	-8.35
S3	20	1.24	1.25E-10	-9.90	2.15E-09	-8.67
	Promedio	1.19				
S10	25	0.11	7.24E-11	-10.14	9.41E-11	-10.03
S6	26	1.46	1.62E-10	-9.79	4.70E-09	-8.33
S17	27.3	-0.02	5.00E-11	-10.30	4.74E-11	-10.32
S11	28	0.21	3.56E-11	-10.45	5.80E-11	-10.24
S2	30	0.12	3.66E-11	-10.44	4.80E-11	-10.32
S3	30	0.31	1.36E-10	-9.87	2.75E-10	-9.56
S10	40	0.52	8.14E-11	-10.09	2.70E-10	-9.57
S3	40	0.54	1.99E-11	-10.70	6.90E-11	-10.16
	Promedio	0.41				
S18	50	1.00	6.90E-11	-10.16	6.84E-10	-9.16
S10	54	1.88	4.40E-11	-10.36	3.30E-09	-8.48
	Promedio	1.44				
S9	85	0.34	1.00E-11	-11	2.20E-11	-10.66

Explicación

Sitio.- Sitio piezométrico

Prof.- Profundidad del piezómetro

$K'_{90}$  y  $K'_{94}$ .- Resultados de pruebas de permeabilidad realizadas en 1990 y 1994, respectivamente

$\log K'_{90}$  y  $\log K'_{94}$ .- Valores logarítmicos de los valores  $K'_{90}$  y  $K'_{94}$ , respectivamente

$\Delta \log K'$ .- Diferencia entre  $\log K'_{94}$  y  $\log K'_{90}$

Promedio.- Promedio aritmético de cada serie de datos

Tabla 5. Resultados de 22 Pruebas de Permeabilidad repetidas en los mismos piezómetros durante los años de 1990 y 1994, empleando el método de Hvorslev.

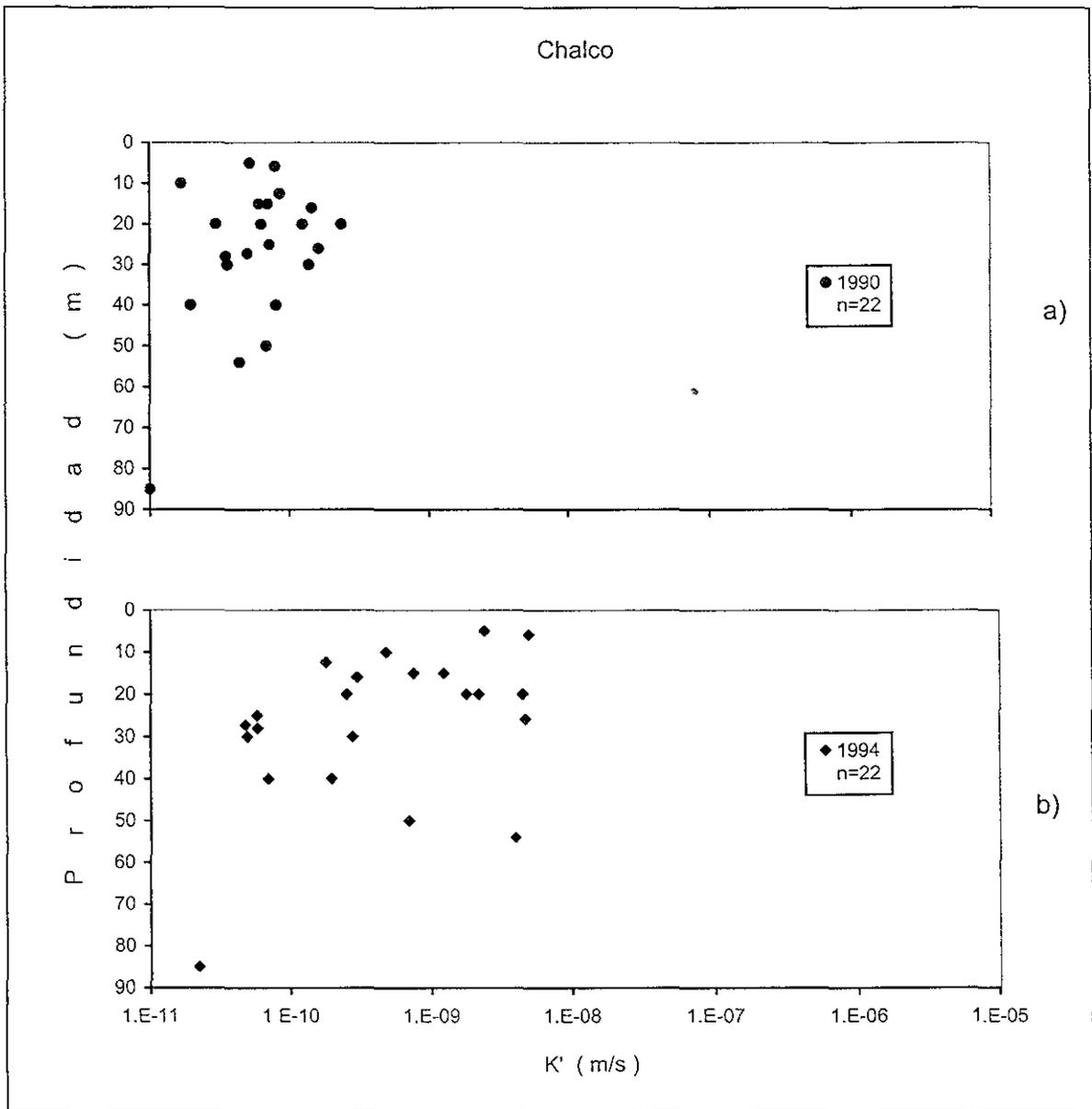


Figura 17. Perfiles de 22 Pruebas de Permeabilidad realizadas en los mismos piezómetros durante los años de:  
 a) 1990  
 b) 1994.

entre 50 y 55 m de profundidad; mientras que en la parte intermedia estas variaciones son menores.

En la figura 18 se indican mediante una gráfica los rangos de variación de la conductividad hidráulica obtenida entre 1990 y 1994, con la profundidad; así mismo se considera la posición de los piezómetros estudiados en función del espesor de la secuencia lacustre en el nido de piezómetros, esto es importante para identificar si las variaciones son en la base de la secuencia o en su parte superior. Los incrementos más importantes (de un orden de magnitud) como se observa en la tabla 5, se dieron en los piezómetros localizados en los primeros 20 m de profundidad, que corresponden al primer acuitardo; y en los piezómetros que se ubican en la base de la secuencia lacustre (de 1.5 ordenes de magnitud) que en general corresponde al segundo acuitardo, en contacto con la unidad acuifera granular o la de rocas volcánicas fracturadas. En esta misma figura se incluyen seis sitios de nidos piezométricos ubicados en el segundo acuitardo en zonas donde la secuencia lacustre tiene más de 100 metros de espesor. Los incrementos más importantes se dieron en los piezómetros de 50 y 54 metros cerca de Xico y en el piezómetro de 26 m, bajo uno de los canales.

Por otro lado, las variaciones menores de la conductividad hidráulica pero aún significativas (de 0.41 órdenes de magnitud), en este periodo se dieron en la parte superior del segundo acuitardo.

De lo descrito anteriormente se puede concluir que los incrementos principales de conductividad hidráulica se dieron tanto en el primer acuitardo, como en la base del segundo acuitardo, en las proximidades de la unidad acuifera granular o volcánica fracturada.

Para reforzar estas observaciones se realizó un análisis estadístico de los datos para cada año, donde se obtuvieron las distribuciones de frecuencias. En la figura 19a, se presenta la situación para el año de 1990 y en la figura 19b para 1994. En 1990, la variación de la conductividad hidráulica era entre  $E-12$  y  $E-10$  m/s, con una distribución cercana a la normal, donde el 73% de los valores se encuentra en el orden de  $E-11$  m/s y una media geométrica de  $5.96E-11$  m/s. En contraste, para

Chilco  
Incremento de K'  
1990-1994

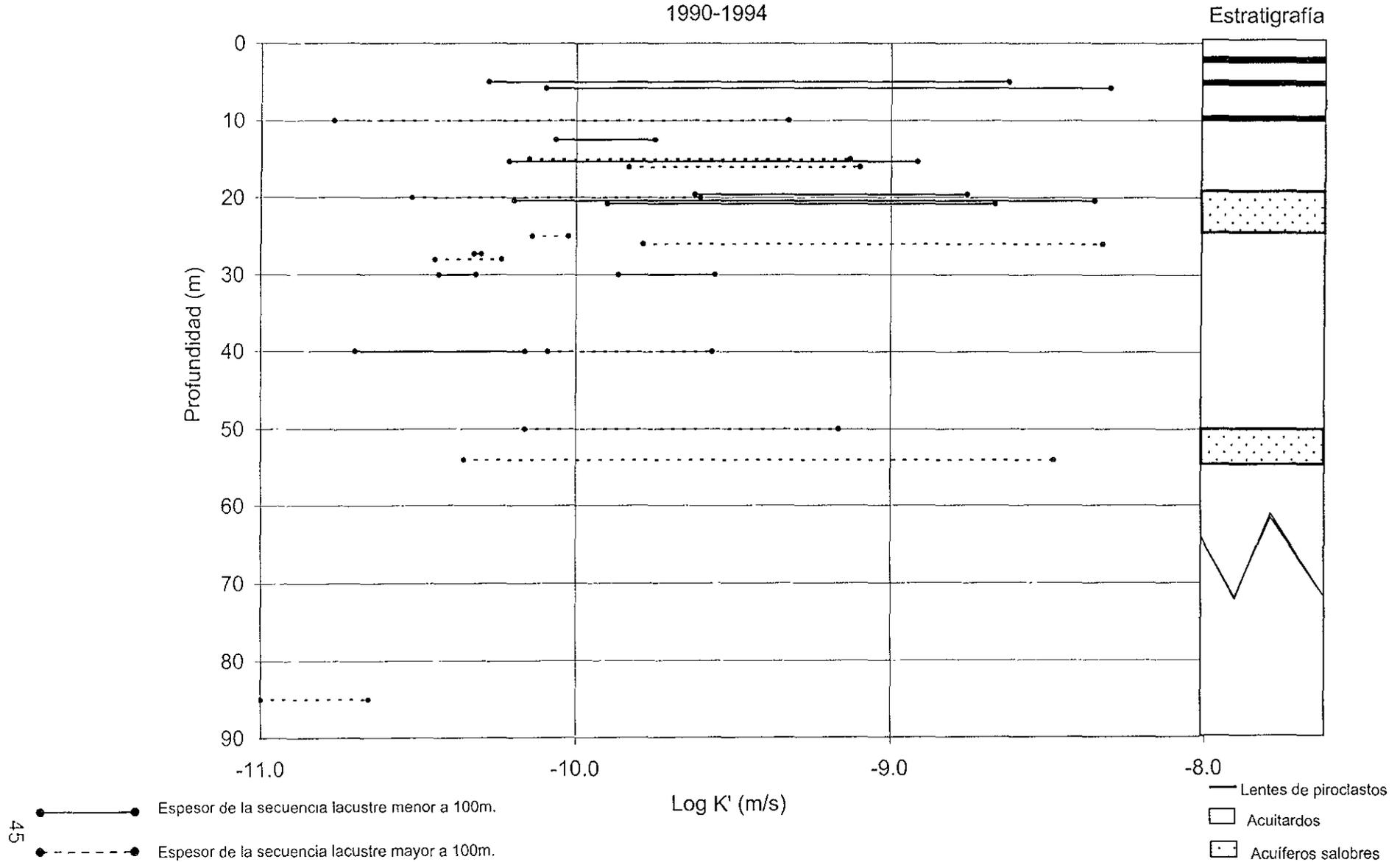


Figura 18. Perfil de la magnitud de los incrementos de la conductividad hidráulica de 1990 a 1994.

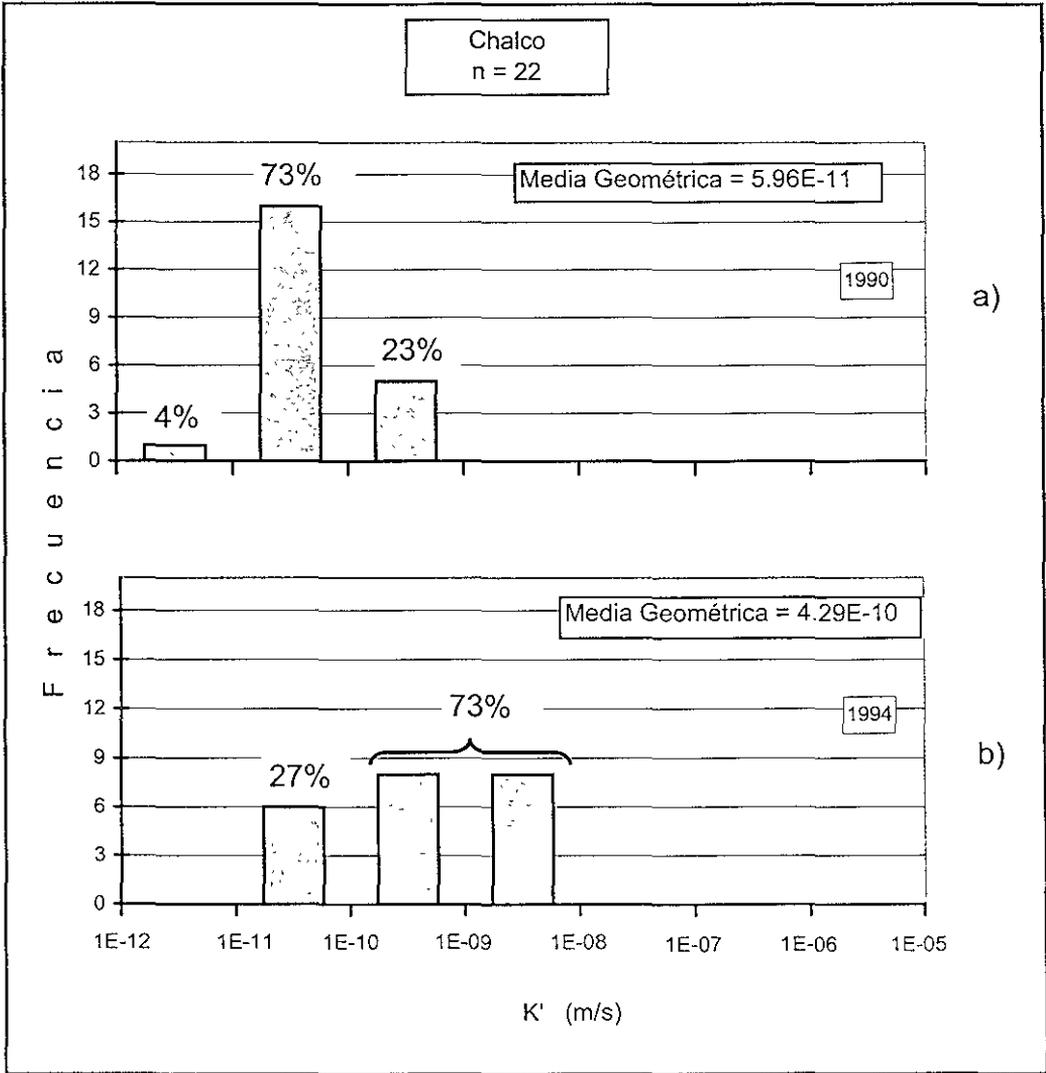


Figura 19. Distribución de frecuencias de 22 resultados de Pruebas de Permeabilidad realizadas en: a) 1990 y b) 1994.

el año de 1994, la distribución de frecuencias es totalmente diferente. Desaparecen los valores de la conductividad hidráulica en el rango de E-12 m/s; aparecen valores en el rango de E-9 m/s y se reduce el número de valores de la conductividad hidráulica en el rango de E-11 m/s.

