



Universidad Nacional Autónoma
de México

4

UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES

Posgrado en Ciencias de la Tierra

“DETERMINACIÓN DE LOS COEFICIENTES DE
DISPERSIVIDAD LONGITUDINAL Y TRANSVERSAL EN UN
MEDIO CÁRSTICO Y SU RELACIÓN CON LA
CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA”

T E S I S

que para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS (AGUA SUBTERRÁNEA)

Presenta

EDUARDO HIDALGO GRANIEL CASTRO

291535

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.

DETERMINACIÓN DE LOS COEFICIENTES DE DISPERSIVIDAD LONGITUDINAL Y TRANSVERSAL EN UN MEDIO CÁRSTICO Y SU RELACIÓN CON LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

ÍNDICE

	Pág.
AGRADECIMIENTOS	
RESUMEN	
I.- INTRODUCCIÓN	1
II.-HIDROGEOQUÍMICA EN EL ACUÍFERO CÁLCAREO DE MÉRIDA, YUCATÁN: ELEMENTOS TRAZA	
2.1.- Resumen	7
2.2.- Introducción	7
2.3.- Área de estudio	9
2.4.- Marco hidrogeológico	9
2.5.- Metodología	10
2.6.- Resultados y discusión	12
2.7.- Conclusiones	24
III.- EFECTOS DE LA URBANIZACIÓN EN LOS RECURSOS DE AGUA SUBTERRÁNEA DE MÉRIDA, YUCATÁN, MÉXICO.	
3.1.- Resumen	26
3.2.- Introducción	26
3.3.- Área de estudio	27
3.4.- Metodología	34
3.5.- Resultados y discusión	36

IV.- COEFICIENTES DE DISPERSIVIDAD Y CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA:**PRUEBA DE LABORATORIO**

4.1.- Selección y diseño del modelo físico	46
4.2.- Metodología	48
4.3.- Resultados y discusión	52

V.- COEFICIENTES DE DISPERSIVIDAD Y CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA:**PRUEBA DE CAMPO**

5.1.- Introducción	62
5.2.- Metodología	62
5.3.- Resultados y discusión	71

VI.- CONCLUSIONES 100**REFERENCIAS** 105**ANEXO A** 120**ANEXO B** 138

RELACION DE FIGURAS

Figura 1.1	Localización del Estado de Yucatán	2
Figura 2.1	Localización de Mérida, Yucatán	9
Figura 2.2	Ubicación de los puntos monitoreados	11
Figura 2.3	Diagrama expandido de Durov	12
Figura 2.4	Relación sodio vs cloruro	14
Figura 2.5	Relación Na/Cl vs cloruro	15
Figura 2.6	Relación potasio vs cloruro	16
Figura 2.7	Relación sulfato vs cloruro	16
Figura 2.8	Relación I.S. calcita vs cloruro	17
Figura 2.9	Relación I.S. dolomita vs cloruro	18
Figura 2.10	Relación Mg/Ca vs cloruro	18
Figura 2.11	Relación Sr/Ca vs cloruro	20
Figura 2.12	Relación I.S. barita vs cloruro	20
Figura 2.13	Relación Br/Cl vs cloruro	22
Figura 2.14	Relación fluoruro vs cloruro	22
Figura 2.15	Relación boro vs cloruro	23
Figura 2.16	Relación yoduro vs cloruro	23
Figura 2.17	Relación I/Cl vs cloruro	24
Figura 3.1	Localización de Mérida, Yucatán, México	28
Figura 3.2	Mapa de densidad de población de Mérida, Yucatán, México	29
Figura 3.3	Régimen hidrogeológico de Mérida	32
Figura 3.4	Localización de los pozos someros (a) y pozos profundos (b)	35
Figura 3.5	Concentración de cloruros (mg/l) en la parte superior del acuífero	37
Figura 3.6	Concentración de oxígeno disuelto (mg/l) en la parte superior del acuífero	38
Figura 3.7	Concentración de nitrógeno de nitratos (mg/l) en la parte superior del acuífero	38
Figura 3.8	Concentración de coliformes fecales (NC x 100 ml) en la parte superior del acuífero	39
Figura 3.9	Modelo del acuífero usando valores de recarga de 100-275 mm/año	44
Figura 3.10	Calibración del modelo mostrando los efectos críticos de los valores de recarga en el gradiente regional	45

Figura 4.1	Prototipo experimental denominado sistema abierto	47
Figura 4.2	Prototipo experimental denominado sistema cerrado	47
Figura 4.3	Croquis de ubicación de las áreas de estudio en Yucatán	49
Figura 4.4	Sección transversal con conductividad hidráulica (cm/min)	61
Figura 4.5	Relación entre los coeficientes de dispersividad y la conductividad hidráulica	61
Figura 5.1	Croquis de localización de los puntos de inyección de trazador en Cancún Q. Roo	64
Figura 5.2	Croquis de ubicación de las áreas de estudio en Yucatán	66
Figura 5.3	Ubicación de los barrenos en el área del Acuaparque	67
Figura 5.4	Gráfica de calculo de la pendiente (Moore, 1991)	69
Figura 5.5	Configuración de elevaciones de nivel estático en a) abril y b) mayo de 1999 en el Acuaparque	79
Figura 5.6	Configuración de elevaciones de nivel estático en a) junio 3 y b) junio 9 de 1999 en el Acuaparque	80
Figura 5.7	Configuración de elevaciones de nivel estático en junio 16 de 1999 en el Acuaparque	81
Figura 5.8	Registros de Caliper en los barrenos del Acuaparque	82
Figura 5.9	Estratigrafía de los barrenos en el Acuaparque	83
Figura 5.10	Perfiles de conductividad eléctrica contra profundidad en los barrenos del Acuaparque	86
Figura 5.11	Perfiles de conductividad eléctrica contra tiempo a 3 m de profundidad en los barrenos del Acuaparque	87
Figura 5.12	Gráficas de pendientes a 3 m de profundidad en los barrenos del Acuaparque	89
Figura 5.13	Curva de recuperación del trazador (NaCl) en el km 21	94
Figura 5.14	Curva de recuperación del trazador (NaCl) en Juan Pablo II	97
Figura 5.15	Relación entre la conductividad hidráulica y la dispersividad	99

RELACION DE GRAFICAS

Gráfica 4.1	Gráficas de comportamiento utilizando inyección continua	55
Gráfica 4.2	Gráfica de penetración utilizando inyección puntual	55

RELACION DE TABLAS

Tabla 2.1	Resultados de las muestras de agua de Mérida, Yucatán	13
Tabla 3.1	Mediciones de laboratorio de las características hidráulicas de la matriz de muestras de roca del acuífero calizo de Mérida	31
Tabla 3.2	Resumen de los procesos de urbanización que impactan en el agua subterránea (adaptado de Foster, 1992)	33
Tabla 4.1	Características de las rocas recolectadas en los bancos de material	50
Tabla 4.2	Resultados de las pruebas de inyección continua en las muestras de los bancos de material	54
Tabla 4.3	Resultados para la muestra de SGC1	56
Tabla 4.4	Coefficientes de dispersividad para las muestras de los bancos de material	57
Tabla 4.5	Procedimiento para calcular la conductividad hidráulica de las muestras de los bancos de material	59
Tabla 4.6	Conductividad hidráulica de las muestras de los bancos de material	60
Tabla 5.1	Pruebas con trazadores fluorescentes en la ciudad de Cancún Q. Roo	63
Tabla 5.2	Resultados de los monitoreos piezométricos en el Acuaparque	68
Tabla 5.3	Valores ambientales de fluorescencia de los efluentes de las plantas de tratamiento de agua residuales y del Sistema Lagunar Nichupté	72
Tabla 5.4	Resultados fluorimétricos de prueba de trazado con Rodamina WT	74 y 75
Tabla 5.5	Resultados fluorimétricos de prueba de trazado con Fluoresceína Sódica	76 y 77
Tabla 5.6	Resultados de las pruebas de inyección de trazadores en los barrenos del Acuaparque	84 y 85
Tabla 5.7	Resultados de las pruebas de inyección de trazador en los barrenos del Acuaparque	91
Tabla 5.8	Resultados de conductividad hidráulica en el Acuaparque	93

AGRADECIMIENTOS

Se agradece de manera muy especial a las autoridades de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán, por el apoyo otorgado para desarrollarme académicamente y así contribuir a mi superación personal.

Un agradecimiento especial a mi asesor el Dr. J. Joel Carrillo Rivera por su dirección durante mis estudios; cuyas discusiones, comentarios y estímulos influyeron en mis decisiones y al Dr. Adrián Ortega Guerrero por su apoyo, por sus discusiones, sus valiosos comentarios y por sus estímulos para alcanzar esta meta.

A los Dres. Birgit Steinich, Alejandro Carrillo, Jaime Herrera, Rafael Huizar y Luis Marín, por sus valiosos comentarios y por su valioso tiempo dedicado a la lectura del trabajo escrito.

A la Subdirección de Becas Nacionales de la Dirección General de Intercambio Académico de la UNAM, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y a la Secretaría de Educación Pública por medio de su Programa de Mejoramiento del Profesorado (PROMEP) por los apoyos económicos otorgados para cubrir los gastos generados durante mis estudios.

A la Dirección General de Estudios de Posgrado de la UNAM (Proyectos PADEP 030613 y 030396) y al CONACYT (proyecto 3078 PT), por el apoyo brindado para la realización del trabajo de tesis y por la oportunidad otorgada para ampliar los conocimientos hidrogeológicos sobre el carst en Yucatán.

A las autoridades y personal de la Comisión Nacional del Agua Gerencia Yucatán, del H. Ayuntamiento de la Ciudad de Mérida, de la Comisión Federal de Electricidad y del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, por el apoyo y facilidades otorgadas para el desarrollo del trabajo de campo y sus comentarios sobre el tema. Se agradece también a cada uno de los gerentes de los Bancos de Materiales que nos permitieron el acceso a sus instalaciones.

Se agradece al personal académico del Posgrado en Ciencias de la UNAM, por sus apoyos y comentarios durante mi estancia y al personal administrativo de dicho posgrado por su apoyo y amistad.

Un agradecimiento muy grande y especial a mí familia por su apoyo y comprensión durante mis estudios y por los ánimos brindados durante los momentos difíciles, que sin ellos no hubiera sido posible llegar al final de esta etapa de mi vida.

Se agradece a cada una de las personas que de una u otra forma contribuyeron a que mi estancia durante mis estudios sea agradable y al buen desarrollo del proyecto de tesis, ya que sin su ayuda hubiese sido difícil alcanzar los objetivos planteados.

RESUMEN

El conocimiento de los procesos hidrogeoquímicos que suceden en el acuífero de Mérida, así como los factores que alteran la calidad del agua, son fundamentales para conceptualizar el modelo hidrogeológico del subsuelo y así entender los procesos del transporte de solutos que ocurren en el medio cárstico.

El entendimiento de los procesos de transporte de solutos y la relación que guardan con las características del medio como la conductividad hidráulica resulta muy importante, por que de manera constante se infiltran al sistema acuífero sustancias que pueden contaminarlo, en especial en sistemas acuíferos compuestos de rocas calcáreas, en los cuales la existencia de conductos de disolución y fisuras permiten la rápida infiltración del agua, ocasionando que el sistema acuífero que subyace a Yucatán resulte muy vulnerable a la contaminación.

La utilización de pruebas de inyección con trazadores es una herramienta muy útil, por que permite conocer la complejidad dinámica del medio calcáreo, tanto espacial como temporal, y así entender el comportamiento del flujo y el transporte de solutos en distintas condiciones hidrodinámicas.

Los coeficientes de dispersividad y la conductividad hidráulica dependen principalmente de la heterogeneidad del medio geológico presente en el subsuelo, debido a la presencia de conductos de disolución y microorganismos fósiles; sus valores se pueden incrementar o en algunas veces disminuir de acuerdo a la cantidad de estos presentes, lo que en ocasiones facilita el movimiento del agua y solutos a través del medio geológico. La existencia de conductos de disolución no determina que los coeficientes de dispersividad sean pequeños, por que existe poca dependencia de estos con la propagación del trazador, considerándose que el flujo que se presenta en el sistema es de tipo pistón.

El método unidimensional que se propone es una alternativa para la determinación de los coeficientes de dispersividad y la conductividad hidráulica en terrenos calcáreos, debido a que la recuperación del trazador resulta difícil en las pruebas de trazado. Mediante una inyección instantánea de trazador y la realización de registros de conductividad eléctrica es posible determinar estos parámetros e indirectamente se puede calcular la conductividad hidráulica.

Los coeficientes de dispersividad y la conductividad hidráulica en el carst de Yucatán no tienen una relación directa entre ellos, debido a la presencia de conductos de disolución que

permiten un rápido movimiento de flujo a través de ellos, ya que en esas zonas la actividad hidráulica es muy distinta a la media de la matriz cálcarea, ocasionando así que el soluto en algunos casos se disperse y en otros se diluya, de acuerdo a la velocidad del flujo que se presente y a las dimensiones del conducto de disolución, los que en algún momento puede intervenir para que exista un mayor volumen de agua y pueden producir dilución de los solutos.

ABSTRACT

The knowledge of the hydrogeochemical processes occurring in the aquifer of Merida, Yucatan, Mexico, as well as the factors altering its water quality, are fundamental to conceptualize the hydrogeologic model and to understand the solute transport processes, occurring in the medium karstic.

Understanding those processes and their relation with the hydraulic conductivity is very important because chemicals are constantly infiltrating to the aquifer being able to contaminate it, especially in aquifer systems made up of calcareous rocks, in which the existence of dissolution conduits and fissures allow a quick water infiltration, causing the aquifer to be very vulnerable to contamination.

Tracing techniques using injection wells are very useful because they allow to understand the spatial and temporal dynamic complexity of the calcareous medium, and therefore the behavior of the flow and the solutes transport under different hydrodynamic conditions.

The dispersivity coefficients and the hydraulic conductivity depend, primarily, on the heterogeneity of the geologic medium, due to the presence of dissolution conduits and fossil microorganisms; their values could increase or sometimes decrease depending on quantity of these heterogeneity's present, facilitating the movement of water and solutes through the geologic medium. The existence of dissolution conduits does not determine that the dispersivity coefficients are small because little dependence of these exist with the propagation of the tracer considering that the flow present in the system is of the piston type.

The proposed unidimensional method is an alternative to determine the dispersivity coefficients and hydraulic conductivity in calcareous terrains, because tracer recovery becomes difficult during an injection test. By means of an instantaneous injection of a tracer and the recording of electric conductivity it is possible to indirectly the hydraulic conductivity.

The dispersivity coefficients and the hydraulic conductivity in the karst of Yucatan do not have a direct relationship, due to the presence of dissolution conduits that allow a quick movement of flow through them, since in those areas the hydraulic activity is very different to the average of the calcareous matrix, causing therefore the solute to be dispersed in some cases and in others to be diluted, depending on the speed of the flow is present and on the dimensions of the

dissolution conduit, which can intervene in sometimes so that a higher volume of water exists to cause solute dilution.

CAPITULO I. INTRODUCCION

El trabajo de tesis se realizó en la porción noroeste del Estado de Yucatán, el cuál se ubica entre los paralelos 19° 40' y 21° 37' de latitud norte, y entre 87° 30' y 90° 29' de longitud oeste (Figura 1.1). El clima predominante es tropical húmedo cálido con una temperatura media de 27 °C y una precipitación promedio anual de 1000 mm (CNA, 1998). Desde el punto de vista geológico está constituido por una secuencia potente de sedimentos calcáreos de origen marino del Terciario Reciente (Butterlin y Bonet, 1960; Bonet y Butterlin, 1962; López, 1979; Back y Hanshaw, 1970), la cuenca marina en que se depositaron estos sedimentos ha sido relacionada con la falla transformante que dio origen al Golfo de México (Tucker, 1985; Steinich, 1996)). El principal rasgo fisiográfico de la península esta representado por la Sierrita de Ticul, con una extensión aproximada de 110 km, esta orientada ONO-ESE, con una elevación máxima de 275 snmm y esta constituida por calizas cristalinas, dolomitizadas y silicificadas del Eoceno Inferior (Weidie, 1985; Lesser *et al.*, 1988; Reeve, 1990 y SARH, 1989). El marco geológico detallado se presenta en los capítulos dos y tres.

Recientemente estudios realizados por Hildebrand *et al.*, (1991) indican la presencia de una estructura circular cuyo origen ha sido asociado a un cráter originado por el impacto de un meteorito. Posteriormente se fueron depositando sedimentos de origen marino, Perry *et al.*, (1995) y Marín, (1994) sugieren que en el centro del cráter el sedimento tiene un espesor de 1000 m y hacia sus límites el espesor se reduce a 220 m. El sedimento de la estructura circular del cráter sufrió asentamientos originando un sistema de fracturamiento que después dio origen al cinturón de cenotes (Hildebrand *et al.*, 1995; Pope *et al.*, 1991).

Steinich (1996), determina la dirección de máxima permeabilidad, las cuales pueden interpretarse como direcciones preferenciales de fracturas y cavidades de disolución en el cinturón de cenotes. A partir de los 80' se han realizado varios estudios enfocados a conocer las características hidrogeológicas e hidrogeoquímicas del subsuelo de Yucatán (Perry *et al.*, 1989, 1990, 1995; Marín *et al.*, 1990; Steinich y Marín, 1996; Steinich *et al.*, 1996 y Marín *et al.*, 1989). En Yucatán se han realizado varios modelos numéricos para simular el flujo regional y así determinar algunos de los parámetros hidrogeológicos del acuífero, en ellos se ha asumido que el terreno cárstico es un medio poroso (Marín, 1990; González, 1992, Méndez, 1991; Sánchez, 1999).

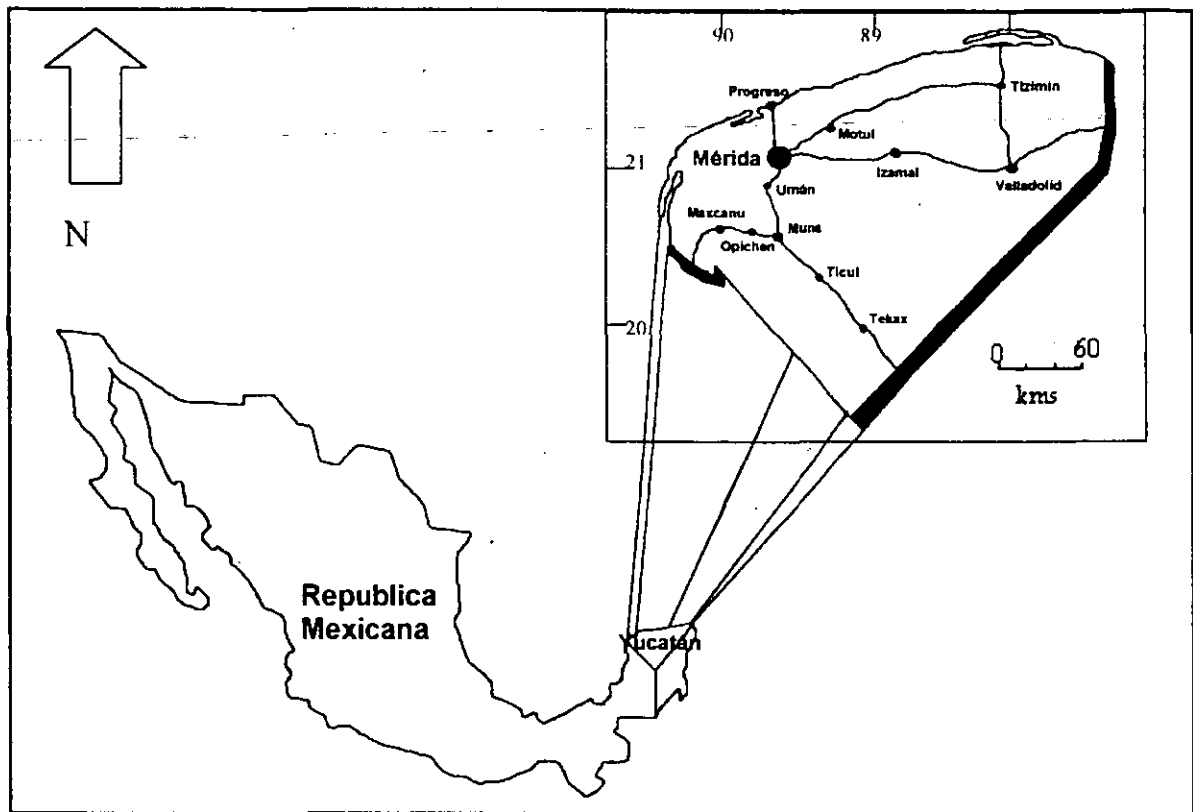


Figura 1.1.- Localización del Estado de Yucatán

En todo el estado se carece de corrientes superficiales, así gran parte de la precipitación pluvial se evapotranspira (80 %) y el resto se infiltra al subsuelo a través de fracturas, oquedades y conductos cársticos en las calizas (20 %), siguiendo diferentes trayectorias de flujo controladas principalmente por el desarrollo del carst (SARH, 1989). La dirección general del flujo subterráneo en el plano horizontal se presenta en forma radial del centro del estado hacia la línea de costa que circunda la península, incluyendo las colindancias de los estados de Campeche y Quintana Roo (Velázquez, 1986). La alta precipitación pluvial y la ausencia notable de escurrimientos superficiales indican una alta conductividad hidráulica (Back y Lesser, 1989; González, 1984; Villasuso *et al.*, 1984; Villasuso, 1990; Reeve y Perry, 1990; Marín *et al.*, 1990; Marín y Perry, 1994; Méndez, 1991). Los flujos preferenciales ocurren principalmente en aquellos horizontes del acuífero que están fracturados y/o cárstificados y que existe una correlación entre las direcciones de máxima conductividad hidráulica y las orientaciones del desarrollo preferencial de las cavidades de disolución (Sánchez, 1999).

La profundidad al nivel freático varía desde los 8 m al norte de la Sierrita de Ticul, 15 m al pie de la misma y hasta 40 m hacia el sur. Debido a las condiciones geológicas imperantes el acuífero es considerado como libre, excepto en una franja estrecha paralela a lo largo de toda la costa, lo que lo hace confinado (Perry *et al.*, 1989). Debido a las características de gran conductividad hidráulica del medio geológico se tiene un gradiente hidráulico extremadamente bajo de 5–10 mm/km (Marín *et al.*, 1987; Marín y Perry, 1994)). En las cercanías de Mérida el cuerpo de agua dulce es de aproximadamente 40 m de espesor, sobreyaciendo a agua de mayor contenido de sales que el agua marina actual (Graniel *et al.* (b), 1999).

El efluente doméstico en la mayor parte de Yucatán es descargado al subsuelo por medio de tanques sépticos y en pozos someros abandonados, ya que no se cuenta con un sistema de drenaje sanitario; el agua pluvial es vertida al acuífero por medio de pozos de absorción de 15-18 m de profundidad, haciendo así que los índices de contaminación se incrementen lentamente en los últimos años debido al alto crecimiento urbano en Mérida. Las descargas industriales y hospitalarias se vierten al subsuelo por medio de la inyección de sus efluentes a pozos profundos; estas descargas en la mayoría de los casos contienen residuos tóxicos peligrosos, que algunas veces son inyectados sin tratamiento apropiado a cuevas y cenotes abandonados; por lo que el subsuelo de las áreas urbanas se encuentra sujeto a una carga muy pesada de solutos y organismos microbiológicos, así como de sustancias tóxicas (BGS, 1995; Graniel y Gómez, 1997; Graniel *et al.* (a), 1999; Pacheco, 1985). La presencia de contaminantes en el sistema subterráneo resulta un peligro potencial a la salud humana y al ambiente, debido que el agua subterránea es el principal medio de abastecimiento de agua potable en la península (Graniel, *et al.*, 1999; Pacheco, 1985; BGS, 1995; Marín 1990).

En los últimos años se han identificado cambios químicos en la calidad del agua subterránea de la zona de la ciudad de Mérida, según los análisis químicos de muestras de agua de pozos someros y profundos localizados estratégicamente en una red de observación que abarca la zona urbana y sus alrededores (BGS, 1995; Graniel *et al.* (a), 1999). De acuerdo con las configuraciones de los iones mayores y de algunos elementos traza obtenidas hasta 1999; se tiene en general, que la parte superior del acuífero se encuentra contaminada y en forma puntual se tiene algunos pozos profundos que presentan valores relativamente altos de NO_3^- y coliformes fecales; lo cual indica que posiblemente la contaminación ya este llegando a la zona profunda (BGS, 1995; Graniel *et al.* (a), 1999). Aunque esa contaminación sea puntual hay que poner mucha atención a esa situación; ya que debido a la geología del área, el acuífero es muy vulnerable a la contaminación y existe la posibilidad de afectar la calidad del agua subterránea de la parte profunda del sistema. Cooper

(1959) estableció que los procesos de dispersión son más fuertes en calizas carstificadas y basaltos fracturados que en medios porosos.

El comportamiento de los contaminantes en el sistema (agua-material geológico) subterráneo indica que existe una dispersión muy importante de estos en el agua. Resultando así que el principal problema que se tiene en Yucatán y en especial en Mérida, es el comprender la dispersión de los solutos en el agua subterránea y el papel que juegan las características particulares que presenta el subsuelo (cárstico), ya que existen muchas fisuras y conductos de disolución, los que permiten el libre paso de los solutos al agua. El no entender la circulación de los contaminantes en el medio representa un problema al tratar de realizar un modelo de transporte de solutos para esta región.

El sistema de flujo subterráneo necesita de una definición más clara, considerando los aspectos de relación entre dos fluidos de densidad diferente (agua dulce y agua salada). La determinación de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal, son muy importantes, ya que son los parámetros fundamentales que controla la expansión de los solutos en los acuíferos; por lo que si se conocen y entienden los procesos de transporte de solutos, más fácil será conocer la distribución espacial de los mismos en el medio geológico y cual sería el posible impacto de estos en el agua subterránea; para lo cual se necesita, sin embargo, conocer los parámetros hidráulicos del subsuelo (conductividad hidráulica, porosidad, coeficientes de almacenamiento, espesores) para entender la hidrodinámica de los fluidos involucrados.

La determinación de la conductividad hidráulica es de gran importancia, ya que puede ser un factor de amortiguamiento de la contaminación por la presencia de conductos preferenciales de flujo, los cuales permiten una mayor velocidad; ocasionando que el contaminante sea desplazado rápidamente, permitiendo que no se mueva en otra dirección o que pueda llegar a la zona profunda del acuífero. Los procesos de transporte de contaminantes del agua subterránea en la península son aún más importantes cuando se considera su interrelación con el ambiente, específicamente cuando existen impactos ambientales negativos producidos por la contaminación del agua subterránea.

Las características del subsuelo, los procesos de transporte de contaminantes en el agua subterránea y la relación que estos guardan entre sí en el medio geológico; permiten conocer el comportamiento de los solutos ante la presencia de zonas de mayor conductividad hidráulica (conductos de disolución), ya que en ellas circulan importantes volúmenes de agua a una velocidad mayor de acuerdo a las dimensiones de los conductos, haciendo que los solutos se transporten en un corto tiempo a áreas cercanas y llegando a ellas con una mayor concentración.

Es muy importante conocer el comportamiento del sistema de flujo, establecer los controles del transporte de contaminantes y definir su interacción con los conceptos geológicos, hidrológicos e

hidrogeológicos, para evitar la contaminación de las fuentes de abastecimiento de agua potable, debido que en Yucatán el agua subterránea es la única fuente de abastecimiento de el vital líquido. El desarrollo urbano e industrial de Mérida ha deteriorado considerablemente la calidad del agua subterránea, ocasionando que la parte superior del agua dulce este contaminada y no se utilice para consumo humano; por lo que es necesario entender como la urbanización cambio las características fisicoquímicas del agua y que papel juega la dispersividad en el movimiento de solutos.

El objetivo principal de esta tesis es determinar los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal y, tratar de establecer la relación entre ellos y la conductividad hidráulica en el terreno cárstico. Para alcanzar este objetivo se realizaron pruebas de columnas en el laboratorio e inyección de trazadores en el campo. Cabe mencionar que las pruebas de laboratorio se realizaron a muestras de roca correspondientes a la zona no-saturada y las pruebas de inyección de trazador se realizaron en los primeros metros de la zona saturada.

La determinación de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal se realizaron en laboratorio utilizando un modelo físico, midiendo en el tiempo la cantidad de trazador que pasa en la muestra (inyección puntual). Para su determinación en campo, se utilizó la inyección de trazador en un punto y se midió la concentración del soluto en el tiempo a su paso por un pozo (Parr y Lane, 1983; Zous y Parr, 1994; Freeze y Cherry, 1979; Fried, 1975; Jiao *et al.*, 1988; Jiao, 1993 y Wang *et al.*, 1987). La conductividad hidráulica se determinó en el laboratorio utilizando el modelo físico y el método de inyección puntual; en el campo se utilizó la variación de la velocidad promedio en cada una de las perforaciones usadas para el efecto. También se utilizaron algunos valores de conductividad hidráulica que otros autores han determinado para este medio en particular.

Los diseños experimentales de laboratorio son variantes del modelo físico aplicado por De Josselin de Jong (1958) y Li y Lai (1966); que utilizaron columnas de material poroso, obteniendo un movimiento unidireccional. Una columna de laboratorio no reproduce la situación real y natural de un acuífero, los coeficientes de dispersión que se obtienen son inferiores hasta en uno o dos órdenes de magnitud respecto a los reales en el mismo material a diferente escala (campo) (Theis, 1967; Neuman, 1990; Batta y Murty, 1982; Birgham, 1979; Cêncur *et al.*, 1997; Klotz *et al.*, 1980 y, Pisani y Tosi, 1994).

En los últimos años, la prueba de inyección se ha utilizado para determinar la conexión hidráulica subterránea entre cuencas superficiales, la velocidad y dirección del movimiento del agua; para el análisis del comportamiento y distribución de los agentes contaminantes y la forma de distribución de las aguas de recarga. Así como para determinar algunos de los parámetros hidrogeológicos como: la conductividad hidráulica, los coeficientes de dispersividad, etc.; los cuales

permitirán conocer el funcionamiento de los acuíferos y así proponer un manejo más adecuado acorde con las condiciones reales del agua en el subsuelo.

El carst de Yucatán principalmente se ha desarrollado en la zona saturada; por lo que considerando el gradiente hidráulico muy bajo y los esfuerzos hidráulicos a los que se ve sometido por estar de bajo de la ciudad, hace que la aplicación de las pruebas de trazado resulte más complicada de realizar, debido a que es difícil determinar con exactitud la distribución de dichos conductos y del movimiento del agua subterránea.

De los apartados aquí indicados, los contenidos de los capítulos dos y tres, han sido publicados como artículos en revistas de reconocido prestigio nacional e internacional. Este trabajo de tesis se encuentra dividido en seis partes de acuerdo con los trabajos realizados:

- En el primer capítulo se presenta una descripción del área de estudio, la problemática que se tiene en el estado de Yucatán sobre la contaminación del agua subterránea, el objetivo del estudio y un poco sobre los conceptos importantes del tema de la tesis.
- En el capítulo dos se tiene una interpretación de los procesos hidrogeoquímicos que se presentan en el acuífero utilizando elementos mayores y traza.
- Los efectos que causa la urbanización en la calidad del agua subterránea, se presentan en el capítulo tres; por que resulta muy importante entender las causas del deterioro en la calidad del agua subterránea en los últimos años y así comprender los procesos de transporte de los solutos que se vierten al sistema acuífero.
- Los experimentos en el laboratorio para determinar los coeficientes de dispersividad y conductividad hidráulica se presentan en el capítulo cuatro.
- En el capítulo cinco se describen las pruebas de inyección de trazador realizadas en campo, con lo que fue posible determinar los parámetros propuestos a macro-escala.
- Y por último en el capítulo seis se presentan las conclusiones de esta investigación, donde se marcan las características del transporte de solutos y del subsuelo.

CAPITULO II.- HIDROGEOQUIMICA EN EL ACUIFERO CALCAREO DE MERIDA, YUCATAN: ELEMENTOS TRAZA

Eduardo Graniel Castro,

Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Yucatán

Antonio Cardona y Joel Carrillo-Rivera

Posgrado de Ciencias de la Tierra, UACPyP-CCH-UNAM

Ingeniería Hidráulica en México, Vol.XIV, Núm 3, pág 19-28, septiembre-diciembre de 1999.

2.1.- RESUMEN

El análisis de las concentraciones de los elementos mayores y elementos traza (Fe_{total} , B, F^- , Sr^{+2} , Ba^{+2} , I^- , Br^-) en el agua subterránea permitió conocer los procesos hidrogeoquímicos del acuífero calcáreo de Mérida, Yucatán, México. En este marco de referencia la interpretación de la interacción agua-roca, se apoyó en el comportamiento geoquímico de los elementos traza señalados, especies que no han sido objeto de análisis exhaustivo en trabajos previos. Los elementos disueltos en el agua subterránea provienen de diferentes fuentes, siendo una de ellas la mezcla de agua dulce con agua salina y la entrada de agua lluvia. Los valores de oxígeno disuelto detectados condicionan la concentración de hierro disuelto en el agua subterránea. La tendencia de la mayoría de los elementos traza analizados muestran que el extremo salino corresponde a agua marina diferente al agua marina actual. Por lo tanto, la mezcla no es ocasionada por un proceso de intrusión salina como generalmente se ha supuesto en la Península, sino que el agua salada que se encuentra en el subsuelo es la atrapada posiblemente durante las emersiones de aquella. Este supuesto nos permite entender mejor la disolución de carbonatos, a la vez que la mezcla de agua dulce y agua salada que se presenta en el acuífero.

2.2.- INTRODUCCIÓN

El acuífero calcáreo de la Península de Yucatán contiene la totalidad del agua que se explota para consumo de la poblacional local; desde el punto de vista hidrogeológico es uno de los mejor conocidos de México. En la formación calcárea se tiene un lente de agua dulce que flota sobre agua

salada de mayor densidad (Back y Lesser, 1981). En la zona costera, las características fisiográficas (relieve topográfico plano máximo de 12 m snmm), el acuífero de naturaleza cárstica y la presencia del agua de mar originan que los principales procesos que controlan la composición del agua subterránea sean: la disolución de carbonatos, y la mezcla de agua dulce y agua salada (Back y Hanshaw, 1970).

En Mérida, las antiguas costumbres relacionadas con la basura y las características hidrogeológicas locales, han ocasionado que los recursos hidráulicos subterráneos presenten altos valores de nitratos y colonias de coliformes fecales, como reflejo de contaminación antropogénica en la parte superior del acuífero (8-10 m de profundidad) y en ocasiones en la parte profunda del agua dulce (35-45m de profundidad) (Graniel y Gómez, 1997; Graniel *et al.*, 1999).

Perry *et al.*, (1989) señalan la presencia de un estrato calcáreo casi impermeable en la zona de descarga de agua subterránea al mar, el cual es originado por un proceso de sedimentación y precipitación de carbonatos.

El agua subterránea está saturada o en equilibrio con respecto a la calcita (Velázquez, 1986; Graniel, 1999; Perry *et al.*, 1989). La formación calcárea presenta el mayor ataque por disolución en los primeros metros de la zona no saturada, y decrece con la profundidad (Gaona- Vizcayno *et al.*, 1980). En las inmediaciones de la costa, la mezcla de agua dulce y agua salada ocasiona subsaturación de calcita, por lo que se representa una disolución más de los minerales carbonatados que componen el acuífero (Back *et al.*, 1979). Velázquez, (1986) con base a las relaciones SO_4/Cl^- y Na^+/Cl^- define que la composición del agua subterránea en la mayor parte del estado tiene influencia del agua de mar y de la disolución de evaporitas que ocurren en el acuífero. Por otra parte, la caracterización del agua de mar no se ha hecho todavía

La hipótesis de trabajo que normalmente se utiliza en cualquier lugar de la Península de Yucatán es que el agua salada que subyace al agua dulce tiene una composición similar al agua salina de mar. En este trabajo se trata de verificar esta hipótesis por medio de análisis de elementos traza y de elementos mayores. Por lo tanto, el objetivo de este trabajo es: *i)* analizar con base en el marco hidrogeoquímico previo, las reacciones de interacción agua subterránea-roca calcárea que ocurren en el subsuelo de la ciudad de Mérida y *ii)* caracterizar con base en elementos traza la mezcla agua dulce-agua salada determinada a partir de los elementos mayores en estudios previos (Villasuso *et al.*, 1988; Marín, 1990).

Se concederá especial atención a la evolución de elementos traza (Fe_{total} , B, F^- , Sr^{+2} , Ba^{+2} , I^- , Br^-) en el marco de referencia de la interacción agua-roca, especies no analizadas en trabajos previos.

2.3.- ÁREA DE ESTUDIO

El área de Mérida, Yucatán, cubre una extensión de 158 km² y está limitada por el anillo periférico. La ciudad se encuentra ubicada en la porción noroeste del estado de Yucatán entre los paralelos 21° 00' y 20° 30' de latitud norte, y los meridianos 89° 30' y 89° 45' de longitud oeste (Figura 2.1). El clima en la zona es tropical húmedo, con una precipitación media anual de 1,000 mm y una temperatura promedio de 27 °C. El área es muy característica por su topografía plana y por su subsuelo de tipo cárstico, el cual permite la infiltración rápida del agua de lluvia, formándose así conductos de disolución, cavernas y cenotes.

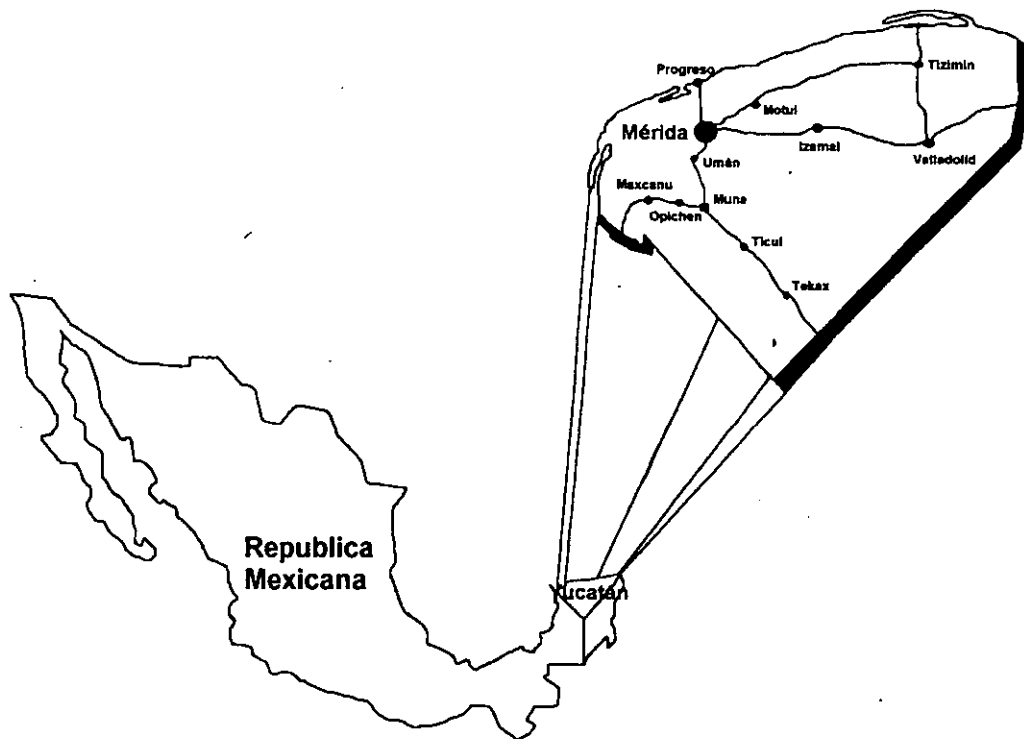


Figura 2.1.- Localización de Mérida, Yucatán

2.4.- MARCO HIDROGEOLÓGICO

Butterlin y Bonet, (1960); Bonet y Butterlin (1962), y López (1979); establecieron que el subsuelo de la ciudad de Mérida está constituido por rocas calcáreas del Pleistoceno-Holoceno, que incluyen calizas coquinoideas, calizas arcillosas, calizas microcristalinas, areniscas y lutitas. Las calizas coquíníferas alcanzan un espesor máximo de 50 m y sobreyacen a las calizas fosilíferas de la Formación Carrillo Puerto. Subyaciendo a esta formación, existen calizas compactas y areniscas del Oligoceno.

Las aguas subterráneas se encuentran en una matriz calcárea con intercalaciones de material arcilloso, yeso o anhidrita y está libre. Su espesor es de 200 m, con una capa inferior de 50 m de lutitas calcáreas (Lesser y Weide, 1988); el flujo subterráneo tiene lugar principalmente en los poros, fracturas y cavidades de disolución, su dirección preferencial de flujo es hacia el noroeste, con un gradiente hidráulico del orden de 7–10 mm/km (Marín, 1990). La conductividad hidráulica de la matriz porosa medida en núcleos oscila en un rango de 0.3-1.2 m/d (Buckley et al., 1994).

Las condiciones hidrogeológicas particulares de la zona ocasionan que la carga hidráulica del agua subterránea sea del orden de 1.0-1.2 m snmm. Estas condiciones producen que la interfaz agua dulce-agua salada se encuentre entre 45-60 m de profundidad (Gaona-Viscayno *et al.*, 1980).

De acuerdo con Lesser y Weide (1988) el origen del agua salada subyacente es la disolución de depósitos susceptibles de evapotranspiración presentes en el subsuelo, o el agua de marina que rodea la Península. La relación de Ghyben-Herzberg (Freeze y Cherry, 1979) predice que el abatimiento que se produce por el bombeo en los pozos induce un ascenso en la interfase agua dulce-salada. Esto resulta en que el agua bombeada es una mezcla de proporciones variables de los miembros extremos involucrados, o sean el agua de marina y el agua dulce del acuífero.

2.5.- METODOLOGIA

Análisis químico de agua subterránea: Las muestras de agua subterránea fueron tomadas en 17 pozos profundos (40 m de profundidad) seleccionados según: *i)* su distribución dentro de los límites de la ciudad de Mérida, *ii)* su relativa baja concentración de NO_3^- con respecto a los valores que indican la presencia de contaminación (100–200 mg/l; Graniel y Gómez, 1997) y *iii)* al equipo de bombeo en buenas condiciones y en operación continua (Figura 2.2). El diseño de los pozos estudiados incluye tubería de hierro de 0.30 m de diámetro, con ademe liso de 0 a 20 m y ademe ranurado de 20 a 40 m. En cada pozo se hicieron determinaciones de campo: *i)* temperatura, *ii)* conductividad eléctrica, *iii)* pH, *iv)* oxígeno disuelto y *v)* alcalinidad. La muestra de agua se obtuvo por medio de una válvula acoplada a la descarga del pozo, previo al tratamiento de cloración; para el muestreo se utilizó una celda de aislamiento y para la calibración de los aparatos se usaron soluciones de pH conocidos (4.0, 7.0 y 10.0) que estaban a la misma temperatura del agua subterránea.

La muestra para metales se filtró en campo con una membrana de acetato de celulosa de 0.45 μm , añadiendo ácido nítrico hasta alcanzar un $\text{pH} < 2$; la muestra para aniones se filtró en campo pero no se acidificó.

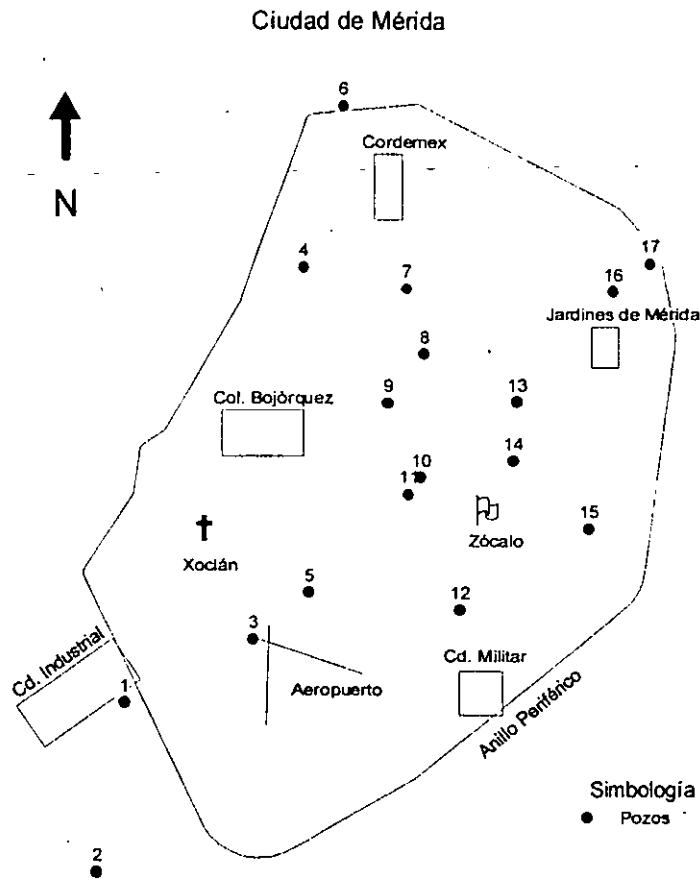


Figura 2.2.- Ubicación de los puntos de muestreo

Las determinaciones se realizaron en los laboratorios del *British Geological Survey* y las técnicas utilizadas fueron las que recomienda el Standard Methods (APHA 1992). Los análisis de Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , B, SO_4^- , Sr^{+2} , Ba y F_{Total} se hicieron en un espectrómetro óptico de emisión de plasma (ICP-OES) modelo ARL 34000C y las determinaciones de Cl^- , F^- , NO_3^- , I^- y Br^- en un colorímetro automatizado (Technicon Auto-Analyser II Sistem). Para el HCO_3^- se utilizó el método de autotitulación (Radiometer Autotitrator). Todos los análisis químicos manifiestan un balance iónico menor al 5 % permisible (Freeze y Cherry, 1979), con excepción del punto 2 que presenta 7%.

Para el calculo de la especiación y del índice de saturación con respecto a diferentes minerales, se utilizó el modelo hidrogeoquímico PHREEQC1.4. Para evitar interferencias en la interpretación, se incorporaron los análisis con menores valores de nitratos y/o coliformes fecales, ya que estos indican la influencia de contaminación antropógena.

2.6.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados de los análisis físicos y químicos se presentan en la Tabla 2.1 y se examinaron por medio de diversas técnicas gráficas. A efecto de definir el comportamiento geoquímico de las aguas subterráneas se elaboró el diagrama modificado de Durov (Figura 2.3), donde se tiene que la mayoría de las muestras presentaron un comportamiento lineal en dirección al agua marina promedio obtenida de la bibliografía (Lloyd y Heathcote, 1985). Esto sugiere en general, la presencia de una línea de mezcla entre el agua subterránea y el agua marina, y la presencia de reacciones de intercambio iónico para los procesos y grupos considerados. La evolución geoquímica observada entre un grupo extremo de agua tipo cálcica-bicarbonatada (Ca-HCO₃) y otro de tipo sódica-clorurada (Na-Cl) es congruente con dicha observación.

Para investigar las reacciones existentes en la interacción agua-roca en relación con la mezcla agua dulce-salada, se comparó la evolución de la concentración de varios iones con referencia a la concentración del ion cloruro. El cloruro es un compuesto debido a que por lo general no es afectado por procesos de precipitación-disolución y no es modificado por reacciones de oxidación-reducción, por adsorción o intercambio (Feth, 1981).

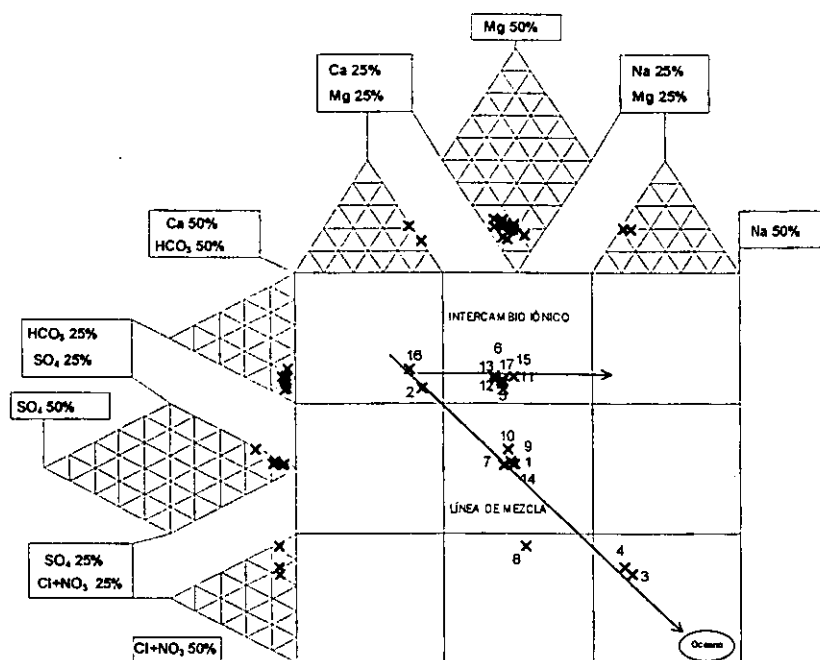


Figura 2.3.- Diagrama expandido de Durov

Tabla 2.1.- Resultados de las muestras de agua de Mérida, Yucatán

DATOS DE CAMPO				ELEMENTOS MAYORES (mg/l)								ELEMENTOS TRAZA (mg/l)								
POZO	TEMP	pH	O.D	STD	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	NO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	F ⁻	Sr ⁺²	Ba ⁺²	I ⁻	Br ⁻	Zn	Fe _{Tot}	B _{Tot}
1	28.3	6.55	2.4	957.2	415	208	32.3	25.0	116.0	10	112	36.7	0.16	0.719	0.022	0.044	0.704	0.36	0.010	0.15
2	28.5	6.75	4.1	890.4	429	183	23.2	21.6	81.6	18	113	19.6	0.12	0.574	0.020	0.024	0.527	0.01	0.010	0.07
3	29.9	6.90	0.3	1473.0	425	480	73.3	27.1	276.0	9	123	54.1	0.20	3.020	0.031	0.225	1.720	0.05	0.010	0.23
4	27.9	7.00	6.1	1308.9	400	382	66.6	52.6	224.0	16	117	47.5	0.17	1.390	0.032	0.139	1.310	0.01	0.010	0.15
5	26.9	6.40	3.0	888.7	405	167	27.4	37.9	96.5	8	114	31.3	0.16	0.694	0.025	0.058	0.578	0.01	0.010	0.09
6	27.0	7.00	0.8	854.3	415	156	25.1	15.6	89.4	8	107	36.0	0.14	0.801	0.025	0.416	0.552	0.03	0.071	0.17
7	28.5	6.60	0.1	882.2	371	173	33.9	52.4	101.0	9	116	24.2	0.13	0.599	0.027	0.271	0.570	0.02	0.016	0.09
8	28.5	6.50	0.2	1071.3	398	264	52.4	35.1	153.0	11	123	32.3	0.13	1.010	0.030	0.218	0.932	0.02	0.010	0.11
9	28.4	6.55	0.1	1006.7	410	196	64.6	45.0	121.0	13	121	34.1	0.17	0.869	0.036	0.128	0.640	0.02	0.010	0.10
10	30.4	6.90	1.9	861.3	361	144	92.2	6.0	105.0	13	115	23.1	0.11	0.624	0.046	0.368	0.576	0.02	0.127	0.10
11	30.0	6.95	0.7	957.8	459	156	34.1	27.5	106.0	25	113	35.3	0.16	0.781	0.037	0.123	0.643	0.02	0.016	0.10
12	27.7	6.55	3.4	879.4	417	160	24.5	28.1	93.3	9	112	33.9	0.15	0.738	0.027	0.041	0.547	0.01	0.010	0.09
13	28.3	6.65	1.3	870.4	420	142	28.3	39.0	85.2	8	116	30.3	0.15	0.743	0.030	0.079	0.462	0.01	0.010	0.09
14	28.6	6.70	1.6	978.5	410	180	57.8	53.7	115.0	10	118	32.0	0.15	0.820	0.033	0.233	0.585	0.02	0.022	0.09
15	28.2	6.65	3.3	895.3	432	157	24.9	27.7	92.3	9	114	36.5	0.16	0.826	0.031	0.046	0.587	0.09	0.034	0.09
16	28.6	6.70	2.5	805.6	420	124	18.3	26.7	68.7	6	113	28.3	0.11	0.689	0.027	0.036	0.416	0.11	0.027	0.08
17	27.3	6.65	4.5	844.2	425	148	21.3	17.1	80.0	6	110	35.2	0.13	0.766	0.027	0.032	0.504	0.02	0.010	0.08

Mezcla agua dulce-agua salada (elementos mayores): La evolución del cloruro en relación con el sodio presenta una tendencia lineal (Figura 2.4), disposición que sugiere una interfaz entre un miembro extremo salino y otro con menor salinidad. En general, la disposición de las muestras presenta una pendiente de mezcla basada en dilución del agua subterránea y la relación molar 1:1 para la disolución de halita, también se puede teorizar que algunos miembros pertenecen a una línea de dilución con agua de marina. Esta distribución sugiere que los iones se originan de tres fuentes principales: *i*) origen atmosférico (solutos en la lluvia) a partir de procesos de evapotranspiración del agua meteórica en la zona no-saturada, *ii*) derivados de un miembro extremo salino y *iii*) en menor grado agua marina.

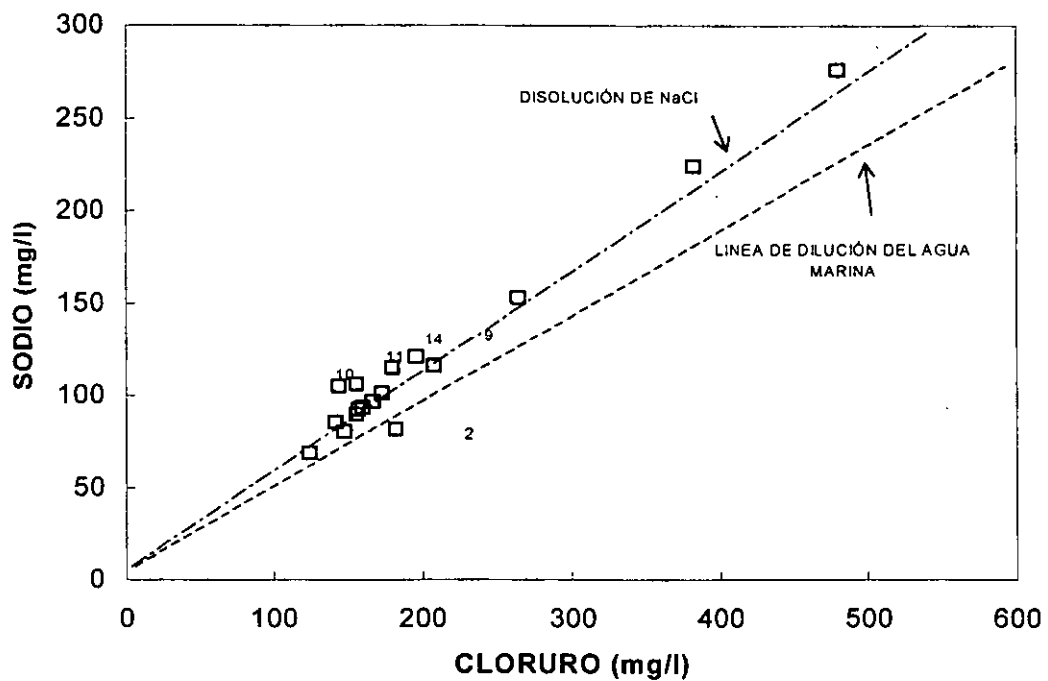


Figura 2.4.- Relación sodio vs cloruro

Una fuente adicional de sodio se observa en algunas muestras que contienen una relación Na^+/Cl^- (molar) mayor a 0.95 (Figura 2.5). La existencia de cantidades subordinadas de arcilla, presentes en las calizas como impurezas, facilitarían la presencia de reacciones de intercambio catiónico que adicionarían los valores de sodio observados (Feth, 1981).