#### **IV.2.5 Posibles causas del incremento de la conductividad hidráulica con el tiempo**

Los procesos que han sido reportados en la literatura y que pueden contribuir al incremento o disminución de la conductividad hidráulica con la profundidad y con el tiempo son: Cambios en la densidad del agua de poro debido a cambios de la temperatura o a mezclas con el agua meteórica, la consolidación, y el fracturamiento de los depósitos lacustres (Keller et al., 1986; Ruland et al., 1991; Rudolph y Frind, 1991; Ortega, 1993; Pitre, 1994; Ortega et al., 1999). Estos procesos se analizan a continuación:

##### **IV.2.5.1 Cambios de la conductividad hidráulica debido a la temperatura**

Con el fin de cuantificar el efecto que tiene el cambio de temperatura en la conductividad hidráulica, se utilizaron los valores extremos de temperatura y las respectivas densidades para el agua de poro en los depósitos lacustres de Chalco que reporta Domínguez (1996). El valor de permeabilidad (k) se obtuvo a partir de un valor intermedio de conductividad hidráulica, reportado en secciones anteriores y extrapolando de tablas, la densidad y viscosidad dinámica correspondiente a 25°C (Matthess, 1982). De donde resultan valores de:

$$T = 25^{\circ}\text{C}, \rho = 1.008 \text{ g/cm}^3, \mu = 1.53\text{E-}3 \text{ (kg/m}^2\text{)}\cdot\text{s}, K' = 5\text{E-}10 \text{ m/s}$$

Donde T es la temperatura,  $\rho$  la densidad,  $\mu$  la viscosidad dinámica y K' la conductividad hidráulica. De estos valores y de la relación

$$K' = k \frac{\rho g}{\mu}$$

donde  $g$  es la aceleración de la gravedad Se obtiene que la permeabilidad intrínseca tiene un valor de  $k = 7.6E-16 \text{ m}^2$ , valor que se utiliza en las siguientes determinaciones de la conductividad hidráulica.

Domínguez (1996) reporta que la temperatura en el agua de poro de los depósitos lacustres en Chalco oscila entre  $18.6^\circ\text{C}$  y  $30^\circ\text{C}$ , con densidades de  $1.011 \text{ g/cm}^3$  y de  $1.006 \text{ g/cm}^3$ , respectivamente. Por lo que el valor de la conductividad hidráulica ( $K'$ ) se estima de los siguientes valores:

Para  $T_1 = 20^\circ\text{C}$ ,  $\rho_1 = 1.011 \text{ g/cm}^3$ ,  $\mu_1 = 1.67E-3 \text{ (kg/m}^2\text{)}\cdot\text{s}$  (Matthess, 1982), y  $k = 7.6E-16 \text{ m}^2$ , resulta un valor de conductividad hidráulica a  $20^\circ\text{C}$  de  **$K'_1 = 4.7E-10 \text{ m/s}$**

Cuando la temperatura es de  $30^\circ\text{C}$ , se tiene:  $T_2 = 30^\circ\text{C}$ ,  $\rho_2 = 1.006 \text{ g/cm}^3$ ,  $\mu_2 = 1.326E-3 \text{ (kg/m}^2\text{)}\cdot\text{s}$  (Matthess, 1982), y  $k = 7.6E-16 \text{ m}^2$ . Por lo que el valor de la conductividad hidráulica a  $30^\circ\text{C}$  es  **$K'_2 = 5.76E-10 \text{ m/s}$**

Luego, la diferencia de  $\log K'_{T=30^\circ} - \log K'_{T=20^\circ} = (-9.23) - (-9.32) = 0.09$ , donde  $\log K'_{T=20^\circ}$  es el valor logarítmico de la conductividad hidráulica a  $20^\circ\text{C}$ , y  $\log K'_{T=30^\circ}$  el valor logarítmico de la conductividad hidráulica a  $30^\circ\text{C}$ . Los valores de conductividad hidráulica estimados para las máximas variaciones de temperatura registradas, difieren en 0.09 de orden de magnitud, diferencia demasiado pequeña, por lo que no es posible explicar mediante el cambio de temperatura del agua de poro los incrementos experimentados por la conductividad hidráulica en los de los depósitos lacustres.

#### **IV.2.5.2 Cambios de la conductividad hidráulica debido a cambios en la densidad del agua de poro**

En secciones mas adelante, se discute el fenómeno de mezcla que tiene lugar entre el agua de poro y el agua de reciente infiltración a partir de las mediciones de conductividad eléctrica. Este fenómeno a producido mezclas de agua menos densas hasta una profundidad de 20 m, cambios que pueden modificar los valores

de la conductividad hidráulica por depender esta de la densidad del agua involucrada. Al respecto, Domínguez (1996) reporta valores de densidad de  $1.0022 \text{ g/cm}^3$  como mínimo y de  $1.0133 \text{ g/cm}^3$  como máximo, a profundidades de 12 y 54 m respectivamente, valores que se utilizan para el cálculo de la conductividad hidráulica correspondiente.

Para el horizonte donde la densidad ha disminuído debido a que existe una importante mezcla entre el agua de poro y el agua de reciente infiltración se tienen los siguientes valores:  $\rho_3 = 1.0022 \text{ g/cm}^3$ ,  $\mu_3 = 1.275\text{E-}3 \text{ (kg/m}^2\text{)}\cdot\text{s}$  (Matthess, 1982), y  $k = 7.6\text{E-}16 \text{ m}^2$ .

De donde se calcula una conductividad hidráulica de  **$K'_3 = 5.97\text{E-}10 \text{ m/s}$** .

Para profundidades mayores a 20 m donde se asume que la densidad no ha registrado cambios, se tiene:  $\rho_4 = 1.0022 \text{ g/cm}^3$ ,  $\mu_4 = 1.275\text{E-}3 \text{ (kg/m}^2\text{)}\cdot\text{s}$  (Matthess, 1982), y  $k = 7.6\text{E-}16 \text{ m}^2$ . La conductividad hidráulica calculada es  **$K'_4 = 4.19\text{E-}10 \text{ m/s}$** .

Luego, la diferencia de  $\log K'_4 - \log K'_3 = (-9.377) - (-9.22) = 0.15$ , donde  $\log K'_3$  es el valor logarítmico de  $K'_3$ , y  $\log K'_4$  el valor logarítmico de  $K'_4$ .

Los valores de  $K'_3$  y  $K'_4$  correspondientes a las densidades máximas y mínimas del agua de poro reportadas en los depósitos lacustres de la Cuenca de México, difieren 0.15 órdenes de magnitud, que al igual que los valores de conductividad hidráulica calculados debido a cambios por temperatura, no explican diferencias de hasta dos órdenes de magnitud obtenidas en los valores de la conductividad hidráulica entre 1990 y 1994.

#### **IV.2.5.3 Cambios de la conductividad hidráulica debido a fracturamiento**

En varios estudios de Mecánica de Suelos se han reportado principalmente fracturas verticales en los primeros 15 m de profundidad en los depósitos lacustres de la Cuenca de México (Marsal y Mazari, 1959; Hiriart y Marsal, 1969; Juárez-Badillo, 1978; Murillo y García, 1978; Alberro, 1988). Por otro lado, Rudolph et al.,

(1991) en la planicie de Texcoco y Ortega (1993) en la planicie de Chalco, encontraron que fracturas del orden de 30 a 50  $\mu\text{m}$  de apertura y de 1 a 1.5 m de espaciamento, tienen influencia en el flujo de agua subterránea hasta profundidades de 20 a 25 m. Estos investigadores encontraron también, que existen fracturas a escala regional con hasta 1 m de apertura y de decenas a cientos de metros de longitud en la Cuenca de México, desconociéndose su continuidad a profundidad. Por su parte, Peralta y Fabi, (1989) indica que la abundancia de esqueletos fósiles de diatomeas y ostrácodos en los depósitos lacustres de la Cuenca de México, pueden favorecer la formación de superficies de debilidad dando lugar a fracturas.

En simulaciones de flujo de agua subterránea y transporte de solutos, la presencia de fracturas se ha demostrado al no lograrse reproducir perfiles bajo la consideración de un medio no fracturado. Rudolph et al., (1989) reprodujo un perfil de concentración de cloruros observado en campo mediante un modelo de medio poroso fracturado, ajustando con bastante exactitud los datos de campo de la planicie de Texcoco, ajuste que no se logró empleando un modelo de medio poroso no fracturado. Ortega, 1993 llegó a conclusiones similares en la planicie lacustre de Chalco estudiando profundidades mayores. Pitre (1994) simuló la evolución de los niveles piezométricos utilizando un modelo de medio poroso, con el que encontró que los resultados no eran compatibles con la información recopilada por la CAVM, sin embargo al suponer un medio poroso y fracturado, reprodujo apropiadamente los niveles piezométricos, así como la infiltración reciente de aguas de baja salinidad y de tritio. En estos estudios se ha reportado por observaciones en núcleos y en calibración de modelos, que el espaciamento de fracturas es entre 20 y 150 cm.

De esta manera, el incremento de los valores de la conductividad hidráulica en el primer acuitardo de 1990 a 1994, puede explicarse debido a la generación de micro-fracturamiento, posiblemente asociado a las variaciones del nivel freático, y a los cambios en el contenido de humedad de los depósitos lacustres. En el caso del incremento de la conductividad hidráulica de 50 a 56 m de profundidad, el

mecanismo más convincente sería debido a la falla del segundo acuitardo por incremento de los esfuerzos inducidos por la extracción en la unidad acuífera subyacente (Aguilar y Ortega, En preparación).

Por su parte, la reducción de la variación de la conductividad hidráulica en los perfiles puede responder a la reducción de la densidad de fracturas con la profundidad. Correspondiendo alta densidad de fracturas a variaciones de hasta 4 órdenes de magnitud de la conductividad hidráulica entre 0 y 20 m de profundidad (primer acuitardo); y menor densidad de fracturamiento entre 20 y 50 m (segundo acuitardo) donde la conductividad hidráulica varía de 2 a 3 órdenes de magnitud.

Los mínimos valores de la conductividad hidráulica obtenidos para los depósitos lacustres, se atribuyen que proceden de materiales poco afectados por el fracturamiento. La semejanza en los mínimos valores de la conductividad hidráulica para Chalco y Cd. de México indica semejanzas del estado estructural de la matriz, sin embargo para la planicie de Texcoco donde el límite inferior es un orden de magnitud mayor que en las otras dos planicies, se infiere que al menos hasta una profundidad de 14m esta matriz arcillosa está mas afectada por fracturas.

La conductividad hidráulica alcanza rangos mayores en Chalco, tal vez debido a que la extracción de agua del acuífero subyacente es más intensa en esta planicie que en la de Texcoco y mucho más que en la Cd. de México, lo que ha ocasionado mayor pérdida en el contenido de agua de poro en los depósitos lacustres de Chalco y Texcoco, y generado grietas por desecación a profundidades someras (Zawadzki, 1996), como también parecen sugerir la comparación de las medias geométricas y las frecuencias dominantes de la conductividad hidráulica para estas planicies. Esta presencia de grietas por desecación en el sitio de la Cd. de México, puede ser menor debido al riego frecuente a que está sometido el parque recreativo donde se encuentran instalados los piezómetros y porque se tiene el aporte de agua en el subsuelo por pérdidas en tuberías tanto de drenaje como de las redes de distribución de agua potable. La cubierta urbana existente en la Cd. de México es otro factor que puede contribuir a mantener saturados los depósitos lacustres evitando mayores pérdidas

por evaporación y el agrietamiento de estos materiales lacustres, mientras que en las planicies de Chalco y Texcoco esta cubierta casi no existe. Sin embargo, los esfuerzos a que están sometidos los depósitos debido al peso de la infraestructura urbana en la planicie de la Cd. de México, puede contribuir a la compactación de los materiales arcillosos.

### **IV.3 Carga hidráulica**

#### **IV.3.1 Carga hidráulica dentro de una fractura regional y fuera de ella**

La sección A-A' ubicada en la figura 9 se representa en la figura 20, donde se muestran dos sitios de piezómetros convencionales, uno dentro de una fractura y otro fuera de ella (S3 y S4, respectivamente). En esta figura los piezómetros tipo "drive point" del sitio S3 están dentro de una fractura regional o muy próximos a ella; en esta misma fractura se encuentran instalados piezómetros electrónicos aproximadamente a 30 m hacia el sur de los piezómetros convencionales o "drive point". Esta fractura tiene en la superficie hasta 0.8 m de apertura y alcanza 500 m de longitud (Zawadzki, 1996), de acuerdo a Ramírez (1995) a cortado la primer capa de piroclastos y puede extender su efecto hasta la unidad acuífera fracturada subyacente, situado a 56 m de profundidad en esta localidad. La fractura se identifica en la superficie debido a que el material de relleno limo-arenoso (Zawadzki, 1996) no la ha cubierto totalmente. El sitio de piezómetros convencionales S4 se ubica a 20 m en distancia perpendicular a la traza de la fractura regional, y es un sitio que aparentemente no está afectado por fracturas. La carga hidráulica fue medida en los piezómetros convencionales en el año de 1994 y está referida al nivel de la superficie, y las mediciones correspondientes a los sitios piezométricos S3 y S4 se muestran en perfil en la figura 21. En esta figura se muestra que la carga hidráulica registrada disminuye con la profundidad con dos tendencias principales: decrece mínimamente en los primeros 30 y 20 m de profundidad en los sitios S3 y S4, respectivamente; y a mayores profundidades, los gradientes hidráulicos son mayores. En el contacto de la

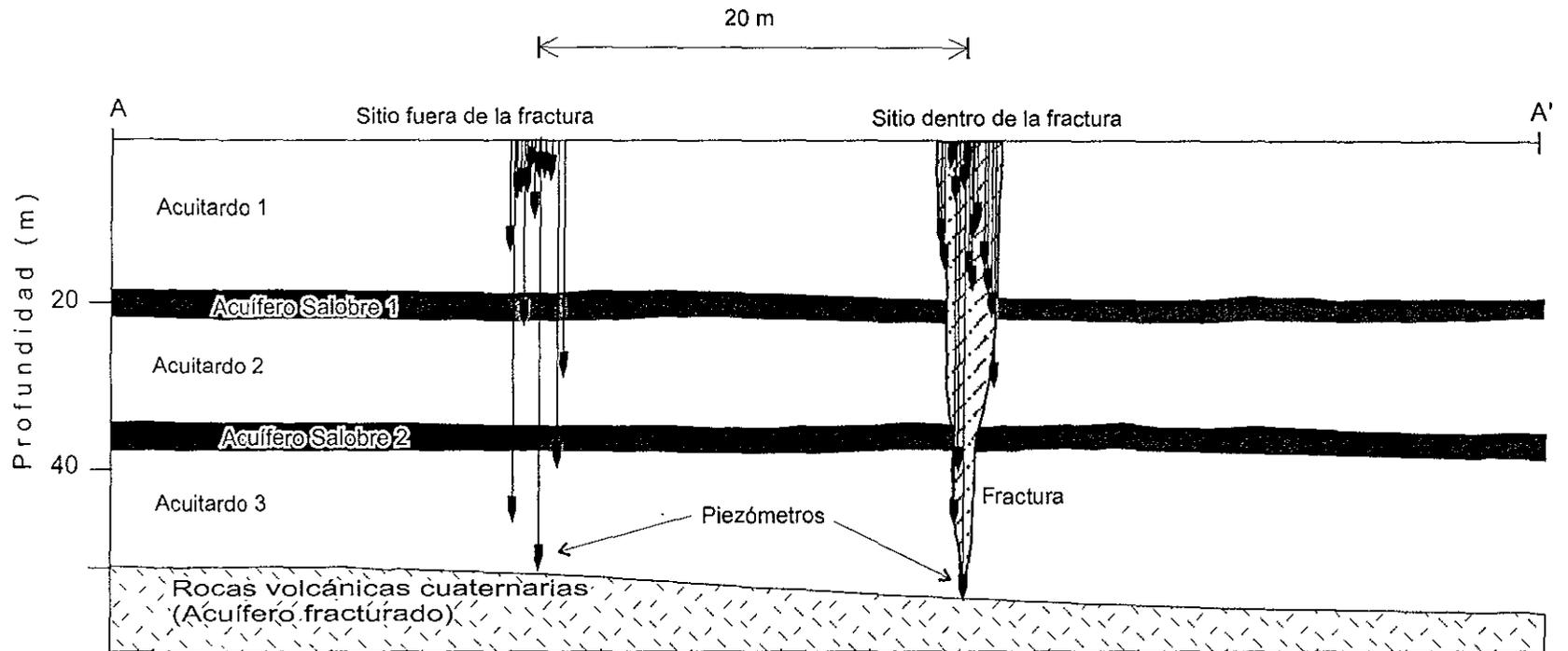


Figura 20. Sección A-A' mostrando los piezómetros de los sitios S3 y S4, instalados dentro y fuera de una fractura, respectivamente.

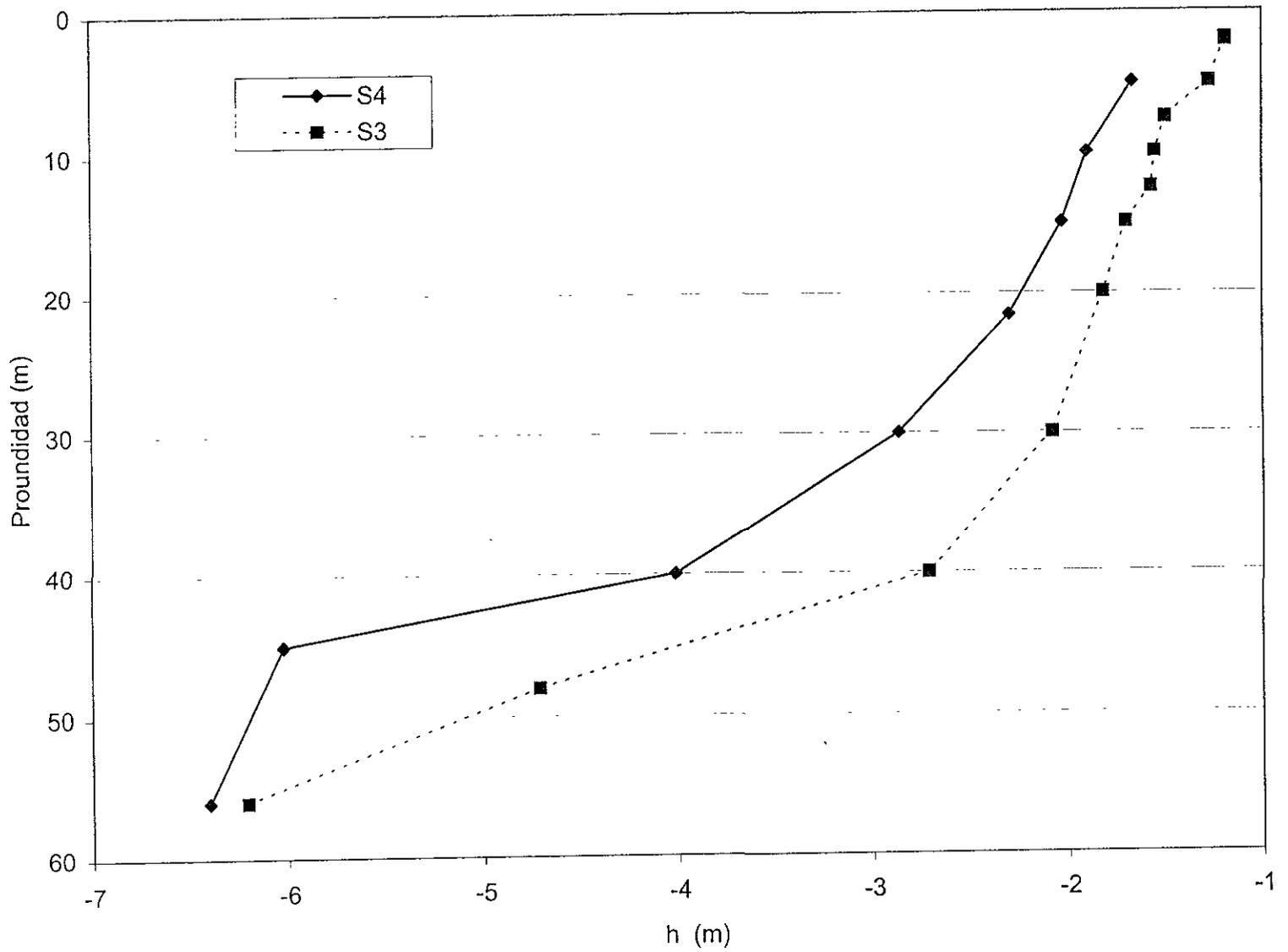


Figura 21. Carga hidráulica en los sitios S3 y S4, ubicados dentro y fuera de una fractura, respectivamente.

secuencia lacustre con el acuífero fracturado, la carga hidráulica de ambos sitios es muy semejante.

Esto indica movimiento de agua subterránea descendente con gradientes hidráulicos bajos en los primeros 30 y 20 m correspondientes con las mediciones dentro y fuera de la fractura, gradientes que aumentan progresivamente con la profundidad. En este trabajo se denomina: Zona Hidráulica Superior, a la zona somera de los depósitos lacustres con gradientes hidráulicos bajos (en general, menores a 0.2 m/m); y Zona Hidráulica Inferior, a la zona que se encuentra a mayor profundidad dentro de los depósitos lacustres y tiene gradientes hidráulicos altos (mayores a 0.2 m/m).

#### **IV.3.2 Carga hidráulica en piezómetros electrónicos**

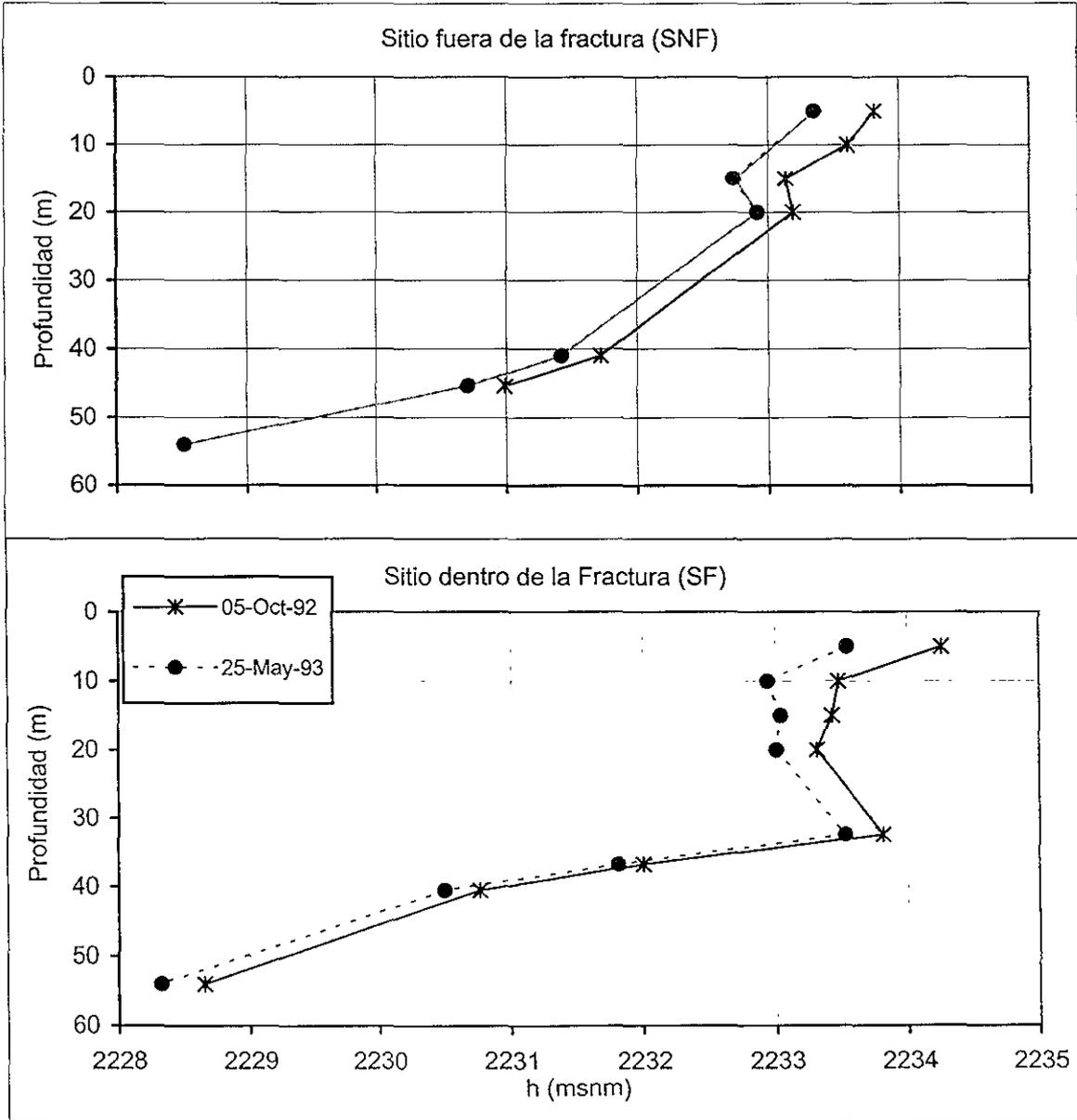
Adicionalmente, la carga hidráulica fue registrada cada hora por 15 piezómetros electrónicos del tipo "vibrating wire piezometer" instalados por Ortega (1993) en dos sitios: uno dentro de una fractura y otro fuera de la fractura (sitios SF y SNF, de la figura 9, respectivamente). Ambos sitios están ubicados 30 m aproximadamente, al sur de los sitios de piezómetros convencionales S3 y S4. El sitio de piezómetros electrónicos "dentro de la fractura" está instalado en la misma fractura que el sitio S3, y el sitio "fuera de la fractura" está a 20 m de la traza de dicha fractura, en donde aparentemente, no existe fracturamiento.

Con el fin de tener contrastes en los registros de la carga hidráulica a diferente profundidad en una época de precipitación alta y baja, se seleccionaron los registros de los piezómetros electrónicos del período del 5 de octubre de 1992 (época de precipitación alta) y del 25 de mayo de 1993 (época de precipitación baja, Ramírez, 1995).

En las figuras 22a y 22b, se muestran los perfiles de carga hidráulica registrada en los piezómetros electrónicos para el sitio fuera de la fractura y para el sitio dentro de la fractura, respectivamente.

En la figura 22a se muestra que para los dos periodos seleccionados, la carga hidráulica tiene máximas variaciones en los primeros 20 m de profundidad;

Planicie de Chalco



a)

b)

Figura 22. Perfil de la carga hidráulica registrada en piezómetros electrónicos instalados:  
 a) Fuera de una fractura regional  
 b) Dentro de una fractura regional

3Oct - 25May	Sitio fuera de fractura (SNF)					
Profundidad	5		15	20	41	45.4
$\Delta h$	0.48		0.44	0.31	0.35	0.32
Promedio			0.46			0.33
	Mayor variación			Menor variación		

a)

3Oct - 25May	Sitio de fractura (SF)							
Profundidad	5	10	15	20	32.4	36.7	40.5	54
$\Delta h$	0.75	0.57	0.43	0.35	0.33	0.23	0.30	0.37
Promedio					0.48			0.30
	Mayor variación				Menor variación			

b)

Tabla 6.- Variación de la carga hidráulica en los piezómetros electrónicos instalados:

- a) Fuera de una fractura regional
- b) Dentro de una fractura regional.

mientras que en la figura 22b, correspondiente al sitio dentro de la fractura, la carga hidráulica tiene máximas variaciones hasta 33 m de profundidad.

La variación de la carga hidráulica ( $\Delta h$ ) del sitio fuera de la fractura se muestran en la tabla 6a. En esta tabla se observa que la carga hidráulica varía de 0.48 m a 0.44 m de 5 m a 15 m de profundidad, con un promedio de variación de 0.46 m en este intervalo; mientras que a mayor profundidad, esta variación es de 0.31 m a 0.35 m de 20 m a 45 m de profundidad, con un promedio de variación de 0.33 m.

En la tabla 6b, se muestra la variación de la carga hidráulica con la profundidad para el sitio dentro de la fractura. En esta tabla se muestra que entre 5 y 33 m de profundidad, la carga hidráulica varía de 0.75 m a 0.33 m con un promedio de 0.48 m; y que entre 37 y 54 m de profundidad, la variación es de 0.23 a 0.37 m con un promedio de 0.3 m.

Estos resultados son consistentes con los obtenidos en la medición de la carga hidráulica en piezómetros convencionales, en especial con los procedentes de los sitios S3 y S4, y se discuten mas adelante con los obtenidos en otros sitios piezométricos.

#### **IV.3.3 Variación del gradiente hidráulico con el espesor en los depósitos lacustres**

En los perfiles de la figura 23 se presentan 5 casos en donde se agrupan 28 perfiles de sitios piezométricos de acuerdo con el espesor local de los depósitos lacustres. En la figura 23a se observa que en el sitio S25, donde los espesores de depósitos lacustres son de 11 m aproximadamente, los primeros 5 m de profundidad son de gradientes hidráulicos bajos (Zona Hidráulica Superior), y en los siguientes 6 m de profundidad, aumenta sustancialmente el gradiente hidráulico (Zona Hidráulica Inferior). En la figura 23b, los sitios piezométricos están en espesores de depósitos lacustres de hasta 20 m, los gradientes son pequeños hasta una profundidad de 10 m aproximadamente, y aumentan de 10 a 18 m de profundidad. En la figura 23c los espesores son hasta de 40 m, y se tienen gradientes hidráulicos bajos de 2 hasta 20 m de profundidad y aumentan de 20 a 38 m de profundidad. En la figura 23d, donde la secuencia lacustre tiene

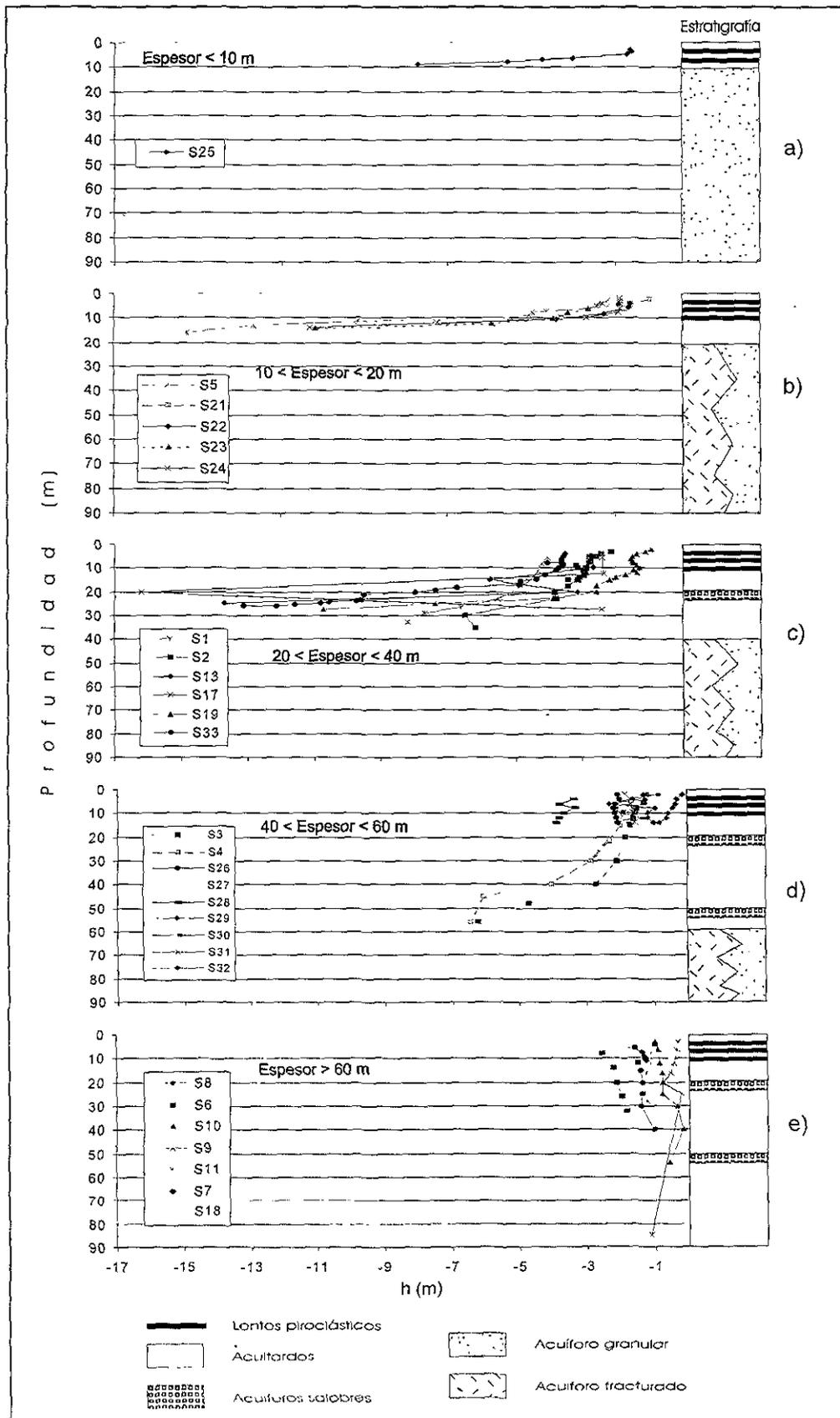


Figura 23. Carga hidráulica en los depósitos lacustres del sur de la Cuenca de México.

espesores promedio de 60 m, se tienen gradientes hidráulicos bajos de 2 hasta 30 m de profundidad, y aumentan estos gradientes de 30 a 56 m de profundidad. En la figura 23e estos espesores son entre 60 y 300 m, y los perfiles de carga hidráulica muestran gradientes hidráulicos bajos hasta una profundidad de 85 m, que corresponden a la Zona Hidráulica Superior.