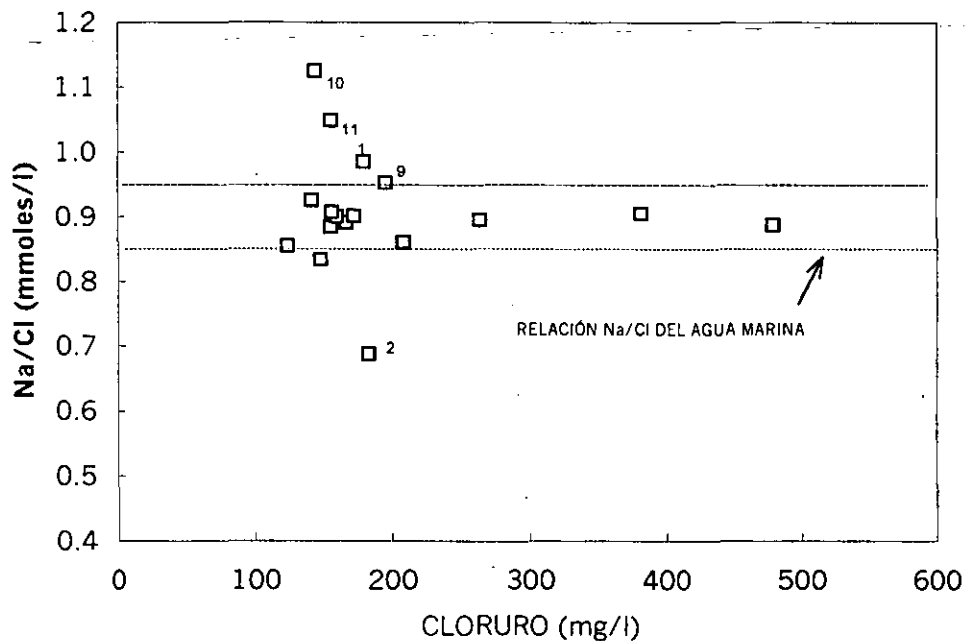


Figura 2.5.- Relación Na/Cl vs cloruro

Las concentraciones de potasio disuelto en el agua subterránea (Figura 2.6), con excepción de la muestra 3, son mayores que la interfaz con el agua marina, por lo que se anticipa interacción agua-roca, como pueden ser reacciones (de intercambio y/o disolución) con material arcilloso. Se carece de valores de sílice disuelta para comprobar si la disolución de minerales arcillosos determina las cantidades de potasio observadas.

Para concentraciones menores que 30 mg/l, el sulfato presenta una tendencia similar a la dilución de agua marina (Figura 2.7). Sin embargo, valores mayores señalan una fuente más, probablemente a partir de disolución de yeso o anhidrita. Las muestras están subsaturadas con respecto a estos minerales, por lo que, si están presentes como impurezas dentro de la caliza, su disolución es factible, situación que explicaría satisfactoriamente los valores de sulfato detectados.

Controles de solubilidad: La evolución del calcio con respecto al cloruro, puede interpretarse en términos de la geoquímica de carbonatos. Debido a que el acuífero analizado es de tipo calcáreo, el contenido de calcio disuelto en el agua subterránea (0.380 mg/l) es mucho mayor al que corresponde a la relación del agua marina (0.021 mg/l) (Lloyd y Heathcote, 1985).

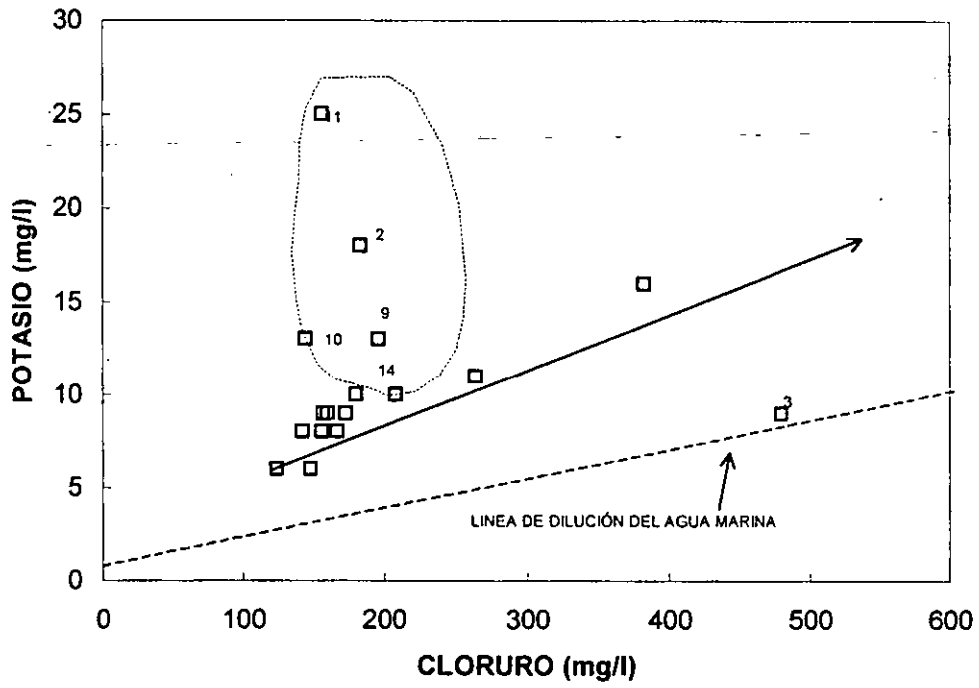


Figura 2.6.- Relación potasio vs cloruro

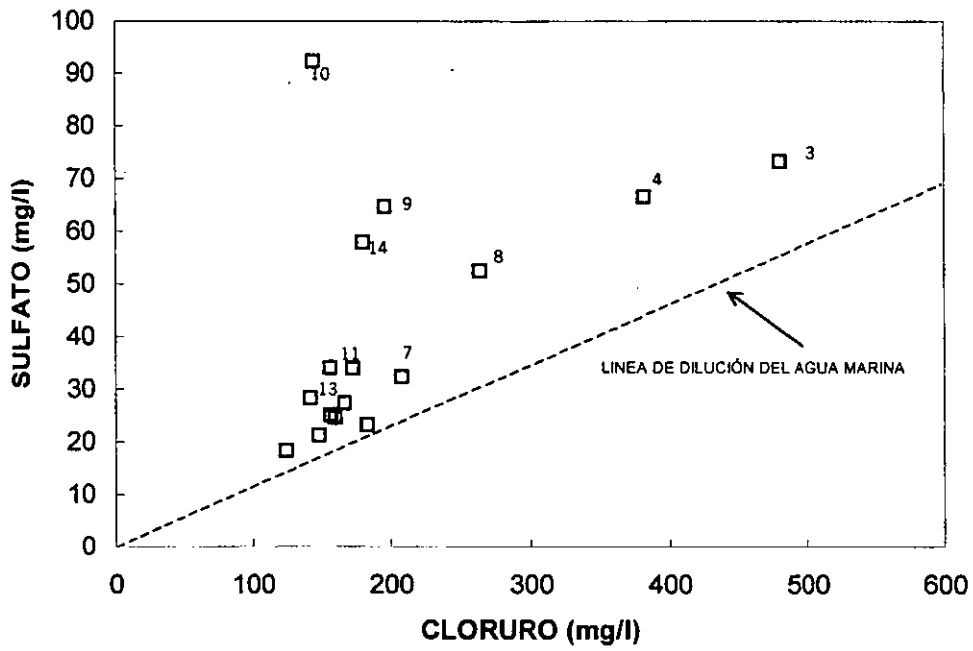


Figura 2.7.- Relación sulfato vs cloruro

Aunque la mayoría de las muestras están saturadas con respecto a la calcita (Figura 2.8), los valores de calcio tienden a incrementarse ligeramente con relación al cloruro. Esta distribución puede interpretarse como producto de: *i*) subsaturación con respecto a la calcita (Back y Hanshaw, 1970) que se produce cuando se mezclan agua subterránea y agua salina, ambas en equilibrio con la calcita, *ii*) disolución complementaria de calcita (para lograr equilibrio), el cual fundamenta el ligero incremento de calcio que se detecta en el agua mezclada.

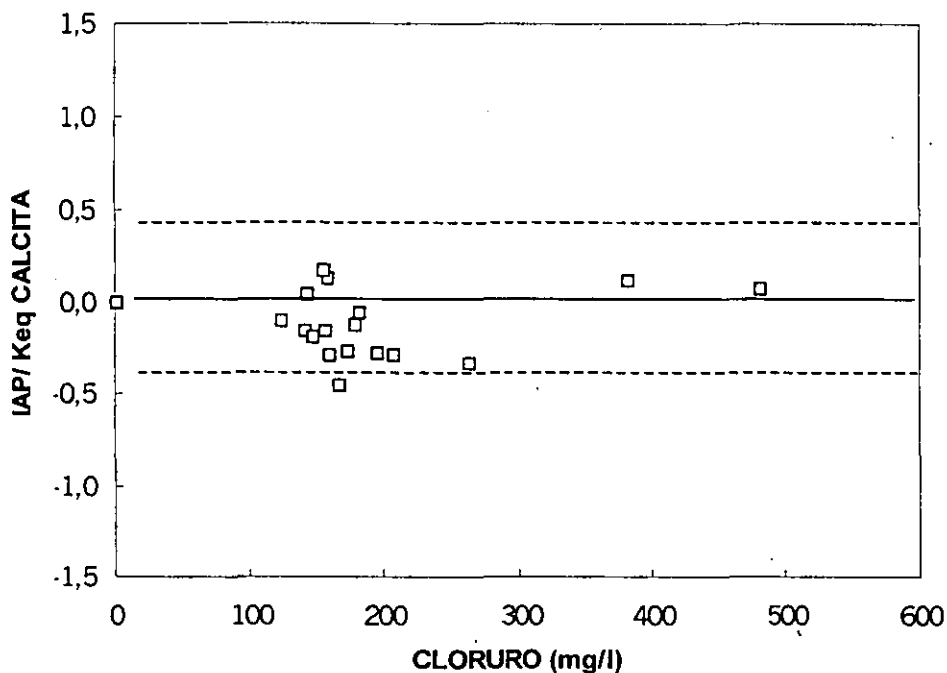


Figura 2.8.- Relación I.S. calcita vs cloruro

El magnesio tiene un comportamiento similar al del calcio: tiende a incrementarse con relación a la salinidad del agua. Su concentración es mayor que la resultante a partir de la dilución simple de agua marina. La mayoría de las muestras se encuentran en equilibrio con respecto a la dolomita (Figura 2.9) y el magnesio presenta una tendencia a concentrarse más, en forma de cloruro. De acuerdo con Edmunds *et al.*, (1992) el aumento de la relación Mg^{+2}/Ca^{+2} (Figura 2.10) en aguas saturadas con respecto a la calcita se debe a la disolución incongruente de carbonatos. De otra parte, otro proceso más que justifica el aumento de los valores de magnesio, es el de dedolomitización (Back y Hanshaw, 1970; Plummer *et al.*, 1990). Como resultado de la disolución de yeso o anhidrita presente en el acuífero calcáreo, se disuelve dolomita y se precipita calcita

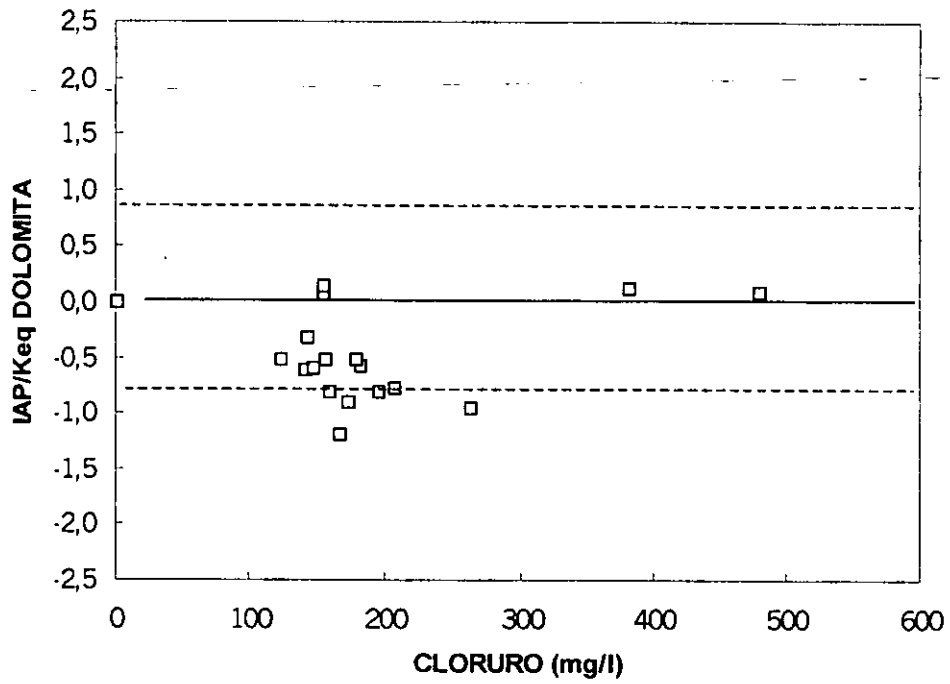


Figura 2.9.- Relación I.S. dolomita vs cloruro

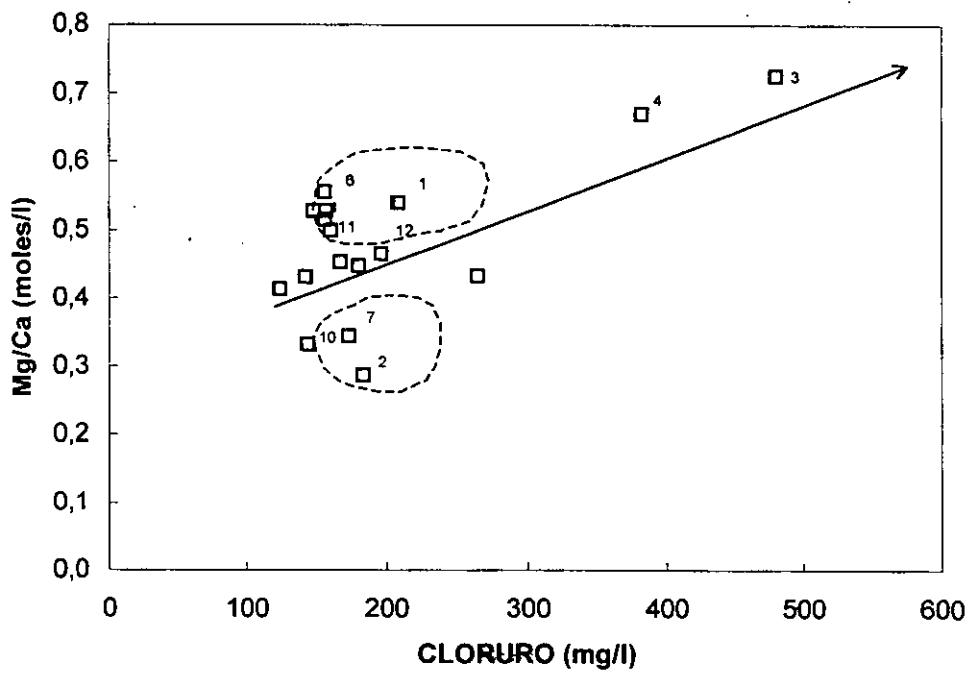


Figura 2.10.- Relación Mg/Ca vs cloruro

Las reacciones de dedolomitización predicen un incremento de calcio y magnesio paralelo al de sulfato, así como una disminución de la alcalinidad. En este caso, la relación Mg^{+2}/Ca^{+2} teórica para condiciones de equilibrio con calcita y dolomita es de 0.8 (Plummer *et al.* 1990). Aunque el incremento observado de sulfatos (Figura 2.7) se relaciona con disolución de yeso o anhidrita, la mayoría de los valores son un poco mayores que los asociados con la interfaz del agua marina. Asimismo, la evolución de la relación Mg^{+2}/Ca^{+2} (Figura 2.10) es siempre menor a 0.8, además de que la alcalinidad presenta valores relativamente constantes.

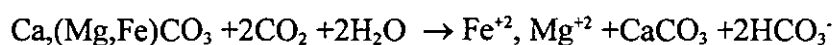
Estas evidencias sugieren que el proceso de dedolomitización, es una reacción menos significativa en la porción del acuífero calcáreo analizada. La disolución incongruente de calcita es el proceso dominante.

Una evidencia más, es que la relación Sr^{+2}/Ca^{+2} (Figura 2.11) se incrementa en mayor proporción que la relación Mg^{+2}/Ca^{+2} . Esto sugiere ser un reflejo de un proceso de recristalización de calcita, que involucra la disolución incongruente de carbonatos, reacciones que ponen en solución las "impurezas" (Mg^{+2} , Sr^{+2} , Fe^{+2}) presentes en la calcita presente en el acuífero calcáreo. En este caso, se considera que la calcita recristalizada a partir del agua subterránea, será más baja en "impurezas" y por lo tanto de mayor pureza que la original.

La evolución del bario con respecto al cloruro revela la presencia de un control de solubilidad, ya que presenta valores de alrededor de 0.03 mg/l de concentración. Esto se confirma con la tendencia horizontal de los análisis de los índices de saturación con respecto a la barita (Figura 2.12). Los valores indican que las mayores concentraciones de sulfato, coinciden con saturación de barita. El aumento de sulfato (disolución de anhidrita o yeso) controló el incremento de bario disuelto.

Reacciones REDOX: Las condiciones hidrogeológicas (acuífero libre y cárstico) que prevalecen dentro de la zona, favorecen la presencia de cantidades variables de oxígeno en el agua subterránea. En todas las muestras se detectó la presencia de oxígeno disuelto en concentraciones que oscilaron entre 6 y 0.1 mg/l. El potencial de óxido-reducción (Eh) se calculó con base en la concentración de oxígeno disuelto, obteniéndose valores de alrededor de +200 mV en todas las muestras.

La disminución de oxígeno se considera que es resultado de la oxidación de Fe^{+2} . El origen de este elemento en el agua subterránea, al igual que la de Mg^{+2} y Sr^{+2} , se infiere asociado a la disolución incongruente de carbonatos, de acuerdo con las siguientes reacciones:



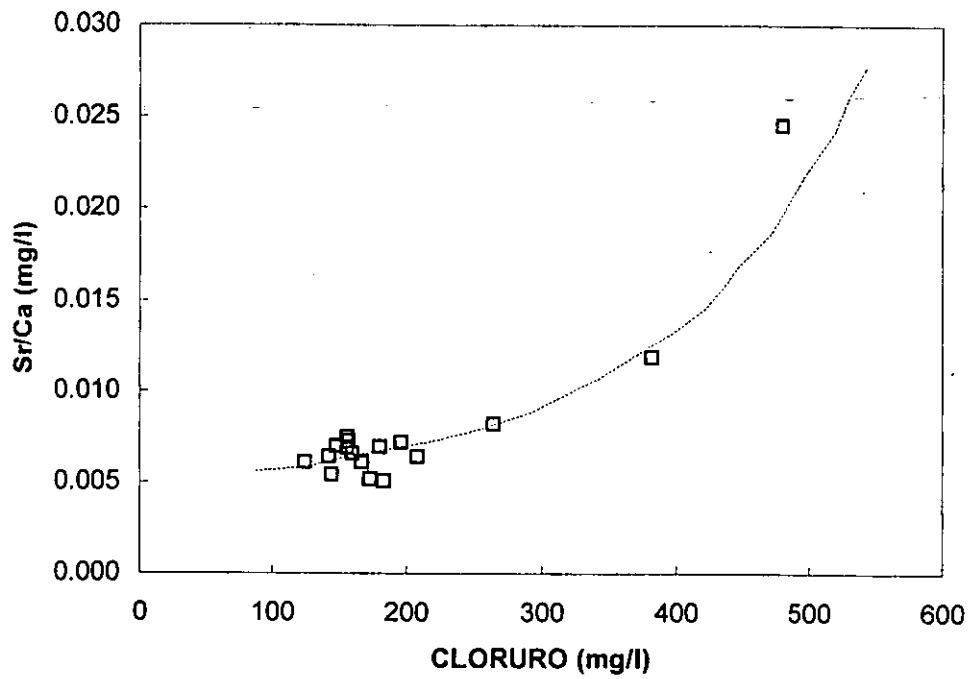


Figura 2.11.- Relación Sr/Ca vs cloruro

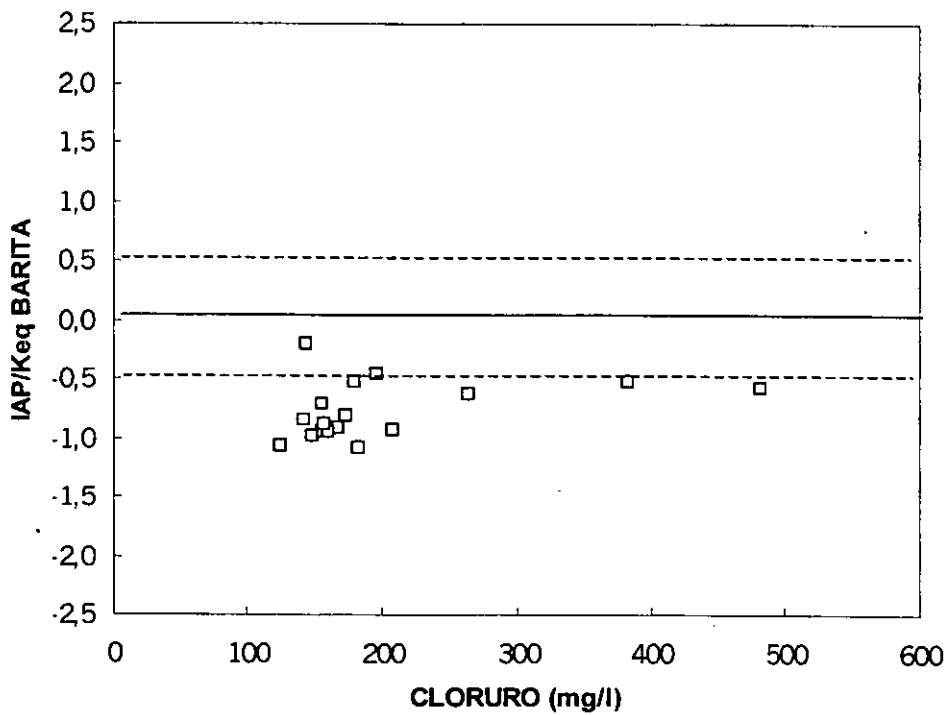
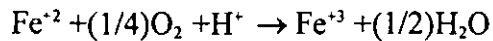


Figura 2.12.- Relación I.S. barita vs cloruro



El Fe^{+3} es un elemento insoluble que se precipita rápidamente en las condiciones redox que prevalecen en la zona. Los índices de saturación con respecto a las fases que contienen Fe^{+3} como la ferrihidrita amorfa ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) y la maghemita (Fe_2O_3), presentan valores variables entre saturados y sobresaturados (no presentados). Esta evidencia sugiere que el control REDOX es efectivo para mantener las concentraciones de hierro total disuelto en valores bajos (del orden de 0.01-0.1 mg/l).

Mezcla agua dulce-agua salada (elementos traza): El bromuro es la sal que refleja más claramente la mezcla entre el agua marina y el agua dulce del acuífero (Figura 2.13). La distribución de las muestras se correlaciona en gran medida con la mezcla teórica entre agua meteórica y agua marina, lo que indica para el bromuro disuelto un origen similar al propuesto para el cloruro.

El F⁻, B y el I⁻, están enriquecidos con relación a la dilución de agua marina moderna (Figuras 2.14, 2.15 y 2.16); concentraciones mayores a las de la mezcla teórica, sugieren reacciones de interacción entre la componente salina y las rocas sedimentarias del subsuelo. La relación Br⁻/Cl⁻ (Figura 2.13) es del orden de 0.003-0.004; el origen de la salinidad por disolución de sedimentos evaporíticos (halita) parece justificarse (0.0001-0.003; Whittemore, 1988). Sin embargo, la relación I⁻/Cl⁻ (Figura 2.17) para halita y salmueras originadas por disolución de este mineral, presenta valores cercanos a la relación para el agua marina (0.000003), a diferencia de la relación I⁻/Cl⁻ (0.003-0.0001) del agua subterránea de la zona de estudio.

A juzgar por las concentraciones de Br⁻, Cl⁻ y Na⁺, el miembro salino corresponde al agua marina. Sin embargo, el enriquecimiento de Mg⁺², Sr⁺², Ba, I⁻, F⁻ y B, relativo a la concentración normal de agua marina reciente, significa que la componente salina ha tenido un largo tiempo de interacción con el acuífero calcáreo. Para el caso del yoduro, este se origina a partir de los restos derivados de organismos marinos (muy abundantes en las calizas coquiníferas que componen el acuífero) combinado con un gran tiempo de interacción agua-roca. Lloyd *et al.*, (1982) han descrito una situación similar en un acuífero calcáreo de la Gran Bretaña, en donde las edades calculadas con el método de ¹⁴C para las aguas con los valores más altos para la relación I⁻/Cl⁻, resultaron ser mayores a 21,000 años.

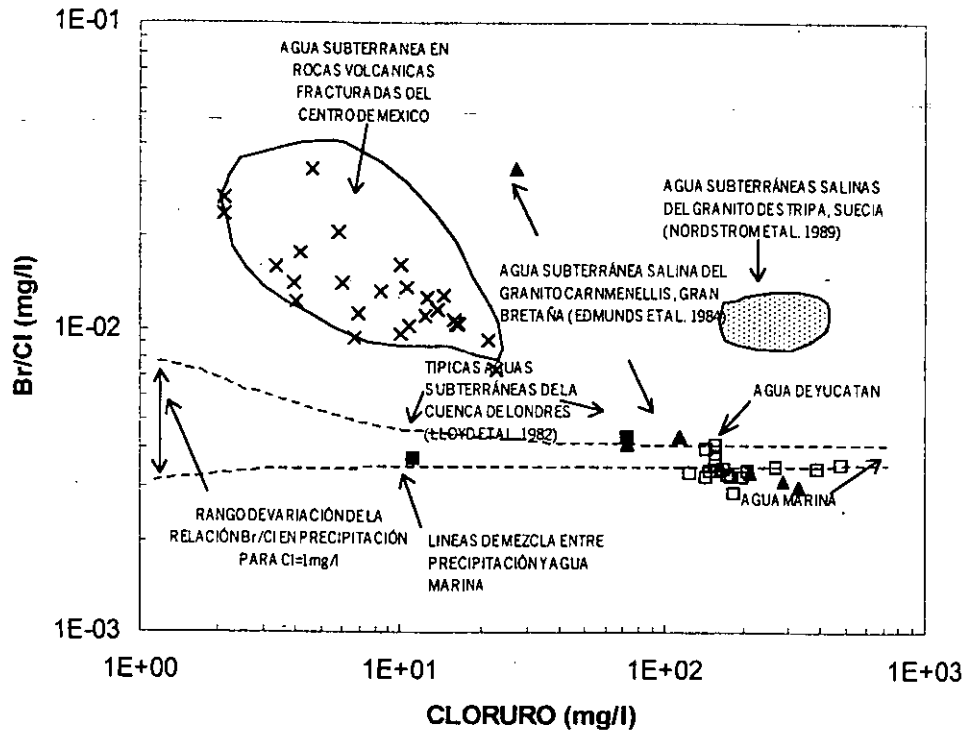


Figura 2.13.- Relación Br/Cl vs cloruro

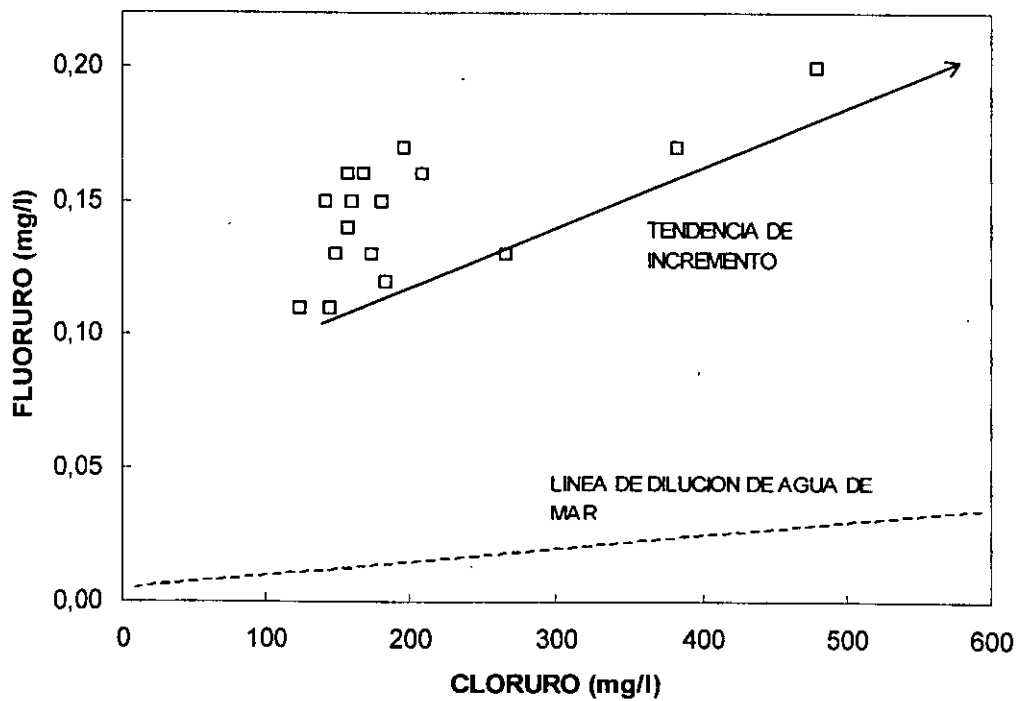


Figura 2.14.- Relación fluoruro vs cloruro

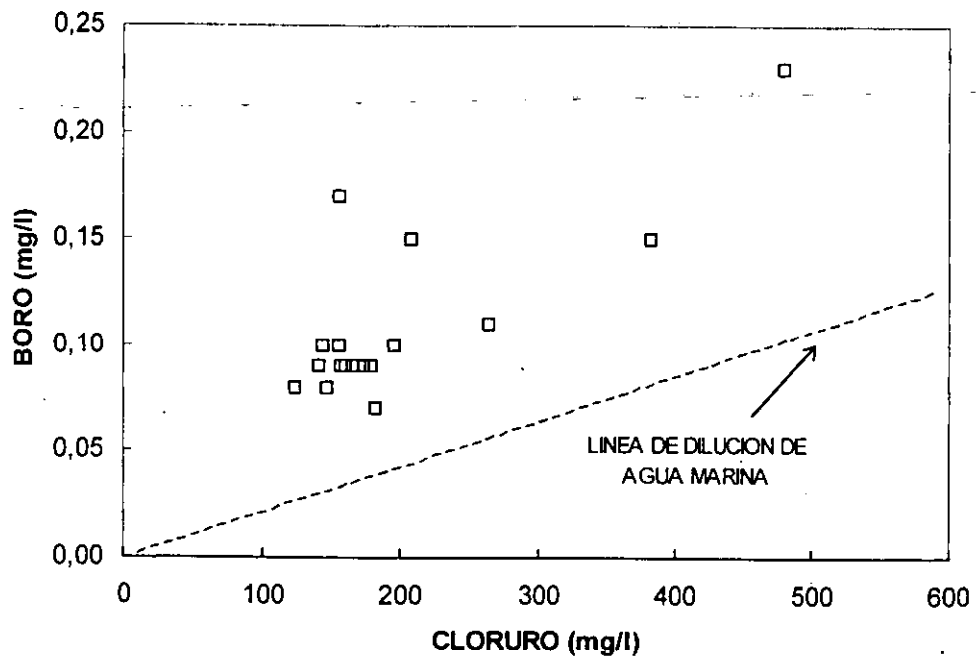


Figura 2.15.- Relación boro vs cloruro

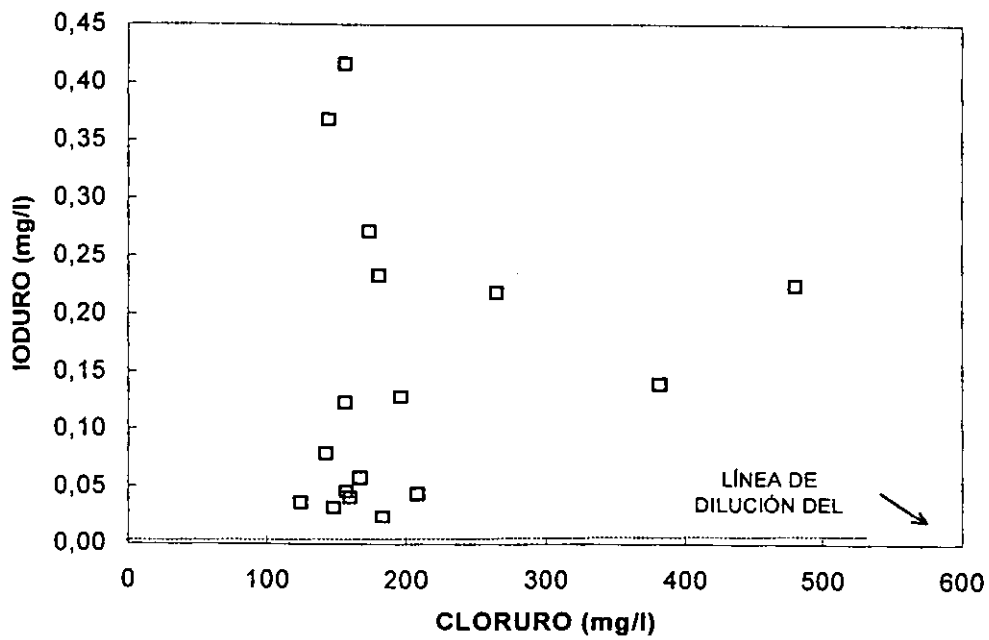


Figura 2.16.- Relación yoduro vs cloruro

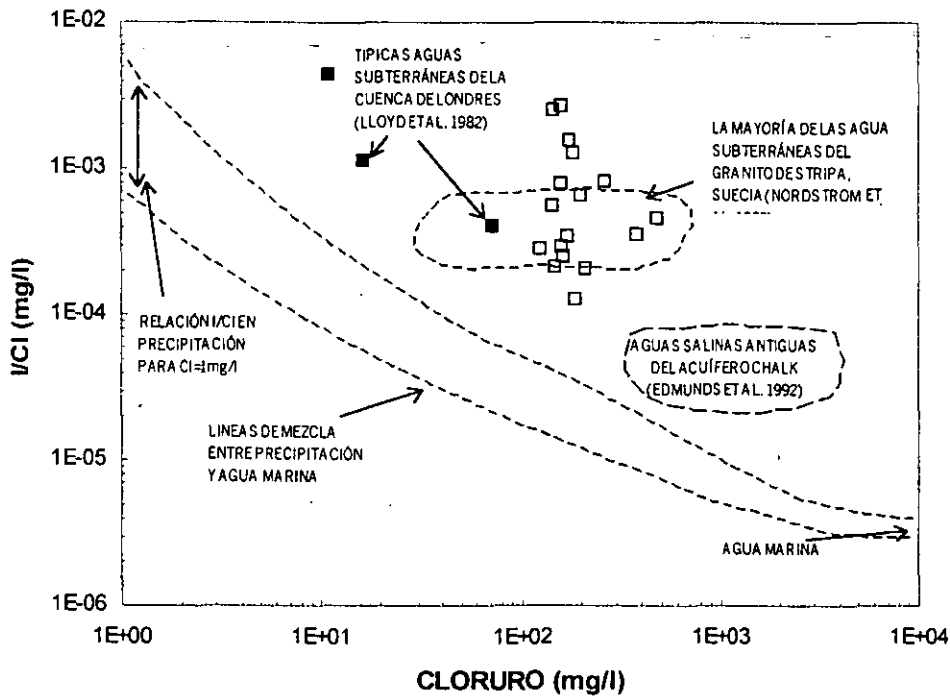


Figura 2.17.- Relación I/Cl vs cloruro

2.7.- CONCLUSIONES

Los solutos disueltos en el agua subterránea, provienen de diferentes fuentes. La evolución de agua subterránea tipo Ca-HCO₃ a tipo Na-Cl, es producto de la mezcla con agua salina, inducida probablemente por el bombeo en los pozos. Los valores de Cl⁻, Br⁻, y Na⁺, se deben a los solutos disueltos en el agua meteórica (entrada atmosférica) a la vez que a la de la mezcla con el miembro extremo salino. La disolución incongruente de carbonatos controla los valores de Ca⁺², Mg⁺², Sr⁺². El oxígeno disuelto condiciona que el Fe⁺² se oxide a Fe⁺³, lo que produce la precipitación de óxidos e hidróxidos de hierro. Elementos traza como el F⁻, B, e I⁻, se presentan en concentraciones mayores que las que predice la mezcla teórica de agua dulce-agua marina moderna. Para justificar dichas concentraciones son necesarias reacciones de interacción agua salina-roca durante tiempos largos.

De acuerdo con la tendencia de la mayoría de los elementos analizados, se encontró que el miembro extremo salino corresponde a agua marina de mayores concentración que el agua marina actual, lo cuál nos indica que ha sufrido una larga interacción con la roca calcárea. Esta evidencia sugiere que el agua salina que subyace al agua dulce, no corresponde al agua marina actual y por lo tanto, la mezcla no es ocasionada por un proceso de intrusión salina, como generalmente se ha

supuesto en la Península de Yucatán, sino que el agua salada que se encuentra en el subsuelo es la atrapada posiblemente durante las emersiones que se han producido en la Península, por lo que le imprime otras características hidrogeoquímicas.

CAPITULO III. EFECTOS DE LA URBANIZACIÓN EN LOS RECURSOS DE AGUA SUBTERRÁNEA DE MERIDA, YUCATAN, MEXICO

Traducción

Effects of urbanization on groundwater resources of Merida, Yucatan, Mexico

C.E. Graniel

Facultad de Ingeniería, UADY y Posgrado en Ciencias de la Tierra, UACPyP, UNAM

L.B. Morris

British Geological Survey

J.J. Carrillo-Rivera

Posgrado en Ciencias de la Tierra, UACPyP, UNAM

Environmental Geology, 37 (4), April 1999, pag. 303-312

3.1.- RESUMEN

La calidad del agua subterránea en la ciudad de Mérida, Yucatán, México; donde el abastecimiento de agua depende el 100 % de ella, es afectada por los procesos de urbanización. Datos de muestreos de agua realizados a pozos someros y pozos profundos, y la medición de los niveles estáticos del agua, son usados para estudiar la respuesta del acuífero. Cambios químicos en el tiempo en la zona de agua dulce tanto en su parte somera como profunda son básicos para entender el comportamiento hidrogeoquímico. La comparación de los datos de 1970 (los cuales representan al acuífero antes de la urbanización) con los de 1991, sugiere que las áreas más afectadas (contaminadas) coinciden con las áreas urbanizadas.

3.2.- INTRODUCCIÓN

El acuífero de la Península de Yucatán ha sido estudiado por varios investigadores en los últimos 30 años. Back y Lesseer (1981), Back y Hanshaw (1970) y Gaona Vizcayno *et al.*, (1980) definieron la hidrogeoquímica de la región relacionando la posición de la interface entre el agua de mar y el agua dulce, así como los constituyentes químicos del agua subterránea. Perry *et al.*, (1989), contribuyeron a lograr comprender la evolución química del agua subterránea y de las áreas de descarga (hacia el mar) definiendo procesos de precipitación de la calcita. Marin (1990) desarrolló un modelo computacional del funcionamiento hidrológico de la zona de agua dulce entre Mérida y Puerto de Progreso. Varias instituciones han contribuido al conocimiento del acuífero de la península y del área de Mérida, que es de gran interés para la comunidad. Recientemente, Steinich y

Marín (1996) definieron la anisotropía de la conductividad hidráulica en la sección norte-occidental de la península de Yucatán usando los métodos de Schumberger y de Wenner.

La mayoría de los estudios han definido las condiciones hidrogeológicas; sin embargo, aunque la química normalmente ha sido incluida, su comparación en tiempo y en espacio de la calidad de agua subterránea, no se ha definido cuáles son los procesos de contaminación que cambian la calidad del agua del acuífero a lo largo de los planos vertical y horizontal. El objetivo de este capítulo es describir los efectos de la rápida urbanización en los recursos del agua subterránea de Mérida, donde el desarrollo y manejo de los recursos del agua en la ciudad dependen en 100% del agua subterránea para su uso doméstico, comercial, industrial y recreativo. Los métodos adoptados están en parte basados en procedimientos de valoración del riesgo de los sistemas de saneamiento en campo descritos por Foster e Hirata (1988) y Lewis *et al.* (1988).

3.3.- ÁREA DE ESTUDIO

Características generales

La Península de Yucatán está comprendida en la unidad más extensa de carbonatos de la región de América Central y del Caribe, con una superficie aproximada de 7.5E6 Ha. La mayor parte de la Península, comprende los estados de Yucatán, Quintana Roo y Campeche, y está formada por una secuencia de estratos casi horizontales con edades del Terciario Superior al Cuaternario (Bonet y Butterlin, 1962). Mérida está localizada al Norte de Yucatán (Figura 3.1), donde las calizas del Oligoceno y Pleistoceno forman una extensa planicie de relieve bajo. El escurrimiento superficial está ausente debido a una extensa carstificación (Lesser y Weidie, 1988), así mismo existe una carencia de suelo. Como se ha indicado la precipitación promedio en Mérida es de 1000 mm/año.

El agua dulce debajo de la ciudad tiene menos de 40 m de espesor, la zona de mezcla salobre comienza casi a los 45 m debajo del nivel de superficie, encontrándose el agua salada a los 60 m (Villasuso *et al.*, 1988). Por lo tanto, las características típicas de disolución en terrenos cársticos bien desarrollados y la alta porosidad primaria de la mayoría de la matriz caliza, ha producido un acuífero muy productivo con pozos de 40 m de profundidad, los cuales muestran una capacidad específica frecuentemente mayor de 10 l/s/m (Graniel *et al.*, 1999). La poca profundidad al nivel freático (7 u 8 m), la casi ausencia de suelo y la existencia de un acuífero cárstico libre, han ocasionado que los recursos de agua subterránea en Yucatán, sean muy vulnerables a la

contaminación (Butterlin y Bonet, 1960). La urbanización es una de las actividades más importantes al planificar el manejo de los recursos hídricos en los estados de la Península de Yucatán.

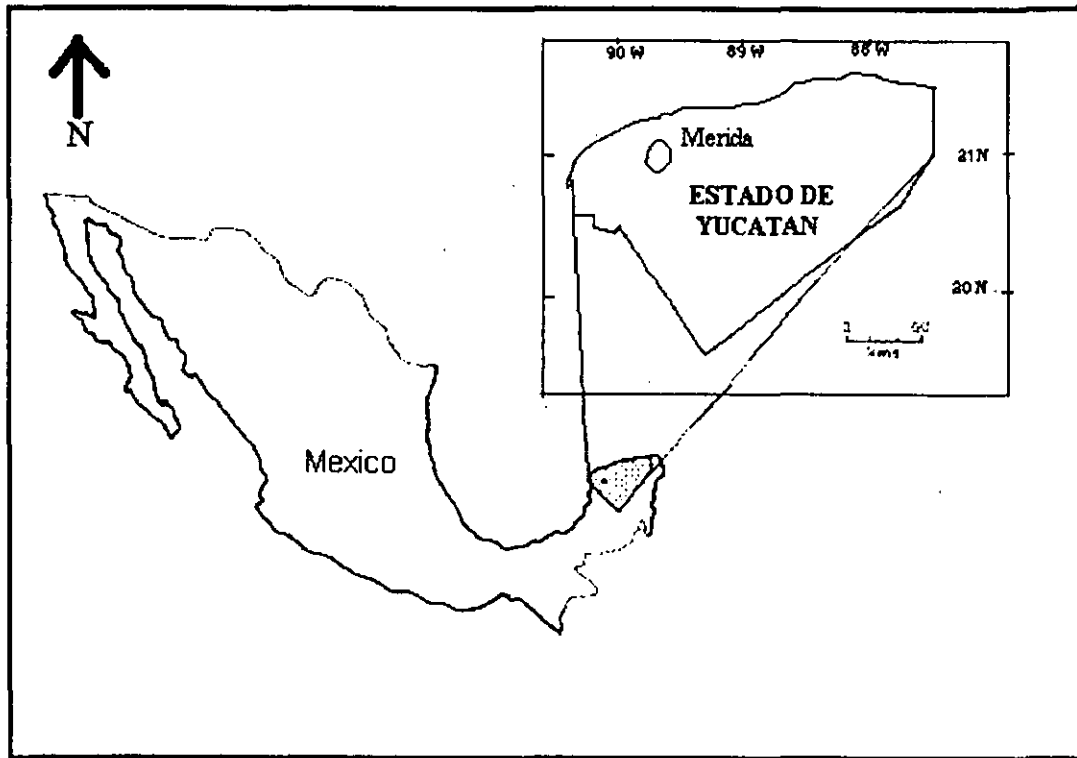


Figura 3.1.- Localización de Mérida, Yucatán, México

Perfil de la ciudad

Mérida es una gran ciudad ubicada al este de México; a 32 km al sur de la costa, con una población aproximada de 535,000 habitantes (INEGI, 1992). Aunque el número de habitantes en la ciudad ha crecido rápidamente en los últimos 30 años, más del 98 % de la población urbana está localizada dentro de un área de 15,800 Ha limitada por el anillo periférico, el cual también circunscribe el área de estudio. La densidad de la población varía de los niveles semi-rurales de 2 personas/Ha a más de 110 personas/Ha en algunas zonas con fraccionamientos de recursos económicos medios, la densidad media del centro y los suburbios principales es de aproximadamente 35 personas/Ha y en las áreas residenciales principales el rango está entre 50-100 personas/Ha (Figura 3.2). Más del 80% de las casas urbanizadas están abastecidas por el sistema de agua potable y más del 65% tienen instalaciones sanitarias (INEGI, 1992).

En la ciudad no existe un sistema de drenaje de aguas residuales, toda el agua residual se dispone directamente al subsuelo a través de tanques sépticos, sumideros, letrinas y en algunos

sectores existen colectores locales conectados a pozos profundos a través de los cuales se inyecta el agua residual a la parte salina (del acuífero) que subyace a la zona de agua dulce. El censo nacional de 1990 (INEGI, 1992) registra más de 83,000 de estos tanques sépticos y sumideros particulares en la ciudad de Mérida.

El diseño de los tanques sépticos domésticos está basado en dos capas sedimentarias de sólidos con tiempos de retención de pocas horas y conectados a pozos sumideros de 4 a 7 m de profundidad. La profundidad al nivel freático varía en la ciudad de 9 m al sur a 5 m al norte con respecto al nivel del suelo; así, los tiempos de residencia de los efluentes en la zona vadosa son mínimos y pasan a la zona saturada casi inmediatamente.

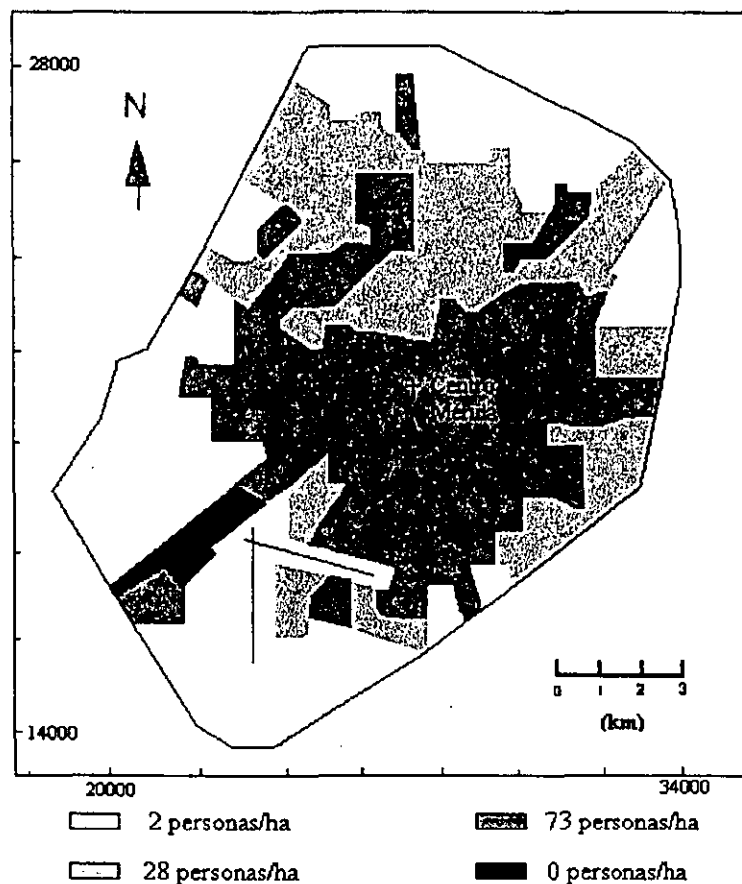


Figura 3.2.- Mapa de densidad de población de Mérida, Yucatán, México

En Mérida debido al poco relieve topográfico, el agua de lluvia se deposita localmente en pozos de absorción localizados en las intersecciones de las calles. La construcción de edificios bajos

(dos pisos) propicia que la densidad de la población sea relativamente baja comparada con otras ciudades mexicanas, ya que todavía la extensión de los nuevos fraccionamientos, las calles pavimentadas, los estacionamientos, las áreas públicas y los lotes pequeños, las casas y el patio son dominantes; la inundación de esas áreas después de intensas lluvias es frecuente.

Aunque existen numerosos pozos privados y pozos de abastecimiento (industriales y comerciales), la mayoría del suministro de agua potable en la ciudad es proporcionado por la JAPAY (Junta de Agua Potable y Alcantarillado de Yucatán).

Pozos profundos y pozos poco profundos son construidos en la zona de agua dulce. Existen tres campos de pozos que suministran el agua a la ciudad, localizados en las afueras de sus límites; estos proporcionan cerca de las dos terceras partes del suministro medio diario (aproximadamente 242,000 m³/d). El otro tercio del agua es proporcionado por 20 pozos individuales o duales, localizados dentro de la ciudad. La política de la JAPAY es que a futuro desaparezcan los pozos urbanos y suburbanos, reemplazándolos por otro campo de pozos más protegido de la contaminación urbana debido a su localización y fuera de los límites de la ciudad. Se considera que el 40 % del suministro total de agua potable se pierde en el sistema de distribución.

Aunque Mérida no es una ciudad industrializada, es considerada como un centro regional, donde el procesamiento de comida y los negocios agro-industriales son una buena fuente de ingresos. Mientras las compañías más grandes están en la zona industrial al sureste de la ciudad, los negocios más pequeños se dispersan en toda el área urbana.

Régimen del agua subterránea

Las unidades carbonatadas que constituyen el subsuelo de Mérida y sus alrededores comprenden un acuífero libre de doble porosidad. Este acuífero tiene una litología que varía de coquinas a calcilitas blanquecinas bien cementadas, parcialmente recristalizadas, de caliza detrítica. La diversidad de las unidades litológicas que conforman el acuífero se reflejan en la alta variabilidad de las propiedades hidráulicas. Mediciones realizadas en el laboratorio a núcleos de roca de la zona saturada (0 a 35 m) de un pozo del ex-basurero municipal muestran porosidad primaria de 8 a 55 % y conductividad hidráulica en la matriz rocosa que varía en cuatro órdenes de magnitud de 0.003 m/d a más de 30 m/d (Brewerton, 1993) (Tabla 3.1). Es notable que la matriz es casi isotrópica; esto implica que debido a las dimensiones involucradas el movimiento vertical del agua subterránea podría tener respuesta en forma más rápida que el flujo horizontal.

La extensa disolución de carbonatos ha ocasionado que existan numerosos conductos en el sistema litológico. Aunque se conocen varias cavernas dentro de la ciudad y se conoce el nivel al

agua, sus dimensiones no han sido bien determinadas, por lo que la distribución horizontal y vertical del carst no es conocida. Debido a la permeabilidad secundaria existente, se han obtenido valores de conductividad hidráulica mayores de 700 m/d en pruebas de bombeo (Bucley *et al.*, 1994). Esta alta conductividad hidráulica en el subsuelo ha permitido una mayor productividad del acuífero; y significa que una tasa de extracción baja cause una variación despreciable del nivel de agua regional y que los pozos de alta capacidad productiva no causen un efecto de interferencia con otros pozos. Debido a que el gradiente hidráulico horizontal regional es muy bajo (0.00003 alrededor de Mérida, SARH 1989) las pruebas de bombeo no son tan rigurosas, por lo cuál la conductividad hidráulica de la zona es puntual, y el coeficiente del almacenamiento y valores de la porosidad eficaz, obtenidas por las pruebas de bombeo no son confiables.

Table 3.1

Mediciones de las características hidráulicas de la matriz rocosa de muestras del acuífero calizo de Mérida en el laboratorio (Brewerton, 1993)

(Sitio: Basurero Municipal (tiradero) localizado al NW del área urbana de Mérida.
Muestras de núcleos recuperado de cuatro pozos profundos.

Muestra #	Pozo #	Profundidad (m)	Porosidad (%)	Cond. Hid (k) @ 20 °C (m/d)	Descripción Litológica
1472 -IH	2	6.5	50.0	8.0	Caliza coquina blanca
1472 -IV	2	6.5	55.0	5.4	Caliza coquina blanca
1474 -IH	4	9.5	55.0	7.9	Caliza coquina blanca
1474 -IV	4	9.5	50.0	3.1	Caliza coquina blanca
1475 -IH	5	9.5	50.0	5.1	Caliza coquina blanca
1475 -IV	5	9.5	50.0	3.3	Caliza coquina blanca
1475 -2H	5	33.0	40.0	0.003	Calclutita cálcarea blanca
1475 -2V	5	33.0	40.0	0.003	Calclutita cálcarea blanca
1473 -IH	3	35.0	45.0	36.7	Caliza coquina crema
1473 -IV	3	35.0	45.0	32.6	Caliza coquina crema
1473 -2H	3	40.0	9.8	0.013	Caliza crema bien consolidada parcialmente recristalizada.
1473 -2V	3	40.0	8.6	0.006	Caliza crema bien consolidada parcialmente recristalizada.
	Rango	6.5-40	8.6-50	0.003-36.7	

Nota: * todos los datos de porosidad sobre 10% citados a más cercano 50% debido a la rapidez de desagüe durante la prueba
H plano horizontal
V plano vertical

Como se indicó anteriormente, los escurrimientos superficiales están ausentes en la llanura plana del norte de Yucatán, por lo que tradicionalmente se ha inferido que la recarga por lluvia es

resultado de la alta infiltración del agua a través de conductos de disolución. Sin embargo, en contraste el proceso de disolución/precipitación puede ser de igual importancia en la recarga del agua subterránea en Mérida, donde frecuentemente la caliza recementada es densa y de espesor variable (cerca de 1.5 m de profundidad). Caminos sobre las calizas donde se observa que cruzan fisuras y que el suelo está ausente o se tiene una capa parcial de este. Después de una lluvia intensa existen áreas de terreno donde el agua se acumula sobre el terreno y a veces permanece así durante un tiempo (1 o 2 días). La retención del agua en la superficie puede reducir la recarga aumentando así la evaporación/evapotranspiración real. Este efecto puede ser importante en la parte norte de Yucatán donde la lluvia varía entre 500-1,000 mm/año y la evaporación potencial es de aproximadamente 1,700 mm/año, en la costa, y a más de 2,400 mm/año a 70 km tierra adentro (Rodríguez, 1984). Estos procesos son mostrados en la Figura 3.3.

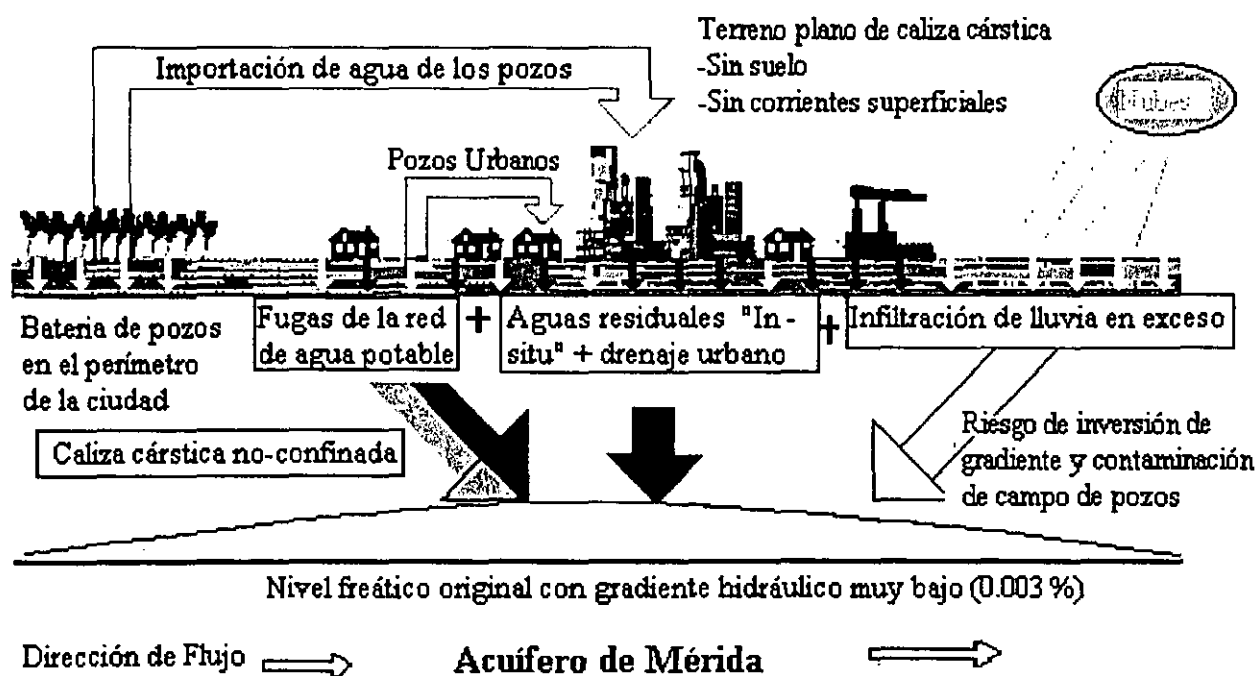


Figura 3.3.- Régimen hidrogeológico de Mérida

Impacto de fuentes potenciales de recarga al balance de agua

Los seis factores principales que modifican la recarga en cualquier área urbana (Foster *et al.*, 1992) se resumen en la Tabla 3.2. En el caso particular de Mérida, la importancia relativa de estos factores y su interacción puede indicarse como sigue;

- (i) Impermeabilización de la superficie: a pesar de la existencia de extensas áreas pavimentadas y techadas, bajo condiciones naturales la cubierta recementada retarda la infiltración difusa, pero podría aumentar localmente (puntual) la recarga. Se necesitan investigaciones para entender la dinámica de la recarga en Mérida, como donde se podría regar más para tener una infiltración mayor.
- (ii) Drenaje pluvial: Esto es parte del proceso más importante para la recarga, los sistemas municipales (intersección callejera) y doméstica (escurrimiento del techo), distribuyen el agua para enviarla a excavaciones en estratos suaves y porosos (Tabla 3.1). El pobre mantenimiento de los sistemas: desagües bloqueados por basura/sólidos suspendidos causan que el agua pluvial se acumula en la superficie para ser sujeta a la evaporación. Este proceso se presenta principalmente en la zona comercial del centro de la ciudad.
- iii) Importación de agua potable de la red: está es la influencia más importante en los modelos de recarga de Mérida; tiene un equivalente a una recarga de 370 mm/años, la cuál se trae a la ciudad de los tres campos de pozos existentes en las afueras de la misma.
- (iv) Saneamiento sin alcantarillado: los efluentes de los centros industriales y comerciales que usan tuberías, el goteo de la tubería y el saneamiento sin alcantarillado son tres fuentes importantes de agua para la parte superior del acuífero de Mérida
- (v) Almacenamiento/disposición de efluentes y residuos: del mismo modo que la extracción privada, el volumen de efluentes industriales y no-doméstico que recargan el acuífero no es conocido. Sin embargo, muchos de los sitios industriales grandes tienen sus propios pozos de suministro, ellos también generalmente disponen de un sitio para los efluentes de sus procesos.
Los efectos en la calidad del agua local pueden ser mayores, como es la disposición de agua debido a la generación eléctrica. Los cambios en la recarga neta en la mayoría de los casos serían pequeños, la inyección es casi igual que la percolación del efluente, excepto donde los procesos industriales (como la cervecera), resulta un uso consultivo muy importante
- (vi) Riego de áreas de recreo: esta entrada es compensada por el suministro normal que localmente se obtiene de los pozos poco someros.

Tabla 3.2.- Resumen de los procesos de urbanización que impactan al agua subterránea (adaptado de Foster *et al.*, 1992)

Procesos urbanos	Tasa de recarga	Area de modificación de recarga	Tiempo base	Implicación para calidad de agua	Contaminantes principales
Impermeabilización de la superficie	Reducción	Extensa	Permanente	Mínimas	Ningunos
Drenaje de escorrentía *	Incremento	Extensa	Intermitente	Marginalmente negativa	Cl, CH, PF, N-NO ₃ (derrames de HC)
Importación de agua potable de los campos de pozos	Incremento	Extensa	Continuo	Positiva	Ningunos
Saneamiento sin alcantarillado*	Incremento	Extensa	Continuo	Negativa	N-NO ₃ , PF, COD, HC, Cl, CH
Almacenamiento/disposición de efluentes y residuos	Incremento marginal	Restringida	Continuo	Negativa	COD, MP, N-NH ₄ , CH, HC
Riego de áreas de recreo	Incremento	Restringida	Estacional	Variable	N-NO ₃ , Cl

* Componente industrial importante

CH combustibles hidrocarburos

N compuestos nitrogenados (nitrato o amonio)

COD carbón orgánico disuelto

MP metales pesados

HC hidrocarburos clorados

Cl Cloruros y otros iones mayores

PF patógenos fecales

El impacto de las diversas cantidades de recarga al agua subterránea es sustancial. El nuevo balance de agua incluye volúmenes que están deteriorando las características químicas y bacteriológicas originales del agua subterránea local. Así, ahora se deben considerar estas fuentes para lograr una extracción satisfactoria en términos de calidad y no sólo tomar en cuenta la inducción de agua salina que se encuentra abajo del agua dulce.

3.4.- METODOLOGÍA

En abril de 1991 fueron monitoreados 39 pozos someros (7-9 m de profundidad), dos cenotes y 17 pozos profundos (35-40 m de profundidad) (Figura 3.4). Los resultados obtenidos proporcionan una base de datos para compararlos con datos de 1970. Las concentraciones específicas medidas en pozos en las zonas rurales abajo del área de estudio fueron consideradas como importantes indicadores cuando no se tenían datos de muestreo y análisis analíticos de 1970. Los valores indicativos de STD, cloruro y nitrato son considerados como confiables. Los resultados analíticos de 1970 se tomaron como característicos del desarrollo de la ciudad en ese tiempo y relacionados con la contaminación por la población de aproximadamente 200,000 habitantes.

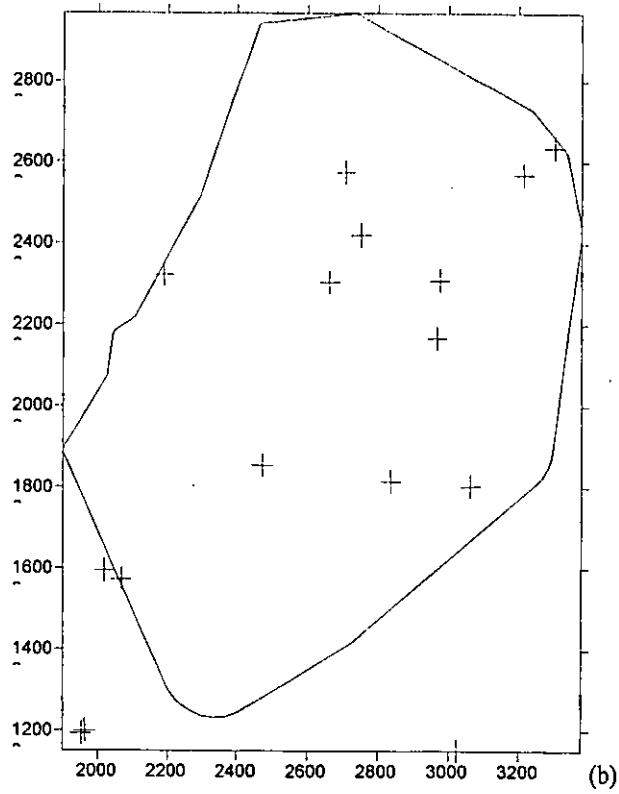
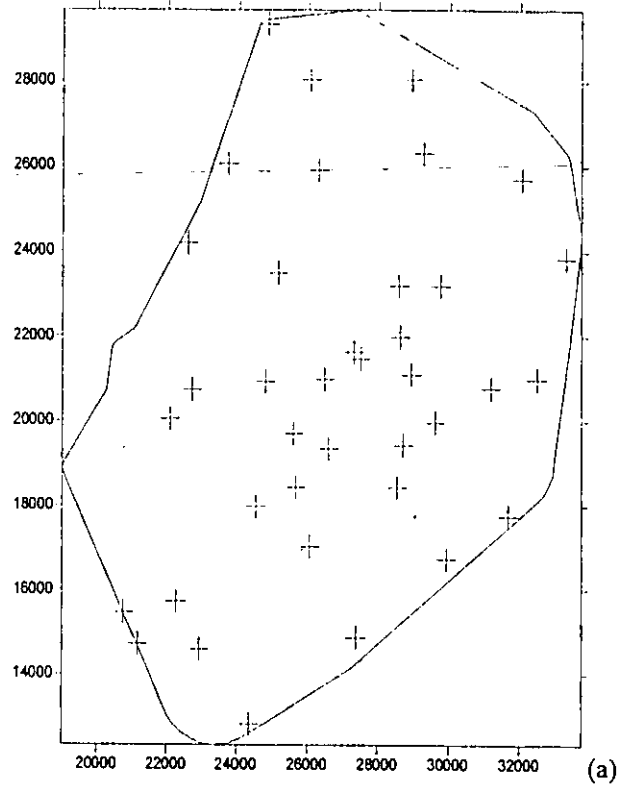


Figura 3.4.- Localización de pozos someros (a) y pozos profundos (b) en Mérida, Yuc.

Las muestras fueron recolectadas de acuerdo con procedimientos de campo recomendados por Foster y Gómez, (1989). Las muestras de agua subterránea fueron analizadas en el *British Geological Survey* (BGS) y la Universidad Autónoma de Yucatán. Las técnicas de determinación utilizadas en el laboratorio fueron las recomendadas por Standard Methods (APHA, 1992).

Para la determinación de los cationes mayores se utilizó un flamómetro, excepto para Ca^{2+} y Mg^{2+} que fueron determinados por doble titulación con EDTA, el análisis de los aniones incluyendo HCO_3^- , NH_4^+ y Cl^- ; SO_4^- fueron determinados por el método de turbidimetría, el nitrógeno orgánico fue determinado por el método de macro-Kjeldahl y espectrometría de UV para NO_3^- .

El análisis de información se realizó con la aplicación del modelo FLOWPATH, que es un modelo digital de régimen de flujo bidimensional y en estado estable. El modelado se pensó como una herramienta conceptual para evaluar (a futuro) las estrategias para el suministro de agua potable y disposición del agua residual. El modelado detallado del régimen de flujo de las aguas conduce a incertidumbres acerca de los elementos importantes en el balance de agua subterránea. Aunque el acuífero de caliza cársticas de la península ha sido de interés de muchos hidrogeólogos, muchas de las investigaciones se han concentrado a los aspectos geomorfológicos, sedimentológicos y la evolución geoquímica a lo largo de los márgenes costeros y a las zonas de alto desarrollo cárstico que forman un anillo semi-circular de dolinas tierra adentro (Marín, 1994; Perry *et al.*, 1995; Steonich y Marín, 1996; Steinich *et al.*, 1996). Sin embargo, en términos de evaluación del balance hidrogeológico regional del recurso, varios parámetros importantes incluidos (conductividad hidráulica, porosidad eficaz, altura potencial y recarga) han tenido problemas en su cuantificación; por lo tanto, el apoyo a estudios como los de este capítulo ayudan a conocer el funcionamiento del agua subterránea, por que los aspectos químicos en el agua son pocos indicadores de la cantidad y calidad de agua, por consiguiente el estudio de los efectos de la urbanización en los recursos del agua subterránea de Mérida requiere la integración de estudios de química (Cl^- , NO_3^-) e investigaciones sociales realizados en el área.

3.5.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Cambios 1970-1991

Realizando una comparación de los mapas de contorno de 1991 y los datos para 1970, se observa un aumento en la concentración de los constituyentes del agua subterránea, confirmando una contaminación extensiva de la parte superior del acuífero. Las concentraciones de Cl^- y de STD han aumentado significativamente en las áreas debajo de las zonas densamente urbanizadas de la ciudad (Figura 3.5).

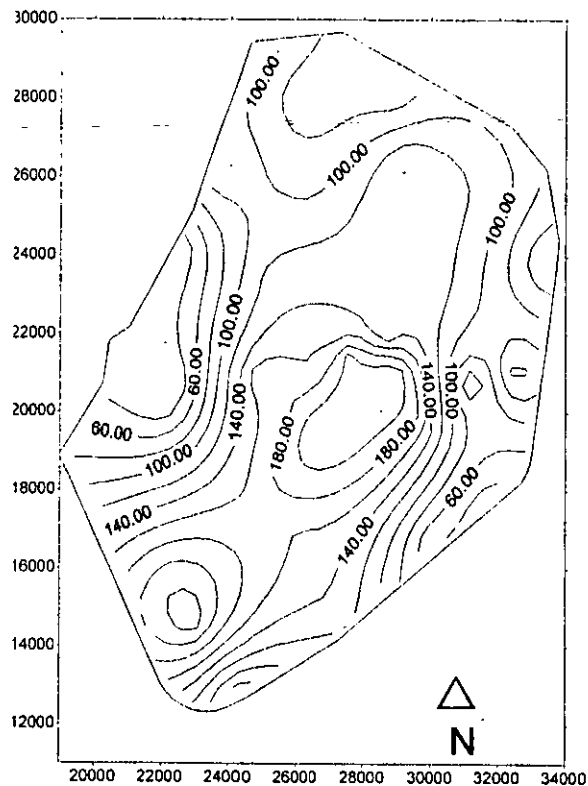


Figura 3.5.- Concentración de cloruro (mg/l) en la parte superior del acuífero en 1991

Mediciones de campo (pH, temperatura, oxígeno disuelto, conductividad eléctrica y coliformes fecales) en pozos someros, confirman que la concentración de oxígeno disuelto son significativamente reducidas en estas dos áreas (Figura 3.6). Esta respuesta a la carga orgánica e inorgánica permite marcar la distribución de especies de N, como NH_4^+ y NO_3^- que fueron detectadas en la zona centro de la ciudad con un alto NO_3^- (Figura 3.7).

Una tercera zona de alta salinidad se identificó entre el aeropuerto-zona industrial y el límite occidental del periférico, indicado por una alta cantidad de STD en los pozos de las industrias. La cantidad de agua extraída en esa área no es conocida, pero probablemente es alta por el tipo de las industrias involucradas (energía eléctrica, producción de bebidas, producción de alimentos).

Procesos de Salinización

Se instaló una red de pozos de observación para supervisar los cambios estacionales en la calidad del agua subterránea. Análisis bacteriológicos de las muestras de esos pozos muestran que las cantidades de coliformes fecales varían ampliamente entre estaciones y entre pozos (Figura 3.8).

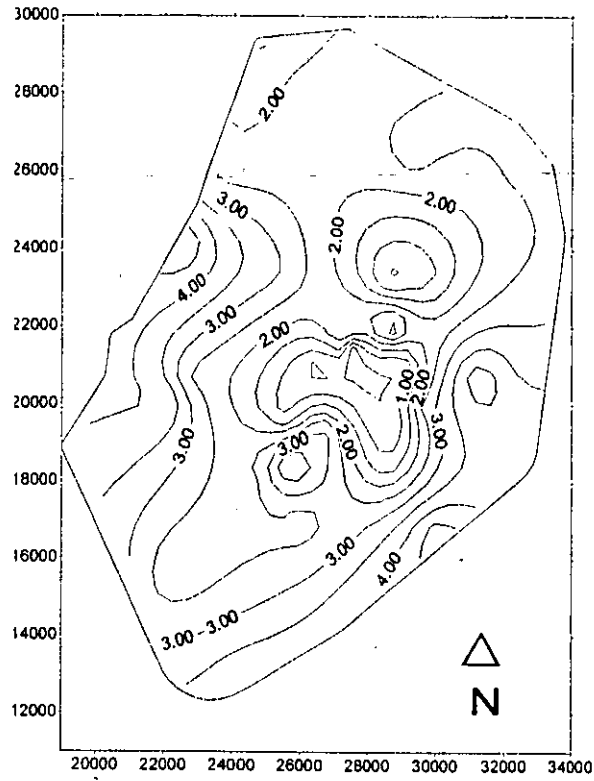


Figura 3.6.- Concentración de oxígeno disuelto (mg/l) en la parte superior del acuífero en 1991

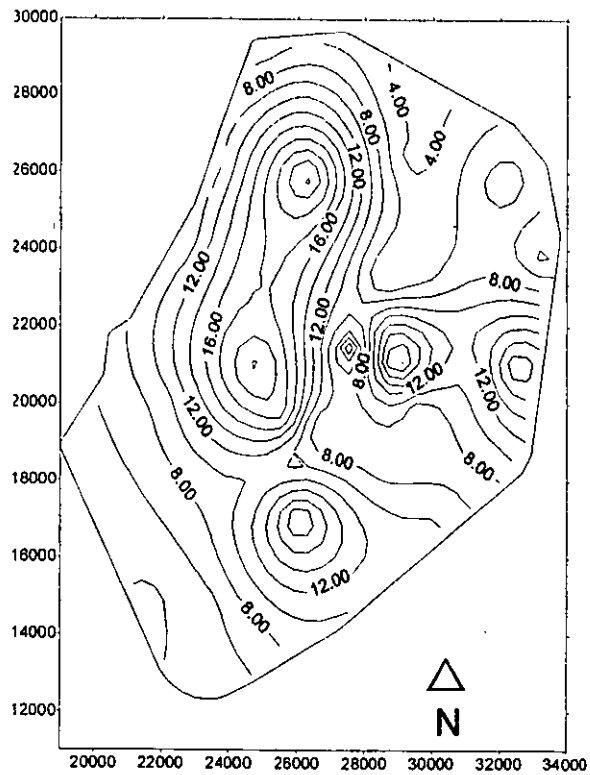


Figura 3.7.- Concentración de nitrógeno de nitratos (mg/l) en la parte superior del acuífero en 1991

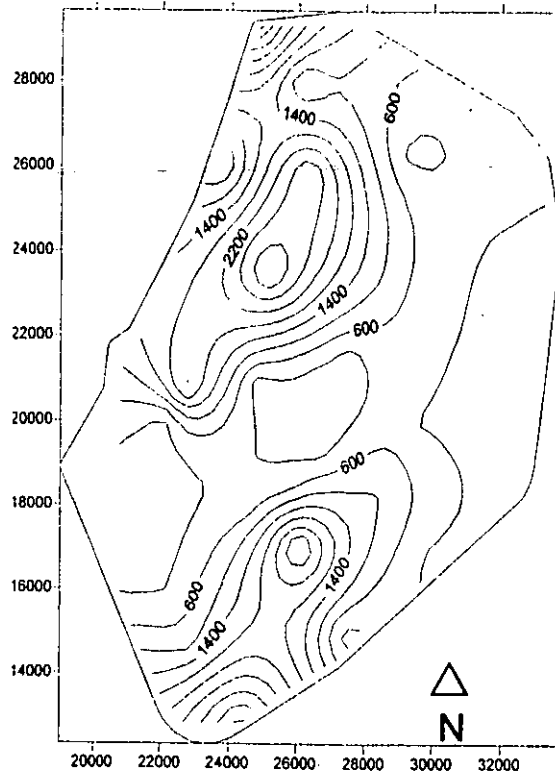


Figura 3.8.- Coliformes fecales (NC x 100 ml) en la parte superior del acuífero en 1991

Esto junto con las concentraciones de más de 45 mg/l de carbono orgánico total obtenidas para abril de 1991, indican que el agua de la parte superior del acuífero no sólo está cargada fuertemente de materia orgánica, sino también sugiere que el patrón de recarga anual todavía tiene alguna influencia sobre las variaciones temporales de la calidad del agua subterránea en esta zona superior. Los pozos muestran una variación estable de coliformes con respecto a la precipitación (disponibilidad de la recarga) y al tiempo.

El ascenso en la concentración de contaminantes después de la recarga es normalmente observado en el acuífero somero y libre; incrementos de Cl^- , SO_4^- y NO_3^- se han observado en áreas rurales al noreste de Mérida durante la recarga (Pacheco, 1985). Sin embargo, es interesante notar que este fenómeno puede ser observado en el balance urbano de agua de Mérida, y la lluvia tiene una disminución en los años recientes. El efecto de la recarga por infiltración directa del agua de lluvia en exceso es considerado en las próximas dos secciones.

El marco hidrogeológico sugiere que los cambios de salinidad pueden ser causados por dos factores principales: i) la entrada de aguas de desagüe al acuífero poco profundo y ii) el movimiento

ascendente de agua salina de debajo de él. Estos procesos son relevantes en el manejo del agua subterránea.

Importancia y efectos urbanos a la recarga de lluvia

Varios estudios han estimado la recarga media anual del acuífero de Yucatán, basados en los cálculos del exceso de lluvia anual sobre la evapotranspiración. Para el área de Mérida las estimaciones de la recarga varían de 140 a 200 mm/año (SARH, 1989; Back, 1988; Rodríguez, 1984). De acuerdo con las fuentes de suministro, el caudal medio diario de agua entubada que circula en la ciudad representa un consumo de aproximadamente de 460 litros/persona/día. Considerando que el 10 % se pierde en el consumo, esto es equivalente a una media anual de infiltración en la ciudad de 505 mm/año, o aproximadamente tres veces la media actual estimada de la recarga de lluvia. En el caso particular de Mérida, después de utilizarse en la casa, toda el agua utilizada recarga el acuífero, como goteo de las tuberías antes de entrar en el ciclo doméstico, o después como efluente del tanque séptico.

El gran volumen de agua presente en el acuífero causa dilución, lo que tiene el efecto de reducir las concentraciones de contaminantes procedentes de efluentes. Esta dilución puede ser inferida de los mapas de contorno de la calidad de agua; aunque los indicadores típicos de agua de desecho como Cl^- y NO_3^- son más altos en la parte superior del acuífero, estas concentraciones parecen ser menores de las que podría esperarse de las estimaciones de la carga de contaminante que se lixivia.

La presencia de NO_3^- ilustra este punto. La contribución media humana al agua residual es de aproximadamente 5 kg N- NO_3^- /persona/año (Lewis *et al.*, 1982) en formas orgánicas, las que son mineralizadas a especies inorgánicas durante su descomposición (en tanques sépticos o durante la percolación). En Mérida, el oxígeno disuelto ambiental en la parte superior del acuífero es suficiente para que el proceso de nitrificación a nitratos sea predominante excepto en el centro de la ciudad, donde la mineralización de nitrógeno orgánico al amonio está ocurriendo. Si todo el nitrógeno producido de la excreta humana fuera nitrificado y disuelto en una recarga de lluvia de 170 mm/año, la concentración resultante del nitrato de la recarga sería 98 mg/l N- NO_3^- . Esto es aproximadamente cuatro veces más del valor de NO_3^- observado en la parte superior del acuífero en el muestreo de abril de 1991, igual sucede con el contenido de amonio en la zona central.

Si se agregara la lluvia y las fuentes de goteo, la recarga urbana aumentaría a aproximadamente 675 mm/año y la concentración resultante de nitrógeno disminuiría a 30 mg/l (este cálculo considera el nivel de fondo del nitrato en los campos de pozos de agua que

generalmente está debajo de 5 mg/l N- NO₃⁻). Aunque esto todavía es más alto que los niveles de 15-25 mg/l N- NO₃⁻ observados en los suburbios densamente poblados, es razonable por los efectos de la dilución de la mezcla con el flujo natural de agua que no ha sido incluido.

Las indicaciones son en consecuencia que el sistema del agua subterránea existente bajo la ciudad de Mérida ha evolucionado como una recirculación de agua derivada de las tuberías que mitiga los efectos de las altas cargas de contaminantes introducidos en forma difusa en la parte superior del acuífero.

Modelación del régimen de flujo

En la primera rutina de calibración se han encontrado problemas, que tienen que ser resueltos todavía. Primeramente, la estimación de la recarga se calcula de la diferencia entre la precipitación media anual medida y la evapotranspiración anual computada; sin embargo, falta una descripción de los procesos de recarga. Se encontró en la literatura tres estimaciones de la recarga: un valor medio de 150 mm/año (Lesser y Weidie, 1988; Back, 1988) y 205 mm/año (SARH, 1989) mientras que Rodríguez, (1984) cita entre 100-275 mm/año utilizando los polígonos de Thiessen que cubren 4,535 km² en el noroeste de Yucatán que abarca Mérida. Estos valores representan aproximadamente 15-25% de lluvia anual, mientras no sea una lluvia debida a tempestades, es difícil que concuerden los valores del gradiente hidráulico regional observado sin involucrar valores altos de la conductividad hidráulica para las zonas de agua dulce (Figura 3.9). Se requiere un valor más alto de conductividad hidráulica en la zona de costa para permitir el flujo anual que descarga hacia el mar.

En segundo lugar, los valores de conductividad hidráulica son escasos. En ausencia de valores locales de transmisividad, se han obtenido de datos de prueba de bombeo, donde el espesor y la conductividad hidráulica estimadas tienen un valor medio aproximado de 75,000 m²/d, fue calculada usando los datos de capacidad específica de uno de los campos de suministro de agua pública intraurbano. Esto es equivalente a una conductividad hidráulica de aproximadamente 2100 m/d en el sur del área modelada. Esa figura puede ser considerada muy alta para el flujo regional propuesto, aunque la conductividad hidráulica tiene un valor mayor a 864 m/d, recordando la caliza cárstica de Aymamón de Puerto Rico (Giusti 1978).

Finalmente, la elevación del agua subterránea; se ha realizado un plano de regional base con los niveles de agua subterránea (SARH 1989), no se han efectuado los contornos del nivel potenciométrico y son necesarios para la calibración propuesta. La elaboración de mapas confiables con la superficie potenciométrica real, son necesarios por el muy bajo gradiente potenciométrico

regional estimado en aproximadamente 0.00003 cerca de la ciudad. Los valores de los niveles potenciométricos requieren una corrección por el desplazamiento de volúmenes de agua de bajo del nivel de agua de mar (teoría de Ghyben-Herzberg) que considera volúmenes de agua más altos que los involucrados en los balances que fueron considerados rutinariamente. Las lecturas de salinidad adicionales en el plano vertical podrían ser una fuente confiable de información.

Igualmente, la rutina de modelado llevada a cabo ha resaltado problemas de dirección de flujo de agua subterránea importantes. Por ejemplo, una preocupación de salud pública importante es evaluar la susceptibilidad de los campos de pozos intraurbanos localizados al sur y al este de la ciudad a la inversión de la pendiente piezométrica regional sumamente baja. La baja conductividad hidráulica y el flujo de agua, ocasionan probablemente una inversión de la pendiente del agua subterránea debido a las extracciones de agua fuera de la ciudad y a la infiltración del agua residual urbana debajo de la ciudad. El diagrama de la velocidad del agua subterránea en la Figura 3.10 muestra dos corridas usando una transmisividad de 80,000 m²/d, basado en los cálculos de capacidad específicas referidas antes. Si la transmisividad en la parte norte del acuífero de Yucatán es más baja que el de la figura, o 75,000 m²/d citada antes, la recarga regional es muy baja implícitamente; las corridas del modelo indican que una inversión de flujo empezaría a ocurrir si la recarga de lluvia fuera menor de 50 mm/año, alrededor de Mérida.

3.6.- CONCLUSIONES

El muestreo de 56 pozos (39 someros y 17 profundos) en el acuífero libre cárstico presente debajo de la ciudad de Mérida, ha confirmado que la parte superior del espesor de agua dulce está contaminado antropógenica y bacteriológicamente, resultado de los procesos de urbanización. Las fuentes de recarga antropógenicas bajo la ciudad son principalmente el saneamiento in situ y la disposición de efluentes, excedentes significativos en las zonas urbanas pueden ocurrir posteriormente a una lluvia en exceso. La recarga adicional es resultado de la interacción de un suministro abundante per cápita con entrada de agua residual y drenaje urbano. La respuesta del acuífero a la contaminación es aquella de un cuerpo que aunque vulnerable sobre, los efluentes al efecto es de mitigación de esa gran carga contaminante difusa y por acción de los grandes volúmenes de agua que entran al sistema.

Mucha de la recarga adicional, resulta de las fugas de las tuberías de agua que vienen de los campos de pozos peri-urbanos, teniendo estas implicaciones para el régimen de flujo local. La caliza es porosa y de gran conductividad hidráulica, por lo que, el efecto de la transferencia de masa de agua aparece ser dominado, pero el análisis de sensibilidad preliminar de la resultante del modelo

hidrogeológico del acuífero indica que podría ocurrir una inversión del gradiente, si la transmisividad fuera mayor de 75,000 m²/d. Hay razón para decir que la recarga de agua subterránea en la planicie norte de Yucatán, puede ser mayor que cuando se usa previamente un modelo divergente de agua solamente. Se sugiere que se realicen más investigaciones sobre este aspecto importante de los recursos de agua subterránea, dado que los estados de la Península de Yucatán dependen de ella en un 100% para todas sus necesidades.

Debido a la contaminación presente en la parte superior del acuífero debajo de Mérida, causada por la rápida urbanización; resulta importante determinar los coeficientes de dispersividad de los solutos en el medio geológico, ya que por la gran conductividad hidráulica que existe en los terrenos cársticos por la presencia de conductos de disolución, los solutos se pueden desplazar rápidamente por ellos y pueden afectar áreas cercanas en un corto tiempo. El determinar el coeficiente de dispersividad y la conductividad hidráulica permitirá conocer el comportamiento espacial y temporal de los recursos hídricos en el terreno cárstico de Yucatán, específicamente en Mérida; aunque los valores que se determinen pueden ser utilizado para la Península.

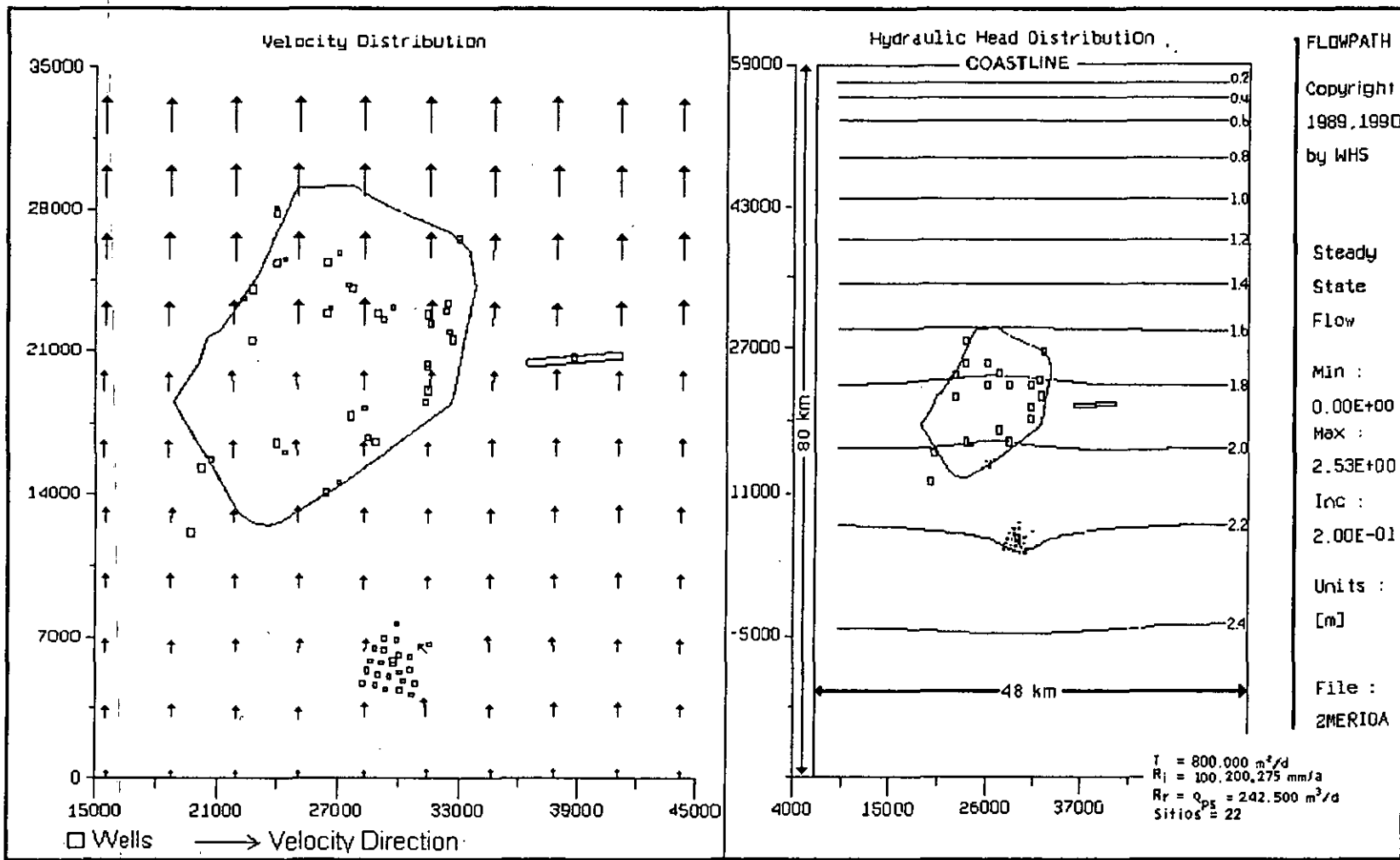


Figura 3.9.- Modelo del acuífero usando valores de recarga de 100-275 mm/año

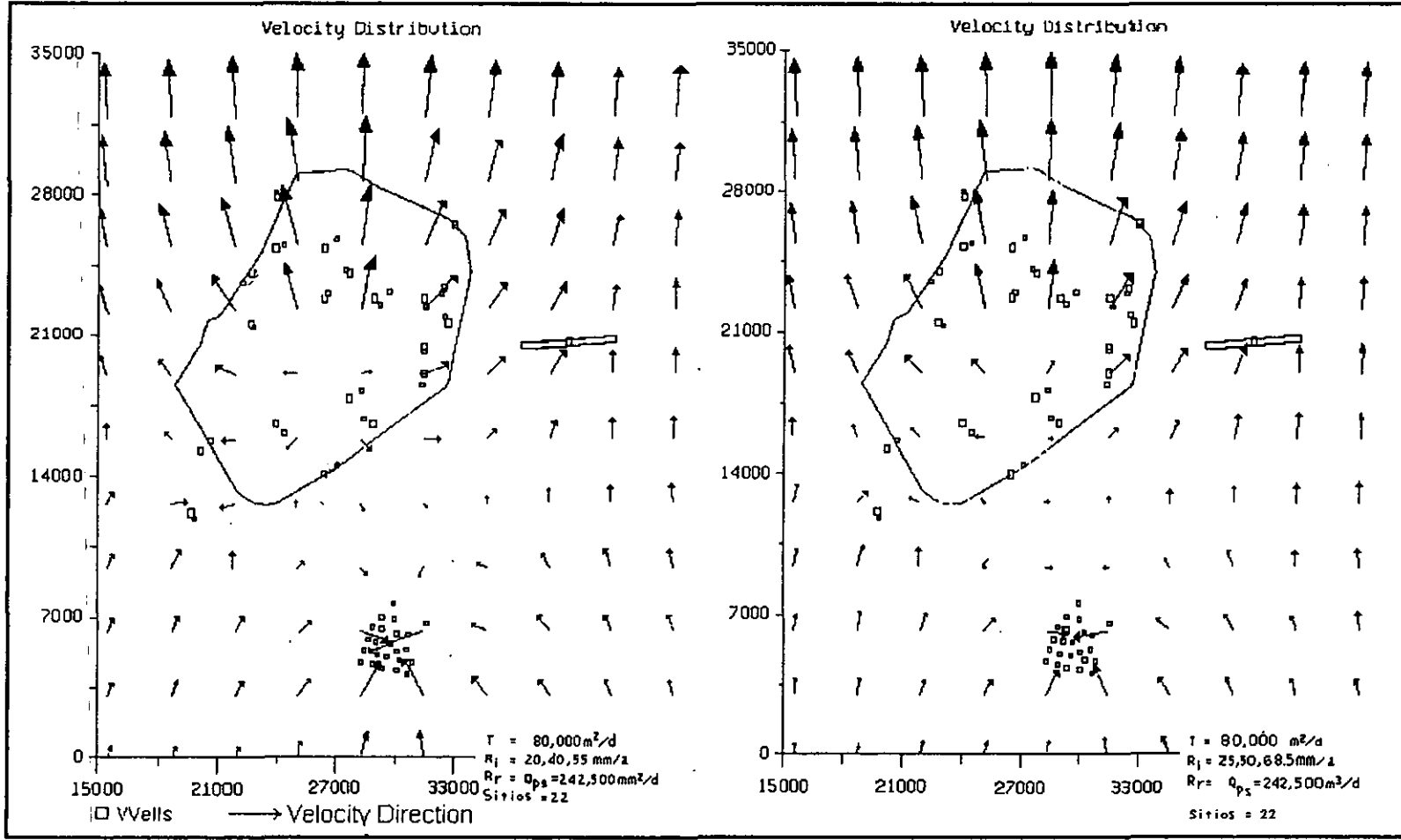


Figura 3.10.- Calibración del modelo mostrando los efectos críticos de los valores de recarga en el gradiente regional

CAPITULO 4.- COEFICIENTES DE DISPERSIVIDAD Y CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA: PRUEBA DE LABORATORIO

La utilización de modelos físicos en regiones de subsuelo arcilloso, es muy común para determinar algunos parámetros hidrogeológicos; pero en regiones cársticas resulta muy complejo y delicado, debido a la existencia de conductos de disolución o fracturas de dimensiones grandes. Aunque el empleo de dichos modelos facilitarían los trabajos de investigación al disminuir el número de variables que afectan la determinación de los coeficientes de dispersividad y la conductividad hidráulica en campo.

Para alcanzar los objetivos planteados en este capítulo, se realizaron pruebas de columna en el laboratorio e inyección de trazadores en el campo; cabe mencionar que para las pruebas de laboratorio se utilizaron muestras de roca de la zona no-saturada y las pruebas de inyección con trazador se realizaron en la zona saturada. Para las pruebas de laboratorio fue necesario instrumentar un modelo físico (sistema de columna) e inyectar un trazador (Cloruro de sodio, NaCl).

4.1.- Selección y diseño del modelo físico.

Para esta investigación se construyó un prototipo experimental de columna, de acuerdo con las características de forma y condición reportadas por Robbins (1989), Cêncur (1997) y Bales (1997). A continuación se describen los sistemas que se utilizaron para las pruebas:

1).- Sistema Abierto.- Este corresponde a una estructura metálica de 50 cm² con cuatro paredes de acrílico de 30 cm² graduadas y colocadas sobre una malla de nylon de 50 cm². La inyección del trazador se sitúa en la parte superior del modelo y consiste en un embudo de separación graduado, situado a 3 cm por encima de la muestra y sostenido por un soporte universal (Figura 4.1).

2).- Sistema Cerrado.- Está constituido por una columna de acrílico cuyo diámetro varía de acuerdo con el diámetro de la muestra; dentro del acrílico se coloca la muestra y su contorno interior es sellado con cera para evitar pérdidas del líquido por las paredes. La columna es sostenida por un soporte universal y la recolección del agua se realiza en la parte inferior (salida de la columna) (Figura 4.2).

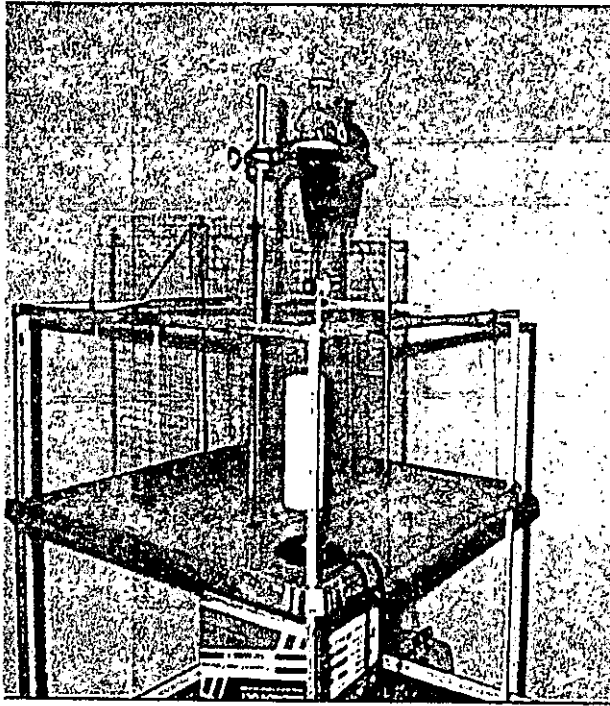


Figura 4.1.- Prototipo experimental denominado sistema abierto

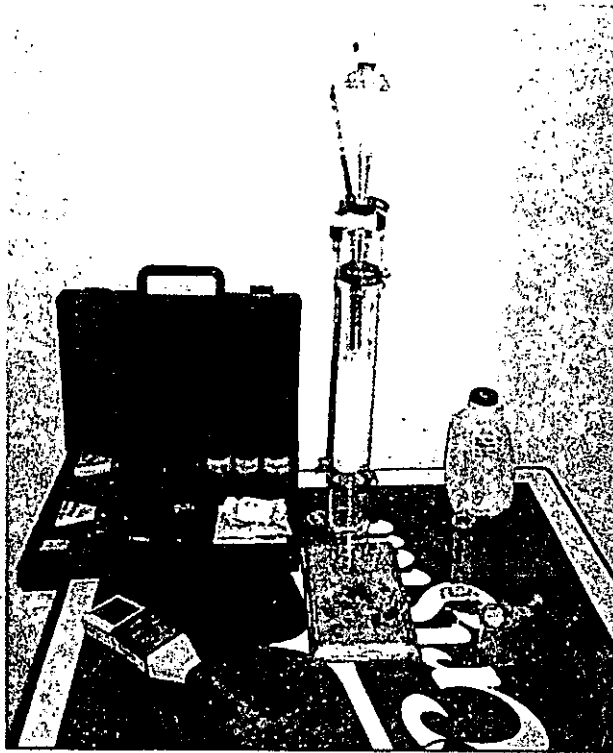


Figura 4.2.- Prototipo experimental denominado sistema cerrado

4.2.- Metodología

Las muestras de roca para las pruebas de columna se recolectaron en tres bancos de material situados en la periferia de la ciudad de Mérida (Figura 4.3), estos se ubican en: i) al norte de Mérida, el banco de Santa Gertrudis Copo (SGC), ii) el de Triturados Sarzo (TRISAR) al este y iii) Materiales Anillo Periférico (MAPSA) al sur. El número de muestras en cada banco de material se determinó considerando el cambio de textura del material en la pared de los sitios y a su altura, obteniéndose un total de 17 muestras; cinco muestras de SGC y seis muestras en MAPSA y en TRISAR (Tabla 4.1). Posteriormente, las muestras de roca fueron trasladadas al Laboratorio de Geotecnia de la Facultad de Ingeniería de la UADY para la extracción de los núcleos de roca; los núcleos recuperados no tienen las mismas dimensiones debido a la elevada deleznablez de algunas de las muestras (Tabla 4.1). Enseguida, se procedió a instrumentar el modelo físico.

Coefficientes de dispersividad longitudinal y transversal

En la literatura consultada se han instrumentado una variedad de modelos físicos enfocados a relacionar la dispersión con las propiedades intrínsecas del medio (poroso) y las características del fluido, además de analizar la influencia de la anisotropía en la dispersión y el efecto de la escala (Pisani, 1994). Se ha utilizado inyección de trazadores en columnas empacadas para estudiar el proceso de dispersión; de este tipo de pruebas se obtienen curvas de concentración contra tiempo denominadas curvas de penetración, las cuales son usadas para evaluar los procesos de transporte de solutos en un material acuífero y son analizadas utilizando métodos estadísticos.

La ventaja de las pruebas de inyección de trazador es que teóricamente la masa inyectada del trazador es recobrada totalmente. Existen dos formas de inyección del trazador: i) continua e ii) puntual, esta última es la que más se utiliza. Cuando se trabaja con curvas de penetración la forma de inyección del trazador, así como la velocidad de esta influye en la forma de la curva y en la recuperación del trazador (Zou, 1994). Para el presente estudio se consideró apropiado el uso de ambas formas de inyección, para así conocer cual de las dos era la más adecuada para el tipo de material existente; para ambas pruebas se utilizó como trazador el cloruro de sodio, ya que es conservativo, no reacciona con la roca y ha sido utilizado como trazador en diferentes experimentos de laboratorio (Klotz *et al.*, 1980; Reynolds *et al.*, 1982; Han *et al.*, 1985; Silliman y Simpson, 1987 y Xu y Eckstein, 1997). Las reacciones químicas entre el trazador y el medio geológico no son consideradas en el presente trabajo. A continuación se describe el procedimiento de cada uno de ellos:

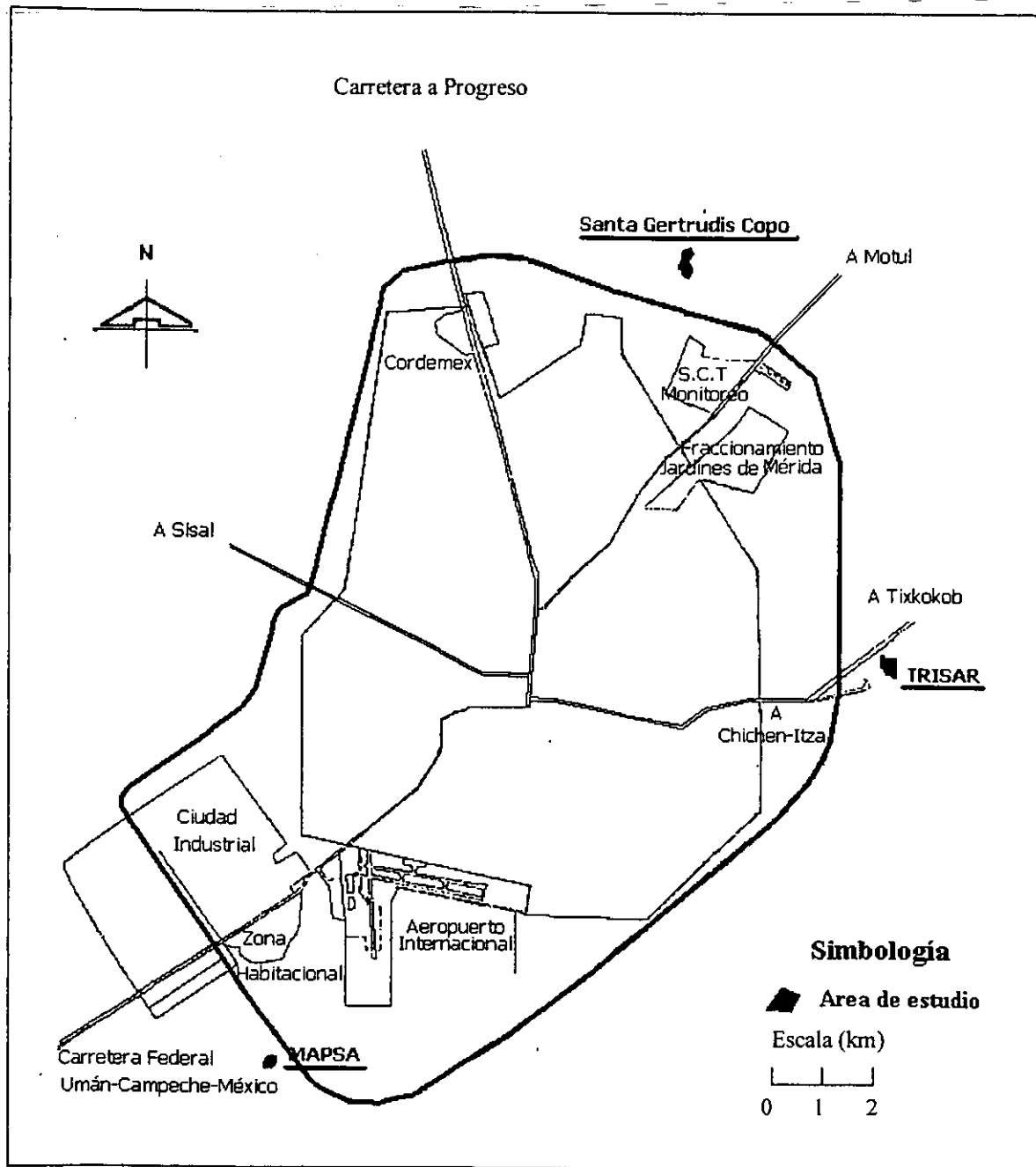


Figura 4.3. Croquis de ubicación de las áreas de estudio en Yucatán

Tabla 4.1. Características de las rocas recolectadas en los bancos de material.

Banco de Material	Muestra No.	Dimensiones físicas (cm)	Profundidad (m)	Características
Santa Gertrudis Copo (SGC)	1	D= 6.8 L= 12.5	1.60	Caliza muy compacta, dura, de color crema, presenta recristalización.
	2	D= 6.8 L= 8.1	2-3	Caliza color amarillento, compacta, con presencia de pocos microorganismos fósiles y precipitación de calcita.
	3	D= 6.8 L= 7.6	3-4	Caliza compacta con pocos microorganismos fósiles y pequeños conductos de disolución.
	4	D= 4.8 L= 9.3	4-5	Caliza dura, con recristalización y pocos microorganismos fósiles.
	5	D= 6.8 L= 13.2	5-6	Caliza color blanca de textura porosa
Triturados Sarzo, S.A. De C.V. (TRISAR)	1	D= 4.8 L= 7.0	1.8	Caliza compacta, dura con recristalización.
	2	D= 6.8 L= 10.8	2-3	Caliza color beige de textura deleznable, con gran cantidad de microorganismos fósiles que le confieren un gran número de orificios.
	3	D= 4.8 L= 7.9	3-4	Caliza compacta de color beige y café, se observa en su estructura pequeños conductos de disolución.
	4	D= 9.9 L= 18.8	4-5	Caliza color blanco, compacta, presenta recristalización y microorganismos fósiles.
	5	D= 6.8 L= 8.3	5-6	Caliza color beige de textura deleznable, con gran cantidad de microorganismos fósiles que le confieren un gran número de orificios.
	6	D= 6.8 L= 6.5	6-7	Caliza de color beige de textura deleznable con microorganismos fósiles.
Materiales Anillo Periférico, S.A. (MAPSA)	1	D= 6.8 L= 6.7	1.8	Caliza con fósiles de color beige, porosa y deleznable.
	2	D= 6.8 L= 8.2	2-3	Caliza color beige, con fósiles.
	3	D= 6.8 L= 18.5	3-4	Caliza color beige, compacta con fósiles y precipitación de calcita.
	4	D= 6.8 L= 8.5	4-5	Caliza color beige con pocos fósiles.
	5	D= 9.9 L= 13.2	5-6	Caliza color beige, con fósiles.
	6	D= 6.8 L= 9.0	6-7	Caliza color beige, con fósiles, compacta, presenta recristalización.

D= Diámetro.

L= Longitud.

i).- Inyección continua

Se utiliza el sistema abierto y se realiza la inyección de la solución en forma continua a una velocidad constante en el centro de la muestra. La recolección del trazador se realizó en períodos establecidos, enseguida se midió la temperatura ambiental, el volumen recolectado, el tiempo de recolección y la conductividad eléctrica (CE); la prueba finaliza cuando la concentración relativa C/C_0 es igual a 1 (Robbins, 1989). Posteriormente, se hace el gráfico de la concentración relativa (C/C_0) contra el tiempo (t) para obtener la curva de penetración.

ii).- Inyección puntual

Para esta prueba se utiliza el sistema cerrado y se considera a la muestra como un medio empacado y se le agrega una carga de agua destilada (H) en la parte superior. Posteriormente, se inyecta el trazador en la parte media del sistema para así comenzar la lectura de la conductividad eléctrica (CE) a la salida del sistema; la prueba termina cuando la CE final se aproxima a la lectura inicial. A continuación se procede a la obtención de la curva de penetración, la cual se realiza haciendo el gráfico de la concentración en cada punto con la concentración máxima observada (concentración relativa contra el tiempo o curva de recuperación).