A partir del comportamiento del gradiente hidráulico, se agruparon los valores registrados de acuerdo a gradientes bajos y altos. Los resultados de esta agrupación del gradiente se muestran en la tabla 7, de donde se observa que en la Zona Hidráulica Superior (tabla 7a) los gradientes hidráulicos varían de 0.004 a 0.32 m/m con media geométrica de 0.035 m/m, y el movimiento del agua subterránea es descendente en los sitios con espesores menores a 30 m, y solo en los sitios S6, S7, S10 y S18 de la planicie de Chalco y en los sitios S27, S28, S30, S31 y S32 de la planicie de Texcoco, el movimiento de agua subterránea es ascendente en los primeros 40-50 m de profundidad; en la Zona Hidráulica Inferior (tabla 7b) los gradientes hidráulicos varían de 0.14 a 2.1 m/m con media geométrica de 0.74 m/m, en esta zona el movimiento del agua subterránea es siempre descendente. En esta tabla, se observa que la Zona Hidráulica Superior, tiene valores de gradiente hidráulico menores a 0.2 m/m, con excepción del sitio S23 ubicado en la parte más delgada de los depósitos lacustres; y en la zona hidráulica inferior, el gradiente es mayor a 0.2 m/m, con excepción del sitio S4 cuyo gradiente hidráulico es de 0.14. En general, se distingue que la profundidad de la inflexión del gradiente hidráulico corresponde a la ubicación del lente de cenizas o acuífero salobre más profundo en cada perfil individual, lo que puede indicar el control que ejercen las capas de piroclastos en el comportamiento hidráulico de la secuencia lacustre.

#### **IV.3.4 Gradiente hidráulico por planicie**

De acuerdo a los valores del gradiente hidráulico, en la tabla 7 se observa que en la planicie de Chalco, la Zona Hidráulica Superior se presenta, con gradientes hidráulicos de 0.004 a 0.32 m/m, en los primeros 8 m de profundidad en la parte extrema de los bordes de la planicie; en los primeros 20 a 25 m en donde los



espesores son de 40 m; a más de 50 m en la parte central, donde los espesores de los depósitos lacustres alcanzan los 300 m de espesor; y la Zona Hidráulica Inferior se presenta, con gradientes hidráulicos de 0.14 a 2.1 m/m, entre 5 y 16 m de profundidad en los bordes, y de 40 a 85 m en la parte central.

En la planicie de Texcoco, únicamente se ha identificado la Zona Hidráulica Superior en los primeros 14 m, profundidad máxima de instalación de los piezómetros. En esta planicie, los valores del gradiente hidráulico varían de 0.006 a 0.09 m/m.

En el sitio de la Cd. de México donde los espesores de los depósitos lacustres son de 30 m, la Zona Hidráulica Superior se ha identificado en los primeros 11 m de profundidad con un valor para el gradiente hidráulico de 0.024 m/m, y la zona inferior se presenta entre 11 y 26 m de profundidad con un gradiente promedio de 0.84 m/m.

De estos resultados se observa que los bordes de la planicie de Chalco tienen un comportamiento hidráulico semejante a la planicie de la Cd. de México, mientras que el comportamiento de la parte central de la planicie de Chalco es semejante con el registrado en la planicie de Texcoco. Estos resultados indican que en sitios donde el espesor de los depósitos lacustres son semejantes, los valores del gradiente hidráulico son equivalentes. De esta manera se puede establecer una similitud entre los sitios S13, S2, S19, S17, S1 de la planicie de Chalco, con el S33 de la Cd. de México; y entre los sitios S3 y S4 de la planicie de Chalco con todos los sitios de la planicie de Texcoco (S26 a S32).

#### **IV.3.5 Gradiente hidráulico en piezómetros electrónicos**

Con el fin de comparar los valores de gradiente hidráulico obtenidos en piezómetros convencionales, se realizaron los perfiles respectivos para los registros de los piezómetros electrónicos. En la figura 24 se muestran los valores del gradiente hidráulico calculados y agrupados de acuerdo a la inflexión que se observa en el perfil de la carga hidráulica. En esta figura, el gradiente en la zona superior tiene valores de 0.018 m/m de 0 a 33 m de profundidad y de 0.04 m/m de 0 a 20 m de profundidad dentro y fuera de la fractura; y aumenta, a 0.24 m/m de

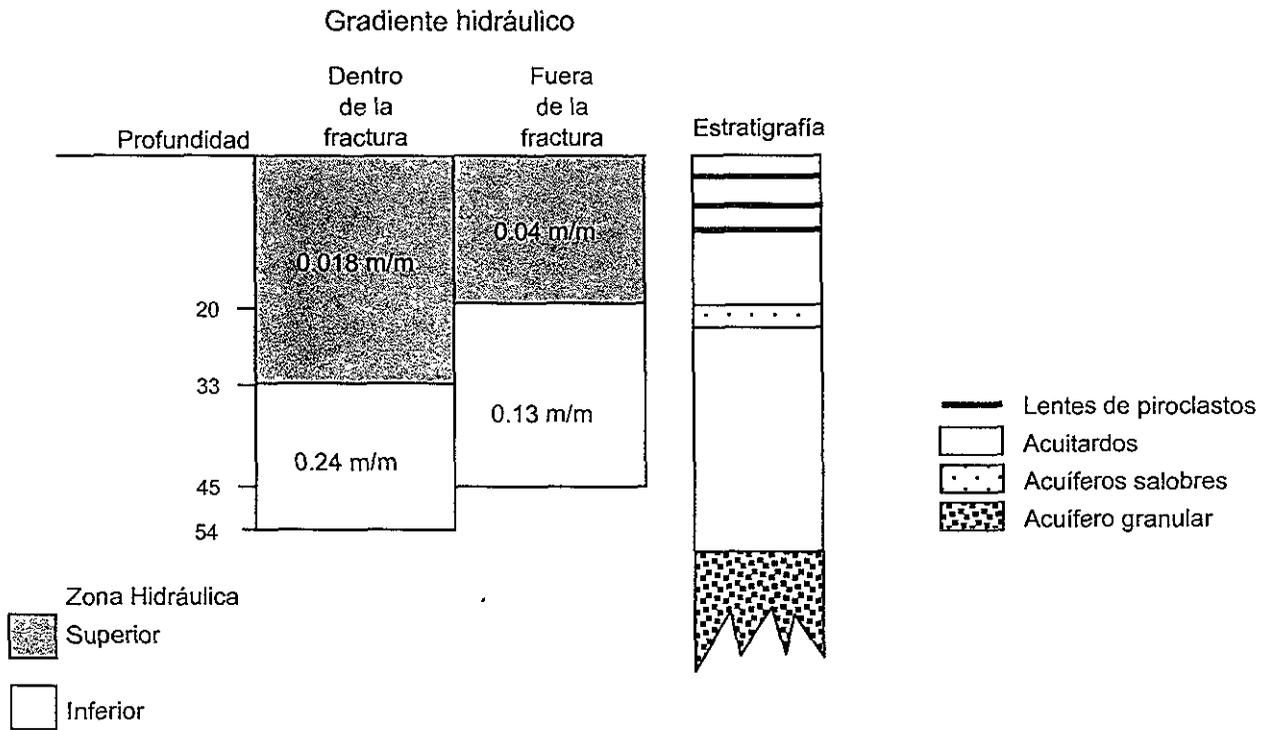


Figura 24. Gradientes hidráulicos registrados en piezómetros electrónicos ubicados dentro y fuera de una fractura regional, mostrando su valor de acuerdo a la Zona Hidráulica Superior e Inferior.

33 a 45 m de profundidad, y a 0.13 m/m de 20 a 45 m de profundidad, dentro y fuera de la fractura, respectivamente.

De estos resultados se observa que el comportamiento hidráulico de los sitios dentro y fuera de la fractura es semejante en los primeros 20 m del primero a los primeros 33 m del segundo, y corresponden sus valores del gradiente hidráulico con los obtenidos para la Zona Hidráulica Superior identificada mediante piezómetros convencionales. La Zona Hidráulica Inferior también se identifica a profundidades mayores de 20 y 33 m en los sitios dentro y fuera de la fractura, respectivamente.

El comportamiento del gradiente hidráulico puede ser explicado como la respuesta de la carga hidráulica a la despresurización del acuífero subyacente a través de los depósitos lacustres debido a la extracción de agua subterránea; así la influencia de esta despresurización es casi total en sitios donde el espesor de los depósitos lacustres es menor de 20 m, localizándose esta influencia a una distancia mínima de la superficie (3 a 4 m), distancia que aumenta proporcionalmente con el aumento del espesor de los depósitos lacustres.

Estos resultados son consistentes con los obtenidos por Ortega et al., (1999) y Rudolph et al., (1991). A partir de datos piezométricos del acuífero y del acuitardo, estos autores indican que el sistema de flujo regional no ha alcanzado el estado de equilibrio y continúa evolucionando. También encuentran movimiento descendente del agua subterránea y que el gradiente hidráulico se incrementa progresivamente con la profundidad en los depósitos lacustres de Chalco, debido a la despresurización del acuífero. El efecto de la extracción del acuífero, señalan los anteriores autores, afecta al total del espesor donde este es delgado, mientras que para espesores mayores de 100 m, no ha sido detectado por todo el paquete de depósitos, y reportan, que en espesores mayores a 100 m se tienen presentes condiciones semejantes a las existentes en el acuitardo previas a la extracción de agua de la unidad acuífera granular.

#### **IV.3.6 Variación del gradiente y conductividad hidráulica con la profundidad**

Con el fin de identificar la relación entre el gradiente y la conductividad hidráulica, se realizó una agrupación de acuerdo a la Zona Hidráulica Superior e Inferior del primero con los valores obtenidos de la conductividad hidráulica para los horizontes de partículas finas, los resultados de este análisis se muestran en la tabla 8. En esta tabla, los valores de la conductividad hidráulica de la Zona Hidráulica Superior varían de  $3.3E-10$  a  $1.4E-08$  m/s con una media geométrica de  $1.6E-09$  m/s; y en la tabla 8b, la conductividad hidráulica de la Zona Hidráulica Inferior, varía de  $4.3E-11$  a  $1.6E-9$  m/s y tienen media geométrica de  $1.87E-10$  m/s. En esta tabla 8, se puede observar que los valores de la conductividad hidráulica de la zona superior son mayores a  $3E-10$  m/s, mientras que en la zona inferior, en general son menores a dicho valor. Con estos resultados y los del gradiente hidráulico, se establece que el comportamiento de estos parámetros en los depósitos lacustres, son inversamente proporcionales.

Si los valores de conductividad hidráulica altos están asociados a la presencia de fracturas (sección de conductividad hidráulica anterior), los valores del gradiente hidráulico bajos, bien pueden ser una evidencia mas de la presencia de estas fracturas, cuya densidad se sugiere es mayor en la Zona Hidráulica Superior que en la Inferior. Un esquema de la distribución de la supuesta densidad de fracturas y su relación con los espesores de los depósitos lacustres se ilustra en la figura 25, donde también se presentan la variación y la media geométrica de los valores de la conductividad y gradiente hidráulicos, descritos anteriormente para cada zona hidráulica.

#### **IV.3.7 Variación del gradiente y la conductividad hidráulica con el espesor**

Con el fin de encontrar la relación entre el gradiente, la conductividad hidráulica y el espesor de los depósitos lacustres, se realizó el mismo análisis anterior para sitios ubicados en los bordes (espesores menores a 40 m) y en la parte central de la planicie (espesores mayores a 40 m). En la tabla 9a, se muestra que el

**K' en Zona Hidráulica Superior**

Chalco	Sitio	Espesor lac.	K' <sub>sup</sub> (m/s)	Interv. prof.
	S25	9	5.50E-10	3 - 5
	S22	14	2.10E-09	4 - 8
	S23	14	8.00E-09	4 - 10
	S24	14	6.00E-10	2 - 8
	S21	14	1.00E-09	2 - 8
	S19	30	5.50E-09	2 - 20
	S17	35	9.40E-10	6 - 14
	S1	35	4.60E-10	5 - 20
	S13	40	1.40E-08	5 - 20
	S2	40	6.50E-09	3 - 22
	S4	56	4.40E-09	2 - 30
	S3	56	3.50E-09	2 - 30
	S6	100	4.80E-10	8 - 32
	S7	100	3.30E-10	5 - 40
S18	100	7.30E-10	5 - 50	
S8	200	1.00E-09	5 - 11	
S10	300	7.50E-10	3 - 54	
S11	300	1.7E-09	8 - 28	
S9	300	3.4E-09	3 - 85	

Texcoco	Sitio	Espesor lac.	K' (m/s)	Interv. prof.
	S26	52	6.20E-10	2 - 14
	S27	52	3.40E-10	2 - 14
	S30	52	3.3E-09	2 - 14
	S32	52	1.50E-09	2 - 14
	S31	52	6.00E-09	2 - 14
	S28	52	5.10E-09	4 - 14
S29	52	1.6E-09	2 - 14	

Cd. de México	Sitio	Espesor lac.	K' (m/s)	Interv. prof.
S33	40	1.80E-09	4 - 11	

Med. Geom.	1.60E-09
Max.	1.40E-08
Min.	3.30E-10

a)

>
1
1
1
Diferencia en orden de magnitud

K'.- Conductividad hidráulica en los depósitos lacustres  
 Sitio.- Sitio piezométrico  
 Espesor lac.- Espesor local de los depósitos lacustres  
 K'<sub>sup</sub> y K'<sub>inf</sub>.- Media geométrica de la conductividad hidráulica en el intervalo de la zona superior e inferior, respectivamente  
 Interv. prof.- Intervalo de profundidad parcial o total, de la zona superior o inferior  
 Med. Geom.- Media geométrica  
 Max y Min.- Extremo superior e inferior, respectivamente de la serie de valores  
 >.- Signo mayor que. Comparación entre los valores de la media geométrica y los valores extremos de conductividad hidráulica

**K' en Zona Hidráulica Inferior**

Chalco	Sitio	Espesor lac.	K' <sub>inf</sub> (m/s)	Interv. prof.
	S25	9	4.40E-10	5 - 9
	S22	14	1.60E-09	8 - 11
	S23	14	1.50E-10	10 - 14
	S24	14	7.40E-11	8 - 14
	S21	14	2.00E-10	8 - 12
	S19	30	1.20E-10	20 - 28
	S17	35	4.70E-11	20 - 28
	S1	35	2.00E-10	20 - 35
	S2	40	1.60E-10	22 - 35
S3	56	8.10E-11	30 - 56	
S4	56	4.00E-10	30 - 56	


Cd. de México	Sitio	Espesor lac.	K' (m/s)	Interv. prof.
S33	40	9.60E-11	11 - 26	

Med. Geom.	1.87E-10
Max.	1.60E-09
Min.	4.70E-11

b)

Tabla 8. Resultados de conductividad hidráulica en los depósitos lacustres (K') en las Zonas Hidráulicas: a) Superior e b) Inferior