Una vez obtenida la curva de penetración, se realiza el análisis con ayuda de los métodos matemáticos. Para el análisis de los datos se utilizó el método de Jiao (1993) (anexo a.4.4), el cual transforma la curva de concentración contra tiempo en una línea recta; para la estimación de la dispersividad y la velocidad se utilizó la pendiente de dicha recta. Este método es fácil de utilizar, su efectividad radica en que es sensible a los valores de la concentración máxima (C_m) y tiempo máximo (t_m).

Conductividad hidráulica

La determinación de la conductividad hidráulica se realizó utilizando el sistema cerrado, donde previamente se satura la muestra de roca para después colocarla en el interior de la columna; el sistema funcionó como un permeámetro de carga variable, por lo tanto se requiere medir el tiempo que tarda el agua en pasar de una altura h_1 a una h_2 , este experimento se repitió para los mismos valores de h_1 y h_2 por lo menos dos veces y la conductividad hidráulica se determina mediante la ecuación descrita en el anexo a.2.

4.3.- Resultados y discusión

Coefficientes de dispersividad longitudinal y transversal

Se realizaron pruebas preliminares con los dos prototipos: inyección continua e inyección puntual, para así elegir el modelo más idóneo para la determinación del coeficiente de dispersividad. Se concluyó que el prototipo de inyección puntual es el más eficiente para medir la conductividad hidráulica, debido a que las variables naturales como la radiación solar, la temperatura y humedad relativa del medio, no interfieren de manera perceptible a la muestra y desde luego no entorpece en la recuperación del trazador. Otras de las variables que se requirió controlar, fue el modo de inyección del trazador y el estado físico de la muestra (saturada o no-saturada). A continuación se exponen los resultados de los trabajos realizados.

Inyección continua, Utilización del sistema abierto

MUESTRA SGC1, NO-SATURADA: A la muestra de roca se le adicionó una solución de agua con NaCl al 0.5 % con una conductividad eléctrica (CE) de 11500 $\mu\text{mhos/cm}$ a 32.2 °C, inyectándose un total de 1140 ml de solución; al final de la prueba se recuperaron 277 ml en un tiempo de 79.95 hrs (4797 min). Antes de iniciarse la recuperación del trazador se observó que la muestra tiende en un principio a saturarse, la aparición del trazador sucede aproximadamente tres horas después de haberse iniciado la inyección, localizándose en el costado derecho a una distancia de 12.5 cm a partir de la superficie. Se observa además que el volumen de recuperación del trazador no satisface la cantidad necesaria para realizar la determinación de la conductividad eléctrica y que al paso del trazador en la muestra, ésta aporta sales incrementándose la conductividad eléctrica, por lo que se descartó este prototipo.

MUESTRA SGC1, SATURADA: Esta prueba se realizó eligiéndose otra muestra de roca de la misma profundidad que la anterior. Para efectuar el ensayo se requirió saturar la muestra con agua destilada durante 48 hrs; de esta manera se permite el desplazamiento del aire atrapado en los poros (Robbins, 1989), a continuación se inyectó una solución de NaCl al 0.5% (CE de 8820 $\mu\text{mhos/cm}$) utilizándose 1770 ml de trazador de los cuales se recuperaron 1285 ml en 129.29 hrs.

De las observaciones se deduce que la recuperación del trazador es más rápida que en un medio no saturado. La aparición del trazador se localizó a una distancia de 12 cm de la superficie en el costado izquierdo, los resultados de estas pruebas se presentan en la Tabla 4.2; los comportamientos de recuperación del trazador se presentan en la Gráfica 4.1.

Como resultado de la utilización de la inyección continua en un sistema abierto, se tiene que las condiciones ambientales afectan la recuperación del trazador, ya que el volumen de agua recuperado varía de acuerdo a la temperatura ambiente existente en el lugar, lo que hace que sea muy largo el tiempo de recuperación del trazador dándonos así una curva de recuperación difícil de interpretar por algunos de los métodos hasta ahora utilizados (Gráfica 4.1).

Inyección puntual, Utilización sistema cerrado

Muestra SGC1: En esta prueba se utilizó agua destilada y como trazador una solución de 3 ml de NaCl al 1% (CE=17.36 μ mhos/cm). El procedimiento para obtener las curvas de penetración se describe en el anexo a.4.4 (b). Como se indicó el prototipo cerrado y el empleo de la inyección puntual arrojaron mejores resultados, por lo que se siguió ese mismo procedimiento para todas las demás muestras. En la Gráfica 4.2 se presenta la curva de penetración de SGC1 y las curvas de las demás muestras se presentan en las Gráficas a.1 a la a.16 (anexo B) y, en la Tabla 4.3, se presenta el procedimiento para obtener el coeficiente de dispersividad para SGC2; en las Tablas a.1 a a.16 (anexo B) se presentan los procedimientos para las demás muestras.

El cambio en la concentración del trazador se debió a que en las primeras pruebas se observó que la variación en la CE era muy poca y que posiblemente debido los grandes intervalos de tiempo en los que se recolectaba la muestra no se detectaban cambios representativos en las mediciones. Los datos obtenidos de dichas pruebas se analizaron mediante el método gráfico lineal descrito por Jiao (1993) (anexo a.4.4 (b)).

En la Tabla 4.4 se exponen los resultados obtenidos para los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal en cada uno de los sitios de muestreo, los valores se reportan en cm.

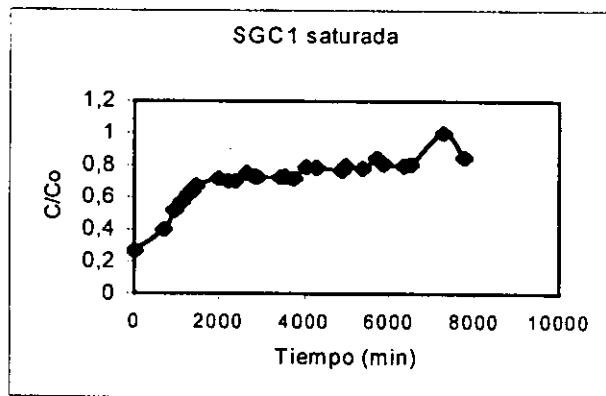
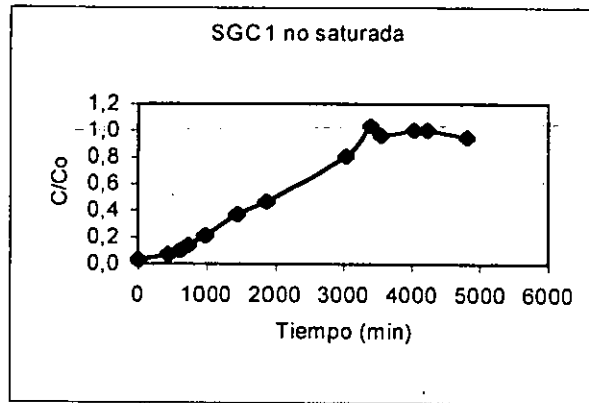
Para SGC, se observa una variación de la dispersividad longitudinal debido a la intercalación de material geológico; existen zonas donde el soluto se desplaza rápidamente, pero se encuentran zonas que presentan coeficientes de dispersividad longitudinal bajos; esto nos permite decir que de la superficie hasta 1.8 m, el contaminante se desplazara de manera casi directa (sin abarcar una gran área), y al llegar a la región comprendida entre los 3 a 6 m éste podrá cubrir una mayor área gracias a que en este punto la matriz rocosa retardará el paso del soluto al acuífero.

Los análisis de las muestras de TRISAR indicaron la presencia de una sección con elevada dispersividad longitudinal entre los 4 y 6 m de profundidad, lo cual representa un lente de material más conductivo compuesto de roca caliza con un alto contenido de sedimentos marinos y conductos de disolución por los cuales el agua atraviesa sin dificultad alguna. La presencia de estos conductos se debe principalmente a la cercanía de la zona con el nivel freático.

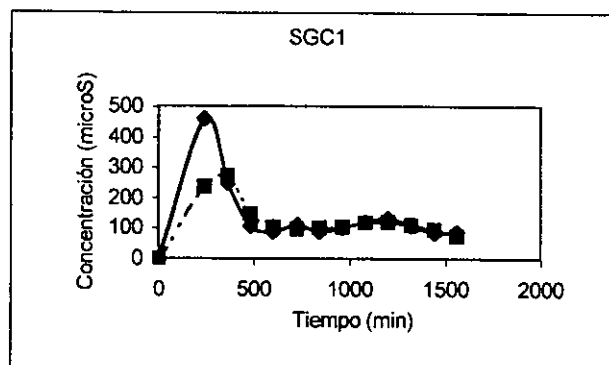
Tabla 4.2- Resultados de las pruebas de inyección continua en las muestras de roca de los bancos de material

SGC1 no-saturada	
Tiempo (min)	CE ($\mu\text{s/cm}$)
0.0	963
436.2	2040
610.8	2870
720.6	4080
967.2	6170
1446.0	10750
1861.8	13550
3016.8	23300
3378.6	29800
3535.8	27800
4020.6	28800
4212.6	28800
4797.0	27300

SGC1 saturada	
Tiempo (min)	CE ($\mu\text{s/cm}$)
0.0	3.61
681.0	5.40
934.8	7.02
1113.6	7.75
1275.0	8.39
1352.4	8.70
1454.4	9.05
1983.0	9.71
2181.6	9.50
2358.6	9.47
2650.8	10.21
2826.6	9.86
2898.0	9.80
3430.8	9.83
3551.4	9.87
3726.0	9.70
4029.6	10.66
4275.0	10.63
4869.0	10.40
4950.6	10.76
5361.6	10.57
5688.6	11.45
5854.8	10.96
6329.4	10.80
6489.6	10.87
7273.8	13.50
7757.4	11.48



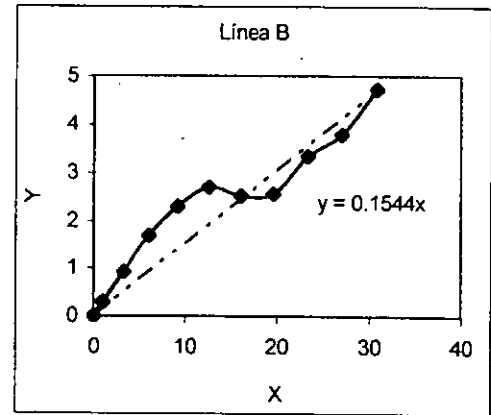
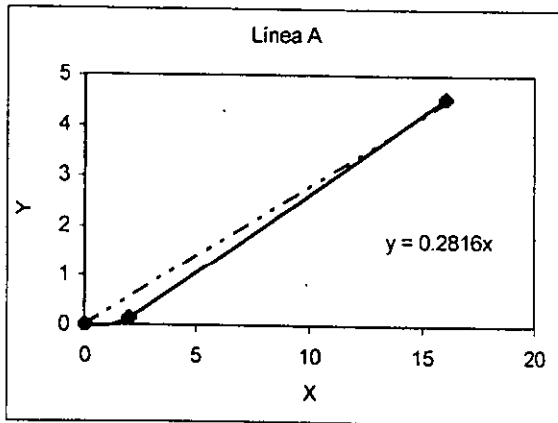
Gráfica 4.1.- Gráficas de comportamiento utilizando inyección continua



Gráfica 4.2.- Gráfica de penetración utilizando inyección puntual

Tabla 4.3.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra SGC2

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_w / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
4	3.2	16.0	6.558	-2.000	4.6	$t_m = 12$
8	590.8	2.0	0.646	-0.500	0.1	$C_m = 751.8$
12	751.8	0.0	0.000	0.000	0.0	$K_d = 0.2816$
16	536.8	1.0	0.049	0.250	0.3	$K_b = 0.1544$
20	268.8	3.2	0.518	0.400	0.9	$L_{z(cm)} = 8.1$
24	112.8	6.0	1.204	0.500	1.7	$x'_{(cm)} = 3$
28	56.6	9.1	1.739	0.571	2.3	$y'_{(cm)} = 3.4$
32	35.3	12.5	2.078	0.625	2.7	
36	38.6	16.0	1.871	0.667	2.5	
40	34.5	19.6	1.878	0.700	2.6	
44	14.9	23.3	2.622	0.727	3.3	
48	8.9	27.0	3.050	0.750	3.8	
52	3.3	30.8	3.962	0.769	4.7	



Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
DL =	0.3121 cm ² /min	0.4791 cm ² /min	0.3956 cm ² /min
DT =			0.0809 cm ² /min
U =	0.5929 cm/min	0.5440 cm/min	0.5685 cm/min

$\alpha_L =$	0.69597 cm
$\alpha_T =$	0.14234 cm

Tabla 4.4.- Coeficientes de dispersividad para las muestras de roca de los bancos de material

Profundidad (mts)	Sitio SGC		Sitio TRISAR		Sitio MAPSA	
	α_L (cm)	α_T (cm)	α_L (cm)	α_T (cm)	α_L (cm)	α_T (cm)
1.8	2.0536	0.1696	0.5338	0.0946	0.5790	0.1644
2-3	0.6960	0.1423	1.3945	0.1429	2.0261	0.4291
3-4	1.1693	0.2624	1.1005	0.1401	4.9012	0.1825
4-5	0.7958	0.0650	3.4746	0.2567	1.4153	0.2796
5-6	1.1632	0.2983	5.3884	1.0938	2.3486	0.3611
6-7			1.6361	0.4741	1.0973	0.2112

Los valores reportados para la región que comprende el banco de material MAPSA sugieren la intercalación de material de baja y alta conductividad correspondiente a calizas de diversas características; por lo que la dispersividad varía de acuerdo al material encontrado, como en los otros sitios, el valor más bajos se presenta en la parte superior de la columna, teniéndose un lente de valores similares y elevados a los 2 y 5 m. Entre los 3 y 4 m de profundidad se encontró el valor más alto, correspondiendo a la presencia de un material altamente conductivo (roca caliza con un alto contenido de sedimentos marinos).

En resumen los coeficientes de dispersividad longitudinal variaron entre 0.50 y 5.50 cm y la dispersividad transversal entre 0.060 y 1.10 cm; obteniéndose que la dispersividad transversal no depende de la variación de los valores de la dispersividad longitudinal. Analizando los resultados se observa la presencia de lentes de material que presentan valores relativamente bajos de dispersividad longitudinal, esto puede deberse a que el material presenta una textura porosa que permite el rápido tránsito del agua a través de ella o que existen en la muestra pequeños conductos de disolución por los cuales el agua fluye libremente impidiendo que el soluto se disperse.

Conductividad Hidráulica.

Para obtener los valores de conductividad hidráulica se procedió de acuerdo al anexo A inciso a.2, en la Tabla 4.5 se presenta de manera detallada el cálculo. En la Tabla 4.6 se presentan los resultados para cada uno de los bancos de material expresados en m/s. A continuación se detalla cada uno: En SGC los valores de conductividad hidráulica varían entre 3.5×10^{-6} a 1.35×10^{-4} m/s;

presentándose valores bajos en la parte superior de la columna (1 a 4 m) correspondiente a roca dura y compacta (laja). A 5 m de profundidad se tiene un valor relativamente más alto que en las demás muestras, indica la presencia de roca caliza menos compacta con alta cantidad de microorganismos marinos (conchuela); lo que de acuerdo con sus características litológicas es un material más conductivo debido al porcentaje de conductos de disolución existentes.

Los análisis de las muestras de TRISAR, indican la presencia de una sección con alta conductividad hidráulica a los 2 y 6 m de profundidad, lo cual representa un lente de material más permeable compuesto de roca caliza con un alto contenido de sedimentos marinos, entre los 3 y 5 m se tiene material con poca conductividad hidráulica lo que corresponde a material muy consolidado y compacto que dificulta el paso del agua. La alta conductividad hidráulica, es debido a la presencia de roca caliza menos compacta con un elevado contenido de conductos de disolución por los cuales el agua atraviesa con menos dificultad. La presencia de estos conductos se debe principalmente a la cercanía con el nivel freático.

Los valores reportados para la zona del banco de materiales MAPSA indican la intercalación de material de baja y alta conductividad, correspondiente a calizas de diversas características; como en los otros sitios analizados los valores más bajos se presentan en la parte superior de la columna, teniéndose una lente de valores similares y elevados en el tramo entre los 3 y 6 m de profundidad. A los 5 m de profundidad se encuentra la presencia de un material con alta conductividad hidráulica correspondiente a roca caliza con un alto contenido de sedimentos marinos.

Con los resultados obtenidos en los tres sitios de estudio se realizó una sección transversal (Figura 4.4), en la cuál se observa la intercalación de lentes de materiales de diferente conductividad hidráulica entre los materiales con conductividad hidráulica similar; en la zona superficial (0 a 1.8 m) el material existente es muy compacto y duro (roca laja) por el cual el agua circula principalmente entre los escasos conductos de disolución, microfracturas o microconductos realizados por las raíces de los arboles. Además se presentan intercalaciones de material con una conductividad hidráulica un poco variada con respecto al material predominante en la sección. Entre los seis y siete metros de profundidad se observó la zona con los mayores valores de conductividad, esto puede deberse a la oscilación del nivel freático en años anteriores; lo cual por las características de disolución que presenta el agua del lugar permite la formación de pequeños conductos de disolución que favorecen la transmisión del agua a través de las calizas.

Tabla 4.5.- Resumen del procedimiento para calcular la conductividad hidráulica de las muestras de los bancos de material

Santa Gertrudis Copó.								
No.	Longitud (cm)	Δt (min)			H_0 (cm)	h_1 (cm)	$\text{Log}_{10} h_0/h_1$	K (cm/min)
		Ensayo #1	Ensayo #2	Promedio				
1	12.5	195.6	202.8	199.20	5.9	4.2	0.14760	0.02130
2	8.1	20.0	19.0	19.50	5.4	3.5	0.18833	0.17993
3	7.6	41.2	40.1	40.67	5.9	3.95	0.17425	0.07489
4	9.3	145.1	148.0	146.55	8.2	6.2	0.12142	0.01772
5	13.2	3.2	3.7	3.45	6.5	5.3	0.09196	0.80925

TRISAR								
No.	Longitud (cm)	Δt (min)			H_0 (cm)	h_1 (cm)	$\text{Log}_{10} h_0/h_1$	K (cm/min)
		Ensayo #1	Ensayo #2	Promedio				
1	7.0	13.0	13.7	13.37	8.2	6.2	0.12142	0.14621
2	10.8	1.04	1.06	1.05	7.1	6.0	0.07311	1.72957
3	7.9	63.25	62.03	62.64	8.1	6.1	0.12315	0.03572
4	18.8	49.25	45.49	47.37	14.1	12.3	0.05908	0.05393
5	8.3	9.36	10.03	9.69	7.4	5.9	0.09471	0.18658
6	6.5	0.184	0.186	0.1855	6.5	5.4	0.07652	6.16697

MAPSA								
No.	Longitud (cm)	Δt (min)			H_0 (cm)	h_1 (cm)	$\text{Log}_{10} h_0/h_1$	K (cm/min)
		Ensayo #1	Ensayo #2	Promedio				
1	6.7	40.1	39.9	40.0	7.6	6.2	0.08842	0.03406
2	8.2	18.39	19.27	18.83	7.4	6.0	0.09108	0.09122
3	18.5	15.21	14.04	14.62	6.4	4.4	0.16273	0.47361
4	8.5	15.25	13.31	14.28	7.1	6.3	0.05192	0.07108
5	13.2	1.06	1.06	1.06	14.1	10.1	0.14429	4.13268
6	9.0	6.0	6.0	6.0	6.3	4.6	0.13658	0.47120

Tabla 4.6.- Conductividad hidráulica de las muestras de los bancos de material
(ver Figura 4.3)

Profundidad (m)	SGC (m/s)	TRISAR (m/s)	MAPSA (m/s)
1.8	3.55×10^{-6}	2.44×10^{-5}	5.68×10^{-6}
2-3	3.00×10^{-5}	2.88×10^{-4}	1.52×10^{-5}
3-4	1.25×10^{-5}	5.95×10^{-6}	7.89×10^{-5}
4-5	2.95×10^{-6}	8.99×10^{-6}	1.18×10^{-5}
5-6	1.35×10^{-4}	3.11×10^{-5}	6.89×10^{-4}
6-7		1.03×10^{-3}	7.85×10^{-5}

Al comparar los resultados con los valores obtenidos por otros investigadores (Brewerton, 1993; González, 1984), se tienen valores similares a los determinados previamente, considerando así que el método utilizado es adecuado. De forma general se concluye que los valores de conductividad hidráulica oscilan entre 8.99×10^{-6} y 6.89×10^{-4} m/s y representan los valores mínimos de conductividad hidráulica que se pueden encontrar en el subsuelo, ya que debido al ataque al carbonato de calcio por el ácido carbónico contenido en el agua de lluvia estos conductos de disolución presentan mayores dimensiones en el campo, por lo que los valores en esas zonas se incrementan hasta varios ordenes de magnitud más.

Algunos autores establecen que los valores encontrados en laboratorio representan la dispersividad a micro-escala, pero también ha sido usada en cálculos a macro-escala (Gelhar y Axness (1983), Molz *et al.* (1983) y Sudicky (1986). Algunas investigaciones demostraron que si la conductividad hidráulica es descrita a detalle, la dispersividad local puede ser usada en modelos de transporte a escala de campo (Molz *et al.*, 1986 y Davis, 1986). Por lo que se considera que los valores encontrados de la conductividad hidráulica y de los coeficientes de dispersividad pueden ser usados en los modelos de transporte de solutos, ya que es un primer intento de tener los valores de acuerdo con la variación de las características del subsuelo.

De acuerdo a la Figura 4.5, tenemos como resultado general que la conductividad hidráulica y los coeficientes de dispersividad no guardan una relación entre ellos, debido a la heterogeneidad de la muestra de roca; en el laboratorio estas heterogeneidades serán pequeñas, del orden de unos cuantos poros, resultando dispersividades pequeñas. Presentándose flujo difuso cuando tenemos

conductividad hidráulica menor y su relación es lineal, ya que el flujo se da en la matriz cálcarea y flujo lineal cuando se incrementa la conductividad hidráulica, ya que el flujo se da en los conductos de disolución y tiene una relación logarítmica.

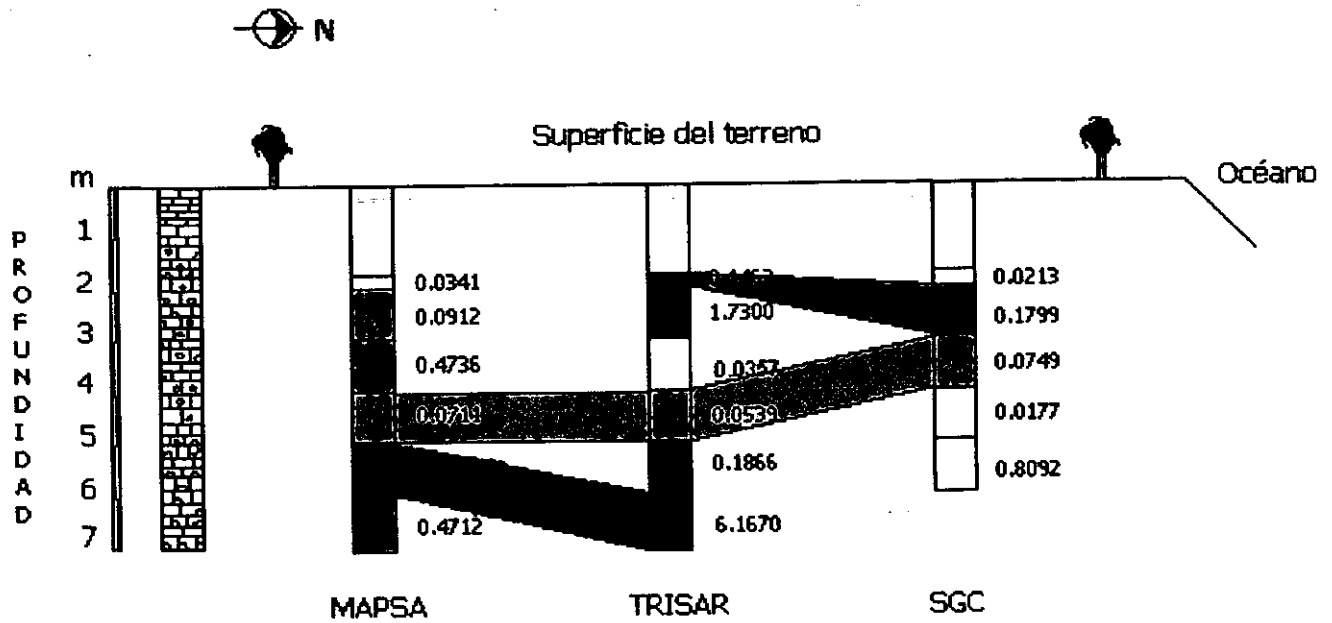


Figura 4.4.- Sección transversal con conductividad hidráulica (cm/min)

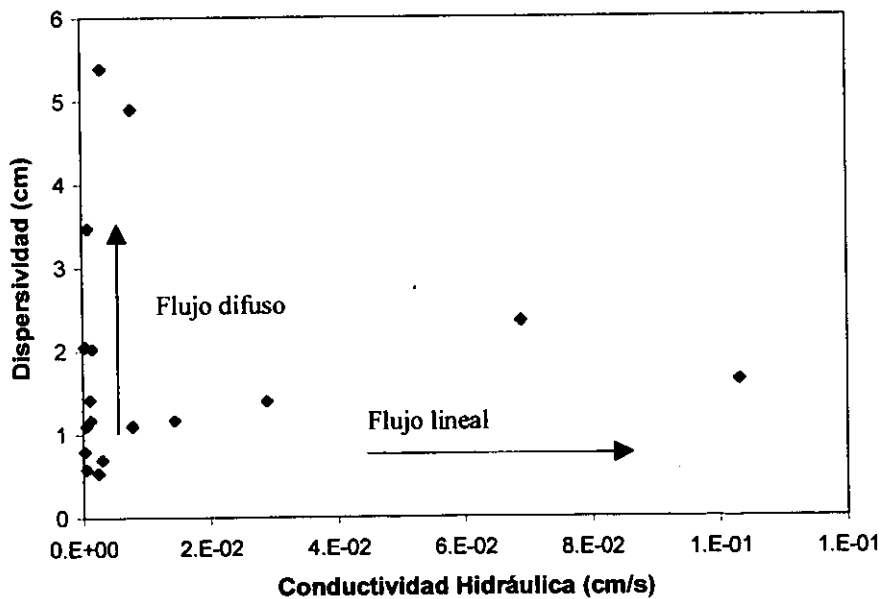


Figura 4.5.- Relación entre los coeficientes de dispersividad longitudinal y la conductividad hidráulica

CAPITULO 5:- COEFICIENTES DE DISPERSIVIDAD Y CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA: PRUEBA DE CAMPO

5.1.- Introducción

La técnica de inyección de trazadores en campo es conocida como una técnica complementaria de otros métodos, ideal para la interpretación hidrodinámica; además se ha utilizado como una técnica clásica para el estudio de la velocidad de flujo, dirección del movimiento del agua e interconexión en acuíferos cársticos (Yélamos, 1999; Seiler *et al.*, 1989; Mugerza *et al.*, 1999 y Meus y Ek, 1999). Esta técnica se ha utilizado en los últimos años para determinar la conexión hidráulica subterránea entre cuencas superficiales, si existe interconexión entre dos cuerpos de agua subterránea, para calcular la velocidad y dirección del agua, para analizar la contaminación y forma de distribución de la recarga de agua o de agentes contaminantes, así como para determinar algunas propiedades del acuífero como: conductividad hidráulica, porosidad, etc.. A partir de la década de los cincuenta se han utilizado en campo diversas sustancias como trazadores: sustancias fluorescentes, radiactivas, marcadores biológicos y en los últimos años el abrillantador óptico (Yélamos, 1999; Meus y Ek, 1999 y Mugerza *et al.*, 1999). La utilización de sustancias costosa, ha motivado a buscar sustancias más económicas que se puedan utilizar como trazadores, por ese motivo algunos investigadores han utilizado cloruro de sodio y han comprobado que resulta ser un trazador muy eficiente (Klotz *et al.*, 1980; Reynolds *et al.*, 1982; Han *et al.*, 1985; Silliman y Simpson, 1987; y Xu y Eckstein, 1997; Huizar, 1998).

5.2.- Metodología

Ensayo 1.

Los trazadores utilizados para esta prueba son los fluorescentes, que son compuestos químicos orgánicos formados por C, H y O básicamente y por halógenos. La detección y medida de los trazadores se realiza por métodos fotométricos, empleando fluorómetros de filtro o espectrofluorómetros. Para este estudio se escogió la Rodamina WT y la Fluoresceína, ya que son sustancias que no resultan tóxicas y son fáciles de detectar.

Se determinó realizar estas pruebas en la zona de Cancún, ya que de acuerdo a Lesser (1991) existía una interconexión entre los puntos seleccionados y el Sistema Lagunar de Nichupté; por lo que sería seguro la recuperación y medición de la concentración del trazador con el tiempo, si existía dicha intercomunicación entre esos puntos. Los sitios seleccionados para las pruebas de inyección

de trazador se muestran en la Figura 5.1, así como los tipos y cantidades de trazadores se indican en la Tabla 5.1. Antes de realizar las pruebas de inyección se midieron los niveles naturales de fluorescencia en los cuerpos de agua, plantas de tratamiento, surgencias y sitios de pruebas.

La fluorescencia de las aguas superficiales proviene de la materia orgánica disuelta y de las sustancias humicas que contienen (Simon *et al.*, 1993). La fluorescencia de los cuerpos de agua es determinada por la absorbancia UV (254 nm, 5 cm) y suele tener valores entre 0.042 cm^{-1} y 0.766 cm^{-1} . La cantidad de trazador se estimó sobre la base de marcar volúmenes de agua suficientemente grande para ser detectados de manera fehaciente en los sitios probables de surgencia (varios órdenes de magnitud por arriba del nivel de fondo o natural), se utilizaron fluorocaptadores de carbón activado y blancos para la captura del trazador. Previamente a las pruebas con los trazadores se definieron los valores de algunas de las variables que caracterizan tanto al flujo subterráneo, como al acuífero cárstico; estos son fundamentales para realizar la prueba de trazador con alcances cuantitativos. El trazador se vertió por gravedad al pozo y se dejó que naturalmente se moviera.

Posteriormente a la inyección de los trazadores se recolectaron muestras de agua para su análisis fluorimétrico en manantiales subacuáticos y del cuerpo de agua de la Laguna Nichupté; además, se sembraron fluorocaptadores de carbón activado en los sitios probables de surgencia. Las concentraciones de rodamina wt y fluoresceína sódica se midieron con fluorómetros de campo Turner Designs Mod. 10-AU-005.

Tabla 5.1.- Pruebas con trazadores fluorescentes en la ciudad de Cancún Q. Roo.

Sitio de prueba	Lugar de Inyección	Cantidad de Trazador	Fecha y Hora	Trazador
Laguna de oxidación (*)	Resumidero natural (Dolina)	1ª 6,000 gr 2ª 11,325 gr	01.10.96 20:53 hrs	Rodamina WT Rodamina WT
Planta de tratamiento. "Gocumatzu"	Pozo de absorción No.3	4,000 gr	07.10.96 8:50 hrs	Rodamina WT
Planta de tratamiento. "El Rey"	Pozo de absorción No.2	2,800 gr	05.10.96 18:30 hrs	Fluoresceína
Exbasurero de Cancún.	Dolina Noria	5,385 gr	01.10.96 19:20 hrs	Fluoresceína
Planta de tratamiento "Pok-Ta-Pok"	Pozo de absorción No.7	2,703 gr	06.10.96 18:00 hrs	Fluoresceína

NOTA: (*) En la Laguna de Oxidación se realizaron dos inyecciones de Rodamina WT.

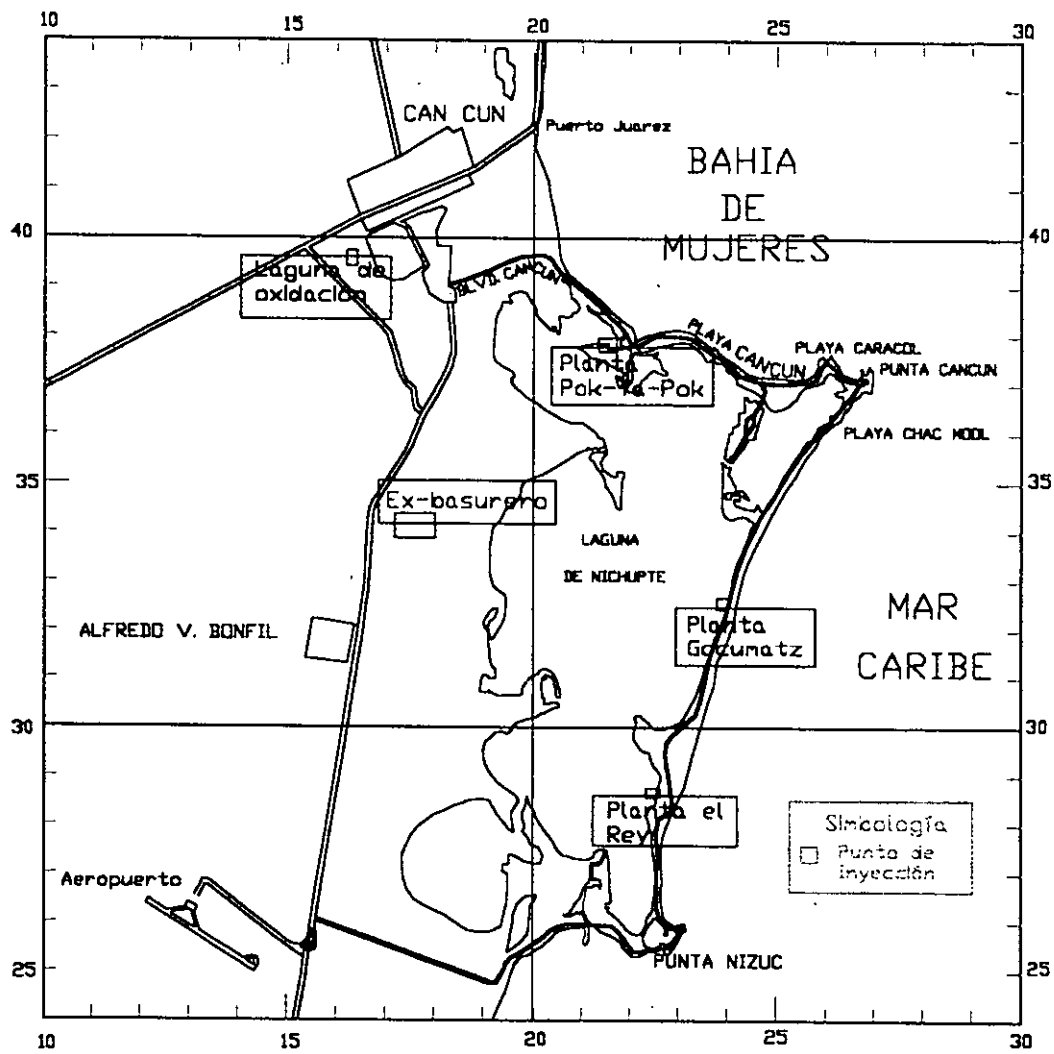


Figura 5.1.- Croquis de localización de los puntos de inyección de trazador en Cancún Q. Roo.

Las sensibilidades de estos equipos (niveles mínimos detectables) son de 0.002 ppb (2×10^{-12}) para rodamina wt y de 0.006 ppb (6×10^{-12}) para fluoresceína en agua limpia. Las concentraciones reportadas en el presente estudio son relativas a niveles de agua desmineralizada.

Ensayo 2.

El segundo ensayo de inyección, se realizó en un área ubicada al sureste de Mérida, denominada "Acuaparque" (Figura 5.2) el 9 de junio de 1999; las pruebas se realizaron en tres barrenos (B1, B7 y B8) ubicados cerca del lago (Figura 5.3); los cuales se seleccionaron de acuerdo a la dirección de flujo obtenida de las configuraciones de isoelevaciones del nivel estático. Se utilizó como trazador el cloruro de sodio (NaCl, sal común), por ser un ion conservativo, no dañino al ambiente y fácil determinación (conductividad eléctrica). Antes de las pruebas se determinó la dirección del flujo en la zona, utilizando los barrenos o pozos cercanos (Figura 5.3). Cada uno de ellos fue referenciado al nivel medio del mar (snmm) utilizando un equipo de topografía marca Pentax modelo PCS-515, posteriormente se realizaron monitoreos piezométricos en abril, mayo y junio de 1999 para determinar la altura de los niveles estáticos del agua sobre el nivel medio del mar (Tabla 5.2) y posteriormente se elaboraron las curvas de igual elevación utilizando el programa SURFER.

En cada uno de los pozos donde se realizó la prueba de inyección, se efectuó un registro de caliper, el cual permite determinar la variación del diámetro en el pozo y ubicar las posibles zonas que representen patrones de flujo, conductos de disolución o fracturas. Antes de cada prueba se midió la conductividad eléctrica (nivel de fondo) en el agua de cada barreno y en el lago, con la sonda Hydrolab de calidad de agua. Con el propósito de detectar en forma visual la salida del trazador, se mezcló la solución con un colorante artificial natural de color rojo, con una concentración de colorante total de 27.5% en peso.

Para cada prueba se prepararon 36 lts de solución de NaCl, más colorante, a una concentración de 21.37 gr/l; la inyección de la solución se realizó en forma instantánea seguida de una homogeneización manual en el interior, después se midió la conductividad eléctrica a cada 0.5 m de profundidad a intervalos de tiempo establecidos previamente hasta que el acuífero presentara poco cambio en sus lecturas o se llegará al valor de nivel de fondo. Con los datos obtenidos se realizaron gráficas de tiempo contra conductividad eléctrica, las cuales permitieron identificar las zonas donde el trazador se desplazó más rápido.

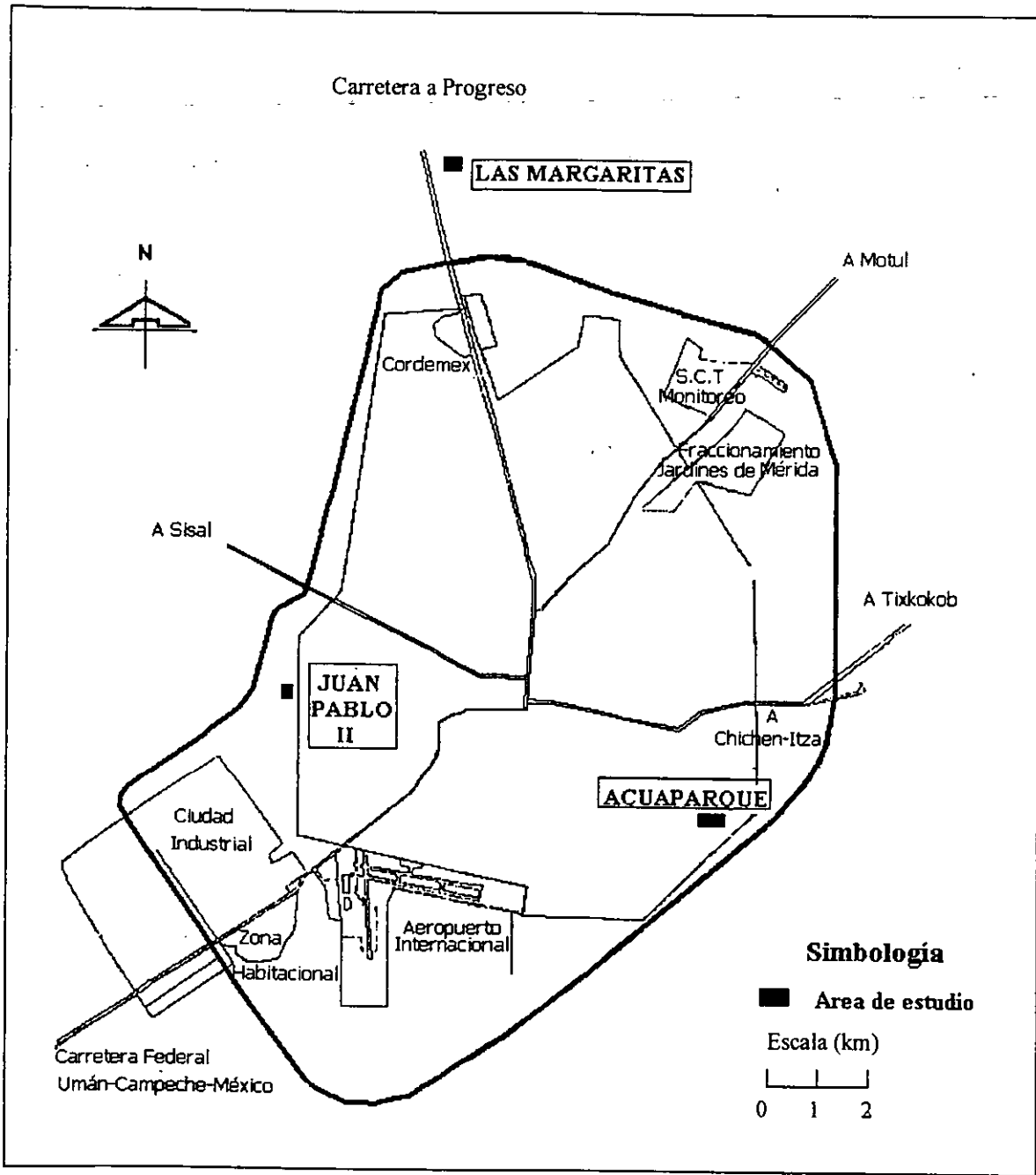


Figura 5.2.- Croquis de ubicación de las áreas de estudio en Yucatán

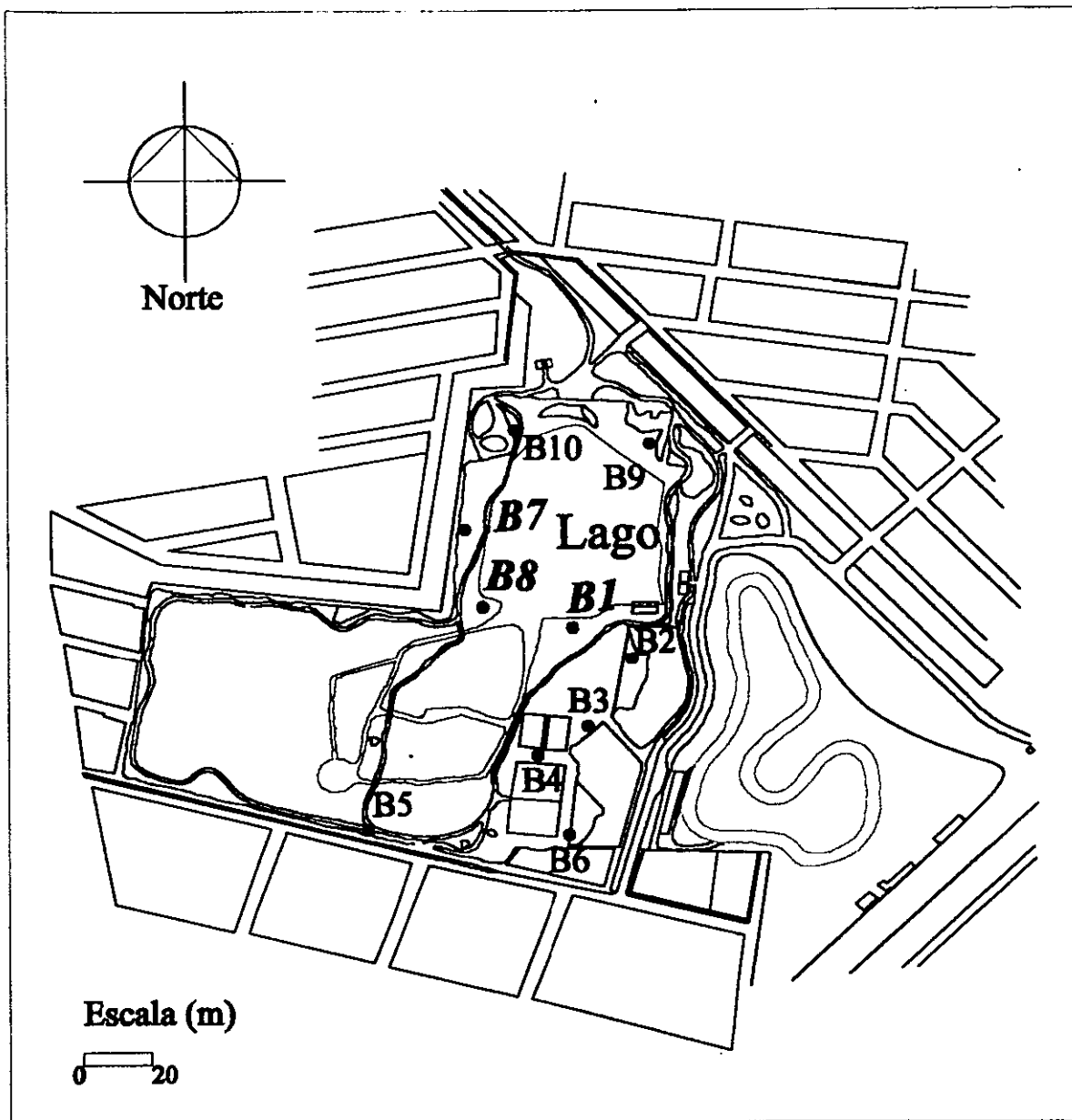


Figura 5.3.- Ubicación de los barrenos en el área del Acuarque

Tabla 5.2.- Resultados de los monitoreos piezométricos en el "Acuaparque".

Clave	Coordenadas		Cota (m) Snmm	Prof. N.E.	Elev. N.E.	Prof. N.E.	Elev. N.E.	Prof. N.E.	Elev. N.E.
	X	Y		(m) Abr-99	(m)	(m) May-99	(m)	(m) 3-Jun-99	(m)
B-1	31949	18604	2,69	1,32	1,37	1,393	1,297	1,248	1,442
B-2	31989	18578	3,379	1,995	1,384	2,09	1,289	1,954	1,425
B-3	31951	18517	2,808	1,475	1,333	1,507	1,301	1,365	1,443
B-4	31907	18493	2,17	0,823	1,347	0,86	1,31	0,708	1,462
B-5	31760	18428	1,925	0,556	1,369	0,595	1,33	0,436	1,489
B-6	31935	18424	2,043	0,725	1,318	0,733	1,31	0,593	1,45
B-7	31845	18692	2,7			1,397	1,303	1,24	1,46
B-8	31861	18624	2,144			0,838	1,306	0,674	1,47
B-9	32005	18767	2,685			1,423	1,262	1,298	1,387
B-10	31888	18779	2,146			0,865	1,281	0,723	1,423
E-1	31914	18852	9,078					7,677	1,401
E-2	32044	18655	8,905					7,506	1,399
E-3	32033	18709	8,665					7,27	1,395
E-4	32051	18720	8,228					6,845	1,383
E-5	32170	18628	8,518					7,156	1,362
E-6	31998	18497	9,219					7,821	1,398

Clave	Coordenadas		Cota (m) Snmm	Prof.N.E.	Elev. N.E.	Prof.N.E.	Elev. N.E.
	X	Y		(m) 9-Jun-99	(m)	(m) 16-Jun99	(m)
B-1	31949	18604	2,69	1,236	1,454	1,067	1,623
B-2	31989	18578	3,379	1,936	1,443	1,775	1,604
B-3	31951	18517	2,808	1,354	1,454	1,187	1,621
B-4	31907	18493	2,17	0,697	1,473	0,528	1,642
B-5	31760	18428	1,925	0,428	1,497	0,26	1,665
B-6	31935	18424	2,043	0,578	1,465	0,405	1,638
B-7	31845	18692	2,7	1,215	1,485	1,057	1,643
B-8	31861	18624	2,144	0,667	1,477	0,497	1,647
B-9	32005	18767	2,685	1,286	1,399	1,125	1,56
B-10	31888	18779	2,146	0,71	1,436	0,541	1,605
E-1	31914	18852	9,078			7,5	1,578
E-2	32044	18655	8,905			7,34	1,565
E-3	32033	18709	8,665			7,057	1,608
E-4	32051	18720	8,228			6,77	1,458
E-5	32170	18628	8,518			6,99	1,528
E-6	31998	18497	9,219			7,64	1,579
Puente			3,235			1,575	1,66

Con los datos de la conductividad eléctrica se aplicó el método de punto de dilución (Drost *et al.*, 1968) para calcular la velocidad de flujo, el cuál fue aplicado en la costa noroeste de la Península de Yucatán por Moore *et al.*, (1992):

$$v = -(\pi.r.f/2t) \ln[(c - c^*)/c^0 - c^*] \quad (5.1)$$

Donde “r” representa el radio del pozo de observación, “f” es una corrección empírica de la influencia del pozo al flujo de agua subterránea, “c” es la conductividad a un tiempo “t”, c⁰ es la conductividad a “t” igual a cero después de la inyección y “c*” es el nivel de fondo del agua antes de la inyección. Posteriormente, se procedió a realizar la gráfica (Figura 5.4) a la cuál se le determinó la pendiente de la recta que une los puntos, enseguida se multiplicó por ($\pi r f / 2$) de acuerdo a la ecuación anterior. El valor de f se considera igual a 1 porque el pozo no causa cambios en el flujo de agua, ya que es de diámetro pequeño (Moore *et al.*, 1992), procediendo después a calcular los valores de la velocidad para cada profundidad.

El coeficiente de dispersividad longitudinal se determinó basándose en el método de Huang (1991) descrito en el anexo a.4.4, en el cuál solo se cambia el signo de la ecuación original de la velocidad, ya que el cálculo se realiza de mayor a menor concentración (parte derecha de la gráfica). A cada prueba se le realizó el mismo procedimiento para obtener los parámetros planteados en este trabajo; a continuación se presentan las ecuaciones utilizadas en este trabajo y descritas en el anexo a.4.4:

$$U2 = \frac{t1t2}{t1 - t2} \ln \frac{(C1 - Co)\sqrt{t1}}{(C2 - Co)\sqrt{t2}}$$

$$U3 = \frac{t1t3}{t1 - t3} \ln \frac{(C1 - Co)\sqrt{t1}}{(C3 - Co)\sqrt{t3}}$$

$$V = -\sqrt{\frac{U2 - U3}{t1(U2t3 - U3t2)}} \cdot x$$

$$D = \frac{x^2 - t1t2V^2}{4U2}$$

$$\alpha_L = D / V$$

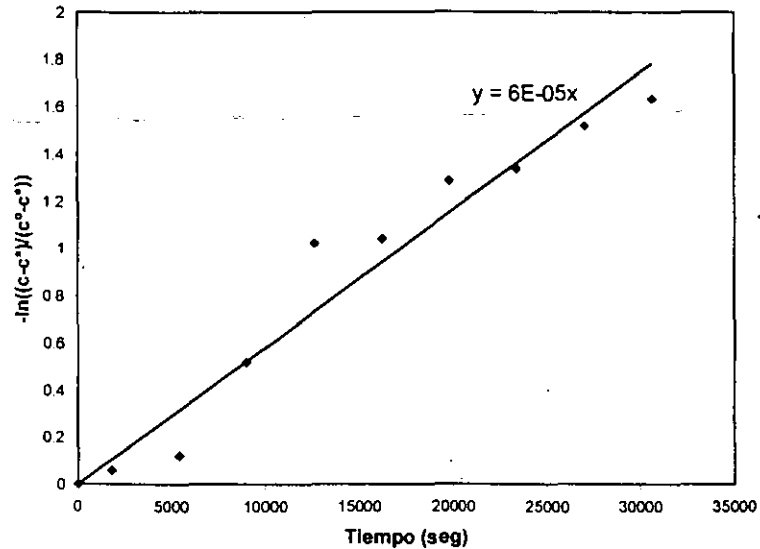


Figura 5.4.- Gráfica de cálculo de la pendiente (Moore *et al.*, 1992)

Ensayo 3

Se realizó la prueba de inyección y recuperación del trazador en un par de pozos ubicados en un área al este del km 21 de la carretera Mérida-Progreso, denominada “Las Margaritas” (Figura 5.2); para esta prueba se contó con un pozo de inyección de 8” de ϕ y de 15 m de profundidad, y un pozo de observación de 2” de ϕ y 18 m de profundidad (ubicado gradiente hidráulico abajo del pozo de inyección), la distancia entre los pozos es de 3.50 m. Previamente a la prueba se realizó un registro de conductividad eléctrica a cada uno de los pozos para obtener su nivel natural o de fondo.

La prueba consistió en la inyección por gravedad de una solución de 200 litros de agua con sal (NaCl) con una conductividad eléctrica de 12,000 $\mu\text{mhos/cm}$; posteriormente se trató de homogenizar el agua dentro pozo y enseguida se empezaron a realizar registros de conductividad eléctrica en los pozos a cada metro de profundidad a tiempos establecidos previamente con las sondas Solinst y Hydrolab. En el pozo de observación se efectuaron perfiles de conductividad eléctrica a cada metro hasta que se observó un cambio en la concentración a los 12 m, dejando ahí la sonda para medir el paso del trazador por el pozo. Durante la prueba se obtuvieron datos de llegada del trazador con los que se realizó la curva de recuperación, la interpretación de los datos se realizó por los métodos de Huang (1991) y el de Zou y Parr (1994) descritos en el anexo a.4.4; para así obtener los valores de dispersividad del medio subterráneo y la velocidad del flujo subterráneo.

En el pozo de inyección se instaló una sonda Hydrolab a los 12 m de profundidad, para obtener el desplazamiento del trazador en el pozo y así validar el método utilizado en el ensayo 2.

Ensayo 4

La prueba se realizó en dos pozos de 12" de ϕ y de 18 m de profundidad separados 8.20 m, ubicados en el Fraccionamiento Juan Pablo II al suroeste de Mérida (Figura 5.2). Se seleccionó el pozo de inyección de acuerdo a la dirección de flujo esperada; ya que debido a que la distancia es muy corta y que el gradiente hidráulico es muy pequeño en la zona, no existe una dirección preferencial de flujo; previamente a la prueba se efectuó un registro de conductividad eléctrica (nivel natural o fondo) a cada uno de los pozos.

En esta prueba se inyectaron por gravedad 450 litros de agua con NaCl (sal común) con una conductividad eléctrica de 20,000 $\mu\text{mhos/cm}$, posteriormente se trato de homogenizar el agua del pozo y enseguida se realizaron registros de conductividad eléctrica a cada metro en los pozos a tiempos establecidos previamente. En el pozo de observación se utilizó una sonda Solinst para medir el paso del trazador y en el pozo de inyección se utilizó la sonda Hydrolab para observar el desplazamiento del trazador en el medio geológico. Durante la prueba se obtuvieron datos de llegada del trazador a los 16 metros de profundidad con los que se realizó la curva de recuperación; la interpretación se efectuó con los métodos descritos en anexo a.4.4, para así obtener los valores de los parámetros planteados. En el pozo de inyección se instaló una sonda de calidad de agua (Hydrolab) para estar haciendo lecturas de conductividad eléctrica en el pozo, para supervisar si el trazador se desplazaba en el subsuelo y así utilizar esos datos para validar el método utilizado en el ensayo 2.