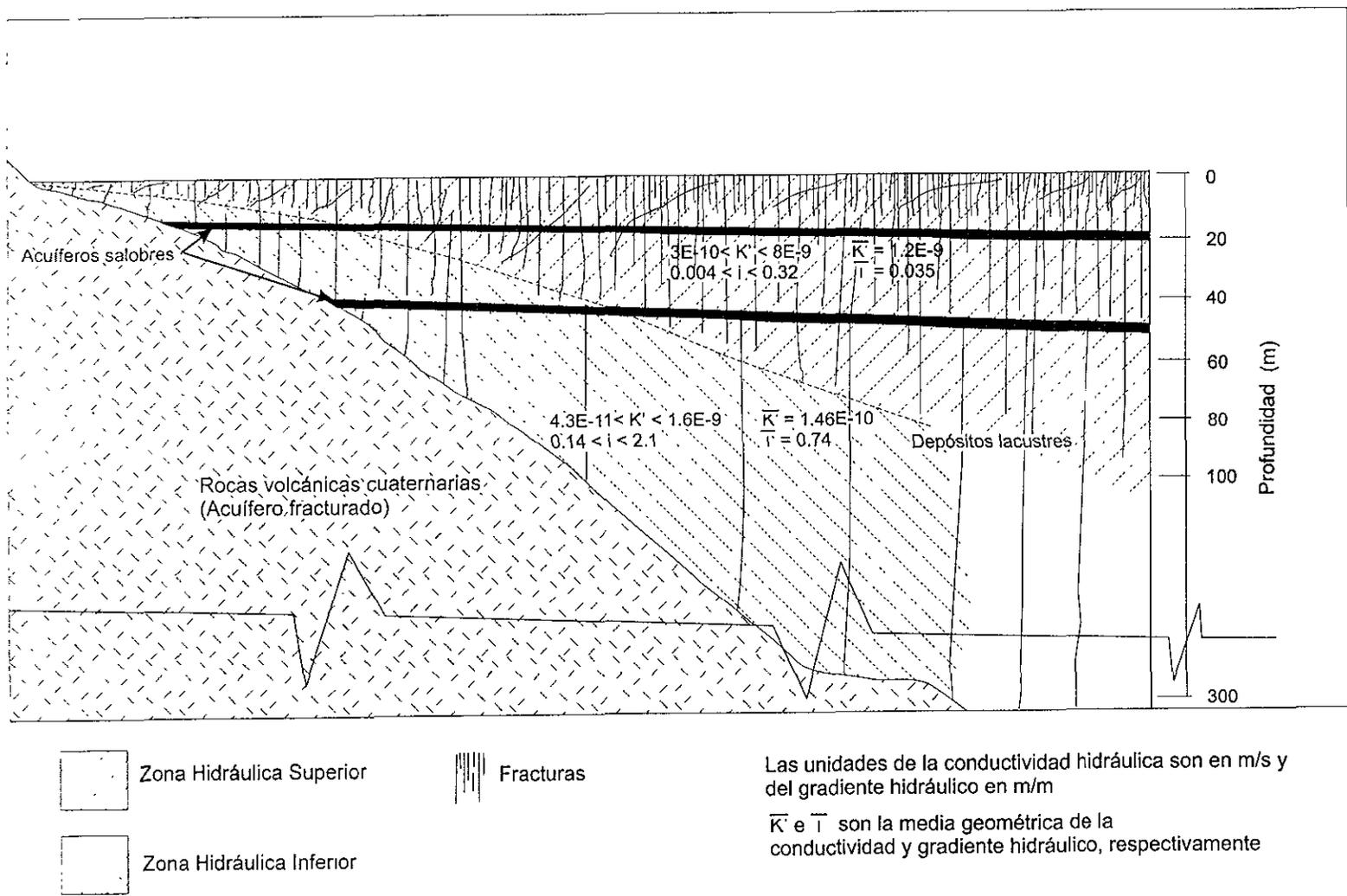


Figura 25. Esquema que muestra las Zonas Hidráulicas Superior e Inferior en los depósitos lacustres y la relación de sus espesores con la densidad de fracturamiento, así como los valores de la conductividad hidráulica ( $K'$ ) y del gradiente hidráulico ( $i$ ) por zona.

Gradientes en el centro de la planicie lacustre

Espesores de sedimentos lacustres > 40m

Sitio	Espesor lac	i (m/m)	Interv.prof.	Mov. Agua
S4	56	0.034	2 - 30	A
S3	56	0.030	2 - 30	D
S3	56	0.240	30 - 56	D
S4	56	0.150	30 - 56	D
S6	100	0.030	8 - 32	A
S7	100	0.016	5 - 40	A
S18	100	0.090	5 - 50	A
S8	200	0.057	5 - 11	A
S10	300	0.020	3 - 40	A
S10	300	0.02	40 - 54	D
S11	300	0.004	8 - 28	D
S9	300	0.017	3 - 85	D

Chalco

S26	52	0.006	2 - 14	D
S27	52	0.030	2 - 14	A
S28	52	0.016	4 - 8	A
S28	52	0.092	8 - 14	D
S29	52	0.057	2 - 14	D
S30	52	0.060	2 - 8	D
S30	52	0.01	8 - 14	A
S31	52	0.088	2 - 4	A
S31	52	0.011	4 - 14	D
S32	52	0.060	2 - 8	A
S32	52	0.01	8 - 14	D

Texcoco

Med. Geom	0.038
Max	0.240
Min	0.006

a)

<
1
1

Diferencia en orden de magnitud

S33	40	0.024	4 - 11	D
S33	40	0.840	11 - 26	D

Med. Geom.	0.214
Max.	2.100
Min.	0.004

b)

Explicación.

Sitio - Sitio piezométrico

i.- Valor del gradiente hidráulico

Espesor lac - espesor local de los depósitos lacustres

Interv. prof.- Intervalo de profundidad descrito por el gradiente hidráulico

Mov. Agua - Dirección del movimiento del agua de poro

Med. Geom.- Media geométrica

Max. y Min.- Extremos superior e inferior de la serie de datos

<- Signo menor que. Comparación entre los valores de la media geométrica y los valores extremos de gradiente

S25	9	0.060	3 - 5	D
S25	9	1.560	5 - 9	D
S22	15	0.017	4 - 8	D
S22	15	0.470	8 - 11	D
S23	15	0.320	4 - 10	D
S23	15	1.790	10 - 14	D
S24	15	0.006	2 - 8	D
S24	15	1.490	8 - 14	D
S21	15	0.230	2 - 8	D
S21	15	0.960	8 - 12	D
S5	17	1.300	3 - 6	D
S5	17	1.200	6 - 16	D
S19	30	0.090	2 - 20	D
S19	30	1.090	20 - 28	D
S17	35	0.004	6 - 14	D
S1	35	0.080	6 - 24	D
S1	35	0.300	24 - 35	D
S13	40	0.027	5 - 20	D
S13	40	2.100	20 - 25	D
S2	40	0.080	3 - 23	D
S2	40	0.360	23 - 35	D

Chalco

Cd. de México

Tabla 9. Valores del gradiente hidráulico por espesor de los depósitos lacustres: a) Mayor a 40 m, y b) Menor o igual a 40 m.



gradiente hidráulico en el centro de la planicie varía de 0.006 a 0.24 con una media geométrica de 0.038 m/m; mientras que en la tabla 9b, el gradiente hidráulico en los bordes de la planicie varía de 0.004 a 2.1 m/m con una media geométrica de 0.21 m/m. En la tabla 10a se presenta la situación de la conductividad hidráulica en sitios del centro de la planicie, la que varía de  $4.3E-11$  a  $4.9E-9$  con una media geométrica de  $8.08E-10$  m/s; mientras que en los bordes (figura 10b) esta variación es de  $4.7E-11$  a  $8.0E-09$  m/s con media geométrica de  $5.53E-10$  m/s. De estos resultados destaca que los gradientes hidráulicos de los bordes son un orden de magnitud mayor a los de la parte central, mientras que los valores de conductividad hidráulica son ligeramente mayores (en 0.16 de orden de magnitud) en la parte central que en las márgenes. Siendo mayores los espesores de sedimentos en la parte central de la planicie podríamos esperar mayor densidad de fracturas hacia esta parte debido a una mayor pérdida de volumen de los materiales, lo que explica que los valores de la conductividad hidráulica sean mayores en esta parte que en los bordes. Una evidencia de la compactación de estos materiales hacia el centro de la planicie son los hundimientos que se han registrado en las planicies de Chalco, Texcoco y Cd. de México. En la planicie de Chalco a partir de los hundimientos por compactación de los depósitos se han generado lagunas en las partes bajas; en la planicie de Texcoco se creó un lago artificial (Lago Nabor Carrillo) a partir de la extracción de agua subterránea; en la Cd. de México la red de drenaje instalada ha evitado la formación de estas lagunas pero la presencia de fracturas superficiales han sido reportadas en varios trabajos de mecánica de suelos, como ya se ha mencionado. Por otro lado, los valores del gradiente hidráulico se pueden explicar debido a la mayor influencia de la extracción del agua subterránea en espesores delgados que en donde estos son mayores.

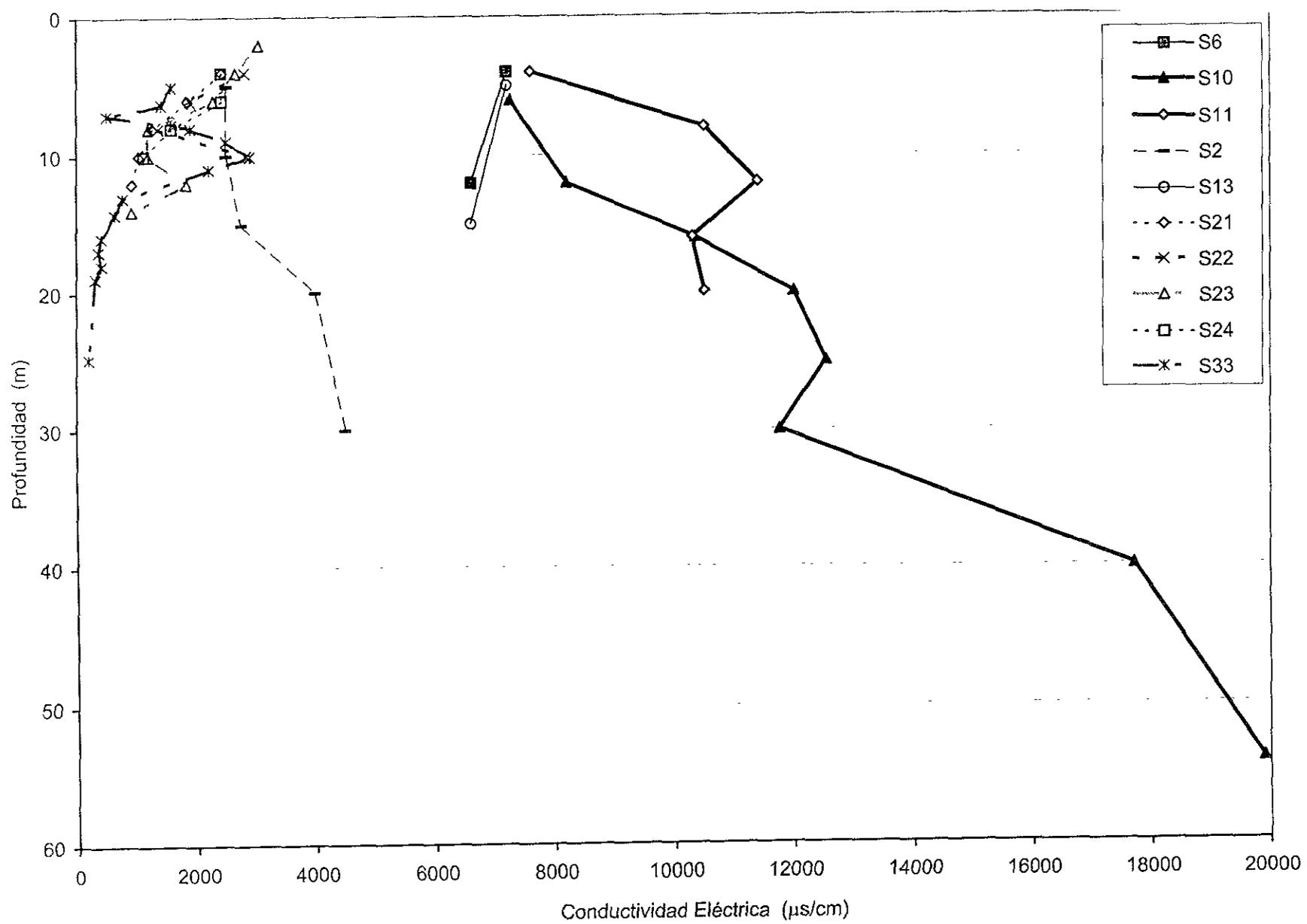
## IV.4 Parámetros físico-químicos

### IV.4.1 Conductividad eléctrica

Las mediciones de conductividad eléctrica en el agua de poro de los depósitos lacustres se muestran en los perfiles de la figura 26, donde para facilitar la identificación en la ubicación de cada perfil, se ha dibujado con línea discontinua los que proceden de espesores menores a 40 m y con línea continua los procedentes de espesores mayores a 40 m. A partir de esta figura se puede identificar que la conductividad eléctrica se distribuye en dos zonas: Una zona de valores bajos de conductividad eléctrica, situada donde los espesores son menores a 40 m (sitios S13, S21, S22, S23, S24 y S33) caracterizada por valores menores a 4500  $\mu\text{s/cm}$ , y tendencia a disminuir de 3000 a 200  $\mu\text{s/cm}$  a profundidades de 2 a 25 m, con excepción del perfil S2, el cual aumenta con la profundidad de 2500 a 4500  $\mu\text{s/cm}$  entre 5 y 30 m de profundidad;

Una zona de valores altos de conductividad eléctrica, que se ubica en la parte central de la planicie lacustre donde los depósitos tienen entre 40 y 300 m de espesor (sitios S10 y S11), con valores mayores a 6600  $\mu\text{s/cm}$ , y que en general, aumentan con la profundidad de 7250 a 19900  $\mu\text{s/cm}$  de 6 a 54 m, con excepción del sitio S13 que disminuyen de 7200 a 6600 de 5 a 15 m de profundidad.

De acuerdo con Hem (1992), la conductividad eléctrica está directamente relacionada con el contenido de sólidos totales disueltos y estos con la salinidad. La distribución de la conductividad eléctrica o del contenido de sólidos disueltos en el agua de poro de la secuencia lacustre de la Cuenca de México, ha sido reportada por Rudolph (1989), Ortega et al., (1993), Pitre (1994), y Domínguez (1996). Rudolph (1989) para un sitio de la planicie de Texcoco encuentra que la concentración de  $\text{Cl}^-$  disminuye de 24000 mg/l a 56000 mg/l de 2 a 20 m de profundidad. Pitre (1994) para la parte norte de la Cd. de México, presenta tres perfiles de concentración de  $\text{Cl}^-$  que en los primeros 5 m aumentan con la profundidad de 300 mg/l a 1200 mg/l, y disminuyen a mas de 5 m de profundidad de 1200 mg/l a 300 mg/l. Ortega (1993) en la planicie de Chalco registran que la concentración de  $\text{Cl}^-$  aumenta con la profundidad entre 20 y 100 mg/l en



piezómetros someros hasta valores de 200 mg/l y 3000 mg/l en piezómetros más profundos. Domínguez (1996) por su parte reporta que la conductividad eléctrica aumenta con la profundidad en las planicies de Chalco y Xochimilco donde los espesores son mayores de 200 m, de valores de 7000  $\mu\text{s}/\text{cm}$  hasta 20000  $\mu\text{s}/\text{cm}$  entre 6 y 54 m.

#### **IV.4.2 Alcalinidad**

En la figura 27 se muestran tres perfiles de la distribución de la alcalinidad obtenida en tres sitios piezométricos (sitios S3 y S10 ubicados en la planicie de Chalco, y S33 en la Cd. de México). Los sitios S3 y S33 se ubican en espesores de los depósitos lacustres menores a 40 m, y el sitio S10 en espesores mayores de 100m. En esta figura se observa que en los bordes del primer acuitardo, la alcalinidad tiene valores pequeños y disminuye con la profundidad desde 980 a 160 mg/l entre 6 y 25 m de profundidad; y presenta valores grandes en el centro de la planicie donde al menos están presentes dos acuitardos, valores que aumentan con la profundidad, desde 3500 a 9000 mg/l entre 5 y 54 m de profundidad, con un gradiente calculado de 112 mg//m. En esta figura también se observa que en el sitio piezométrico S3, ubicado dentro de una fractura regional y donde los espesores son mayores de 40 m, existen disminuciones muy grandes en la tendencia general de este perfil, en las profundidades de 19 y 30 m que corresponden a valores de 2500 y 550 mg/l.

#### **IV.4.3 Relación de la distribución del contenido de sólidos totales disueltos en el agua de poro y los parámetros hidráulicos.**

Si se asume que en el pasado las planicies lacustres fueron una zona de descarga del agua subterránea y en donde la salinidad aumentaba su concentración en la superficie debido a las altas condiciones de evaporación, la distribución de la salinidad actual en el agua de poro de los sedimentos lacustres sugiere una importante mezcla entre esta agua y el agua meteórica, propiciada por un alto gradiente hidráulico en los bordes del primer acuitardo; esta mezcla es menor en la parte central de los acuitardos 1 y 2, donde decrece gradualmente con la

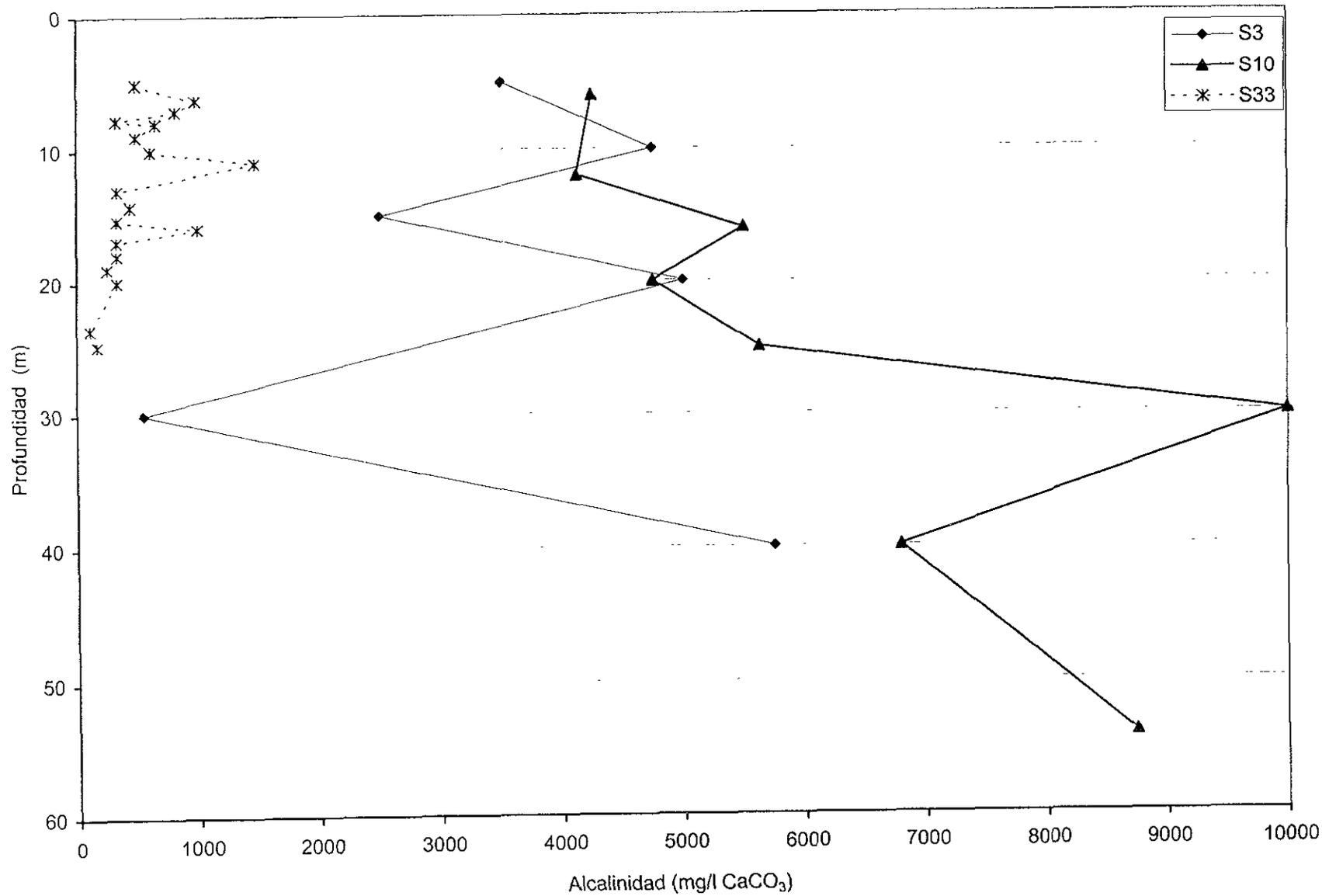


Figura 27. Perfiles de alcalinidad en el agua de poro de los depósitos lacustres.

profundidad. El comportamiento de la conductividad eléctrica de los sitios S2 y S13 es intermedio al que se presenta para las dos zonas identificadas anteriormente, esto puede ser interpretado como la zona de transición entre la inversión del gradiente del contenido de sólidos totales disueltos, pues estos sitios están ubicados en espesores intermedios (en promedio 40 m).

Pitre (1994) interpreta los perfiles de salinidad por cloruros como una recarga inducida por la extracción del agua subterránea en la zona, en donde las concentraciones representan: a profundidades menores de 5 m, agua de reciente infiltración; a los 5 m de profundidad, el agua subterránea bajo condiciones de evaporación en la superficie; y a más de 5 m de profundidad, la salinidad original del agua subterránea bajo condiciones de artesianismo previamente existentes.

Con estos resultados podemos suponer que la concentración de iones original debió ser mayor o igual al que se registra a los 55 m en el sitio piezométrico S10, lo que sugiere que existe una zona de gran dilución del agua de poro hasta los 20 m de profundidad.

Los perfiles de alcalinidad refuerzan la idea con respecto a una dilución del agua de poro de la secuencia lacustre y el agua meteórica en los bordes, mezcla que se ha dado a menor escala en la parte central de la planicie y que disminuye con la profundidad. Las variaciones de alcalinidad en el perfil S3 pueden deberse a que los piezómetros a estas profundidades se encuentran en el relleno de la fractura, cuya agua de poro ha tenido mayor mezcla con el agua meteórica.

#### **IV.5 Velocidad lineal promedio**

Con el fin de comparar la velocidad a la que puede transportarse un compuesto no reactivo en el agua de poro de los depósitos lacustres, se ha realizado la tabla 11 en donde se consideran seis situaciones diferentes: para las dos zonas hidráulicas descritas anteriormente, para los bordes y centro de la planicie y para un sitio con fractura regional y un sitio no fracturado. Para la evaluación de la velocidad lineal promedio en estas situaciones, se utilizan algunos valores promedio de la conductividad hidráulica y de gradiente hidráulico obtenidos en este trabajo;

Cuenca de México	Resultados esta tesis		Ortega (1993)			
Zona	K' (m/s)	i (m/m)	$\phi_1$	$\phi_2$	$v_1$ (cm/a)	$v_2$ (cm/a)
Hidráulica Superior	1.60E-09	0.035	0.74	0.91	0.24	0.19
Hidráulica Inferior	1.90E-10	0.75	0.67	0.88	0.67	0.51
Márgenes de las planicies	6.18E-10	0.21	0.88		0.47	
Parte central de las planicies	1.21E-09	0.037	0.9		0.16	
Fractura regional	2.00E-08	0.03	0.9		2.10	
Fuera fractura regional	3.00E-11	0.75	0.67		0.1059	

Tabla 11. Velocidad lineal promedio ( $v$ ) a partir de los resultados obtenidos en los depósitos lacustres, para seis situaciones.

mientras que los valores de porosidad en esta tabla, se obtuvieron a partir de la relación de vacíos que presentan Ortega et al., (1999). Debido a que estos autores reportan que la relación de vacíos varía dentro de un mismo intervalo de profundidad, se indican los valores extremos para la porosidad como  $\phi_1$  y  $\phi_2$ .

La velocidad lineal promedio, en el caso de la Zona Hidráulica Superior, es de 0.24 cm/a con un valor de 74% de porosidad y es ligeramente menor (0.19 cm/a) si la porosidad aumenta a 91%. En el caso de la Zona Hidráulica Inferior, la velocidad lineal promedio es de 0.67 cm/a cuando la porosidad es de 67% y disminuye a 0.51 cm/a al aumentar la porosidad a 88%.

Para los bordes de la planicie la velocidad lineal promedio es de 0.47 cm/a; mientras que en la parte central, esta velocidad disminuye a 0.16 cm/a.

Otras dos situaciones, son las consideraciones extremas realizadas durante el transporte de compuestos no reactivos dentro de una fractura regional y para un sitio no fracturado. En el caso de la fractura regional, donde la conductividad hidráulica tiene un valor de  $2E-08$  m/s, la velocidad lineal promedio es de 2.1 cm/a; mientras en un sitio no afectado por fracturas, donde la conductividad hidráulica es de  $3E-11$  m/s, la velocidad lineal promedio disminuye a 0.02 cm/a.

Estos resultados tienen implicaciones ambientales muy importantes, ya que muestran una situación desfavorable para la calidad del agua procedente del acuífero regional subyacente, pues es más grande la velocidad a la que pueden ser transportados contaminantes no reactivos en el contacto acuífero-depósitos lacustres que en la Zona Hidráulica Superior; y donde el espesor de estos depósitos lacustres es delgado, es igualmente mayor la velocidad que en la parte central de la planicie. La situación de mayor riesgo en el transporte de contaminantes se presenta en la zona inferior de los bordes de la planicie en donde los gradientes hidráulicos aumentan hasta 3 m/m, si la conductividad hidráulica tiene un valor de  $6.18E-10$  m/s y consideramos una porosidad de 80%, la velocidad lineal promedio es de 7.3 cm/a. Este resultado es consistente con el obtenido por Pitre (1994), quien durante la evaluación de la migración de cloruros en los depósitos lacustres de la parte norte de la Cd. de México, obtuvo un valor para la velocidad lineal promedio de 6 cm/a.

Para el caso de la fractura regional, también se obtuvieron velocidades comparables a la de los bordes de las planicies. En este caso, el parámetro relevante es la conductividad hidráulica, la que alcanza máximos valores en los depósitos lacustres fracturados. Por otra parte, la menor velocidad en el transporte de compuestos no reactivos, se obtuvo en la situación donde la conductividad hidráulica es mínima ( $K'=3E-11$  m/s), valores que se localizan a profundidades mayores de 40m en la parte central de la planicie.

#### **IV.6 Modelo Conceptual de distribución de la conductividad hidráulica**

En la figura 28 se presenta la distribución de la conductividad hidráulica con la profundidad y la estratigrafía, definida para los depósitos lacustres de la parte centro y sur de la Cuenca de México, y agrupados de acuerdo con los incrementos obtenidos de 1990 a 1994 (líneas verticales discontinuas). En esta figura se muestran con símbolos mayores los resultados de pruebas repetidas en 1990 y 1994, (con cuadros los valores de conductividad hidráulica que tuvieron menos de medio orden de magnitud de incremento y con rombos los que tuvieron más de un orden de magnitud de incremento). Debido a que los resultados que tuvieron un mínimo incremento se ubican entre valores de conductividad hidráulica de  $1E-11$  y  $3E-10$  m/s, se asocian los valores que se encuentran en este intervalo, a que proceden de depósitos lacustres con baja densidad de fracturas. Por otro lado, los resultados con más de un orden de magnitud de incremento, se localizan entre valores de conductividad hidráulica de  $3E-10$  a  $2E-08$  m/s, y se sugiere que los valores en este intervalo proceden de depósitos lacustres con alta densidad de fracturas, las que en general tienen aperturas de unos cuantos micrómetros; estos valores se ubican principalmente en el primer acuitardo y en las cercanías de los lentes y acuíferos salobres. Finalmente, de esta figura 28, los valores de conductividad hidráulica mayores de  $2E-08$  m/s se sugiere proceden de los lentes y de los acuíferos salobres.

A partir de los valores de conductividad hidráulica y de los valores de gradiente hidráulico asociados, se establece una Zona de Flujo Activo donde la alta densidad de fracturas controlan el comportamiento hidráulico en los depósitos

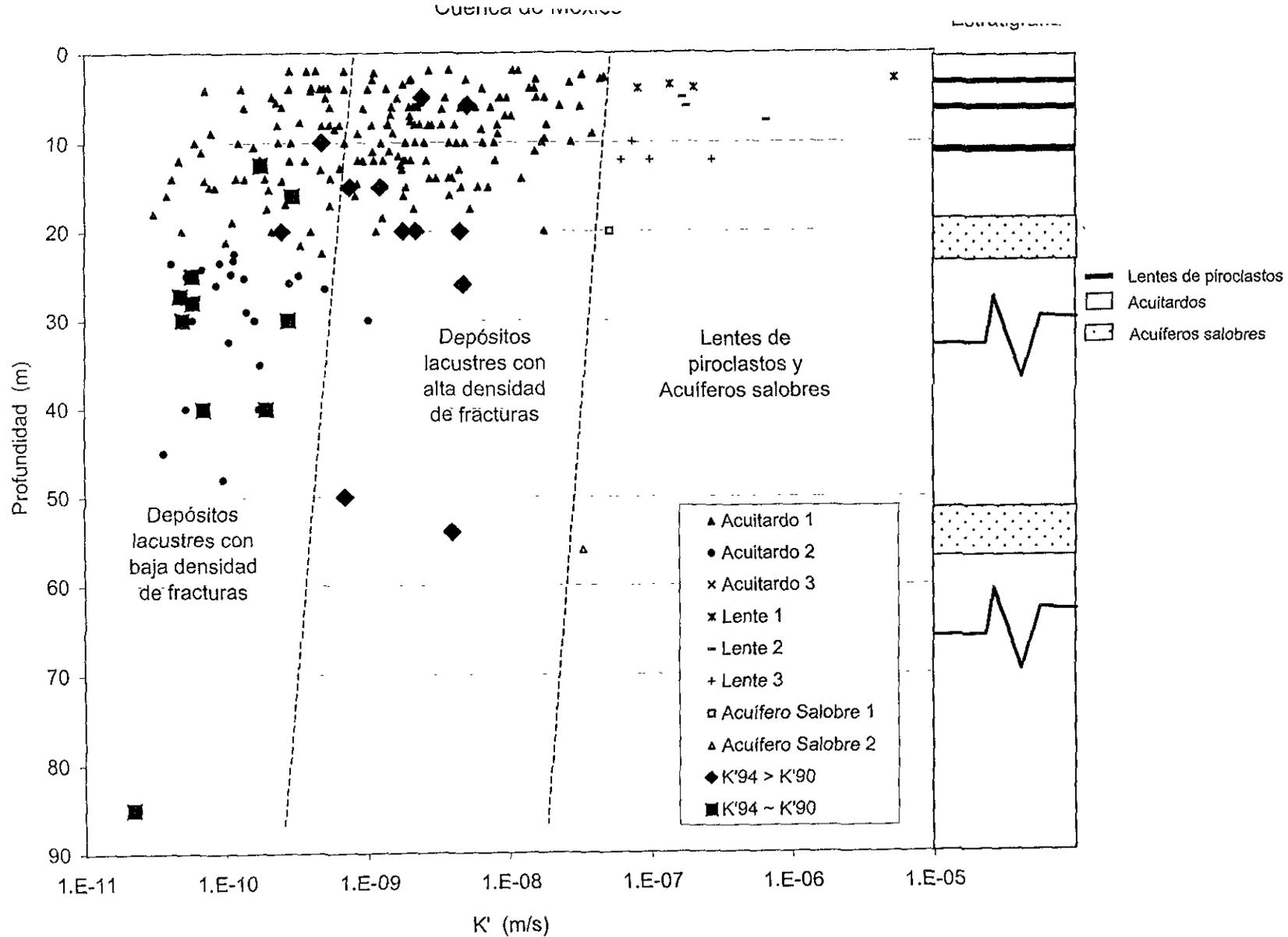


Figura 28. Perfil de 225 resultados de conductividad hidráulica, relativos a unidades hidrogeológicas y estado de fracturamiento.

lacustres, lo que es consistente con los resultados de Keller et al., 1986 y Ruland et al., 1991. Esta zona se caracteriza por valores de conductividad hidráulica mayores de  $3E-10$  m/s, gradientes hidráulicos menores de 0.2 m/m y gradientes menores de conductividad eléctrica y de alcalinidad que en la zona con menor afectación por fracturas. En general, la profundidad de la Zona Activa de Flujo corresponde aproximadamente, a la mitad superior del total de espesor de los depósitos lacustres en las planicies de Chalco y Texcoco, y es una cuarta parte, de este espesor, en la planicie de la Cd. de México. En general, la Zona Activa de Flujo se presenta, en los primeros 20 m de profundidad, donde los espesores de los depósitos lacustres son mayores de 40 m, y decrece hacia los bordes hasta 5 m de profundidad. Sin embargo, el fracturamiento regional, puede aumentar considerablemente la profundidad de esta Zona Activa de Flujo.

## CAPÍTULO V.- CONCLUSIONES E IMPLICACIONES

- 1) - La hidroestratigrafía de los depósitos lacustres de la porción centro y sur de la Cuenca de México, muestra la existencia de al menos tres acuitardos con espesores medios de 20 a 30 metros, separados por dos acuíferos salobres no mayores a 3 metros de espesor. El acuitardo somero es el de mayor extensión lateral y presenta tres lentes de ceniza volcánica hasta de 1 metro de espesor a 3, 6 y 10 metros de profundidad aproximadamente. Los dos acuíferos salobres principales se ubican a profundidades de 20 a 26 y entre 50 y 56 metros.
  