5.3.- Resultados y discusión

Ensayo 1

Los efluentes de las plantas de tratamiento de agua residual y los cuerpos de agua superficial y subterránea, presentan valores ambientales de fluorescencia equivalente para Rodamina WT y fluorescencia sódica, las cuales son producidas por las substancias presentes en el agua, tanto de origen natural como artificial. Las concentraciones de rodamina wt y fluoresceína sódica se midieron con fluorómetros de campo Turner Designs Mod. 10-AU-005. Las sensibilidades de estos

equipos (niveles mínimos detectables) son de 0.002 ppb (2×10^{-12}) para rodamina wt y de 0.006 ppb (6×10^{-12}) para fluoresceína en agua limpia. En la Tabla 5.3 se tienen los valores de fluorescencia natural medidos en cada lugar de muestreo.

Tabla 5.3.- Valores ambientales de fluorescencia de los efluentes de las plantas de tratamiento de agua residuales y del Sistema Lagunar Nichupté.

L U G A R	FLUORESCENCIA NATURAL EQUIVALENTE	
	RODAMINA WT (ppb)	FLUORESCINA (ppb)
• Planta Laguna de Oxidación	0.233	8.630
• Planta Pok-Ta-Pok	0.082	1.230
• Planta Gucumatz	0.060	1.170
• Planta El Rey	0.048	0.615
• Laguna de Bojorquez	0.038	0.0425
• Laguna de Nichupté	0.025	0.280
• Muelle Málecón Cancún	0.020	0.146
• Laguna de Amor (agua subterránea)	0.005	0.214
• Isla Pájaros (agua subterránea)	0.007	0.310
• Noria Búfalo, Alfredo V. Bonfil	0.080	0.214
• Noria Exbasurero de Cancún	0.012	0.430
• Bahía de Mujeres (agua subterránea)	0.005	0.068
• Bahía de Mujeres (agua de mar)	0.000	0.020

En las Tablas 5.4 y 5.5 se presentan los valores obtenidos de Rodamina WT y Fluoresceína en los manantiales después de la inyección del trazador. Los resultados indican que en el Sistema Lagunar Nichupté (SLN) existen variaciones espaciales y temporales de los niveles ambientales de fluorescencia, las concentraciones mínimas y máximas de Rodamina WT medidas fueron de 0.001 ppb y 0.073 ppb, respectivamente; y de Fluoresceína Sódica de 0.074 ppb y 1.620 ppb, respectivamente. Estos valores de concentración corresponden exclusivamente a las variaciones de fluorescencia natural del sistema.

Los manantiales que descargan los mayores caudales en el Sistema Lagunar (boyas: 10, 11, 12, 14, 30, 32, 33 y 34) presentan concentraciones de RWT comprendidas entre 0.003 y 0.009 ppb, estas concentraciones son características de agua natural y de agua de mar. Las concentraciones de

RWT correspondientes al agua del SLN (boyas: 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26 y 27) presentan valores superiores comprendidos entre 0.020 y 0.035 ppb. En algunas surgencias se midieron concentraciones resultantes de mezclas de agua superficial con agua subterránea; las características físicas de estos afloramientos impiden la obtención de muestras de agua subterránea exclusivamente, por ser fracturas o intersticios de formas asimétricas e irregulares con flujos difusos en algunos casos en los sitios de descarga.

Los resultados indican que en el Sistema Lagunar Nichupté (SLN) existen variaciones espacial y temporal de los niveles ambientales de fluorescencia, las concentraciones mínimas y máximas de rodamina wt medidas fueron de 0.005 ppb y 0.073 ppb, y de fluoresceína sódica de 0.093 ppb y 1.620 ppb, respectivamente. Estos valores de concentración corresponden exclusivamente a las variaciones de fluorescencia natural del sistema.

La dirección del flujo subterráneo es de la zona continental hacia el sistema lagunar (oeste a este) (Lesser, 1991). Los manantiales que descargan los mayores caudales en el Sistema Lagunar, presentan concentraciones de RWT comprendidas entre 0.003 y 0.009 ppb, estas concentraciones son características de agua natural y de agua de mar. Las concentraciones de RWT correspondientes al agua del SLN presentan valores superiores comprendidos entre 0.020 y 0.035 ppb. En algunas surgencias se midieron concentraciones resultantes de mezclas de agua superficial con agua subterránea; las características físicas de estos afloramientos impiden la obtención de muestras de agua subterránea exclusivamente, por ser fracturas o intersticios de formas asimétricas e irregulares con flujos difusos en algunos casos en los sitios de descarga.

Por lo tanto, en esta prueba no se recuperó el trazador, contrario a lo indicado por Lesser (1991). La no recuperación de trazador puede ser debido al incremento en la carga hidráulica, lo que incrementa el volumen de flujo subterráneo y puede cambiar la dirección del movimiento del agua; lo que hace que la interconexión que señala Lesser (1991) pueda ser temporal y espacial. Por lo que se puede decir que el carst en la Península de Yucatán tiene un comportamiento espacial y temporal de acuerdo a las características del ambiente, por lo que los datos obtenidos en el trabajo de Lesser (1991), deben de ser usados bajo las características y condiciones que prevalecieron durante las pruebas.

Tabla 5.4.- Resultados fluorimétricos de pruebas de trazado con Rodamina WT

SITIO	24-Sep-96	28-Sep-96	29-Sep-96	30-Sep-96	02-Oct-96	02-Oct-96	03-Oct-96	03-Oct-96	03-Oct-96	04-Oct-96	04-Oct-96	05-Oct-96	05-Oct-96	06-Oct-96	06-Oct-96
	(PPB)	(PPB)	(PPB)	(PPB)	MAÑANA (PPB)	TARDE (PPB)	MAÑANA (PPB)	TARDE (PPB)	NOCHE (PPB)	MAÑANA (PPB)	TARDE (PPB)	MAÑANA (PPB)	TARDE (PPB)	MAÑANA (PPB)	TARDE (PPB)
BOYA 1	0.023	0.023			0.033	0.02	0.021	0.024	0.021	0.026	0.027	0.026	0.03	0.028	
BOYA 2	0.019	0.024			0.019	0.017	0.014	0.022	0.023	0.023	0.025	0.024	0.029	0.023	0.029
BOYA 3	0.025	0.023			0.014	0.018	0.016	0.026	0.028	0.024	0.021		0.022	0.016	0.015
BOYA 4	0.021	0.02			0.015	0.012	0.02	0.026	0.024	0.027		0.026	0.028	0.021	0.022
BOYA 5	0.028	0.022			0.023	0.024	0.018	0.025	0.025	0.021	0.025	0.023	0.026	0.023	
BOYA 6	0.025	0.018			0.16	0.18	0.023	0.023	0.026	0.022	0.018		0.026	0.011	0.013
BOYA 7	0.023	0.018			0.015	0.022	0.037	0.027	0.023	0.024	0.028	0.026	0.028	0.033	0.037
BOYA 8	0.022	0.022			0.027	0.028	0.025	0.028	0.025	0.035	0.033	0.045	0.048	0.039	0.05
BOYA 9	0.026	0.027			0.022	0.026	0.019	0.024	0.027	0.025	0.025	0.036	0.036	0.032	0.026
BOYA 10	0.007	0.005			0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.008	0.005	0.009	0.007	0.006	0.005
BOYA 11					0.005	0.008	0.008	0.006	0.006	0.007	0.005	0.009	0.008	0.008	0.003
BOYA 12					0.008	0.008	0.008	0.008	0.007	0.006	0.006	0.01	0.008	0.007	
BOYA 13	0.025				0.027										0.023
BOYA 14		0.007			0.01	0.011	0.011	0.019	0.019	0.015	0.021	0.017	0.023	0.034	0.026
BOYA 15		0.011			0.011	0.015	0.019	0.024	0.024	0.024	0.022	0.027	0.028	0.03	0.03
BOYA 16			0.039	0.039										0.034	
BOYA 17			0.038	0.038											
BOYA 18			0.032	0.034										0.03	
BOYA 19			0.023	0.021						0.018				0.019	
BOYA 20			0.025	0.026						0.023				0.025	
BOYA 21			0.024	0.022										0.024	
BOYA 22			0.026	0.025										0.024	
BOYA 23			0.026	0.023										0.024	
BOYA 24			0.02	0.02										0.018	
BOYA 25			0.016	0.016										0.019	
BOYA 26			0.016	0.015										0.016	
BOYA 27			0.025	0.022	0.016					0.028				0.019	
BOYA 28			0.024	0.023	0.023					0.027				0.03	
PUENTE Pok-Ta-Pok			0.022	0.02										0.032	
BOYA 29					0.009	0.013	0.019	0.025	0.025	0.026	0.022	0.031	0.027	0.024	0.03
BOYA 30											0.014	0.03	0.007	0.014	0.017
BOYA 31											0.037		0.017	0.024	
BOYA 32											0.001		0.008		0.006
BOYA 33													0.005		0.006
BOYA 34													0.005		0.009

Los análisis fluorimétricos de muestras de agua se realizaron con un fluorómetro Turner, provisto de un conjunto óptico para Rodamina WT.

Tabla 5.4.- Resultados fluorimétricos de pruebas de trazado con Rodamina WT.

SITIO	07-Oct-96	07-Oct-96	07-Oct-96	08-Oct-96	08-Oct-96	08-Oct-96	09-Oct-96	09-Oct-96	10-Oct-96	11-Oct-96	14-Dic-96	18-Dic-96	ESTADÍSTICA			
	Mañana (PPB)	Tarde (PPB)	Noche (PPB)	Mañana (PPB)	Tarde (PPB)	Noche (PPB)	Mañana (PPB)	Tarde (PPB)					Min (PPB)	Max (PPB)	Med (PPB)	Num
BOYA 1	0.032	0.033		0.02	0.017	0.014	0.01		0.02		0.015	0.016	0.01	0.033	0.023	21
BOYA 2	0.026		0.033	0.019	0.011	0.013	0.009		0.014		0.013		0.009	0.033	0.02	21
BOYA 3	0.019	0.02		0.021	0.018	0.018	0.017		0.022				0.014	0.028	0.02	19
BOYA 4	0.021	0.024	0.024	0.019	0.019	0.018	0.019		0.019	0.02			0.012	0.027	0.021	21
BOYA 5	0.02	0.023		0.019	0.02	0.019	0.023		0.026	0.022			0.018	0.028	0.023	20
BOYA 6	0.013	0.017	0.021	0.016	0.016	0.018	0.023		0.021	0.02			0.011	0.18	0.034	21
BOYA 7	0.033	0.037	0.039	0.024	0.021	0.017	0.015		0.017		0.019	0.018	0.015	0.039	0.025	23
BOYA 8	0.042	0.036		0.028	0.024	0.023	0.022		0.031	0.03			0.022	0.05	0.032	21
BOYA 9	0.037	0.036		0.026	0.024	0.024	0.027		0.032	0.028	0.021	0.02	0.019	0.037	0.027	23
BOYA 10	0.004	0.006		0.026	0.026	0.029	0.036		0.069	0.052	0.006	0.004	0.004	0.069	0.015	23
BOYA 11	0.005	0.006		0.028	0.027	0.029	0.013		0.031	0.052	0.004	0.003	0.003	0.052	0.013	21
BOYA 12	0.006			0.028	0.03	0.034	0.035		0.073	0.058	0.007		0.006	0.073	0.019	18
BOYA 13													0.023	0.027	0.025	3
BOYA 14	0.031	0.024	0.022	0.017	0.018	0.012	0.016	0.008	0.008	0.02	0.011	0.008	0.007	0.034	0.017	24
BOYA 15	0.023	0.028		0.027	0.027	0.031	0.034		0.067	0.064		0.016	0.011	0.067	0.028	21
BOYA 16	0.032	0.033		0.032	0.026	0.027	0.027		0.029				0.026	0.039	0.032	10
BOYA 17					0.028	0.03	0.032		0.035				0.028	0.038	0.033	6
BOYA 18	0.033	0.029		0.027	0.031	0.025	0.026		0.028				0.025	0.034	0.03	10
BOYA 19													0.018	0.023	0.02	4
BOYA 20													0.023	0.026	0.025	4
BOYA 21	0.021	0.022		0.024	0.022	0.022	0.026		0.029				0.021	0.029	0.024	10
BOYA 22	0.02	0.024		0.023	0.021	0.02	0.028	0.028	0.026				0.02	0.028	0.024	11
BOYA 23	0.024	0.024		0.024	0.023	0.025	0.024		0.032				0.023	0.032	0.025	10
BOYA 24	0.014	0.017		0.021	0.022		0.021		0.019				0.014	0.022	0.019	9
BOYA 25	0.016	0.019		0.022	0.019		0.019		0.021				0.016	0.022	0.019	9
BOYA 26	0.014	0.016		0.023	0.02		0.018		0.022				0.014	0.023	0.018	9
BOYA 27													0.016	0.028	0.022	5
BOYA 28													0.023	0.03	0.025	5
Puente Pok-Ta-Pok.	0.028			0.019	0.025		0.026		0.038				0.019	0.038	0.026	8
BOYA 29	0.028			0.023	0.023	0.026	0.022		0.032	0.032	0.02	0.016	0.009	0.032	0.024	20
BOYA 30	0.011			0.018	0.011	0.015	0.01		0.018	0.021	0.014	0.002	0.002	0.03	0.014	14
BOYA 31	0.019			0.022	0.021	0.023	0.009		0.025		0.023	0.022	0.009	0.037	0.022	11
BOYA 32													0.001	0.008	0.005	3
BOYA 33											0.003	0	0	0.006	0.004	4
BOYA 34											0.002	0	0	0.009	0.004	5

Tabla 5.5.- Resultados fluorimétricos de las pruebas de trazadores con Fluoresceína Sódica.

SIMO	24-Sep-96	28-Sep-96	29-Sep-96	30-Sep-96	02-Oct-96		02-Oct-96		03-Oct-96		03-Oct-96		04-Oct-96		05-Oct-96		06-Oct-96	
	(PPB)	(PPB)	(PPB)	(PPB)	Mañana	Tarde	Mañana	Tarde	Mañana	Tarde	Noche	Mañana	Tarde	Mañana	Tarde	Mañana	Tarde	
BOYA 1	0.263	0.278			1.09	0.476	0.471	0.381	0.293	0.296	0.261	0.153	0.134	0.179	0.217	0.171		
BOYA 2	0.209	0.318			0.459	0.493	0.444	0.383	0.336	0.262	0.241	0.147	0.156	0.18	0.21	0.144	0.165	
BOYA 3	0.24	0.281			0.397	0.36	0.443	0.303	0.319	0.257	0.24	0.125	0.126		0.168	0.159	0.117	
BOYA 4	0.265	0.196			0.397	0.448	0.238	0.385	0.299	0.28	0.227	0.136		0.174	0.161	0.141	0.118	
BOYA 5	0.274	0.179			0.421	0.375	0.313	0.288	0.388	0.214	0.301	0.124	0.113	0.157	0.158	0.125		
BOYA 6	0.252	0.234			0.52	0.394	0.332	0.302	0.363	0.269	0.257	0.133	0.123		0.152	0.125	0.109	
BOYA 7	0.231	0.223			0.374	0.378	0.402	0.333	0.57	0.278	0.24	0.16	0.155	1.62	0.17	0.243	0.245	
BOYA 8	0.291	0.426			0.409	0.404	0.336	0.331	0.337	0.307	0.294	0.197	0.218	0.339	0.41	0.286	0.354	
BOYA 9	0.26	0.31			0.382	0.471	0.253	0.374	0.372	0.283	0.3	0.169	0.166	0.264	0.258	0.238	0.137	
BOYA 10	0.214	0.218			0.327	0.435	0.214	0.293	0.283	0.248	0.228	0.155	0.135	0.15	0.168	0.131	0.106	
BOYA 11		0.216			0.293	0.33	0.183	0.262	0.27	0.274	0.258	0.169	0.127	0.181	0.169	0.146	0.092	
BOYA 12		0.286			0.32	0.488	0.259	0.363	0.327	0.286	0.281	0.14	0.136	0.148	0.173	0.147		
BOYA 13	0.455				0.774		0.313										0.257	
BOYA 14		0.31			0.383	0.505	0.188	0.357	0.348	0.249	0.24	0.143	0.094	0.146	0.132	0.243	0.187	
BOYA 15		0.359			0.472		0.42	0.354	0.395	0.385	0.306	0.157	0.134	0.144	0.182	0.185	0.196	
BOYA 16			0.369	0.575	0.383											0.194		
BOYA 17			0.32	0.53	0.305													
BOYA 18			0.269	0.476	0.282												0.155	
BOYA 19			0.183	0.267								0.1					0.102	
BOYA 20			0.209	0.369								0.135					0.146	
BOYA 21			0.255	0.415													0.17	
BOYA 22			0.32	0.472													0.176	
BOYA 23			0.251	0.377													0.159	
BOYA 24			0.163	0.308													0.085	
BOYA 25			0.148	0.279													0.113	
BOYA 26			0.106	0.207													0.086	
BOYA 27			0.183	0.331	0.178							0.112					0.122	
BOYA 28			0.307	0.324	0.339							0.186					0.177	
Puente Pok-Ta-Pok.			0.152	0.273														
BOYA 30													0.138	0.24	0.121	0.159	0.116	
BOYA 31													0.326		0.193	0.268		
BOYA 32													0		0.093		0.019	
BOYA 33															0.068		0.045	
BOYA 34															0.026		0.079	

Los análisis fluorimétricos de muestras de agua se realizaron con un fluorómetro Turner 10-AU-005, provisto de un conjunto óptico para Rodamina WT.

Tabla 5.5.- Resultados fluorimétricos de pruebas de trazado con Fluoresceína Sódica.

SITIO	07-Oct-96	07-Oct-96	07-Oct-96	08-Oct-96	08-Oct-96	08-Oct-96	09-Oct-96	09-Oct-96	10-Oct-96	11-Oct-96	14-Dic-96	18-Dic-96	ESTADISTICA			Num
	Mañana (PPB)	Tarde (PPB)	Noche (PPB)	Mañana (PPB)	Tarde (PPB)	Noche (PPB)	Mañana (PPB)	Tarde (PPB)	(PPB)	(PPB)	(PPB)	(PPB)	Min (PPB)	Max (PPB)	Med (PPB)	
BOYA 1	0.403	0.177		0.133	0.104	0.68	0.114		0.24		0.146	0.146	0.104	1.09	0.296	23
BOYA 2	0.159	0.189	0.254	0.142	0.096	0.11	0.172		0.132		0.134		0.096	0.493	0.231	24
BOYA 3	0.174	0.153		0.17	0.121	0.148	0.162		0.181				0.117	0.443	0.221	21
BOYA 4	0.163	0.132	0.161	0.114	0.148	0.148	0.176		0.18	0.156			0.114	0.448	0.211	23
BOYA 5	0.136	0.131		0.2	0.158	0.17	0.237		0.228	0.154			0.113	0.421	0.22	2
BOYA 6	0.14	0.145	0.179	0.171	0.074	0.168	0.177		0.211	0.152			0.074	0.52	0.217	23
BOYA 7	0.232	0.274	0.362	0.196	0.131	0.135	0.126		0.166		0.126	0.169	0.126	1.62	0.293	25
BOYA 8	0.297	0.312		0.207	0.186	0.201	0.232		0.243	0.231			0.186	0.426	0.298	23
BOYA 9	0.367	0.254		0.212	0.183	0.215	0.2		0.3	0.23	0.222	0.23	0.137	0.471	0.266	25
BOYA 10	0.117	0.151		0.26	0.228	0.291	0.392		0.737	0.571	0.152	0.138	0.106	0.737	0.254	25
BOYA 11	0.117	0.132		0.228	0.232	0.25	0.255		0.442	0.58	0.112	0.112	0.092	0.58	0.226	24
BOYA 12	0.148			0.244	0.223	0.301	0.387		0.791	0.291	0.141		0.136	0.791	0.28	21
BOYA 13													0.257	0.774	0.45	4
BOYA 14	0.174	0.173	0.182	0.124	0.093	0.085	0.151	0.219	0.263	0.175	0.098	0.17	0.085	0.505	0.209	26
BOYA 15	0.146	0.154		0.185	0.155	0.263	0.275		0.694	0.659		0.21	0.134	0.694	0.292	22
BOYA 16	0.174	0.217		0.252	0.181	0.229	0.222		0.241				0.174	0.575	0.276	11
BOYA 17					0.18	0.219	0.221		0.191				0.18	0.53	0.281	7
BOYA 18	0.233	0.191		0.216	0.201	0.17	0.208		0.195				0.155	0.476	0.236	11
BOYA 19													0.1	0.267	0.163	4
BOYA 20													0.135	0.369	0.215	4
BOYA 21	0.11	0.147		0.161	0.179	0.187	0.258		0.289				0.11	0.415	0.217	10
BOYA 22	0.143	0.127		0.19	0.155	0.171	0.266		0.321				0.127	0.472	0.234	10
BOYA 23	0.13	0.14		0.189	0.123	0.171	0.207		0.315				0.123	0.377	0.206	10
BOYA 24	0.082	0.119		0.142	0.147		0.155		0.146				0.082	0.308	0.15	9
BOYA 25	0.084	0.088		0.182	0.135		0.149		0.177				0.084	0.279	0.151	9
BOYA 26	0.074	0.092		0.163	0.134		0.162		0.182				0.074	0.207	0.134	9
BOYA 27													0.112	0.331	0.185	5
BOYA 28													0.177	0.339	0.267	5
Puente Pok-Ta-Pok.	0.141			0.146	0.181	0.185	0.228		0.209				0.141	0.273	0.189	8
BOYA 30	0.107			0.15	0.132	0.135	0.199		0.239	0.182	0.143	0.093	0.093	0.24	0.148	14
BOYA 31	0.202			0.175	0.15	0.201	0.225		0.267		0.203	0.216	0.15	0.326	0.221	11
BOYA 32										0.028			0	0.093	0.035	4
BOYA 33										0.026	0.035	0	0	0.068	0.035	5
BOYA 34										0.039	0	0	0	0.079	0.029	5

Los análisis fluorimétricos de muestras de agua se realizaron con un fluorómetro Turner 10-AU-005, provisto de un conjunto óptico para Rodamina WT.

Ensayo 2.

De acuerdo a los resultados de la Tabla 5.2 y a las configuraciones de isoelevaciones del nivel estático (Figuras 5.5 y 5.6), se determinó que la dirección general de flujo en plano horizontal y superficial en el área es de suroeste a noreste; por lo que se seleccionaron los barrenos 1, 7 y 8 para realizar las pruebas de inyección. Posteriormente, con base a los resultados obtenidos se realizó otro monitoreo piezométrico y se determinó que la dirección de flujo es en forma radial a partir de lago (Figura 5.7); este cambio de dirección es debido al inicio de temporada de lluvias y se tuvo aporte de agua por el escurrimiento de las áreas circundantes al lago. Cabe mencionar que existe un desnivel de la superficie del terreno entre 6 y 7 m, debido a que fue un banco de extracción de material pétreo.

De acuerdo a los registros de Caliper (Figura 5.8), se observa zonas donde hay un incremento en el diámetro del pozo, esto representa posiblemente un cambio de material o que existen conductos de disolución; haciéndose más notorio en el barreno 7 a una profundidad aproximada de 4 m, aunque en los otros barrenos también existen esos incrementos en el diámetro pero son pequeños.

Con los residuos de material recuperados durante la perforación de los barrenos, se realizaron columnas estratigráficas (Figura 5.9), en las cuales se observa un cambio de material geológico; presentándose material deleznable en los primeros dos metros, y posteriormente existen coquinas con algunas incrustaciones de moluscos y pequeñas cavidades o conductos haciendo que se incremente el diámetro del pozo.

Por el tipo de material existente se tiene azolve en los tres barrenos, lo que redujo el espesor de agua en cada uno de ellos. Esto permite corroborar lo determinado en los registros de caliper. La profundidad al nivel estático medida en cada barreno antes de la prueba de inyección se menciona enseguida:

$$B 1 = 1.093 \text{ m}$$

$$B 7 = 1.228 \text{ m}$$

$$B 8 = 0.534 \text{ m}$$

En la Tabla 5.6 se presentan los valores de los registros de conductividad eléctrica contra tiempo en cada barreno y en la Figura 5.10 se presentan las gráficas de conductividad eléctrica contra profundidad a los diferentes tiempos medidos; la conductividad eléctrica es reportada en unidades de $\mu\text{mhos/cm}$. En la Figura 5.11 se presentan tres curvas de respuesta obtenidas a 3 m de profundidad, en la cuál se observa la similitud en el comportamiento del trazador en los barrenos.

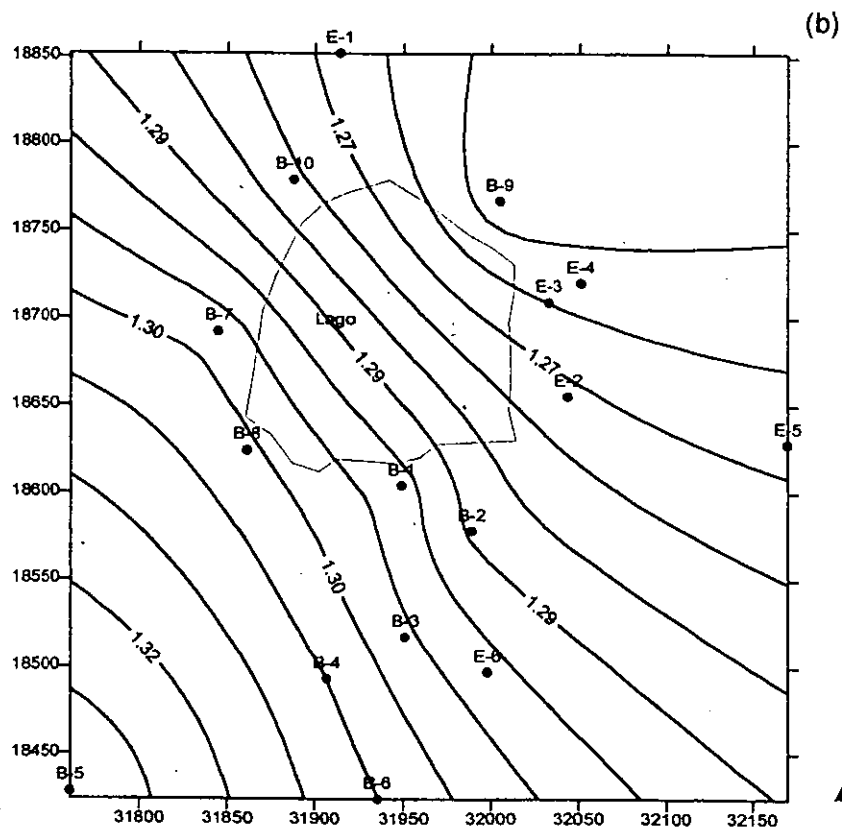
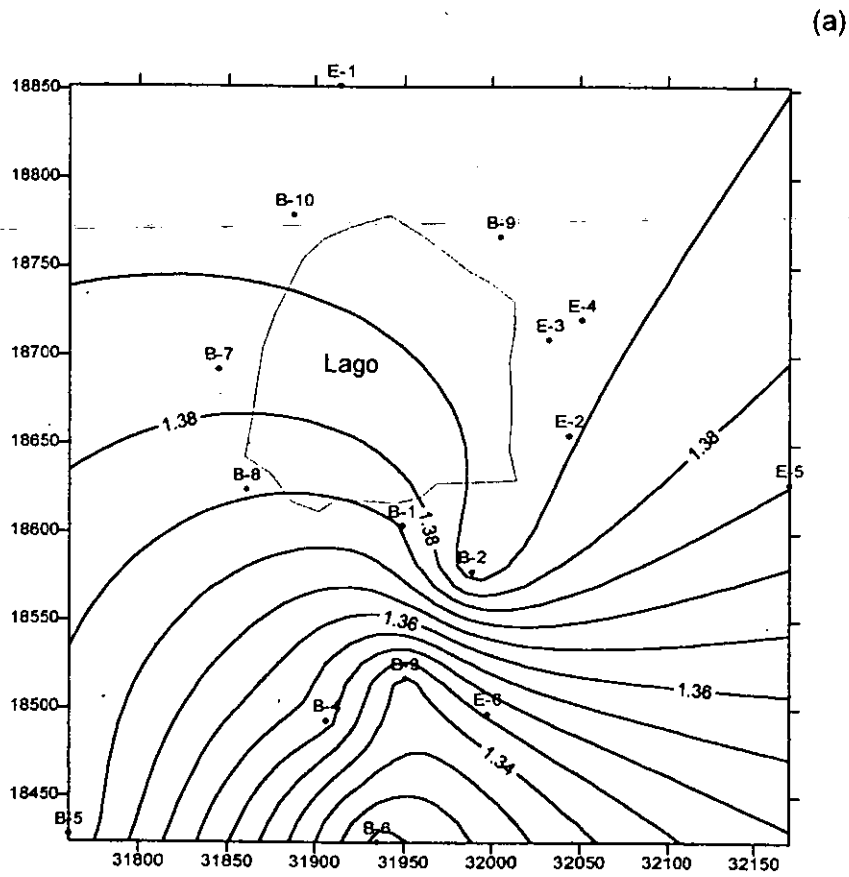


Figura 5.5.- Configuración de isoalturas de nivel estático en a) abril y b) mayo de 1999 en el Acuaparque

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

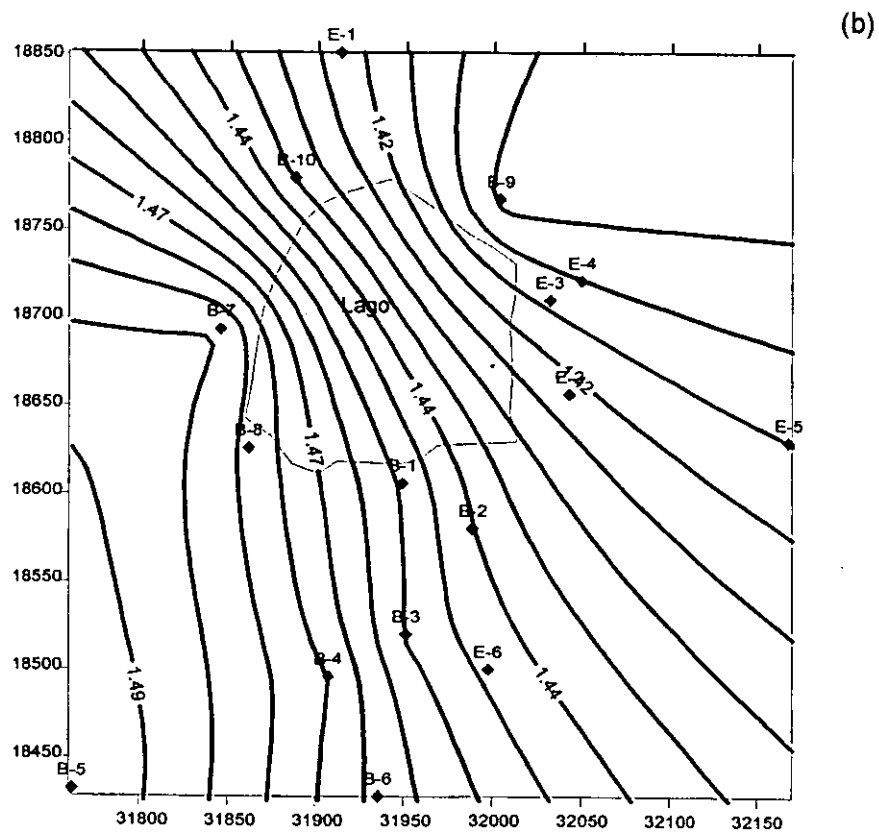
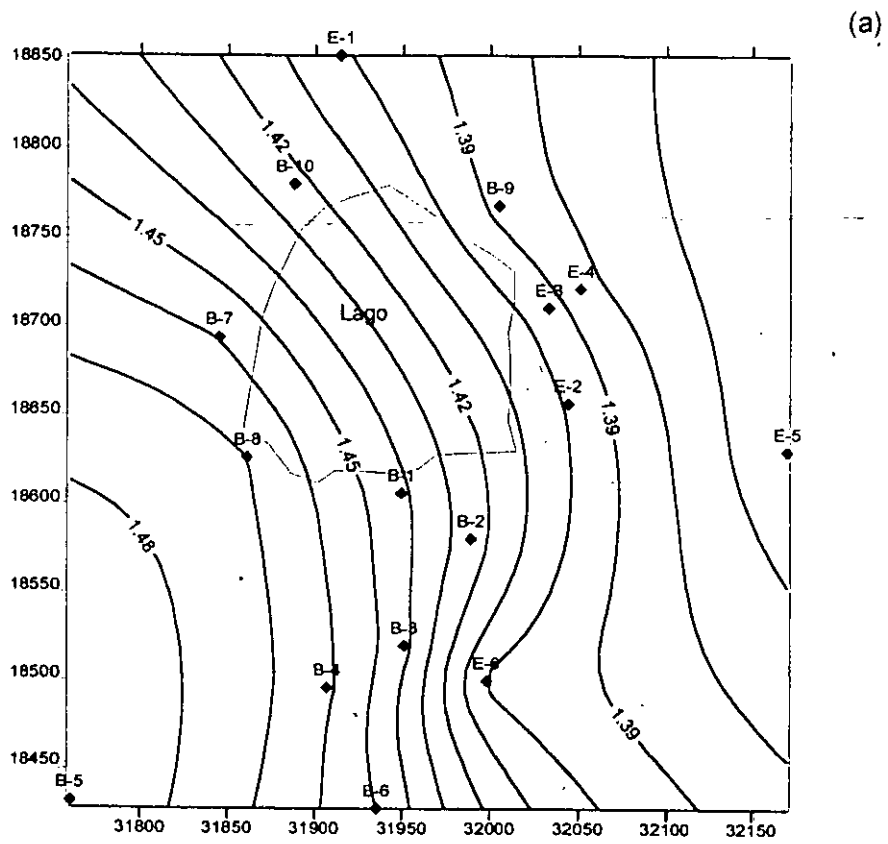


Figura 5.6.- Configuración de isoalturas de nivel estático en a) junio 3 y b) junio 9 de 1999 en el Acuarque

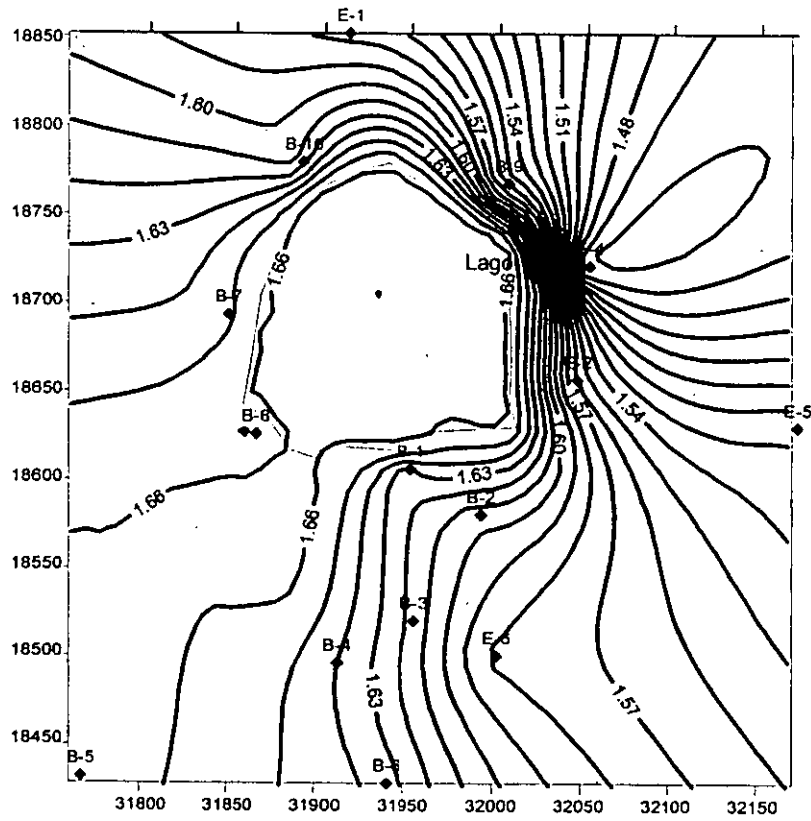
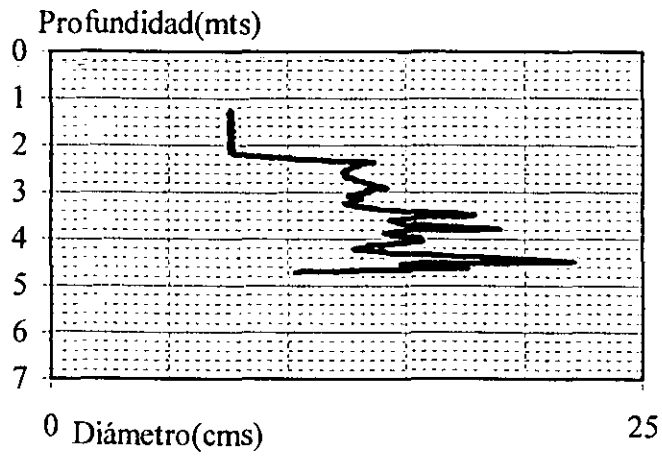
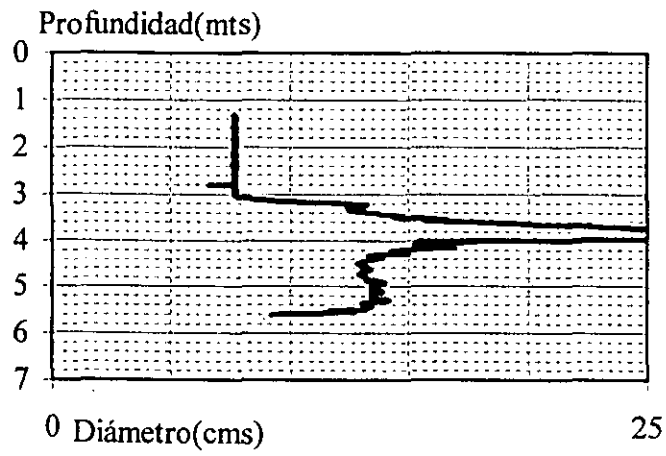


Figura 5.7.- Configuración de isoalturas de nivel estático en junio 16 de 1999 en el Acuarque

Barreno 1



Barreno 7



Barreno 8

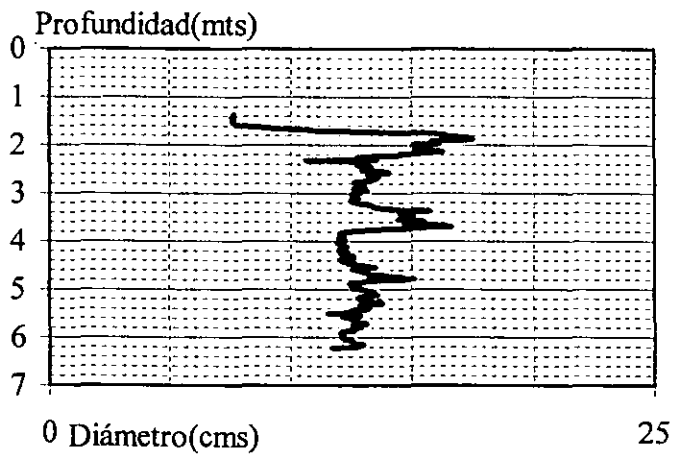


Figura 5.8.- Registros de Caliper en los barrenos del Acuaparque

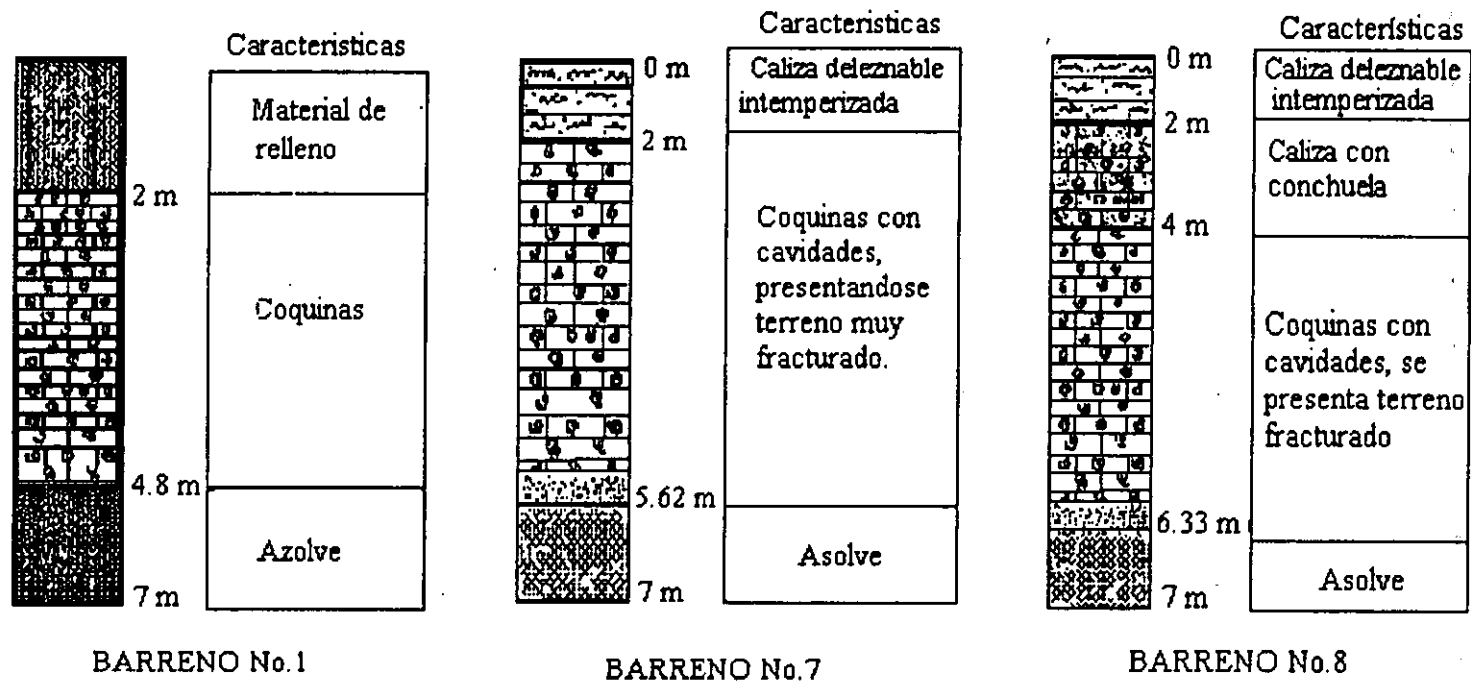


Figura 5.9.- Estratigrafía de los barrenos en el "Acuaparque"

(a)

Barreno 1	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA							
Tiempo/ Prof.	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.2
Nivel de Fondo	605	628	673	690	693	694	690	690
0	51750	39870	20390	20460	44580	64260	>100000	>100000
900	6820	5930	4120	3480	4580	13360	28010	71360
4500	1810	1780	1379	1600	2380	3450	9280	16890
5400	1320	1258	1053	1248	1580	2790	4690	6510
9000	902	880	855	1060	1296	2200	3750	5400
12600	852	839	830	912	1069	1750	3420	4350
16200	835	834	799	870	985	1350	2300	2360

(b)

Barreno 7	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA								
Tiempo/ Prof	1.25	1.75	2.25	2.75	3.25	3.75	4.25	4.75	5.15
Nivel de Fondo	959	953	952	952	951	991	1085	1154	1393
0	15240	13260	11610	10960	8650	25200	36960	37390	37530
1800	5640	5600	5290	5060	4460	10800	24910	35310	37240
5400	2930	2920	2840	2760	2350	5390	12300	33220	36290
9000	2100	2050	1900	1840	1680	3110	7690	22720	31850
12600	1680	1650	1590	1500	1360	2380	6290	14200	30910
16200	1480	1469	1435	1392	1283	1960	4680	13960	24920
19800	1291	1294	1274	1263	1190	1920	4230	11180	18640
23400	1239	1247	1258	1229	1150	1810	4190	10680	14800
27000	1239	1221	1239	1215	1139	1680	3550	9100	13300
30600	1284	1260	1242	1200	1120	1550	3640	8240	11840

(c)

Barreno 8	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA											
Tiempo/ prof.	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	5.9
Nivel de Fondo	715	718	743	763	773	777	783	781	819	856	871	871
0	31400	26720	9800	9500	10560	9990	11700	12850	14480	17800	25080	38500
1800	2900	2560	1800	1600	1770	1880	2250	2590	2960	3960	8830	14500
3600	1439	1382	1095	1160	1262	1329	1489	1720	1860	2570	6110	10320
5400	1227	1191	1066	1059	1125	1163	1246	1338	1499	1950	4700	7980
7200	995	976	910	954	1018	1065	1143	1208	1317	1690	4160	6280
10800	885	846	819	863	914	941	1010	1074	1164	1460	4010	5770
14400	842	815	800	803	860	873	951	952	1041	1380	3260	4850

Nota: El tiempo es expresado en segundos
 La profundidad es expresada en metros
 La conductividad eléctrica es expresada en $\mu\text{mhos/cm}$

Tabla 5.6.- Resultados de las pruebas de inyección con trazador en el Acuaparque.

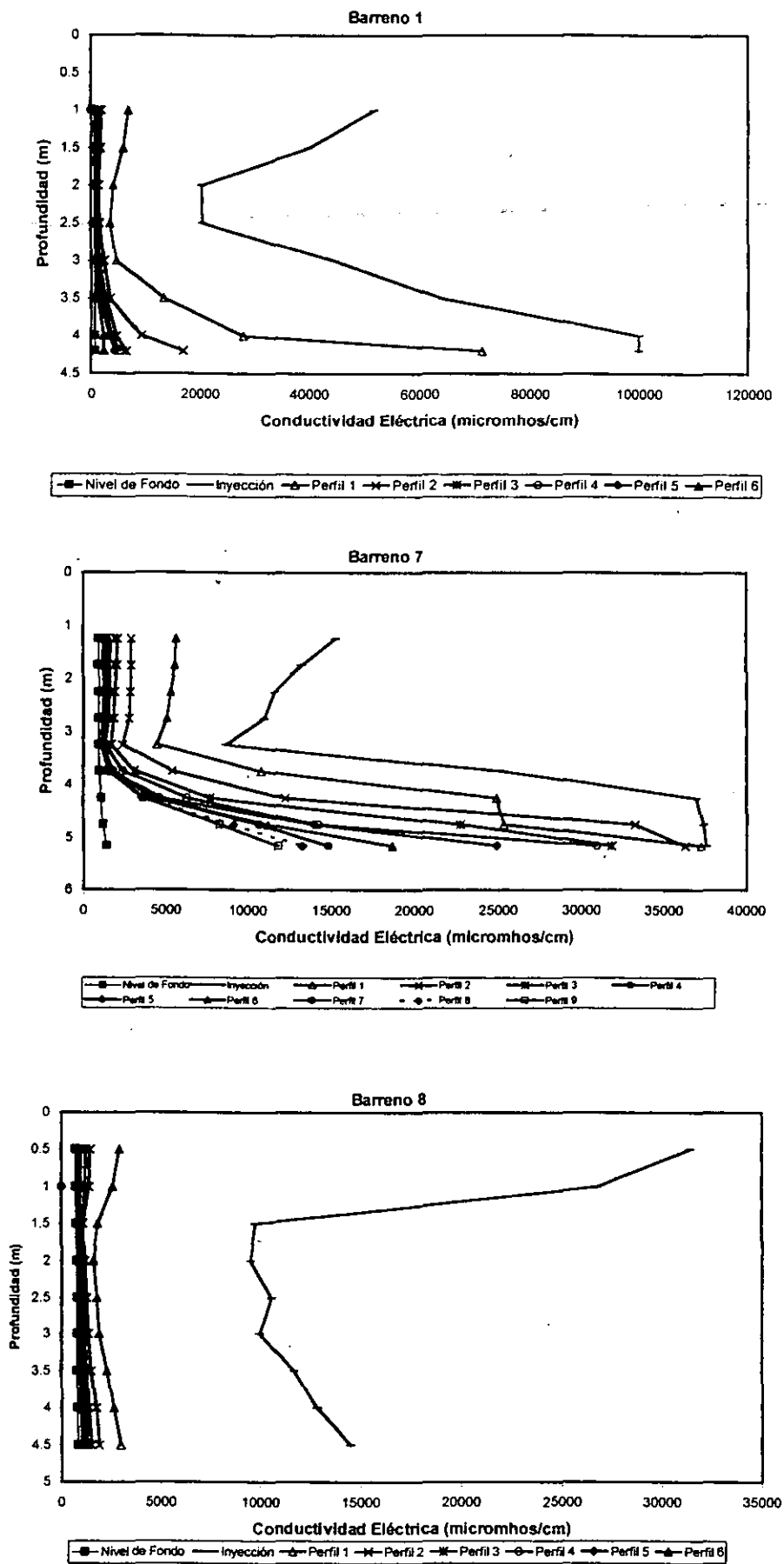


Figura 5.10.- Perfiles de conductividad eléctrica contra profundidad en los barrenos del Acuarque

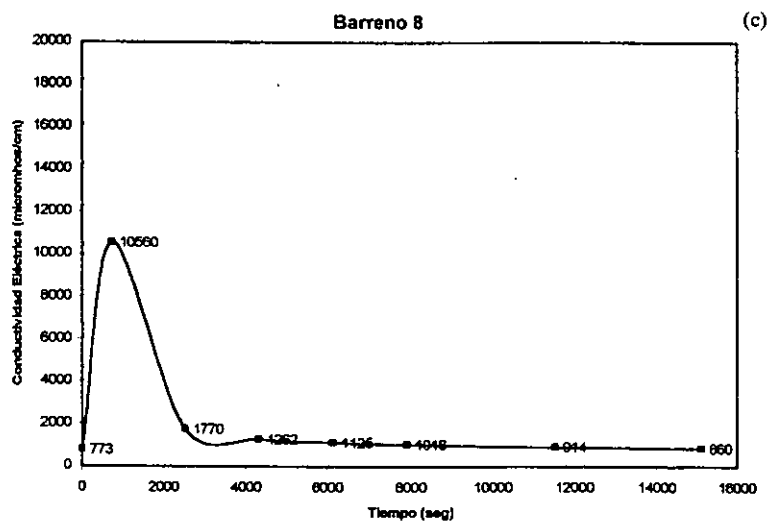
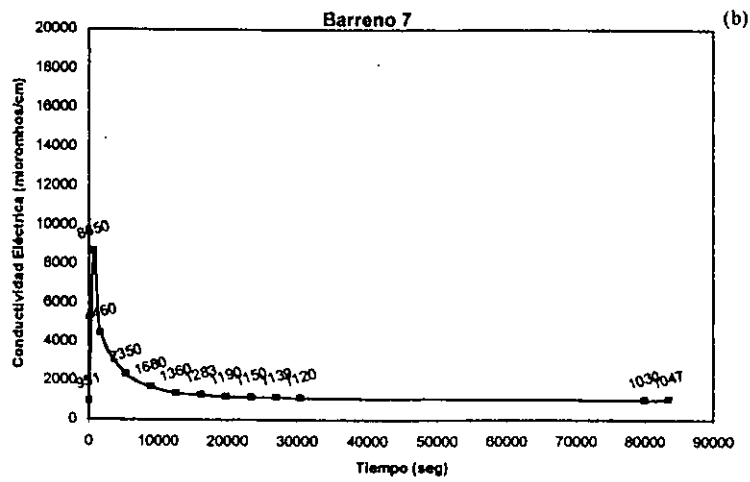
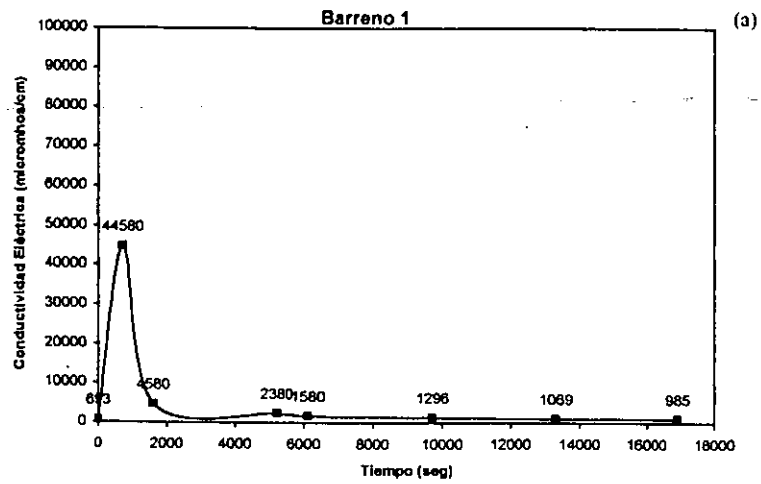


Figura 5.11.- Perfiles de conductividad eléctrica contra tiempo a 3 m de profundidad en los barrenos del Acuarparque

A continuación se calculó las velocidades de flujo, los coeficientes de dispersión y los coeficientes de dispersividad en el barreno 1 a una profundidad de 3 m. El valor de "x" correspondiente a la distancia de separación entre los pozos se consideró como el diámetro del pozo, ya que el trazador se desplazó rápidamente dentro del pozo, no interfiere el flujo subterráneo y a que el medio presenta conductos de disolución o zonas de mayor conductividad hidráulica, resultando muy difícil interceptar el paso del trazador por algún pozo; planteándose así la aplicación del método unidimensional (Huang, 1991) para determinar algunos parámetros del transporte de solutos en suelos cársticos.

Aplicando el método de dilución descrito anteriormente, se tiene:

$$v = -(\pi \cdot r \cdot f / 2t) \ln[(c - c^*) / (c^0 - c^*)]$$

Para el barreno 1 a una profundidad de 3 m se tiene los siguientes datos:

$$r = 5.715 \text{ cm}$$

$$f = 1$$

$$t = 5400 \text{ s}$$

$$c = 1580 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$c^* = 693 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$c^0 = 44580 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

sustituyéndolos en la ecuación anterior, se tiene:

$$v = 0.00648 \text{ cm/s}$$

Este procedimiento se realizó para cada tiempo del perfil, obteniéndose un valor promedio de la velocidad para cada profundidad de acuerdo a los datos de la Tabla 5.6.

$$v = 0.0058 \text{ cm/s}$$

Posteriormente, se aplicó el método de Drost *et al.*, (1968) desarrollado en el inciso 5.2; en la Figura 5.12 se presentan las pendientes de los datos a una profundidad de 3 m; si consideramos el valor de la pendiente para el barreno 1 igual a 0.0005 y se multiplica por $(\pi \cdot r \cdot f / 2)$, de acuerdo con los valores de los parámetros anteriores se obtiene:

$$v = 0.0041 \text{ cm/s}$$

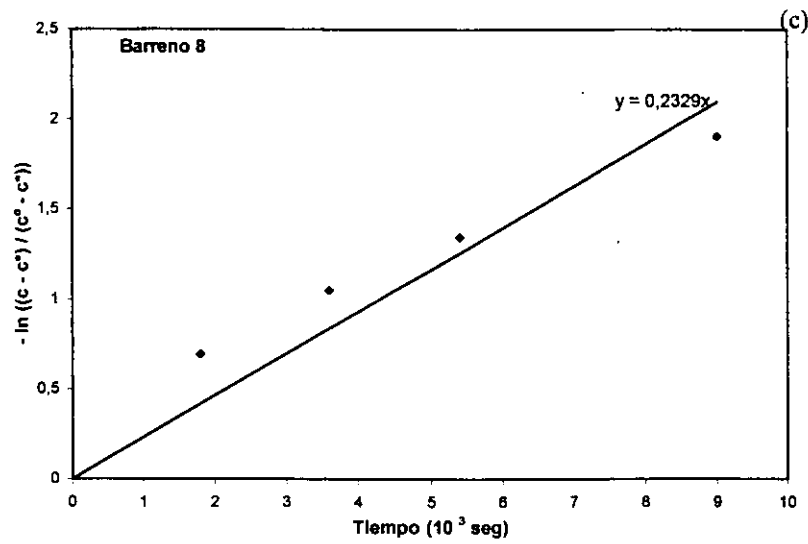
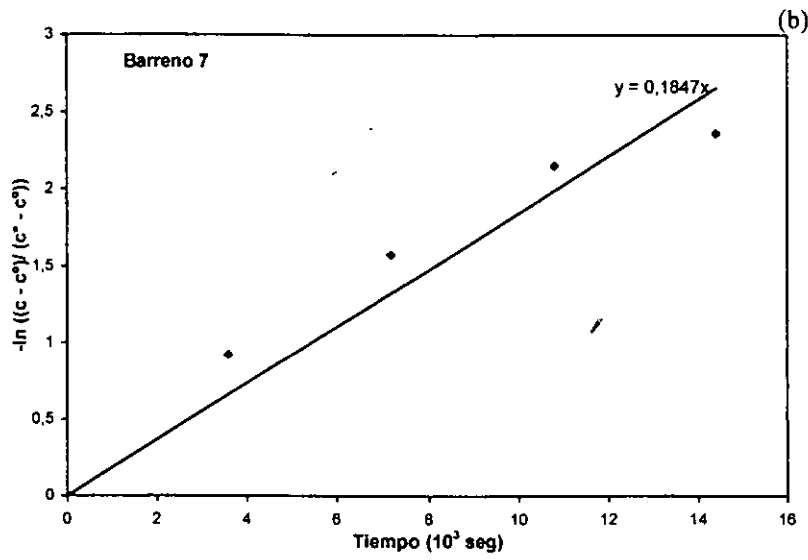
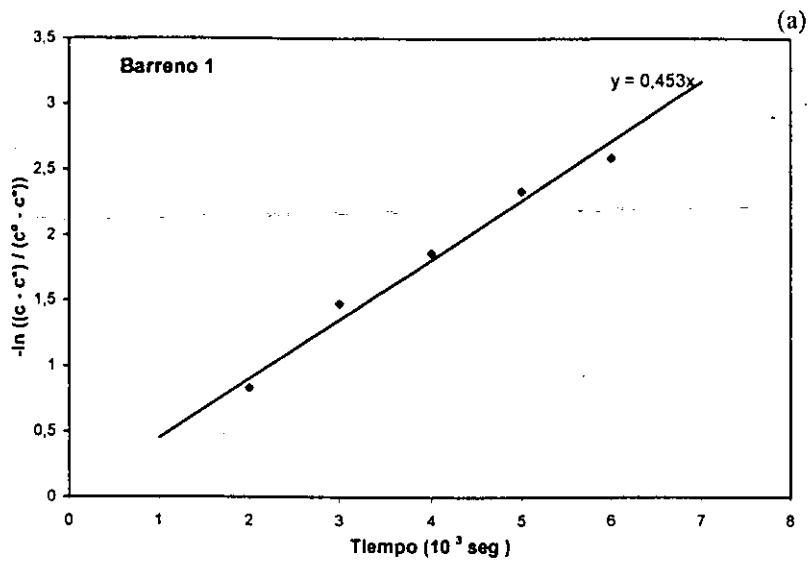


Figura 5.12.- Gráfica de pendientes de conductividad eléctrica a 3 m de profundidad en los barrenos del Acuaparque

Siguiendo este procedimiento se obtuvo la velocidad de flujo para cada profundidad en cada barreno (Tabla 5.7), indicando que después de un cierto tiempo de inyectado el trazador la concentración de los solutos empieza a tener poca variación tendiendo a estabilizarse, por lo que solo se consideran los datos antes de empezar a estabilizarse.

La dispersividad está relacionada con la tasa de recuperación del trazador (Seiler *et al.*, 1989), ya que de acuerdo a la cantidad de trazador recuperada será el valor de la dispersividad; sin embargo, en la prueba de trazado realizada en este trabajo, el trazador no fue recuperado por lo que se utiliza un método analítico unidimensional para determinar la dispersividad longitudinal, utilizando datos de los perfiles de conductividad hidráulica en varios puntos del pozo.

Aplicando el método unidimensional para el cálculo de la velocidad de flujo, el coeficiente de dispersión y el coeficiente de dispersividad; de acuerdo a la Figura 5.11 y considerando tres puntos en la curva para el barreno 1 se tiene:

$$C_0 = 44580 \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_1 = 4580 \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_2 = 2380 \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_3 = 1580 \mu\text{mhos/cm}$$

$$t_1 = 900 \text{ s}$$

$$t_2 = 4500 \text{ s}$$

$$t_3 = 5400 \text{ s}$$

sustituyéndolos en las ecuaciones del inciso a.4.4 del anexo A, se obtiene:

$$V = 0.004858 \text{ cm/s}$$

$$D = 0.0100335 \text{ cm}^2/\text{s}$$

$$\alpha_L = 2.078023 \text{ cm}$$

En la Tabla 5.7 se resumen los resultados de cada barreno; en ella se observa que en el barreno 1 la velocidad varió entre 1 y 6×10^{-3} cm/s, presentando la mayor velocidad entre los 2 y 3 m de profundidad; la dispersividad longitudinal varió de 0.97 a 4.60 cm, presentando la mayor a los 3.5 m. La velocidad en el barreno 7 varió entre 1 y 2.25×10^{-3} cm/s, teniendo a los 3.75 m de profundidad la mayor velocidad; la dispersividad presentó muy poca variación (3.83 a 4.77 cm). En el barreno 8 la velocidad varió entre 2 y 3×10^{-3} cm/s, teniendo la mayor a una profundidad de 4 m y la dispersividad tuvo una variación entre 3.44 a 6.43 cm, el valor más alto se tiene a 1.5 m.

Barreno 1					
Prof. (m)	Velocidad (cm/s)			Coef. Dispersión (cm ² /s)	Coef. Dispersividad Longitudinal (cm)
	Según Promedio Drost <i>et al.</i>	Según Gráfica Drost <i>et al.</i>	Según Huang		
1.5	0.0060	0.0045	0.0041	0.01510	3.616
2.0	0.0057	0.0045	0.0041	0.01489	3.615
2.5	0.0053	0.0036	0.0045	0.01271	2.841
3.0	0.0058	0.0041	0.0048	0.01004	2.078
3.5	0.0050	0.0036	0.0037	0.01733	4.638

Barreno 7					
Prof. (m)	Velocidad (cm/s)			Coef. Dispersión (cm ² /s)	Coef. Dispersividad Longitudinal (cm)
	Según Promedio Drost <i>et al.</i>	Según Gráfica Drost <i>et al.</i>	Según Huang		
1.75	0.0019	0.0018	0.0020	0.00962	4.611
2.25	0.0019	0.0018	0.0022	0.00897	4.135
2.75	0.0019	0.0027	0.0022	0.00885	4.006
3.25	0.0019	0.0018	0.0019	0.00917	4.769
3.75	0.0019	0.0018	0.0022	0.00225	3.840
4.25	0.0013	0.0009	0.0017	0.00175	4.480
4.75	0.0005	0.0005	0.0022	0.01102	5.051

Barreno 8					
Prof. (m)	Velocidad (cm/s)			Coef. Dispersión (cm ² /s)	Coef. Dispersividad Longitudinal (cm)
	Según Promedio Drost <i>et al.</i>	Según Gráfica Drost <i>et al.</i>	Según Huang		
1.0	0.0064	0.0040	0.0029	0.01315	4.473
1.5	0.0056	0.0030	0.0024	0.01537	6.432
2.0	0.0055	0.0030	0.0029	0.01315	4.473
2.5	0.0053	0.0030	0.0030	0.01243	4.134
3.0	0.0050	0.0030	0.0029	0.01227	4.111
3.5	0.0048	0.0030	0.0029	0.01221	4.150
4.0	0.0047	0.0030	0.0031	0.01081	3.440
4.5	0.0046	0.0030	0.0029	0.01221	4.240
5.0	0.0040	0.0027	0.0030	0.01073	3.461
5.5	0.0027	0.0018	0.0031	0.00954	3.089

Tabla 5.7.- Resultados de las pruebas de inyección de trazadores en los barrenos del Acuparque.

De acuerdo a los resultados de los registros de caliper y de calidad del agua, existen zonas donde el movimiento de agua se hace más notorio, haciendo que el soluto se desplace con mayor rapidez en cortos periodos de tiempos. De acuerdo a los métodos utilizados la velocidad para los barrenos 1 y 7, presenta poca variación en sus valores, en el barreno 8 se tiene una diferencia en los resultados, esto puede ser debido a la influencia más directa del lago hacia el pozo, por su cercanía del pozo al lago. Cabe indicar que en los tres barrenos se obtuvo una velocidad del orden de magnitud de 10^{-3} cm/s, y que los mayores valores se presentan entre 2 y 3.5 m de profundidad. Como resultado general se concluye que los tres métodos pueden ser aplicados en los terrenos cársticos de Yucatán, para obtener la velocidad de flujo del agua subterránea.

La dispersividad longitudinal no presentó una variación considerable, la más alta se manifiesta cuando la velocidad de flujo es de menor magnitud, este hecho se compara con los resultados obtenidos por Seiler *et al.*, (1989). Dicho comportamiento se debe a los cambios de material y a que el flujo se realiza principalmente por los conductos, en los cuales se incrementa la velocidad de flujo. Estos conductos aunque favorecen el desplazamiento del contaminante no significa que éste sea un desplazamiento rápido, teniendo algunas veces un comportamiento de tipo de flujo pistón (Seiler *et al.*, 1989)

De acuerdo con los resultados, se concluye que los Barrenos 1 y 8 tienen similar velocidad, debido a la influencia del lago sobre ellos, por estar más cerca que el barreno 7 que presentó una velocidad menor, debido a que se encuentra más alejado del lago. Hay que considerar que la velocidad obtenida es una relación promedio lineal teórica del flujo.

El cálculo de la conductividad hidráulica (Tabla 5.8) se realizó basándose en la Ley de Darcy (anexo a.2) y considerando una velocidad promedio para cada barreno de acuerdo a los métodos que se aplicaron para él calculo de los otros parámetros; la porosidad que se considera es la obtenida por Brewerton (1993), en núcleos de roca del exbasurero (cercano a la zona de estudio). El gradiente hidráulico obtenido de las gráficas de isoelevaciones es de 0.003, cuyo valor concuerda con el obtenido por Marín (1990) y SARH (1989).

De acuerdo a la Tabla 5.8, se tiene que el barreno 1 y 8 tienen una conductividad hidráulica casi igual, de aproximadamente 3 m/s y que el barreno 7 tiene una conductividad hidráulica de aproximadamente 1 m/s; indicando así la existencia de un cambio de material entre los barrenos, lo cual influye por su cercanía al lago en el movimiento del agua subterránea.

Tabla 5.8.- Resultados de conductividad hidráulica en el "Acuaparque"

Barrenos	V (cm/s)	Ne	l	K (cm/s)	K (m/s)
	Según Drost, 1992				
1	0.0056	0.2	0.003	0.3733	3.7 E-03
7	0.0019	0.2	0.003	0.1267	1.2 E-03
8	0.0051	0.2	0.003	0.34	3.4 E-03
	Según Gráfico Drost, 1992				
1	0.0039	0.2	0.003	0.26	2.6 E-03
7	0.0014	0.2	0.003	0.0933	0.9 E-03
8	0.0045	0.2	0.003	0.3	3 E-03
	Según Huang, 1991				
1	0.0042	0.2	0.003	0.28	2.8 E-03
7	0.002	0.2	0.003	0.1333	1.3 E-03
8	0.0029	0.2	0.003	0.1933	1.9 E-03

Ensayo 3

Aplicando el método unidimensional para el cálculo de la velocidad de flujo, el coeficiente de dispersión y el coeficiente de dispersividad de acuerdo a la Figura 5.13; para este caso se consideró la ecuación de original de la velocidad planteada por Huang, (1991) con el signo positivo, por que se considera la concentración de menor a mayor (lado izquierdo de la curva de recuperación).

Considerando tres puntos de la curva recuperación del trazador en el pozo de observación:

$$x = 350 \text{ cm}$$

$$C_0 = 1400 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_1 = 1453 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_2 = 1468 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_3 = 1484 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$t_1 = 2400 \text{ s}$$

$$t_2 = 2700 \text{ s}$$

$$t_3 = 3200 \text{ s}$$

sustituyéndolos en las ecuaciones del método unidimensional, se tiene que

$$V = 0.088 \text{ cm/s}$$

$$D = 2.72 \text{ cm}^2/\text{s}$$

$$\alpha_L = 30.87 \text{ cm}$$

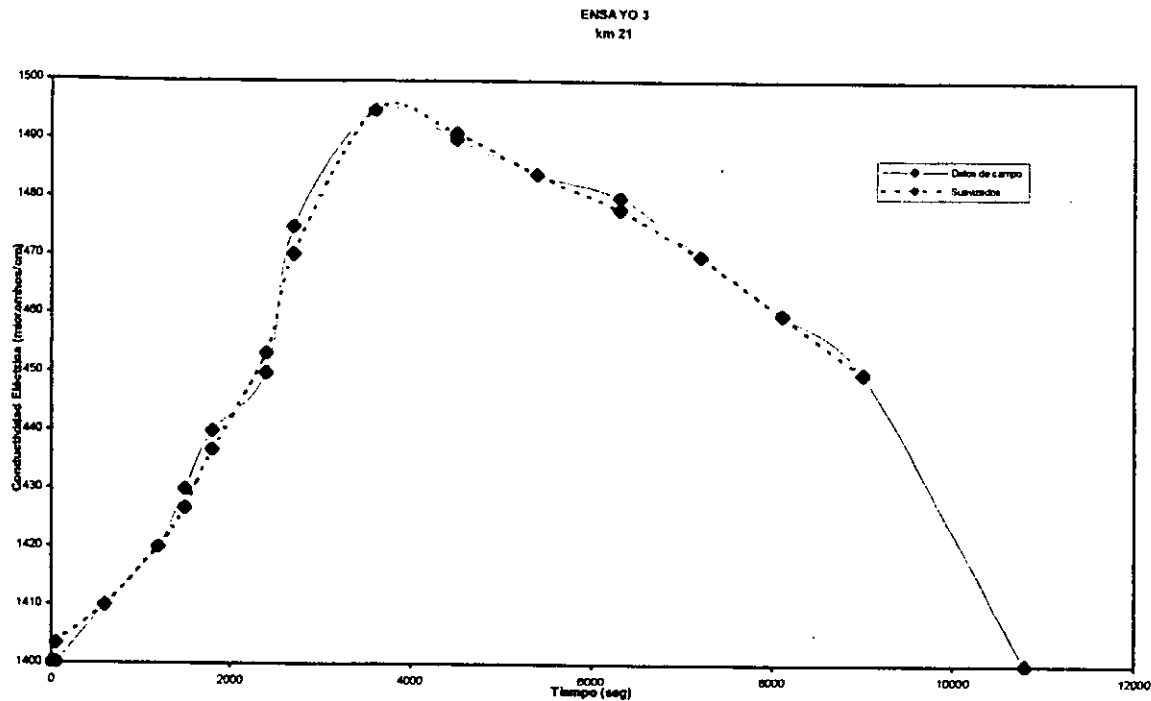


Figura 5.13.- Curva de recuperación del trazador (NaCl) en el km 21

Para comprobar los datos por el método unidimensional, se aplicó el método de concentración contra tiempo en un pozo desarrollado por Zou y Parr en 1993. Aplicando el método explicado en el anexo A inciso a.4.4 y considerando los datos siguientes, se tiene:

$$x = 350 \text{ cm}$$

$$C_{\text{max}} = 1495 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$t_{\text{max}} = 3600 \text{ s}$$

$$C = 1453 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$t_1 = 2400 \text{ s}$$

Sustituyendo en las ecuaciones, se tiene:

$$V = 0.097 \text{ cm/s}$$

$$\alpha_L = 29.75 \text{ cm}$$

$$D = 2.88 \text{ cm}^2/\text{s}$$

Como se observa al aplicar ambos métodos, se tiene poca variación en los resultados; esto se puede deber posiblemente a pequeños errores en las mediciones de la concentración o en la medición del tiempo; por lo que se considera que los valores determinados y los métodos aplicados son correctos.

Para corroborar los resultados del ensayo 2, se procedió a aplicar el método unidimensional a los datos registrados en el pozo de inyección. Se consideraron tres lecturas de conductividad eléctrica realizadas en el pozo de inyección:

$$x = 20.32 \text{ cm}$$

$$C_0 = 13650 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_1 = 4520 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_2 = 4200 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_3 = 4080 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$t_1 = 780 \text{ s}$$

$$t_2 = 1500 \text{ s}$$

$$t_3 = 1800 \text{ s}$$

sustituyéndolos en las ecuaciones correspondientes, se tiene:

$$V = 0.017 \text{ cm/s}$$

$$D = 0.03197 \text{ cm}^2/\text{s}$$

$$\alpha_L = 1.87 \text{ cm}$$

Aplicando la ecuación del método de Drost, se tiene:

$$r = 10.16 \text{ cm}$$

$$f = 1$$

$$t = 360 \text{ s}$$

$$c = 5020 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$c^* = 1400 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$c^0 = 13650 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

aplicando la ecuación, se obtiene $v = 0.054 \text{ cm/s}$

Este procedimiento se realizó para todo el perfil, obteniéndose al final una velocidad de flujo promedio de 0.059 cm/s .

Con los resultados obtenidos utilizando los métodos planteados, se observa que con la curva de recuperación se tiene valores similares, pero al aplicar el método unidimensional en el pozo de inyección el valor que se obtiene es más pequeño que los obtenidos. Así que si se aplica una regla de tres y se tiene:

Para $X = 350 \text{ cm}$ se tiene $\alpha_l = 30 \text{ cm}$

Para $X = 20.32$ cuanto se tiene $\alpha_l = \text{¿????}$

Despejando se tiene que el valor de $\alpha_l = 1.75 \text{ cm}$ que es aproximado al valor obtenido al aplicar el método unidimensional a los datos del pozo de inyección. Por lo tanto se considera que el método unidimensional de acuerdo a la técnica que se propone es adecuado para utilizar en terrenos cárstico, debido a que el problema que se tiene es interceptar los conductos de disolución o los lentes de material más permeable por dónde circula más fácilmente el agua.

Ensayo 4

Aplicando el método unidimensional para el cálculo de la velocidad de flujo, la dispersión y la dispersividad; de acuerdo a la Figura 5.14; para este ensayo se consideró la parte izquierda de la curva de recuperación presentada por Huang (1991), cuando la variación de la concentración es menor a mayor. Se consideró tres puntos de la curva de recuperación del pozo de observación:

$$x = 820 \text{ cm}$$

$$C_0 = 700 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_1 = 785 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_2 = 799 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_3 = 802 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$t_1 = 2000 \text{ s}$$

$$t_2 = 2450 \text{ s}$$

$$t_3 = 3050 \text{ s}$$

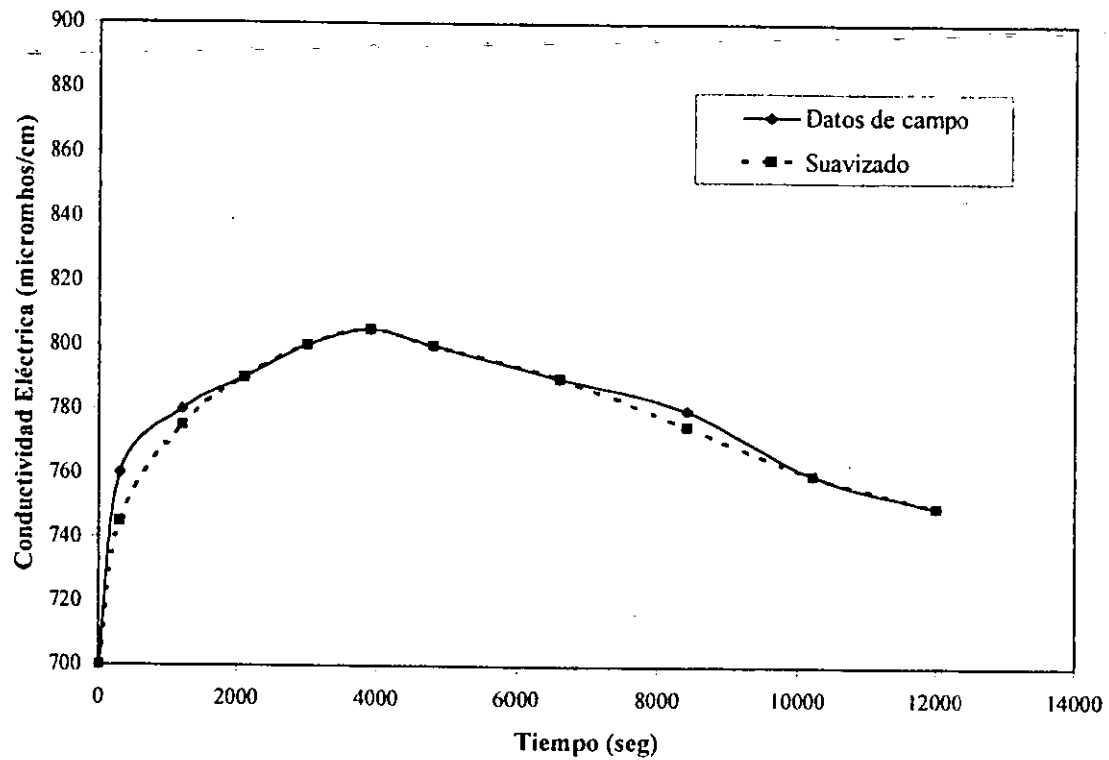


Figura 5.14.- Curva de recuperación del trazador (NaCl) en Juan Pablo II

Sustituyendo los valores en la ecuación del método unidimensional, se tiene:

$$V = 0.239 \text{ cm/s}$$

$$D = 35.57 \text{ cm}^2/\text{s}$$

$$\alpha_L = 149.09 \text{ cm}$$

Para comprobar los datos por el método unidimensional, se aplicó el método de concentración contra tiempo en un pozo desarrollado por Zou and Parr en 1993, teniendo los siguientes datos:

$$x = 820 \text{ cm}$$

$$C_{\max} = 810 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$t_{\max} = 4500 \text{ s}$$

$$C = 800 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$t_1 = 3600 \text{ s}$$

sustituyéndolos en las ecuaciones de Zou y Parr (1993), se tiene:

$$V = 0.18 \text{ cm/s}$$

$$D = 26.64 \text{ cm}^2/\text{s}$$

$$\alpha_x = 148.03 \text{ cm}$$

Al aplicar ambos métodos se tiene que los resultados obtenidos son similares; por lo que se considera que los valores son correctos.

Para corroborar el método propuesto cuando no se tiene recuperación del trazador, se procedió a aplicar el método a los datos registrados en el pozo de inyección.

$$x = 30.48 \text{ cm}$$

$$C_0 = 3905 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_1 = 2220 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_2 = 1860 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$C_3 = 1600 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$$

$$t_1 = 780 \text{ s}$$

$$t_2 = 1680 \text{ s}$$

$$t_3 = 2640 \text{ s}$$

sustituyendo los valores en las ecuaciones, se tiene:

$$V = 0.0207 \text{ cm/seg}$$

$$D = 0.1088 \text{ cm}^2/\text{s}$$

$$\alpha_L = 5.25 \text{ cm}$$

De los resultados de los otros métodos, podemos observar que con la curva de recuperación se tiene valores similares, pero al aplicar el método unidimensional en el pozo de inyección el valor que obtenemos es pequeño, debido a los valores de "x". Así que si aplicamos una regla de tres obtenemos:

$$\text{Para } X = 820 \text{ cm se tiene } \alpha_L = 148 \text{ cm}$$

$$\text{Para } X = 30.48 \text{ cuando se tiene } \alpha_L = \text{¿????}$$

Despejando tenemos que el valor de $\alpha_l = 5.50$ cm, que es aproximado al valor obtenido al aplicar el método unidimensional. Por lo tanto se considera que el método unidimensional de acuerdo a la técnica que se propone, es adecuado para utilizar en terrenos cárstico; ya que el problema que se tiene es interceptar los conductos de disolución o los lentes de material más permeable por donde circula más fácilmente el agua.

Como conclusión general tenemos que la dispersividad longitudinal se incrementa de acuerdo a la distancia de medición o recuperación del trazador, presentando así lo que se le conoce como efecto de escala y que es proporcional al tamaño de las heterogeneidades del subsuelo.

De acuerdo a la Figura 5.15 se observa que la conductividad hidráulica y la dispersividad no guardan alguna relación, lo que indica que la dispersividad no varía de acuerdo a la conductividad hidráulica del subsuelo; sino que está más influenciada por la velocidad del flujo subterráneo, la carga hidráulica o por otro parámetro del medio geológico, por que cuando se tiene una mayor conductividad hidráulica se tiene un mayor rango de variación de la dispersividad y cuando se tiene una baja conductividad hidráulica el rango de dispersividad es menos variable.

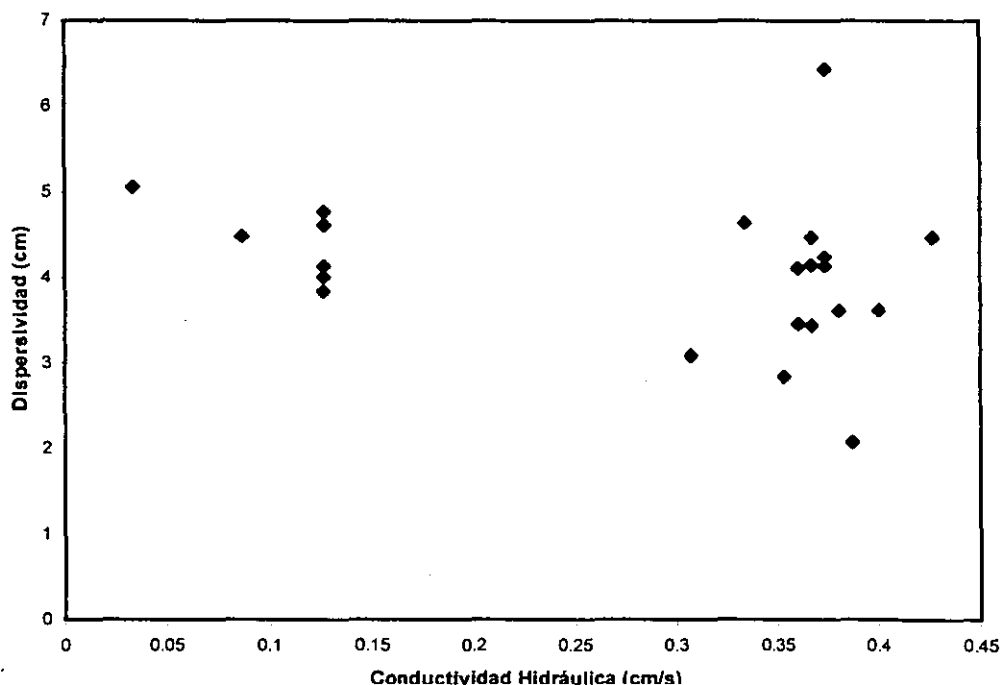


Figura 5.15.- Relación entre la dispersividad y la conductividad hidráulica

CAPITULO VI.- CONCLUSIONES

- El carst de Yucatán se ha desarrollado principalmente en la zona saturada, donde se han desarrollado conductos de disolución, por efecto de disolución del agua sobre la caliza; lo que hace que sea difícil la determinación de algunos parámetros hidrogeológicos que son requeridos para entender el movimiento de flujo de agua y el transporte de solutos en el subsuelo.
- El incremento en el volumen de extracción de agua de los pozos ha ocasionado que el agua subterránea debajo de Mérida presente una evolución del agua de tipo Ca-HCO₃ a tipo Na-Cl, el cuál es producto de la mezcla con agua salada.
- El agua salada que se encuentra debajo de ciudad presenta una concentración de iones mayores que el marina actual; por lo que se supone que es agua desplazada durante las diversas emersiones que ha sufrido la península durante los años y a que la velocidad de flujo es pequeña en la parte profunda; indicando así que la intrusión salina no llega hasta esta área.
- El agua subterránea debajo de Mérida ha sido afectada significativamente en su calidad, debido al incremento poblacional que se ha presentado en los últimos años; esta variación en su calidad se presenta principalmente en la parte superior del agua dulce, ocasionando así que esa agua no sea utilizable para consumo humano, ya que causa enfermedades gastrointestinales.
- Las fuga en las tuberías de agua potable que abastecen a la ciudad, son una fuente importante de recarga adicional al acuífero, principalmente en el centro de la ciudad; ocasionando así que se tenga una dilución de los solutos que son vertidos al acuífero al incrementarse el volumen de agua que circula en el subsuelo.
- La transmisividad mayor a 75,000 m²/d determinada para el subsuelo de Mérida y el incremento en la extracción de agua de los campos de pozos que se encuentran en la periferia de la ciudad, puede ocasionar que en un momento dado se presente una inversión del gradiente hidráulico del centro de la ciudad hacia los campos de pozos, debido a la recarga adicional de agua ocasionada por las fugas de las tuberías y a la entrada de agua residual de las fosas sépticas y de los pozos pluviales que se localizan en la ciudad.

- La roca calcárea localizada por encima del nivel freático presenta una mayor disolución, debido a la presencia de CO₂ atmosférico, originando así que el valor de la conductividad hidráulica sea más grande que la del material situado sobre ella.
- La conductividad hidráulica depende principalmente de la heterogeneidad del medio geológico presente en el subsuelo, debido a la presencia de conductos de disolución y microorganismos fósiles que incrementan la medida de ésta; la cuál se incrementa con el grado de disolución de la roca calcárea. Los valores encontrados en laboratorio y los determinados en campo indican que la conductividad hidráulica aumenta en cuanto aumenta el volumen o profundidad del acuífero implicado, presentando así lo que se conoce como el efecto de escala.
- En la zona no-saturada, la conductividad hidráulica es menor, por que no existen grandes conductos de disolución como en la zona saturada y el agua circula principalmente entre los micro-conductos de disolución, minifracturas o pequeñas fallas originadas por las raíces de los arboles; presentándose además intercalaciones de material con una conductividad hidráulica un poco variada con respecto al material predominante en la sección.
- La velocidad de flujo del agua subterránea está influenciada por la carga hidráulica y por la existencia de conductos de disolución; que en algún momento pueden hacer cambiar la dirección preferencial del flujo. En general la variación de la velocidad de flujo entre las zonas porosas y las zonas que presentan conductos de disolución es de una orden de magnitud.
- El mecanismo de transporte de solutos denominado dispersión longitudinal ocurre rápidamente en aquellas zonas donde existen conductos de disolución, oquedades o fracturas; por ello resulta necesario y primordial entender dicho proceso, para evitar que las fuentes de abastecimiento se contaminen.
- La dispersividad es proporcional al tamaño de las heterogeneidades; en el laboratorio, estas heterogeneidades serán pequeñas, del orden de unos pocos poros o microconductos, resultando dispersividades pequeñas. A medida que crece el tamaño del problema, también lo hace la causa de la heterogeneidad, lo que conduce a dispersividades correspondientemente mayores.

- La dispersividad en el laboratorio suele ser del orden de centímetros, se convierten en una fracción de la distancia entre el punto de inyección y el muestreo en ensayos de trazadores de campo y alcanzan valores mucho mayores cuando hay que calibrar modelos de grandes plumas o penachos de contaminación, observándose así el efecto de escala.
- La dispersividad longitudinal depende en alto grado de la velocidad del flujo en los conductos de disolución o cavidades y de la apertura de los poros. Cuando existe material con textura porosa los coeficientes de dispersividad longitudinal son pequeños, debido al rápido tránsito del agua a través de los poros o de los microconductos de disolución del material impidiendo que el soluto se disperse.
- La roca localizada cerca del nivel freático presenta una mayor disolución, originando así que el valor de los coeficientes de dispersividad sean más grande en esa zona que la del material situado sobre ella. Determinándose así que los coeficientes de dispersividad están influenciados por la presencia de conductos de disolución y pequeñas fracturas presentes en las rocas, lo que en ocasiones facilita el movimiento del agua a través de ella pero que no asegura que la dispersividad sea pequeña, ya que de manera general se ha manejado por diversos autores que a mayor conductividad menor dispersividad. Existen en las rocas poros o conductos de disolución sin salida que permiten que el trazador se disperse, aún cuando la muestra reporte conductividad alta.
- La dispersividad longitudinal determinada en las pruebas de columna son en menor grado un índice de la dispersividad que se puede encontrar *in situ* en los materiales geológico. La diferencia entre los valores encontrados en el laboratorio y los determinados en campo, se debe a la heterogeneidad del medio cárstico, el cuál produce un flujo macroscópico heterogéneo. La dispersividad determinada en el laboratorio puede representar las propiedades del medio pero a escala de insuficiente tamaño para uso general en la predicción de la dispersión en el campo.
- La aplicación de pruebas de inyección de trazador en Mérida resulta muy difícil, ya que debido al bajo gradiente hidráulico existente y los esfuerzos hidráulicos a la que se ve sometido por estar de bajo de la ciudad, ocasiona que sea complicado definir claramente el movimiento del

flujo por la presencia de zonas preferenciales de flujo como las fracturas o conductos de disolución en el subsuelo.

- De acuerdo a los registros de conductividad eléctrica contra tiempo, se observa que al inicio de las pruebas de inyección se presenta en el pozo una componente vertical del movimiento de los solutos, alguna vez lento pero otra vez rápida; aunque de acuerdo a la profundidad de recuperación del trazador en el pozo de observación, se tiene que la componente vertical del flujo es mayor que la componente horizontal, esto varía de acuerdo a la distancia entre los pozos de inyección y de observación.
- Comparando los resultados con los obtenidos en otros estudios, se concluye que la dispersividad es baja en terrenos calcáreos de acuerdo a la dirección horizontal de flujo en comparación con terrenos porosos, observando que cuando la velocidad de flujo es menor, la dispersividad resulta de mayor magnitud. El incremento de la dispersividad con respecto a la distancia resulta grande y en periodos de tiempo cortos puede ser dominado por flujo en fracturas, aún con períodos de largos el flujo puede tender a comportarse como si este fuera un medio poroso uniforme.
- En terrenos cársticos el movimiento de flujo y el transporte de solutos se presenta principalmente en los conductos de disolución, ya que estos transmiten grandes volúmenes de agua y pueden transportar los solutos rápidamente. Cuando se tienen velocidades de flujo menores la dispersividad resulta de mayor magnitud. Por otra parte la utilización de las pruebas de trazado es muy difícil, ya que resulta complicado interceptar las zonas preferenciales de flujo o los conductos de disolución, por lo que se sugiere utilizar el método de dilución y aplicar el método unidimensional desarrollado por Huang en 1991 como una alternativa para determinar los parámetros a obtener en este trabajo.
- Este trabajo es una alternativa ante la situación que se presentan en los terrenos calcáreos debido a la falta de recuperación de trazador en las pruebas de inyección. Mediante una inyección instantánea de trazador y realizando registros de conductividad eléctrica, es posible determinar la velocidad de flujo y la dispersividad longitudinal utilizando el modelo unidimensional propuesto por Huang (1991). Los datos generados en este estudio ponen de manifiesto la necesidad de

conocer dichos parámetros para entender la migración de los solutos a través del subsuelo, además de crear un antecedente que para futuras investigaciones.

- El carst de Yucatán tiene un comportamiento espacial y temporal de acuerdo a las características que prevalecen en el ambiente en el momento de determinarlos y deben ser considerados de acuerdo a las características y condiciones existentes para la fecha de determinación.
- Como conclusión general se tiene que los coeficientes de dispersividad no guardan una relación con la conductividad hidráulica, debido a la presencia de zonas con conductos de disolución que hacen que se incremente la velocidad de flujo de agua y que los solutos se desplacen rápidamente, presentándose un rango muy variado de dispersividad cuando la conductividad hidráulica aumenta.

REFERENCIAS

- Abidi, S.L.; (1982); "Detection of diethylnitrosamine in nitrite-rich water following treatment with rhodamine flow tracer"; Water Resources No 16, pp 99-204 (RWT, RB).
- Alvarez M. Jr.; (1958); "Exploración geológica preliminar del Río Hondo, Quintana Roo"; Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 6; pp 207-213.
- Anderson M.P.; (1979); "Using models to simulate the movement of contaminants through groundwater flow system"; Journal of critical review. Environmental Control; Vol. 9 No 2; pp 97-156.
- APHA, AWWA, WEF, (1992); "Standard Methods for the examination of water and wastewater"; 18th Edition. Washington, American Public Health Association, 1,193 p.
- Araguás L.; (1993); "Técnicas isotópicas en el estudio del transporte del agua y de los contaminantes"; En "La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas"; Ed. Várela M., Candela I., Cimne, Barcelona, España; pp 14-25.
- Back, W. ; (1969); "Chemical hydrogeology of the carbonate peninsulas of Florida and Yucatan"; Tesis doctoral, Universidad de Nevada, Reno.
- Back W.; (1975); "Hydrogeology of the Yucatan, in: Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula"; In: Ward WC, Weidie AE yBack W (eds); New Orleans Geological Society, New Orleans; pp 99-123.
- Back, W., y Hanshaw, B.; (1970); "Comparison of chemical hydrogeology of the carbonate Peninsulas of Florida and Yucatan"; Journal of Hydrology, 10; pp 330-368.
- Back W., y Lesser R.J.M.; (1981); "Chemical constraints of groundwater management in the Yucatan Peninsula, Mexico"; Journal of Hydrology; V. 51; pp 119-130.

- Back, W., B.B. Hanshaw, T.E. Pyle, L.N. Plummer, y A.E. Weidie; (1979); "Geochemical significance of groundwater discharge and carbonate solution to the formation of the Caleta Xel-Ha, Quintana Roo, Mexico"; Water Resources Research, v. 15; pp 1521-1535.
- Bales R.; (1997); "Transport of hydrophobics organic contaminants in the vadose zone"; http://www.pharm.arizona.edu/centers/fox_center/superfund/people/bales.html.
- Batta K.R. y Murty N.Y.; (1982); "In situ determination of the hydrodynamic dispersion coefficient and its correlation under laboratory and field conditions"; Journal of Hydrology; Vo. 59; pp 139-147.
- Bear J.; (1979); "Hydraulics of Groundwater"; 1ª edición. Mac Graw Hill, United States of America; 569 p.
- BGS; (1995); "Impact of urbanisation on groundwater: Merida, Mexico"; British Geological Survey; Report Final WC/94/38; 22 p.
- Birgham W.E.; (1979); "Mixing equations in short laboratory columns"; Journal Engineering; (14), pp 91-99.
- Bonet, F. y Butterlin, J.; (1962); "Stratigraphy of the northern part of the Yucatan Peninsula"; New Orleans Geological Society, New Orleans; pp 52-57.
- Boulding R.J.; (1995); "Practical Handbook of Soil, Vadose Zona and Groundwater Contamination"; 1ª edición. Lewis Publishers, United States of America; 948 p.
- Brewerton L.T.; (1993); "Aquifer properties of samples from merida, Yucatan, Mexico." Technical Report WD/93/50, British Geological Survey, Hydrogeology Series. 39 p.
- Buckley, D.K., D.M.J. Macdonald, M. Villasuso, E. Graniel, J. Vasquez y M. Jiménez; (1994); "Geophysical logging of a karstic limestone aquifer for hydrogeological purposes at Merida Yucatan. Mexico"; Reporte Técnico. British Geological Survey; 40 p.

- Butterlin J. y Bonet F.; (1960); "Información básica para la interpretación geohidrológica de la Península de Yucatán", México D.F. Secretaría de Recursos Hidráulicos; 28 p.
- Castany G.; (1975); "Prospección y Explotación de las Aguas Subterráneas"; Edit Omega, España.
- Cêncur C.B., Obal M., Veselic M. y Kogovsek J.; (1997); "Laboratory tracer experiments in carbonate porous media from Slovenia"; En "Tracer Hydrology 97", Kranjc A., pp 19-54. Balkema/Rotterdam, Netherlands.
- CNA; (1998); "Reporte de datos climáticos"; Comisión Nacional del Agua. Comunicación oral
- Constantz J., Thomas C. y Zellwer G.; (1994); "Influence of diurnal variations in stream temperature on stream flow loss and groundwater recharge"; Water Resources Research"; 30(12); pp 3253-3264.
- Cooper, Jr. H.H.; (1959); "A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer"; Journal of Geophysical Research. V. 64, No. 4, pp 461-467.
- Cooper S.S, y Ballard R.F.; (1988); "Geophysical Exploration for Cavity Detection in Karst Terrain, Geotechnical Aspects of Karst Terrains: Exploration, Foundation Design and Performance, and Remedial Measures"; Edited by N. Sitar. Published by the American Society of Civil Engineers. New York; pp 25-39.
- Custodio E. y Llamas M. R.; (1983); "Hidrología Subterránea"; 1ª Edición Omega, Barcelona, España. Tomo 2; 1193 p.
- Craig R.F.; (1976); "Mecánica de suelos"; Logos Consorcio Editorial S.A.
- Davis A.D.; (1986); "Deterministic modeling of dispersion in heterogeneous permeable media"; Ground Water; v.24, No 5; pp 609-615.
- De josselin de Jong G.; (1958); "Longitudinal and transverse diffusion in granular deposits"; American Geophysical Union; 39(1); pp 67-74.

- Drost W.D., Klotz A. Koch, Moser F. Neumaier y W. Ranert; (1968); "Point dilution methods of investigating ground water flow by means of radioisotopes"; Water Resources Research; V. 4;(1), pp 125-146.
- Edmunds, W.M. y Walton, N.R.G.; (1982); "The Lincolnshire Limestone- Hydrogeochemical evolution over a ten-year period"; Journal of Hydrology, v. 61; pp 201-211.
- Edmunds, W.M., Andrews, J.N., Burgess, W.G., Kay, R.L.F. y Lee, D.J.; (1984); "The evolution of saline and thermal groundwater in the Carmenellis granite"; Mineral. Mag., v. 48; pp 407-424.
- Edmunds, W.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G., Dever, L., y Vachier, P.; (1992); "Chalk groundwater in England and France: hydrochemistry and water quality"; British Geological Survey Report SD/92/2; 43 p.
- Feth, J.H.; (1981); "Chloride in natural continental water-A review"; U.S.Geol. Surv. Water Supply Paper 2176; 30 p.
- Fetter C.W.; (1988); "Applied Hydrogeology"; Merrill Publishing, Columbus, OH; 592 p.
- Fetter C.W.; (1994); "Contaminant Hydrogeology"; 1ª. Edición. Prentice Hall, United States of America; 458 p.
- Ford D.C y Williams P.W.; (1989); "Karst Geomorphology and Hydrology"; Printed in Great Britain at the University Press, Cambridge; 543 p.
- Foster SSD y Gomes DC; (1989); "Monitoreo de la calidad de las aguas subterráneas: una evaluación de métodos y costos"; OMS-OPS/HPE-CEPIS Manual Técnico. Lima Perú; 110 p.
- Foster SSD y Hirata R.; (1988); "Determinación del riesgo de contaminación de aguas subterráneas; una metodología basada en datos existentes"; CEPIS/PAHO Lima Perú; 81 p.
- Foster S, Adams B, Morales M y Tenjo S; (1992); "Estrategias para la protección de aguas subterráneas"; CEPIS/PAHO. Lima, Perú; 91 p.

- Freeze R.A. y Cherry J.A.; (1979); "Groundwater"; 1ª Edición Prentice-Hall. Inc. Englewood Cliffs, N.J United States of America; 604 p.
- Fried J.J.; (1975); "Groundwater Pollution"; Developments in Water Science 4 Elsevier; pp 92-113
- Gaona-Viscayno, S., Tuchée, Gordillo-deAnda y M., Villasuso-Pino; (1980); "Cenotes, Karst Característico: Mecanismos de Formación"; Revista del Instituto de Geología de la UNAM, v. 4 No 1; pp 32-36.
- Gelthar L.W., Gutjahr A.L. y Naff R.L.; (1979); "Stochastic analysis of macrodispersion in a stratified aquifer"; Water Resources Research; 15(6); pp 1387-1397.
- Gelthar L.W. y Axness C.L.; (1983); "Three-dimentional analysis of macrodispersion in aquifer"; Water Resources Research; v. 19, No 1; pp161-180.
- González H.R.; (1984); "Correlación de muestras de roca en pozos de la Ciudad de Mérida"; B.S. Tesis Universidad Autónoma de Yucatán, Mérida, Yucatán, México.
- González, H.R.A.; (1992); "Evolution of groundwater contamination in the Yucatan karstic aquifer"; Tesis de maestría en ciencias, Universidad de Waterloo, Ontario, Canada, 148 p.
- González H.R.; (1992); "Acuíferos kársticos. Su vulnerabilidad a la Contaminación"; Humanidades; (51); pp 23-24.
- González H.R.; (1993); "Conceptos de Transporte de Contaminantes en Sistemas Geohidrológicos (advección-dispersión)"; Boletín Académico FIUADY No.22 Facultad de Ingeniería; pp 19-27.
- Gorelick M.S., Freeze A.R., Donohue D. Y Keely F.J.; (1993); "Groundwater Contamination". 1ª Edición. Lewis Publishers, United States of America; 434 p.
- Giusti E.; (1978); "Hydrogeology of the karst of Puerto Rico"; USGS Prof. Paper 1012, Washington DC

- Grael, C.E. y Gómez, A. J.; (1997); "Contenido de especies nitrogenadas en el agua subterránea de la ciudad de Mérida"; Ingeniería Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán, Vol. 1 Núm. 1; pp 15-25.
- Grael C.E., Morris. L.B. y Carrillo-Rivera. J.J.; (1999); "Effects of urbanization on groundwater resources of Merida, Yucatan, Mexico"; Environmental Geology, 37 (4); pp 303-312.
- Grael CE, Cardona A. y Carrillo-Rivera J.; (1999); "Hidrogeoquímica en el acuífero calcáreo de Mérida, Yucatán: elementos traza"; Ingeniería Hidráulica en México; Vol XIV No 3; pp 19-28.
- Hadi. S, Ch. Leibundgut, K. Friedrich, y P. Maloszewski; (1997); "New Fluorescent Tracer". Tracer Hydrology. Edited by A. Kranjc. Edit. A.A. Balkena/ Rotterdam/ Brookfield; pp 55-62.
- Han NW, Bhakta J. y Carbonell RG.; (1985); " Longitudinal and lateral dispersion in packed beds: effect of column length and particle size distribution"; American Institute of Chemical Engineering Journal v. 31; pp 277-288.
- Heddle J.A., Hite M., Kirkhart B., Mavournin K., MacGregor J.T., Newell G.W. y, Salomone M.F.; (1965); "Induction of micronuclei as a measure of genotoxicity-a report of the US EPA Gene-Tox Program"; Mutat. Res. 123: pp 613-627 (FL)
- Hildebrand, A.R., Penfield, G.T., Kring, D.A., Pilkington, M., Camargo, Z.A., Jacobsen, S.B. y Boynton, W.V.; (1991); "Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico"; Geology, V. 19, Septiembre, pp 867-871.
- Hildebrand, A.R., Pilkington, M., Connors, M., Ortiz, A.C., y Chavez, R.E.; (1995); "Size and structure of The Chicxulub crater revealed by horizontal gravity gradients and cenotes"; Nature, vol. 376, agosto, pp 415-417.
- Huang H.; (1991); "On a One-Dimensional Tracer Model"; Ground Water. Vol.29, No.1, pp 18-20.

- Huizar A.R., Mendez G.T. y Madrid R.R.; (1998); "Patterns of groundwater hydrochemistry in Apan-Tochac sub-basin, Mexico"; *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*; 43(5), pp 669-685.
- INEGI; (1992); "Resultados definitivos Tomo IV, XI Censo General de Población y Vivienda 1990"; Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Aguascalientes, México, Capítulo 1:7
- Ishibashi T.; (1965); "Hygienic studies on the fading and the decomposed products of coal-tar dyes used for food"; *Jap. Jour. Pub. Health* 12; pp 613-627.
- Jiao JJ, DG Weng y XB Li.; (1988); " Study on hydrodynamic dispersion theory in porous media by experiments"; In: *Environmental Geology Study in China*, edited by CY Sun. China Science Press, Beijing; pp 188-199.
- Jiao J.J.; (1993); "Data-analyses methods for determining two-dimensional dispersive parameters". *Ground Water*; 31(1); pp 57-62.
- Klotz D., Seiler K.P., Moser H. y Neumaier F.; (1980); "Dispersivity and velocity relationship from laboratory and field experiments"; *Journal Hydrology*; 1(45), pp 169-184.
- Leap I. Darell y Pamela Mai Belmonte; (1992); "Influence of Pore Pressure on Apparent Dispersivity of a Fissured Dolomitic Aquifer"; *Ground Water Vol.1, No 1*.
- Leibundgut Ch y S. Hadi.; (1997); "A Contribution to Toxicity of Fluoresceina"; *Tracer Hydrology 97*; Edited by A. Kranjc. Edit. A.A. Balkena/Rotterdam/Brookfield; pp 69-74.
- Lesser, J.M. y Weide, A.E.; (1988); "Region 25, Yucatan Peninsula. The Geology of North America, v.0-2"; *Hydrogeology. Geological Society of America*; pp 237-241.
- Lesser y Asoc. S.A.; (1991); "Estudio Geohidrológico de detalle en el área del proyecto Puerto Cancún, en Cancún Q. Roo"; *Reporte Técnico*

- Lewis, D.C., G.J. Kriz y R.H. Burgy; (1966); "Tracer Dilution Sampling Technique to Determine Hydraulic Conductivity of Fractured Rock"; Water Resources Research. No 2. pp 533- 542.
- Lewis WJ, Foster SSD y Drasar B.; (1982); "The risk of groundwater pollution by on-site sanitation in developing countries"; WHO-IRCWD Report 01-82, Dubendorf, Switzerland, 79 p.
- Lewis W, Foster S y Drasar B.; (1988); "Análisis de contaminación de las aguas subterráneas por sistemas de saneamiento básico"; CEPIS/PAHO, Lima Perú, 82 p.
- Li W.H. y Lai F.H.; (1966); "Experiment on lateral dispersion in porous media"; Journal of the Hydraulic; Division Proc. Asce; (6) pp 141-149.
- Lloyd, J.W., Howard, K.W.F., Pacey, N.R. y Tellam, J.H.; (1982); "The value of iodide as a parameter in the chemical characterization of groundwaters"; Journal of Hydrology. V. 57, pp 247-265.
- Lloyd, J.W. y Heathcote, J.A.; (1985); "Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater"; Clarendon Press. Oxford. 296 p.
- López-Ramos, E.; (1979); "Geología de México"; Tomo III. Edición escolar, México, pp 263-265
- Lyman W.J., Reidy P.J. y Levy B.; (1992); "Mobility and degradation of organic contaminants in subsurface environments"; C.K. Smoley, Inc. Chelsea, Michigan; 395 p.
- Marin L.E., Perry E.C., Booth C. Y Villasuso M.; (1987); "Hidrogeology of the northwestern Peninsula of Yucatan, Mexico"; EOS (Transactions), American Geophysical Union, 69:1292.
- Marin, L.E., Pope K.O., Duller C.E., Booth C.J. y Villasuso; (1989); "Hurricane Gilbert: Its effects on the aquifer in Northwestern Yucatan, Mexico"; Proceeding, Hydrogeology papers of 28th International Geologic Congress, Washington, D.C.
- Marín L.E.; (1990); "Field investigation and numerical simulation of the karstic aquifer of northwesr Yucatan, Mexico"; Ph. D. Thesis, Northern Illinois University, De Kalb, 183 p.

- Marin LE, Perry EC y Villasuso M.; (1990); "Hurricane Gilbert: its effects on the aquifer in NW Yucatan, Mexico"; In: Select Papers on hydrogeology from the 28 th International Geologic Congress, Washington DC, USA. International Association of Hydrogeologists 1; pp 111-127.
- Marin LE y Perry EC; (1994): "The hydrology y contamination potential of northwestern Yucatan, Mexico"; *Geofisica Internacional* 33; pp 619-623.
- Méndez R.R.; (1991); "Modelo del comportamiento del acuífero de la ciudad de Mérida, Yucatán"; Reporte Interno, Comisión Nacional del Agua. Gerencia Estatal Yucatán.
- Meus Ph. y Ek C.; (1999); "Tracing Technique as a contribution to Karstology: Past experiences, new directions"; *Contribuciones del estudio científico de las cavidades kársticas al movimiento geológico*; B. Andreo, F. Carrasco y J.J. Durán (eds); Patronato de la Cuenca de Nerja, Nerja Málaga; pp 425-440.
- Milanovic P.T; (1981); "Karst Hydrogeology"; Water Resources Publications; 433 p.
- Millham N.P. y Hones Brian L.; (1995); "A comparison of methods to determine K in shallow coastal aquifer"; *Ground Water*; Vol. 33 No1; pp 49-57.
- Molz F.J., Güven O. y Melville J.G.; (1983); "As examination of scale-dependent dispersion coefficients"; *Ground Water*; v. 21 No. 6; pp 715-725.
- Molz F.J., Güven O., Melville J.G., Crocker R.D. y Matteson K.T.; (1986); "Performance, analysis and simulation of a two-well tracer test at the Mobile site"; *Water Resources Research*; v. 22 No. 7; pp 1031-1037.
- Moore H. Yolanda, Ronald K. Stoessell y Date H. Easley; (1992); "Fresh-Water/Sea-Water Relationship Within a Ground Water Flow System, Northeastern Coast of the Yucatan Peninsula"; *Groundwater*; Vol.30, No.3. pp. 343-349.
- Mugerza I., T. Morales, I. Antigüedad, J.A. Uriarte, I. Fernández de Valderrama, J.M. Gonzalo y P. Bezares; (1999); "Trazadores en la unidad hidrogeológica Izarraitz (País Vasco):

- Consideraciones sobre la complejidad estructural y dinámica del medio kárstico”; Contribuciones del estudio científico de las cavidades kársticas al movimiento geológico; B. Andreo, F. Carrasco y J.J. Durán (eds); Patronato de la Cuenca de Nerja, Nerja Málaga; pp 451-463.
- Mull D.S, T.D. Liebermann, J.L.Smoot y L.H.Woosley; (1988); “Aplication of Dye-Tracing Techniques for Determining Solute-Transport Characteristics of Ground Water in Karst Terranes”; U.S. Geological Survey Water Resources Division Louisville, Kentucky. Enviromental Protection Agency (EPA) Project Officer.
- Neuman S.P.; (1990); “Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geological media”; Water Resources Research; Vol 26(8); pp 1749-1758.
- Ogata A.; (1970); “Theory of dispersion in a granular medium”; U.S. Geological Survey United States of America; I, pp 411-416.
- Pacheco J.; (1985); “Evaluación del contenido de nitratos del agua subterránea en una región rural al norte de la Península de Yucatán”; Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán, México, 62 p.
- Parr, A.D. y D.D.Lane; (1983); “Two-point method of dispersivity evaluation for tracer test”; Proceedings of ASCE Annual Hydraulics Specialty Conference MIT, Cambridge Mass.
- Perry, E.C., Swift, J., Gamboa, J., Reeve, A., Sanborn, R., Marin, L.E., y Villasuso, M.; (1989); “Environmental Apects of surface cementation, north coast, Yucatan, Mexico”; Geology. Vol. 17, pp 818-821.
- Perry EC, Reeve A, Sanborn R, Marin LE. y Villasuso M.; (1990); Response to comment “Geologic and Environmental Aspect of Surface Cementation North Coast Yucatan, Mexico”; Geology; pp 803-804.