- 2) - Se realizaron un total de 262 pruebas de permeabilidad en piezómetros individuales tipo "drive point" por recuperación de nivel, interpretadas por el método de Hvorslev. Las pruebas se realizaron en los depósitos lacustres de Chalco, Texcoco y Cd. de México. Treinta y siete de las pruebas se realizaron en el año de 1990 y 225 en 1994. Los resultados de las 225 pruebas muestran que en el acuitardo somero la conductividad hidráulica varía hasta 3 órdenes de magnitud desde  $3E-11$  m/s hasta  $5E-08$  m/s; mientras que en el segundo acuitardo la variación es hasta de dos órdenes de magnitud, entre  $4E-11$  m/s y  $5E-09$  m/s; solo se realizó una prueba de permeabilidad en el piezómetro de 85 metros, el valor obtenido fue de  $2.2E-11$  m/s, el valor más bajo registrado en todas las pruebas; en los lentes de arena y acuíferos salobres los valores varían de  $3E-8$  m/s hasta  $5E-6$  m/s. La distribución de frecuencias para los 225 resultados es prácticamente bimodal con frecuencias dominantes de  $E-10$  y  $E-09$  m/s.
  
- 3) - Los valores de la conductividad hidráulica obtenidos para Chalco son semejantes a los de Texcoco, tienen una media geométrica de  $1.48E-9$  m/s y de  $1.81E-9$  m/s respectivamente, sus frecuencias dominantes se encuentran en el rango de magnitud de  $E-9$  m/s. Mientras que los valores obtenidos en la

Cd. de México son un orden de magnitud menor ( $E-10$  m/s) en la frecuencia dominante y en la media geométrica ( $2.6E-10$  m/s).

4) - En las 37 pruebas realizadas en 1990 se obtuvieron valores de conductividad hidráulica entre  $1E-11$  y  $7E-10$  m/s, con una media geométrica de  $6.4E-11$  m/s y frecuencia dominante en el rango de magnitud de  $E-11$  m/s. Veintidós de las pruebas realizadas en 1994 se realizaron en los mismos sitios que en 1990, encontrándose un aumento en la conductividad hidráulica de hasta dos órdenes de magnitud para las frecuencias dominantes y de más de un orden en la media geométrica. Por otro lado, la conductividad hidráulica en promedio fue mayor, en más de un orden de magnitud, en los primeros 20 m de profundidad y en casi medio orden en el acuitardo ubicado entre 26 y 50 metros de profundidad. En las proximidades de las lentes de arena o de acuíferos salobres se tuvieron incrementos desde uno hasta casi dos órdenes de magnitud.

5) - El movimiento del agua de poro en los depósitos lacustres es en general descendente aunque localmente, donde la hidroestratigrafía consta de los tres acuitardos, se registra movimiento ascendente en los primeros 8 a 40 metros de profundidad. Los gradientes hidráulicos varían con la profundidad y lateralmente, en correspondencia inversa con la variación de la conductividad hidráulica. De acuerdo con esta variación, verticalmente se identifican dos zonas hidráulicas principales en cada perfil individual; Zona Hidráulica Superior y Zona Hidráulica Inferior, lateralmente la variación es desde la parte central de la planicie hacia los márgenes.

La media geométrica de los gradientes hidráulicos para la Zona Hidráulica Superior es de 0.035 y para la Zona Hidráulica Inferior de 0.74 m/m, un orden de magnitud mayor. Con respecto a los valores de la conductividad hidráulica, la media geométrica para la zona superior es de  $1.2E-9$  m/s; mientras que para la zona inferior se calculó en  $1.46E-10$  m/s, un orden de magnitud menor.

En las márgenes de la planicie donde están presentes uno o dos acuitardos con un mínimo espesor, la media geométrica de los gradientes hidráulicos es de 0.21 m/m y para la parte central donde existen por lo menos tres acuitardos, es de 0.03 m/m, un orden de magnitud menor. La media geométrica de la conductividad hidráulica obtenida hacia las márgenes de la planicie es de  $5.53E-10$  y para la parte central de  $8.08E-10$  m/s, casi medio orden de magnitud mayor.

El gradiente hidráulico de la zona inferior se asocia a la influencia de la despresurización del acuífero subyacente sobre los depósitos lacustres, con un mayor efecto donde sólo están presentes los dos primeros acuitardos someros. El gradiente hidráulico con movimiento de agua de poro ascendente se relaciona a las condiciones naturales existentes previas al bombeo del acuífero regional.

- 6) - La carga hidráulica leída cada hora durante un período de 8 meses en piezómetros electrónicos instalados en dos sitios, uno dentro de una fractura y otro fuera de la fractura, tiene variaciones promedio de 0.47 m a profundidades de 5 m a 33 m dentro de la fractura y de 5 m a 20 m fuera de la fractura, esta variación promedio es de 0.31 m a profundidades entre 33 m a 54 m y de 20 m a 45 m, dentro y fuera de la fractura, respectivamente. Estos resultados muestran que una fractura regional puede contribuir hidráulicamente en el transporte de contaminantes.
- 7) -Para la parte central de la planicie, los valores de la conductividad eléctrica del agua de poro varían desde  $7000 \mu\text{s/cm/m}$  en los primeros 6 m hasta  $20000 \mu\text{s/cm/m}$  a 54 m de profundidad y el gradiente de concentración tiende a aumentar con la profundidad a razón de  $271 \mu\text{s/cm/m}$ . Por su parte, la alcalinidad tiende a aumentar desde  $3500 \text{ mg/l}$  en los primeros 5 m hasta valores de  $9000 \text{ mg/l}$  de  $\text{CaCO}_3$  a profundidades de 54 m.  
Para los bordes de la planicie la conductividad eléctrica varía de  $200 \mu\text{s/cm/m}$  a  $3000 \mu\text{s/cm/m}$  en los primeros 20 m de profundidad con una tendencia

general a disminuir de valor con la profundidad; mientras que la alcalinidad que también disminuye con la profundidad, es menor a 1000 mg/l de  $\text{CaCO}_3$ . Estos resultados sugieren que en la parte central de la planicie lacustre existe una mezcla del agua de poro con el agua meteórica hasta 20 m de profundidad, debido a la inversión del movimiento del agua subterránea de ascendente a descendente, mientras que en el espesor total de los bordes de la planicie, esta mezcla ha diluido la concentración original.

- 8) - En general los valores del gradiente hidráulico menores a 0.2 m/m y los valores de la conductividad hidráulica mayores a  $3\text{E}-10\text{m/s}$  sugieren una alta densidad de fracturas en los primeros 20 m de profundidad. Por el contrario, gradientes hidráulicos mayores a 0.2 m/m y valores de conductividad hidráulica menores a  $3\text{E}-10\text{ m/s}$  indican baja densidad de fracturas a profundidades mayores del acuífero salobre somero, en el caso de los bordes de la planicie, y del segundo acuífero salobre en el caso del centro de la planicie. Estas condiciones hidráulicas presentes en los depósitos lacustres permiten establecer una zona activa de flujo debida a la presencia de fracturas a profundidades entre 2 m y 10 m donde el espesor de depósitos es menor a 40 m, y de 2 m a 20 m donde el espesor es mayor a 40 m.
- 9) -Las zonas activas de flujo, en los depósitos lacustres, representan vías rápidas en el transporte de contaminantes no reactivos hacia el acuífero regional subyacente.

## REFERENCIAS

- Acad. de la Inv. Cient., A. C., 1995, *El Suministro de Agua de la Cd. de México; Mejorando la Sustentabilidad*, Washington, D. C.
- Aguilar-Pérez, L. A. y Ortega-Guerrero, M. A., En preparación, "Mecanismos de Agrietamiento del Acuitardo Lacustre por Explotación del Acuífero Granular".
- Alberro, J., 1988. *Teoría de formación de grietas debido a fuerzas de infiltración*. Reporte. Instituto de Ingeniería, UNAM, México, D. F.
- APHA, AWWA, WPCF, 1976, *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*, 14ª edición, E. U. A., 1193 p.
- Benhumea-León, M. y Vázquez-Contreras, A., 1988, *Estudios Geofísicos del Valle de México*, CFE, México, 60 p.
- Bower, H. y Rice, R. C., 1976, "A slug Test Method for Determining Hydraulic Conductivity of Unconfined Aquifers with Completely or Partially Penetrating Wells", *Water Resources Research*, v. 12, n. 3, p. 423-428.
- Bradbury, K. R., y Muldoon M. A., 1990, "Hydraulic Conductivity Determinations in Unlithified Glacial and Fluvial Materials" in *Ground Water and Vadose Zone Monitoring*, Nielsen, D. M. y Johnson, A. I. , Ed. American Society for Testing and Materials, Philadelphia, p. 138-151.
- Briebesca-Castrejón, J. L., 1960, "Hidrología Histórica del Valle de México", *Ingeniería Hidráulica*, v xiv, n. 1, México, p. 107-125.
- Caballero-Miranda, M., 1997. "Reconstrucción paleolimnológica del lago de Chalco, durante el último glaciar-el registro de diatomeas entre 34,000 y 15,000 años A. P". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, n. 1, UNAM.
- Carrillo, N., 1947, "Influence of Artesian Wells in the Sinking of Mexico City", Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica, Anuario 47, in *Volumen Nabor Carrillo*, pp. 7-14, Secretaría de Hacienda y Crédito Público, México, 1969
- Davis, J. C., 1986, *Statistics and Data Analysis in Geology*, 2da, edición, John Wiley, 646 p.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay L., Mitre-Salazar, L. M y Mota-Palomino, R., 1988, *Estructura Geológica, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México*, Boletín 104, Instituto de Geología-UNAM, México, 71 p.
- Díaz-Rodríguez, J. A., Lozano-Santa Cruz, R., Dávila-Alcocer, V. M., Vallejo, E., y Girón, P., 1998, "Physical, Chemical, and Mineralogical Properties of Mexico City

- Sediments: A Geotechnical Perspective", *Canadian Geotechnical Journal*, v. 35, p. 600-610.
- Domínguez-Mariani, E., 1996, *Geoquímica del Agua Salina del Acuitardo Lacustre y Riesgo de Contaminación al Acuífero Subyacente que Abastece a la Ciudad de México*, Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM, 122 p.
- Drever, J. I., 1997. *The geochemistry of natural waters*. 3ª Edición. Prentice Hall, E.U.A.
- Durazo, J. y Farvolden, R. N., 1989, "The Groundwater Regime of the Valley of Mexico from Historic Evidence and Field Observations", *Journal of Hydrology*, v. 112, p. 171-190.
- Fetter, C. W., 1988, *Applied Hydrogeology*, 3era. edición, Merrill, Columbus Ohio, 691 p.
- Fries, C. Jr., 1960, *Geología del Estado de Morelos y de partes Adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México*, Instituto de Geología, UNAM, Bol. 60, 236 p.
- Freeze, A. y Cherry, J. A., 1979. *Groundwater*. Prentice Hall, 604 p. EUA.
- Haber, A., y Runyon, R. P., 1973, *Estadística General*, Fondo Educativo Interamericano S. A., versión en español, México, 371 p.
- Hem, John D., 1992, *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*, 3er ed., U. S. Geological Survey Water Supply Paper 2254, 263 p.
- Herrera, I., Alberro J., León J. L. y Chen B., 1974, "Análisis de Asentamientos para la Construcción de los Lagos del Plan Texcoco", Rep. 340, Instituto de Ingeniería, UNAM, 113 p.
- Hiriart, F. y Marsal, R. J., 1969, "The Subsidence of Mexico City", *In Volumen Nabor Carrillo*, Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica, Anuario 47, Sec. de Hacienda y Crédito Público, Ciudad de México, p. 109-147.
- Hvorslev, M. J., 1951, "Time Lag and Soil Permeability in Groundwater Observations", *Waterways Experiment Station Corps. Of Engineers*, U. S. Army, Vicksburg, Missisipi, Bol. 36, 50 p.
- INEGI e INE (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática y el Instituto de Ecología), 2000, *Indicadores de Desarrollo Sustentable en México*, 5 de Junio de 2000.
- Jaime, A. P. y Romo, P., 1987, *Sondeos de Cono Eléctrico en los Sitios de Chalco I, Chalco II y Cuemanco*, Instituto de Ingeniería-UNAM, México, 8 pp
- Juárez-Badillo, E., 1978 *Teoría de grietas de tensión*. Reporte interno. Instituto de Ingeniería, UNAM, México, D F

- Keller, C. K., Van der Kamp, G. y Cherry, J.A., 1986, "Fracture Permeability and Groundwater Flow in Clayey Till Near Saskatoon, Saskatchewan, Canada", *Canadian Geotechnical Journal*, v. 23, p. 229-240.
- Keller, C. K., Van der Kamp, G. y Cherry, J. A., 1988, "Hydrogeology of Two Saskatchewan Tills, I. Fractures, Bulk Permeability, and Spatial Variability of Downward Flow", *Journal of Hydrology*, v. 101, p. 97-121.
- León-Portilla, M. y Aguilera, C., 1986, *Mapa de Mexico-Tenochtitlan y sus Contornos Hacia 1550*, Celanese Mexicana S. A., México, 109 p.
- Lozano-Velazquez, L. C., 1997. *Reconocimiento de los riesgos geológicos de carácter antrópico en la Delegación Tlalpan, D. F.* Tesis de Licenciatura, ingeniero geólogo, 84 p. Facultad de Ingeniería, UNAM. México
- Marsal, R. J. y Graue R., 1969, "El Subsuelo del Lago de Texcoco", in *Volumen Nabor Carrillo*, Secretaría de Hacienda y Crédito Público, México, p. 167-202.
- Marsal, R. J. y Mazari, M., 1959, *The Subsoil of Mexico City*, Facultad de Ingeniería, v. 1 y 2, UNAM, México.
- Marsal, R. J. y Mazari, M., 1990, "Desarrollo de la Mecánica de Suelos en la Ciudad de México", in *El Subsuelo de la Cuenca del Valle de México y su Relación con la Ingeniería de Cimentaciones a Cinco Años del Sismo*, SMMS, México, p. 3-24.
- Matthess, G., 1982. *The properties of groundwater*. John Wiley & Sons. EUA.
- Mesri, G., Rokhsar, A. y Bohor, B. F., 1975, "Composition and Compressibility of Typical Samples of Mexico City Clay", *Geotechnique*, v. 25, n. 3, p. 527-554.
- Mooser, F. y Molina, C., 1993, "Nuevo Modelo Hidrogeológico Para la Cuenca de México", *Boletín del Centro de Investigación Sísmica Javier Barros Sierra*, 3 (1), p. 68-84, México
- Murillo, R., F., y García, G. A., 1978. "Ex-Lago de Texcoco", in *El Subsuelo y la Ingeniería de Cimentaciones*, p. 51-82, Simposio de la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Mexico.
- Orozco y Berra, M., 1875, *Memoria para la Carta Hidrográfica del Valle de México*, Edición Facsimilar impresa en 1978.
- Ortega-Guerrero, M. A., 1993, *Origin and Migration of Pore Water and Salinity in the Consolidated Chalco Acuitard, Near Mexico City*, Tesis Doctoral, Universidad de Waterloo, Ontario, Canadá, 294 p.
- Ortega-Guerrero, M. A., 1996, "Variability of the Coefficient of Consolidation of the Mexico City Clayey Sediments on Spatial and Time Scales", *Bulletin of the International of Engineering Geology*, Num 54, Octubre, Paris, p 125-135

- Ortega-Guerrero, M. A., Cherry, J. A. y Aravena, R., 1997, "Origin of Pore Water and Salinity in the Lacustrine Aquitard Overlying the Regional Aquifer of Mexico City", *Journal of Hydrology*, v. 197, p. 47-69.
- Ortega-Guerrero, M. A., Cherry J. A. y Rudolph, D. L., 1993, "Large-Scale Aquitard Consolidation Near Mexico City", *Ground Water*, v. 31, n. 5, p. 707-718.
- Ortega-Guerrero, M. A. y Farvolden R. N., 1989, "Computer Analysis of Regional Groundwater Flow and Boundary Conditions in the Basin of Mexico", *Journal of Hidrology*, v. 110, p. 271-294.
- Ortega-Guerrero, M. A., Rudolph, D. L. y Cherry, J. A., 1999, "Analysis of Long-Term Land Subsidence Near Mexico City: Field Investigations and Predictive Modeling", *Water Resources Research*, v. 25, n. 11, p. 3327-3341.
- Peralta y Fabi, R., 1989. "Sobre el origen de algunas propiedades mecánicas de la formación arcillosa superior del Valle de México". *Simposio sobre tópicos geológicos de la Cuenca del Valle de México*. Sociedad Mexicana de Mecánica de suelos, A. C.
- Pitre, C. V., 1994, *Analysis of Induced Recharge from a Waste Canal Through Fracture Clays in Mexico City*, Tesis de Maestría, Universidad de Waterloo, Ontario, Canadá, 121 p.
- Ramírez-Esquivel, G. W., 1995, *Variación Horaria de la Carga Hidráulica en el Acuitardo Lacustre del Ex-lago de Chalco D. F. y Edo. de México*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 52 p.
- Rudolph, D. L., Cherry, J. A., Farvolden, R. N., 1991, "Groundwater Flow and Solute Transport in Fracture Lacustrine Clay Near Mexico City", *Water Resources Research*, v. 27, n. 9, p. 2187-2201.
- Rudolph, D. L., y Frind, E. O., 1991, "Hydraulic Response of Highly Compressible Aquitards During Consolidation", *Water Resources Research*, v. 27, n. 1, p. 17-30.
- Rudolph, D. L., Herrera, I. y Yates, R., 1989, "Groundwater Flow and Solute Transport in the Industrial Well Fields of Texcoco Saline Aquifer System Near Mexico City", *Geofísica Internacional*, v. 28, n. 2, p. 363-408.
- Ruland, W. W., Cherry, J. A. y Feenstra S., 1991, "The Depth of Fractures and Active Groundwater Flow in a Clayey Till Plain in Southwestern Ontario", *Ground Water*, v. 29, n. 3, p. 405-417
- SARH-CAVM, 1981, *Boletín de Mecánica de Suelos*, Num 8, 1974-1977, México, 295 p.
- Schlaepfer, J. C., 1968, *Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos, Hoja México 14 Q-h (5), Esc. 1:100000*, Instituto de Geología, UNAM, México.