- Perry EC, Marin LE, McClain J. y Velazquez G.; (1995); "The ring of cenotes (sinkholes) northwest Yucatan, Mexico: its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater"; *Geology* 23; pp 17-20.
- Pickens J.F. y Grisak G.; (1981); "Scale-dependent dispersion in a stratified granular aquifer"; *Water Resources Research*; 17(4), pp 1191-1211.
- Pisani S. y Tosi N.; (1994); "Two methods for laboratory identification of transversal dispersivity"; *Groundwater*;, 32(3); pp 431-438.
- Plummer, L.N., Busby J.F., Lee, R.W. y Hanshaw B.B.; (1990); "Geochemical modeling in the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and South Dakota"; *Water Resources Research*, v. 26, pp 1981-2014.
- Pope, K.O., Ocampo, A.C. y Duller, Ch.E.; (1991); "Mexican site for K/T impact crater?"; *Nature*, Vol. 351, May 9, p 105.
- Reeve A.S. y Perry E.C.; (1990); "Aspects and tidal analysis along the western north coast of the Yucatan Peninsula, Mexico"; *AWRA: International Symposium on Tropical Hydrogeology*; San Juan, Puerto Rico, pp 23-27.
- Reeve, A.S.; (1990); "The hydrogeology and Aqueous Geochemistry of the Western North Coast of the Yucatan Peninsula; Chuburna, Mexico"; Ms.: dissertation, Northern Illinois University. Dekalb, Illinois.
- Reynolds W.D.; (1978); "Column studies of strontium and cesium transport through a granular geologic porous medium" *MSC. Thesis*, University of Waterloo, Ontario, Canada; 149 p.
- Reynolds WD, Gilham RW y Cherry JA.; (1982); "Evaluation of distribution coefficients for the prediction of strontium and cesium migration in a uniform sand"; *Canadian Geotechnical Journal* V.19; pp 92-103.

- Robbins A.G.; (1989); "Methods for determining transverse dispersion coefficients of porous media in laboratory column experiments"; *Water Resources Research*, 25(6); pp 1249-1258.
- Robinson R.A. y Stockes R.H.; (1965); "Electrolyte Solutions"; Butterworth Press. London, 350 p.
- Rodríguez J.; (1984); "Balance Hídrico superficial del Estado de Yucatán"; Eng Thesis, Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán, México, 120 p.
- Rovey II C.W.; (1994); "Assessing flow systems in carbonate aquifers using scale effects in hydraulic conductivity"; *Environmental Geology*, (24); pp 244-253.
- Rovey II C.W. y Cherkauer D.S.; (1994); "Relation between hydraulic conductivity and texture in a carbonate aquifer: observations"; *Groundwater*, 32(1); pp 53-62.
- Sánchez y Pinto I.A.; (1999); "Modelo numérico del flujo subterráneo de la porción acuífera N-NW del estado De Yucatán: Implicaciones hidrogeológicas"; Tesis de Maestría; Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Chihuahua.
- SARH; (1989); "Sinopsis Geohidrológica del Estado de Yucatán"; Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Subsecretaría de Infraestructura Hidráulica, Dirección General de Administrativo y Control de Sistemas Hidrológicos, México DF, 50 p.
- Seiler. K.P, P. Maloszewski yH.Behrens; (1989); "Hydrodynamic Dispersion in Karstified Limestones and Dolomites in the Upper Jurassic of the Franconian Alb, F.R.G."; *Journal of Hydrology*. Printed in the Netherlands. Vol. 108; pp. 235-247.
- Silliman SE y Simpson ES.; (1987); "Laboratory evidence of the scale effect in dispersion of solutes in porous media"; *Water Resources Research* v.23 No 8; pp 1667-1673.
- Silliman SE, Konikow LF y Voss CI.; (1987); "Laboratory investigation of longitudinal dispersion in anisotropic porous media"; *Water Resources Research* v.23 No 11; pp 2145-2151.

- Simon Ph., Ewald M., Belin C. Y Simón N.; (1993); "Fluorescence de la matière organique naturelle caractérisation des substances humiques"; Journal Francais d'Hydrologie; V.17.
- Smart, P.L.; (1984); "A review of the toxicity of twelve fluorescent dyes used for water tracing"; NSS; Bulletin, 46: pp 21-23.
- Steinich, B.; (1996); "Investigaciones geofísicas e hidrogeológicas en el noroeste de la península de Yucatán, México"; Tesis en opción al grado de Doctor en Ciencias de la Tierra (Aguas Subterráneas). Universidad Autónoma de México, 94 p.
- Steinich B y Marin LE; (1996); "Hydrogeological investigations in Northwestein Yucatan, Mexico, using resistivity surveys"; Groundwater 34 (4), pp 640-646.
- Steinich B, Velázquez O.G., Marín L. y Perry E.; (1996); "Determination of the ground water divide in the Karst aquifer of Yucatan, Mexico, combining geochemical and hydrogeological data"; Geofísica International; Vol. 35 No.2; pp 153-159.
- Sudicky E.A.; (1986); "A natural gradient experiment on solute transporting a sand aquifer: Spatial variability of hydraulic conductivity and its role in the dispersion process"; Water Resources Research; v. 22 No. 13; pp 2069-2082.
- Tester, J. W., R. L. Bivens, y R.M. Potter; (1982); "Interwell Tracer Analysis of a Hydraulically Fractured Granitic Geothermal Reservoir"; Soc. Petroleum Engineers No.8; pp 537-554.
- Theis C.V.; (1962); "Notes on dispersion in flow by geologic features"; En: Conference on ground disposal of radioactive wastes; U.S. Atomic Energy Agency, Washington D.C.; pp 166-178,
- Theis C.V.; (1963); "Hydrologic phenomena affecting the use of tracer in timing ground water flow"; En: Radioisotopes in Hydrology; International Atomic Energy Agency, Vienna; pp 193-206.
- Theis C.V.; (1967); "Aquifer and models"; En: The National Symposium on Ground-Water Hydrology, American Water Resources Association, 6-8, San Francisco, California.

- Trafford J.M.; Talbot J., Vazquez J. y Gomez A.; (1994); "The effect of rapid urbanisation on the groundwater quality of the karstic limestone aquifer underlying the city of Merida, Yucatan"; BGS Technical Report WD/94/12R.
- Tucker, M.E.; (1985); "Einführung in die Sedimentpetrologie"; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart; 265 p.
- Velázquez A.L.; (1986); "Aplicación de Principios Geoquímicos en la Hidrología Kárstica de la Península de Yucatán"; Ingeniería Hidráulica en México; pp 21-29.
- Villasuso, M., Gonzalez, R., Sanchez, I. y Frias, J.; (1984); "Alteración de la Interfase Salina por Pruebas de Inyección en Yucatán"; Memorias del IV Congreso Nacional de Ingeniería Sanitaria y Ambiental. La Ingeniería Ambiental en el Futuro de México; pp 79-84.
- Villasuso, M., Gonzalez, R., Sanchez, I. y Frias, J.; (1988); "Alteración de la interfase salina por pruebas de inyección en Yucatán"; Revista de Agua Potable, México DF, México; pp 16-21.
- Villasuso P.M.; (1990); "Informe Técnico sobre la Capacidad de Infiltración en dos barrenos ubicados en la Ciudad Industrial de la Ciudad de Mérida, Yucatán"; FIUADY.
- Villasuso P. M.; (1994); "Estudio geohidrológico para la captación de agua potable en el puerto de Chicxulub"; Sistema Municipal de Agua Potable y Alcantarillado de Progreso. Ayuntamiento de Progreso. Reporte técnico.
- Villasuso P.M. y Mendez R.R.; (1996); "Modelo conceptual del acuífero de la Península de Yucatán"; International Institute for Applied Systems Analysis; 1-16.
- Wang HQ, N. Crampon, S. Huberson y JM Garnier; (1987); "A linear graphical method for determining hydro-dispersive characteristics in tracer experiments with instantaneous injection"; J. Hydrol. V. 95; pp 143-154.

- Weidie, A. E.; (1985); "Geology of Yucatan platform, in Ward, W. C., Weidie, A. E. and Back W., eds., Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan peninsula": New Orleans, Louisiana, New Orleans Geological Society, 160 p.
- Whittemore, D.O.; (1988); "Brommide as a tracer in ground-water studies: Geochemistry and analytical determination"; Proc. Ground Water Chemistry Conf., Denver, CO, NGWA, Dublin, OH, pp 339-360.
- Xu M y Eckstein Y.; (1997); "Statistical Analysis of the Relationships Between Dispersivity and Other Physical Properties of Porous Media"; Hydrogeology Journal V.5 No 4; pp 4-20.
- Yelamos J.G.; (1999); "Ensayos de trazadores en acuíferos kársticos: desarrollo histórico y anecdótico; Contribuciones del estudio científico de las cavidades kársticas al movimiento geológico; B. Andreo, F. Carrasco y J.J. Durán (eds); Patronato de la Cuenca de Nerja, Nerja Málaga; pp 441-450.
- Zou S. y Parr A.; (1993); "Estimation of Dispersion Parameters for Two-Dimensional Plumes"; Ground Water. Vol. 31, No.3; pp 389-392.
- Zou S. y Parr A.; (1994); "Two. Dimensional Dispersivity Estimation Using Tracer Experiment Data", Ground Water, Vol. 32. Núm.3. pp 367-373.
- Zheng Ch. y Bennett G.D.; (1995); "Applied Contaminant Transport Modeling, Theory and Practice"; Printed in the Un°ited States of America; pp 3-55.

ANEXO A

ANEXO A.- ASPECTOS GENERALES.

a.1.- HIDROLOGIA CARSTICA

Los terrenos cársticos son formas terrestres resultantes de la combinación de la alta solubilidad de la roca y el buen desarrollo de la porosidad secundaria, se refiere a aquellas formaciones geológicas constituidas por rocas sedimentarias consolidadas (calizas, dolomías, yesos y casi todas las restantes rocas evaporitas), cuyos poros o fisuras han sido ensanchadas por la acción disolvente de las aguas subterráneas hasta formar grandes conductos y oquedades que dan lugar a unas características geomorfológicas típicas (grutas, cenotes, etc.) (Custodio y Llamas, 1983); el interés hidrogeológico primordial está en las calizas y dolomías (Mull *et al.*, 1988). En las zonas costeras, la mezcla del agua de mar y agua dulce puede ser un importante agente de disolución acelerada de las calizas (Ford y Williams, 1989). En la Figura 1 se muestran las características típicas de los acuíferos cársticos (zonas no saturada y saturada) de acuerdo a Ford y Williams, 1989 y Milanovic, 1981.

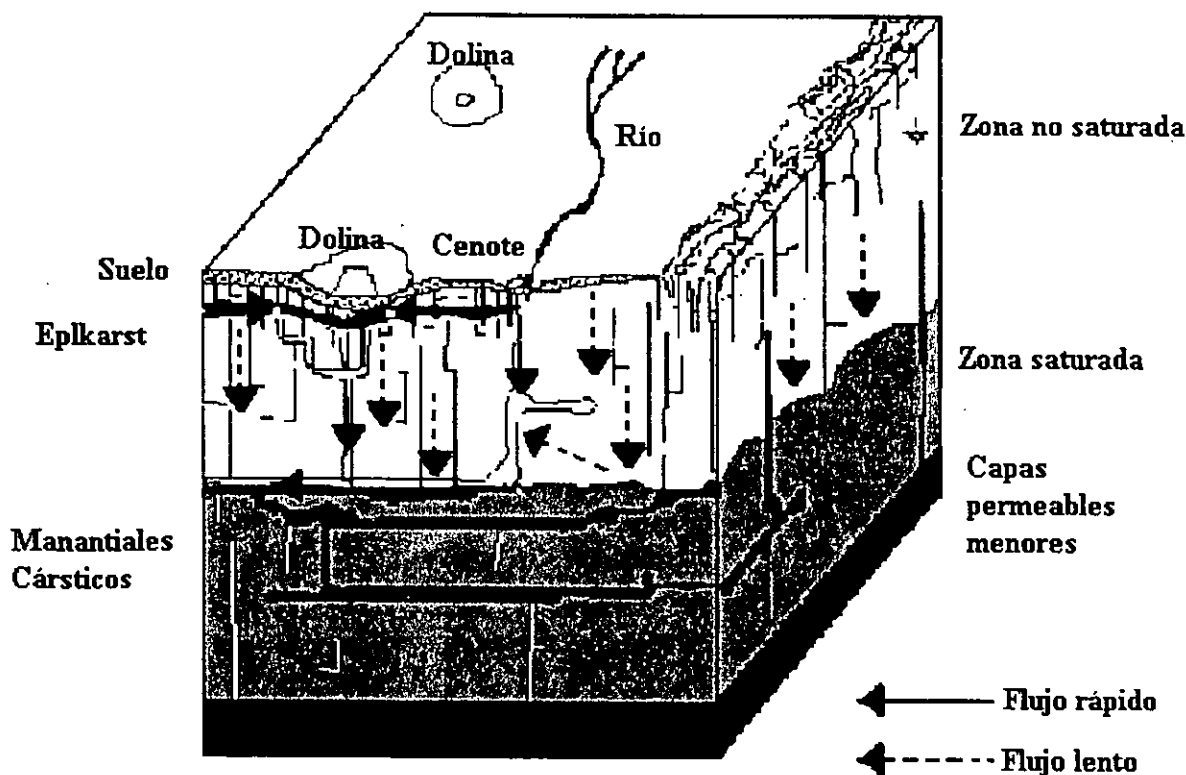


Figura a.1.- Esquema del flujo subterráneo en terrenos cársticos (modificado de Ford y Williams, 1989).

En la zona no-saturada se presentan:

1. Zonas de recarga difusa sobre el completo afloramiento de carbonatos, debido a la lluvia que se precipita en el terreno. La alta permeabilidad del terreno y la porosidad secundaria hacen que el agua de lluvia circule con facilidad a través de la caliza llegando al agua subterránea.
2. Zonas de recarga concentradas en un pequeño número de depresiones (dolinas y cenotes) que favorecen la migración directa de agua.
3. Una zona epicárstica, la cuál es una zona cercana a la superficie donde se forman los "ríos subterráneos" y las rocas sufren un proceso de disolución mucho mayor.

En la zona saturada se encuentran:

1. Conductos o canales de disolución, fracturas y cuevas con un diseño similar a una red de corrientes superficiales; éstos presentan velocidades y tasa de flujo alta (flujo rápido) y tiempos de residencia cortos.
2. Areas de almacenamiento; zonas con pequeñas sendas de disolución, finas fracturas y poros de la matriz, donde el agua se mueve muy lentamente (flujo lento) y su tiempo de residencia es mucho más grande.

Normalmente los contaminantes que se infiltran en medios porosos, sufren atenuaciones o procesos de retardación, ya sea por intercambios iónicos, adsorción, absorción, reacción química, etc. En suelos cársticos no se presenta esta situación debido a la presencia de zonas con alta conductividad hidráulica vertical que permiten un fácil acceso de los contaminantes a la zona saturada, existiendo un corto tiempo de contacto entre el agua y la roca; dando así poca oportunidad de producirse los procesos de atenuación. El agua que circula en el carst es considerada con un alto potencial de disolución.

a.2.- CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

La conductividad hidráulica (K) es un parámetro hidrogeológico muy importante para conocer las características del subsuelo y entender el funcionamiento del subsuelo, representa la cantidad de agua que circula a través de una sección de área unitaria normal al sentido de flujo, bajo un gradiente hidráulico unitario y se expresa en unidades de velocidad (m/s o en m/día); depende de las propiedades del fluido (densidad, peso específico y viscosidad dinámica) y de las características del medio (tamaño de los poros, factor de forma "C", estratificación, empaquetamiento de las capas,

disposición de los granos, distribución de los tamaños y de la porosidad). A condiciones similares los líquidos de mayor densidad circulan con mayor velocidad, al igual que los de menor viscosidad.

Existen diversos métodos para determinar la conductividad hidráulica:

a).- Método de Laboratorio

En este método la muestra de roca de longitud (L) y de área de sección transversal (A), se coloca dentro de un tubo cilíndrico y se introduce en la parte superior una carga de agua, la cuál dependerá del tipo de permeámetro a utilizar. Existen dos tipos:

Permeámetro de carga constante.- Esta prueba se recomienda para materiales no consolidados de grano grueso. Antes de iniciar la prueba se aplica vacío a la muestra, para asegurarse que el grado de saturación bajo flujo será cercano al 100%. La conductividad hidráulica esta dada por la Ley de Darcy (Castany, 1975).

$$K = \frac{Q \cdot L}{A \cdot t \cdot h} \quad (1)$$

donde: K = conductividad hidráulica o coeficiente de permeabilidad (m/s)

Q = caudal o volumen de agua (m³/s)

L = longitud de muestra (m)

A = área de la muestra (m²)

t = tiempo en pasar el caudal (s)

h = diferencia de carga (m)

Permeámetro de carga variable.- Se aplica principalmente en materiales no consolidados de grano fino. Aplicando la Ley de Darcy se tiene (Craig, 1976):

$$K = \left(\frac{a \cdot L}{A \cdot t_1} \right) \cdot \text{Ln} \left(\frac{h_0}{h_1} \right) = 2.3 \cdot \left(\frac{a \cdot L}{A \cdot t_1} \right) \cdot \log \left(\frac{h_0}{h_1} \right) \quad (2)$$

Donde h₀ = carga hidráulica al inicio de la prueba

h₁ = la carga hidráulica después de un tiempo t₁.

b).- Método de campo "in situ"

Registro de trazadores.- Se realiza teniendo un pozo de observación con muestreadores multiniveles y un pozo de inyección aguas arriba en la dirección del flujo. Se inyecta al pozo una concentración conocida de un trazador conocido y se mide la concentración en el tiempo de arribo de la máxima concentración del soluto ó la variación del soluto con respecto al tiempo (Millham y Hones, 1995) y con ese procedimiento se calcula la velocidad. La conductividad hidráulica se calcula por medio de la Ley de Darcy (Fetter, 1988).

$$v = \frac{-Kdh / dl}{Ne} \quad (3)$$

donde: v = velocidad lineal promedio (m/d)
 Ne = porosidad efectiva (adimensional)
 dh/dl = gradiente hidráulico.

a.3.- FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA

La mayoría de los estudios hidrogeológicos se han enfocado a estudiar el movimiento del fluido en la zona saturada; por otra parte, el movimiento de los solutos en la zona no-saturada juega un papel importante en la determinación de acciones de protección del agua subterránea. El intercambio iónico, las reacciones químicas y la adsorción son algunos de los procesos que atenúan la llegada de los contaminantes al agua subterránea (Ford y Williams, 1989). El movimiento del agua en la zona no-saturada sigue las mismas leyes físicas que gobiernan el movimiento del flujo en la zona saturada, realizándose desde zonas de alto a bajo potencial hidráulico. El mecanismo de flujo de partículas en la zona saturada es comúnmente calculado por la Ley de Darcy (Gorelick *et al.*, 1993).

$$Q = -KA (h_1 - h_2) / L \quad (4)$$

El término $(h_1 - h_2) / L$ es interpretado como el gradiente hidráulico, nombrando este gradiente como $J = (h_1 - h_2) / L$ y definiendo la descarga específica; q como el volumen de agua que fluye por unidad de tiempo a través de un área transversal normal en la dirección del flujo, entonces se obtiene:

$$q = -KJ \quad (5)$$

Expresado en términos de derivada, la Ley de Darcy se escribe como (Bear, 1979):

$$Q = -K A (dh/dl) \quad (6)$$

El intervalo de validez de la Ley de Darcy dentro del cual es aplicable, depende de que se cumpla que la velocidad sea proporcional a la primera potencia del gradiente hidráulico; para fijar el límite dentro del cual se cumple lo anterior, se utiliza el número de Reynolds, el cual se expresa como:

$$N_R = \rho VD / \mu \quad (7)$$

donde : N_R = número de Reynolds
 ρ = densidad del fluido
 μ = coeficiente de viscosidad del fluido
 V = velocidad de descarga
 D = diámetro promedio de las partículas

El rango de validez de la Ley de Darcy se ha determinado de acuerdo a los números de Reynolds, siendo para $N_R < 1$ y $1 < N_R < 10$ los cuales corresponde a régimen de flujo laminar (Bear, 1979); en las calizas frecuentemente no se presentan estas condiciones, porque predominan los flujos turbulentos (Ford y Williams, 1989). Una diferencia básica entre los medios saturados y los no-saturados, es que la conductividad hidráulica es mucho mayor en los saturados que en los no-saturados y en especial para los medios cársticos.

a.4.- TRANSPORTE DE SOLUTOS

Las partículas disueltas en el agua se desplazan de acuerdo con el movimiento del agua subterránea y su estudio es útil, pues ayuda a conocer las propiedades del subsuelo; el desplazamiento de partículas en el agua subterránea se lleva a cabo mediante los procesos de transporte de los solutos. Resulta importante conocer los procesos que intervienen en el transporte de solutos (advección, retardación, dispersión y difusión molecular), todos ellos relacionados con la porosidad, conductividad hidráulica, arreglo de granos, tamaño de espacios, etc., que influirán en mayor o menor grado en ellos. Los dos últimos procesos se han conjugado y referido como uno solo, denominado dispersión hidrodinámica; durante el flujo del agua subterránea estos procesos operan simultáneamente. Durante el proceso de transporte, los solutos o contaminantes pueden sufrir reacciones químicas, procesos de intercambio y de adsorción/desorción; reduciendo

significativamente la velocidad de transporte del contaminante. A continuación se menciona cada uno de los procesos de transporte de solutos.

a.4.1.- Advección.- La advección es el movimiento de un soluto causado por el flujo del agua subterránea paralelo al gradiente hidráulico en un medio isótropo con una velocidad igual a la velocidad media lineal (Gorelick *et al.*, 1993). En sistemas homogéneos de grano grueso, el transporte advectivo es el dominante y es conocido como velocidad lineal (V_x); esta determinada por la Ley de Darcy:

$$V_x \approx \frac{Ki}{n} \quad (8)$$

Donde: i = gradiente hidráulico
 n = porosidad efectiva

a.4.2.- Difusión.- Es el proceso por el cual las especies iónicas y moleculares se disuelven en el agua moviéndose de áreas de alta concentración, a áreas de baja concentración y esta descrita por la primera Ley de Fick y por el flujo del soluto por unidad de tiempo (F) en condiciones de estado permanente:

$$F \approx -D \left(\frac{dC}{dx} \right) \quad (9)$$

Donde: D = coeficiente de difusión (área/tiempo)
 C = concentración del soluto (masa/volumen)
 dC/dx = gradiente de concentración (masa/volumen/distancia)

El signo negativo indica el movimiento de áreas de alta concentración a aquellas de baja concentración; estos valores dependen principalmente de la temperatura, variando cerca de un 50 % cuando esta cambia 5 °C (Robinson y Stokes, 1965).

a.4.3.- Dispersión.- Es el proceso mediante el cual un soluto se diluye a través de su paso por un medio poroso, esta se divide en: (a) dispersión mecánica y (b) la dispersión hidrodinámica. La dispersión mecánica es aquella que sufre variaciones en la velocidad del flujo debido al medio microscópico y es directamente dependiente del medio poroso, su textura y la conductividad hidráulica (Bear, 1979); los elementos básicos en este proceso son: el flujo, y la presencia de un

sistema de poros y granos a escala microscópica. La mezcla que ocurre a lo largo de la línea de flujo se le denomina dispersión longitudinal y la que ocurre de manera normal al flujo del fluido se llama dispersión lateral o transversal. Al considerar que la dispersión ocurre simultáneamente con el transporte de masas debido a la difusión molecular producto del cambio de concentración del soluto en la fase líquida, se obtiene que:

$$\text{Dispersión mecánica longitudinal} = \alpha_L V_x \quad (10)$$

$$\text{Dispersión mecánica transversal} = \alpha_T V_x \quad (11)$$

donde: α_L = dispersividad dinámica longitudinal (m)

α_T = dispersividad dinámica transversal (m)

La dispersión hidrodinámica denota la extensión a escala microscópica y es el resultado de la dispersión mecánica y la difusión molecular; es definida como la combinación de la dispersión con la difusión molecular y consiste en la propagación de los solutos a lo largo del movimiento de flujo del agua que se sigue de acuerdo a la hidráulica advectiva y esta influenciada por la heterogeneidad del medio poroso y depende del sistema de flujo subterráneo. Como la difusión molecular y la dispersión mecánica no pueden ser separadas en el flujo del agua subterránea, se introduce un factor denominado coeficiente de dispersión hidrodinámica. Para un flujo unidimensional de acuerdo a Freeze y Cherry (1979) es:

$$D_L \approx \alpha_L V_x + D^* \quad (12)$$

$$D_T \approx \alpha_T V_x + D^* \quad (13)$$

donde: D_L = coeficiente de dispersión hidrodinámica longitudinal (m^2/s)

D_T = coeficiente de dispersión hidrodinámica transversal (m^2/s)

D^* = difusión molecular (m^2/s)

Entre la dispersión hidrodinámica microscópica y macroscópica existe una importante diferencia conceptual. Si se invierte la dirección de flujo la dispersión microscópica continúa, ya que produce las mismas acciones descritas anteriormente y la dispersión hidrodinámica macroscópica puede deshacerse en parte; ya que el retroceso se hace también de acuerdo con las diferencias de conductividad hidráulica. Sólo persiste y se incrementa la dispersión debido a la difusión y

dispersión hidrodinámica microscópica, las cuales coexisten superpuestas con la dispersión hidrodinámica macroscópica. La dispersión hidrodinámica macroscópica se puede producir también en forma extrema en medios permeables por fracturación. (Custodio y Llamas, 1983).

La macrodispersión es formada principalmente por el viaje de las partículas dentro de cavidades o conductos; estas formaciones le confieren un aumento en la velocidad de flujo por lo que adquiere un flujo de tipo turbulento. (Cooper y Ballard, 1988). Leap y Mai (1992) a través de una serie de experimentos, demostraron que la dispersión es causada principalmente por las variaciones de la velocidad que resultan a partir de la naturaleza de la presencia de diferentes variaciones de conductividad hidráulica entre estratos a diferentes profundidades.

Los acuíferos cársticos presentan una situación única, el movimiento de los contaminantes se acelera grandemente debido al flujo a través de los macroporos del suelo; de igual forma éstos controlan la rapidez y dirección de la infiltración de un contaminante. Algunos de estos macroporos suelen ser formados por:

1. Fracturas y fisuras que se forman cuando se consolidan suelos ricos en arcilla en época de secas
2. Tubos que se forman por la descomposición de raíces
3. Intemperismo químico diferencial del material rocoso
4. Técnicas de cultivo

En particular, el grado observado de dispersión de un contaminante es generalmente mucho mayor de lo que se podría predecir basándose en los valores de dispersividad de laboratorio. Esta dispersión en demasía se atribuye generalmente a la naturaleza heterogénea de los ambientes de campo (González, 1993). Cuando la heterogeneidad de un acuífero es alta, existe un incremento en la irregularidad de las líneas de flujo de agua subterránea; esto incrementa el mecanismo de dispersión. En un acuífero heterogéneo el transporte de solutos se manifiesta en mayor grado por el mecanismo de dispersión que por la advección.

a.4.4.- Dispersividad longitudinal y transversal

La dispersividad es un parámetro hidrodinámico que caracteriza la dispersión de los solutos transportados por el fluido a través de un medio poroso. Estudios realizados sobre transporte de solutos en medios fracturados, no muestran un acuerdo universal acerca de la verdadera naturaleza y cuantificación de la dispersividad, esta ha sido aceptada como una función únicamente del acuífero y la dispersión se considera que se incrementa linealmente con el incremento de la velocidad para valores constantes de dispersividad y constantes de difusión (Ec. 12). Si la difusión es pequeña

comparada con la dispersión mecánica, la ecuación se simplifica como (Bear, 1979; Pickens y Grisak, 1981; Gelhar *et al.*, (1979):

$$D_x = \alpha_x V_x \quad (14)$$

En sistemas naturales complejos que contienen muchas fracturas y fisuras de diferentes tamaños, orientación y conectividad, la dispersividad es mucho más compleja; puede no ser únicamente debido a la abertura, sino también a la escala y a las variaciones de velocidad (Leap y Mai, 1992). En áreas cársticas, el flujo de agua subterránea se lleva a cabo a través de fisuras y conductos de disolución, en los cuales la dispersión parece no depender significativamente de la distancia de flujo. Sin embargo, la dispersividad se incrementa significativamente con la distancia de flujo y es menor en comparación que en los medios porosos (Seiler *et al.*, 1989).

Klotz *et al.*, (1980) determinó para un medio poroso, que la dispersividad depende principalmente del tamaño efectivo del grano y del coeficiente de la uniformidad, y que la influencia de la forma del grano, de la rugosidad del grano, empaquetamiento y la temperatura son relativamente de menor importancia. La determinación de la dirección de flujo del agua subterránea y de los parámetros de dispersión o de dispersividad en el campo resulta muy difícil y en el laboratorio es aún mucho más, por lo que existen diversos métodos que permiten determinarlas. La dispersividad se puede determinar por tres métodos: trazadores de campo, columnas en laboratorio y métodos de correlación; enseguida se indican los métodos utilizados:

a).- Trazadores de campo

Método de concentración contra tiempo en un pozo

Se requiere de datos de concentración contra tiempo en un pozo en el que se observa directamente el paso del bulbo de contaminación, se requiere conocer *a priori* la dirección y magnitud de la velocidad en el poro y resulta ser una extensión del método de dos pozos propuesta por Zou y Parr en 1993. Con los datos de tiempo (t) y concentración del soluto (C), se realiza la gráfica t vs C; suponiendo que: $t = t_{\text{máx.}}$, $C = C_{\text{máx.}}$ y $\partial C/\partial t = 0$, se obtiene:

$$\alpha_y = y^2 \bar{v} \Delta t_1^2 / (4B_1 - A_1) \quad (15)$$

donde

$$A_1 = 4t_1 (x^2 - \bar{v}^2 t_{\text{max}}) \ln(R_1) \quad (16)$$

$$B_1 = x^2 \Delta t_1 - \bar{v}^2 t_{\max} t_1 \Delta t_1 \quad (17)$$

donde: B = espesor del subsuelo
 A = área máxima de la pluma de contaminación
 R₁ = relación entre el máximo y el inicial

se tiene:

$$R_1 = C_{\max} t_{\max} / (C_1 t_1) \quad (18)$$

$$\Delta t_1 = t_{\max} - t_1 \quad (19)$$

quedando:

$$\alpha_x = \bar{v} \Delta t_1^2 / [4(t_1 \ln R_1 - \Delta t_1)] \quad (20)$$

también se calcula: $\bar{v} = l / t_{\max} \quad (21)$

donde: $l = (x^2 + y^2)^{1/2}$ es la distancia del pozo de inyección al pozo de observación.

Este método requiere de un pozo, resulta más económico y fácil. Sin embargo, α_T es muy sensible a la velocidad (V) del fluido en el poro y sólo se obtiene cuando el pozo de observación está en la línea del centro de la nube contaminante.

Método Unidimensional

Huang (1991) desarrollo una solución analítica para un modelo de inyección instantánea en una dimensión basada en ecuaciones diferenciales parciales llegando a la ecuación:

$$C(x, t) = E \frac{1}{\sqrt{4\pi Dt}} e^{-[(x-Vt)^2 / 4Dt]} + C_0 \quad (22)$$

donde C = concentración de soluto a una distancia "x" y tiempo "t" después de la inyección
 E = concentración inicial efectiva o concentración inicial inyectada
 D = coeficiente de dispersión
 t = tiempo transcurrido después de aplicar el trazador
 x = distancia del punto de captación al punto de inyección del trazador
 V = velocidad media de flujo
 Co = concentración natural o concentración de fondo

Realizando la gráfica de tiempo contra concentración, se seleccionan 3 puntos arbitrarios de la curva como se señala en Figura a.2, en la cuál consideran C_1, t_1 ; C_2, t_2 ; C_3, t_3 ($C_1, C_2, C_3 \neq C_0$) y sustituyéndolos dentro de la ecuación anterior resulta:

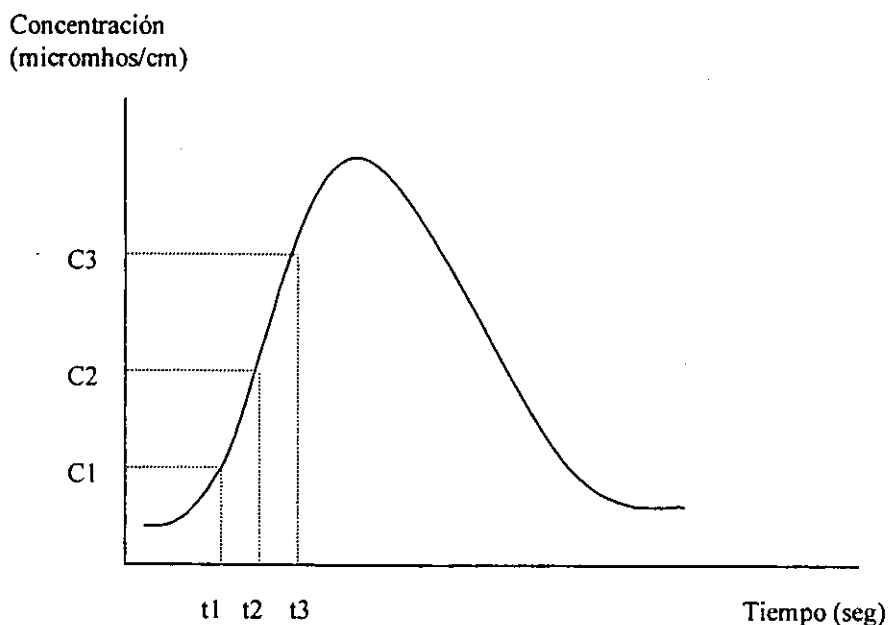


Figura a.2.- Curva de recuperación de trazador

$$(C_1 - C_0)\sqrt{t_1} = E \frac{1}{\sqrt{4\pi D}} e^{-\left[\frac{(x-vt_1)^2}{4Dt_1}\right]} \quad (23)$$

$$(C_2 - C_0)\sqrt{t_2} = E \frac{1}{\sqrt{4\pi D}} e^{-\left[\frac{(x-vt_2)^2}{4Dt_2}\right]} \quad (24)$$

$$\frac{t_1 t_2}{t_1 - t_2} \ln \frac{(C_1 - C_0)\sqrt{t_1}}{(C_2 - C_0)\sqrt{t_2}} = \frac{x^2 - t_1 t_2 V^2}{4D} \quad (25)$$

Haciendo

$$U_2 = \frac{t_1 t_2}{t_1 - t_2} \ln \frac{(C_1 - C_0)\sqrt{t_1}}{(C_2 - C_0)\sqrt{t_2}} \quad (26)$$

$$U_3 = \frac{t_1 t_3}{t_1 - t_3} \ln \frac{(C_1 - C_0)\sqrt{t_1}}{(C_3 - C_0)\sqrt{t_3}} \quad (27)$$

$$\frac{U_2}{U_3} = \frac{x^2 - t_1 t_2 V^2}{x^2 - t_1 t_3 V^2} \quad (28)$$

$$V = \sqrt{\frac{U_2 - U_3}{t_1(U_2 t_3 - U_3 t_2)}} x \quad (29)$$

se tiene:

$$D = \frac{x^2 - t_1 t_2 V^2}{4U_2} \quad (30)$$

Para calcular la masa inicial nos queda:

$$E = 2(C_1 - C_0) \sqrt{\pi D t} e^{-(x - V t)^2 / 4 D t} \quad (31)$$

Sustituyendo los valores de la velocidad y del coeficiente de dispersión en la ecuación 2.19, se encuentra el coeficiente de dispersividad longitudinal

$$\alpha_L = D / V \quad (32)$$

Ahora si consideramos los datos de los pozos de inyección, se considera la parte derecha de la curva de recuperación de acuerdo a la Figura a.3, solo se cambia el signo de la ecuación de la velocidad, ya que Huang (1991) considera la variación de la concentración de menor a mayor y en este caso es de mayor a menor, quedando la ecuación.

$$V = -\sqrt{\frac{U_2 - U_3}{t_1(U_2 t_3 - U_3 t_2)}} x$$

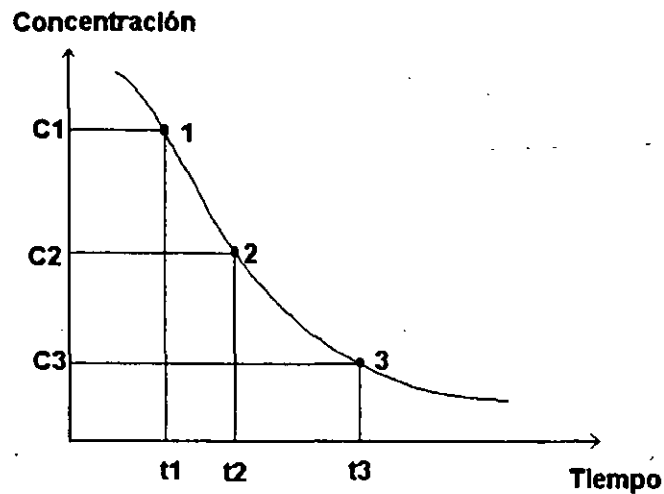


Figura a.3.- Porción derecha de la curva de recuperación

b).- Modelos físicos.

La determinación experimental de los coeficientes de dispersión y subsecuentemente de los coeficientes de dispersividad ha sido desarrollada por Batta y Murty (1982); Robbins (1989), Pisani y Tosi (1994); Jiao (1993) por mencionar algunos investigadores. La mayoría de los diseños experimentales de laboratorio son variantes del modelo físico aplicado por De Josselin de Jong (1958) y Li y Lai (1966); los cuales utilizaron columnas rellenas de material poroso, obteniendo un movimiento unidireccional. Dado que una columna de laboratorio no puede contener ni reproducir la situación real de un acuífero ni su estratificación ni su heterogeneidad; los coeficientes de dispersión que se obtienen son inferiores hasta en uno o dos órdenes de magnitud respecto a los reales en el mismo material a diferente escala (campo) (Theis, 1967; Neuman, 1990). Jiao (1993), desarrolló un método denominado gráfico lineal (GL), el cual transforma la curva de concentración contra tiempo en una línea recta, la estimación de la dispersividad y la velocidad se obtienen de la pendiente de dicha línea (K), su efectividad radica en que es sensible a los valores de concentración máxima (C_m) y tiempo máximo (t_m); este método se utiliza también en las pruebas de trazadores en campo. Con la pendiente de la línea se puede obtener la dispersividad y la velocidad.

Si la dirección de flujo se toma paralela al eje x y el punto de inyección del trazador es localizado en el origen, el movimiento del trazador puede ser descrito en coordenadas rectangulares (Fried, 1975).

$$C_{(x,y,t)} = \frac{m/\mu}{4\pi(D_L D_T)^{1/2}} \exp\left[-\frac{(x-ut)^2}{4D_L t} - \frac{y^2}{4D_T t}\right] \quad (33)$$

- donde:
- C = concentración del trazador en (x, y) y en el tiempo t (ML⁻³)
 - D_L y D_T = coeficientes dispersivo longitudinal y transversal (L²/T) respectivamente
 - μ = porosidad (dimensionalmente)
 - m = masa del trazador inyectado instantáneamente sobre una unidad de espesor del acuífero (M/L)
 - u = velocidad de flujo (L/T)
 - t = tiempo (T)

En resumen, el procedimiento para estimar los parámetros dispersivos es: primero se hace una gráfica con los valores de C y t, posteriormente se lee el t_m (tiempo máximo) y C_m (concentración máxima) de la curva. Seguidamente se divide la curva en dos secciones de acuerdo al punto C_m; donde la línea A representa los puntos de la curva a la izquierda de C_m y la línea B representa los puntos a la derecha de C_m; luego se calcula X e Y usando las ecuaciones:

$$X = (t - t_m)^2 / t \quad (34)$$

$$Y = \ln(C_m t_m / Ct) + (t - t_m) / t \quad (35)$$

ó también se puede utilizar $D_L = \alpha_L \mu \quad (36)$

$$D_T = \alpha_T \mu \quad (37)$$

Después se calcula $D_L = \frac{x^2}{4t_m(Kt_m + 1)} \quad (38)$

$$\mu = 2(D_L K)^{0.5} \quad (39)$$

donde K = pendiente de la recta

Usando los datos para un punto observado (x', y') (no localizado en el eje x) se puede obtener el valor de D_T de:

$$D_T = -y'^2 D_L / (x'^2 - \mu^2 t' m^2 - 4D_L t' m) \quad (40)$$

Cm y C son independientes de las unidades usadas.

a.5.- TRANSPORTE DE SOLUTOS EN LA ZONA NO SATURADA DE LOS MEDIOS CÁRSTICOS.

En forma general, en la zona no-saturada los poros están ocupados por cantidades variables de agua y aire, los que en un momento dado pueden ser ocupados por un soluto. Cuando el soluto entra en contacto con la superficie del terreno se presenta una interfase sólido aire y soluto aire, la cual cambia a fase continua cuando el soluto atraviesa la zona no saturada llenando una gran cantidad del volumen de los espacios; una vez dentro de la matriz rocosa la movilidad del líquido contaminante depende del volumen de soluto vertido, de sus propiedades fisicoquímicas, y de las propiedades hidráulicas del medio poroso (conductividad hidráulica, viscosidad cinemática y tensión capilar) (Lyman *et al.*, 1992).

Uno de los parámetros que gobiernan el movimiento inicial de un soluto en los materiales del subsuelo que conforman la zona no saturada es la permeabilidad intrínseca del medio poroso (k), la cual es función de la distribución del tamaño del grano en el medio poroso y generalmente es una medida de la resistencia que opone el material al paso de un fluido y es independiente de las propiedades del líquido. El movimiento es más rápido a través del medio poroso cuando el líquido presenta una viscosidad cinemática elevada. La temperatura de la zona no saturada, aumenta (o disminuye) dependiendo del tipo de suelo, latitud, profundidad, estación del año, ciclo diurno y la hora. Generalmente, las arenas transmiten más eficientemente el calor que otros sedimentos y arcillas (Constantz *et al.*, 1994). Todas las características antes mencionadas se modifican cuando se trata de terrenos cársticos, en ellos el movimiento de los solutos a través de la matriz rocosa se acelera debido a la presencia de macroporos, los cuales controlan la rapidez y dirección del flujo del soluto; estos macroporos pueden ser conductos de disolución, fisuras y fracturas (González, 1992).

a.6.- TRAZADORES

En hidrogeología, el nombre de trazador se designa en general, a cualquier aditivo incorporado al agua para estudiar su comportamiento en un proceso físico o químico, son herramientas de gran utilidad ya sea en investigación, prospección, desarrollo, planificación, recarga artificial, análisis de la contaminación, etc.; típicamente su aplicación está en probar la existencia de conexión entre unidades acuíferas o entre fuentes de recarga y surgencias (superficiales o subterráneas), evaluar el tiempo de tránsito entre dos puntos y la forma de distribución de agua de

recarga o de agentes contaminantes, así como evaluar las características hidráulicas de los acuíferos, en especial porosidad, dispersividad y conductividad hidráulica.

El paso inicial en la determinación de la viabilidad física de una prueba de trazador es recolectar toda la información hidrogeológica del área de estudio como: la ubicación de los pozos en el sitio de la prueba o de pozos cercanos al sitio propuesto, la homogeneidad del sistema acuífero, las capas presentes, las fracturas, la porosidad y los límites del sistema de flujo, los mapas piezométricos local o regional, el gradiente hidráulico y de la conductividad hidráulica. Otros factores hidrogeológicos que deben ser considerados cuando se hace la selección del trazador son: la presencia en el medio, la litología, el régimen de flujo, la dirección de flujo, el tiempo de recorrido y la dispersión.

Un trazador ideal es aquel que se mueve a la misma velocidad que el agua. Para ello es preciso que: (a) no interactúe con el terreno, (b) no se separe del agua, (c) sea estable químicamente y biológicamente en el agua en la que se le utiliza, (d) no altere las propiedades físicas y químicas del agua, (e) no altere las propiedades del sistema acuífero y (f) no contamine permanentemente al terreno después de efectuado el ensayo. Son condiciones importantes en el trazador ideal: que se utilice en pequeñas cantidades, que tenga elevada solubilidad, que se detecte aún a muy bajas concentraciones de forma cuantitativa, que sea fácil de manejar, que no sea tóxico ni molesto, que sea barato y fácil de obtener, que no exista en el agua que se va a trazar y que el terreno no lo aporte naturalmente. Existen diversos tipos de trazadores como: los iónicos y los colorantes.

El trazador iónico más común es el NaCl, que es una sal muy fácil de disolver en agua (358.5 gr/l a 20°C) y se disocia en iones de Na^+ y Cl^- . Su medición en pruebas de campo se basa en la conductividad eléctrica, resultando fácil su manejo y medición; sin embargo, si el terreno es capaz de aportar ion cloruro al agua, pueden producirse errores en ciertos tipos de cálculos cuantitativos (Cencur *et al.*, 1997). La permanencia en el acuífero de los trazadores químicos invalida la repetición de futuros ensayos si no ha transcurrido el tiempo suficiente para que se hayan alejado debido al flujo natural y diluido suficientemente por dispersión hidrodinámica. Algunos de ellos pueden presentar molestias a los usuarios, como el ion Cl^- empleado en grandes concentraciones o el Cr_2O_7 por problemas de toxicidad cuyo contenido máximo en aguas para consumo humano está limitado a 0.05 ppm en Cr, en los casos más tolerantes.

Los trazadores colorantes son relativamente baratos, simples de usar y efectivos, y son útiles en estudios de movimiento del agua; están divididos en fluorescentes o no fluorescentes. Los colorantes fluorescentes son preferidos a los no fluorescentes en estudios de agua subterránea debido

a que son fáciles de detectar. Las ventajas de usar colorantes fluorescentes incluyen: una muy alta detectabilidad, un rápido análisis en campo, relativo bajo costo y toxicidad. Se ha clasificado a los colorantes fluorescentes por su color: Naranja (Rhodamina B, Rhodamina WT, y Sulforhodamina B), Verde (Fluoresceína, Lissamina FF, y Piranina), y Azul también llamado optical Brighteners y los colorantes recuperados sobre carbón activado (Fluoresceína y Rhodamina WT) (Bouilding, 1995). Aunque los colorantes fluorescentes exhiben muchas de las propiedades de un trazador ideal, un gran número de factores interfieren con la medición de concentración. La fluorescencia es usada para medir la concentración del colorante, pero la cantidad de fluorescencia puede variar con la materia suspendida, temperatura, pH, contenido de CaCO_3 , salinidad, etc.; otras variables que afectan los resultados de las pruebas de trazadores son: la luz fluorescente emitida es absorbida por otras moléculas, adsorción, y destrucción fotoquímica y biológica. Una desventaja de los colorantes fluorescentes en climas tropicales es que presenta resultados pobres debido a las reacciones químicas con el dióxido de carbono disuelto (Bouilding, 1995).

Los blanqueadores ópticos son usados en detergentes industriales, la toxicidad de los blanqueadores ópticos estuvo examinada en la fotosensibilización de la piel, exposición oral, exposición través de la inhalación y exposición en la piel humana (Leibundgut y Hadi, 1997); sin embargo, estudios indican que no presenta efectos perjudiciales incluso a altas concentraciones y niveles de dosis. Se concluye que estos compuestos son substancialmente seguros en las concentraciones usadas en experimentos de trazadores (Mull et al., 1988; Leibundgut y Hadi, 1997). Otro de los cuidados que se deben de considerar es que los colorantes no deben ser usados cuando el agua contiene cloro, debido a que las moléculas del colorante pueden reaccionar con el cloro para formar clorofenoles (Bouilding, 1995).

Los trazadores colorantes son casi ideales para emplear en terrenos cársticos, aunque presentan ciertos inconvenientes como es: su estructura molecular, cuyo gran tamaño favorece la retención en el terreno a veces de forma poco reversible, en especial por arcillas, coloides, materias orgánicas y carbonosas. Algunos de ellos pueden ser alterados o destruidos por diferentes tipos de acciones tales como la agresión del CO_2 , cambios en el pH, acciones de los microorganismos en el terreno, etc. La sustancia colorante de uso más generalizado es la fluoresceína ($\text{C}_{20}\text{H}_{12}\text{O}_5$) que es un polvo de color anaranjado poco soluble en el agua; para evitar este inconveniente se emplea un derivado sódico muy soluble ($\text{C}_{20}\text{H}_{10}\text{O}_4 \text{Na}_2$) de propiedades similares, llamado uraninina o fluoresceína soluble. Las soluciones muy concentradas son de color morado, pero las diluidas son de color verde intenso, muy visibles a concentraciones de 1 mg/l y aún visibles ligeramente a 0.1 mg/l. Con un fluorómetro se pueden medir 0.02 mg/l y en condiciones muy especiales hasta 0.002 mg/l.

Su principal inconveniente nace de la retención en las arcillas, materiales orgánicos y carbonosos y su alteración por el CO_2 si el agua tiene baja alcalinidad. La luz puede destruirla, así como ciertas bacterias y el óxido férrico (Custodio y Llamas, 1983).

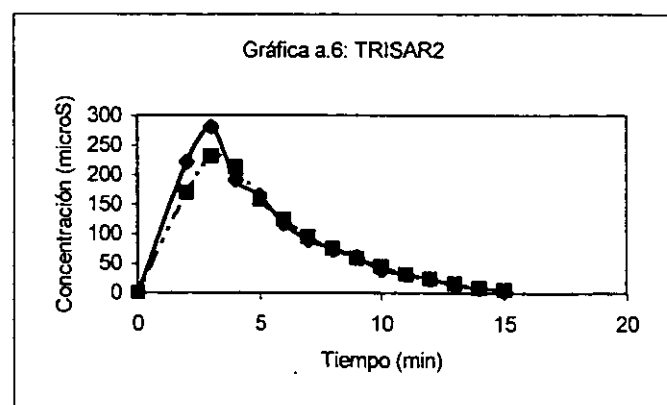
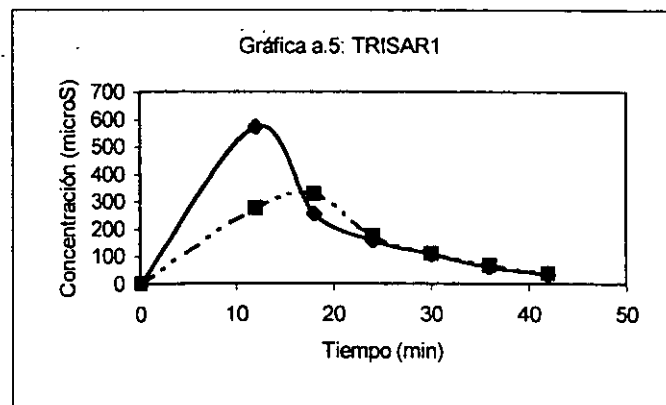
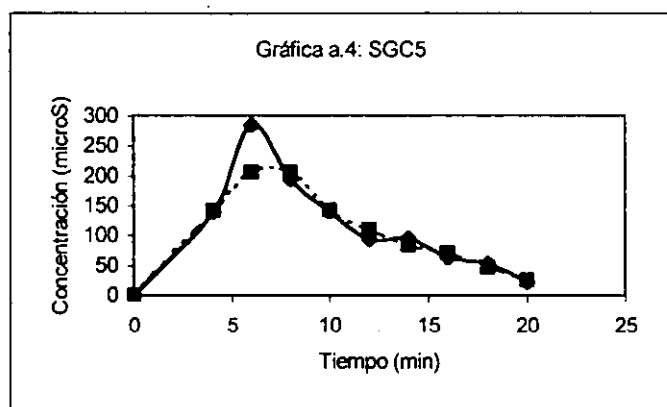
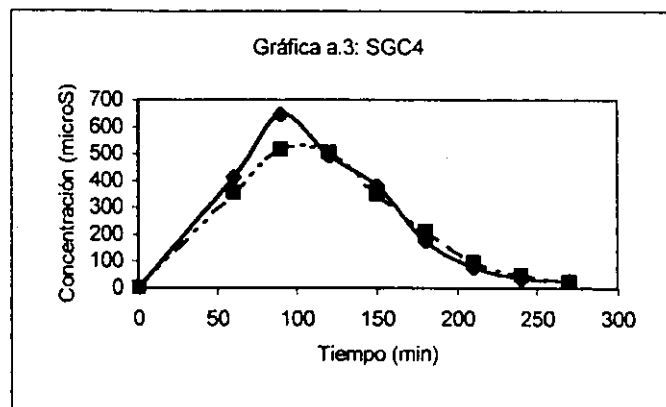
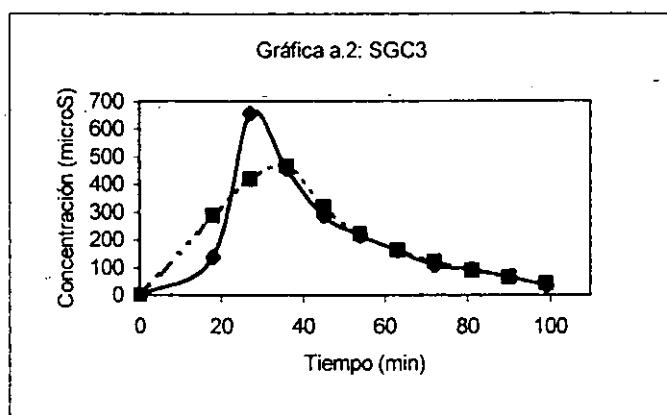
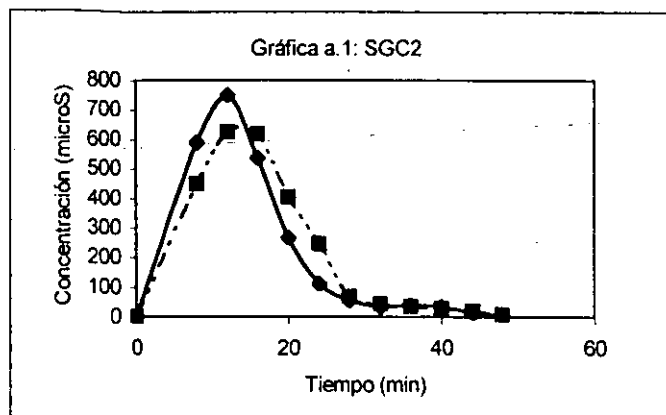
a.7.- EFECTO DE LA ESCALA.

Los estudios en columna permiten determinar el grado de interacción entre la matriz y las sustancias que se infiltran, e investigar diversos aspectos de vital importancia en el flujo y el transporte de solutos. Estos tienen un interés más científico y metodológico, ya que con ellos se investiga los procesos y factores que condicionan el flujo del agua y las sustancias que viajan con ella a través de diversos tipos de litologías (Araguás, 1993). Cabe recordar que dichos experimentos no representan de manera exacta las condiciones de campo por ello es necesario encontrar la relación entre la escala y la medida de un parámetro. La escala de medida y de aplicación influyen en los valores que se reportan; para el mejor entendimiento de este efecto, basta con analizar las variaciones que se observan en los valores obtenidos en campo para la conductividad hidráulica y la dispersividad y aquellos obtenidos a nivel laboratorio. La mayoría de los autores coinciden al afirmar que la medida de estos parámetros se incrementa con la escala y con la naturaleza del medio de estudio (Rovey II y Cherkauer, 1994).

En sistemas carbonatados, el rango de incremento de la escala depende del grado de disolución de la roca que se presente, es decir, del grado de madurez del cárst. En sistemas cársticos maduros con conductos de disolución el rango es de $>1000\text{m}$ y puede exceder este valor. Para el sistema cárstico de Yucatán el rango o factor de escala entre pruebas de columna de laboratorio y las de campo no tienen alguna relación, ya que debido a la existencia de conductos de disolución de grandes dimensiones en el subsuelo; hace que este valor sea muy grande en el campo a comparación de los obtenidos en laboratorio. Por lo tanto el factor de escala es muy grande en sistemas cársticos subterráneos como el caso de Yucatán.

ANEXO B

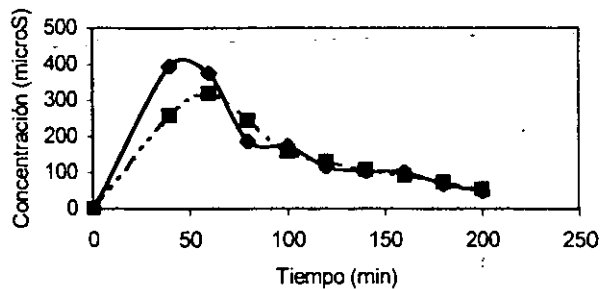
CURVA DE PENETRACION EN LAS MUESTRAS DE ROCA



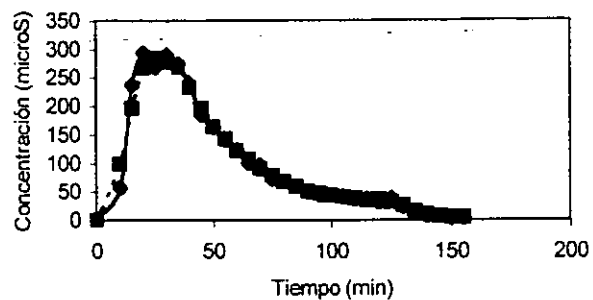
◆ Datos reales
 ■ Datos suavizados

CURVA DE PENETRACION EN LAS MUESTRAS DE ROCA

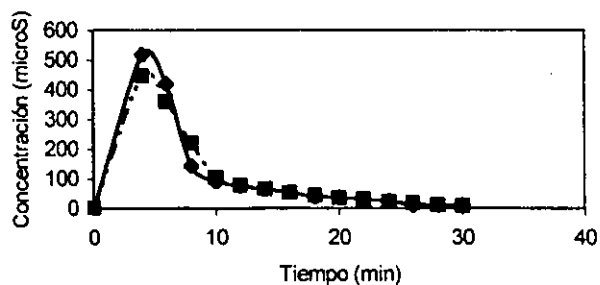
Gráfica a.7: TRISAR3



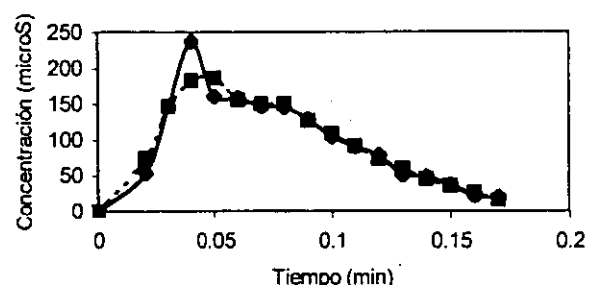
Gráfica a.8: TRISAR4



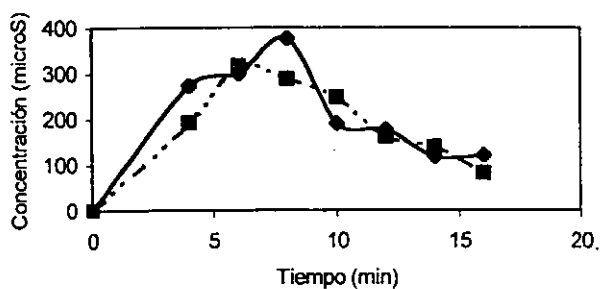
Gráfica a.9: TRISAR5



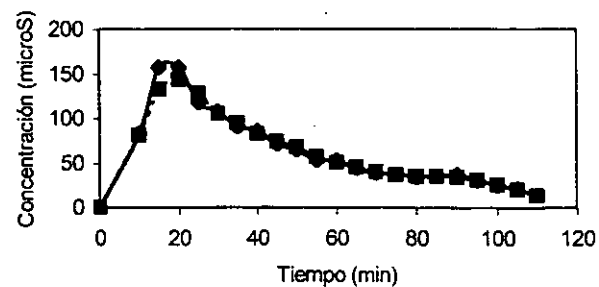
Gráfica a.10: TRISAR6



Gráfica a.11: MAPSA1



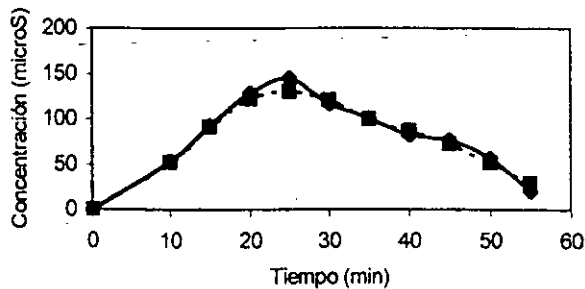
Gráfica a.12: MAPSA2



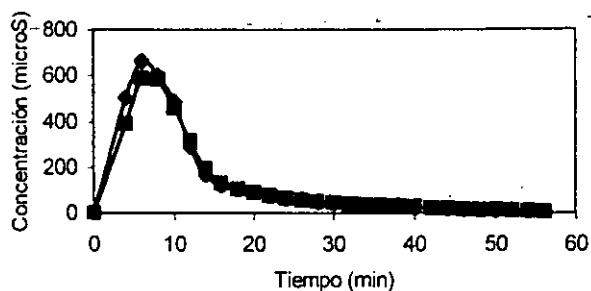
● Datos reales
 ■ Datos suavizados

CURVA DE PENETRACION EN LAS MUESTRAS DE ROCA

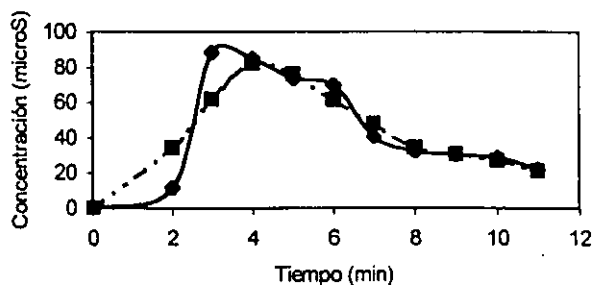
Gráfica a.13: MAPSA3



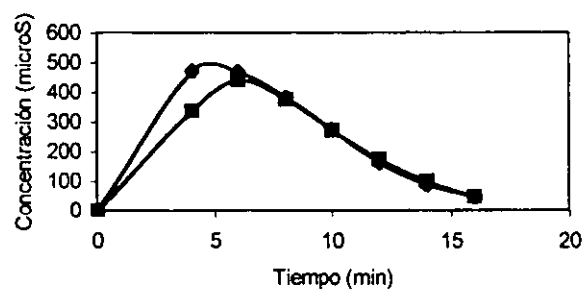
Gráfica a.14: MAPSA4



Gráfica a.15: MAPSA5



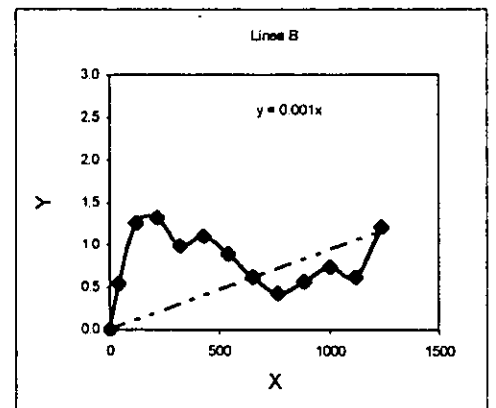
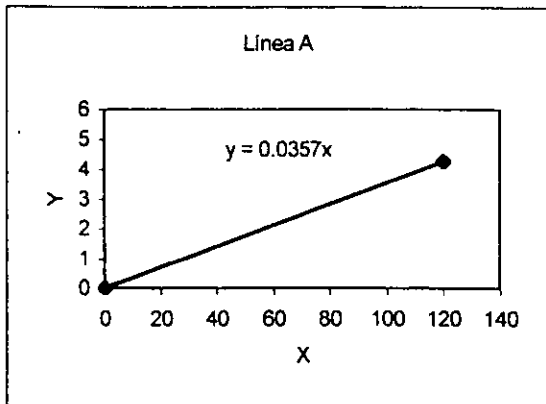
Gráfica a.16: MAPSA6



- ◆ Datos reales
- Datos suavizados

Tabla a.1.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra SGC1

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
120	4.7	120.0	5.279	-1.000	4.3	$t_m = 240$
240	461.0	0.0	0.000	0.000	0.0	$C_m = 461$
360	248.0	40.0	0.215	0.333	0.5	$K_a = 0.0357$
480	107.0	120.0	0.767	0.500	1.3	$K_b = 0.001$
600	89.0	216.0	0.728	0.600	1.3	$L_{c(cm)} = 12.5$
720	111.0	320.0	0.325	0.667	1.0	$x'_{(cm)} = 2.5$
840	89.0	428.6	0.392	0.714	1.1	$y'_{(cm)} = 3.4$
960	100.0	540.0	0.142	0.750	0.9	
1080	120.0	653.3	-0.158	0.778	0.6	
1200	133.0	768.0	-0.366	0.800	0.4	
1320	108.0	883.6	-0.253	0.818	0.6	
1440	84.0	1000.0	-0.089	0.833	0.7	
1560	89.0	1116.9	-0.227	0.846	0.6	
1680	46.0	1234.3	0.359	0.857	1.2	



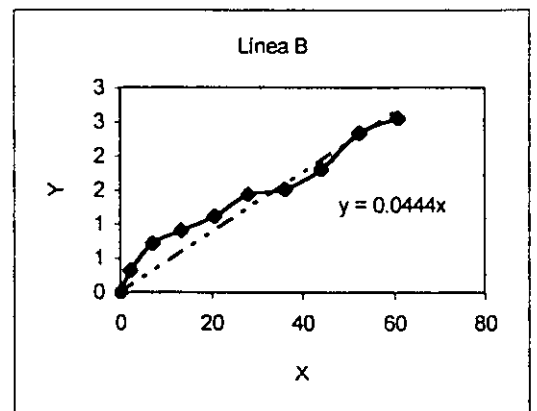
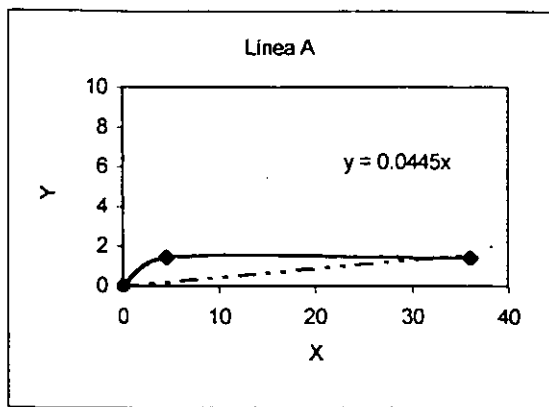
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	0.0170 cm^2/min	0.1313 cm^2/min	0.0741 cm^2/min
$D_T =$			0.0061 cm^2/min
$U =$	0.0493 cm/min	0.0229 cm/min	0.0361 cm/min

$\alpha_L =$	2.05359 cm
$\alpha_T =$	0.16959 cm

Tabla a.2.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra SGC3

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
9	63	36.0	3.4	-2.0	1.4	$t_m = 27$
18	140	4.5	2.0	-0.5	1.5	$C_m = 658$
27	658	0.0	0.0	0.0	0.0	$K_a = 0.0445$
36	458	2.3	0.1	0.3	0.3	$K_b = 0.0444$
45	287	7.2	0.3	0.4	0.7	$L_{c(cm)} = 7.6$
54	218	13.5	0.4	0.5	0.9	$x'_{(cm)} = 2.5$
63	163	20.6	0.5	0.6	1.1	$y'_{(cm)} = 3.4$
72	109	28.1	0.8	0.6	1.4	
81	94	36.0	0.8	0.7	1.5	
90	65	44.1	1.1	0.7	1.8	
99	36	52.4	1.6	0.7	2.3	
108	27	60.8	1.8	0.8	2.6	

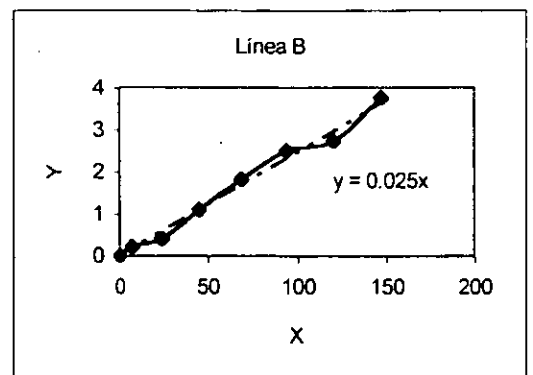
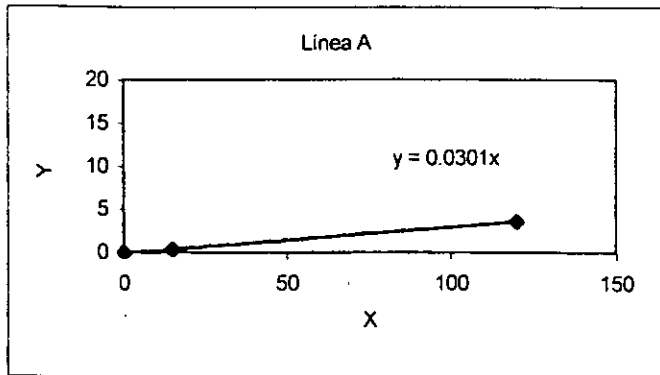


Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	0.2429 cm^2/min	0.2432 cm^2/min	0.2431 cm^2/min
$D_T =$			0.0546 cm^2/min
$U =$	0.2079 cm/min	0.2078 cm/min	0.2079 cm/min

$\alpha_L =$	1.16926 cm
$\alpha_T =$	0.26241 cm

Tabla a.3.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra SGC4						
Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
30	7	120.0	5.624	-2.000	3.6	$t_m = 90$
60	414	15.0	0.850	-0.500	0.4	$C_m = 646$
90	646	0.0	0.000	0.000	0.0	$K_a = 0.0301$
120	493	7.5	-0.017	0.250	0.2	$K_b = 0.025$
150	380	24.0	0.020	0.400	0.4	$L_{c(cm)} = 9.3$
180	175	45.0	0.613	0.500	1.1	$x'_{(cm)} = 4$
210	78	68.6	1.267	0.571	1.8	$y'_{(cm)} = 2.4$
240	37	93.8	1.879	0.625	2.5	
270	27	120.0	2.076	0.667	2.7	
300	9	147.0	3.070	0.700	3.8	



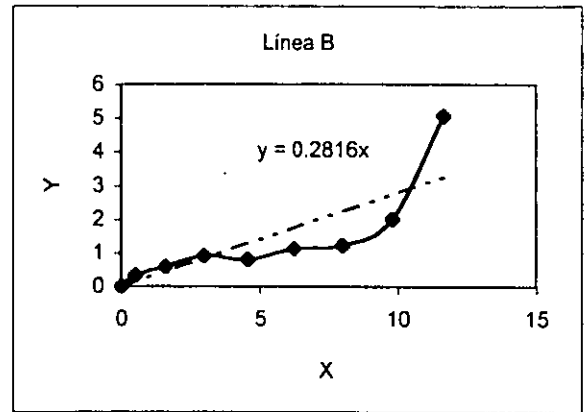
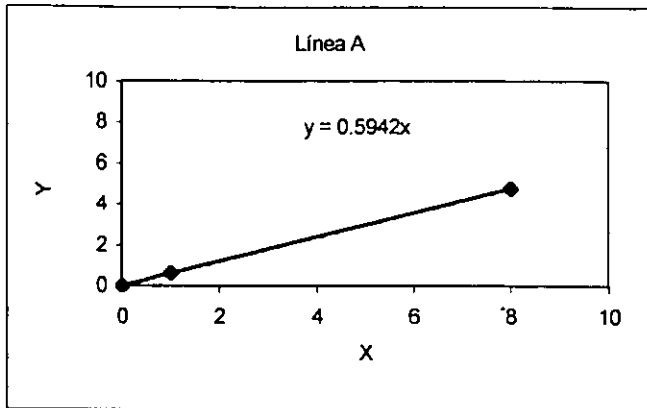
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	0.0648 cm^2/min	0.0739 cm^2/min	0.0693 cm^2/min
$D_T =$			0.0057 cm^2/min
$U =$	0.0883 cm/min	0.0860 cm/min	0.0871 cm/min

$\alpha_L =$	0.79579 cm
$\alpha_T =$	0.06504 cm

Tabla a.4.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra SGC5

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
2	1	8.0	6.751	-2.000	4.8	$t_m = 6$
4	140	1.0	1.116	-0.500	0.6	$C_m = 285$
6	285	0.0	0.000	0.000	0.0	$K_a = 0.5942$
8	194	0.5	0.097	0.250	0.3	$K_b = 0.2816$
10	140	1.6	0.200	0.400	0.6	$L_{c(cm)} = 13.2$
12	94	3.0	0.416	0.500	0.9	$x'_{(cm)} = 2$
14	96	4.6	0.241	0.571	0.8	$y'_{(cm)} = 6.6$
16	64	6.3	0.513	0.625	1.1	
18	54	8.0	0.565	0.667	1.2	
20	23	9.8	1.313	0.700	2.0	
22	1	11.6	4.353	0.727	5.1	



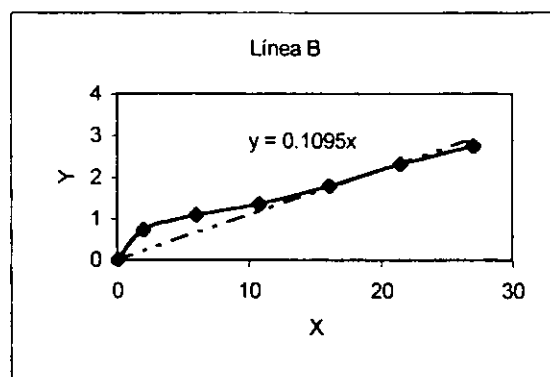
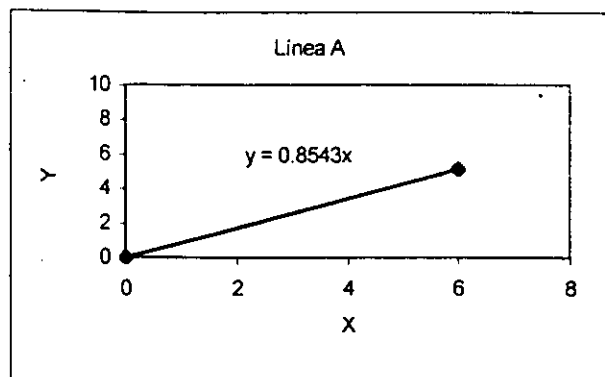
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	1.5903 cm^2/min	2.6993 cm^2/min	2.1448 cm^2/min
$D_T =$			0.5500 cm^2/min
$U =$	1.9442 cm/min	1.7437 cm/min	1.8439 cm/min

$\alpha_L =$	1.16316 cm
$\alpha_T =$	0.29826 cm

Tabla a.5.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra TRISAR1

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
6	2.5	6.0	6.126	-1.000	5.1	$t_m = 12$
12	572	0.0	0.000	0.000	0.0	$C_m = 572$
18	256	2.0	0.398	0.333	0.7	$K_a = 0.8543$
24	158	6.0	0.593	0.500	1.1	$K_b = 0.1095$
30	108	10.8	0.751	0.600	1.4	$L_{c(cm)} = 7$
36	62	16.0	1.123	0.667	1.8	$x'_{(cm)} = 4$
42	33	21.4	1.600	0.714	2.3	$y'_{(cm)} = 2.4$
48	19.2	27.0	2.008	0.750	2.8	

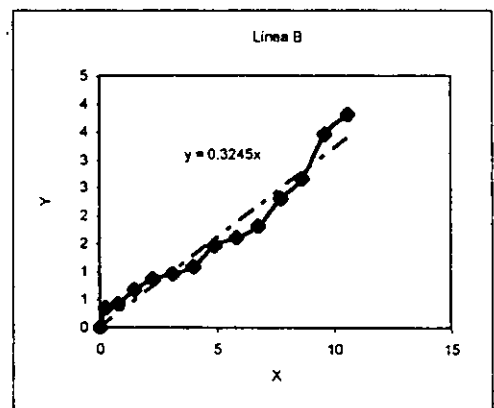
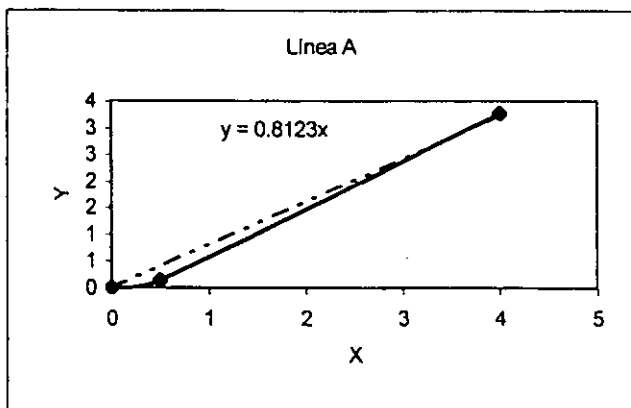


Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	0.0907 cm^2/min	0.4412 cm^2/min	0.2659 cm^2/min
$D_T =$			0.0471 cm^2/min
$U =$	0.5568 cm/min	0.4396 cm/min	0.4982 cm/min

$\alpha_L =$	0.53381 cm
$\alpha_T =$	0.09459 cm

Tabla a.6.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra TRISAR2						
Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
1	4.3	-4.0	5.282	-2.000	3.3	$t_m = 3$
2	222	0.5	0.645	-0.500	0.1	$C_m = 282$
3	282	0.0	0.000	0.000	0.0	$K_a = 0.8123$
4	191	0.3	0.102	0.250	0.4	$K_b = 0.3245$
5	165	0.8	0.025	0.400	0.4	$L_{c(cm)} = 10.8$
6	117.5	1.5	0.182	0.500	0.7	$x'_{(cm)} = 1.8$
7	89.5	2.3	0.300	0.571	0.9	$y'_{(cm)} = 3.4$
8	75.4	3.1	0.338	0.625	1.0	
9	61.4	4.0	0.426	0.667	1.1	
10	39.4	4.9	0.764	0.700	1.5	
11	31.8	5.8	0.883	0.727	1.6	
12	24.4	6.8	1.061	0.750	1.8	
13	14	7.7	1.537	0.769	2.3	
14	9.2	8.6	1.882	0.786	2.7	
15	3.9	9.6	2.671	0.800	3.5	
16	2.6	10.6	3.012	0.813	3.8	



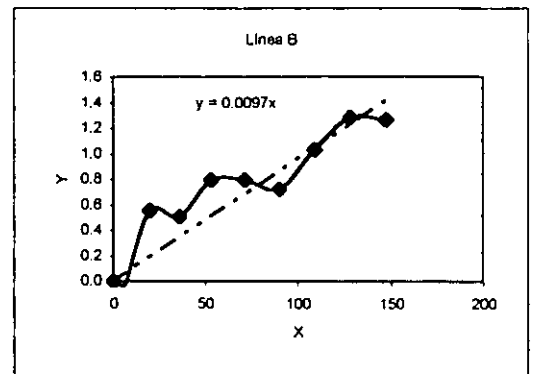
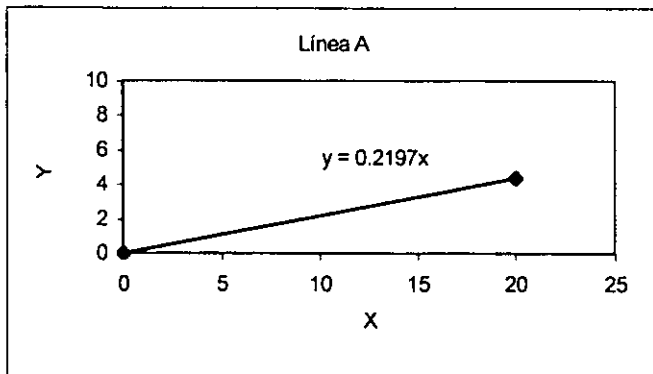
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	2.8281 cm^2/min	4.9253 cm^2/min	3.8767 cm^2/min
$D_T =$			0.3972 cm^2/min
$U =$	3.03136273 cm/min	2.5284 cm/min	2.7799 cm/min

$\alpha L =$	1.39455 cm
$\alpha T =$	0.14288 cm

Tabla a.7.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra TRISAR3

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \text{Ln}(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
20	3.6	20.0	-5.393	-1.000	4.4	$t_m = 40$
40	395.8	0.0	0.000	0.000	0.0	$C_m = 395.8$
60	375.8	6.7	-0.354	0.333	0.0	$K_a = 0.2197$
80	186.8	20.0	0.058	0.500	0.6	$K_b = 0.0097$
100	173.8	36.0	-0.093	0.600	0.5	$L_{c(cm)} = 7.9$
120	116.1	53.3	0.128	0.667	0.8	$x'_{(cm)} = 3.8$
140	104.3	71.4	0.081	0.714	0.8	$y'_{(cm)} = 2.4$
160	101.8	90.0	-0.028	0.750	0.7	
180	68.2	108.9	0.254	0.778	1.0	
200	48.6	128.0	0.488	0.800	1.3	
220	46	147.3	0.448	0.818	1.3	



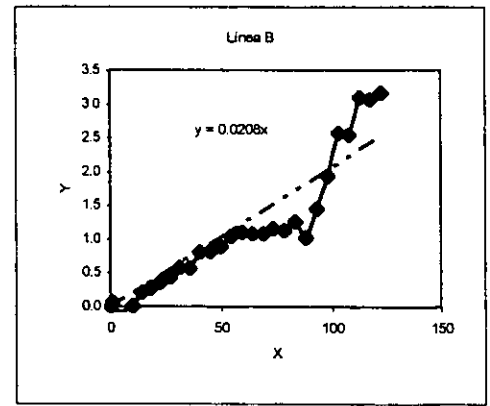
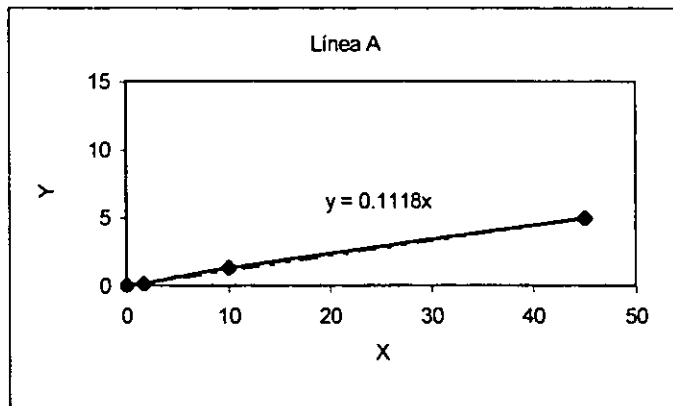
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	0.0399 cm^2/min	0.2810 cm^2/min	0.1604 cm^2/min
$D_T =$			0.0204 cm^2/min
$U =$	0.1871 cm/min	0.1044 cm/min	0.1458 cm/min

$\alpha_L =$	1.10055 cm
$\alpha_T =$	0.14014 cm

Tabla a.8.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra TRISAR4

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
5	0.4	45.0	7.986	-3.000	5.0	$t_m = 20$
10	57.6	10.0	2.323	-1.000	1.3	$C_m = 294$
15	238.1	1.7	0.499	-0.333	0.2	$K_a = 0.1118$
20	294.1	0.0	0.000	0.000	0.0	$K_b = 0.0208$
25	269.1	1.0	-0.135	0.200	0.1	$L_{c(cm)} = 18.8$
30	290.1	3.3	-0.392	0.333	-0.1	$x'_{(cm)} = 3.8$
35	274.1	6.4	-0.490	0.429	-0.1	$y'_{(cm)} = 4.95$
40	241.1	10.0	-0.495	0.500	0.0	
45	185.1	13.9	-0.348	0.556	0.2	
50	163.1	18.0	-0.327	0.600	0.3	
55	141.1	22.3	-0.277	0.636	0.4	
60	123.6	26.7	-0.232	0.667	0.4	
65	101.2	31.2	-0.112	0.692	0.6	
70	96.7	35.7	-0.141	0.714	0.6	
75	72.8	40.3	0.074	0.733	0.8	
80	68.9	45.0	0.065	0.750	0.8	
85	60.7	49.7	0.131	0.765	0.9	
90	49.9	54.4	0.269	0.778	1.0	
95	45.1	59.2	0.317	0.789	1.1	
100	44.3	64.0	0.283	0.800	1.1	
105	42.5	68.8	0.276	0.810	1.1	
110	38	73.6	0.341	0.818	1.2	
115	37.7	78.5	0.305	0.826	1.1	
120	31.9	83.3	0.429	0.833	1.3	
125	39	88.2	0.187	0.840	1.0	
130	24.5	93.1	0.613	0.846	1.5	
135	14.6	98.0	1.093	0.852	1.9	
140	7.5	102.9	1.723	0.857	2.6	
145	7.5	107.8	1.688	0.862	2.5	
150	4.2	112.7	2.234	0.867	3.1	
155	4.2	117.6	2.201	0.871	3.1	
160	3.7	122.5	2.296	0.875	3.2	



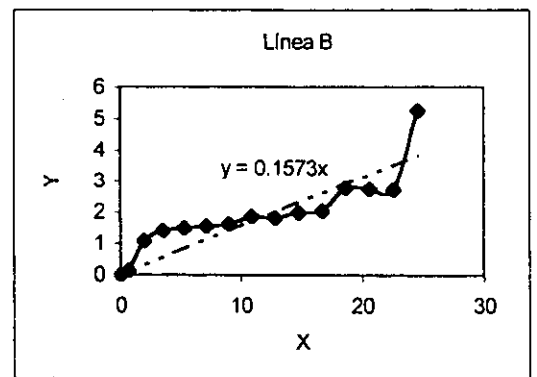
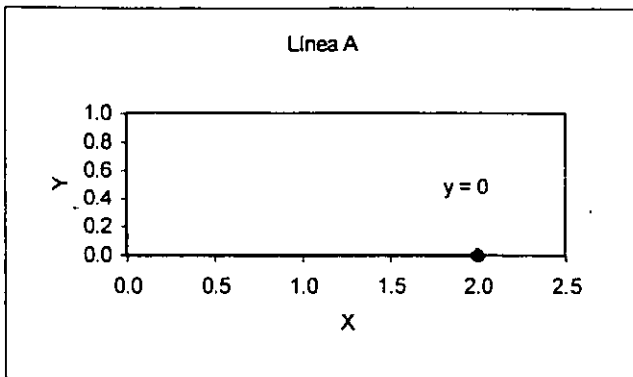
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	1.3653 cm ² /min	3.1201 cm ² /min	2.2427 cm ² /min
$D_T =$			0.1657 cm ² /min
$U =$	0.7814 cm/min	0.5095 cm/min	0.6454 cm/min

$\alpha_L =$	3.47464 cm
$\alpha_T =$	0.25674 cm

Tabla a.9.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra TRISAR5

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
2	402.1	2.0	0.950	-1.000	0.0	$t_m = 4$
4	520.1	0.0	0.000	0.000	0.0	$C_m = 520.1$
6	421.1	0.7	-0.194	0.333	0.1	$K_a = 0$
8	144.1	2.0	0.590	0.500	1.1	$K_b = 0.1573$
10	92.3	3.6	0.813	0.600	1.4	$L_{z(cm)} = 8.3$
12	75.6	5.3	0.830	0.667	1.5	$x'_{(cm)} = 2.3$
14	65	7.1	0.827	0.714	1.5	$y'_{(cm)} = 3.4$
16	55.2	9.0	0.857	0.750	1.6	
18	38.9	10.9	1.089	0.778	1.9	
20	37.9	12.8	1.010	0.800	1.8	
22	29.5	14.7	1.165	0.818	2.0	
24	26.1	16.7	1.200	0.833	2.0	
26	11.6	18.6	1.931	0.846	2.8	
28	11.3	20.6	1.883	0.857	2.7	
30	11	22.5	1.841	0.867	2.7	
32	0.8	24.5	4.398	0.875	5.3	



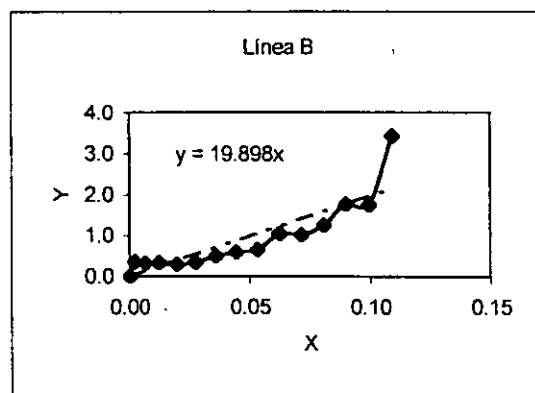
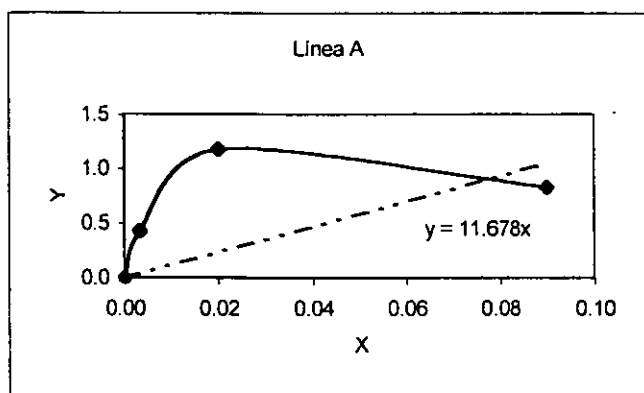
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	4.3056 cm^2/min	2.6428 cm^2/min	3.4742 cm^2/min
$D_T =$	0 cm^2/min		0.7052 cm^2/min
$U =$	0 cm/min	1.2895 cm/min	0.6448 cm/min

$\alpha_L =$	5.38840 cm
$\alpha_T =$	1.09379 cm

Tabla a.10.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra TRISAR6

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_w / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
0.01	20.7	0.090	3.828	-3.000	0.828	$t_m = 0.04$
0.02	54.1	0.020	2.174	-1.000	1.174	$C_m = 237.8$
0.03	147.8	0.003	0.763	-0.333	0.430	$K_a = 11.678$
0.04	237.8	0.000	0.000	0.000	0.000	$K_b = 19.898$
0.05	160.8	0.002	0.168	0.200	0.368	$L_{(cm)} = 6.5$
0.06	158.8	0.007	-0.002	0.333	0.332	$x_{(cm)} = 1.5$
0.07	146.8	0.013	-0.077	0.429	0.351	$y_{(cm)} = 3.4$
0.08	145.8	0.020	-0.204	0.500	0.296	
0.09	129.8	0.028	-0.205	0.556	0.350	
0.10	104.6	0.036	-0.095	0.600	0.505	
0.11	90.7	0.045	-0.048	0.636	0.589	
0.12	79.3	0.053	0.000	0.667	0.666	
0.13	50.9	0.062	0.363	0.692	1.055	
0.14	49.8	0.071	0.311	0.714	1.025	
0.15	37.4	0.081	0.528	0.733	1.261	
0.16	21.5	0.090	1.017	0.750	1.767	
0.17	20.8	0.099	0.990	0.765	1.754	
0.18	3.7	0.109	2.659	0.778	3.437	



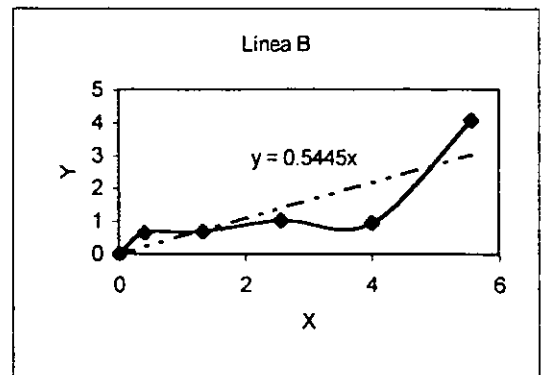
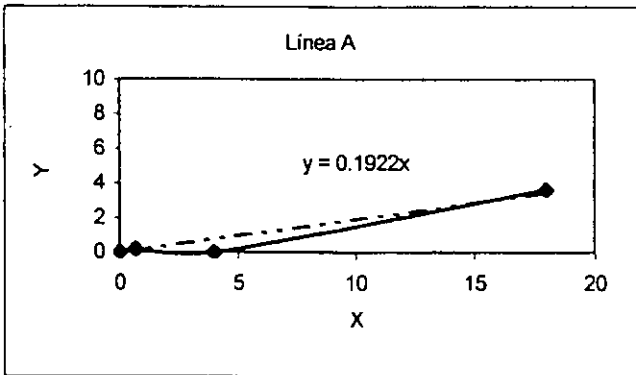
Cálculo de los coeficientes de dispersión longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	179.9870 cm^2/min	147.0347 cm^2/min	163.5108 cm^2/min
$D_T =$			47.3834 cm^2/min
$U =$	91.69270347 cm/min	108.1794 cm/min	99.9361 cm/min

$\alpha_L =$	1.63615 cm
$\alpha_T =$	0.47414 cm

Tabla a.11.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra MAPSA1

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
2	2	18.0	6.625	-3.000	-3.6	$t_m = 8$
4	273	4.0	1.016	-1.000	0.0	$C_m = 377$
6	300	0.7	0.516	-0.333	0.2	$K_a = 0.1922$
8	377	0.0	0.000	0.000	0.0	$K_b = 0.5445$
10	191	0.4	0.457	0.200	0.7	$L_{c(cm)} = 6.7$
12	177	1.3	0.351	0.333	0.7	$x'_{(cm)} = 2$
14	119	2.6	0.594	0.429	1.0	$y'_{(cm)} = 3.4$
16	121	4.0	0.443	0.500	0.9	
18	5	5.6	3.512	0.556	4.1	



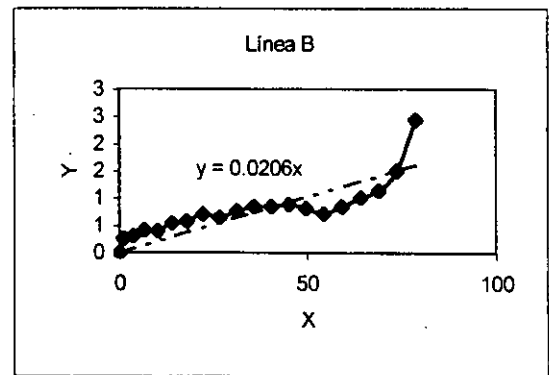
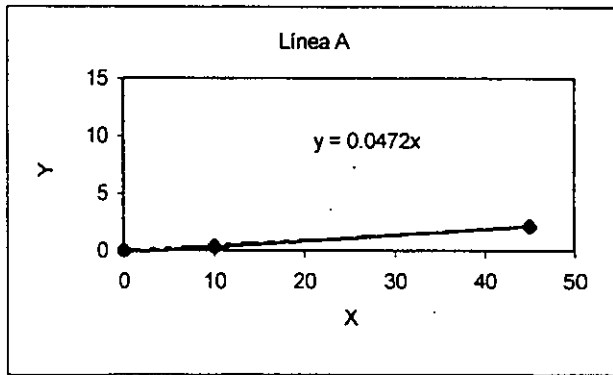
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	0.5528 cm^2/min	0.2619 cm^2/min	0.4074 cm^2/min
$D_T =$			0.11565 cm^2/min
$U =$	0.6519 cm/min	0.7553 cm/min	0.7036 cm/min

$\alpha_L =$	0.57897 cm
$\alpha_T =$	0.16437 cm

Tabla a.12.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra MAPSA2

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
5	3.6	45.0	5.163	-3.000	2.2	$t_m = 20$
10	83.8	10.0	1.322	-1.000	0.3	$C_m = 157.2$
15	157.2	-1.7	0.288	-0.333	-0.0	$K_a = 0.0472$
20	157.2	0.0	0.000	0.000	0.0	$K_b = 0.0206$
25	117.8	1.0	0.065	0.200	0.3	$L_{z(cm)} = 8.2$
30	108.2	3.3	-0.032	0.333	0.3	$x'_{(cm)} = 3.5$
35	90.7	6.4	-0.010	0.429	0.4	$y'_{(cm)} = 3.4$
40	86.6	10.0	-0.097	0.500	0.4	
45	71.1	13.9	-0.017	0.556	0.5	
50	64.4	18.0	-0.024	0.600	0.6	
55	53.2	22.3	0.072	0.636	0.7	
60	53	26.7	-0.011	0.667	0.7	
65	44.6	31.2	0.081	0.692	0.8	
70	39.2	35.7	0.136	0.714	0.9	
75	37.2	40.3	0.119	0.733	0.9	
80	34.2	45.0	0.139	0.750	0.9	
85	35.2	49.7	0.050	0.765	0.8	
90	37.2	54.4	-0.063	0.778	0.7	
95	31.2	59.2	0.059	0.789	0.8	
100	25.2	64.0	0.221	0.800	1.0	
105	21.4	68.8	0.336	0.810	1.1	
110	14.2	73.6	0.700	0.818	1.5	
115	5.4	78.5	1.622	0.826	2.4	



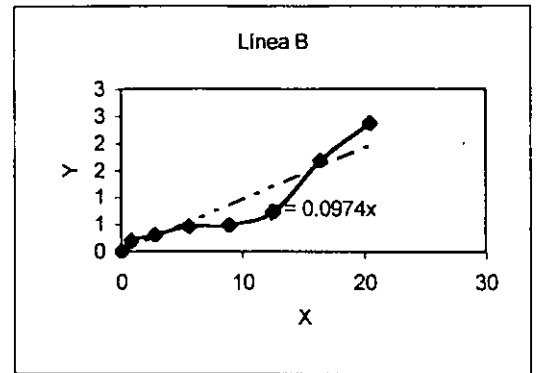
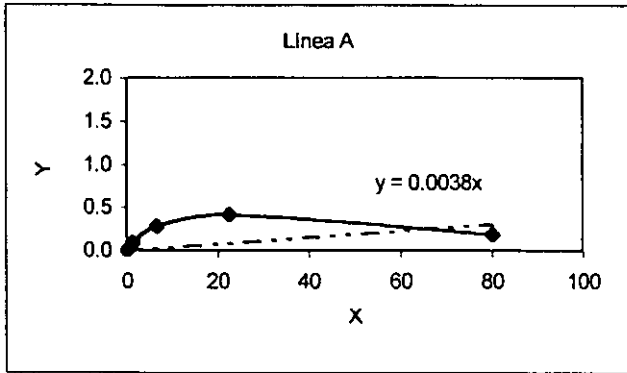
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	0.4324 cm ² /min	0.5953 cm ² /min	0.5138 cm ² /min
$D_T =$			0.1088 cm ² /min
$U =$	0.2857 cm/min	0.2215 cm/min	0.2536 cm/min

$\alpha_L =$	2.02614 cm
$\alpha_T =$	0.42915 cm

Tabla a.13.- Resultados de Iso coeficientes de dispersividad para la muestra MAPSA3

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
5	11	80.0	-4.188	-4.000	0.2	$t_m = 25$
10	53	22.5	1.923	-1.500	0.4	$C_m = 145$
15	93	6.7	0.955	-0.667	0.3	$K_a = 0.0038$
20	129	1.3	0.340	-0.250	0.1	$K_b = 0.0974$
25	145	0.0	0.000	0.000	0.0	$L_{x(cm)} = 18.5$
30	117	0.8	0.032	0.167	0.2	$x'_{(cm)} = 2.5$
35	101	2.9	0.025	0.286	0.3	$y'_{(cm)} = 3.4$
40	83	5.6	0.088	0.375	0.5	
45	77	8.9	0.045	0.444	0.5	
50	57	12.5	0.241	0.500	0.7	
55	21	16.4	1.144	0.545	1.7	
60	10	20.4	1.799	0.583	2.4	



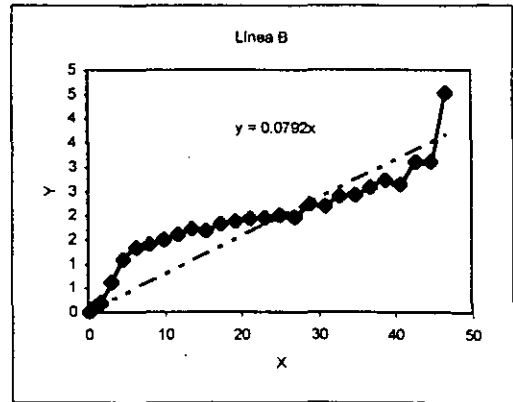
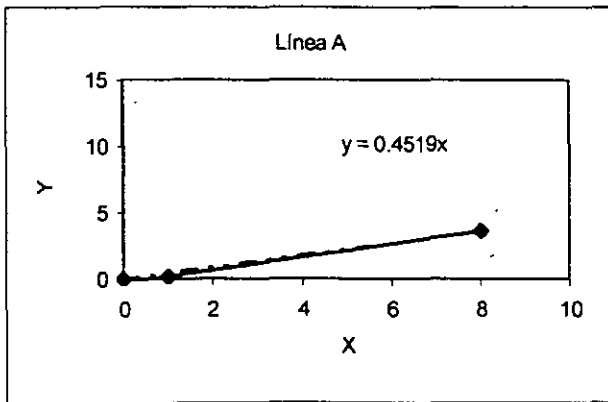
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	3.1256 cm^2/min	0.9964 cm^2/min	2.0610 cm^2/min
$D_T =$			0.0768 cm^2/min
$U =$	0.2180 cm/min	0.6230 cm/min	0.4205 cm/min

$\alpha L =$	4.90118 cm
$\alpha T =$	0.18255 cm

Tabla a.14.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra MAPSA4

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
2	7	8.0	5.649	-2.000	3.6	$t_m = 6$
4	502.5	1.0	0.682	-0.500	0.2	$C_m = 662.5$
6	662.5	0.0	0.000	0.000	0.0	$K_u = 0.4519$
8	599.5	0.5	-0.188	0.250	0.1	$K_b = 0.0792$
10	487.5	1.6	-0.204	0.400	0.2	$L_{c(cm)} = 8.5$
12	291.5	3.0	0.128	0.500	0.6	$x'_{(cm)} = 3.5$
14	168.5	4.6	0.522	0.571	1.1	$y'_{(cm)} = 3.4$
16	122.2	6.3	0.710	0.625	1.3	
18	105.7	8.0	0.737	0.667	1.4	
20	90	9.8	0.792	0.700	1.5	
22	75.5	11.6	0.873	0.727	1.6	
24	62.6	13.5	0.973	0.750	1.7	
26	61.5	15.4	0.911	0.769	1.7	
28	49.7	17.3	1.050	0.786	1.8	
30	44.8	19.2	1.084	0.800	1.9	
32	40.2	21.1	1.128	0.813	1.9	
34	38	23.1	1.124	0.824	1.9	
36	34.2	25.0	1.172	0.833	2.0	
38	34	26.9	1.124	0.842	2.0	
40	25.1	28.9	1.376	0.850	2.2	
42	25.1	30.9	1.327	0.857	2.2	
44	19.4	32.8	1.538	0.864	2.4	
46	18.3	34.8	1.552	0.870	2.4	
48	14.9	36.8	1.715	0.875	2.6	
50	12.4	38.7	1.858	0.880	2.7	
52	13.2	40.7	1.756	0.885	2.6	
54	8	42.7	2.219	0.889	3.1	
56	7.7	44.6	2.221	0.893	3.1	
58	1.8	46.6	3.640	0.897	4.5	



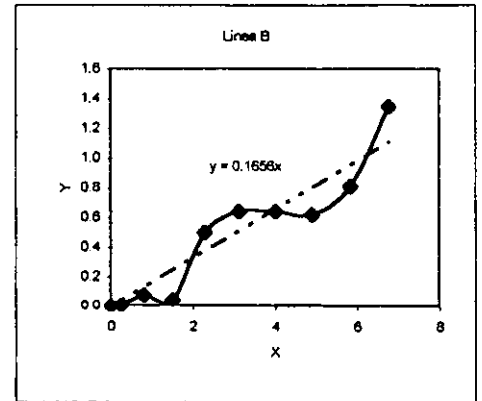
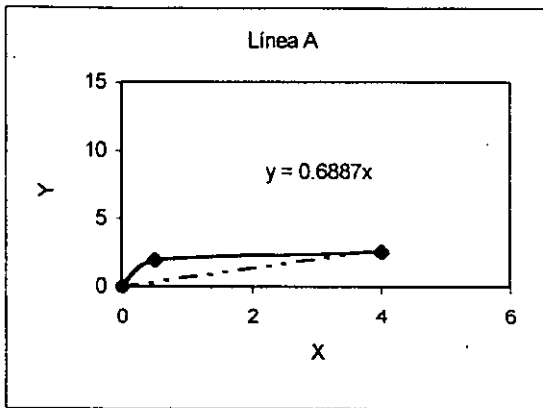
Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	0.8111 cm^2/min	2.0407 cm^2/min	1.4259 cm^2/min
$D_T =$			0.2817 cm^2/min
$U =$	1.2109 cm/min	0.8040 cm/min	1.0075 cm/min

$\alpha_L =$	1.41535 cm
$\alpha_T =$	0.27963 cm

Tabla a.15.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra MAPSA5

Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
1	2.8	4.0	4.555	-2.000	2.6	$t_m = 3$
2	11.6	0.5	2.441	-0.500	1.9	$C_m = 88.8$
3	88.8	0.0	0.000	0.000	0.0	$K_a = 0.6887$
4	85.1	0.3	-0.245	0.250	0.0	$K_b = 0.1656$
5	73.6	0.8	-0.323	0.400	0.1	$L_c(\text{cm}) = 13.2$
6	70	1.5	-0.455	0.500	0.0	$x'(\text{cm}) = 3.5$
7	40.8	2.3	-0.070	0.571	0.5	$y'(\text{cm}) = 4.95$
8	32.7	3.1	0.018	0.625	0.6	
9	30.3	4.0	-0.023	0.667	0.6	
10	28.8	4.9	-0.078	0.700	0.6	
11	22.2	5.8	0.087	0.727	0.8	
12	12.2	6.8	0.599	0.750	1.3	

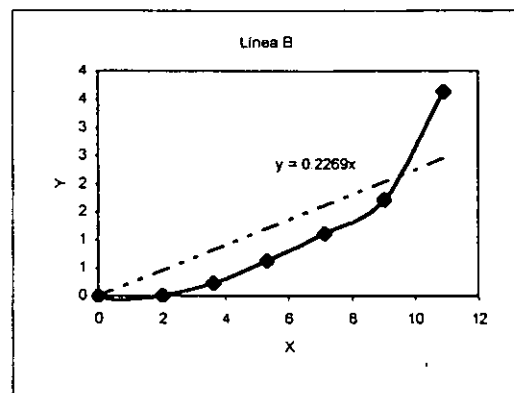
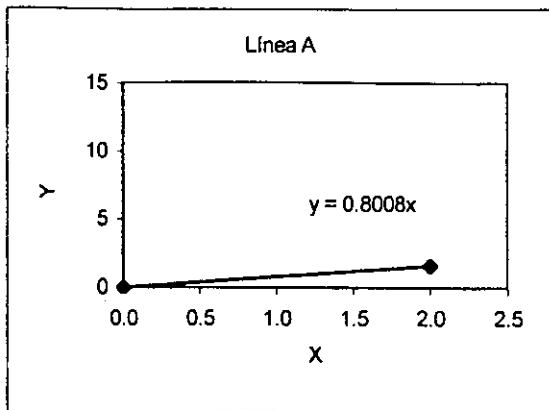


Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	4.7357 cm^2/min	9.7007 cm^2/min	7.2182 cm^2/min
$D_T =$			1.1097 cm^2/min
$U =$	3.6119 cm/min	2.5349 cm/min	3.0734 cm/min

$\alpha_L =$	2.34860 cm
$\alpha_T =$	0.36106 cm

Tabla a.16.- Resultados de los coeficientes de dispersividad para la muestra MAPSA6						
Tiempo(min)	Conc.($\mu\text{S/cm}$)	$X = (t - t_m)^2 / t$	$A = \ln(C_m t_m / C t)$	$B = (t - t_m) / t$	$Y = A + B$	Constantes
2	70	2.0	2.602	-1.000	1.6	$t_m = 4$
4	472	0.0	0.000	0.000	0.0	$C_m = 472$
6	470	0.7	-0.401	0.333	-0.1	$K_a = 0.8008$
8	383	2.0	-0.484	0.500	0.0	$K_b = 0.2269$
10	273	3.6	-0.369	0.600	0.2	$L_{c(cm)} = 9$
12	162	5.3	-0.029	0.667	0.6	$x'_{(cm)} = 4.5$
14	90	7.1	0.404	0.714	1.1	$y'_{(cm)} = 3.4$
16	45	9.0	0.964	0.750	1.7	
18	6	10.9	2.861	0.778	3.6	



Cálculo de los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal:

	Línea A	Línea B	Promedios
$D_L =$	1.2044 cm^2/min	2.6539 cm^2/min	1.9291 cm^2/min
$D_T =$			0.3712 cm^2/min
$U =$	1.9642 cm/min	1.5520 cm/min	1.7581 cm/min

$\alpha_L =$	1.09730 cm
$\alpha_T =$	0.21117 cm