- Tavenas, F., Leblond, P., Jean, P. y Leroueil, S. (a), 1983, "The Permeability of Natural Soft Clays. Part I: Methods of Laboratory Measurement", *Canadian Geotechnical Journal*, v. 20, p. 629-644.
- Tavenas, F., Jean, P., Leblond, P., y Leroueil, S. (b), 1983 "The Permeability of Natural Soft Clays. Part II: Permeability Characteristics" *Canadian Geotechnical Journal*, v. 20, p. 645-660.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Hansen, R., Böhnell H. y Negendank, J. F. W., 1994, "Palaeomagnetic and Palaeoenvironmental Studies in the Southern Basin of Mexico- I. Volcanosedimentary Sequence and Basin Structure of Chalco Lake", *Geofísica Internacional*, v. 33, n. 3, p. 421-430.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Martín del Pozo, A. L., 1993, "Implicaciones de los Datos Paleomagnéticos Sobre la Edad de la Sierra de Chichinautzin, Cuenca de México", *Geofísica Internacional*, v. 32, n. 3, p. 523-533.
- Van der Kamp, G., 1994, "Contaminant Transport in Clays: Detection of Open Fractures by Means of Permeability Tests", *Memorias de la XX Conferencia Nabor Carrillo. Recent advances in groundwater remediation: permeable in situ reaction walls*. Dictada durante la XVII Reunión de la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Jalapa, Ver., Mex., p. 37-68.
- Vargas-Cabrera, C., 1995 *Distribución de la Conductividad Hidráulica en el Acuitardo Lacustre de la Subcuenca de Chalco, D. F. y Edo. de México*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 50 p.
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R., 1989, "Geología de la Cuenca de México", *Geofísica Internacional*, v. 28, num. 2, Instituto de Geofísica, UNAM, México, p. 133-190
- Zawadsky, A., 1996, *Investigations Regarding the Origin and Hydrologic Activity of a Large-sediment-filled Fissure in Fractured Lacustrine Clay Near Mexico City*. Tesis de Maestría, Universidad de Waterloo, Ontario, Canadá, 211 p.

## **Apéndice A**

### **Método de Hvorslev**

## Método de Hvorslev

Fundamentos matemáticos del método de Hvorslev (1951).

Con referencia al arreglo geométrico de la Figura 29a, Hvorslev asume que el gasto de entrada que pasa por el piezómetro en cualquier tiempo  $t$ , es proporcional a la conductividad hidráulica ( $K$ ) del medio y a la diferencia de carga que falta por recuperar ( $H-h$ ).

Donde  $H$  es el nivel piezométrico y  $H_0$  es la altura del nivel en su máximo abatimiento.

De lo anterior, se tiene que:

$$q(t) = \pi r^2 \left( \frac{dh}{dt} \right) = FK(H - h) \dots\dots\dots (1)$$

donde  $F$  es un factor que depende de la geometría y tipo de piezómetro.

Si  $q = q_0$  en  $t = 0$  resulta que  $q(t)$  disminuirá asintóticamente hacia cero conforme transcurra el tiempo.

Por otro lado, Hvorslev define el tiempo básico de retardo  $T_0$ , como

$$T_0 = \left( \frac{\pi r^2}{FK} \right) \dots\dots\dots (2)$$

de donde

$$FK = \frac{\pi r^2}{T_0} \dots\dots\dots (3)$$

Sustituyendo (3) en (1)

$$\frac{dh}{dt} = \frac{(H - h)}{T_0} \dots\dots\dots (4)$$

Resolviendo la ecuación diferencial (4) con condiciones iniciales,  $h = H_0$  en  $t = 0$

Resulta

$$\frac{(H - h)}{(H - H_0)} = e^{-\frac{t}{T_0}} \dots\dots\dots (5)$$

es de notarse que si.

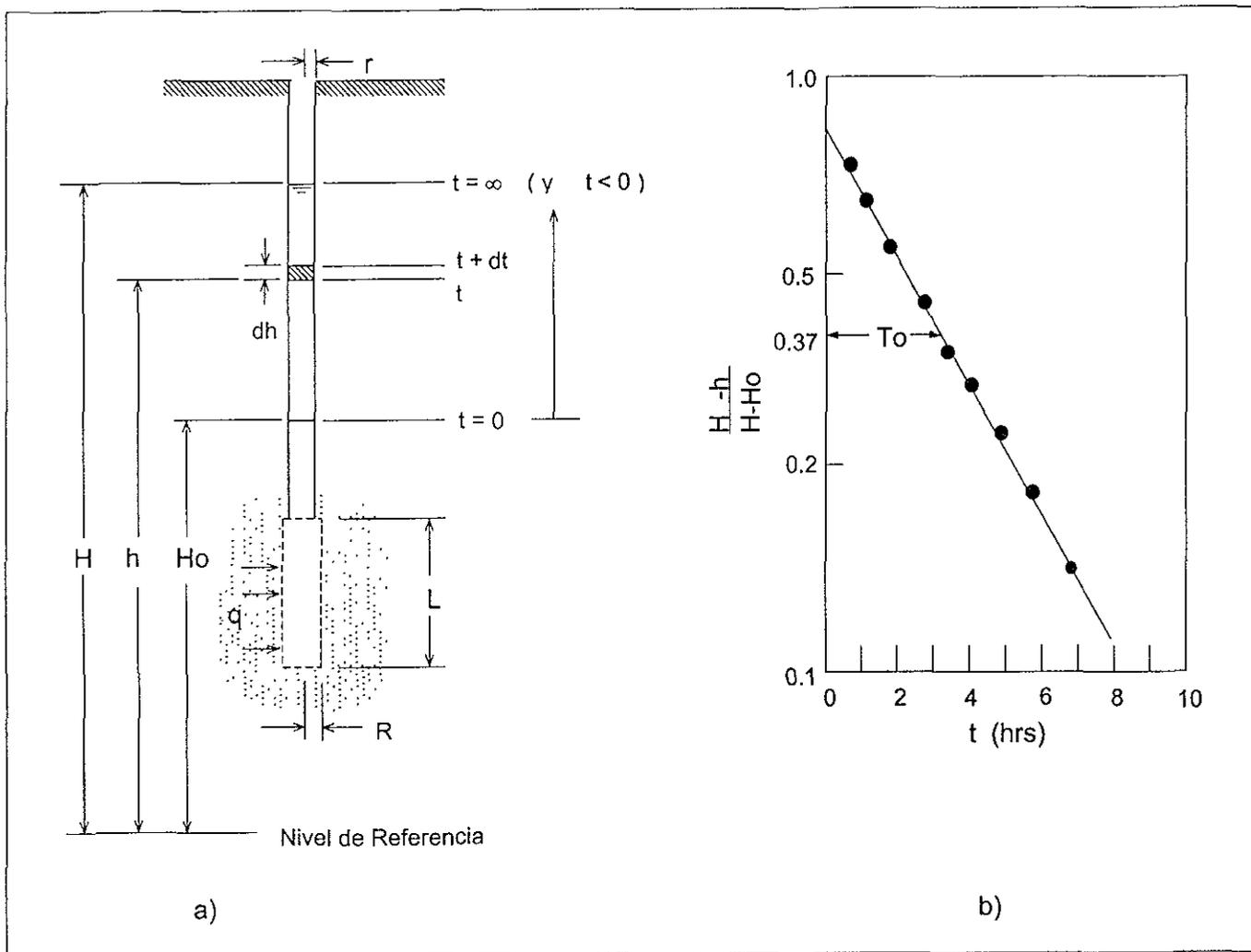


Figura 29. Método de Hvorslev (1951) para la interpretación de pruebas de recuperación del nivel estático:

a) Geometría de la prueba.

b) Método de análisis de la prueba de recuperación (Tomado de Freeze y Cherry, 1979).

$$\frac{(H-h)}{(H-H_0)} = 0.367879 \approx 0.37 \dots\dots\dots (6)$$

Entonces

$$\ln 0.37 \approx -1$$

Por lo tanto

$$\ln\left(\frac{H-h}{H-H_0}\right) = -1 \dots\dots\dots (7)$$

Obteniendo logaritmos en la ecuación (5) y sustituyendo (7) en (5) resulta:

$$-1 = -\frac{t}{T_0} \quad \text{o sea} \quad T_0 = t$$

Entonces,  $T_0$  puede ser definido por la relación expresada en la ecuación (6).

Luego, el valor de  $T_0$  es obtenido por algún método de interpolación (ya sea, medido gráficamente o por una regresión numérica) y  $K$  es determinado a partir de la ecuación (2).

Para un piezómetro de largo  $L$  y radio  $R$ , como lo indica la figura 29a, y condición de

$$\left(\frac{L}{R}\right) > 8 \dots\dots\dots (8)$$

Hvorslev evaluó el factor  $F$ , resultando la expresión para  $K$ , como sigue:

$$K = \frac{r^2 \ln\left(\frac{L}{R}\right)}{2LT_0} \dots\dots\dots (9)$$

En el presente trabajo se utilizaron piezómetros con dos medidas, las cuales se describen en la siguiente tabla:

Variable	Piezómetro tipo 1	Piezómetro tipo 2
r =	0.0048m	0.0048m
L =	0.2	0.3
R =	0.0127	0.0191

valores para los cuales se cumple la condición (8); por lo que el objetivo de realizar la prueba de recuperación, es la obtención del valor del tiempo de retardo  $T_0$ , mediante el registro de la prueba y la realización de una regresión lineal confiable (Figura 29b).

De acuerdo con Hvorslev, la gráfica ideal resultante es una línea recta con pendiente negativa (Figs. 29b y 30). Para obtener dicha recta, en campo se realizaron regresiones lineales en una calculadora de bolsillo, sin embargo mediante estas regresiones no se lograron predecir lecturas de nivel, siendo más representativo la predicción realizada con el ajuste gráfico de una recta. Razón por la cual en el presente trabajo se utilizó este tipo de ajuste en la obtención del valor de  $T_0$ .

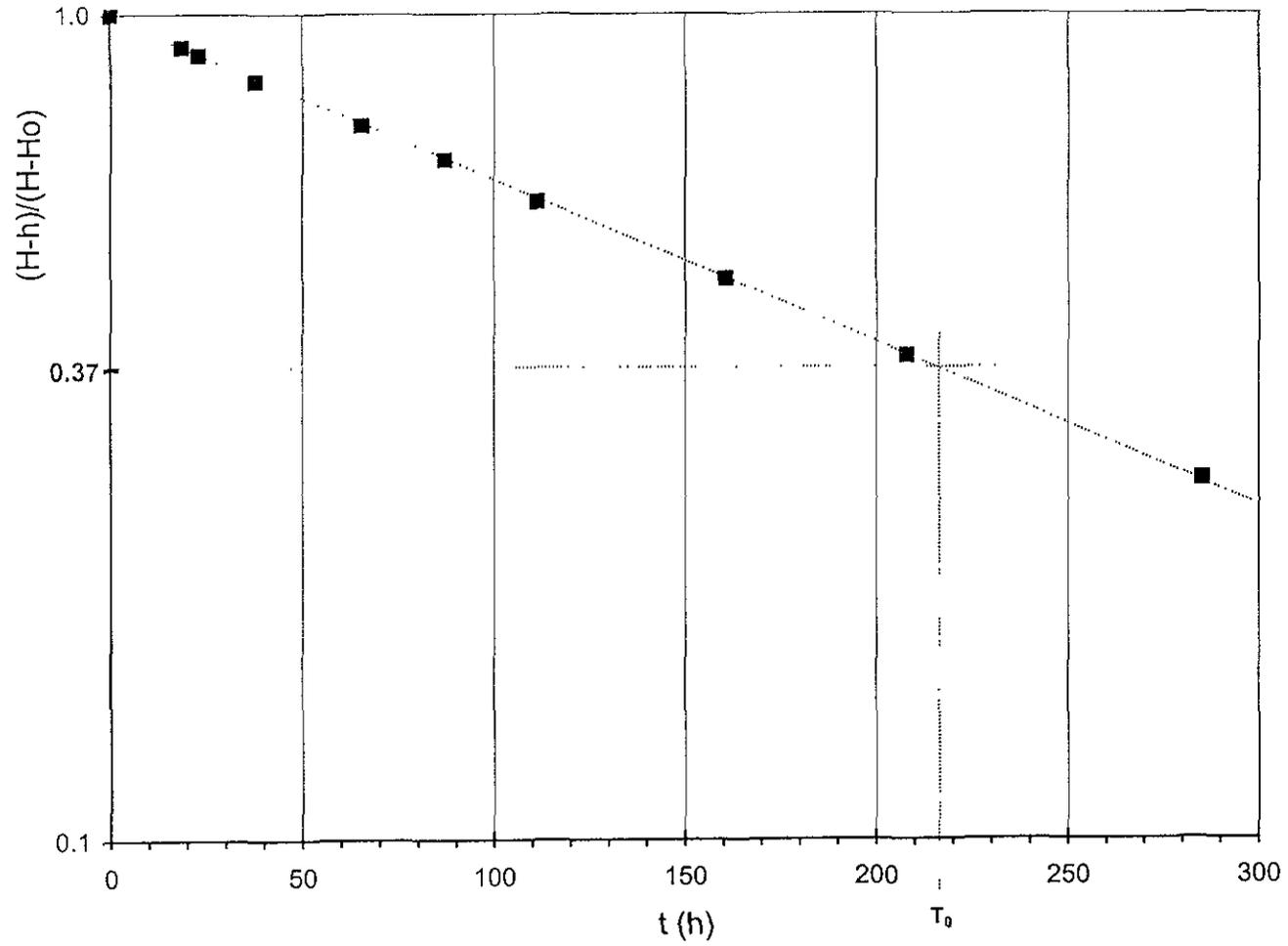


Figura 30. Prueba de Permeabilidad realizada en la planicie lacustre de la Cuenca de México, interpretada según Hvorslev (1951).

## **Apéndice B**

**Salinidad del agua de poro en unidades acuíferas salobres**

Con el fin de obtener el tipo de agua contenida en las capas de piroclastos de los sedimentos lacustres, se realizó una clasificación de esta agua de poro de acuerdo a su contenido de sólidos totales disueltos (STD). Este contenido de STD se tomó como una gruesa estimación del contenido de iones disueltos, el que se calculó a partir de la regresión lineal obtenida por Domínguez (1996), quien obtiene que el contenido de STD es igual a la conductividad eléctrica multiplicada por un factor de 0.745. De esta manera si la conductividad eléctrica del agua de poro varía de 4000 a 19900  $\mu\text{s}/\text{cm}$ , el contenido de STD varía de 3000 a 14726 mg/l. Drever (1997) en función del contenido de STD establece la siguiente clasificación de aguas:

Agua dulce	hasta 1,000 mg/l de STD
Agua salobre	1,000 a 20,000 mg/l de STD
Agua salina	$\approx$ 35,000 mg/l de STD
Agua de mar	> 35,000 mg/l de STD
Salmueras	>>> 35,000 mg/l de STD

Con base en lo anterior, se tiene que en las capas de arenas piroclásticas, el agua de poro es salobre.